

УДК 550.42: 553.2

НЕОДНОРОДНОСТЬ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СЕРЫ ПИРИТА НА МЕСТОРОЖДЕНИИ СУХОЙ ЛОГ И ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ЕЕ ФАКТОРЫ

© 2010 г. Е. О. Дубинина, Т. А. Иконникова, А. В. Чугаев

Представлено академиком Н.П. Лаверовым 21.06.2010 г.

Поступило 24.06.2010 г.

Месторождение-гигант золота Сухой Лог, локализованное среди позднепротерозойских метасадочных пород Байкало-Патомского нагорья, активно изучается с применением изотопно-геохимических методов [1–5], в том числе с помощью геохимии стабильных изотопов [6–10]. Месторождение приурочено к ядерной части Сухоложской антиклинали, сложенной терригенно-карбонатными породами хомолхинской и имняхской свит средне-позднерифейского возраста [11]. Рудная зона ориентирована согласно с осевой поверхностью антиклинали и содержит гидротермально-метасоматическую прожилковую и вкрапленную минерализацию. Золото сосредоточено главным образом в кварц-пиритовых прожилках, гнездах и линзах, сосредоточенных в наиболее минерализованной осевой части антиклинали. Возраст гидротермально-метасоматической проработки вмещающих пород, с которой связывают формирование основной части рудной минерализации на месторождении, оценивается в 447 ± 6 млн. лет [3, 5]. В позднем палеозое (321 ± 14 млн. лет) произошло возобновление гидротермальной деятельности, которое привело к формированию малосульфидных золото-кварцевых жил [3].

Изучение изотопного состава серы сульфидных минералов является перспективным для данного месторождения, поскольку основная часть золотого оруденения Сухого Лога связана с развитием сульфидной минерализации [5, 7–9]. Накопленный к настоящему времени материал позволяет считать, что источником серы сульфидов месторождения являлись вмещающие терригенно-осадочные толщи [11], при этом либо предполагается вклад глубинного магматического источника [6], либо его участие полностью отрицается [5, 10].

Опубликованные данные по изотопному составу серы (прежде всего пирита — наиболее рас-

пространенного из сульфидов на месторождении), можно суммировать, выделив следующие характерные моменты. Во-первых, это существенные вариации величин $\delta^{34}\text{S}$ не только в пределах месторождения в целом, но и в пределах его различных участков. Известно, что среди месторождений золота, связанных с осадочными толщами, Сухой Лог отличается максимальным разбросом этой величины [9]. Во-вторых, наблюдаемые вариации величин $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов на месторождении не связаны ни с принадлежностью к определенному участку месторождения, ни с типом минеральной ассоциации — прожилково-вкрапленной или жильной, ни с морфологией выделения пирита, которая здесь весьма разнообразна [7, 8]. В литературе широкий интервал вариаций $\delta^{34}\text{S}$ объясняют действием разных факторов — первичной неоднородностью осадочного пирита [9, 12], значительным температурным диапазоном, при котором протекали рудообразующие процессы [1], а также дополнительным поступлением серы из эндогенного источника [1, 6].

В настоящей работе проведено дополнительное изучение изотопного состава серы сульфидов на месторождении Сухой Лог и проведен анализ причин наблюдаемых вариаций величин $\delta^{34}\text{S}$ пирита с тем, чтобы установить возможную связь между изотопным составом серы пирита и развитием золотоносной минерализации.

Работа основана на результатах определения изотопного состава серы в образцах пирита, отобранных на Западном, Сухоложском и Центральном участках месторождения. Пирит отбирался из ассоциаций прожилково-вкрапленного и жильного типа, как в пределах рудных зон, так и за их границами. Исследование пространственных вариаций изотопного состава серы проведено на образцах из карьера Западного участка и из керна скважины № 6 Сухоложского участка. Локальные вариации величин $\delta^{34}\text{S}$ исследовали на примере метакристалла пирита из рудного тела, расположенного на Западном участке.

