

ПОСВЯЩАЕТСЯ
90-ЛЕТИЮ ИГЕМ РАН

УДК 553.44,553.08

МИНЕРАЛОГИЯ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ В РУДАХ
ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ БИКСИЗАК
(ЮЖНЫЙ УРАЛ, РОССИЯ)

© 2020 г. О. Ю. Плотинская^{а, *}, К. А. Новоселов^б, Р. Зелтманн^с

^аИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

^бЮжно-Уральский федеральный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, Институт минералогии,
г. Миасс, 456317 Россия

^сDepartment of Earth Sciences, Natural History Museum, Center for Russian and Central EurAsian Mineral Studies,
Cromwell Road, London SW7 5BD, UK

*e-mail: plotin@igem.ru

Поступила в редакцию 30.05.2020 г.

После доработки 29.06.2020 г.

Принята к публикации 01.07.2020 г.

Изучена минералогия золота и серебра на полиметаллическом месторождении Биксизак (Южный Урал, Россия). Минерализация относится к метасоматическому оруденению в карбонатных толщах, связанному со скарнами, которое развивается в периферических зонах порфирово-эпитермальных систем. Установлено разнообразие минеральных форм благородных металлов. Наиболее широко распространено самородное золото (пробность 853–939) в ассоциации с халькопиритом и сфалеритом. Также установлены: теллуридная ассоциация (тетрадимит, гессит, штюцит, петцит, галенит, теллурувисмутит, волинскит, раклиджит, алтаит, самородное золото пробности 830–900) и серебро-пирсеит-акантитовая ассоциация (акантит/аргентит, и пирсеит-полибазит и минералы ряда самородное золото – самородное серебро, от самородного золота с пробностью 747 до самородного серебра). Показано, что разнообразие минеральных форм благородных металлов контролируется снижением температуры и вариациями фугитивностей серы и теллура.

Ключевые слова: золото, серебро, теллуриды, полиметаллические месторождения, Южный Урал

DOI: 10.31857/S0016777020060040

ВВЕДЕНИЕ

Порфирово-эпитермальные (Коваленкер, 2006), или телескопированные порфировые системы играют ведущую роль в обеспечении мировых запасов Cu, Mo, Au, Re и других остродефицитных стратегических металлов (Sillitoe, 2010). Такие системы могут включать разнотипные месторождения – медно- или молибден-порфировые, золото-серебряные эпитермальные, скарновые, метасоматические в карбонатных толщах. И если порфировые и эпитермальные месторождения в литературе охарактеризованы достаточно детально, то метасоматическому оруденению в карбонатных толщах, в том числе и связанному со скарнами, уделяется незаслуженно мало внимания. Стратиформная морфология рудных тел и массивные текстуры руд, выдержанный характер распределения полезных компонентов определяют экономический потенциал таких объектов и делают их достаточно интересными для исследования. Минерализация такого типа описана в регионах Эрцберг, Индо-

незия (Prendergast et al., 2005), Потрериллос, Чили (Thompson et al., 2004), Сьерро де Паско, Перу (Baumgartner et al., 2008), Кассандра, Греция (Siron et al., 2019) и ряде других. На территории России редким примером такого оруденения является месторождение Биксизак (Грабежев, Широкова, 1991; Грабежев и др., 1998; Плотинская и др., 2010). На месторождении охарактеризованы условия минералообразования, особенности химического состава основных рудных минералов, источники вещества (Плотинская и др., 2010, 2015; Plotinskaya et al. 2014, 2017₁). Однако особенности химического состава минералов благородных металлов, которые являются важным элементом зональности порфирово-эпитермальной системы и могут быть использованы в качестве прогнозно-поисковых критериев, до сих пор были охарактеризованы лишь фрагментарно. Это определило важность изучения минералогии золота и серебра в рудах месторождения Биксизак.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Месторождение Биксизак находится примерно в 40 км к юго-западу от г. Челябинска в пределах Восточно-Уральской вулканогенной зоны Южного Урала и приурочено к центральной части Биргильдинско-Томинского рудного узла (Грабежев и др., 1998; Сначёв, Кузнецов, 2009; Серавкин, Сначёв, 2012). На территории рудного узла развиты ниже-среднеордовикские базальты бимодальной формации (саргазинская свита), среднеордовикско-силурийские известняки, вулканогенно-осадочные отложения андезит-дацитового состава (березняковская свита), предположительно силурийского возраста, и нижнекаменноугольные андезитовые туфы с прослоями мраморов (Грабежев и др., 1998; Язева, Бочкарев, 1998; Сначёв, Кузнецов, 2009). Интрузивные породы представлены многочисленными малыми телами диоритовых и андезитовых порфиритов биргильдинско-томинского комплекса силурийского возраста (Грабежев и др., 2013), которые считаются комагматичными с березняковской свитой (Пужаков, 1999; Грабежев и др., 1998), а также Челябинским гранитоидным массивом раннекаменноугольно-раннемезозойского возраста (Каллистов, 2014). На территории рудного узла находятся Сипорфиритовые месторождения Томинское и Биргильдинское и Au-Ag-эпитермальные объекты (Березняковское рудное поле, Мичуринское рудопроявление). Все они пространственно и генетически связаны с интрузиями биргильдинско-томинского комплекса (Грабежев и др., 1998). Эти объекты с разной степенью детальности охарактеризованы в работах (Ромашова, 1984; Грабежев, Молошаг, 1993; Грабежев и др., 1995, 1997, 1998, 2000; Бакшеев и др., 2012; Lehmann et al., 1999; Plotinskaya et al., 2014, 2017_{1,2}, 2018; и др.).

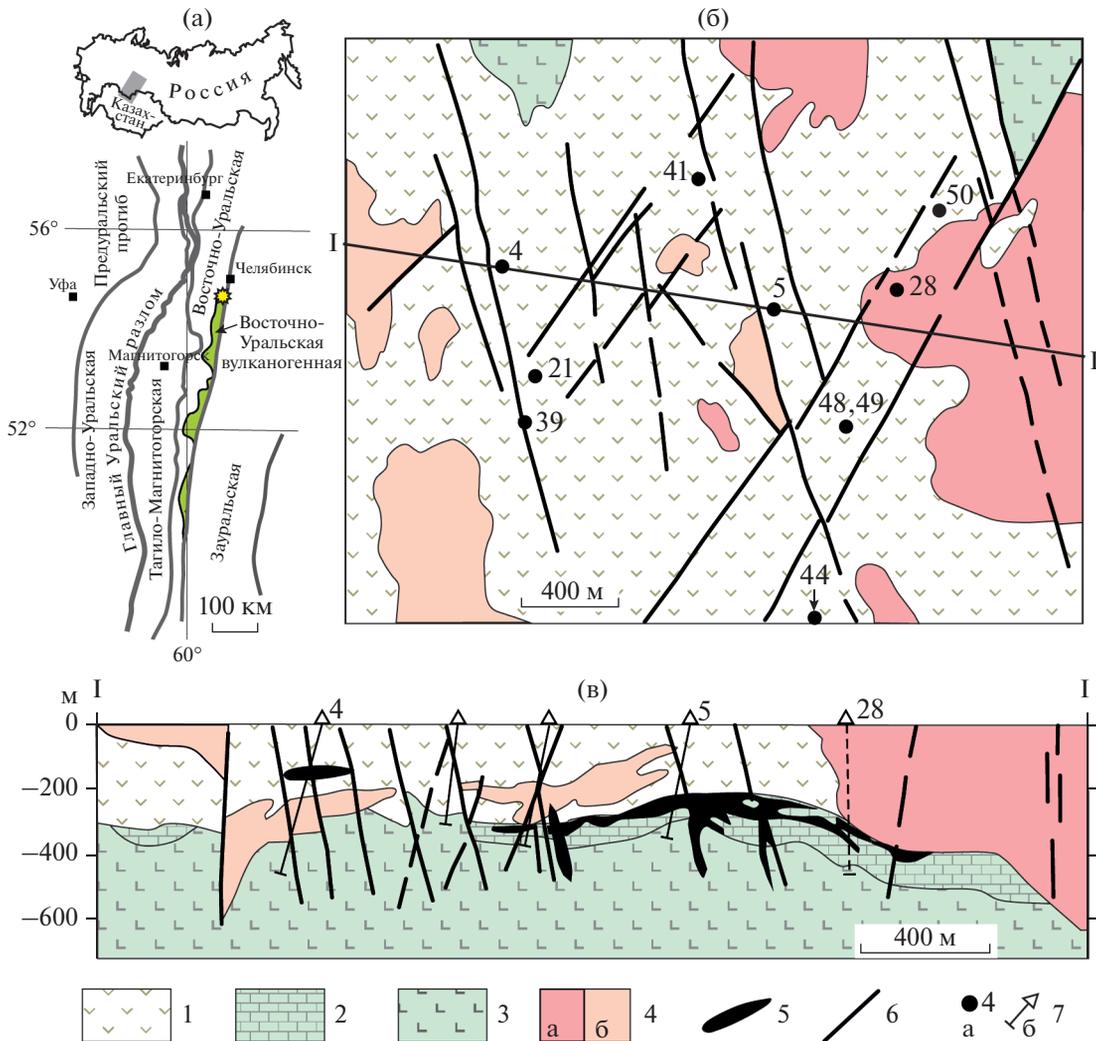
Месторождение Биксизак было открыто в ходе ГДП-50 в 1988–1995 гг. (Грабежев, Широбокова, 1991; Кузнецов и др., 2018). Территория месторождения, площадью примерно 3 × 3 км, сложена андезит-дацитовыми туфами березняковской свиты, которые подстилаются известняками биксизакской свиты (O₂–S₁). Основание разреза сложено афировыми базальтами саргазинской свиты ордовикского возраста (фиг. 1). Интрузивные породы представлены телами андезитовых и диоритовых порфиритов биргильдинско-томинского комплекса (Пужаков, 1999; Сначёв, Кузнецов, 2009). На востоке территории известняки, находящиеся в контакте с интрузией диоритовых порфиритов, скарнированы, а сама интрузия вмещает молибден-меднопорфировую минерализацию (Пужаков, 1999).

Рудные тела залегают согласно с вмещающими породами и имеют пластовую или линзовидную форму (фиг. 1). В целом рудная залежь в плане

имеет размеры 700–1000 м в длину и 400–800 м в ширину и полого погружается на запад (Грабежев и др., 1998). Текстуры руд вкрапленные, прожилково-вкрапленные, иногда массивные. Основные рудные минералы: пирит, сфалерит, магнетит, гематит, блеклые руды, халькопирит и арсенопирит. Сфалерит маложелезистый, он содержит по 84 анализам: Fe – от 0.1 до 1.6 мас. %, среднее 0.5 мас. %, Cd – 0.2–0.5, среднее 0.4 мас. % (Plotinskaya et al., 2014). Блеклые руды по составу варьируют от теннантита-(Fe) до тетраэдрита-(Zn) с переменными количествами Ag (Плотинская и др., 2015).

На месторождении Биксизак выделено два участка – Западный и Восточный, которые различаются условиями локализации, химизмом и минеральным составом руд (Грабежев и др., 1998). Прожилково-вкрапленная полиметаллическая минерализация **Западного** участка приурочена к прослоям окварцованных и анкеритизированных известняков в андезит-дацитовых туфах. В центральной зоне широко распространены халькопирит и блеклая руда, часто встречаются гнезда барита, а на периферии пирит, халькопирит, гематит и галенит (Плотинская и др., 2010). Рудная минерализация **Восточного** участка приурочена к кровле известняков биксизакской свиты и образует несколько прослоев вкрапленных, иногда массивных, халькопирит-пирит-сфалеритовых руд мощностью до первых метров (Грабежев и др., 1998). Восточный участок характеризуется заметно более высокими содержаниями Zn и Pb, а Западный – Cu и Ag. В отдельных пробах содержания золота достигают 3 г/т, а серебра – более 150 г/т (Пужаков, 1999). Прогнозные ресурсы цинка (P₂) приняты в количестве 1000 тыс. т (Кузнецов и др., 2018).

