

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУД КЕДРОВСКО-ИРОКИНДИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (Северное Забайкалье)

О.Ю. Плотинская¹, А.В. Чугаев¹, Д.Б. Бондарь², В.Д. Абрамова¹

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии,
119017, Москва, Старомонетный пер., 35, Россия

²Bayerisches Geoinstitut, Universitätsstraße 30, University of Bayreuth, 95440, Bayreuth, Germany

Изучена минералогия руд Кедровско-Ирокиндинского рудного поля (Северное Забайкалье). Рудное поле включает около 200 кварцевых жил, из которых охарактеризованы Жила № 3, Кварцевая и Серебряковская (месторождение Ирокинда), Шамановская, Пинегинская, Осиновая и Баргузинская (месторождение Кедровское). Выделены кварц-пиритовая (кварц-2, пирит, пирротин, марказит) и кварц-золото-полисульфидная (кварц-2, галенит, халькопирит, сфалерит, самородное золото, блеклая руда, теллуриды Ag и сульфосоли Ag, Cu, Sb, Pb, Sn) ассоциации. Состав основных рудных минералов изучен при помощи PCMA и LA-ICP-MS. Установлено увеличение содержаний Ag в самородном золоте (от 5.5 до 72.4 мас. %) и блеклых рудах (от 5 до 35 мас. %) на фоне увеличения роли минералов Ag в процессе рудообразования. В галените выявлены примеси Sb и Ag (тысячи ppm), Se, Cd, Te, Bi (сотни ppm), Cu, Zn, As и Sn (десятки ppm). Показано, что Кедровско-Ирокиндинское рудное поле представляет собой редкий пример орогенных месторождений, на которых наблюдается широкий диапазон вариаций состава основных рудных минералов (самородного золота, сфалерита, блеклых руд), что определяется, в первую очередь, разнообразным составом вмещающих пород.

Орогенные месторождения, золото, сфалерит, галенит, элементы-примеси, LA-ICP-MS, Забайкалье.

MINERALOGY AND GEOCHEMISTRY OF ORES OF THE KEDROVSKOE–IROKINDA ORE FIELD (*northern Transbaikalia*)

O.Yu. Plotinskaya, A.V. Chugaev, D.B. Bondar', and V.D. Abramova

Ore mineralogy of the Kedrovskoe–Irokinda ore field (northern Transbaikalia) has been studied. The ore field comprises ca. 200 quartz veins. Vein 3 and the Kvaritsevaya and Serebryakovskaya veins of the Irokinda deposit and the Shamanovskaya, Pineginskaya, Osinovaya, and Barguzinskaya veins of the Kedrovskoe deposit have been described. Quartz–pyrite assemblage (quartz-1, pyrite, pyrrhotite, and marcasite) and quartz–gold–sulfide assemblage (quartz-2, galena, chalcopirite, sphalerite, electrum, fahlore, Ag tellurides, and sulfosalts of Ag, Cu, Sb, Pb, and Sn) have been revealed. Major ore minerals were investigated by EMPA and LA-ICP-MS. An increase in Ag content in electrum (from 5.5 to 72.4 wt.%) and fahlores (from 5 to 35 wt.%) and in the abundance of Ag minerals during the ore formation has been established. Galena contains impurities of Sb and Ag (thousands of ppm), Se, Cd, Te, and Bi (hundreds of ppm), Cu, Zn, As, and Sn (tens of ppm). It is shown that the Kedrovskoe–Irokinda ore field is a rare type of orogenic deposits with considerable variations in the composition of major ore minerals (electrum, sphalerite, and fahlores), which is explained by the diversity of the host rocks.

Orogenic gold deposits, gold, sphalerite, galena, trace elements, LA-ICP-MS, Transbaikalia

ВВЕДЕНИЕ

С месторождениями орогенного типа связана значительная доля запасов золота в мире, и их генезис является одним из наиболее дискуссионных вопросов в современной рудной геологии и широко обсуждается различными исследователями [Буряк, 1982; Kerrich, Cassidy, 1994; Groves et al., 1998, 2003; Distler et al., 2004; Goldfarb, Groves, 2015; и др.]. Как правило [Groves et al., 2003], такие месторождения характеризуются высоким Au/Ag отношением в рудах (от 1 до 10) и относительно бедным набором форм нахождения благородных металлов, среди которых преобладает высокопробное самородное золото. Однако известны месторождения (например, Мазер Лод (США), Зун-Холба (Россия) и ряд других), в которых отмечено большое разнообразие минеральных форм золота и серебра, широкие вариации состава самородного золота и низкие величины Au/Ag отношения в рудах (до 1:10 и ниже). Эти мине-

рало-геохимические особенности, а также возможные причины их возникновения определяют интерес среди исследователей к месторождениям данного типа. К числу таких объектов принадлежат месторождения Кедровско-Ирокиндинского рудного поля (КИРП), которые были отнесены к орогенному типу из-за наличия структурного контроля оруденения, представленного крупными жильными зонами, отсутствия латеральной геохимической зональности и прямой генетической связи с интрузиями [Goldfarb et al., 2014; Чугаев и др., 2017; Бондарь и др., 2018].

Кедровско-Ирокиндинское рудное поле, расположенное на склонах Южно-Муйского хребта (Муйский район, Республика Бурятия), изучается уже более 50 лет [Баженов и др., 1970; Митрофанов и др., 1970; Ляхов, Попивняк, 1977; и др.]. Были охарактеризованы минералогия отдельных рудных зон [Хрусталева, Хрусталева, 2006; Бондарь и др., 2018], геолого-структурные особенности [Злобина и др., 2014; Попов и др., 2017а], окolorудные метасоматиты [Кучеренко, 2004, 2006 а, б, 2014; Попов и др., 2017б] и источники рудного вещества [Чугаев и др., 2017].

При этом причины, обусловившие минерало-геохимические особенности золоторудной минерализации КИРП, до сих пор не рассматривались. Это определило необходимость изучения химизма минералов золота и серебра, и ассоциирующих с ними основных рудных минералов при помощи рентгеноспектрального микроанализа и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и лазерным пробоотбором (LA-ICP-MS).

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КЕДРОВСКО-ИРОКИНДИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Кедровско-Ирокиндинское рудное поле, на территории которого находятся золоторудные месторождения Кедровское (~28 т Au [Западная..., 2018]) и Ирокинда (~24 т Au [Nordgold..., 2018]), а также ряд рудопроявлений, расположено на севере Забайкальской складчатой области. В геотектоническом отношении рудное поле приурочено к Муйскому сегменту Байкало-Муйского складчатого пояса (БМП), являющегося одним из главных структурных элементов Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) [Жмодик и др., 2006; Рыцк и др., 2011; Ярмолук и др., 2012; и др.] (рис. 1, а).

В геологическом строении КИРП преобладают породы докембрийского возраста [Государственная..., 2010] (см. рис. 1, б). Наиболее древними являются метаморфические породы киндиканской толщи (пара- и ортогнейсы, кристаллические сланцы, мраморы, кальцифиры), слагающие выступ архейского фундамента, известного как Южно-Муйская глыба. Однако существует мнение, что эти породы могут иметь протерозойский возраст [Скузоватов и др., 2016].

Стратифицированные неопротерозойские породы включают терригенно-карбонатные толщи кедровской и усть-тулдуновской свит парамской серии, вулканогенно-осадочные породы усть-келянкой толщи возраста 824 ± 2 млн лет (U-Pb метод по цирконам, ID TIMS [Рыцк и др., 2001]), а также позднеэдиакарские молассоидные отложения аматканской свиты. Порода претерпели региональный метаморфизм зеленосланцевой фации и контактовый метаморфизм.

Интрузивные образования неопротерозойского возраста КИРП представлены кедровским и бамбукойским комплексами. Возраст кедровского комплекса, по Sm-Nd данным, составляет 735 ± 26 млн лет [Рыцк и др., 2001]. В районе КИРП этот комплекс представлен зональными массивами, сложенными габбро, габброноритами, анортозитами и их переходными разностями [Цыганков и др., 1998]. Бамбукойский комплекс представлен гранитоидными интрузиями (лейкогранитами, биотитовыми и биотит-амфиболовыми гранитами и гранодиоритами), распространенными главным образом по периферии Южно-Муйской глыбы. Возраст гранитов, по U-Pb данным (ID TIMS), составляет 723 ± 4 млн лет [Рыцк и др., 2001].

Палеозойские магматические породы в пределах КИРП редки. Это разнообразные по составу дайковые комплексы (долериты, лампрофиры, диориты, гранит-порфиры) и небольшие гранитоидные массивы витимканского (или конкудеро-мамаканского) комплекса (292 ± 1 млн лет [Государственная..., 2010; Цыганков и др., 2010]). Их происхождение связано с масштабной переработкой континентальной коры БМП в герцинское время и со становлением крупного (более 150 тыс. км²) многофазного Ангаро-Витимского батолита [Цыганков и др., 2010].

Главными структурными элементами КИРП, наряду с выступом кристаллического фундамента, являются Келяна-Ирокиндинская шовная зона, с юго-востока ограничивающая Южно-Муйскую глыбу, а также система глубинных разломов северо-восточного (Озерно-Серебряковская зона) и субширотного (Киндиканская и Тулуинская зоны) простирания, которые определяют блоковое строение рудного поля (по данным производственного отчета Октябрьской ГРП (Ю.П. Пивоваров с соавторами, 1975)).

Золоторудная минерализация в пределах КИРП приурочена к кварцевым жилам, которые локализованы в различных по составу и происхождению докембрийских породах. В размещении рудных тел отчетливо проявлен структурный контроль. Жилы пространственно приурочены к региональным тектоническим зонам КИРП и имеют согласное с ними падение и простирание. В пределах КИРП известно около 200 золотоносных кварцевых жил мощностью от 0.3 до 3 м, в среднем около 1 м. Их протяжен-



Рис. 1. *а* — схема структурного районирования Байкало-Витимского террейна, северная часть Забайкальской складчатой области, по [Гусев, Хаин, 1995; Рыцк и др., 2001] с изменениями.

1 — выступы раннепротерозойского фундамента в Байкало-Патомском поясе; 2 — палеозойские гранитоиды (Ангаро-Витимский батолит); 3 — региональные тектонические разломы: *а* — надрывы и сдвиги, *б* — межструктурные шовные зоны; 4 — месторождения золота: 1 — Сухой Лог; 2 — Кедровско-Ирокинский рудное поле.

б — схема геологического строения Кедровско-Ирокинского рудного поля (Северное Забайкалье) (составлена по материалам ГРП ООО «Артель старателей Западная»).

1 — гнейсы, кристаллические сланцы, мраморы, кальцифиры киндиканской свиты (AR); 2 — метасадочные породы (метапесчаники, биотитовые и двуслюдяные сланцы, серицит-хлоритовые сланцы, известняки, углеродистые сланцы) парамской серии (PR₂); 3 — ортосланцы, слюдяно-кварцевые сланцы, метаэффузивы, туфоконгломераты усть-келянкой толщи (PR₂); 4 — молассоидные (конгломераты, гравелиты, песчаники, сланцы) отложения аматканской свиты (PR₃); 5 — габброиды кедровского комплекса (PR₂); 6 — гранитоиды бамбукойского комплекса (PR₂); 7 — гранитоиды витимканского комплекса (PZ₂); 8 — аллювиальные отложения (Q); 9 — основные тектонические нарушения; 10 — рудные зоны: месторождение Ирокинда: К — Кварцевая, 3 — Жила № 3, С — Серебряковская; месторождение Кедровское: Б — Баргузинская, Ш — Шамановская, О — Осиновая, П — Пинегинская; В — Витимконское рудопроявление.

ность варьирует от 60 до 1500 м по простиранию и от 100 до 400 м по падению. Жилы сопровождаются зонами безситизации мощностью до 20 м [Митрофанов и др., 1970; Кучеренко, 2004, 2014; Хрусталева, 2006].

Месторождение Ирокинда расположено на юго-западе КИРП, на западной периферии Южно-Муйской глыбы. Вмещающими породами для большинства рудных жил являются архейские гнейсы и кристаллические сланцы киндиканской толщи. Главной рудоконтролирующей структурой является Келяно-Ирокиндская шовная зона, а также оперяющие ее тектонические нарушения. На месторождении детально разведано около 10 рудных зон (жил), из которых в настоящее время отрабатываются Высокая, Жила № 3, Серебряковская и Кварцевая.

Месторождение Кедровское находится к востоку от Южно-Муйской глыбы. Рудные тела локализованы в терригенных метасадочных породах кедровской свиты и в неопротерозойских габброидах и гранитоидах Кедровского массива. В структурном отношении золоторудная минерализация приурочена к разрывным нарушениям Тулдуновской тектонической зоны. Детально разведаны пять рудных зон — Осиновая, Штурмовая, Шамановская, Пинегинская и Южная, которые отрабатываются в настоящее время.

Рудопроявление Витимконское расположено к юго-востоку от месторождения Ирокинда. Золотоносные кварцевые жилы здесь локализованы в зоне контакта гранитоидов бамбукойского и габброидов кедровского комплексов.

Таблица 1.

Характеристика изученных образцов руд КИРП

Образец	Место отбора	Характеристика
Месторождение Ирокинда		
Иг-6/13	Жила №3, штольня 49, гор. +1090 м, пикет 29	Кварцевая жила в гнейсах киндиканской толщи. Кварц крупно-блочный с крупными гнездами галенита
Иг-15/13	То же, шт. 49, гор. +1040 м, пк. 76	Кварцевая жила в кристаллических породах киндиканской толщи. Кварц белый, местами полупрозрачный. Гнезда сульфидов (галенит (кристаллы до 1 см), сфалерит коричневый (до 0.5 см), редкие вкрапления пирита (до 2—3 см)
Иг-16/13	То же	Кварцевая жила в кристаллических породах киндиканской толщи. Кварц белый, вблизи сульфидов — полупрозрачный. Гнезда сульфидов — галенит, коричневый сфалерит и редкие вкрапления пирита до 2—3 см
Иг-18/13	То же, шт. 49, гор. +1040 м, пк. 68	Кварцевая жила с сульфидной минерализацией в кристаллических породах киндиканской толщи
Иг-20/13	То же	Кварцевая жила в кристаллических породах киндиканской толщи. Кварц белый, брекчирован густой сетью просечек галенита, которые сливаются в гнезда до 2 см, с кристаллами 0.5 см и более и вкраплениями пирита
Иг-64/13	Жила Кварцевая. Отвалы шт. 61	Кварц белый ожелезненный с гнездами сульфидов (галенит + халькопирит) до 0.5 см. Продолговатое гнездо 2×2×0.5 см
Иг-69/13	То же	Кварцевая жилка около 10 см. Гнезда пирита (до 1 см), халькопирита, галенита и самородного золота (см. рис. 2, ж)
Иг-80/13	Жила Серебряковская, шт. 78, гор. +1120 м, восстающий 1	Кварцевая жила с крупным выделением галенита в кристаллических породах киндиканской толщи
Иг-87/13	То же, отвалы шт. 12	Кварцевая жила в кристаллических породах киндиканской толщи. Кварц белый псевдополосчатый, полосы серые за счет вкрапленности галенита, примазки самородного золота (см. рис. 2, е)
Месторождение Кедровское		
К-1А-5	Жила Осиновая, шт. 17, восст. 26, гор. +1000 м	Кварцевая жила с гнездом пирита (2—3 см) и вкрапленностью галенита
К-3-3	То же, шт. 25, восст. 15 бис, гор. +960.4 м	Кварцевая жила с гнездами галенита и пирита до 1 см
К-4-4	То же, полуэтаж штрек 26, гор. +921.4 м	Гнездо галенита, сфалерита и пирита в жильном кварце
К-7-5	То же, шт. 16, блок 25, гор. +814 м	Гнездо пирита и галенита и редкие вкрапления сфалерита в жильном кварце
К-8-2	То же, блок 23, п/э штр. 63/1, гор. +786.9 м	Кварцевая жила с крупным гнездом галенита
К-9-5	То же, штр. Северный бис, гор. +755.3 м	Гнездо массивного пирротина, частично пиритизированного, с просечками галенита и гнездами сфалерита
К-12/14	То же, шт. 25, гор. +950 м, пк. 45	Кварцевая жила с сульфидной минерализацией (пирит, галенит, сфалерит) в гранодиоритах бамбукойского комплекса
К-12а/14	То же, п/э, гор. +920 м	То же
К-16/14	То же, шт. 16, штр. Южный бис, гор. +810 м	Кварцевая жила с сульфидами, с пиритом и галенитом на контакте с углеродисто-слюдистыми алевросланцами
К-13/15	Рудная зона Осиновая, жила Промежуточная, шт. 25, восст. 48	Крупное гнездо сфалерита (>10 см) с многочисленными прожилками галенита и обломками белого кварца (рис. 2, в)
К-19/14	Жила Шамановская, опробована на поверхности 56°2'45.33" с.ш. / 115°33'4.53" в.д.	Кварцевая жила с сульфидами, с пиритом и галенитом на контакте с углеродисто-слюдистыми алевросланцами
К-26/15	Жила Пинегинская, шт. 26, гор. +925 м	Кварцевая жила с халькопиритом и галенитом (см. рис. 2, в)
В-1/15	Жила Баргузинская, Штольня 10, гор. +460 м, углон 5, забой	Кварцевая жила с сульфидной минерализацией (пирит, пирротин, сфалерит, галенит) в гранодиоритах
Vit-1	Рудопроявление Витимконское, опробовано на поверхности 55°50' 19.98" с.ш. / 115°33' 47.89" в.д.	Кварцевая жила с многочисленными примазками лимонита и редким самородным золотом (см. рис. 2, д)

Формирование золоторудной минерализации КИРП происходило в раннепермское время около 280—270 млн лет назад, что совпадает со временем становления финальных фаз позднепалеозойского магматизма, проявленных в пределах этого региона [Кучеренко, 1989, 2006а; Чугаев и др., 2017; и др.].

