

УДК 553.411+550.93

ГЕНЕЗИС БЕРЕЗИТОВОГО ЗОЛОТОПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (НА ОСНОВЕ ДАННЫХ ПО ИЗОТОПНОМУ СОСТАВУ СВИНЦА, КИСЛОРОДА И СЕРЫ)

© 2013 г. О. В. Авченко, А. С. Вах, член-корреспондент РАН А. Н. Горячев,
И. А. Александров, Т. А. Веливецкая, И. Н. Капитонов

Поступило 14.05.2013 г.

DOI: 10.7868/S0869565213320157

В статье рассматриваются результаты изучения стабильных изотопов кислорода, серы и свинца в породах и рудах Березитового золото-полиметаллического месторождения Верхнего Приамурья, позволяющие прояснить дискуссионные вопросы его генезиса. Актуальность решения данной проблемы определяется тем, что это месторождение содержит флюидно-эксплозивной природы малоизученного и особого типа рудные объекты, которые относительно широко развиты в сопредельных рудных районах Восточного Забайкалья.

Месторождение находится в северо-западной части Амурской области, в пределах восточной части Селенгино-Станового террейна (юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона), в зоне его сочленения с образованиями северной части Монголо-Охотского складчатого пояса. Оно представлено метасоматическими сульфидсодержащими турмалин-гранат-мусковит-кварцевыми породами, которые образуют в массиве палеозойских порфировидных гранодиоритов крутопадающее тело в форме двух совмещенных перевернутых конусов. В плане рудное тело месторождения имеет сложную линзовидную форму. Длина его на поверхности достигает 950 м. Мощность зоны меняется от 10–15 до 110 м.

Метасоматические породы обнаруживают четко выраженное зональное строение. В направлении от

гранитов к центру метасоматической залежи выделяются следующие минералогические зоны.

Зона А. Слабоизмененный гранодиорит. Магматический парагенезис: $Q + Pl_{25-35} + Kfs + Bi + Nb$. Изменение гранодиоритов выражено в развитии вторичного биотита по роговой обманке, появлении в небольших количествах новообразованного мусковита, кварца, хлорита и эпидота. Структура пород гранитная порфировидная среднезернистая. Акцессорные минералы представлены преимущественно апатитом, цирконом, магнетитом, ортитом и сфеном.

Зона Б. Сильноизмененный гранодиорит. Ведущий магматический парагенезис остается таким же как в зоне А — $Q + Pl_{25-35} + Kfs + Bi + Nb$. Однако изменение пород здесь выражено сильнее и обусловлено появлением мелких и мельчайших табличек основного плагиоклаза (вплоть до анортита), обильного мусковита и кварца, эпидота, хлорита и сульфидов, преимущественно пирита. Участками в составе этих гранодиоритов присутствует турмалин и андрадит-гроссуляровый гранат. При этом в породах сохранена первичная гранитная гипидиоморфнозернистая структура. Мощность зоны сильноизмененных гранодиоритов составляет первые метры.

Зона В. “Темно-серые” тонкозернистые метасоматиты представлены плотными темно-серыми породами, в которых широко развиты идиоморфные кристаллы розового граната. Парагенезис пород: $Q + Ms + Gr + Kfs + Bi + Pl_{90-95}$. Своеобразие этого типа пород подчеркивается значительными количествами новообразованного плагиоклаза, по составу близкого к анортиту. В составе метасоматитов в небольших количествах отмечают турмалин, пирит, пирротин, магнетит, ильменит, сфалерит и галенит. Метасоматиты слагают зону мощностью от первых десятков сантиметров до 10 м, окаймляя трубообразную метасоматическую залежь на ее контакте с гранитами.