Наиболее типичное строение рудной залежи на Восточном участке представлено на фиг. 2. Висячем боку залегают туфы андезит-дацитового состава с интенсивными карбонат-серцит-хлоритовыми изменениями. Интенсивность хлоритизации нарастает с глубиной, вплоть до образования хлоритолитов с вкрапленностью пирита. Хлоритовые метасоматиты сменяются массивными пиритовыми рудами, мощность которых достигает первых метров. Пирит цементируется карбонатом доломит-анкеритового ряда. Ниже массивные руды переходят в густовкрапленные пирит-халькопирит-сфалеритовые руды с отдельными интервалами массивных пирит-сфалеритовых или халькопирит-сфалеритовых руд. В отдельных случаях с глубиной увеличивается доля магнетита и гематита. В некоторых скважинах интервалы массивных и вкрапленных руд неоднократно чередуются (фиг. 1в). С глубиной руды сменяются известняками с редкой вкрапленностью пирита и гематита и просечками турмалина. Последний относится к промежуточным членам



Фиг. 1. Тектоническая схема Южного Урала, Восточно-Уральская вулканогенная зона выделена цветом, положение Биргильдинско-Томинского рудного узла отмечено звездочкой (а), схематическая геологическая карта месторождения Биксизак (б) и разрез (в) по (Грабежев и др., 1998; Сначёв, Кузнецов, 2009) с изменениями. 1 – березняковская свита, вулканогенно-осадочные породы; 2 – биксизакская свита, известняки и мрамора; 3 – саргазинская свита, базальты и их туфы; 4 – андезитовые (а) и диоритовые (б) порфириты биргильдинско-томинского комплекса; 5 – рудные тела; 6 – тектонические нарушения; 7 – скважины и их номера на карте (а) и разрезе (б).

ряда драгит–окси-драгит (Бакшеев, Плотинская, 2011).

На месторождении установлены следующие основные минеральные ассоциации (фиг. 3): гематит-магнетитовая; пирит-арсенопиритовая; халькопирит-сфалеритовая; блеклорудно-халькопиритовая; сульфосолей висмута; теллуридная и серебро-пирсеит-акантитовая (Плотинская и др., 2010; 2015; Plotinskaya et al., 2014). Установить временные соотношения между ассоциациями удается не всегда, и, возможно, зачастую они имеют не стадийный, а фациальный характер. **Гематит-магнетитовая** ассоциация встречается в подошве рудных тел и представлена вкрапленностью маг-

нетита и гематита в кварце, карбонате или в хлорит-серицит-карбонатных метасоматитах. Минерализация **пирит-арсенопиритовой** ассоциации развита на Восточном участке и представлена кварц-карбонат-арсенопиритовыми прожилками. Помимо арсенопирита здесь изредка встречаются пирит и блеклая руда-1. Минералы **блеклорудно-халькопиритовой ассоциации** (распространенные – блеклая руда-2, пирит, халькопирит, галенит и редкие – зигенит и арсенопирит) присутствуют в центральной зоне рудного тела Западного участка (Плотинская и др., 2010; 2015). Остальные ассоциации будут подробно охарактеризованы ниже.



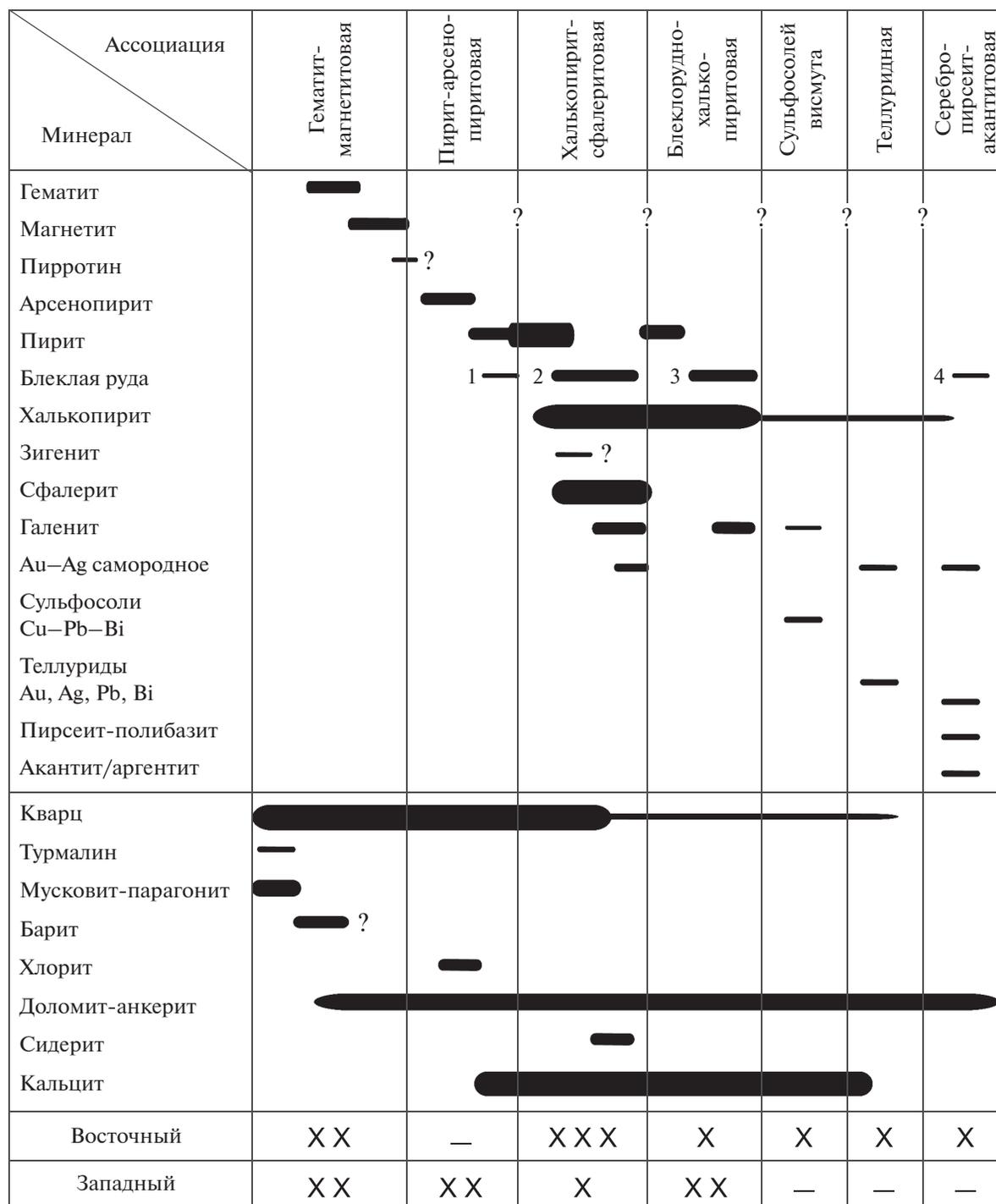
Фиг. 2. Строение рудной зоны в скважине 49. а – общий вид, отмечены номера образцов, упоминаемых в статье, б – туфобрекчия серицитизированная, карбонатизированная и хлоритизированная, обр. 49/343; в – эпидот-хлорит-карбонат-серицитовый метасоматит, обр. 49/354.2; г – известняк желтый с пятнами гематита и вкрапленностью сульфидов, обр. 49/360.8.

МЕТОДИКА АНАЛИЗА

Химический состав минералов был изучен на сканирующих электронных микроскопах: Jeol JSM-5610 LV с энергодисперсионным спектрометром Link-ISIS (аналитик – Н.В. Трубкин, ИГЕМ РАН), СЭМ РЭММА-202М с ЭДП (аналитик – В.А. Котляров, Институт минералогии УрО РАН) и на ZEISS EVO 15LS SEM с

энергодисперсионным спектрометром Oxford Instruments XMax (EDX) (Natural History Museum, London, UK) по стандартным методикам.

Химический состав самородного золота был изучен на микрозонде JEOL JXA-8200 (EPMA) с пятью волновыми дисперсионными спектрометрами (ЦКП “ИГЕМ-Аналитика”, аналитик И.Г. Грибоедова) при следующих условиях: ускоряющее



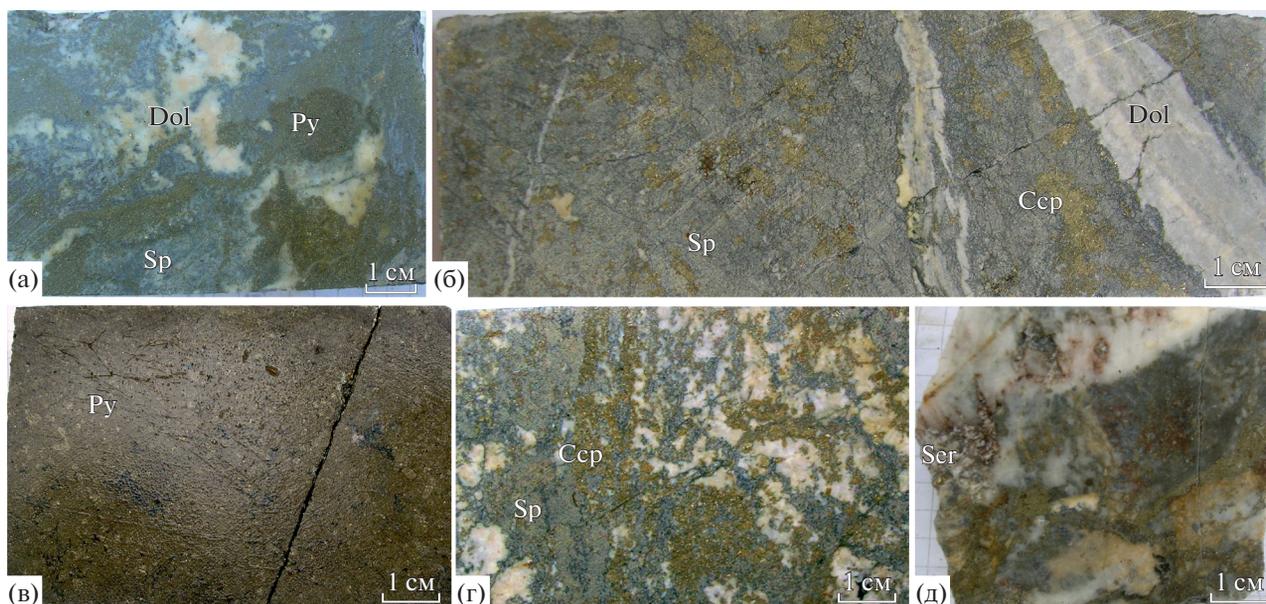
XXX Преобладает XX Встречается X Редкая — Не установлена

Фиг. 3. Последовательность минералообразования на месторождении Биксизак по (Плотинская и др., 2010, 2015 с изменениями).

напряжение – 20 кВ, ток в образце – 20 нА, экспозиция 10–20 с; аналитические линии: L_{α} для Au, Ag и Te, K_{α} для Cu и M_{β} для Hg; стандарты: HgS для Hg и химически чистые металлы для остальных элементов. Пределы обнаружения (1σ) 0.01–0.05 мас. %.

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

На Западном участке в блеклых рудах определены заметные примеси Ag от 0.6 до 16 мас. %, обычно 2–6 мас. % (Плотинская и др., 2015), но



Фиг. 4. Образцы руд месторождения Биксизак, содержащие Au-Ag минерализацию. а – обр. 39/279.7, густая гнездовидная вкрапленность сфалерита и пирита среди доломита; б – обр. 48/287, массивная сфалеритовая руда с гнездами пирита и халькопирита и прожилками карбоната; в – обр. 44/292, массивная пиритовая руда; г – обр. 44/293, густая прожилково-гнездовая вкрапленность пирита, сфалерита и редкого халькопирита в доломите; д – обр. 49/360.3, вкрапленность и гнезда галенита и сфалерита с прожилками пирита. Здесь и далее: Py – пирит, Sp – сфалерит, Dol – доломит, Csp – халькопирит, Ser – серицит.