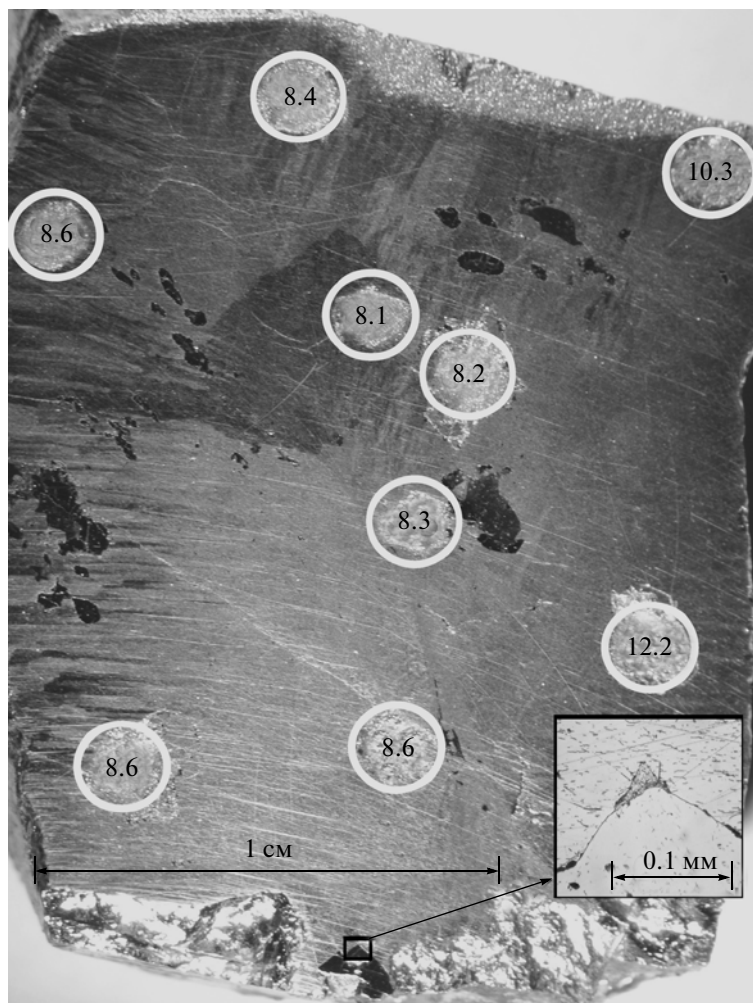


Рис. 1. Микрофотография в отраженном свете метакристалла пирита, отобранного в пределах рудного тела из карьера Западного участка месторождения Сухой Лог. Цифры в кружках – величины $\delta^{34}\text{S}$ (‰). На врезке – включение самородного золота на границе раннего пирита (снято при 40-кратном увеличении).

Измерения проводили в ИГЕМ РАН методом CF-IRMS на масс-спектрометре DeltaV+ (Thermo-Finnigan). Для разложения сульфидов и количественного перевода серы в SO_2 использовали элементный анализатор FlashHT (Finnigan) с высокотемпературным реактором, заполненным WO_3 и Cu^0 . Масса образца пирита составляла 0.15 мг. Измерения проведены с использованием калибровок рабочего эталона международными стандартными образцами IAEA S-1 (Ag_2S) и NBS-127 (BaSO_4). Полученные величины $\delta^{34}\text{S}$ выражены относительно международного стандарта VCDT в промилле. Контроль правильности анализа осуществляли постоянными измерениями международного стандартного образца IAEA S-1 (в среднем 1 навеска стандартного образца на каждые 5–6 исследуемых навесок сульфидов). Погрешность измерений (1σ) составила $\pm 0.2\text{‰}$.

Малый размер навески, используемый для анализа изотопного состава серы методом CF-IRMS, позволил исследовать локальные вариации величины $\delta^{34}\text{S}$ в пределах одного метакристалла пирита (рис. 1). Отбор точечных проб проводили с полированной поверхности метакристалла при помощи алмазной иглы. Для предотвращения загрязнения пробы частицами пирита из соседних точек, поверхность метакристалла тщательно промывали и высушивали между отборами.