Дальневосточный геологический институт
Дальневосточного отделения
Российской Академии наук, Владивосток
Северо-Восточный комплексный
научно-исследовательский институт
Дальневосточного отделения
Российской Академии наук, Магадан
Центр изотопных исследований Всероссийского
научно-исследовательского геологического института
им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург

Таблица 1. Модальный состав гранодиоритов и метасоматитов Березитового месторождения (мас. %)

Обра- зец	Зона	Минералы												Σ	Res
		Qtz	Kfs	Plag	Wm	Gr	Bi	Rut	Ep	Apat	Mgt	Ilm	Gbs		
1-Б	А	19	7	49.9	1.7	—	10.6	0.2	9.6	0.5	1.3	—	—	99.8	0.00
5	Б	25.4	9.5	42.9	10.6	—	8	0.1	1.3	0.3	1.8	0	—	99.9	0.00
8-1	В	40.3	6.0	12.9	26.6	4.5	8.6	—	—	0.3	0.4	0.2	—	99.8	0.03
8-2	Г	47.5	—	1.2	49.7	0.4	—	0.1	—	0.0	0.03	—	1	99.9	0.03

Примечание. Индексы минералов: Qtz — кварц, Kfs — калиевый полевой шпат, Plag — плагиоклаз, Wm — мусковит, Gr — гранат, Bi — биотит, Rut — рутил, Ep — эпидот, Apat — апатит, Mgt — магнетит, Ilm — ильменит, Gbs — гиббсит. Res — остаток химического состава породы, не укладывающийся в рассчитанный модальный состав. Расчет выполнен с помощью программы MC (<http://fegi.ru/institute/innov/461-2013-03-11-03-22-32>).

Зона Г. “Светло-серые” рудоносные метасоматиты основной части метасоматической залежи представлены тонкозернистыми светло-серыми породами, в которых видны мелкие единичные розовато-бурые агрегаты граната. В отдельных участках пород совместно с гранатом находятся агрегаты цинковой шпинели — ганита. Парагенезис пород: Q + Ms + Gr + Kfs + Bi. В этих породах анортит отсутствует, а биотит присутствует в весьма малых количествах. Повсеместно в составе метасоматитов в переменных количествах наблюдаются также мелкие единичные агрегаты темно-коричневого турмалина.

Модальный состав образцов из всех минералогических зон, рассчитанный по программе MC, показан в табл. 1. Эта программа, описание алгоритма и примеры расчетов, результаты которых приведены в этой таблице, помещены в открытом доступе на информационном сервере ДВГИ ДВО РАН по адресу: <http://fegi.ru/institute/innov/461-2013-03-11-03-22-32>. Из табл. 1 хорошо видно постепенное увеличение содержания кварца и мусковита в последовательности зон А—Г, что отражает степень увеличения интенсивности метасоматического процесса. Более подробно особенности геологического строения месторождения рассмотрены в публикации [1].

Измерения изотопного состава Pb и U—Pb-отношений в галенитах были выполнены в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ с использованием системы абляции DUV-193 ArF-лазера СОМРех-102 (длина волны 193 нм) и многоколлекторного масс-спектрометра с ионизацией в индуктивно-связанной плазме (ICPMS) Neptune. Возможность высокоточного анализа изотопного состава свинца с использованием данного метода была наглядно показана в работе [2], где подробно описана используемая методика.

Конфигурация коллекторов при Pb—Pb-измерениях позволяла одновременно регистрировать изотопы ^{202}Hg — ^{203}Tl — $^{204}(\text{Hg} + \text{Pb})$ — ^{205}Tl — ^{206}Pb — ^{207}Pb — ^{208}Pb . Для коррекции масс-дискриминации была использована нормализация измеряемых

отношений по известному отношению $^{203}\text{Tl}/^{205}\text{Tl}$, которое получали при измерении стандарта (международный стандарт стекло NIST-611) в каждой индивидуальной измерительной сессии. Стандартная ошибка измерений в абсолютных значениях составила: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 0.02, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 0.016, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 0.04.

Изотопный анализ кислорода силикатов и серы сульфидов выполняли в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН в лаборатории стабильных изотопов.

Изотопные отношения $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ определяли на изотопном масс-спектрометре Finnigan MAT 253 относительно лабораторного стандарта, калиброванного по международным стандартам NBS-28, NBS-30. Воспроизводимость значений $\delta^{18}\text{O}$ (1 σ) составляла $\pm 0.2\text{‰}$, $n = 10$. Масса анализируемых образцов была 1–2 мг. Результаты измерений $\delta^{18}\text{O}$ даны в отношении к международному стандарту VSMOW.