На месторождении Ирокинда изучены жилы: № 3, Кварцевая и Серебряковская, на Кедровском — Шамановская, Пинегинская, Осиновая-1 и Баргузинская (табл. 1).

ОСНОВНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

По минеральному составу все жилы КИРП сходны между собой. Главным жильным минералом в них является кварц, доля которого составляет до 99 %, нередко гнезда мусковита и карбонатов доломит-анкеритового ряда. Преобладает массивный или крупноблочный кварц, который вследствие многократных подвижек параллельно зальбандам часто приобретает полосчатый облик (рис. 2, *а*) (материалы Ю.В. Пивоварова и др., 1975). И.В. Кучеренко [2014] упоминает межрудные дайки долеритов, которые пересекают кварцевые жилы, но пересекаются кварцевыми прожилками, несущими рудную минерализацию.

Рудные минералы в жилах распределены крайне неравномерно, формируя обычно мелкую вкрапленность и небольшие гнезда, размер которых варьирует от первых миллиметров до десятков сантиметров (см. рис. 2, *б—з*). Общая доля рудных минералов, как правило, не превышает 1 %, за исключением жилы Осиновая (месторождение Кедровское), где она достигает 5 %. Из рудных минералов преобладают пирит, галенит, сфалерит, существенно реже встречаются пирротин, халькопирит, блеклые руды, шеелит и самородное золото. Последнее иногда образует выделения размером до 1—2 мм и видно невооруженным глазом (см. рис. 2, *д—ж*).

На КИРП не наблюдается заметных изменений структурного плана или пересечений одних жил другими. Это позволяет говорить о том, что собственно рудная (или «продуктивная») стадия в пределах

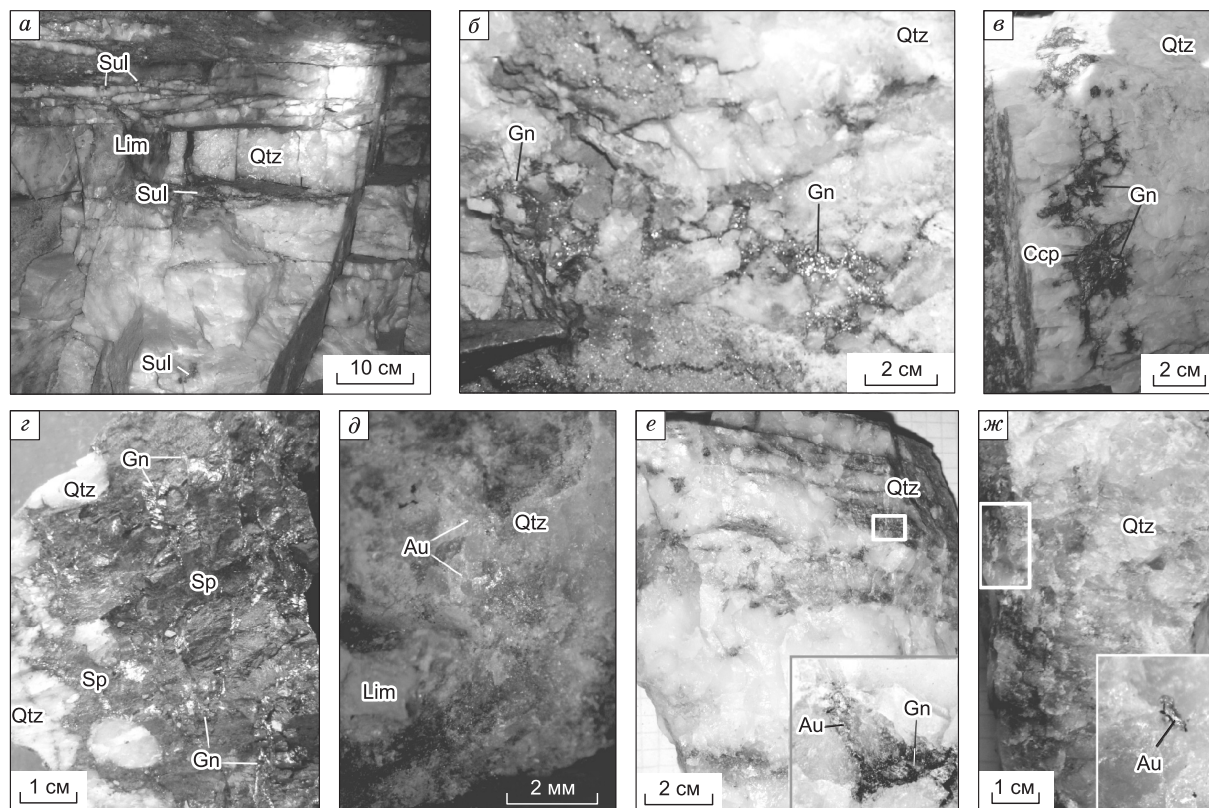


Рис. 2. Соотношения рудных и жильных минералов на месторождениях Ирокинда (*а, б, е, ж*) и Кедровское (*в, з*).

а — массивный и «псевдополосчатый» кварц (Qtz) с гнездами сульфидов (Sul), окрашен лимонитом (Lim), Жила № 3; *б* — гнездовидная вкрапленность галенита (Gn) в кварце, жила Серебряковская; *в* — галенит и халькопирит (Ccp) в кварце, жила Пинегинская, обр. К-26/15; *з* — крупное гнездо сфалерита (Sp) с галенитом с реликтами кварца, жила Пинегинская, обр. К-13/15; *д—ж* — видимое золото (Au): *д* — рудопроявление Витимконское, обр. Vit-1; *е* — жила Серебряковская, обр. Ir-87/13; *ж* — жила Кварцевая, обр. Ir-69/13.

Ассоциация Минерал	Кварц-пиритовая	Кварц-золото-полисульфидная			
Кварц	■	■	■	■	■
Кальцит	■				■
Анкерит-доломит	■				■
Сидерит	■				■
Мусковит	■				
Хлорит	■				
Пирротин	■	■			
Марказит	■	■			
Пирит	■	■			■
Халькопирит		■			
Сфалерит		■			
Галенит			■	■	
Самородное золото	?	—	—	—	■
Блеклая руда					■
Ag-теллуриды					■
Ag-Sb-Sn сульфосоли					■

Рис. 3. Схема последовательности гипогенного минералообразования на Кедровско-Ирокидинском рудном поле.

Составлена с использованием данных [Митрофанов и др., 1970; Ляхов, Попивняк, 1977; Хрусталева, Хрусталева, 2006; Бондарь и др., 2018].

КИРП была всего одна. На основании пересечения минералов в шлифах нами в ней выделены кварц-пиритовая и кварц-золото-полисульфидная ассоциации (подстадии) (рис. 3).

В течение **кварц-пиритовой** подстадии образовались кварцевые жилы и околожилные березиты с пиритом и большая часть пирита в жилах. К этой же подстадии, по-видимому, относится пирротин-1, который образует массивные тела или крупные гнезда на нижних горизонтах жил Осиновая и

Баргузинская. Пирротин-1 часто замещен марказитом-1 с образованием характерных структур «птичий глаз», а затем — пиритом (рис. 4, б, в). Не исключено, что к этой ассоциации следует отнести и раннее высокопробное золото, о котором будет сказано ниже.

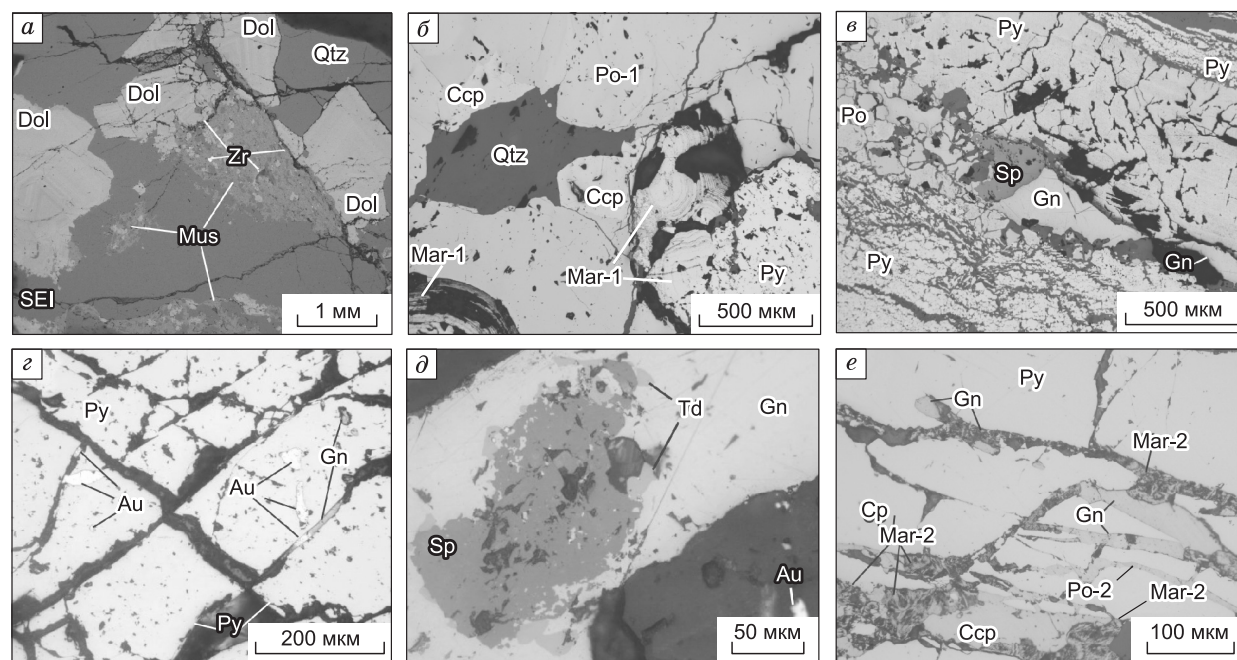


Рис. 4. Соотношения рудных и жильных минералов на месторождениях Кедровское (а—в, е) и Ирокинда (з, д).

а — кристаллы доломита (Dol) и гнезда мусковита (Mus) с вкраплениями циркона (Zr) в кварце (Qtz), жила Шамановская, обр. К-19/14; б — пирротин-1 (Po-1) замещается марказитом-1 (Mar-1), который замещается пиритом (Py), халькопирит (Ccp) развивается по границе пирротина-1 и кварца, жила Баргузинская, обр. В-1/15; в — прожилок галенита (Gn) со сфалеритом (Sp) пересекает агрегат пирротина-1, который почти полностью замещён пиритом, жила Осиновая, обр. К-9-5; з — самородное золото (Au) и галенит выполняют прожилки в пирите, Жила № 3, обр. Ir-20/13; д — галенит обрастает сфалерит, по контакту — блеклая руда (Td), в кварце — самородное золото, Жила № 3, обр. Ir-6/13; е — галенит, халькопирит, пирротин-2 и марказит-2 выполняют прожилки в пирите, жила Осиновая, обр. К-4-4.

Кварц-золото-полисульфидная (или золото-сфалерит-галенитовая) ассоциация по отношению к кварцевым жилам является более поздней и сопровождается «собственным» кварцем (часто полупрозрачным), образованием «псевдополосчатого» кварца в приальбандовых участках жил и иногда — карбонатами (например, доломит-анкеритом на Серебряковской). Наиболее широко распространен галенит, несколько реже — халькопирит, сфалерит, самородное золото и блеклая руда. Минералы этой ассоциации образуют гнезда в жильном кварце или выполняют просечки и прожилки в пирите (см. рис. 4, в, з). Галенит и блеклая руда часто обрастают и цементируют более ранние халькопирит и сфалерит (см. рис. 4, д). Иногда в этой ассоциации встречается пирротин-2, который совместно с галенитом и халькопиритом выполняет прожилки в пирите и который почти полностью замещен марказитом-2 (см. рис. 4, е).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Состав минералов изучался на электронных микроскопах с энергодисперсионными приставками: Tescan Vega TS 5130 MM (CamScan) с приставкой INCA Energy 350 и детектором INCA Penta FETx3, Tescan Vega II XMU с приставкой INCA Energy 450 и детектором INCA xSight (ИЭМ РАН, Черноголовка, аналитик А.Н. Некрасов) и JEOL JSM-6480LV со спектрометром INCA X-MaxN-50 (кафедра петрологии МГУ им. М.В. Ломоносова, аналитик Н.Н. Кошлякова).

Состав основных рудных минералов был проанализирован на рентгеновском микроанализаторе JXA-8200 фирмы JEOL (Япония) в ЦКП «ИГЕМ-аналитика», аналитики И.Г. Грибоедова, Е.В. Ковальчук, С.Е. Борисовский, В.И. Таскаев. Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток в образце — 20 нА, диаметр луча 1 мкм.

Самородное золото. Аналитические линии: L_α для Au, Ag, K_α для Cu и M_β для Hg, стандарты — химически чистые металлы и HgS. Время экспозиции на Au, Ag — 10 с и по 5 с на фоне, на Cu и Hg 20 с и по 10 с на фоне, пределы обнаружения 0.04—0.08 мас. %.

Блеклые руды. Стандарты и аналитические линии: для Sb (L_α) — Sb₂S₃, Se (L_α) — CdSe, Zn (K_α) — ZnS, S (K_α) — CuFeS₂, Ag (L_α) — AgSbS₂, As (L_α) — GaAs, Cu (K_α) — Cu, Hg (M_α) — HgS, Te (L_α) — Te, Fe (K_α) — CuFeS₂, Bi (M_α) — Bi₂Te₃, Cd (L_β) — CdSe, Pb (M_α) — PbS. Время экспозиции на 10 с на пике и по 5 с на фоне с обеих сторон. Предел обнаружения (2σ) (мас. %): для S — 0.01, для Se и Fe — 0.04, для Ag — 0.05, для As, Cu, Te и Pb — 0.05, для Hg и Bi — 0.06, для Sb и Zn — 0.07, для Cd — 0.10.

Сфалерит. Аналитические линии: K_α для S, Zn, Fe, Mn и Cu, L_α для Cd и Sn, M_α для Hg; стандарты: ZnS для S и Zn, CuFeS₂ для Fe, HgS для Hg и химически чистые металлы для Mn, Sn и Cu. Время экспозиции (пик/фон) на S и Zn — 10/5 с, на Fe, Hg, Mn, Sn, Cu — 20/10 с, на Cd — 30/15 с. Пределы обнаружения 0.02—0.06 мас. %.

Галенит. Стандарты и аналитические линии: для Sb (L_α) — Sb₂S₃, Se (L_α) — CdSe, S (K_α) — ZnS, Ag (L_α) — AgSbS₂, As (L_α) — GaAs, Cu (K_α) — Cu, Fe (K_α) — CuFeS₂, Bi (M_α) — Bi₂Te₃, Cd (L_β) — CdSe, Pb (M_α) — PbS, Bi (M_α) — Bi. Время экспозиции (пик/фон): 10/5 с на S, Pb, Se, Ag, 20/5 с на Cu, 20/10 с на Fe, Sb, As, 30/15 с на Bi. Пределы обнаружения 0.02—0.06 мас. %.

Состав галенита изучен при помощи LA-ICP-MS на квадрупольном масс-спектрометре Thermo Xseries и лазерной приставке New Wave 213 в ЦКП «ИГЕМ-аналитика». Концентрации элементов определялись по следующим изотопам: S³³, V⁵¹, Cr⁵³, Mn⁵⁵, Fe⁵⁷, Co⁵⁹, Ni⁶⁰, Cu⁶⁵, Zn⁶⁶, Ga⁶⁹, Ge⁷², As⁷⁵, Se⁷⁷, Mo⁹⁵, Ag¹⁰⁷, Cd¹¹¹, In¹¹⁵, Sn¹¹⁸, Sb¹²¹, Te¹²⁵, W¹⁸², Au¹⁹⁷, Hg²⁰², Tl²⁰⁵, Pb²⁰⁷, Bi²⁰⁹, которые были выбраны исходя из минимальных изобарных и молекулярных интерференций. Изотоп Pb²⁰⁷ был взят вместо более распространенного Pb²⁰⁸ для снижения нагрузки на детектор. Кроме того, изотопы Si²⁹, Ca⁴⁴ и Ti⁴⁷ были оценены качественно, чтобы исключить возможные включения силикатов, карбонатов и минералов Ti соответственно. Анализ выполнялся линейными профилями, длина которых не превышала 1 мм, скорость 5 мкм/с, диаметр лазера 80 мкм, частота импульсов 15 Гц, энергия 5—7 Дж/см². Вещество образца, полученное при испарении, поступало с потоком гелия (600 мл/мин) в плазму источника ионов масс-спектрометра. Измерение шумового сигнала детектора проводилось в течение 30 с каждый раз перед анализом, после каждого анализа проводилась 30-секундная промывка прибора. Регистрация ионных токов осуществлялась в режиме временного разрешения (time-resolved mode). Время интегрирования на каждой массе составляло 10 мс. Коррекцию дрейфа приборных параметров проводили с помощью внутреннего стандарта, в качестве которого использовали S³³, исходя из стехиометрии галенита (13.4 мас. %). Внешним стандартом служил MASS1C (Геологическая служба США). Расчеты были произведены в программе Iolite [Paton et al., 2011]. Пределы обнаружения (ppm): V — 0.2, Cr — 0.8, Mn — 0.5, Fe — 14, Co — 0.04, Ni — 0.6, Cu — 0.8, Zn — 2, Ga — 0.02, Ge — 0.3, As — 0.9, Se — 4, Mo — 0.06, Ag — 0.03, Cd — 0.6, In — 0.03, Sn — 0.1, Sb — 0.2, Te — 1, W — 0.03, Au — 0.07, Hg — 0.2, Tl — 0.004, Pb — 6, Bi — 0.02.