Как отмечалось выше, значительные вариации изотопного состава серы пирита характерны как для месторождения в целом, так и для его отдельных участков. Интервалы величин $\delta^{34}\text{S}$ пирита составляют от 8.1 до 15.5‰ ($n = 20$) из рудной прожилково-вкрапленной ассоциации и от 8.7 до 14.7‰ ($n = 5$) из жильной ассоциации на Западном участке. На Сухоложском участке этот показатель в пирите из рудной прожилково-вкрапленной ассоциации изменяется от 7.5 до 12.7‰ ($n =$

Таблица 1. Изотопный состав серы и оценка температуры формирования минеральной пары пирит–галенит (Py–Gal)

Образец	Участок месторождения	$\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$, ‰		$\Delta_{\text{Py-Gal}}$	T , °C
		Py	Gal		
SL-Z-57-09	Западный	14.7	11.2	3.5	287
ЦУГ-1а	Центральный	10.0	6.5	3.5	287

= 14), в единичном образце из жильной ассоциации с Центрального участка величина $\delta^{34}\text{S}$ составила 10.0‰. В целом не прослеживается связи величин $\delta^{34}\text{S}$ пирита с типом ассоциации и приуроченностью к определенному участку.

Влияние температуры на возникновение вариаций изотопного состава серы сульфидов исследовано нами на двух образцах, обнаруженных в малосульфидных кварц-карбонатных жилах, содержащих минеральную пару пирит–галенит, по всем минералогическим признакам являющуюся равновесной. Образцы отобраны на Западном и Центральном участках месторождения и характеризуются разным изотопным составом серы пирита и галенита. Тем не менее разница величин $\delta^{34}\text{S}$ для пары пирит–галенит в обоих случаях оказалась одинаковой (табл. 1). Расчетная (использован S-изотопный термометр пирит–галенит [13]) температура закрытия этих минералов соответствует 287°C. Идентичные оценки температуры отложения минеральной пары пирит–галенит, полученные для разных участков месторождения и с разным содержанием ^{34}S в сульфидной системе в целом, указывают на то, что роль температурного фактора в формировании S-изотопных вариаций в сульфидах, по-видимому, не является определяющей.

Более перспективным, на наш взгляд, может быть анализ пространственных вариаций изотопного состава серы пирита, которые могут отражать как первичную неоднородность, так и неравномерность гидротермально-метасоматических изменений сланцев хомолхинской свиты. Несмотря на отсутствие выраженной связи изотопного состава серы пирита с типом ассоциации, морфологией его выделения и приуроченностью к участкам месторождения, наблюдается определенная зависимость величин $\delta^{34}\text{S}$ пирита от расположения в пространстве.

Впервые это было отмечено в работе В.Л. Русинова с соавторами [7] – в образцах пирита из керна скважины № 6 Сухоложского участка месторождения происходило закономерное изменение величин $\delta^{34}\text{S}$ с глубиной, от 16‰ в верхних горизонтах до 8‰ на глубине 225 м (рис. 2). Нами было продолжено исследование образцов из керна скважины № 6, с тем чтобы проследить эту закономерность в

более глубоких зонах разреза (рис. 2). Оказалось, что величины $\delta^{34}\text{S}$ пирита изменяются по вертикали немонотонно, на глубине около 200 м наблюдается их минимальное значение, а вверх и вниз по разрезу – возрастание. В целом изменение этих величин происходит согласованно с антиклинальной структурой и показывает приуроченность более высоких значений $\delta^{34}\text{S}$ к верхним частям разреза осадочных пород, формирующих внешние слои антиклинальной складки. Наблюдаемое поведение величины $\delta^{34}\text{S}$ пирита в вертикальном разрезе осадочной толщи хомолхинской свиты показывает, что в первом приближении это распределение может отражать первичную неоднородность, возникающую при отложении сульфидов в результате сульфат-редукции в системе, закрытой по отношению к сульфату морской воды [14].