Подготовка образцов для масс-спектрометрического изотопного анализа серы проведена по методике В.А. Гриненко [3]. Изотопные отношения серы определяли на изотопном масс-спектрометре Finnigan MAT 253 с использованием двойной системы напуска относительно лабораторного стандарта, калиброванного по международным стандартам NBS123, IAEA-S-1, IAEA-S-2, IAEA-S-3. Воспроизводимость значений $\delta^{34}\text{S}$ (1 σ) для международных значений составляла $\pm 0.1\text{‰}$, $n = 10$. Результаты измерений $\delta^{34}\text{S}$ даются в отношении к международному стандарту VCDT.

Изотопный состав свинца галенитов из руд Березитового месторождения различных типов характеризуется близкими значениями изотопных соотношений. На диаграмме состава свинца (рис. 1) они попадают в поле галенитов из рудных образований Яно-Колымской изотопно-геохимической провинции, которая, наряду с Омогонской и Алазейско-Олойской провинциями, была выделена для Северо-Востока России на основе изучения изотопного состава рудного свинца [4]. Со-

гласно этим данным, субстрат Яно-Колымской провинции составляют верхнепротерозойские и палеозойско-мезозойские комплексы пассивной континентальной окраины, тогда как Омолонская провинция представлена раннедокембрийским кратонным блоком, а Алазейско-Олойская — фанерозойскими осадочно-вулканогенными образованиями примитивных островных дуг и окраинных морей.

Модельный возраст отторжения свинцов Березитового месторождения определяется диапазоном ~330–400 млн лет (рис. 1). Согласно полученным ранее локальным U–Pb-датировкам цирконов (SHRIMP-II)? установлено, что их возраст составляет в метасоматитах 335 ± 4.8 млн лет, а во вмещающих рудную зону порфировидных гранодиоритах — 344 ± 3.3 млн лет [6]. Близость датировок модельного возраста галенитов и возраста цирконов, а также сходство изотопных характеристик рудного свинца Березитового месторождения с таковыми Яно-Колымской провинции позволяют считать, что источником рудного вещества полиметаллических руд являются палеозойские граниты, формирование которых связано с преобразованием протерозойских метаморфических пород фундамента в процессе палеозойского тектоно-магматического цикла.

Стабильные изотопы кислорода изучали в метасоматических породах и гранитах месторождения (всего 10 образцов). Образцы гранитов отобраны на расстоянии 10, 5, 1 м от контакта с метасоматитами и непосредственно вблизи контакта с метасоматической зоной. Образцы метасоматических пород были представлены “темными” и “белыми” метасоматитами турмалин-гранат-мусковит-биотит-ортоклаз-анортит-кварцевого и турмалин-гранат-мусковит-кварцевого состава соответственно.

Как видно из табл. 2, значение $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ постепенно увеличивается в направлении от слабоизмененных гранодиоритов внутрь метасоматического тела. Из модального состава пород (табл. 1) следует, что в этом же направлении увеличивается количество кварца относительно плагиоклаза, калишпата, биотита и мусковита. Хорошо известно, что последовательность минералов по возрастанию в них $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ выглядит следующим образом: биотит–мусковит–кальциевый плагиоклаз–натровый плагиоклаз–калиевый полевой шпат–кварц [7]. Поэтому повышение величины $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ можно легко объяснить наблюдаемым увеличением модального количества кварца. При этом сам факт слабого и постепенного увеличения значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ от гранодиоритов внутрь метасоматической зоны указывает на образование метасоматических пород непосредственно по вмещающим гранитоидам. Вместе с тем наименее измененные метасоматозом гранодиориты (обр. 1-Б, табл. 1)