собственные минеральные формы благородных металлов не установлены. В рудах Восточного участка минералы благородных металлов встречаются в нескольких ассоциациях.

Халькопирит-сфалеритовая ассоциация

Минералы халькопирит-сфалеритовой ассоциации (фиг. 4) представлены сфалеритом, халькопиритом, пиритом, блеклой рудой и редким самородным золотом. Единственным минералом благородных металлов в этой ассоциации является самородное золото, которое установлено в семи образцах из двадцати изученных.

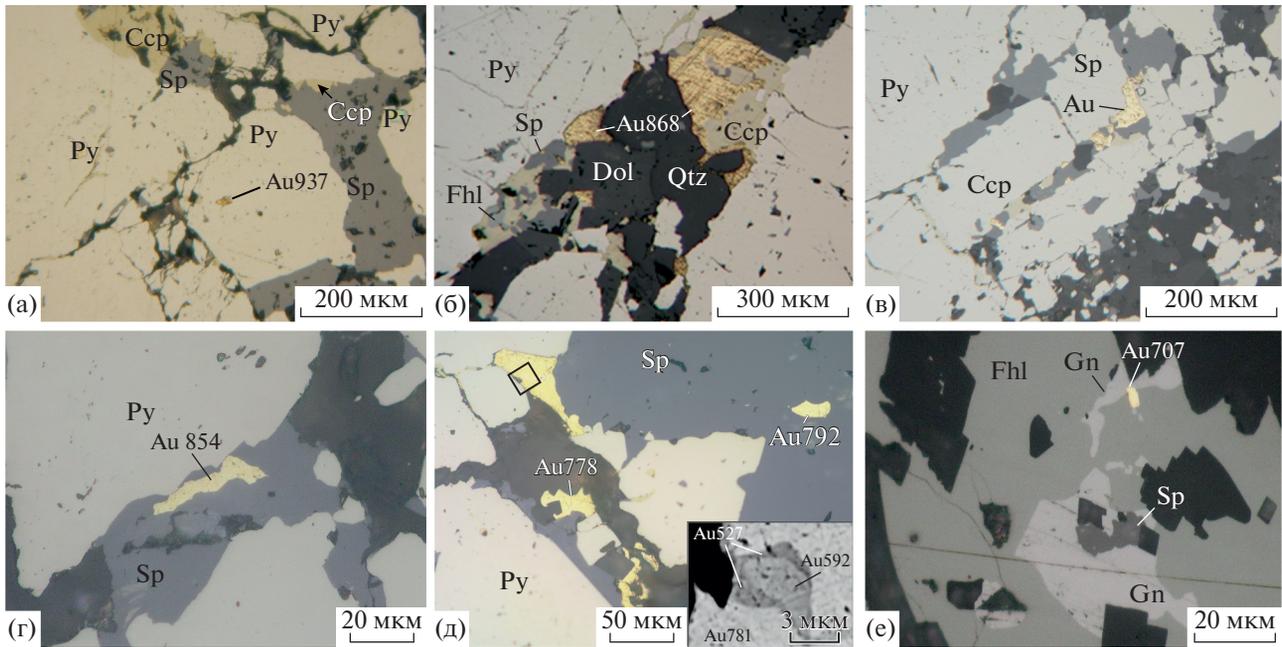
Самородное золото образует редкие включения в сульфидах – пирите, халькопирите и сфалерите (фиг. 5). Наиболее высокопробное золото (934–939) обнаружено в виде мельчайших (около 10×20 мкм) выделений в пирите (фиг. 5а). В халькопирите, который замещает и обрастает пирит, самородное золото имеет пробность от 853 до 915 (фиг. 5б, в). Наиболее крупные выделения самородного золота достигают первых сотен микрометров, они встречены в халькопирит-сфалерит-карбонатных просечках (фиг. 5б, в), но обычно их размер не превышает 50 мкм (фиг. 5г, д). Выделения самородного золота обычно однородны по составу, а единственной примесью в них является Ag, содержания Cu и Hg не установлены (табл. 1). В единичных случаях, однако, в высоко-

пробном самородном золоте встречаются просечки более низкопробного золота (фиг. 5д), в котором помимо Ag (52–59 мас. %), присутствует Hg (2–4.7 мас. %). Можно предположить, что это золото относится уже к другой ассоциации.

Теллуридная ассоциация

Минералы теллуридной ассоциации установлены только в одном образце (44/292), который представляет собой массивный агрегат кристаллов пирита размером 1–2 мм, сцементированных карбонатом (фиг. 4б и ба).

Теллуриды образуют выделения размером не более первых десятков микрометров. Обычно они встречаются в виде включений в карбонате (фиг. ба, б), часто совместно с халькопиритом, блеклой рудой и галенитом выполняют просечки в пирите (фиг. бв), в некоторых случаях образуют в пирите включения, расположенные по зонам роста (фиг. бг, д), иногда приурочены к границам пирита и халькопирита (фиг. бе, ж) или к сфалериту (фиг. бз). Наиболее широко распространены теллуриды висмута – тетрадимит $\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$ и серебра – гессит Ag_2Te , реже штюцит $\text{Ag}_{5-x}\text{Te}_3$, которые образуют срастания друг с другом или с микронными выделениями самородного золота (фиг. бв, г, д, табл. 2). В срастании с гесситом нередко встречается петцит Ag_3AuTe_2 (фиг. бе, ж, з), а с тетрадимитом – галенит, теллуrowисмутит Bi_2Te_3 ,



Фиг. 5. Самородное золото из халькопирит-сфалеритовой ассоциации. а – включение самородного золота в пирите, обр. 48/288.8; б и в – обр. 44/292.9, самородное золото (пробность 864–875) с халькопиритом, сфалеритом, блеклой рудой, карбонатом и кварцем образуют прожилки в пирите; г – самородное золото (пробность 854) в сфалерите, обр. 44/293; д – обр. 39/279.7, самородное золото в сфалерите и на границе сфалерита и карбоната, на врезке – увеличенный фрагмент в обратно-рассеянных электронах, просечка более низкопробного самородного золота; е – обр. 48/287, самородное золото (пробность 707) на границе галенита и блеклой руды. Здесь и далее: Au – самородное золото (число обозначает пробность), Fhl – блеклая руда, Gn – галенит, Qtz – кварц.

вольтинскит AgBiTe_2 , раклиджит Bi_2PbTe_4 и, в единичных случаях, алтаит PbTe (фиг. 6е, ж, и). Галенит, тетрадимит и теллуриовисмутит содержат заметные примеси Se – до 1.8, 2 и до 1 мас. % соответственно (фиг. 7, табл. 2). Гессит и петцит часто образуют взаимные прорастания (фиг. 6е, з), которые позволяют предполагать распад высокотемпературного твердого раствора гессит-петцит, экспериментально установленного в работе (Cabri, 1965) или одновременную кристаллизацию этих минералов.

Самородное золото в этой ассоциации образует самостоятельные выделения в пирите или микронные сростки с галенитом и теллуридами серебра, обычно со штюцитом или гесситом и петцитом, его пробность составляет 830–900.

Ассоциация сульфосолей висмута

Сульфосоли висмута, как и теллуриды, установлены только в одном образце (44/293). В образце присутствует гнездовидная вкрапленность пирита, халькопирита, сфалерита в доломите. Минералы висмута образуют гнезда размером первые десятки микрометров или прожилковидные выделения в карбонатах. Они представляют собой сложные сростания самородного висмута, висмутина, галенита, халькопирита (фиг. 8а, б), в

редких случаях встречается эмплектит (фиг. 8в). Иногда присутствует виттихенит, который образует каймы вокруг агрегатов висмутина, халькопирита и галенита (фиг. 8а).

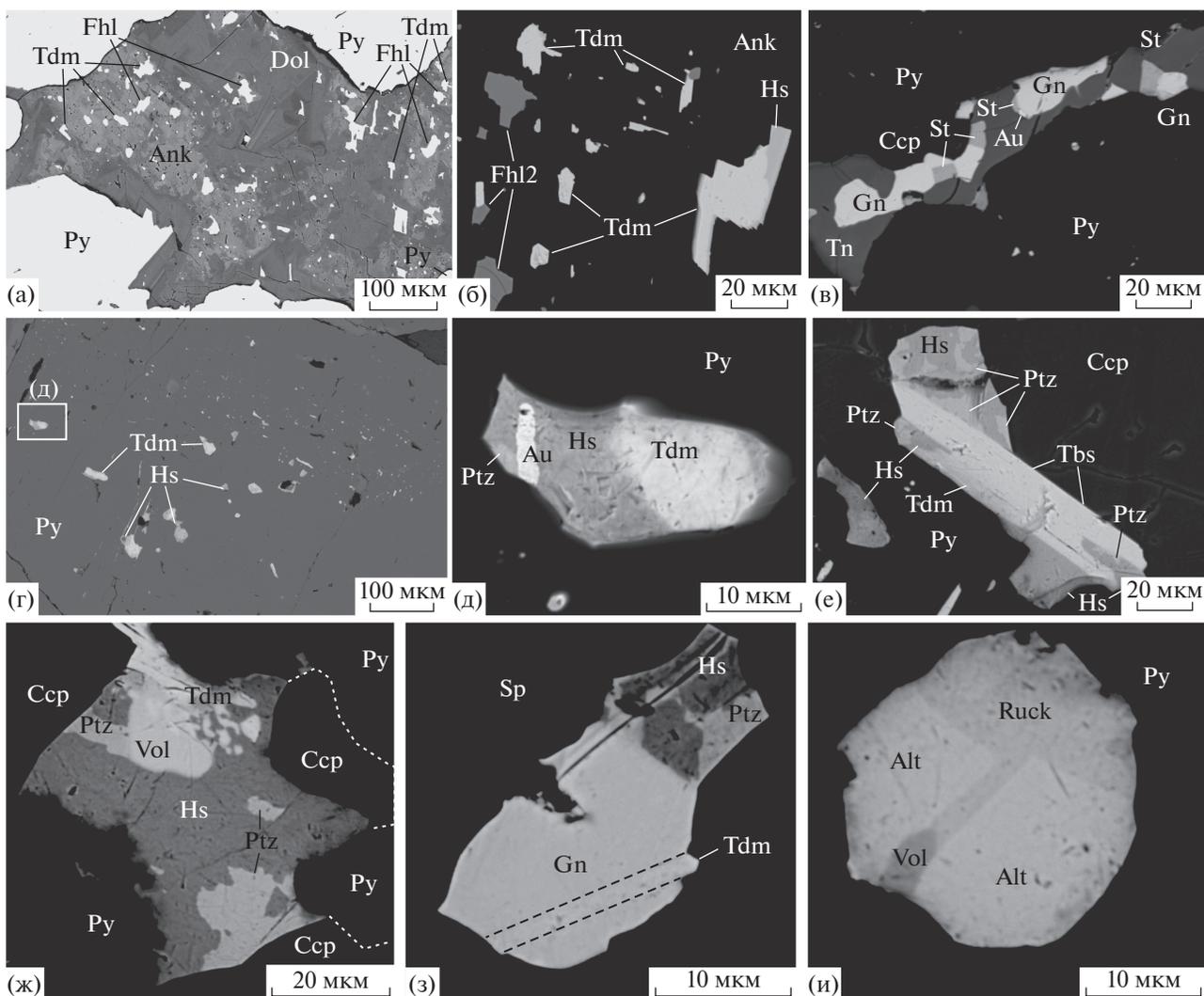
Серебро-пирсеит-акантитовая ассоциация

Минералы этой ассоциации установлены только в одном образце (49/360.3), который представляет собой серый окварцованный известняк с вкрапленностью и гнездами пирита, галенита и сфалерита и гнездами карбоната. Акантит/аргентит Ag_2S (точная диагностика невозможна из-за малых размеров выделений) и пирсеит-полибазит $[(\text{Ag}, \text{Cu})_6(\text{As}, \text{Sb})_2\text{S}_7][\text{Ag}_9\text{CuS}_4]$ встречаются в карбонате, обрастающем кварц, и нередко образуют тесные сростания друг с другом (фиг. 9а–г), а также с минералами ряда самородное золото – самородное серебро (фиг. 9д–и). Чаше встречается пирсеит (табл. 3), но иногда отмечаются выделения промежуточного пирсеит-полибазитового состава, характеризующиеся плавной зональностью с постепенным преобладанием то одного, то другого минала (фиг. 9г). Обычно пирсеит-полибазит содержит мельчайшие вроски халькопирита, реже галенита. Минералы ряда самородное золото – самородное серебро по составу варьируют от самородного золота с пробностью