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЗМА ОСНОВНЫХ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ

Галенит. Галенит является самым распространенным рудным минералом Кедровско-Ирокиндинского рудного поля (КИПР) после пирита. Он образует крупные гнезда, которые по отношению к основной массе жильного кварца являются более поздними (см. рис. 2, б, в). Это определяет угловатую морфологию большинства его выделений. Галенит обрастает пирит и сфалерит и выполняет поры и трещинки в этих минералах. Нередко галенит насыщен многочисленными овальными или округлыми включениями других минералов (см. рис. 5, б), обычно сульфосолей или теллуридов. Из сульфосолей в галените в Жиле № 3 месторождения *Ирокинда* чаще всего встречается тетраэдрит (см. рис. 5, а—в), который иногда образует равномерную вкрапленность изометричных зерен размером 10—30 мкм (см.

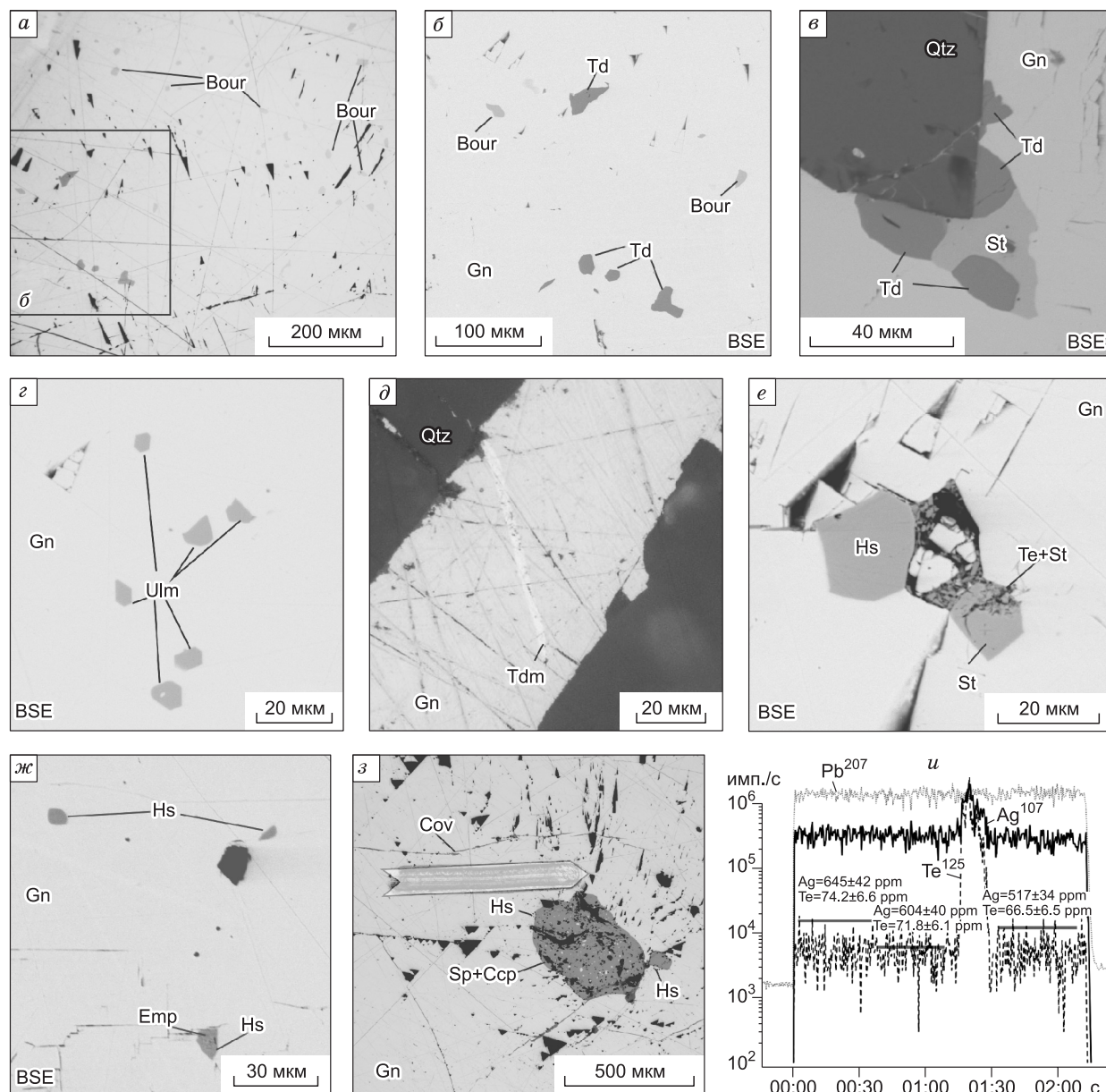


Рис. 5. Минеральные включения в галените месторождения Ирокинда.

а—г — Жила № 3: а — многочисленные включения бурнонита (Bour) и тетраэдрита (Td) в галените, обр. Ir-6/13, б — увеличенный фрагмент (а), в — штюцит (St) и тетраэдрит на границе галенита и кварца (Qtz), обр. Ir-6/13, г — включения ульманита (Ulm) в галените (Gn), обр. Ir-16/13; д — жила Кварцевая, обр. Ir-69/13, тетрадимит (Tdm) в галените, е, ж — жила Серебряковская, обр. Ir-80/13: е — гессит (Hs), штюцит (St) и реликты самородного теллура (Te) в галените, жс — гессит и эмпрессит (Emp) в галените; з — галенит с включениями ковеллина (Cov), сфалерита и гессита; u — вариации интенсивностей Ag^{107} , Te^{125} и Pb^{207} вдоль линии аблирования и содержания Ag и Te в интервалах, выбранных для расчета. Здесь и далее: BSE — изображения в обратнорассеянных электронах.

рис. 5, б). В Жиле № 3 и жиле Серебряковская установлен ульманит NiSbS (мас. %: Ni 25.9—27.4, Sb 55.9—58.1, S 14.6—15.3, по девяти анализам) (см. рис. 5, з). Единичные выделения бурнонита CuSbS_2 (Cu — 12.1, Pb — 42.8, Sb — 25.1, S — 20.0 мас. %, один анализ) были идентифицированы только в Жиле № 3 (см. рис. 5, б).

В галените жилы Кварцевая встречаются игольчатые выделения тетрадимита $\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$ (Bi — 57.2, Te — 36.7, S — 4.3 мас. %, один анализ) (см. рис. 5, д). В Жиле № 3 и жиле Серебряковская нередко включения теллуридов Ag (см. рис. 5, в, е, жс). Наиболее широко распространен гессит Ag_2Te (табл. 2, ан. 1—4), гораздо реже встречается шютцит $\text{Ag}_{5-x}\text{Te}_3$ (см. табл. 2, ан. 5) и эмпрессит AgTe (см. рис. 5, е, жс; табл. 2, ан. 6). Иногда в сростании с ними установлен частично разложившийся самородный теллур (см. рис. 5, е).

На месторождении *Кедровское* в жиле Шамановская в галените установлены включения полибазита $\text{Cu}(\text{Ag}, \text{Cu})_6\text{Ag}_9\text{Sb}_2\text{S}_{11}$ удлиненной или овальной формы, размером от первых десятков до первых

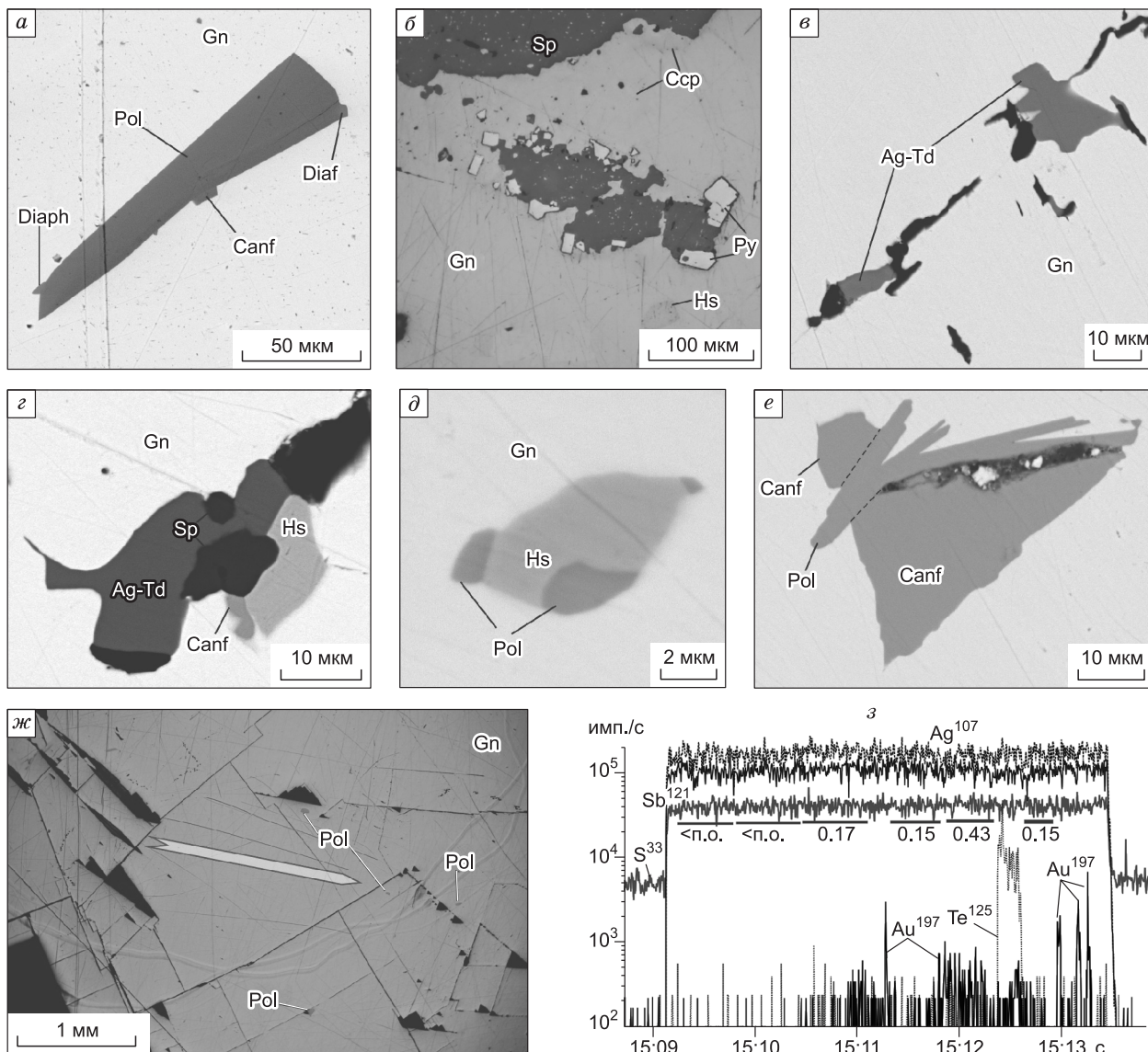


Рис. 6. Минеральные включения в галените месторождения Кедровское, жилы Шамановская (а) и Осиновая (б—жс).

а — полибазит (Pol), канфильдит (Canf) и диафорит (Diaf), обр. К-19/14; б — гессит, сфалерит, пирит и халькопирит, обр. К-7-5; в — «щепочка» выделений тетраэдрита (Ag-Td), обр. К-8-2; з — тетраэдрит, гессит, канфильдит и сфалерит, обр. К-7-5; д — гессит и полибазит, обр. К-8-2; е — канфильдит и полибазит, обр. К-8-2; жс — галенит с включениями сульфоселов Ag, обр. К-19/14; з — вариации интенсивностей S^{33} , Ag^{107} , Sb^{121} , Te^{125} и Au^{197} вдоль линии аблации и содержания Au в интервалах, выбранных для расчета.

Таблица 2. Химический состав минералов-включений в галените месторождений Ирокинда (1—6), Кедровское (7—29) по данным энергодисперсионного анализа (мас. %)

№ п/п	Образец	S	Cu	Ag	Sb	Sn	Te	Сумма	Формула
1	Ir-20/13	—	—	62.19	—	—	37.65	99.84	Ag _{1.98} Te _{1.02}
2	»	—	—	62.85	—	—	38.35	101.20	Ag _{1.98} Te _{1.02}
3	Ir-80/13	—	—	62.91	—	—	35.59	98.50	Ag _{2.03} Te _{0.97}
4	»	—	—	63.71	—	—	36.49	100.20	Ag _{2.02} Te _{0.98}
5	»	—	—	58.27	—	—	40.25	98.52	Ag _{5.05} Te _{2.95}
6	»	—	—	43.69	—	—	53.71	97.39	Ag _{0.98} Te _{1.02}
7	K-8-3	—	—	62.81	—	—	35.38	98.19	Ag _{2.03} Te _{0.97}
8	K-7-5	—	—	63.98	—	—	36.70	100.68	Ag _{2.02} Te _{0.98}
9	K-19/14	10.73	1.82	64.76	9.20	—	12.45	98.96	(Ag _{15.31} Cu _{0.73}) _{16.04} Sb _{1.93} (S _{8.54} Te _{2.49}) _{11.03}
10	»	11.63	2.12	66.51	8.99	—	9.78	99.03	(Ag _{15.37} Cu _{0.83}) _{16.20} Sb _{1.84} (S _{9.04} Te _{1.91}) _{10.95}
11	»	10.16	1.45	64.69	9.22	—	13.94	99.46	(Ag _{15.47} Cu _{0.59}) _{16.06} Sb _{1.95} (S _{8.17} Te _{2.82}) _{10.99}
12	»	11.74	2.87	68.64	8.04	—	8.06	99.35	(Ag _{15.68} Cu _{1.11}) _{16.79} Sb _{1.63} (S _{9.02} Te _{1.56}) _{10.58}
13	»	10.60	1.45	64.29	9.08	—	13.53	98.95	(Ag _{15.29} Cu _{0.59}) _{15.88} Sb _{1.91} (S _{8.49} Te _{2.72}) _{11.21}
14	»	9.90	1.16	64.20	8.53	—	13.72	97.51	(Ag _{15.69} Cu _{0.48}) _{16.17} Sb _{1.85} (S _{8.14} Te _{2.84}) _{10.98}
15	»	10.27	1.35	64.57	8.19	—	13.54	97.92	(Ag _{15.59} Cu _{0.55}) _{16.14} Sb _{1.75} (S _{8.34} Te _{2.76}) _{11.10}
16	K-8-2	8.69	0.35	64.32	8.24	—	18.21	99.81	(Ag _{15.96} Cu _{0.15}) _{16.11} Sb _{1.81} (S _{7.26} Te _{3.82}) _{11.08}
17	»	8.88	0.41	64.94	8.38	—	18.68	101.29	(Ag _{15.87} Cu _{0.17}) _{16.04} Sb _{1.82} (S _{7.29} Te _{3.86}) _{11.15}
18	»	9.43	0.35	65.79	8.75	—	15.93	100.25	(Ag _{15.99} Cu _{0.15}) _{16.14} Sb _{1.89} (S _{7.71} Te _{3.27}) _{10.98}
19	»	9.57	0.25	65.62	8.82	—	15.87	100.13	(Ag _{15.93} Cu _{0.10}) _{16.03} Sb _{1.90} (S _{7.82} Te _{3.26}) _{11.08}
20	K-7-5	8.94	0.67	64.48	8.13	—	18.78	101.00	(Ag _{15.74} Cu _{0.28}) _{16.02} Sb _{1.76} (S _{7.34} Te _{3.88}) _{11.22}
21	K-19/14	10.15	—	63.39	—	7.89	16.07	97.49	Ag _{8.04} Sn _{0.91} (S _{4.33} Te _{1.72}) _{6.05}
22	»	9.90	—	65.90	—	8.24	15.08	99.12	Ag _{8.28} Sn _{0.94} (S _{4.18} Te _{1.60}) _{5.78}
23	»	10.40	—	63.67	—	7.12	16.84	98.02	Ag _{8.00} Sn _{0.81} (S _{4.40} Te _{1.79}) _{6.19}
24	K-8-2	10.30	—	64.05	—	7.67	17.33	99.36	Ag _{7.98} Sn _{0.87} (S _{4.32} Te _{1.83}) _{6.15}
25	»	9.91	—	65.36	—	7.86	17.67	100.80	Ag _{8.12} Sn _{0.89} (S _{4.14} Te _{1.86}) _{6.00}
26	»	9.44	—	65.16	—	6.53	18.43	99.55	Ag _{8.25} Sn _{0.75} (S _{4.02} Te _{1.97}) _{5.99}
27	»	10.16	—	65.47	—	7.77	17.62	101.02	Ag _{8.08} Sn _{0.87} (S _{4.22} Te _{1.84}) _{6.06}
28	»	10.24	—	65.69	—	7.70	16.64	100.27	Ag _{8.13} Sn _{0.87} (S _{4.26} Te _{1.74}) _{6.00}
29	»	10.24	—	66.33	—	7.86	17.04	101.47	Ag _{8.13} Sn _{0.88} (S _{4.22} Te _{1.77}) _{5.99}

Примечание. 1—4, 7, 8 — гессит, 5 — штюцит, 6 — эмпрессит, 9—20 — полибазит, 21—29 — канфильдит.

сотен микрометров (рис. 6, а; табл. 2, ан. 9—15). В сростании с полибазитом нередко встречаются выделения диафорита Ag₃Pb₂Sb₃S₈ (мас. %: Ag — 25.0—27.6, Cu — 0.2—0.9, Sb — 23.2—27.4, Pb — 25.9—32.2, S — 17.9—19.4, по семи анализам) и канфильдита Ag₈SnS₆ (см. табл. 2, ан. 21—23), размер которых не превышает первые десятки микрометров.