Однако та же закономерность наблюдается и в распределении степени гидротермально-метасоматических изменений пород. Нельзя исключить, что картина вертикальных вариаций является результатом процесса перекристаллизации пирита – величина $\delta^{34}\text{S}$ постепенно уменьшается с приближением к рудной зоне и начинает возрастать с удалением от нее (рис. 2). Связь пониженных значений величины $\delta^{34}\text{S}$ в пирите с приуроченностью к рудной зоне прослеживается и для образцов, отобранных в пределах карьера Западного участка (рис. 3). При построении рисунка использованы высотные отметки по данным GPS, зафиксированные при отборе образцов и абсолютные высоты до проведения в карьере работ по добыче золота [15]. На рисунки 2 и 3 нанесена величина $\delta^{34}\text{S}$, полученная для пирита, отобранного на значительном (30 км) удалении от месторождения, где степень гидротермально-метасоматической переработки сланцев хомолхинской свиты должна быть минимальной по сравнению с районом месторождения. Тем не менее это значение оказалось близким к величинам $\delta^{34}\text{S}$ пирита, наблюдаемым за пределами рудного тела, но в непосредственной близости к нему.

Тот факт, что практически весь пирит на месторождении подвергся перекристаллизации во время гидротермально-метасоматических изменений в процессе регионального метаморфизма, является неоспоримым [7, 12]. Следовательно, если вертикальное распределение величин $\delta^{34}\text{S}$ сохранило унаследованный характер, то это означает, что перекристаллизация пирита происходила в условиях, исключающих свободную конвекцию флюида, и массоперенос осуществлялся преимущественно в направлении, согласованном с направлением слоистости осадочной толщи. Сохранность унаследованных изотопных параметров, безусловно, исключает вклад дополнительного источника серы.