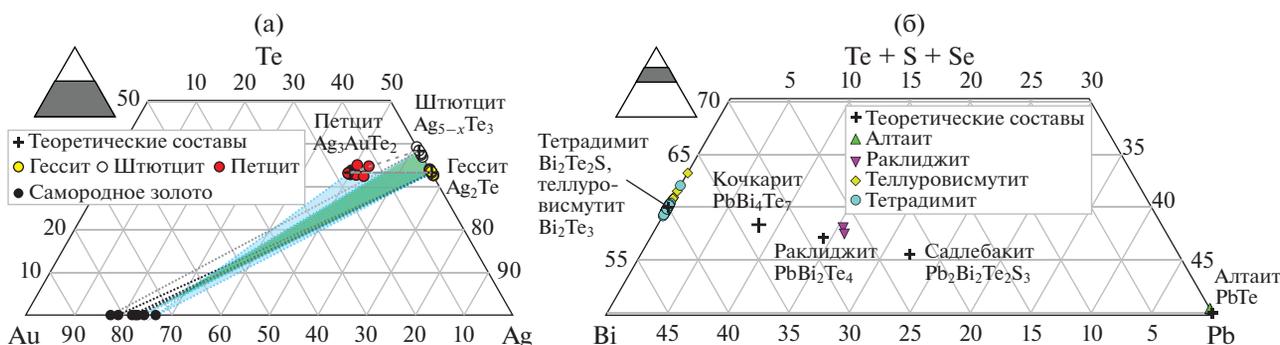
Таблица 1. Химический состав самородных золота и серебра

№	Образец	Ассоциация	Содержание, мас. %						Проб- ность	Формула
			Ag	Au	Hg	Fe	Cu	Сумма		
1	48/288.8*	В пирите	6.09	93.82	—	—	—	99.91	939	Au _{0.89} Ag _{0.11}
2			6.56	93.24	—	—	—	99.80	934	Au _{0.89} Ag _{0.11}
3			6.09	93.94	—	—	—	100.00	939	Au _{0.89} Ag _{0.11}
4			6.42	93.56	—	—	—	99.98	936	Au _{0.89} Ag _{0.11}
5	48/303.9*	В пирите в трещинке	13.09	85.32	—	—	—	98.41	867	Au _{0.78} Ag _{0.22}
6			8.41	89.97	—	—	—	98.38	915	Au _{0.85} Ag _{0.15}
7	44/292.9*	В интерстициях пирита золото срас- тается с халькопиритом, сфалеритом, блеклой рудой	12.72	86.54	—	—	0.31	99.57	872	Au _{0.79} Ag _{0.21}
8			12.46	86.95	—	—	0.14	99.55	875	Au _{0.79} Ag _{0.21}
9			12.84	86.60	—	—	0.35	99.79	871	Au _{0.79} Ag _{0.21}
10			13.06	86.44	—	—	0.26	99.76	869	Au _{0.78} Ag _{0.22}
11			12.76	86.62	—	—	0.24	99.62	872	Au _{0.79} Ag _{0.21}
12			13.58	86.10	—	—	0.36	100.04	864	Au _{0.78} Ag _{0.22}
13	44/292	В пирите	13.09	85.76	—	0.72	—	99.57	868	Au _{0.78} Ag _{0.22}
14	44/292*	С гесситом, петцитом	16.59	83.41	—	—	—	100**	834	Au _{0.73} Ag _{0.27}
15		С гесситом	13.24	86.76	—	—	—	100**	868	Au _{0.78} Ag _{0.22}
16		10.32	89.68	—	—	—	100**	897	Au _{0.83} Ag _{0.17}	
17		14.02	85.98	—	—	—	100**	860	Au _{0.77} Ag _{0.23}	
18	44/293	В сфалерите	17.97	79.23	—	—	—	97.20	815	Au _{0.71} Ag _{0.29}
19			14.46	84.27	—	—	—	98.73	854	Au _{0.76} Ag _{0.24}
20	39/279.7*	С халькопиритом	14.54	84.24	—	—	—	98.78	853	Au _{0.76} Ag _{0.24}
21	39/279.7	В сфалерите	22.89	75.92	—	0.29	—	99.11	768	Au _{0.65} Ag _{0.35}
22			23.40	76.02	—	0.22	—	99.64	765	Au _{0.64} Ag _{0.36}
23			22.26	77.50	—	0.17	—	99.94	777	Au _{0.66} Ag _{0.34}
24			22.12	77.49	—	0.16	—	99.77	778	Au _{0.66} Ag _{0.34}
25			21.93	78.18	—	0.10	—	100.21	781	Au _{0.66} Ag _{0.34}
26			38.26	58.72	2.19	0.08	—	99.25	592	Au _{0.45} Ag _{0.53} Hg _{0.02}
27			41.77	51.72	4.68	1.04	—	99.20	527	Au _{0.39} Ag _{0.58} Hg _{0.03}
28			21.48	77.69	—	0.27	—	99.44	783	Au _{0.66} Ag _{0.34}
29			21.60	77.15	—	0.40	—	99.14	781	Au _{0.66} Ag _{0.34}
30			21.70	77.81	—	0.29	—	99.79	782	Au _{0.66} Ag _{0.34}
31			20.82	79.30	—	0.00	—	100.12	792	Au _{0.68} Ag _{0.32}
32	49/360.3*	С пирсеитом и аргентитом	24.86	73.51	—	—	—	98.37	747	Au _{0.62} Ag _{0.38}
33			45.56	52.51	—	—	—	98.07	535	Au _{0.39} Ag _{0.61}
34			45.86	54.65	—	—	—	100.50	544	Au _{0.39} Ag _{0.61}
35			69.97	28.06	—	—	—	98.02	286	Au _{0.18} Ag _{0.82}
36			71.45	22.34	6.22	—	—	100**	223	Au _{0.14} Ag _{0.82} Hg _{0.04}
37			74.50	19.89	5.60	—	—	100**	199	Au _{0.12} Ag _{0.85} Hg _{0.03}
38			96.00	4.00	—	—	—	100**	40	Au _{0.02} Ag _{0.98}
40			100.0	—	—	—	—	100**	0	Ag

Примечание. * — энергодисперсионный анализ, ** — анализ нормирован к 100 мас. % из-за малого размера зерна, прочерк — содержания ниже предела обнаружения.



Фиг. 6. Теллуриды Bi, Ag и Pb, обр. 44/292, изображения в обратно-рассеянных электронах. а – тетрадимит и блеклая руда в карбонате, цементирующем пирит; б – блеклая руда, тетрадимит и гессит в доломите; в – прожилок в пирите, выполненный блеклой рудой, галенитом, халькопиритом, штюцитом и самородным золотом; г – включения тетрадимита и гессита в пирите; д – тетрадимит, гессит, самородное золото и петцит в пирите; е – гессит, петцит, тетрадимит и теллуrowисмутит на границе пирита и халькопирита; ж – гессит, петцит, вольтинскит и тетрадимит на границе пирита и халькопирита; з – гессит, петцит, галенит и тетрадимит в сфалерите; и – алтаит, вольтинскит и раклиджит в пирите. Ank – анкерит, Tdm – тетрадимит, Hs – гессит, St – штюцит, Ptz – петцит, Vol – вольтинскит, Tbs – теллуrowисмутит, Alt – алтаит, Ruck – раклиджит.

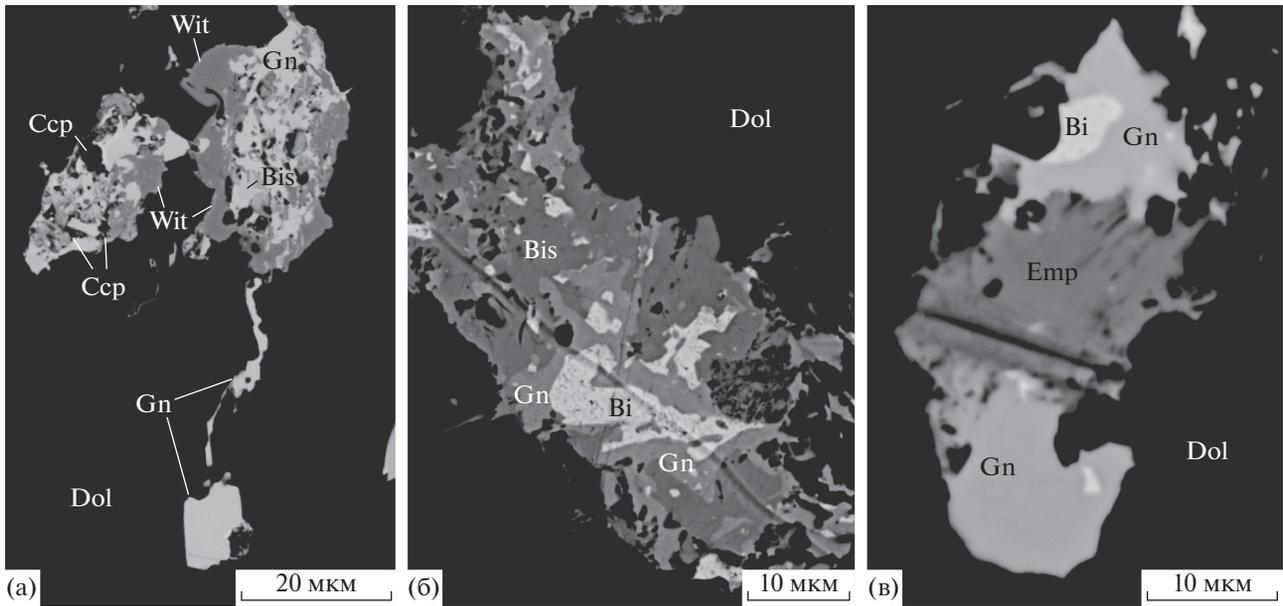


Фиг. 7. Диаграммы Au–Ag–Te (а) и Bi–Pb–(Te + S + Se) (б) для теллуридов и сульфотеллуридов месторождения Биксизак (ат. %).