В жиле *Осиновая* установлены гессит (см. рис. 6, б, г, д; табл. 2, ан. 7, 8), тетраэдрит (см. рис. 6, в, г), канфильдит (г, е) и фаза, близкая по составу к полибазиту (д, е; табл. 2). Последняя отличается от полибазита более низкими содержаниями Cu (см. табл. 2, ан. 16—20). Полибазит близкого состава был описан в рудном районе Яхимов, Чехия [Ondruš et al., 2003]. В полибазите и канфильдите КИРП всегда присутствуют заметные количества Te (9.8—19.2 и 15.7—16.8 мас. % соответственно), который в этих минералах изоморфно замещает серу [Bindi et al., 2012, 2013].

Морфология и характер распределения минеральных включений в пределах зерен галенита позволяют заключить, что их формирование происходило либо одновременно с отложением минерала-хозяина, либо несколько позднее. К последним, вероятно, следует отнести тетраэдрит, который обрастает галенит или замещает его по трещинкам и порам.

Исследование состава галенита на микрозонде показало, что в большинстве случаев содержания элементов-примесей (Ag, Sb, Bi, Cd, As, Cu, Fe и Se) ниже предела обнаружения. Исключения составили образцы: Ir-69/13 (Bi — 0.35—0.65 мас. %, Ag до 0.07 мас. % и Se до 0.17 мас. %, 11 анализов), K-19/14

Таблица 3. Состав галенита (ppm) месторождений Кедровское и Ирокинда по данным LA-ICP-MS

Месторождение, жила, образец	Образец	Cu	Zn	As	Se	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	Tl	Bi
Кедровское, Осиновая, К-1А-5	Ср. геом. (5)	4.9	2.1	51	192	496	108	—	2.4	963	13	0.07	30
	S.D.	1.3	0.39	1.7	11	112	14	—	1.0	210	2.0	0.01	1.2
	Min	3.6	1.8	49	179	348	92	<п.о.	1.2	714	11	0.06	29
	Max	6.4	2.8	53	205	623	129	0.04	3.7	1217	17	0.08	32
То же, К-3-3	Ср. геом. (5)	2.1	2.3	45	62	403	138	0.11	18	856	78	0.28	2.4
	S.D.	0.28	0.40	3.9	12	24	6.1	0.03	2.2	49	6.0	0.04	0.08
	Min	2.0	1.9	39	51	374	130	0.08	16	793	71	0.22	2.3
	Max	2.6	2.9	49	77	431	146	0.16	20	906	85	0.32	2.5
То же, К-4-4	Ср. геом. (8)	1.0	5.2	37	29	775	225	—	15	1675	55	0.12	1.1
	S.D.	0.21	5.1	7.9	2.5	32	13	—	1.7	128	12	0.02	0.06
	Min	0.74	1.9	25	25	736	196	<п.о.	14	1480	38	0.11	1.0
	Max	1.3	16	47	33	815	236	0.06	18	1890	72	0.15	1.1
То же, К-7-5	Ср. геом. (7)	1.8	4.2	51	151	735	105	0.05	11	1472	39	0.33	26
	S.D.	0.20	2.1	2.3	9.0	246	51	0.02	5.4	493	4.8	0.03	0.75
	Min	1.6	2.7	48	140	534	69	0.03	6.4	1062	33	0.29	25
	Max	2.0	9.0	53	164	1068	178	0.08	19	2100	45	0.38	27
То же, К8-2	Ср. геом. (8)	1.6	3.6	55	41	935	212	—	1.1	1999	11	0.23	7.4
	S.D.	0.24	0.51	3.8	7.0	31	11	—	0.27	51	2.4	0.01	0.62
	Min	1.2	2.9	50	33	898	195	<п.о.	0.81	1939	7.4	0.20	6.5
	Max	1.9	4.3	59	48	1004	230	0.05	1.6	2087	15	0.25	8.6
То же, К-13/15	Ср. геом. (9)	—	1.9	18	32	659	107	0.06	6.9	905	41	0.13	36
	S.D.	—	0.46	2.4	2.2	21	9.1	0.01	0.19	61	6.5	0.01	1.5
	Min	<п.о.	1.4	15	29	624	93	0.04	6.7	834	35	0.11	34
	Max	<п.о.	2.7	22	36	688	116	0.08	7.2	994	53	0.15	38
Кедровское, Шамановская, К-19/14	Ср. геом. (11)	31	2.2	56	359	2194	289	0.06	1.1	4511	2.7	0.14	121
	S.D.	4.5	0.63	1.9	13	194	25	0.01	0.14	371	0.86	0.01	4.9
	Min	23	0.90	53	336	1910	259	0.05	0.88	3970	1.8	0.12	114
	Max	38	3.1	60	378	2510	324	0.08	1.3	5040	4.2	0.16	129
Ирокинда, Жила №3, Ig-16/13	Ср. геом. (4)	3.1	2.1	48	210	665	9.7	0.02	0.65	1277	25	0.27	128
	S.D.	0.64	0.32	3.3	7.8	24	0.38	0.01	0.09	55	1.1	0.01	4.7
	Min	2.8	1.7	46	204	641	9.2	0.02	0.54	1219	25	0.26	123
	Max	4.1	2.4	53	220	699	10	0.03	0.74	1351	27	0.29	133
То же, Ig-20/13	Ср. геом. (6)	4.2	1.9	50	191	649	8.3	—	0.35	1297	22	0.27	87
	S.D.	0.95	0.74	2.1	6.8	33	0.48	—	0.10	97	1.0	0.01	4.2
	Min	3.3	1.2	48	180	585	7.5	<п.о.	0.26	1109	21	0.25	81
	Max	5.7	3.4	53	198	675	8.8	<п.о.	0.54	1371	24	0.28	93
Ирокинда, Кварцевая, Ig-69/13	Ср. геом. (5)	47	—	29	447	1869	38	—	—	60	552	0.26	3381
	S.D.	4.4	—	2.3	108	174	7.1	—	—	6.0	82	0.03	78
	Min	43	<п.о.	26	374	1714	32	<п.о.	<п.о.	53	456	0.22	3280
	Max	53	<п.о.	31	617	2160	50	<п.о.	<п.о.	69	668	0.29	3480
Ирокинда, Серебряковская, Ig-80/13	Ср. геом. (6)	3.8	5.2	49	317	574	42	0.05	1.4	1169	69	0.35	57
	S.D.	14	0.79	2.9	19	46	3.4	0.01	0.09	110	4.2	0.06	2.0
	Min	1.5	4.4	46	280	517	38	0.05	1.2	1047	63	0.30	55
	Max	37	6.6	53	334	645	46	0.08	1.5	1351	74	0.43	60

Примечание. В скобках указано количество анализов, S.D. — стандартное отклонение. Здесь и далее: <п.о. — ниже предела обнаружения.

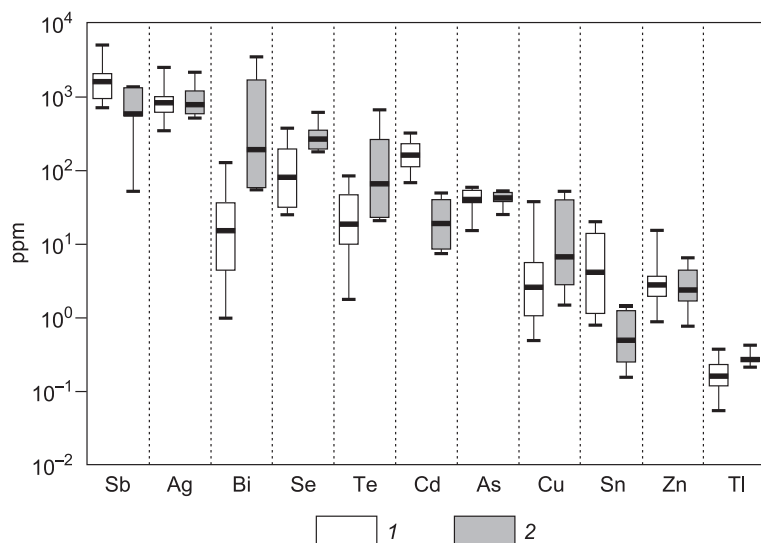


Рис. 7. Вариации содержаний основных элементов-примесей в галените месторождений Кедровское и Ирокинда.

Прямоугольник включает интервал от 25 до 75 % значений, остальные значения входят в расходящиеся от него отрезки. Черная горизонтальная линия соответствует среднему геометрическому. Месторождения: 1 — Кедровское, 2 — Ирокинда.

(Sb — 0.08—0.20 мас. % и Ag 0.10—0.23 мас. %, 4 анализа), К-4-4 (Sb до 0.11 мас. % и Ag до 0.09 мас. %, 6 анализов), К-8-2 (Sb до 0.08 мас. % и Ag — 0.07—0.14 мас. %, 3 анализа).

Для определения примесей в галените методом LA-ICP-MS были выбраны участки зерен с наименьшим количеством минеральных включений. По этой причине из исследования был исключен обр. Ir-6/13 (см. рис. 5, а). Тем не менее в полученных профилях встречались интервалы, по качественному составу отвечающие минеральным включениям, установленным в галените. Так, в обр. Ir-80/13 (жила Серебряковская, м-е Ирокинда) присутствуют синхронные пики Ag^{107} и Te^{125} , которые, по-видимому, отвечают включениям гессита (см. рис. 5, з, и), а в обр. К-19/14 — пики Te^{125} и Au^{197} . Такие интервалы были исключены при обработке данных и не использовались для расчета содержаний примесей в галените. В остальных случаях практически все элементы-примеси демонстрируют довольно равномерные LA-ICP-MS профили, которые соответствуют однородному распределению примесей в галените.

Основными элементами-примесями в галените КИРП (табл. 3) являются Sb (до 0.5 мас. %) и Ag (до 0.25 мас. %). Содержания Se, Cd, Te и Bi достигают нескольких сотен ppm (за исключением образца Ir-69/13, где установлено до 0.35 мас. % Bi), а Cu, Zn, As и Sn — нескольких десятков ppm. Постоянно присутствует Tl, но его содержания обычно не превышают 0.5 ppm. Примерно в половине образцов содержания In выше предела обнаружения, но редко превышают 0.1 ppm. Концентрации Au выше предела обнаружения установлены только в образцах К-19/14 и Ir-80/13, где они достигают 0.5 ppm. Содержания V, Mn, Fe, Hg, Co, Ni, Ga, Ge, W и Mo были ниже предела обнаружения во всех изученных образцах. Количество Sb на Кедровском месторождении в целом выше, чем на месторождении Ирокинда (рис. 7), но на обоих месторождениях оно достаточно сильно варьирует от образца к образцу (см. табл. 3, Appendix A (http://sibran.ru/journals/Appendix_A_27-06-18.xlsx)). Содержания Ag, As, Zn, Cu, Tl на месторождениях Кедровское и Ирокинда достаточно близки (рис. 7, см. табл. 3). Концентрации Cd и Sn на

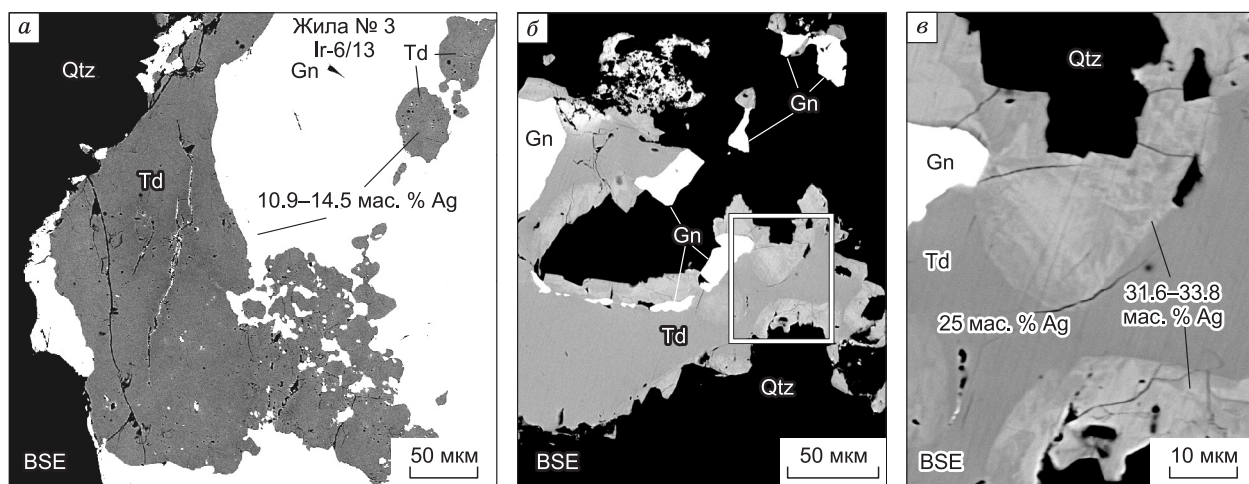


Рис. 8. Минералы группы блеклых руд месторождений Ирокинда, Жила № 3, обр. Ir-6/13 (а) и Кедровское, жила Пинегинская, обр. К-26/15 (б, в).

Таблица 4.

**Состав блеклых руд месторождений Ирокинда (1—11) и Кедровское (12—22)
по данным микрозондового анализа (мас. %)**

№ п/п	Образец	Примечание	Cu	Ag	Fe	Zn	Cd	Pb	Sb	As	Bi	S	Se	Сумма	Формула
1	И-6/13	Сложное срастание с галенитом (см. рис. 8, а)	27.08	14.49	4.41	1.72	<п.о.	0.15	27.21	0.17	0.08	23.30	<п.о.	98.61	$(\text{Cu}_{7.4}\text{Ag}_{2.4})_{10.0}(\text{Fe}_{1.4}\text{Zn}_{0.5})_1(\text{Sb}_{4.0}\text{As}_{0.0})_{4.0}\text{S}_{13.0}$
2			28.23	13.36	4.47	1.97	»	0.14	27.58	0.14	0.03	23.49	»	99.39	$(\text{Cu}_{7.9}\text{Ag}_{2.2})_{10.1}(\text{Fe}_{1.4}\text{Zn}_{0.6})_{2.0}(\text{Sb}_{4.0}\text{As}_{0.0})_{4.0}\text{S}_{13.0}$
3			29.20	13.09	4.34	2.10	»	0.09	26.63	0.58	<п.о.	23.56	0.03	99.61	$(\text{Cu}_{8.1}\text{Ag}_{2.1})_{10.2}(\text{Fe}_{1.4}\text{Zn}_{0.5})_1(\text{Sb}_{3.84}\text{As}_{0.14})_{4.0}\text{S}_{12.9}$
4			30.37	10.86	4.40	2.22	»	0.15	26.82	0.49	0.10	23.58	<п.о.	99.00	$(\text{Cu}_{8.4}\text{Ag}_{1.7})_{10.1}(\text{Fe}_{1.4}\text{Zn}_{0.6})_{2.0}(\text{Sb}_{3.9}\text{As}_{0.1})_{4.0}\text{S}_{12.9}$
5		Включения	28.37	13.32	4.16	2.20	»	0.18	27.09	0.26	<п.о.	23.41	»	99.00	$(\text{Cu}_{7.9}\text{Ag}_{2.2})_{10.1}(\text{Fe}_{1.3}\text{Zn}_{0.6})_1(\text{Sb}_{3.9}\text{As}_{0.1})_{4.0}\text{S}_{12.95}$
6			27.43	13.78	4.79	1.14	0.37	0.20	27.24	0.14	0.04	23.31	0.04	98.49	$(\text{Cu}_{7.7}\text{Ag}_{2.3})_{10.0}(\text{Fe}_{1.5}\text{Zn}_{0.3}\text{Cd}_{0.1})_1(\text{Sb}_{4.0}\text{As}_{0.1})_{4.0}\text{S}_{13.0}$
7			27.69	13.53	4.56	1.37	0.29	0.12	27.46	0.13	0.05	23.48	0.05	98.71	$(\text{Cu}_{7.8}\text{Ag}_{2.2})_{10.0}(\text{Fe}_{1.4}\text{Zn}_{0.6})_{2.0}\text{Sb}_{4.1}\text{S}_{12.9}$
8			27.44	13.18	4.38	1.97	0.02	0.21	27.61	0.19	0.05	22.93	<п.о.	97.97	$(\text{Cu}_{7.8}\text{Ag}_{2.2})_{10.0}(\text{Fe}_{1.4}\text{Zn}_{0.6})_{2.0}\text{Sb}_{4.1}\text{S}_{12.9}$
9*			25.03	16.56	5.10	<п.о.	<п.о.	<п.о.	28.67	<п.о.	<п.о.	24.64	»	100.00	$(\text{Cu}_{7.1}\text{Ag}_{2.7})_{9.8}\text{Fe}_{1.6}\text{Sb}_{4.2}\text{S}_{13.3}$
10*			25.56	16.12	4.73	0.64	»	»	28.61	»	»	24.34	»	100.00	$(\text{Cu}_{7.3}\text{Ag}_{2.6})_{9.9}(\text{Fe}_{1.5}\text{Zn}_{0.2})_{1.7}\text{Sb}_{4.2}\text{S}_{13.2}$
11*			25.77	15.13	4.87	0.82	»	»	28.75	»	»	24.67	»	100.00	$(\text{Cu}_{7.3}\text{Ag}_{2.4})_{9.7}(\text{Fe}_{1.6}\text{Zn}_{0.2})_{1.8}\text{Sb}_{4.2}\text{S}_{13.3}$
12	К-26/15	Ядро (см. рис. 8, б, в)	20.34	25.28	3.11	3.33	0.28	0.05	25.55	0.14	0.06	22.87	<п.о.	100.99	$(\text{Cu}_{5.8}\text{Ag}_{4.3})_{10.1}(\text{Fe}_{1.0}\text{Zn}_{0.9}\text{Cd}_{0.1})_{2.0}\text{Sb}_{3.9}\text{S}_{13.0}$
13			20.80	25.02	2.98	3.44	0.17	0.12	25.68	0.10	0.08	22.73	»	101.12	$(\text{Cu}_{6.0}\text{Ag}_{4.2})_{10.2}(\text{Fe}_{1.0}\text{Zn}_{1.0})_{2.0}(\text{Sb}_{3.9})_{3.9}\text{S}_{12.94}$
14		Кайма (см. рис. 8, б, в)	13.82	33.84	5.52	0.55	<п.о.	0.10	25.04	0.00	0.14	20.70	0.07	99.77	$(\text{Cu}_{4.2}\text{Ag}_{6.1})_{10.3}(\text{Fe}_{1.9}\text{Zn}_{0.2})_{2.1}\text{Sb}_{4.0}\text{S}_{12.6}$
15			16.09	31.56	4.66	1.75	»	0.04	25.52	0.03	<п.о.	21.32	0.06	101.04	$(\text{Cu}_{4.8}\text{Ag}_{5.5})_{10.3}(\text{Fe}_{1.6}\text{Zn}_{0.5})_{2.1}\text{Sb}_{4.0}\text{S}_{12.6}$
16*	К-7-5	Нарастает на галенит	22.66	22.19	5.56	0.23	<п.о.	<п.о.	27.94	<п.о.	<п.о.	23.93	<п.о.	102.51	$(\text{Cu}_{6.3}\text{Ag}_{5.6})_{9.9}(\text{Fe}_{1.8}\text{Zn}_{0.1})_{1.9}\text{Sb}_{4.0}\text{S}_{13.2}$
17*			23.14	21.19	5.51	0.36	»	»	28.03	»	»	24.08	»	102.32	$(\text{Cu}_{6.4}\text{Ag}_{5.3})_{9.9}(\text{Fe}_{1.7}\text{Zn}_{0.1})_{1.8}\text{Sb}_{4.1}\text{S}_{13.2}$
18*		Рис. 6, г	23.34	20.15	3.09	3.13	»	»	28.36	»	»	24.43	»	102.50	$(\text{Cu}_{6.5}\text{Ag}_{5.3})_{9.8}(\text{Fe}_{1.0}\text{Zn}_{0.8})_{1.8}\text{Sb}_{4.1}\text{S}_{13.4}$
19*	К-8-2	Рис. 6, в	13.63	34.56	4.74	0.46	<п.о.	<п.о.	26.18	<п.о.	<п.о.	21.16	<п.о.	100.73	$(\text{Cu}_{4.1}\text{Ag}_{6.2})_{10.3}(\text{Fe}_{1.6}\text{Zn}_{0.2})_{1.8}\text{Sb}_{4.1}\text{S}_{12.7}$
20*			13.36	35.03	4.67	0.33	»	»	25.89	»	»	21.06	»	100.34	$(\text{Cu}_{4.1}\text{Ag}_{6.3})_{10.4}(\text{Fe}_{1.6}\text{Zn}_{0.1})_{1.7}\text{Sb}_{4.1}\text{S}_{12.7}$
21*			13.37	34.19	3.90	0.17	»	»	25.50	»	»	20.84	»	97.96	$(\text{Cu}_{4.2}\text{Ag}_{6.3})_{10.5}(\text{Fe}_{1.4}\text{Zn}_{0.1})_{1.5}\text{Sb}_{4.1}\text{S}_{12.9}$
22*	К-8-3	В галените	13.39	32.40	4.96	0.36	<п.о.	<п.о.	24.68	<п.о.	<п.о.	21.99	<п.о.	97.78	$(\text{Cu}_{4.1}\text{Ag}_{5.8})_{9.9}(\text{Fe}_{1.7}\text{Zn}_{0.1})_{1.8}\text{Sb}_{3.9}\text{S}_{13.3}$