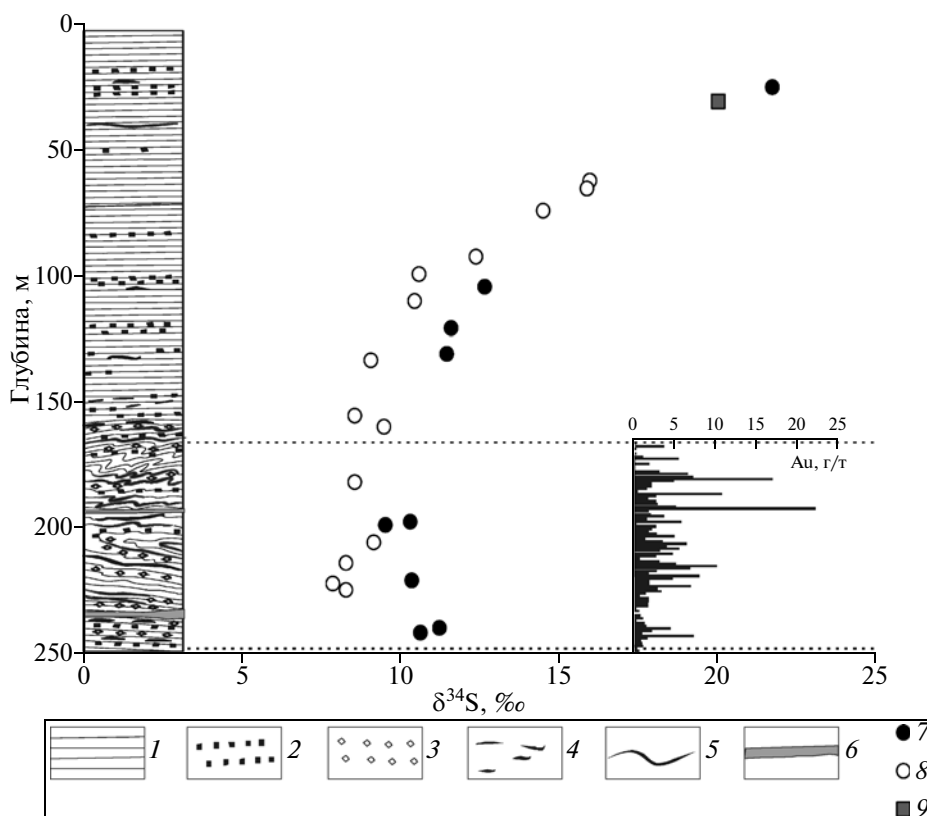


Рис. 2. Изменение величины $\delta^{34}\text{S}$ (‰) пирита с глубиной по скважине № 6 Сухоложского участка месторождения. На диаграмму нанесены схематический разрез и данные по содержанию золота в рудной зоне (составлено по [6]): 1 – сланцы хомолхинской свиты; 2 – зоны сульфидной вкрапленности; 3 – зоны карбонатной минерализации; 4 – кварц-сульфидные гнезда; 5 – кварц-сульфидные прожилки; 6 – кварц-карбонатные жилы. Изотопные определения: 7 – результаты настоящей работы, 8 – данные работы [7], 9 – пирит, отобранный на удалении от месторождения. Пунктиром отмечено положение рудного тела (интервал глубин 166–250 м).

В силу изменения физико-химической обстановки в процессе метаморфизма развитие гидротермально-метасоматической переработки вмещающих пород и формирование золотой минерализации могло сопровождаться понижением величины $\delta^{34}\text{S}$ пирита. Изотопный состав серы пирита за пределами рудных зон и на значительном удалении от месторождения характеризуется разнообразными [1, 7, 8], но чаще всего высокими величинами $\delta^{34}\text{S}$. В рудных же зонах, максимально затронутых гидротермально-метасоматическими изменениями, величины $\delta^{34}\text{S}$ чаще всего принимают значения, лежащие в интервале 8–11‰, т.е. процесс гидротермально-метасоматических изменений рудного этапа привел к гомогенизации изотопного состава серы пирита и ее изотопному облегчению. В этом случае возникновение вариаций $\delta^{34}\text{S}$ пирита определяется неоднородностью гидротермально-метасоматических изменений в разрезе осадочной толщи и выражается в возникновении широкого спектра переходных составов – от первично-осадочного до наблюдаемого в максимально измененных рудных зонах.

Такой механизм возникновения пространственной неоднородности S-изотопной системы пирита в пределах месторождения предполагает, что перекристаллизация первично-осадочного пирита должна протекать при достаточно стабильных окислительно-восстановительных условиях и температуре, что также мало согласуется с участием дополнительного источника флюида.

Для того чтобы отдать предпочтение одному из двух механизмов, требуются дальнейшие исследования, однако в пользу последнего из них свидетельствуют результаты изучения локальных вариаций изотопного состава серы пирита. Нами было проведено исследование единичного метакристалла пирита, отобранного в рудной зоне на Западном участке месторождения (рис. 1). Величина $\delta^{34}\text{S}$ изменяется от 8.1 в центре до 12.2‰ на периферии метакристалла, причем зоны с разным изотопным составом серы согласуются с зонами роста. Центральная часть, представленная пиритом более ранней генерации, характеризуется величинами $\delta^{34}\text{S}$, близкими к составам пирита из наиболее богатых рудных зон (см. рис. 2), и