Таблица 2. Представительные анализы минералов свинца, висмута и серебра по данным энергодисперсионного анализа

	Минерал	Ag	Au	Cu	Pb	Bi	S	Se	Te	Total	Формула
1	Виттихенит	—	—	36.28	—	42.38	19.78	—	—	98.45	$Cu_{2.87}Bi_{1.02}S_{3.11}$
2	Эмплектит	—	—	18.60	—	62.64	19.07	—	—	100.30	$Cu_{0.99}Bi_{1.01}S_{2.00}$
3	Bi самородный	—	—	—	—	99.89	—	—	—	99.89	$Bi_{1.00}$
4	»	—	—	—	—	100.04	—	—	—	100.04	$Bi_{1.00}$
5	Висмутин	—	—	1.07	6.07	75.22	17.60	—	—	99.97	$Bi_{1.99}S_{3.01}$
6	Гессит	62.13	—	—	—	—	—	—	37.84	99.97	$Ag_{1.02}Te_{1.98}$
7	»	62.84	—	—	—	—	—	—	36.43	99.27	$Ag_{0.99}Te_{2.01}$
8	»	62.62	—	—	—	—	—	—	37.96	100.58	$Ag_{1.98}Te_{1.02}$
9	»	63.10	—	—	—	—	—	—	37.09	100.19	$Ag_{2.00}Te_{1.00}$
10	»	63.55	—	—	—	—	—	—	37.47	101.00	$Ag_{2.00}Te_{1.00}$
11	Петцит	44.25	21.93	—	—	—	—	—	32.06	98.24	$Ag_{3.18}Au_{0.86}Te_{1.95}$
12	»	42.42	24.96	—	—	—	—	—	34.13	101.51	$Au_{0.97}Ag_{3.00}Te_{2.04}$
13	»	41.95	26.12	—	—	—	—	—	33.05	101.11	$Au_{1.02}Ag_{2.99}Te_{1.99}$
14	Штютцит	56.78	—	—	—	—	—	—	40.88	97.66	$Ag_{4.93}Te_{3.00}$
15	»	58.84	—	—	—	—	—	—	41.06	99.91	$Ag_{5.08}Au_{3.00}$
16	Алтаит	—	—	—	62.55	—	—	—	39.04	101.60	$Pb_{0.99}Te_{1.01}$
17	»	—	—	—	61.82	—	—	0.84	37.31	99.97	$Pb_{0.99}(Te_{0.97}Se_{0.04})_{1.01}$
18	Волынскит	19.66	—	—	—	37.20	—	—	45.04	101.90	$Ag_{1.02}Bi_{1.00}Te_{1.98}$
19	Галенит	—	—	—	86.14	—	11.74	1.85	—	99.74	$Pb_{1.03}(S_{0.91}Se_{0.06})_{0.97}$
20	»	—	—	—	86.38	—	11.79	1.42	—	99.60	$Pb_{1.04}(S_{0.92}Se_{0.04})_{0.96}$
21	»	—	—	—	84.46	—	11.63	1.84	—	97.93	$Pb_{1.03}(S_{0.91}Se_{0.06})_{0.97}$
22	Раклиджит	—	—	—	20.5	34.74	—	0.56	44.81	100.61	$Pb_{1.11}Bi_{1.87}(Te_{3.94}Se_{0.08})$
23	Теллуровисмутит	—	—	—	—	52.77	—	0.26	47.78	100.81	$Bi_{2.00}(Te_{2.97}Se_{0.03})_{3.00}$
24	»	—	—	—	—	50.59	0.34	—	48.03	98.96	$Bi_{1.92}(Te_{2.99}S_{0.09})_{3.08}$
25	»	—	—	—	—	52.59	—	—	48.48	101.07	$Bi_{1.99}Te_{3.01}$
26	»	—	—	—	—	51.53	0.25	0.30	46.97	99.05	$Bi_{1.97}(Te_{2.94}S_{0.06}Se_{0.03})_{3.03}$
27	»	—	—	—	—	51.67	0.43	0.30	46.77	99.17	$Bi_{1.96}(Te_{2.90}S_{0.11}Se_{0.03})_{3.04}$
28	Тетрадимит	—	—	—	—	59.81	4.28	0.97	35.05	100.10	$Bi_{2.03}Te_{1.94}(S_{0.95}Se_{0.09})_{1.03}$
29	»	—	—	—	—	58.01	4.12	0.82	35.32	98.27	$Bi_{2.00}Te_{2.00}(S_{0.93}Se_{0.08})_{1.01}$
30	»	—	—	—	—	59.29	4.28	0.53	35.35	99.45	$Bi_{2.02}Te_{1.98}(S_{0.95}Se_{0.05})_{1.00}$
31	»	—	—	—	—	60.09	4.25	0.91	36.01	101.26	$Bi_{2.01}Te_{1.98}(S_{0.93}Se_{0.08})_{1.01}$

Примечание. Анализы 1–5 – образец 44/293, анализы 6–31 – образец 44/292.



Фиг. 8. Сульфосоли Bi-месторождения Биксизак, обр. 44/293, изображения в обратно-рассеянных электронах. а – сростание халькопирита, галенита и висмутина и каймы виттихенита среди доломита; б – самородный висмут, галенит и висмутин среди доломита; в – самородный висмут, галенит и эмплектит среди доломита. Bis – висмутин, Wit – виттихенит, Bi – самородный висмут, Emp – эмплектит.

747 (фиг. 9ж) до самородного серебра (фиг. 9з, и). Встречаются выделения промежуточного состава (фиг. 9е), причем наиболее серебристые различия содержат примеси Hg (до 6 мас. % по данным энергодисперсионного анализа). Более ранними исследованиями (Грабежев, Широкова, 1991) при помощи рентгеновского метода установлены миаргирит $AgSbS_2$, штрмейерит $AgCuS$ и ксантоконит Ag_3AsS_3 , и их, по-видимому, следует отнести к этой же ассоциации.

Таким образом, состав минералов ряда самородное золото – самородное серебро закономер-

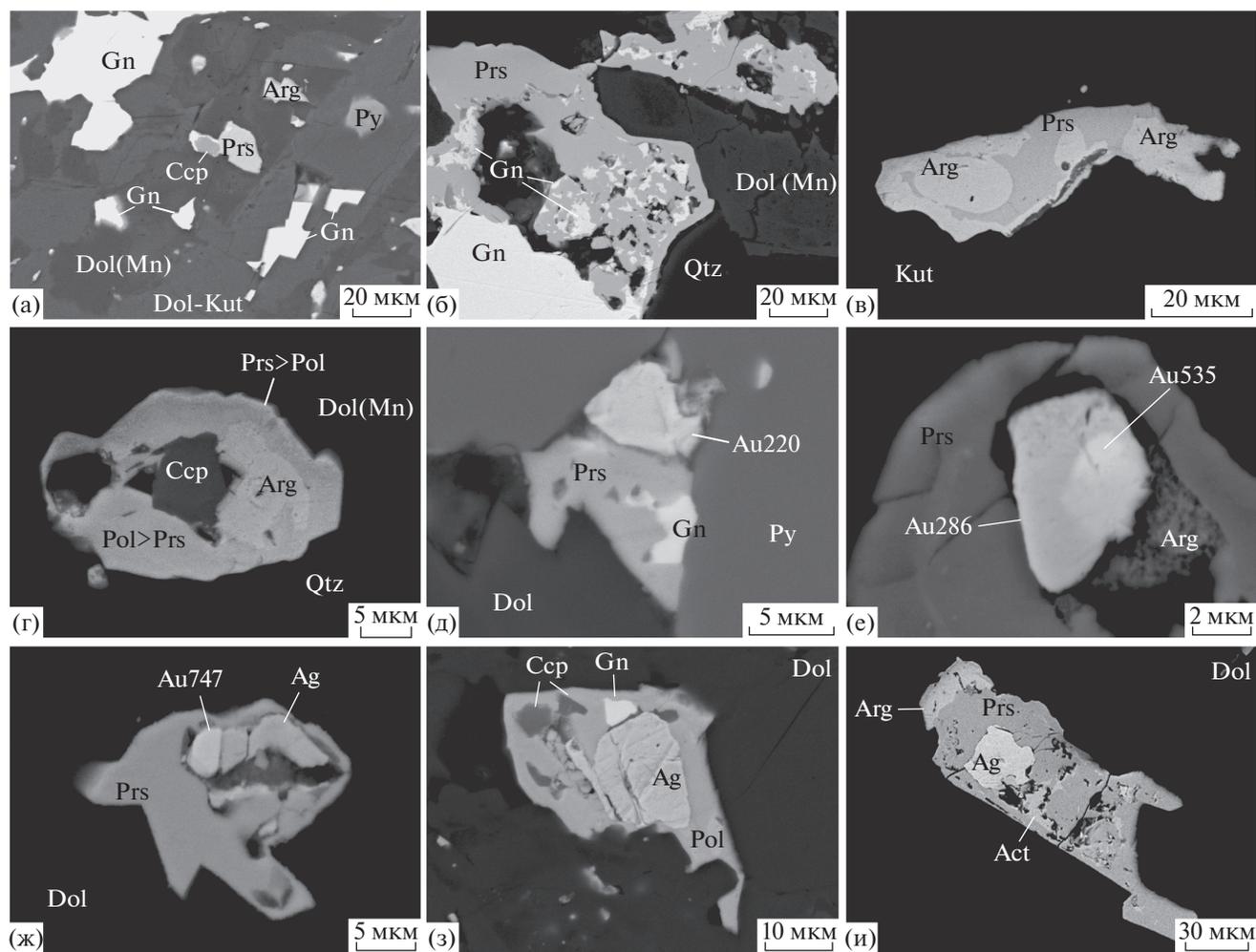
но меняется от высокопробного самородного золота в халькопирит-сфалеритовой ассоциации к самородному серебру в серебро-пирсеит-акантитовой (фиг. 10). В низкопробном самородном золоте иногда обнаруживается примесь ртути до 6 мас. %.

Карбонаты

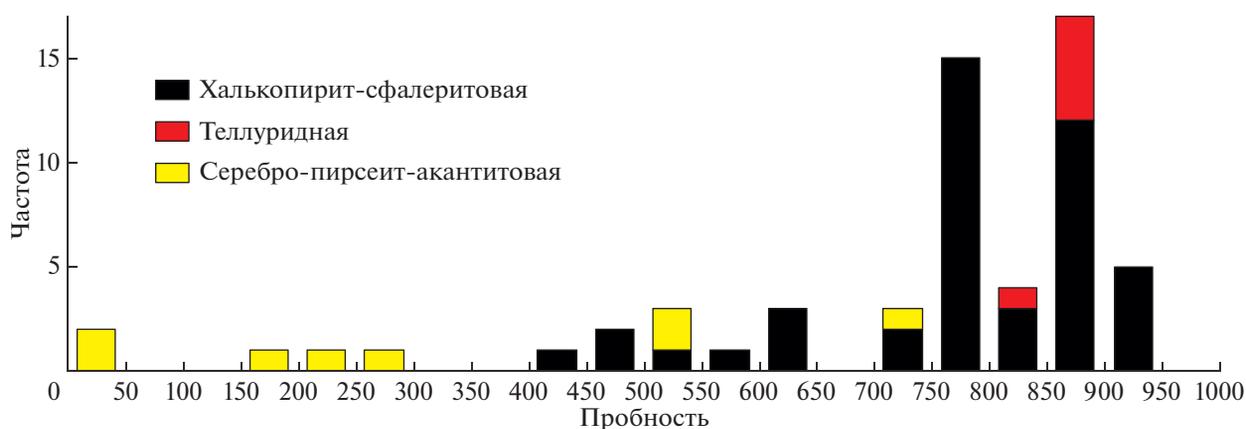
Карбонаты, наряду с кварцем, являются основными жильными минералами на месторождении, а в образцах с благороднометаллической минерализацией они доминируют над кварцем. Карбонаты пред-

Таблица 3. Химический состав минералов серебра (образец 49/360.3) по данным энергодисперсионного анализа