* Энергодисперсионный анализ.

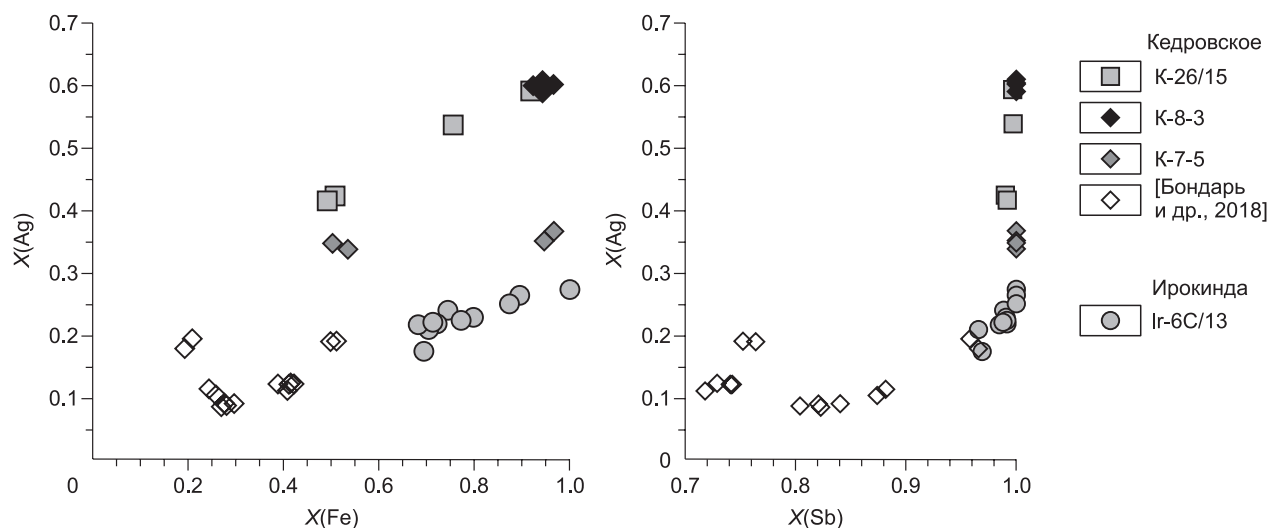


Рис. 9. Диаграммы $X(\text{Ag}) - X(\text{Fe})$ и $X(\text{Ag}) - X(\text{Sb})$ для блеклых руд Кедровско-Ирокиндинского рудного поля (%).

месторождении Кедровское в среднем на порядок выше, чем на месторождении Ирокинда, и составляют около 150 и 10 ppm соответственно. На Ирокинде, в свою очередь, отмечаются более высокие содержания Bi, Se и Te.

Блеклые руды. Минералы группы блеклых руд на КИРП распространены мало. Помимо упомянутых выше мелких включений в галените, они образуют сростания с галенитом, реже с пиритом, сфалеритом и другими минералами, размер их выделений редко превышает первые сотни микрометров (рис. 8, а, б). По химическому составу все изученные блеклые руды относятся к тетраэдриту с преобладанием Fe над Zn и высокими содержаниями Ag.

На месторождении **Ирокинда** (Жила № 3) блеклые руды образуют с галенитом тесные сростания, которые позволяют предполагать их близодновременное образование (см. рис. 8, а). По химическому составу эти блеклые руды довольно однородны, содержания Ag в них варьируют от 10.9 до 16.7 мас. % (табл. 4, ан. 1—11).

В жиле **Пинегинская Кедровского** месторождения (обр. К-26/15) блеклые руды с содержанием Ag около 25 мас. % образуют тесные сростания с галенитом (см. табл. 4, ан. 12, 13). Их обрастает кайма более поздней блеклой руды (см. рис. 8, б), имеющая неоднородное строение в обратнорассеянных электронах (в) с содержаниями Ag 31.6—33.8 мас. % (см. табл. 4, ан. 14, 15). Блеклые руды, образующие включения в галените из жилы **Осиновая**, по составу близки к блеклым рудам жилы Пинегинская при несколько более широком разбросе содержаний Ag (от 20 до 35 мас. %, см. табл. 4, ан. 16—22). Следует отметить, что ранее в жиле Осиновая [Бондарь и др., 2018] были описаны блеклые руды с более высоким содержанием теннантитового минала ($X(\text{As})$ до 0.28), с преобладанием Zn над Fe, $X(\text{Fe})$ от 0.2 до 0.5 и содержанием Ag от 5 до 12 мас. % в ассоциации с пиритом, сфалеритом и халькопиритом (рис. 9).

Таким образом, на КИРП установлена эволюция состава блеклых руд от промежуточных членов теннантит-тетраэдритового ряда с соизмеримыми содержаниями Zn и Fe к Fe-тетраэдритам с высокими содержаниями Ag, а затем к фрейбергитам (см. рис. 9).

Самородное золото. На месторождении Ирокинда самородное золото изучено в жилах: № 3, Кварцевая и Серебряковская, на Кедровском — в жилах Осиновая и Баргузинская, а также в одном образце с рудопроявления Витимконское (Appendix B (http://sibran.ru/journals/Appendix_B_27-06-18.xlsx)). Единственной примесью в самородном золоте является Ag, а содержания Hg и Cu ниже предела обнаружения. Самородное золото КИРП характеризуется чрезвычайно широким размахом пробности от 269 до 980 (Appendix B (http://sibran.ru/journals/Appendix_B_27-06-18.xlsx))).

На месторождении **Ирокинда** установлены наиболее широкие вариации состава самородного золота (от 269 до 907 %). Морфология и размеры золота также разнообразны, встречается и макроскопически видимое золото (см. рис. 2, д, ж), и микронные выделения (см. рис. 4, з, д; 10). В кварце выделения самородного золота приурочены к интерстициям кристаллов и из-за этого часто имеют угловатую форму (см. рис. 10, а). Прожилковидные выделения нередки в пирите (см. рис. 4, з) и сфалерите, а округлые или овальные обычно приурочены к галениту (см. рис. 10, з).

Таблица 5. Состав сфалерита месторождений Ирокинда (1—21) и Кедровское (22—39) по данным микрозондового анализа (мас. %) и содержания FeS и CdS (моль %)

№ п/п	Образец, описание	Zn	Cu	Fe	Cd	In	S	Сумма	FeS	CdS
1	Ig-15/13, крупные гнезда в кварце (рис. 10, з)	63.74	<п.о.	2.67	0.14	н.о.	34.16	100.71	4.67	0.12
2		63.78	»	3.04	0.09	»	33.34	100.24	5.28	0.07
3		63.82	»	2.34	0.14	»	33.21	99.50	4.10	0.13
4		64.04	0.04	2.56	0.12	»	33.26	100.02	4.46	0.11
5		64.15	<п.о.	2.49	0.15	»	33.76	100.56	4.34	0.13
6		64.17	»	2.50	0.16	»	34.43	101.26	4.34	0.14
7	Ig-6C/13, овальный в галените	65.23	0.23	1.14	0.24	»	33.34	100.17	1.99	0.21
8		64.57	0.85	1.93	0.21	»	33.66	101.22	3.32	0.18
9		65.18	0.10	0.86	0.20	»	33.55	99.89	1.52	0.17
10	Ig-64/13, крупное зерно от края к центру	64.20	0.08	1.20	0.87	»	34.46	100.81	2.12	0.77
11		63.81	<п.о.	1.64	0.85	»	33.51	99.81	2.89	0.75
12		63.64	»	1.75	1.00	»	33.28	99.67	3.09	0.88
13		63.26	»	1.87	0.84	»	32.98	98.95	3.31	0.74
14		63.13	»	1.85	1.03	»	33.43	99.43	3.28	0.91
15		63.04	»	2.31	0.92	»	33.14	99.40	4.07	0.80
16	Ig-69/13, мелкий с галенитом в пирите	62.66	»	3.43	0.90	»	34.06	101.04	5.97	0.78
17		64.30	0.18	2.26	0.73	»	33.87	101.33	3.92	0.62
18		61.86	2.13	3.09	0.64	»	33.99	101.71	5.32	0.54
19		63.05	<п.о.	3.49	0.73	»	33.39	100.66	6.05	0.62
20*	Ig-80/13, мелкий в галените (рис. 5, з)	62.38	»	3.33	<п.о.	»	34.28	99.99	5.88	0.00
21*		63.84	»	3.11	<п.о.	»	33.48	100.43	5.41	0.00
22	K-12/14, крупное зерно от центра к краю	58.06	»	7.72	0.55	»	34.32	100.67	13.40	0.48
23		57.68	»	7.76	0.68	»	33.83	99.96	13.53	0.59
24		57.36	»	8.02	0.86	»	33.72	99.95	13.96	0.75
25		57.54	»	7.83	0.67	»	33.69	99.73	13.66	0.58
26		58.00	»	7.44	0.77	»	33.80	100.02	12.97	0.67
27	K-12a/14, обрастает пирит	62.46	<п.о.	3.01	0.81	»	33.61	99.90	5.31	0.71
28		61.62	0.04	4.01	0.92	»	33.73	100.32	7.02	0.80
29	K-13/15, крупное зерно от края к краю	60.93	<п.о.	5.38	0.76	0.07	33.11	100.24	9.30	0.65
30		60.76	»	5.14	0.87	0.10	33.00	99.87	8.94	0.75
31		61.17	»	5.20	0.90	0.04	32.96	100.26	8.96	0.77
32		60.70	»	5.52	0.75	0.12	33.07	100.15	9.54	0.64
33		60.51	»	5.62	0.71	0.04	32.91	99.79	9.74	0.61
34	K-26/15, крупное зерно от края к краю	61.81	0.11	4.00	0.68	0.07	33.03	99.70	6.99	0.59
35		60.42	0.06	5.37	0.66	0.09	33.06	99.67	9.36	0.57
36		60.09	0.05	5.68	0.60	0.06	33.23	99.71	9.89	0.52
37		59.40	0.04	5.46	0.68	0.10	33.26	98.95	9.64	0.60
38	K-26/15, мелкий с халькопиритом	63.64	0.30	1.57	0.99	0.09	32.76	99.36	2.77	0.87
39		63.50	0.74	1.85	1.13	0.11	33.02	100.35	3.23	0.98

Примечание. н.о. — элемент не определялся.

В жиле *Кварцевая* золото неправильной угловатой формы встречается преимущественно в кварце и в сростании с пиритом, однако в непосредственной близости всегда присутствует галенит (см. рис. 10, в—з). Золото высокопробное (от 840 до 907) и его выделения, как правило, однородны по химическому составу.

В Жиле № 3 и Серебряковской самородное золото встречается в ассоциации с галенитом: либо в сростании с ним, либо в непосредственной близости от его выделений. Нередки включения самородного

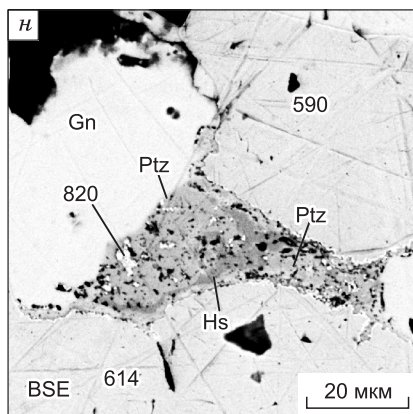
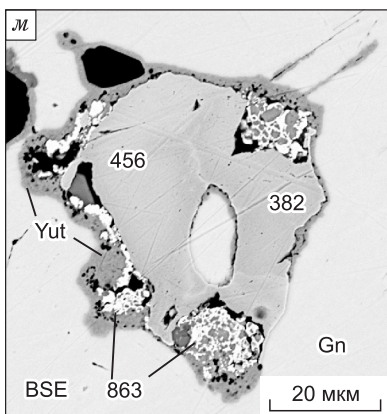
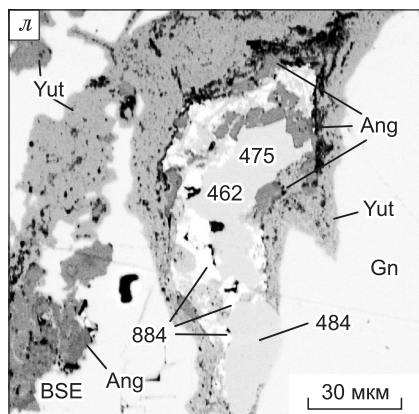
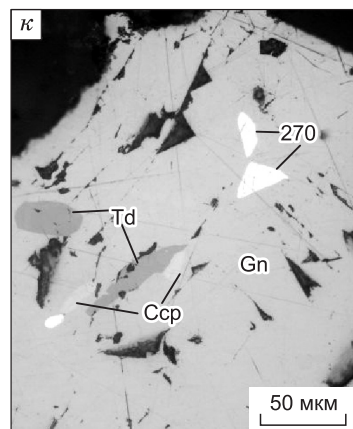
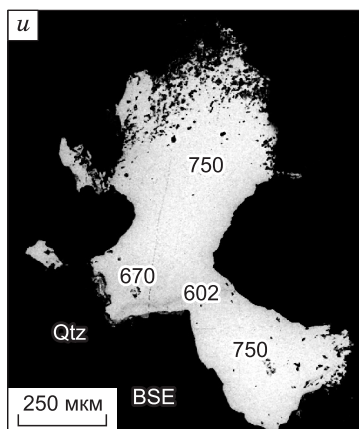
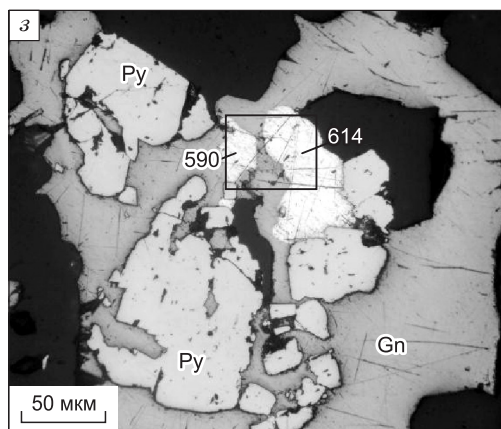
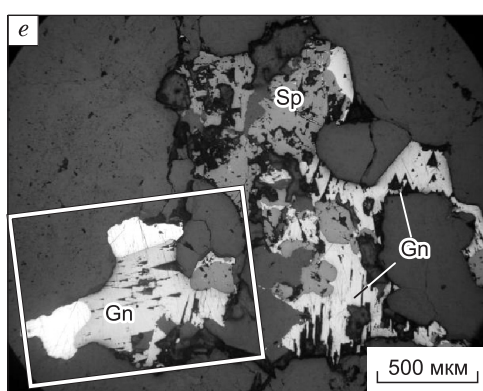
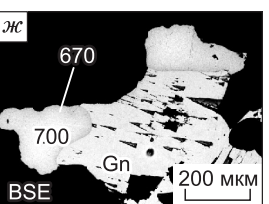
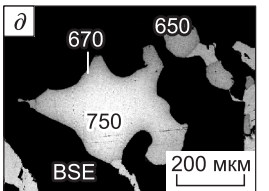
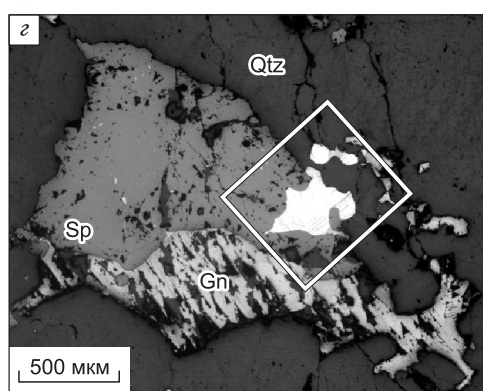
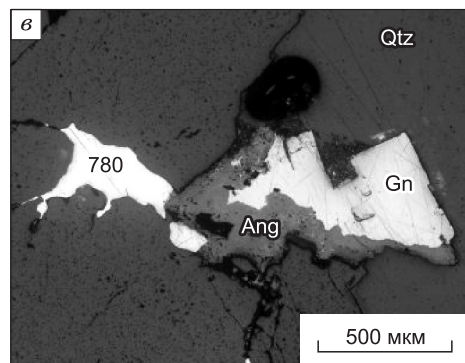
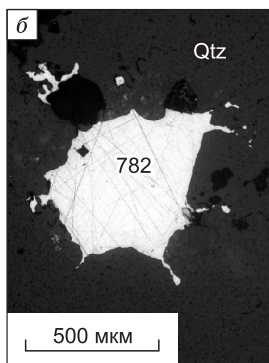
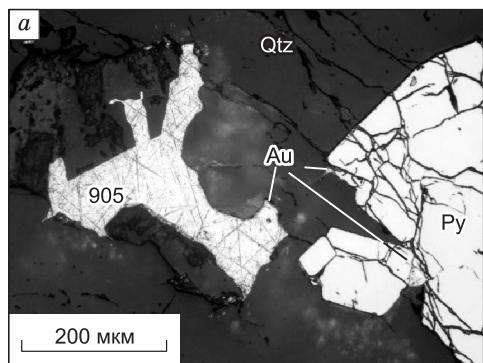