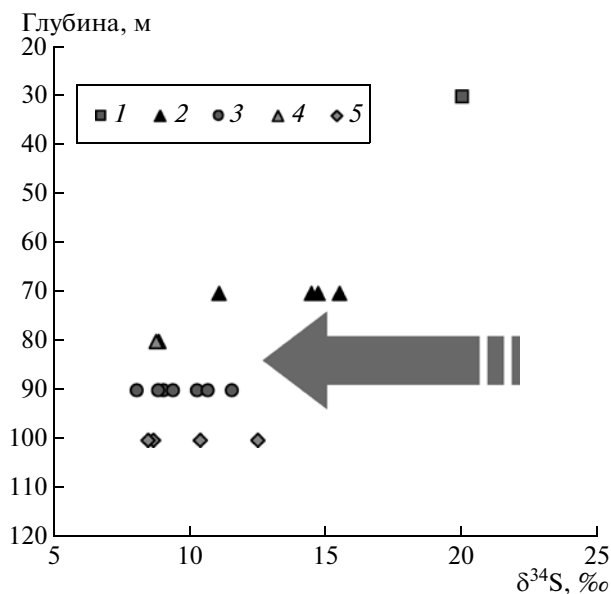


Рис. 3. Распределение величин $\delta^{34}\text{S}$ (‰) пирита с глубиной, отобранного в пределах карьера на Западном участке месторождения Сухой Лог: 1 – в сланцах хомолхинской свиты на удалении от месторождения; 2 – по простиранию кварц-карбонатной жилы в южном борту карьера; 3, 4 – из рудного тела; 5 – по простиранию кварц-карбонатной жилы и в северном борту карьера. Стрелкой показан примерный уровень залегания рудного тела в карьере.

именно к граничной части этой зоны приурочено выделение золота, видимое уже при 10-кратном увеличении.

Основными факторами вариаций изотопного состава серы пирита на месторождении Сухой Лог могли быть, по-видимому, как первичная неоднородность, так и процесс перекристаллизации пирита во время формирования прожилково-вкрапленной золотосульфидной и жильной золото-кварцевой малосульфидной минерализации. Однако вне зависимости от того, какой из факторов является определяющим – унаследованная первичная неоднородность или процессы перекристаллизации, неизменным остается вывод о

формировании сульфидов в системе, закрытой по отношению к сере, и связи пониженных величин $\delta^{34}\text{S}$ пирита с повышенными содержаниями золота. Следствием из этого заключения является минимальная вероятность участия постороннего источника серы, например, эндогенного флюида.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дистлер В.В., Митрофанов Г.Л., Немеров В.К. и др. // Геология руд. месторождений. 1996. Т. 38. № 6. С. 467–484.
2. Лаверов Н.П., Прокофьев В.Ю., Дистлер В.В. и др. // ДАН. 2000. Т. 371. № 1. С. 88–92.
3. Лаверов Н.П., Чернышев И.В., Чугаев А.В. и др. // ДАН. 2007. Т. 415. № 2. С. 236–241.
4. Meffre S., Large R.R., Scott R. et al. // Geochim. et. cosmochim. acta. 2008. V. 72. № 9. P. 2377–2391.
5. Чернышев И.В., Чугаев А.В., Сафонов Ю.Г. и др. // Геология руд. месторождений. 2009. Т. 51. № 6. С. 550–559.
6. Distler V., Yudovskaya M., Mitrofanov G. et al. // Ore Geol. Revs. 2004. V. 24. P. 7–44.
7. Русинов В.Л., Русинова О.В., Кряжев С.Г. и др. // Геология руд. месторождений. 2008. Т. 50. № 1. С. 3–46.
8. Гаврилов А.М., Кряжев С.Г. // Разведка и охрана недр. 2008. № 8. С. 3–16.
9. Chang Zh., Large R.R., Maslennikov V. // Geology. 2008. V. 36. № 12. P. 971–974.
10. Иконникова Т.А., Дубинина Е.О., Сароян М.Р. и др. // Геология руд. месторождений. 2009. Т. 51. № 6. С. 560–567.
11. Буряк В.А. Метаморфизм и рудообразование. М.: Недра, 1982. 256 с.
12. Large R.R., Maslennikov V., Robert F. et al. // Econ. Geol. 2007. V. 102. P. 1233–1267.
13. Kajiwra Y., Krouse H.R. // Canad. J. Earth Sci. 1971. V. 8. P. 1397–1408.
14. Омото Х., Рай Р.О. В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982. С. 405–450.
15. Карпенко И.А., Мигачев И.Ф., Михайлов Б.К., Петраш Н.Г. // Руды и металлы. 2006. № 2. С. 22–27.