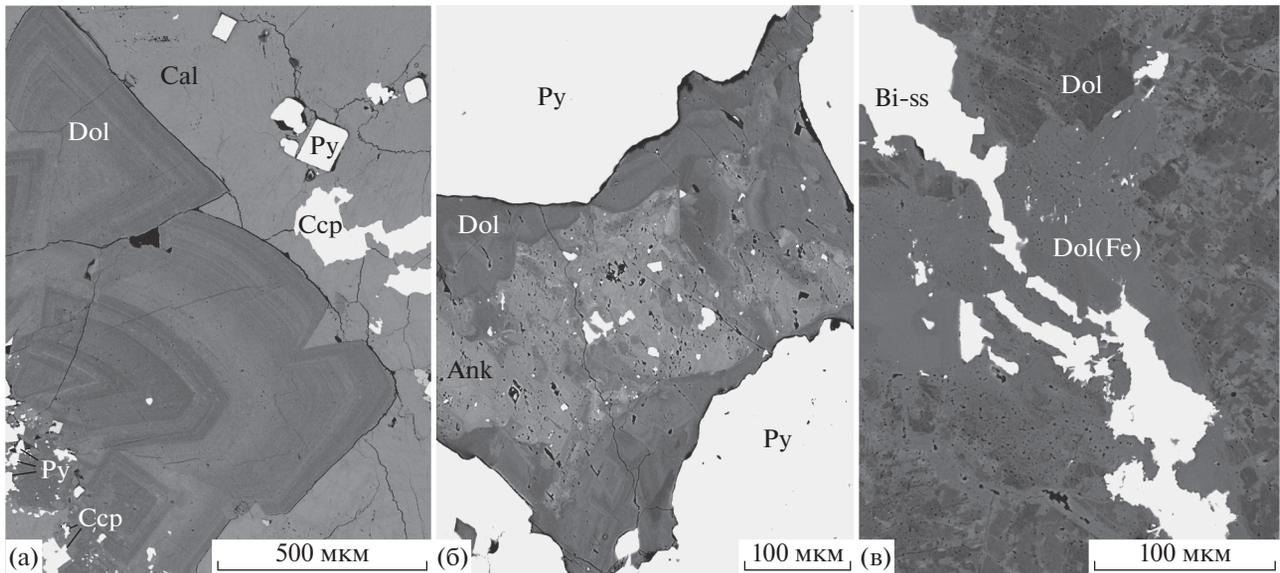
№	Минерал	Ag	Cu	As	Sb	S	Итоги	формула на 29 к.ф.
1	Полибазит-(As)	67.86	7.24	1.94	6.13	15.31	98.48	$[(Ag_{3.8}, Cu_{2.4})_{6.2}(As_{0.6}Sb_{1.1})_{1.7}S_{6.1}][Ag_9CuS_4]$
2	Пирсеит-(Sb)	66.02	9.87	4.37	3.37	16.76	100.40	$[(Ag_{3.9}, Cu_{2.3})_{6.2}(As_{1.2}Sb_{0.6})_{1.8}S_7][Ag_9CuS_4]$
3	Пирсеит	65.53	10.12	7.19	—	16.4	99.24	$[(Ag_{3.8}, Cu_{2.4})_{6.2}As_2S_{6.8}][Ag_9CuS_4]$
4	»	67.65	8.97	6.92	—	16.51	100.05	$[(Ag_{4.2}, Cu_{2.0})_{6.2}As_2S_{6.9}][Ag_9CuS_4]$
5	»	69.32	8.36	7.17	—	16.82	101.67	$[(Ag_{4.4}, Cu_{1.7})_{6.1}As_2S_{6.9}][Ag_9CuS_4]$
6	Акантит-аргентит	85.20	—	—	—	13.36	98.56	$Ag_{1.96}S_{1.04}$
7	»	87.90	—	—	—	12.09	99.99	$Ag_{2.05}S_{0.95}$



Фиг. 9. Минералы серебро-пирсеит-акантитовой ассоциации месторождения Биксизак, обр. 49/360.3, изображения в обратно-рассеянных электронах. а – галенит, пирсеит и аргентит среди доломита; б – пирсеит и галенит на границе кварца и доломита; в – акантит/аргентит и пирсеит среди кутнагорита; г – зональный пирсеит-полибазит обрастает акантит/аргентит и халькопирит среди доломита; д – ртутистый “кюстелит” (пробность 199–223) с пирсеитом и галенитом нарастает на пирит; е – “электрум” (пробность 535) обрастает самородным серебром (пробность 286) и пирсеитом; ж – сростание самородного золота (пробность 747) и самородного серебра среди пирсеита в доломите; з – самородное серебро и галенит в полибазите среди доломита; и – самородное серебро в пирсеите с включениями халькопирита обрастает акантит-аргентитом. Gn – галенит, Py – пирит, Ccp – халькопирит, Prs – пирсеит, Dol – доломит, Kut – кутнагорит, Qtz – кварц, Arg – акантит/аргентит, Pol – полибазит, Ag – самородное серебро.



Фиг. 10. Гистограмма пробности минералов ряда самородное золото – самородное серебро.



Фиг. 11. Карбонаты месторождения Биксизак, изображения в обратно-рассеянных электронах. а – кальцит обрастает зональный доломит, обр. 39/279.7; б – доломит обрастает пирит, на него нарастает анкерит с включениями теллуридов, обр. 44/292; в – сульфосоли висмута (Bi-ss) в доломите, обр. 44/293.

ставлены кальцитом и минералами группы доломита. Минералы группы доломита распространены наиболее широко, они ассоциируют с минералами халькопирит-сфалеритовой ассоциации и обрастают более ранний пирит (фиг. 6а). Они образуют агрегаты идиоморфных или субидиоморфных кристаллов размером до 1 мм, обычно первые сотни мкм (фиг. 11а). В таких кристаллах нередко встречается осцилляторная зональность, которая выражена в колебаниях содержаний FeO и MgO. По составу (табл. 4) они отвечают доломиту-(Fe) с заметными количествами FeO (6–15 мас. %) и низкими содержаниями MnO (0.6–3.2 мас. %).

Иногда идиоморфные кристаллы доломита обрастает кальцит (фиг. 11а), а иногда – минералы группы доломита более поздней генерации. Последние, как правило, представляют собой ксеноморфные выделения, характеризующиеся пятнистой зональностью или нерегулярной осцилляторной зональностью, несущие признаки неоднократного растворения и переотложения и насыщенные минералами теллуридной ассоциации или ассоциации сульфосолей висмута (фиг. 7а, 11б, в). По сравнению с идиоморфными доломитами такие карбонаты характеризуются более высокой железистостью. Так, в образце 44/293 сульфосоли висмута и самородный висмут ассоциируют с доломитом, содержащим 11–15 мас. % FeO, тогда как более ранний доломит содержит 3–9 мас. % FeO. В образце с золото-теллуридной ассоциацией (44/292) ранний доломит, обрастающий пирит, содержит 6.4–16.2 мас. % FeO, тогда как поздний карбонат, содержащий включения

теллуридов Ag, Bi, Pb, – 14.2–28 мас. % FeO и по составу соответствует анкериту-(Mg) (табл. 4).

В образце с серебро-пирсеит-акантитовой ассоциацией (49/360.3) ранний карбонат также представлен доломитом 6.3–9.1 мас. % FeO. Карбонат, содержащий включения пирсеита, акантита/аргентита и самородного серебра (фиг. 9а), отличается повышенными содержаниями FeO (10.2–12.5 мас. %) и MnO (10–15.3 мас. %) и соответствует промежуточному составу доломит-анкерит-кутнагорит (табл. 4).

Таким образом, химический состав карбонатов заметно варьирует в зависимости от минеральных ассоциаций: доломит-(Fe) входит в состав халькопирит-сфалеритовой ассоциации и ассоциации сульфосолей висмута, анкерит-(Mg) принадлежит к теллуридной ассоциации, а кутнагорит-доломит-анкерит – к серебро-пирсеит-акантитовой ассоциации (фиг. 12).

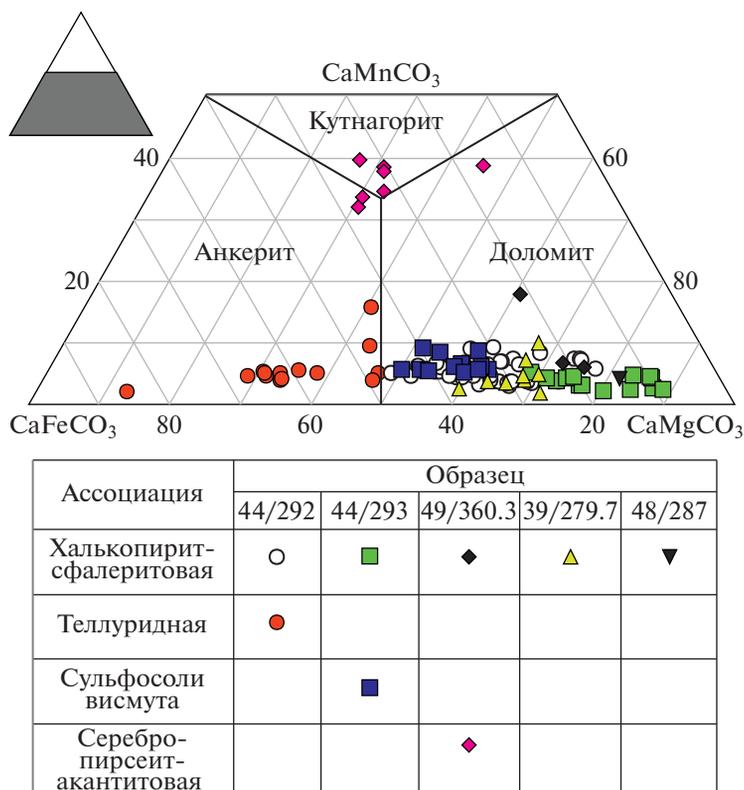
Хлорит

В изученных образцах хлорит присутствует только в обр. 44/293. Он образует агрегаты размером несколько сотен микрон, которые обрастают сфалерит, пирит и халькопирит, в свою очередь, обрастающие доломитом-(Fe). По составу (табл. 5) хлорит довольно однородный и соответствует клинохлор-дафниту с незначительной долей амезит-судоитового минала. Температура, рассчитанная по хлориту из обр. 44/293 по (Котельников и др., 2012), составила 268–274°C.

Таблица 4. Вариации химического состава карбонатов группы доломита в образцах с золото-серебряной минерализацией по данным энергодисперсионного анализа

№ образца	Ассоциация	Кол-во	Массовые %					Мольные %				
			MgO	CaO	MnO	FeO	MgCO ₃	CaCO ₃	MnCO ₃	FeCO ₃		
39/279.7	Халькопирит-сфалеритовая	9	10.61–13.12 12.21	30.23–31.52 30.88	0.64–3.52 1.66	8.06–13.29 10.21	25.96–32.01 29.71	46.33–50.76 49.18	0.81–4.42 2.08	9.98–16.36 12.68		
48/287	»	1	17.66	30.29	1.54	5.49	40.69	50.19	2.02	7.10		
44/292	»	44	9.61–16.65 12.38	27.03–29.68 28.38	1.05–3.19 1.92	6.40–16.21 11.25	24.26–39.69 30.78	48.29–53.68 50.78	1.48–4.52 2.73	8.60–22.96 15.71		
»	Теллуридная	15	2.37–10.43 6.84	26.84–29.29 27.85	0.64–5.03 1.87	14.19–28.02 19.65	6.28–26.16 19.65	49.72–53.51 51.40	0.96–7.28 2.73	20.24–41.64 28.36		
44/293	Халькопирит-сфалеритовая	14	11.92–17.30 14.85	28.17–31.90 29.34	0.79–1.82 1.25	3.09–9.04 5.66	30.67–43.46 37.25	50.90–59.03 52.97	1.12–2.58 1.79	4.36–12.66 7.99		
»	Сульфослей висмута	12	9.44–12.42 10.97	26.72–28.32 27.44	1.82–3.02 2.27	10.93–14.96 12.71	24.48–31.33 28.03	48.73–52.01 50.42	2.68–4.46 3.31	15.94–21.76 18.24		
49/360.3	Халькопирит-сфалеритовая	3	13.55–17.68 15.31	30.38–33.76 32.36	2.09–7.02 3.99	6.29–9.10 7.98	29.43–36.32 33.79	49.86–52.95 51.43	2.88–8.68 4.97	8.56–10.48 9.82		
»	Серебро-пирсит-акантитовая	7	4.78–10.13 6.48	25.44–32.49 29.56	9.94–15.33 12.56	6.54–12.50 10.64	12.18–22.82 15.77	49.22–54.83 52.02	15.34–19.62 17.45	8.26–18.36 14.75		

Примечание. В числителе – минимум и максимум, в знаменателе – среднее.