Рис. 10. Самородное золото месторождения Ирокинда.

a — жила Кварцевая; *б, в* — Серебряковская, обр. Ir-87/13; *г—н* — Жила № 3; цифры — пробность золота.

a — самородное золото и пирит в кварце, обр. Ir-69/13; *б* — самородное золото в кварце; *в* — самородное золото в сростании с англезитом (Ang), заместившим галенит, среди кварца; *г* — самородное золото, нарастающее на сфалерит, обр. Ir-15/13; *д* — увеличенный фрагмент (*г*), зерна самородного золота с плавной зональностью; *е* — самородное золото в сростании с галенитом; *жс* — увеличенный фрагмент (*е*) зерна самородного золота с плавной зональностью; *з* — самородное золото в сростании с пиритом среди галенита, обр. Ir-20/13; *и* — самородное золото с неоднородным строением в кварце, обр. Ir-15/13; *к* — треугольные выделения самородного золота и тетраэдрит среди галенита, обр. Ir-6/13; *л* — низкопробное самородное золото в галените и гипергенные англезит, ютенбогардит (Yut) и высокопробное золото; *м* — низкопробное самородное золото в галените и гипергенные ютенбогардит и высокопробное золото; *н* — увеличенный фрагмент (*з*), низкопробное самородное золото, галенит, сростание гессита и петцита (Ptz) и высокопробное золото.

золота в галените (см. рис. 10, *г—з*), обычно округлые или овальные с ровными краями, что говорит о том, что с галенитом они близки по времени образования. Пробность самородного золота варьирует от 755 до 382 в Жиле № 3 и от 783 до 589 в жиле Серебряковской. В Жиле № 3 наиболее крупные (до нескольких сотен микрометров) выделения демонстрируют плавную зональность со снижением пробности к краям, перепады составляют обычно 3—6 мас. % Ag, но могут достигать и 15—16 мас. % (см. рис. 10, *д—жс*). Иногда в галените Жилы № 3 встречаются выделения кюстелита, пробностью около 270 (состав $\text{Au}_{17}\text{Ag}_{83}$). Они имеют не округлую, а треугольную форму (см. рис. 10, *к*), т. е., по-видимому, выполняют треугольники выкрашивания и по отношению к галениту (и, соответственно, к более высокопробному электруму) являются более поздними.

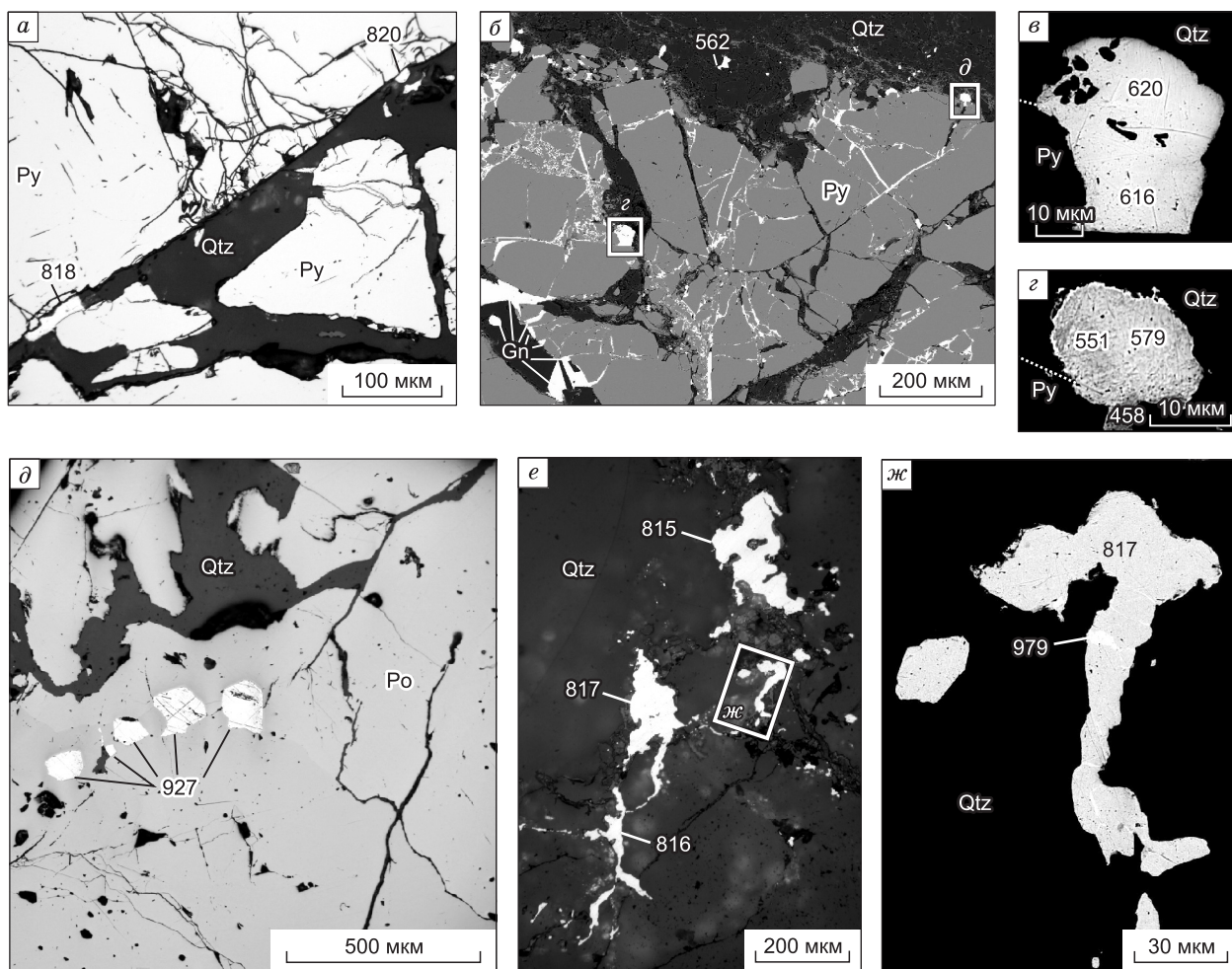


Рис. 11. Самородное золото/электрум месторождения Кедровка (*a—д*) и участка Витимкон (*е, жс*).

a — просечки самородного золота в пирите, обр. K-12a/14; *б* — просечки галенита и самородного золота в пирите, обр. K-16/14; *в* и *г* — увеличенные фрагменты (*б*), неоднородные выделения самородного золота; *д* — высокопробное самородное золото в пирротине, обр. B-1/15; *е* — амёбовидные выделения самородного золота в кварце, обр. Vit-1; *жс* — увеличенный фрагмент (*е*), гипергенные (?) просечки высокопробного самородного золота.

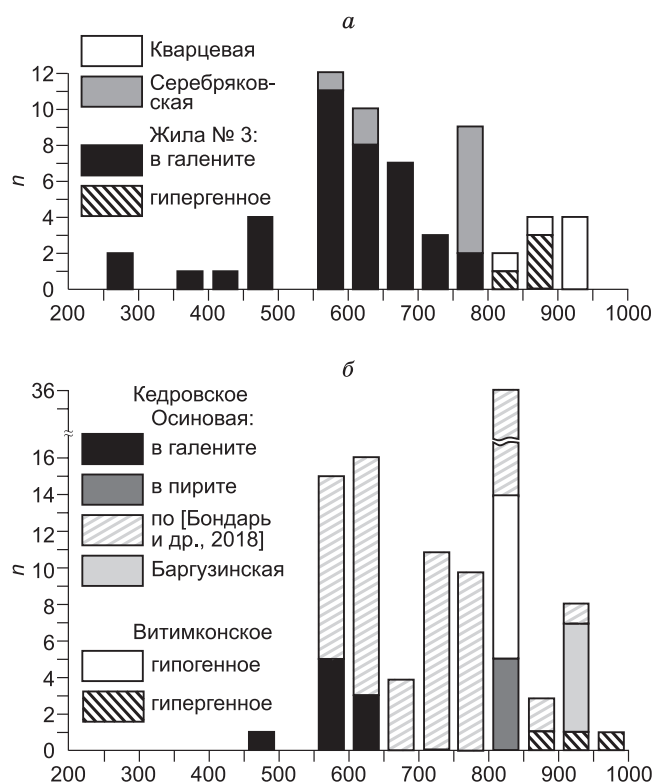


Рис. 12. Гистограммы пробности самородного золота месторождений Ирокинда (а), Кедровское и рудопоявления Витимконское (б). n — количество случаев.

В Жиле № 3 (см. рис. 10, л, м) установлено также гипергенное самородное золото (пробность 881—886). Оно образует прерывистые каймы шириной около 10 мкм вокруг электрума с пробностью 382—484 там, где последний замещается ютенбогардитом (Ag_3AuS_2). По данным [Palyanova et al., 2014], такая ассоциация является характерной для гипергенной сульфидизации низкопробного электрума (380—650). К гипергенному мы условно относим и золото из обр. Ir-6C/13 и Ir-20/13, образовавшееся при разложении петцита, пробность 821—863 (см. рис. 10, н).

На месторождении Кедровское масштаб вариаций содержания Ag в самородном золоте несколько меньше, а пробность в целом немного выше (929—458). Наиболее детально нами было изучено самородное золото из жилы Осиновая. По минеральным ассоциациям и химическому составу оно аналогично таковому из Жилы № 3 (см. рис. 10, 12, Appendix B (http://sibran.ru/journals/Appendix_B_27-06-18.xlsx)). Оно нарастает на пирит, выполняет в нем трещинки и поры (см. рис. 11, а). Пробность золота 805–820). В ассоциации с галенитом, который также выполняет в пирите трещинки и поры (см. рис. 11, б—г), самородное золото более низкопробное (620—458). Как правило, самородное золото имеет однородный химический состав, но встречаются выделения с плавной химической зональностью (см. рис. 11, г, д), где пробность варьирует от 579 до 458.

В жиле Баргузинская самородное золото образует изометричные выделения в пирротине (см. рис. 11, е) и отличается высокой пробностью (926—929).

В образце из проявления Витимконское золото установлено исключительно в кварце (см. рис. 11, ж), где образует амёбовидные выделения размером до 200 мкм, пробность составляет от 812 до 820. Иногда в нем встречаются тонкие, до первых микрометров, просечки более высокопробного золота (864—979), имеющие, скорее всего, гипергенное происхождение (см. рис. 11, ж; 12, б, Appendix B (http://sibran.ru/journals/Appendix_B_27-06-18.xlsx)).

Таким образом, в гипогенном самородном золоте Кедровско-Ирокиндинского рудного поля установлена эволюция химического состава, которая заключается в постепенном увеличении количества серебра от ранних генераций к поздним.

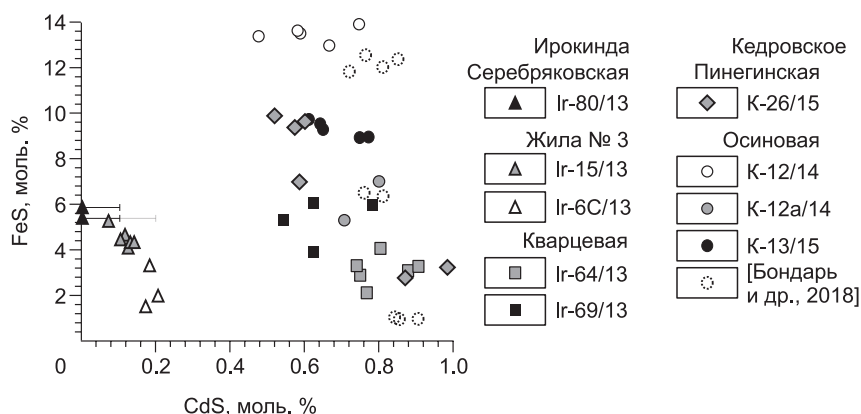


Рис. 13. Диаграмма FeS—CdS для сфалерита Кедровско-Ирокиндинского рудного поля.

Сфалерит образует изометричные выделения в жильном кварце, размер которых достигает первых миллиметров, а иногда — первых сантиметров (жилы Кварцевая и № 3 на месторождении **Ирокин-да** и жила **Осиновая** месторождения **Кедровское** (обр. К-13/15)) (см. рис. 2, *з*), или овальные выделения размером первые сотни микрометров среди более позднего галенита (жилы Серебряковская и № 3) (см. рис. 4, *д*; 6, *б*), а иногда цементирует более ранний пирит (Кедровское, жила Осиновая) (см. рис. 4, *в*). Как правило, сфалерит насыщен эмульсионной вкрапленностью халькопирита (см. рис. 5, *з*), реже пирротина.

Основными примесями в сфалерите являются Fe и Cd, содержания Hg, Mn, Sb, Sn ниже предела обнаружения; содержания Cu, как правило, также не превышают предела обнаружения, но в случаях захвата халькопирита достигают 2.1 мас. %. В *Жиле № 3* в сфалерите установлено от 1.5 до 5.3 моль % FeS и 0.1—0.2 моль % CdS (табл. 5, ан. 1—9; рис. 13). Близкий состав имеет и сфалерит жилы *Серебряковская*, проанализированный только на ЭДС (табл. 5, ан. 20—21). В жиле *Кварцевая* (см. табл. 5, ан. 10—19) определены сходные содержания FeS (2.1—6.0 моль %) и заметно более высокие содержания CdS (0.5—0.9 моль %).

В жиле *Осиновая* месторождения **Кедровское** в сфалерите отмечаются заметно более высокие содержания Fe. В наиболее крупных кристаллах сфалерита (от первых миллиметров до первых сантиметров) встречается вкрапленность пирротина, и количество FeS достигает 13—14 моль %, а CdS составляет 0.5—0.7 моль % (см. табл. 5, ан. 22—26). В более мелких кристаллах, содержащих эмульсионную вкрапленность халькопирита, FeS составляет 5.3—7.0 моль %, а CdS — 0.7—0.8 моль % (см. табл. 5, ан. 27, 28). В жиле *Пинегинская* крупные кристаллы сфалерита также характеризуются более высокими содержаниями FeS, чем мелкие, например 7—10 и 2.8—3.2 моль % соответственно, а для CdS наблюдается обратная закономерность — 0.5—0.6 и 0.9—1.0 моль % (см. табл. 5, ан. 34—39).

Заметных вариаций содержаний элементов-примесей в пределах отдельных крупных выделений сфалерита не установлено.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Элементы-примеси в галените. Сравнение результатов микрозондового анализа с данными LA-ICP-MS показало хорошую сходимость по содержаниям Ag, Bi и Se, тогда как содержания Sb по LA-ICP-MS завышены примерно в полтора-два раза (обр. К-19/14). Это может быть вызвано как наличием включений минералов Sb, которые мы не смогли учесть, так и несовершенством используемого стандарта. Тем не менее полученные данные LA-ICP-MS могут быть использованы для обсуждения относительных вариаций содержаний элементов-примесей.