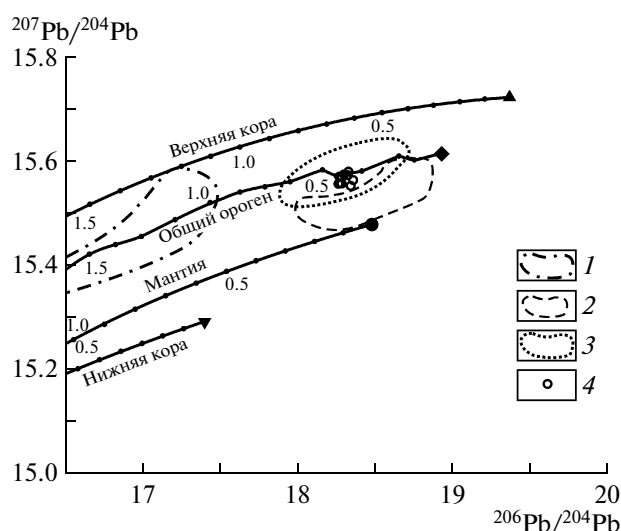


Рис. 1. Диаграмма $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для галенитов месторождения Березитовое.

1–3 — области составов свинца из галенитов Омолонской (1), Алазейско-Олойской (2) и Яно-Колымской (3) провинций Северо-Востока России [4], 4 — точки составов галенитов Березитового месторождения. Сплошные линии — кривые эволюции состава свинца для Верхней и Нижней коры, Мантии и Общего орогена согласно модели “Плюмботектоники” версии IV [5].

по изотопному составу кислорода отвечают “нормальной” группе гранитоидов [8].

В изученных нами образцах пиритов, сфалеритов и галенитов, отобранных преимущественно из массивных полиметаллических руд Березитового месторождения, $\delta^{34}\text{S}$ колеблется в очень узких пределах: от +1.2 до –2.1 при средней величине –0.18 (табл. 3). Узкий интервал значений $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов и близость его к нулю свидетельствуют о магматическом происхождении серы [9]. Для сульфидов рудных объектов, связанных с гранитоидной магмой, указывали значения $\delta^{34}\text{S}$ от –4 до +4‰ [10] или от –3 до +3‰ [11]. Полученные нами изотопные данные однозначно свидетельствуют о наличии магматического источника серы в сульфидах.

Для пяти образцов рассчитаны температуры сульфидных равновесий по сфалерит-галенитовому (T_1 , °C) [12], пирит-сфалеритовому (T_2 , °C) и пирит-галенитовому (T_3 , °C) термометрам [10]. Эти температуры попадают в интервал от 294 до 547°C, причем две пары сульфидов в образцах 57 и 1514 имеют нарушенное изотопное равновесие (табл. 3). Тем не менее пять оценок температур из девяти дают относительно узкий интервал температур от 450 до 550°C, которые близки к оценкам P – T -условий формирования гранат-мусковитовых и гранат-биотитовых минеральных равновесий для даек метапорфиров и рудоносных мета-

Таблица 2. Изотопный состав кислорода ($\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$) в гранодиоритах и метасоматических породах месторождения Березитовое

Образец	Характеристика породы	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$
Зона А		
1-Б	Слабоизмененный гранодиорит – 10 м от контакта с метасоматитами	8.9
2-Б	Слабоизмененный гранодиорит – 5 м от контакта с метасоматитами	10.1
3-Б	Слабоизмененный гранодиорит – 1 м от контакта с метасоматитами	9.7
	<i>Среднее по зоне</i>	9.6
Зона Б		
5	Гранодиорит вблизи контакта с метасоматитами	10.0
5-В	Гранодиорит вблизи контакта с метасоматитами	9.8
	<i>Среднее по зоне</i>	9.9
Зона В		
4-А	Метасоматит темный	10.5
4-В	Метасоматит темный	10.4
8-1	Метасоматит темный	10.0
	<i>Среднее по зоне</i>	10.3
Зона Г		
6	Метасоматит белый	10.8
8-2	Метасоматит белый	10.6
	<i>Среднее по зоне</i>	10.7

Примечание. Анализы выполнены в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН на изотопном масс-спектрометре Finnigan MAT 253. Аналитики: Е.С. Ермоленко, Т.А. Веливецкая.