Фиг. 12. Диаграмма CaFeCO₃ – CaMgCO₃ – CaMnCO₃ (моль. %) для карбонатов, ассоциирующих с золото-серебряной минерализацией.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Условия минералообразования

В образцах, содержащих охарактеризованные выше ассоциации золота и серебра, флюидные включения не были обнаружены. Однако ранее (Плотинская и др., 2010) в сфалерите из Восточного участка, содержащем включения самородного золота, были установлены флюидные включения, которые характеризуются температурами гомогенизации 148–156°C и низкой соленостью (0.6–2.6 мас. % NaCl-экв.) при преобладании хлорида натрия. В сфалерите, не ассоциирующем с самородным золотом, температура гомогенизации аналогичных по составу включений составила 190–231°C (Plotinskaya et al., 2014). Гетерогенизация флюида в обоих случаях не наблюдалась, и указанные температуры можно считать мини-

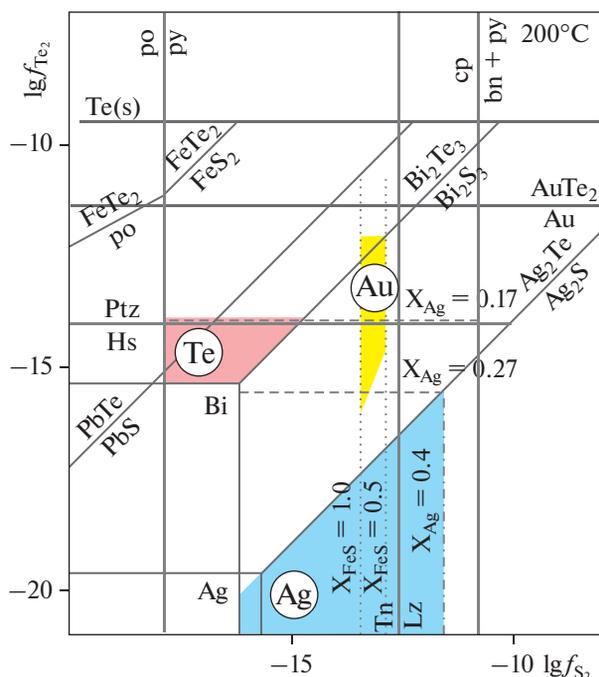
мальными температурами минералообразования. Мощность вулканитов березняковской свиты, перекрывающей оруденение, составляет минимум 1 км (Кузнецов и др., 2018). При гидростатическом режиме давление на такой глубине составляло около 100 бар, а значит, поправка на давление не превышает 10–20°C (Potter, 1977) и полученные температуры близки к истинным.

Тем не менее, разнообразие ассоциаций минералов благородных металлов, по-видимому, контролировалось и другими факторами. Установленный нами набор минералов позволяет определить области стабильностей основных ассоциаций благородных металлов рудного поля в координатах $f_{S_2} - f_{Te_2}$ для температуры 200°C с использованием данных из (Barton, Skinner, 1979; Barton, Toulmin, 1964; Afifi et al., 1988). Поле стабильности ассоци-

Таблица 5. Химический состав хлорита из обр. 44/293

№	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	Сумма	Si	Al	Fe ^{II}	Mg	Al(IV)	Al(VI)	Si/Al	X(Fe)	X(Mg)	T, °C*
1	24.03	20.6	27.81	10.91	83.35	5.48	5.53	5.29	3.70	2.52	3.01	0.99	0.59	0.41	268
2	23.88	21.39	27.71	10.84	83.82	5.40	5.70	5.24	3.65	2.60	3.11	0.95	0.59	0.41	274

Примечание. * – по (Котельников и др., 2012).



Фиг. 13. Диаграмма f_{Te_2} – f_{S_2} для минеральных ассоциаций благородных металлов месторождения Биксизак. Пунктирные линии – содержания FeS в сфалерите, равновесном с пиритом по (Czamanske, 1974), штриховые линии – содержания Ag в самородном золоте, равновесном с гесситом по (Afifi et al., 1988), штрих-пунктирная линия – содержания Ag в самородном золоте, равновесном с акантит-аргентитом, по (Barton, Toulmin, 1964). Ассоциации: Au – золото-халькопирит-сфалеритовая, Te – теллуридная, Ag – серебро-пирсеит-акантитовая. Po – пирротин, Bn – борнит, Tn – теннантит, Lz – люционит.

ации самородного золота в халькопирит-сфалеритовой ассоциации ограничено пространством стабильности халькопирита и линиями равновесия самородное золото–калаверит и галенит–алтаит (фиг. 13). Интервал стабильности сфалерита с FeS от 0.5 до 1 моль. % заметно сужает интервал f_{S_2} . Это несколько противоречит тому, что указанная ассоциация является на месторождении наиболее распространенной. Однако прожилковидная форма некоторых золотин, а также то, что они часто приурочены к границам зерен сфалерита (фиг. 7г, д), предполагает, что, по крайней мере, часть самородного золота образовалась после сфалерита, а не в равновесии с ним. Это значительно расширяет поле стабильности этой ассоциации.

Поле стабильности теллуридной ассоциации находится выше линии висмутин-теллуровисмутит и захватывает поля стабильности и галенита, и алтаита. Фугитивность Te_2 ограничена максимальным и минимальным содержаниями серебра ($X(\text{Ag})$ в самородном золоте в сростании с гесситом (0.27 и 0.17 соответственно). Линия равновесия гессит–петцит при 200°C (Бортников и др., 1988) близка к верхнему пределу стабильности теллуридной ассоциации.

Поле стабильности серебро-пирсеит-акантитовой ассоциации ограничено линией равнове-

сия акантит–гессит, а f_{S_2} – минимальным содержанием серебра в электруме, находящемся в равновесии с акантитом–аргентитом ($X(\text{Ag}) \approx 0.4$) (Barton, Toulmin, 1964). Таким образом, разнообразие минеральных форм золота и серебра контролируется вариациями фугитивности теллура и серы.

Благородные металлы на других объектах Биргильдинско-Томинского узла

В рудах **Березняковского** эпитеермального Au–Ag рудного поля широко распространены теллуриды золота и серебра (калаверит, сальванит, креннерит, петцит, штюццит и гессит), алтаит, самородный Te и др. Иногда отмечаются теллурантимон, колорадоит, нагиагит, а также тетрадимит и другие теллуриды висмута. Самородное золото высокопробное, преобладает пробность выше 950, но изредка встречаются и более низкие значения (620–858). Теллуридные формы благородных металлов преобладают над самородным золотом (Плотинская и др., 2009 и цитируемая литература).

На **Мичуринском** Cu–Pb–Zn–Ag–Au эпитеермальном рудопроявлении присутствует самородное золото пробностью 750–850 в ассоциации с халькопиритом, теннантитом и галенитом. Также

выявлены теллуриды серебра и висмута (теллуrowисмутит, гессит, петцит, вольтинскит, тетрадимит) (Plotinskaya et al., 2014).

На Калиновском участке **Томинского** меднопорфирового месторождения установлено три ассоциации минералов благородных металлов (Плотинская, 2016). (1) Пирит-халькопиритовая ассоциация с самородным золотом пробностью 758–974. (2) Ассоциация сульфосолей висмута (минералы висмутин-айкинитовой серии и матильдит) с магнетитом, гематитом, пиритом, халькопиритом и самородным золотом пробностью 819–935. (3) Золото-теллуридная ассоциация (гессит, штюцит, колорадоит, галенит-клаусталит Pb(S,Se) и редкие самородное золото (пробность около 810), петцит, сильванит, теллуrowисмутит и науманит Ag₂Se. Ассоциации (2) и (3) характерны для периферических зон месторождения и, по-видимому, связаны с наложенным эпитермальным этапом (Плотинская, 2016).

Таким образом, теллуридные формы благородных металлов распространены на территории Биргильдинско-Томинского рудного узла достаточно широко. Наибольшее сходство с минерализацией месторождения Биксизак установлено на рудопоявлении Мичурино, которое ранее было отнесено нами к сильно эродированной эпитермальной системе (Plotinskaya et al., 2014).

При этом из всех упомянутых объектов Биксизак отличается наиболее широкими вариациями состава минералов ряда самородное золото – самородное серебро. Обычно снижение пробности самородного золота объясняют снижением температуры, фугитивности серы и/или кислорода, и падением Au/Ag отношения во флюиде в процессе минералообразования (Palyanova, 2008). Поэтому большой интервал пробности самородного золота часто характерен для малоглубинных низкосульфидизированных эпитермальных месторождений, что объясняется разнообразием механизмов осаждения благородных металлов (быстрое остывание, вскипание, смешение магматогенных и метеорных вод и комбинации этих механизмов) (Mogison et al., 1991). В случае с месторождением Биксизак, однако, это маловероятно. Здесь отсутствуют брекчиевые текстуры и текстуры выполнения открытых полостей, а руды имеют, главным образом, метасоматическое происхождение. Нельзя исключать, что определенную роль играл контрастный состав вмещающих пород, который не наблюдается на остальных объектах Биргильдинско-Томинского узла и который определял контрастный состав минералообразующего флюида.

Благородные металлы в рудах стратиформных месторождений Урала

Золото-серебряная минерализация хорошо изучена на южноуральских колчеданных месторождениях, связанных с девонскими вулканогенными формациями. Самородное золото является обычным минералом в колчеданных рудах и, как правило, характеризуется высокой пробностью 800–900 (Зайков и др., 2001; Викентьев, 2004; Belogub et al., 2005). Самородное серебро встречается значительно реже. Также минералогической редкостью являются сульфосоли серебра.

Стратиформные полиметаллические объекты, локализованные в терригенно-карбонатных породах, охарактеризованы значительно хуже, как геологически, так и минералогически (Серавкин, Сначёв, 2012). Наиболее широко месторождения этого типа развиты на западном склоне Южного Урала, в рифейских отложениях депрессионно-рифтогенных прогибов вдоль восточного края Русской платформы, но минералогически они изучены слабо. В Магнитогорской вулканогенной мегазоне известно Амурское стратиформное цинковое месторождение в девонских породах, которое большинство авторов последнее время относят к типу SEDEX (Новоселов, Белогуб, 2008; Сначёв и др., 2015). Здесь установлены золотисто-ртутистое серебро (Ag_{0.75}Hg_{0.20}Au_{0.05}) и блеклые руды, содержащие до 7.9 мас. % Ag (Новоселов, Белогуб, 2011). В Восточно-Уральской мегазоне известны месторождения Пластовской (или Андрее-Юльевской) группы, залегающие в рифейских породах (Новоселов, Белогуб, 2008; Серавкин, Сначёв, 2012; Контарь, 2013). На одном из них, Андреевском месторождении, описано самородное золото, пробность которого варьирует от 740 до 960 (Храмов, 2015).

На Биксизакском месторождении золото и серебро присутствуют в самородной и, реже, теллуридной формах, встречаются сульфиды и сульфосоли серебра, кроме того, серебро присутствует в виде примеси в блеклых рудах (Плотинская и др., 2015). Таким образом, Биксизакское месторождение характеризуется наиболее разнообразным набором минералов-концентраторов благородных металлов среди стратиформных месторождений Урала. Основной причиной тому является генетическая связь оруденения с порфирово-эпитермальной системой, гипотетическим центром которой является интрузия биргильдинско-томинского комплекса. Как было показано выше, разнообразие минеральных форм золота и серебра и широкое развитие теллуридных форм характерно для всех порфирово-эпитермальных систем Биргильдинско-Томинского рудного узла (Plotinskaya et al., 2014).

ВЫВОДЫ

На месторождении Биксизак установлено разнообразие минеральных форм благородных металлов. Наиболее широко распространено самородное золото (пробность 853–939) в халькопирит-сфалеритовой ассоциации. В отдельных образцах установлены теллуридная ассоциация (тетрамит, гессит, штюцит, петцит, галенит, теллуристит, вольфскит, раклиджит, алтаит, самородное золото пробности 830–900) и серебро-пирсеит-акантитовая ассоциация (акантит/аргентит, и пирсеит-полибазит и самородные элементы от самородного золота с пробностью 747 до самородного серебра).

Химический состав карбонатов меняется в зависимости от минеральной ассоциации: халькопирит-сфалеритовая ассоциация и ассоциация сульфоселей висмута сопровождаются доломитом-(Fe), теллуридная ассоциация – анкеритом-(Mg), а серебро-пирсеит-акантитовая – кутнагорит-доломит-анкеритом.

Разнообразие минеральных форм благородных металлов контролируется снижением температуры и вариациями фугитивностей серы и теллура.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят В.А. Котлярова (Институт минералогии ЮУ НЦ МиГ УрО РАН), Н.В. Трубкина и И.Г. Грибоедову (ИГЕМ РАН) за выполненные анализы, а также В.А. Коваленкера и Н.С. Бортникова (ИГЕМ РАН) за замечания, которые помогли улучшить статью.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена в рамках Государственного задания ИГЕМ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бакшеев И.А., Плотинская О.Ю. Турмалин месторождений Биргильдинско-Томинского рудного узла, Ю. Урал // Минералогия Урала-2011. Сборник научных статей: Матер. VI Всерос. Совещ. (22–26 августа 2011 г.). Отв. ред. Е.П. Макагонов. Миасс–Екатеринбург: УрО РАН, 2011. С. 129–133.