Корреляционный анализ был проведен для содержаний Cu, Zn, As, Se, Ag, Cd, Sn, Sb, Te, Tl и Bi, поскольку концентрации остальных элементов более чем в половине случаев не превышали предел обнаружения. На большинстве корреляционных диаграмм (рис. 14) точки, соответствующие каждому образцу, образуют компактные поля, которые практически не перекрываются с другими образцами. Из-за того, что распределение большинства элементов-примесей носит дискретный характер и из-за различного количества точек для разных образцов, коэффициенты парных корреляций были рассчитаны для средних геометрических значений для каждого образца. Это было сделано для всей выборки и отдельно без учета образцов Ir-69/13 и К-19/14 (табл. 6), которые по содержанию ряда элементов заметно отличаются от остальных, например (см. рис. 14, *а*, *б*, *з*, *е*). Такой подход был применен для того, чтобы выявить устойчиво-значимые корреляции (значимые корреляции, совпадающие в обеих выборках), далее по тексту — корреляции.

Высокая положительная корреляция между содержаниями Sb и Ag, установленная для большинства образцов (см. рис. 14, *а*; табл. 6), определяется изоморфным вхождением этих элементов в галенит по схеме $\text{Ag}^+ + \text{Sb}^{3+} \leftrightarrow 2\text{Pb}^{2+}$ [Chutas et al., 2008; Renock, Becker, 2011]. Излишки Sb могут изоморфно входить в галенит с образованием вакансий: $2(\text{Sb})^{3+} + \square (\text{вакансия}) \leftrightarrow 3\text{Pb}^{2+}$ [George et al., 2015 и цитируемая литература].

В образце Ir-69/13 (жила Кварцевая, м-е Ирокинда), где содержания сурьмы незначительны, а содержание Bi превышает 3000 ppm, по-видимому, реализован изоморфизм $\text{Ag}^+ + (\text{Bi}^{3+}) \leftrightarrow 2\text{Pb}^{2+}$ [Chutas et al., 2008; Renock, Becker, 2011]. Это подтверждается наличием высокой положительной корреляции (0.99) между содержаниями Ag и Sb + Bi (см. табл. 6). По такой же схеме в галенит, по-видимому, могут входить As^{3+} , Cu^+ , Tl^+ [George et al., 2015].

Отсутствие корреляции Ag и Sb с Zn и As (см. табл. 6) косвенно подтверждает, что это изоморфизм, а не включения сульфосолей, в том числе блеклых руд, в которых всегда присутствуют As, Fe и Zn. Отсутствие корреляции Te–Ag (см. рис. 14, *е*) указывает на отсутствие включений, которые представлены гесситом или Te-содержащими сульфосолями Ag (полибазитом и канфильдитом). В галените обр. Ir-69/13 отсутствие корреляции Bi–Te подтверждает то, что это не захват включений тетрадимита, установленного в этом образце (см. рис. 5, *д*).

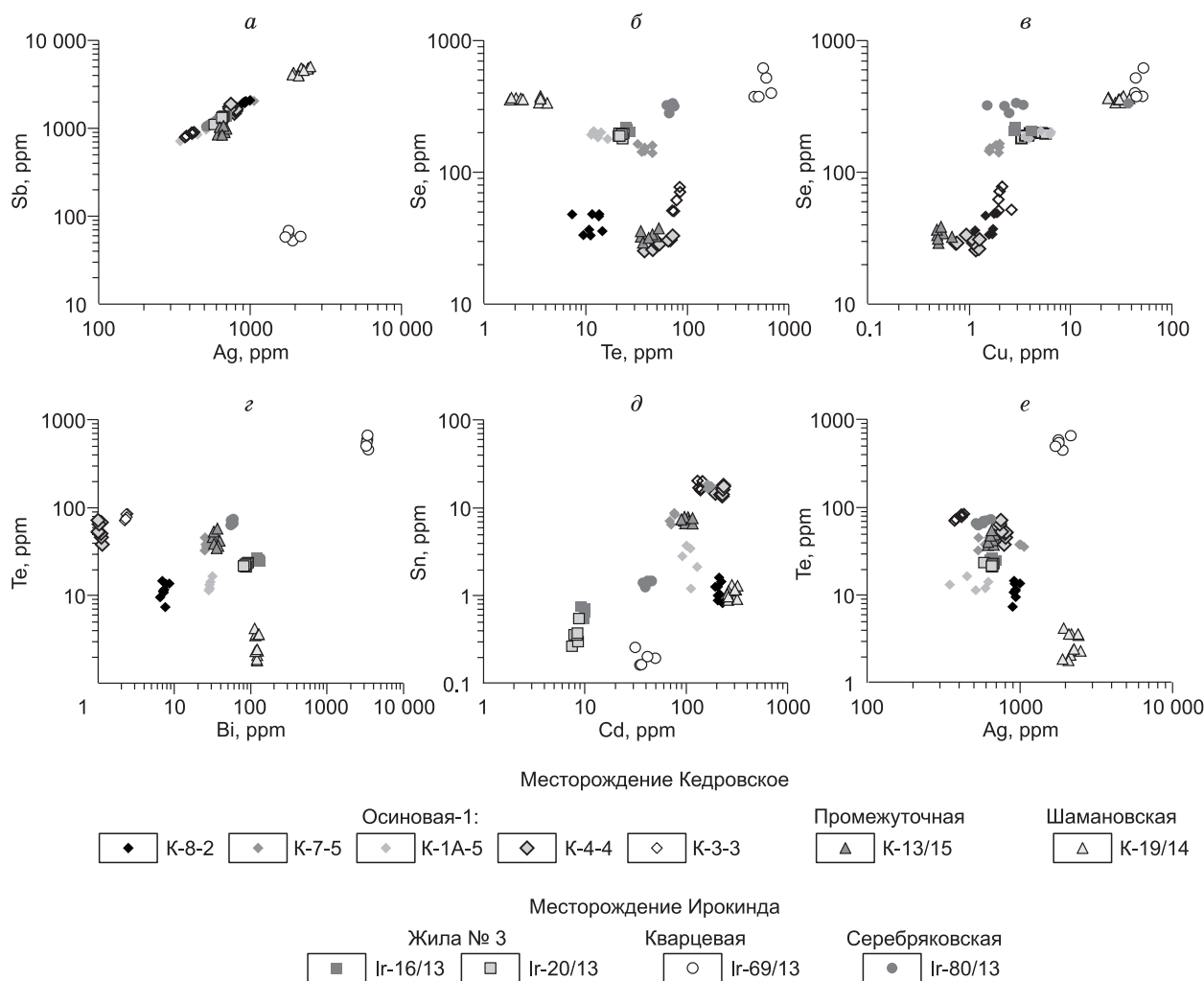


Рис. 14. Корреляционные диаграммы элементов-примесей в галените по данным LA-ICP-MS.

Двухвалентные металлы (Cd и Zn) могут изоморфно замещать Pb^{2+} [Blackburn, Schwendeman, 1977]. Отсутствие положительной корреляции между ними косвенно указывает на отсутствие включений сфалерита. Между содержаниями Te и Se корреляции также не наблюдается (см. рис. 14, б), что говорит о том, что они изоморфно замещают серу независимо друг от друга. Следует также отметить положительные корреляции Se–Cu (см. рис. 14, в) и Se–Bi (табл. 6), которые могут быть связаны с изоморфизмом $PbS \leftrightarrow CuBiSe_2$.

В литературе крайне редко встречаются результаты изучения химического состава галенита при помощи локальных высокочувствительных методов [Blackburn, Schwendeman, 1977; Reeson et al., 1990; George et al., 2015], а данные по химизму галенита орогенных месторождений золота имеются в единичных работах [Hastie et al., 2018]. В связи с этим важно отметить, что выделенные нами значимые корреляции не были установлены в работе [George et al., 2015], которая посвящена изучению примесей в галените из скарновых, порфировых, эпitherмальных и SEDEX месторождений. С другой стороны, полученные в цитируемой работе корреляционные пары (Bi–Ag, Te–Ag, Bi–Te, Bi–Ag) не были установлены нами в галените КИРП, исключение составляет только положительная корреляция (Sb+Bi)–Ag. Это может свидетельствовать об отличительных особенностях примесного состава галенита золоторудных орогенных месторождений.

Примеси Au в галените (до 0.5 ppm) установлены только в обр. K-19/14 и Ir-80/13. Микроскопически видимые выделения самородного золота в этих образцах отсутствуют. Однако неравномерное распределение Au в зернах галенита (см. рис. 6, з) позволяет предполагать наличие наноразмерных включений самородного золота.

Минеральный состав руд. Разнообразие минеральных форм серебра, которое образует сульфосоли (тетраэдрит (Ag), полибазит (Te), диафорит, канфилдит (Te)) и теллуриды (гессит, петцит, штют-

Таблица 6. Коэффициенты парных корреляций для основных элементов-примесей в галените

Для всех образцов (n = 11)												
	Cu	Zn	As	Se	Ag	Cd	Sn	Sb	Te	Tl	Bi	Sb+Bi
Cu	1											
Zn	-0.34	1										
As	-0.16	0.18	1									
Se	0.81	-0.19	0.13	1								
Ag	0.89	-0.22	-0.01	0.66	1							
Cd	0.05	0.22	0.19	-0.27	0.39	1						
Sn	-0.40	0.31	-0.23	-0.62	-0.39	0.31	1					
Sb	0.12	0.07	0.51	0.10	0.52	0.73	-0.14	1				
Te	0.78	-0.17	-0.48	0.57	0.47	-0.31	-0.16	-0.49	1			
Tl	-0.04	0.28	0.25	0.24	-0.15	-0.51	-0.04	-0.25	0.19	1		
Bi	0.84	-0.26	-0.42	0.64	0.57	-0.29	-0.29	-0.40	0.98	0.13	1	
Sb+Bi	0.84	-0.16	0.13	0.64	0.99	0.45	-0.38	0.62	0.38	-0.14	0.48	1

Для всех образцов, за исключением Ir-69/13 и K-19/14 (n = 9)

Cu	1											
Zn	-0.22	1										
As	0.62	0.16	1									
Se	0.80	0.10	0.49	1								
Ag	-0.47	0.38	0.06	-0.34	1							
Cd	-0.61	0.40	-0.15	-0.78	0.41	1						
Sn	-0.57	0.22	-0.35	-0.58	-0.23	0.54	1					
Sb	-0.29	0.54	0.37	-0.24	0.91	0.48	-0.14	1				
Te	-0.27	0.39	-0.29	-0.01	-0.48	0.07	0.67	-0.37	1			
Tl	0.12	0.28	0.46	0.49	-0.03	-0.44	-0.08	0.10	0.36	1		
Bi	0.48	-0.37	0.15	0.64	-0.09	-0.88	-0.65	-0.17	-0.29	0.31	1	
Sb+Bi	-0.24	0.50	0.40	-0.17	0.91	0.39	-0.21	0.99	-0.41	0.14	-0.06	1

Примечание. Коэффициенты парных корреляций рассчитаны с использованием среднего геометрического по содержанию элемента в каждом образце (см. табл. 3). В случаях, когда рассчитать среднее геометрическое не удалось, использовалось значение, равное половине п.о.

Коэффициенты корреляций > 0.6 являются значимыми (принята доверительная вероятность 0.05) и выделены полужирным шрифтом. Значимые коэффициенты, которые присутствуют в обоих выборках, подчеркнуты.

цит, эмпрессит) довольно редкое явление на орогенных месторождениях, хотя на месторождениях Мазер Лод [Weir, Kerrick, 1987], Кумтор [Ivanov et al., 2000], Зун-Холба [Бражник, 1993] и др. теллуриды золота и серебра широко распространены и вносят заметный вклад в баланс благородных металлов. Единичные находки канфилдита (Te) известны на Николаевском месторождении, Енисейский край [Сафина и др., 2015], а теллуриды серебра – на месторождениях Бодайбинского синклиория [Distler et al., 2004; Паленова и др., 2015].

Широкий размах пробности самородного золота, установленный на КИРП, на месторождениях орогенного семейства также встречается редко. Наиболее часто встречается золото с пробностью 850—900 [Morrison et al., 1991; Ridley et al., 1996; Cassidy et al., 1998]. Однако на некоторых месторождениях наблюдается довольно большой разброс состава самородного золота, например на месторождении Ботан (Bohaun) содержания Ag достигают 40 мас. % [Lusty et al., 2011], на рудопроявлении Красное пробность позднего электрума в ассоциации с галенитом составляет 565—649 [Паленова и др., 2015], а на месторождении Зун-Холба (Восточный Саян) пробность золота от ранней ассоциации к поздней снижается от 950 до 250 [Бражник, 1993]. Такие вариации состава самородного золота чаще встречаются на месторождениях других генетических типов, например, эпitherмальных [Morrison et al., 1991], порфировых или скарновых [Гасков, 2017], т. е. таких, для которых характерны значительные вариации физико-химических условий минералообразования. Обычно снижение пробности золота объясняют сниже-

нием температуры, фугитивности серы и/или кислорода в процессе минералообразования [Palyanova, 2008]. В распределении пробности золота КИРП (см. рис. 12) отчетливо видны три пика — на интервалах 550—650, 750—850 и 850—950. Сходная картина распределения пробности была установлена ранее в самородном золоте жилы Юрасовская-II месторождения Ирокинда [Хрусталева, Хрусталева, 2006] и жилы Осинная [Бондарь и др., 2018]. Такие вариации состава и характер зональности свидетельствуют о том, что золото отлагалось почти непрерывно в течение долгого времени на фоне скачкообразных изменений физико-химических условий.

Широкие вариации содержания Fe в сфалерите (от 14 до 2.8 моль % FeS на Кедровском месторождении и до 1.5 моль % FeS на Ирокинде), как и вариации состава самородного золота, могут быть объяснены снижением температуры и фугитивности серы [Vaughan, Craig, 1978]. Содержания CdS, напротив, демонстрируют довольно узкий разброс для каждой изученной жилы (см. рис. 13). Известно, что растворимость Cd (и, соответственно, его осаждение в сфалерите) прямо зависит от температуры, активности хлорид-иона во флюиде, а также от отношения Cd/Zn во флюиде [Базаркина, 2010; Базаркина и др., 2010], однако заметных вариаций содержания CdS во времени выявить не удалось, хотя содержания Cd в сфалерите в пределах одного месторождения, как правило, варьируют очень слабо [Cook et al., 2009]. Высказывалось мнение, что это величина для каждого месторождения постоянная и может быть использована для идентификации генетического типа месторождения [Qian, 1987; Wen et al., 2016], а отношение Cd/Zn предлагалось использовать в качестве индикатора источника флюида [Гричук, 2005]. По-видимому, на КИРП содержания Cd в сфалерите во многом зависят от состава вмещающих пород, который и определял Cd/Zn отношение во флюиде. Так, наиболее низкие содержания Cd (0.1—0.2 мас. %) установлены в сфалерите из жил, локализованных в архейских кристаллических сланцах Южно-Муйской глыбы (Жила № 3 и Серебряковская). Тогда как для сфалерита жил из неопротерозойских пород различного состава (жила Кварцевая месторождения Ирокинда и жилы Кедровского месторождения) характерны высокие содержания Cd (0.6—1.0 мас. %).

Сходное поведение Cd отмечается и в галените. Наиболее низкие содержания Cd (7.5—10 ppm) характерны для Жилы № 3, несколько более высокие (32—50 ppm) — для жил Кварцевая и Серебряковская месторождения Ирокинда. Жилы Осинная и Шамановская Кедровского месторождения, которые приурочены к неопротерозойским метасадочным породам парамской серии, отличаются содержаниями Cd 69—324 ppm, причем преобладают содержания 100—260 ppm. Распределение Sn аналогично: до 0.7 ppm в жилах месторождения Ирокинда и до 20 ppm в жилах Кедровского (см. табл. 3, рис. 14). Это в сочетании с дискретным распределением почти всех элементов-примесей в галените, о котором говорилось выше, указывает на то, что химический состав галенита определялся, прежде всего, составом флюида, на который, в свою очередь, могли оказывать влияние вмещающие породы.

Ключевая роль литологических и геохимических особенностей вмещающих оруденение пород отмечается во многих работах, посвященных генезису орогенных месторождений золота [Albers, 1981; Groves et al., 2003; Frei et al., 2009; Standish et al., 2014; Pitkairn et al., 2015; Чугаев, Чернышев, 2017; и др.]. При этом взаимодействие флюида с вмещающими породами рассматривается как один из основных механизмов поступления рудных компонентов в гидротермальные растворы. В случае КИРП, результаты изучения изотопного состава Sr, Nd и Pb месторождения Кедровское показали, что источником минералообразующих компонентов флюида являлись породы, слагающие неопротерозойскую ювенильную кору Байкало-Муйского пояса [Чугаев и др., 2017]. Среди них в Муйском сегменте БМП широкое распространение имеют вулканогенно-осадочные породы усть-келянкой толщи, относимые к островодужной ассоциации. Эти породы характеризуются повышенными относительно кларкового значения содержаниями золота [Ванин и др., 2017] и могут рассматриваться как один из потенциальных источников рудных компонентов флюида. Следует отметить, что в районах месторождений Мазер Лод и Зун-Холба, которые по минералого-геохимическим чертам рудной минерализации близки к месторождениям КИРП, также присутствуют островодужные вулканические породы [Albers, 1981; Гордиенко и др., 2016].

ВЫВОДЫ

Изученные рудные жилы КИРП в целом сходны по своему минеральному составу. Рудная минерализация КИРП образовалась в течение одной рудной стадии, в пределах которой выделены кварц-пиритовая и золото-сфалерит-галенитовая (галенит, сфалерит, блеклая руда и самородное золото) ассоциации (подстадии).