соматитов, которые составляют $\sim 520^\circ\text{C}$ и 3.5 кбар. Полученные результаты являются весомым аргументом в поддержку ранее выдвинутой концепции о наложенном локальном высокотемпературном метаморфизме рудоносных гранатсодержащих пород в пределах трубообразного рудного тела Березитового месторождения [13].

В целом представленный материал по составу изотопов свинца, кислорода и серы в породах и рудах месторождения Березитовое, а также ранее полученные данные по U–Pb-возрасту цирконов из гранодиоритов и метасоматитов позволяют считать, что метасоматические породы месторождения, слагающие флюидно-эксплозивную структуру, образовались непосредственно по вмещающим палеозойским гранитоидам. Установленные высокие оценки температур сульфидных равновесий, рассчитанные по соотношениям изотопов серы в минеральных парах галенит–сфалерит, пирит–сфалерит и пирит–галенит, подтверждают ранее выдвинутый тезис о наложенном локальном метаморфизме

Таблица 3. Изотопный состав пиритов, сфалеритов и галенитов из руд Березитового месторождения

Образец	Минерал	$\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$	$T_1, ^\circ\text{C}$	$T_2, ^\circ\text{C}$	$T_3, ^\circ\text{C}$
57	Пирит	0.2	294	***	525
	Сфалерит	0.9		***	
	Галенит	–1.4			
1288	Галенит	–1.6	368		
	Сфалерит	0.2			
1294	Пирит	0.4	368		
1390	Галенит	–1.3			
1503	Галенит	–2.1			
1514	Галенит	0.0	***		
	Сфалерит	–0.1	***		
3Г-1109	Пирит	1.2	547	384	480
	Сфалерит	0.5			
	Галенит	–0.6			
3Г-1111	Пирит	1.1	547	384	480
	Сфалерит	0.4			
	Галенит	–0.7			

Примечание. T_1, T_2, T_3 – сфалерит–галенитовый [12], пирит–сфалеритовый и пирит–галенитовый [13] термометры.

*** – нарушенное изотопное равновесие. Анализы выполнены в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН на изотопном масс-спектрометре Finnigan MAT 253. Аналитики: В.М. Авченко, Н.П. Коновалова, Т.А. Веливецкая.

метасоматитов и руд, проявившемся в пределах трубообразной структуры. Состав изотопов рудного свинца полиметаллических руд месторождения может служить основанием для вывода о среднепалеозойском возрасте их источника.

Исследования выполнены при поддержке Дальневосточного отделения РАН (гранты 12-III-A-08–145, № 12–III-A-08–146, № 12–II-CO-08-0).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вах А.С., Степанов В.А., Авченко О.В. // Руды и металлы. 2008. № 6. С. 44–55.
2. Willigers B.J.A., Baker J.A., Krogstad E.J., Peate D.W. // Geochim. et cosmochim. acta. 2002. V. 66. № 6. P. 1051–1066.
3. Гриненко В.А. // ЖНХ. 1962. № 7. С. 578–582.
4. Чернышев И.В., Шпикерман В.И. // ДАН. 2001. Т. 377. № 4. С. 530–533.
5. Zartman R.E., Haines S.M. // Geochim. et cosmochim. acta. 1988. V. 52. P. 1327–1339.

6. Вах А.С., Авченко О.В., Сергеев С.А., Пресняков С.Л. // ДАН. 2011. Т. 438. № 5. С. 659–664.
7. Hoefs J. Stable Isotope Geochemistry. B.; Heidelberg: Springer, 2009. 281 p.
8. Taylor H.P. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. V. 38. P. 177–210.
9. Йенсен М.Л. Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир. 1970. С. 129–147.
10. Омото Х., Рай Р.О. Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир? 1982. С. 405–450.
11. Field C.W., Fierck R.H. // Geol. and Geochem. Epitherm. Syst. 1985. V. 2. P. 99–128.
12. Li Y., Liu J. // Geochim. et cosmochim. acta. 2006. V. 70. P. 1789–1795.
13. Авченко О.В., Вах А.С., Сахно В.Г., Степанов В.А., Ноздрачев Е.А, Шарова О.И. // ДАН. 2010. Т. 432. № 2. С. 203–209.