Бакшеев И.А., Плотинская О.Ю., Янакурт В.О., Вигасина М.Ф., Брызгалов И.А., Грознова Е.О., Марущенко Л.И. Турмалин месторождений Биргильдинско-Томинского рудного узла, Южный Урал // Геология руд. месторождений. 2012. Т. 54. № 6. С. 540–556.

Бортников Н.С., Крамер Х., Генкин А.Д., Крапива Л.Я., Санта-Крус М. Парагенезисы теллуридов золота и серебра в золоторудном месторождении Флоренсия (Республика Куба) // Геология руд. месторождений. 1988. № 2. С. 49–61.

Викентьев И.В. Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд. М.: Научный мир, 2004. 344 с.

Грабежьев А.И., Молошаг В.П. Цинк-медь-серебро-золотое оруденение Томинского медно-порфирикового рудного узла (Южный Урал) // ДАН. 1993. Т. 330. № 3. С. 349–351.

Грабежьев А.И., Широбокова Т.И. Новый тип серебро-медно-цинкового оруденения на Южном Урале // Докл. АН СССР. 1991. Т. 318. № 5. С. 1191–1194.

Грабежьев А.И., Русина О.В., Жухлистов А.П., Мурзин В.В. Вертикальная рудно-метасоматическая зональность Томинского медно-порфирикового рудного узла (Южный Урал, Россия) // Геология руд. месторождений. 1995. Т. 37. № 6. С. 500–510.

Грабежьев А.И., Сотников В.И., Карпущина В.С. Изотопный состав пирита и карбоната из разноглубинных месторождений медно-порфириковой колонны // Геохимия. 1997. № 2. С. 238–240.

Грабежьев А.И., Кузнецов Н.С., Пужаков Б.А. Рудно-метасоматическая зональность медно-порфириковой колонны натриевого типа (парагонит-содержащие ореолы, Урал). Екатеринбург: Изд-во УГГА, 1998. 172 с.

Грабежьев А.И., Сазонов В.Н., Мурзин В.В., Молошаг В.П., Сотников В.И., Кузнецов Н.С., Пужаков Б.А., Покровский Б.Г. Березняковское золоторудное месторождение (Южный Урал, Россия) // Геология руд. месторождений. 2000. Т. 42. № 1. С. 38–52.

Грабежьев А.И., Беа Ф., Монтеро М.П., Ферштатер Г.Б. U–Pb SHRIMP возраст цирконов из диоритов Томинско-Березняковского рудного поля (Южный Урал, Россия): эволюция Au–Ag–эпитермально-Сu–порфириковой системы // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 11. С. 1705–1713.

Зайков В.В., Масленников В.В., Зайкова Е.В., Херрингтон Р. Рудно-формационный и рудно-фациальный анализ колчеданных месторождений Уральского палеоокеана. Миасс: Институт минералогии УрО РАН, 2001. 315 с.

Каллистов Г.А. Длительность и возрастные этапы становления челябинского гранитоидного батолита // ЕЖЕГОДНИК-2013, Труды Института геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого, вып. 161. 2014. С. 343–349.

Коваленкер В.А. Условия формирования и факторы крупномасштабного концентрирования золота порфириковых и эпитеpmальных месторождений // Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. Том 2. Стратегические виды рудного сырья. М.: ИГЕМ РАН, 2006. С. 143–214.

Контарь Е.С. Геолого-промышленные типы месторождений меди, цинка, свинца на Урале (геологические условия размещения, история формирования, перспективы). Департамент по недропользованию по Уральскому федеральному округу (Уралнедра). Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2013. 199 с.

Котельников А.Р., Сук Н.И., Котельникова З.А., Шекина Т.И., Калинин Г.М. Минеральные геотермометры для низкотемпературных парагенезисов // Вестник

Отделения наук о Земле РАН. 2012. Т. 4. NZ9001.
https://doi.org/10.2205/2012NZ_ASEMPG

Кузнецов Н.С., Савельев В.П., Пужаков Б.А., Шох В.Д., Никольский В.Ю., Шулькина Н.Е., Коробова Н.И., Шулкин Е.П. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-41-VIII (Челябинск). Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ "ВСЕГЕИ", 2018. 116 с.

Новоселов К.А., Белогуб Е.В. Стратиформные свинцово-цинковые руды Южного Урала // Рудогенез: Матер. междунар. конф. (ред. Анфилогов В.Н. и др.). Миасс—Екатеринбург: УрО РАН, 2008. С. 206—209.

Новоселов К.А., Белогуб Е.В. Золото и серебро в сульфидных рудах Амурского цинкового месторождения // Минералогия Урала—2011. Сборник научных статей: Матер. VI Всерос. совещ. (22—26 августа 2011 г.). Миасс—Екатеринбург: УрО РАН, 2011. С. 118—122.

Плотинская О.Ю. Минералы благородных металлов порфириновых месторождений (на примере Южного Урала) // Металлогения древних и современных океанов. 2016. № 1. С. 150—153.

Плотинская О.Ю., Грознова Е.О., Коваленкер В.А., Новоселов К.А., Зелтманн Р. Минералогия и условия образования руд Березняковского рудного поля (Южный Урал, Россия) // Геология руд. месторождений. 2009. Т. 51. № 5. С. 414—443.

Плотинская О.Ю., Грознова Е.О., Грабежьев А.И., Новоселов К.А. Минералогия и условия формирования руд серебро-полиметаллического рудопроявления Биксизак (Южный Урал, Россия) // Геология руд. месторождений. 2010. Т. 52. № 5. С. 439—456.

Плотинская О.Ю., Грабежьев А.И., Зелтманн Р. Состав блеклых руд как элемент зональности порфирирово-эпитептермальной системы (на примере рудопроявления Биксизак, Ю. Урал) // Геология руд. месторождений. 2015. Т. 57. № 1. С. 48—70.

Пужаков Б.А. Продуктивные гранитоиды, метасоматоз и оруденение Биргильдинско-Томинского рудного узла: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1999.

Ромашова Л.Н. Биргильдинское медно-порфириновое месторождение // Геология руд. месторождений. 1984. № 2. С. 20—30.

Серавкин И.Б., Сначёв В.И. Стратиформные полиметаллические месторождения Восточной провинции Южного Урала, Россия // Геология руд. месторождений. 2012. Т. 54. № 3. С. 253—264.

Сначёв В.И., Кузнецов Н.С. Геология стратиформного полиметаллического месторождения Биксизак (Восточно-Уральская мегазона) // Геологический сб. 2009. № 8. С. 204—209.

Сначёв М.В., Сначёв А.В., Пучков В.Н. Новые данные по геологическому строению Амурского стратиформного месторождения (Южный Урал) // ДАН. 2015. Т. 463. № 5. С. 571—575.

Храмов А.А. К минералогии Андреевского месторождения золота (Южный Урал) // ЕЖЕГОДНИК-2014,

Труды Института геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого. 2015. № 162. С. 188—191.

Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Геология и геодинамика Южного Урала: Опыт геодинам. картирования / Екатеринбург: Рос. АН. Урал. отд.-ние. Ин-т геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого, 1998. 203 с.

Afifi A.M., Kelly W.C., Essene. J. Phase relations among tellurides, sulfides, and oxides: I. Thermochemical data and calculated equilibria // Econ. Geol. 1988. V. 83. P. 377—394.

Barton P.B. Jr., Skinner B.J. Sulfide mineral stabilities // Geochemistry of hydrothermal ore deposits. N.Y.: Wiley Interscience, 1979. P. 278—403.

Barton P.B. Jr., Toulmin P. The electrom-tarnish method of determination of the fugacity of sulfur in laboratory sulfide systems: Geochim. Cosmochim. Acta. 1964. V. 28. P. 619—640.

Baumgartner R., Fontboté L., Vennemann T. Mineral zoning and geochemistry of epithermal polymetallic Zn—Pb—Ag—Cu—Bi mineralization at Cerro de Pasco, Peru // Econ. Geol. 2008. V. 103. P. 493—537.

Belogub E., Новоселов К., Зайков В. Gold-silver paragenetic evolution in ore deposits of the Magnitogorsk paleoisland arc, Southern Urals // Geochemistry, mineralogy and petrology. 2005. V. 43. С. 7—13.

Cabri L.J. Phase relations in the Ag—Au—Te system and their mineralogical significance // Econ. Geol. 1965. V. 60. С. 1569—1606.

Czaminske G.K. The FeS content of sphalerite along the chalcopyrite-pyrite-bornite sulfur fugacity buffer // Econ. Geol. 1974. V. 69. P. 1328—1334.

Lehmann B.J., Heinhorst J., Hein U., Neumann M., Weisser J.D., Fedosejev V.V. The Berzsjakovskoe gold trend, Southern Urals, Russia // Mineral. Deposita. 1999. V. 34. P. 241—249.

Morrison G.W., Rose W.J., Jaireth S. Geological and geochemical controls on the silver content (fineness) of gold in gold-silver deposits // Ore Geol. Rev. 1991. V. 6. № 4. P. 333—364.

Palyanova G. Physicochemical modeling of the coupled behavior of gold and silver in hydrothermal processes: Gold fineness, Au/Ag ratios and their possible implications // Chemical Geology. 2008. V. 255. P. 399—413.

Plotinskaya O.Y., Grabezhev A.I., Groznova E.O., Seltmann R., Lehmann B. The Late Paleozoic porphyry-epithermal spectrum of the Birgilda—Tomino ore cluster in the South Urals, Russia // Journal of Asian Earth Sciences. 2014. V. 79. Part B. P. 910—931.

<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2013.01.015>

Plotinskaya O.Y., Chugaev A.V., Seltmann R. Lead isotope systematics of porphyry-epithermal spectrum of the Birgilda—Tomino ore cluster in the South Urals, Russia // Ore Geol. Rev. 2017. V. 85. P. 204—215.

Plotinskaya O.Y., Grabezhev A.I., Tessalina S., Seltmann R., Groznova E.O., Abramov S.S. Porphyry deposits of the Urals: geological framework and metallogeny // Ore Geol. Rev. 2017. V. 85. P. 153—173.

Plotinskaya O.Y., Abramova V.D., Groznova E.O., Tessalina S.G., Seltmann R., Spratt J. Trace element geochemistry of

molybdenite from porphyry Cu deposits of the Birgilda-Tomino ore cluster (South Urals, Russia) // Mineral Magazine. 2018. V. 82 (S1). P. S281–S306.

Potter II R.W. Pressure correction for fluid inclusions homogenization temperatures based on the volumetric properties of the system NaCl–H₂O // Journal of Research of the U.S. Geological Survey. 1977. V. 5. No. 5. P. 603–607.

Prendergast K., Clarke G.W., Pearson N.J., Harris K. Genesis of pyrite–Au–As–Zn–Bi–Te zones associated with Cu–Au skarns: evidence from the Big Gossan and Wanagon Gold deposits, Ertsberg district, Papua, Indonesia // Econ. Geol. 2005. V. 100. P. 1021–1050.

Sillitoe R.H. Porphyry copper systems. Econ. Geol. 2010. V. 105. P. 3–41.

Siron C.R., Thompson J.F.H., Baker T., Darling R., Dipple G. Origin of Au-Rich carbonate-hosted replacement deposits of the Kassandra mining district, Northern Greece: evidence for late Oligocene, structurally controlled, and zoned hydrothermal systems // Econ. Geol. 2019. V. 114. P. 1389–1414.

Thompson J.F.H., Gale V.G., Tosdal R.M., Wright W.A. Chapter 4. Characteristics and formation of the Jerynimo carbonate-replacement gold deposit, Potrerillos District, Chile // Society of Economic Geologists Special Publication 11. 2004. P. 75–95.