Гипогенное самородное золото отличается широкими вариациями состава (пробность от 929 до 270) и часто характеризуется плавной зональностью, это свидетельствует о том, что оно отлагалось почти непрерывно в течение всей рудной стадии.

Установлена эволюция состава блеклых руд от промежуточных членов теннантит-тетраэдритового ряда с соизмеримыми содержаниями Zn и Fe к Fe-тетраэдритам с высокими содержаниями Ag (более 10 мас. %), а затем к фрейбергитам (более 30 мас. % Ag).

В галените установлены многочисленные включения минералов серебра (полибазита (Te), диафорита, канфилдита (Te), петцита, штютцита, эмпрессита), а также тетрадимита и ульманита.

По данным LA-ICP-MS, основными элементами-примесями в галените КИРП являются Sb и Ag, также присутствуют Bi, Se, Cd, Te, Cu, Zn, As и Sn. Содержания элементов-примесей заметно варьируют от образца к образцу и часто коррелируют с составом вмещающих пород.

По данным РСМА, сфалерит из жил, локализованных в кристаллических сланцах Южно-Муйской глыбы, характеризуется более низкими содержаниями Cd (0.1–0.2 мас. %), чем сфалерит жил из неопротерозойских пород различного состава (0.6–1.0 мас. % Cd).

В целом золоторудные жилы КИРП представляют собой редкий пример орогенных месторождений, на которых наблюдается разнообразие минеральных форм благородных металлов, а также широкий диапазон вариаций состава золота и других рудных минералов, что определяется, в первую очередь, разнообразным составом вмещающих пород.

Авторы благодарят В.И. Назарова, Х.Х. Муратшина (ООО «Артель Старателей Западная») и Г.Н. Шуляка (ОАО «Бурятзолото») за содействие в проведении полевых работ, а также Н.Н. Кошлякова (МГУ им. М.В. Ломоносова), Е.В. Ковальчук, И.Г. Грибоедову, А.Н. Некрасова, С.Е. Борисовского и В.И. Таскаева (ИГЕМ РАН) за выполненные анализы. Авторы искренне признательны Е.А. Наумову и анонимному рецензенту за конструктивные замечания.

Работа выполнена в рамках государственного задания (тема НИР № 0136-2014-0006) и при частичной финансовой поддержке РФФИ (грант № 16-35-60033).

ЛИТЕРАТУРА

Баженов В.И., Грибанов А.П., Рубанов В.А., Дульзон О.А. Околожилные изменения вмещающих пород в контактах золото-кварцевых жил Ирокиндинского рудного поля // Изв. Томск. политех. ин-та, 1970, т. 218, с. 15—21.

Базаркина Е.Ф. Перенос кадмия и цинка гидротермальными флюидами: эксперимент и физико-химическое моделирование: Автореф. дис.... к. г.-м. н. М., ИГЕМ РАН, 2010, 26 с.

Базаркина Е.Ф., Зотов А.В., Акинфиев Н.Н. Хлоридные комплексы кадмия в зависимости от давления: потенциометрические измерения при 1—1000 бар и 25 °С // Геология рудных месторождений, 2010, т. 52, № 2, с. 167—178.

Бондарь Д.Б., Чугаев А.В., Полеховский Ю.С., Кошлякова Н.Н. Минералогия руд месторождения золота Кедровское (Муйский район, Республика Бурятия, Россия) // Вестник Моск. ун-та. Серия 4. Геология, 2018, т. 3, с. 60—69.

Бражник А.В. Золоторудное месторождение Зун-Холба (Бурятия) // Руды и металлы, 1993, (3-6), с. 80—90.

Буряк В.А. Метаморфизм и рудообразование. М., Недра, 1982, 256 с.

Ванин В.А., Татаринов А.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Молочный В.Г. Роль динамометаморфизма в формировании золоторудного поля Мукодек (Северное Прибайкалье) // Геодинамика и тектонофизика, 2017, т. 8, № 3, с. 643—653.

Гаськов И.В. Главные элементы-примеси самородного золота и связь их с условиями его образования на примере месторождений складчатых поясов Азии // Геология и геофизика, 2017, т. 58 (9), с. 1359—1376.

Гордиенко И.В., Рошкетасев П.А., Гороховский Д.В. Окинский рудный район Восточного Саяна: геологическое строение, структурно-металлогеническое районирование, генетические типы рудных месторождений, геодинамические условия их образования и перспективы освоения // Геология рудных месторождений, 2016, т. 58, № 5, с. 405—429.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист N-50 — Сретенск. Объяснительная записка. СПб., Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010, 377 с.

Гричук Д.В. Отношение Cd/Zn как индикатор вклада магматических флюидов в питание гидротермальных систем // Материалы VII Международной конференции «Новые идеи в науках о Земле». М., 2005, т. 2, с. 83.

Гусев Г.С., Хаин В.Е. О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника, 1995, № 5, с. 68—82.

Жмодик С.М., Постников А.А., Буслов М.М., Миронов А.Г. Геодинамика Саяно-Байкало-Муйского аккреционно-коллизийного пояса в неопротерозое—раннем палеозое, закономерности фор-

мирования и локализации благороднометалльного оруденения // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 183—197.

Западная Голд Майнинг Лимитед. 2018. URL: <http://www.zapadnaya.ru/qa/kedrovka.html>. Дата обращения 23/02/2018.

Злобина Т.М., Мурашов К.Ю., Котов А.А. Моделирование структурно-динамических условий локализации Au-Q жил месторождения Ирокинда (Муйский золоторудный район) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири, 2014, № 3, часть 2, с. 62—68.

Кучеренко И.В. Позднепалеозойская эпоха золотого оруденения в докембрийском обрамлении Сибирской платформы // Изв. АН СССР. Серия геологическая, 1989, № 6, с. 90—102.

Кучеренко И.В. Петрологические и металлогенические следствия изучения малых интрузий в мезотермальных золоторудных полях // Изв. Томск. политех. ун-та, 2004, т. 307, № 1, с. 49—57.

Кучеренко И.В. Геохимические черты околожильного метасоматизма в кварцевых диоритах и гранитоидах очагово-купольной постройки Кедровского золото-рудного месторождения (Северное Забайкалье). 4.1. Условия залегания и идентификация магматических пород // Изв. Томск. политехн. ун-та, 2006а, т. 309, № 2, с. 41—45.

Кучеренко И.В. Геохимические черты околожильного метасоматизма в кварцевых диоритах и гранодиоритах очагово-купольной постройки Кедровского золоторудного месторождения (Северное Забайкалье). Ч. 2. Околожильные метасоматические и геохимические ореолы // Изв. Томск. политех. ун-та, 2006б, т. 309, № 3, с. 22—26.

Кучеренко И.В. Петрология гидротермального метасоматизма долеритов внутрирудных даек мезотермальных месторождений золота. Ч. 1. Кедровское месторождение (Северное Забайкалье) // Изв. Томск. политехн. ун-та, 2014, т. 325, № 1, с. 155—165.

Ляхов Ю.В., Попивняк И.В. О физико-химических условиях развития золотого оруденения Северной Бурятии // Изв. АН СССР. Серия геологическая, 1977, № 6, с. 9—18.

Митрофанов Л.Ф., Миков А.Д., Рубанов В.А., Грибанов А.П. О минералогии золоторудных месторождений Южно-Муйского хребта // Изв. Томск. политех. ин-та, 1970, т. 218, с. 33—40.

Паленова Е.Е., Блинов И.А., Заботина М.В. Минералы серебра в кварцевых жилах рудопроявления золота Красное (Бодайбинский район) // Минералогия, 2015, № 2, с. 9—17.

Попов Г.Г., Попов Б.Г., Мизиряк Д.Г. Кедровское золоторудное поле (геологическое строение и рудоносность) // Региональная геология и металлогения, 2017а, т. 69, № 1, с. 80—87.

Попов Г.Г., Попов Б.Г., Муратшин Х.Х., Мизиряк Д.Г. Петрохимическая характеристика магматических горных пород и гидротермально-метасоматических образований Кедровского золоторудного поля // Разведка и охрана недр, 2017б, № 9, с. 27—32.

Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г., Крымский Р.Ш., Митрофанов Г.Л., Митрофанова Н.Н., Переляев В.И., Шалаев В.С. Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2001, т. 9, № 4, с. 3—15.

Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Богомолов Е.С., Котов А.Б. Изотопная структура и эволюция континентальной коры Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геотектоника, 2011, № 5, с. 17—51.

Сафина Н.П., Обухов А.А., Блинов И.А. Минералы олова и серебра из Николаевского золоторудного месторождения (Енисейский край, Красноярский край, Россия) // Минералогия, 2015, № 2, с. 3—8.

Скузоватов С.Ю., Складчиков Е.В., Шацкий В.С., Ванг К.Л., Куликова К.В., Зарубина О.В. Возраст метаморфизма и природа протолита гранулитов Южно-Муйской глыбы (Байкало-Муйский складчатый пояс) // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (3), с. 575—591.

Хрусталева В.К., Хрусталева А.В. Особенности вещественного состава и прогнозная оценка золоторудных метасоматитов Забайкалья. Улан-Удэ, БНЦ СО РАН, 2006, 287 с.

Цыганков А.А., Врублевская Т.Т., Конников Э.Г., Посохов В.Ф. Геохимия и петрогенезис гранитоидов Муйского интрузивного комплекса (Восточная Сибирь) // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (3), с. 361—374.

Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М., Рейков М., Лю Д.И., Ларионов А.Н., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н., Сергеев С.А. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9), с. 1249—1276.

Чугаев А.В., Чернышев И.В. Pb-Pb изотопная систематика орогенных месторождений золота Байкало-Патомского складчатого пояса (Северное Забайкалье, Россия) и оценка роли неопротерозойской коры в их формировании // Геохимия, 2017, № 11, с. 1027—1040.

Чугаев А.В., Плотинская О.Ю., Чернышев И.В., Лебедев В.А., Белогуб Е.В., Гольцман Ю.В., Ларионова Ю.О., Олейникова Т.И. Возраст и источники вещества золоторудного месторождения Ке-

дровское (Республика Бурятия, Северное Забайкалье): геохронологические и изотопно-геохимические ограничения // Геология рудных месторождений, 2017, т. 59, № 4, с. 281—297.

Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Козаков И.К., Козловский А.М., Котов А.Б., Рыцк Е.Ю. Механизмы формирования континентальной коры Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геотектоника, 2012, № 4, с. 3—27.

Albers F.J.P. A lithologic-tectonic framework for the metallogenic provinces of California // *Econ. Geol.*, 1981, v. 76, № 4, p. 1411—1429.

Bindi L., Nestola F., Guastoni A., Zorzi F., Peruzzo L., Raber T. Te-rich canfieldite, $\text{Ag}_8\text{Sn}(\text{S},\text{Te})_6$, from the Lengenbach Quarry, Binntal, Canton Valais, Switzerland: Occurrence, description and crystal structure // *Canad. Miner.*, 2012, v. 50, p. 111—118.

Bindi L., Voudouris P., Spry P.G. Structural role of tellurium in the minerals of the pearceite-polybasite group // *Miner. Mag.*, 2013, v. 77, p. 419—428.

Blackburn W.H., Schwendeman J.F. Trace element substitution in galena // *Canad. Miner.*, 1977, v. 15, p. 365—377.

Cassidy K.F., Groves D.I., McNaughton N.J. Late-Archean granitoid-hosted lode-gold deposits, Yilgarn Craton, Western Australia: Deposit characteristics, crustal architecture and implications for ore genesis // *Ore Geol. Rev.*, 1998, v. 13, p. 65—102.

Chutas N.I., Kress V.C., Ghiorso M.S., Sack R.O. A solution model for high-temperature $\text{PbS-AgSbS}_2\text{-AgBiS}_2$ galena // *Amer. Miner.*, 2008, v. 93, № 10, p. 1630—1640.

Cook N.J., Ciobanu C.L., Pring A., Skinner W., Shimizu M., Danyushevsky L., Saini-Eidukat B., Melcher F. Trace and minor elements in sphalerite: A LA-ICP-MS study // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2009, v. 73, № 16, p. 4761—4791.

Distler V.V., Yudovskaya M.A., Prokof'ev V.Yu., Lishnevskii E.N., Mitrofanov G.L. Geology, composition, and genesis of the Sukhoi Log noble metals deposit, Russia // *Ore Geol. Rev.*, 2004, v. 24, p. 7—44.

Frei R., Dahl P.S., Frandsson M.M., Jensen L.A., Hansen T.R., Terry M.P., Frei K.M. Lead-isotope and trace-element geochemistry of Paleoproterozoic metasedimentary rocks in the Lead and Rochford basins (Black Hills, South Dakota, USA): Implications for genetic models, mineralization ages, and sources of leads in the Homestake gold deposit // *Precambrian Res.*, 2009, v. 172, № 1—2, p. 1—24.

George L., Cook N.J., Ciobanu C.L., Wade B. Trace and minor elements in galena: A reconnaissance LA-ICP-MS study // *Amer. Miner.*, 2015, v. 100, p. 548—569.

Goldfarb R.J., Groves D.I. Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time // *Lithos*, 2015, v. 233, p. 2—26.

Goldfarb R.J., Taylor R.D., Collins G.S., Goryachev N.A., Orlandini O.F. Phanerozoic continental growth and gold metallogeny of Asia // *Gondwana Res.*, 2014, v. 25, № 1, p. 48—102.

Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M., Hagemann S.G., Robert F. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types // *Ore Geol. Rev.*, 1998, v. 13, p. 7—27.

Groves D.I., Goldfarb R.J., Robert F., Hart G.J.R. Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance // *Econ. Geol.*, 2003, v. 98, p. 1—29.

Hastie E.C.G., Gagnon J.E., Samson I.M. The Paleoproterozoic MacLellan deposit and related Au-Ag occurrences, Lynn Lake greenstone belt, Manitoba: An emerging, structurally-controlled gold camp // *Ore Geol. Rev.*, 2018, v. 94, p. 24—45.

Ivanov S.M., Ansdell K.M., Melrose D.L. Ore texture and stable isotope constraints on ore deposition mechanisms at the Kumtor lode gold deposit / Eds. L.A. Bucci, J.L. Mair. *Gold in 2000*. Littleton, Society of Economic Geologists, Poster Session Extended Abstracts Volume, 2000, p. 47—52.

Kerrich R., Cassidy K.F. Temporal relationships of lode gold mineralization to accretion, magmatism, metamorphism, and deformation — Archean to present: A review // *Ore Geol. Rev.*, 1994, v. 9, p. 263—310.

Lusty P.A., Naden J., Bouch J.J., Mckervy J.A., Mcfarlane J.A. Atypical gold mineralization in an orogenic setting — The Bohau deposit, western Irish Caledonides // *Econ. Geol.*, 2011, v. 106, № 3, p. 359—380.

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

Nordgold. 2018. <https://www.nordgoldjobs.com/about-company/irokinda-respublika-buryatiya>. Дата обращения 23/02/2018.

Ondruš P., Veselovský F., Gabašová A., Hloušek J., Šrein V., Vavřík I., Skála R., Sejkora J., Drábek M. Primary minerals of the Jáchymov ore district // *J. Czech Geol. Soc.*, 2003, v. 48, p. 19—147.

- Palyanova G.** Physicochemical modeling of the coupled behavior of gold and silver in hydrothermal processes: Gold fineness, Au/Ag ratios and their possible implications // *Chem. Geol.*, 2008, v. 255, p. 399—413.
- Palyanova G., Karmanov N., Savva N.** Sulfidation of native gold // *Amer. Miner.*, 2014, v. 99, p. 1095—1103.
- Paton C., Hellstrom J., Paul B., Woodhead J., Hergt J.** Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data // *J. Anal. At. Spectrom.*, 2011, v. 26, p. 2508—2518.
- Pitcairn I.K., Craw D., Teagle D.A.H.** Metabasalts as sources of metals in orogenic gold deposits // *Miner. Deposita*, 2015, v. 50, № 3, p. 373—390.
- Qian Z.** Trace elements in galena and sphalerite and their geochemical significance in distinguishing the genetic types of Pb–Zn ore deposits // *Chinese J. Geochem.*, 1987, v. 6, № 2, p. 177—190.
- Reeson K.J., Stanley C.J., Jeynes C., Grime G., Watt F.** PIXE analysis to determine the trace-element concentrations in a series of galena (PbS) specimens from different localities // *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res., Sect. B*. 1990, v. 45, № 1—4, p. 327—332.
- Renock D., Becker U.** A first principles study of coupled substitution in galena // *Ore Geol. Rev.*, 2011, v. 42, № 1, p. 71—83.
- Ridley J.R., Mikucki E.J., Groves D.I.** Archean lode-gold deposits: fluid flow and chemical evolution in vertically extensive hydrothermal systems // *Ore Geol. Rev.*, 1996, v. 10, p. 279—293.
- Standish C.D., Dhuime B., Chapman R.J., Hawkesworth C.J., Pike A.W.G.** The genesis of gold mineralisation hosted by orogenic belts: A lead isotope investigation of Irish gold deposits // *Chem. Geol.*, 2014, v. 378—379, p. 40—51.
- Vaughan D.J., Craig J.R.** Mineral chemistry of metal sulfides. Cambridge, Cambridge University Press, 1978, 512 p.
- Weir Jr. R.H., Kerrick D.M.** Mineralogic, fluid inclusion, and stable isotope studies of several gold mines in the Mother Lode, Tuolumne and Mariposa counties, California // *Econ. Geol.*, 1987, v. 82, p. 328—344.
- Wen H., Zhu C., Zhang Y., Cloquet C., Fan H., Fu S.** Zn/Cd ratios and cadmium isotope evidence for the classification of lead-zinc deposits // *Sci. Rep.*, 2016, v. 6, № 25273.

*Рекомендована к печати 26 июля 2018 г.
А.С. Борисенко*

*Поступила в редакцию 6 марта 2018 г.,
после доработки — 27 июня 2018 г.*