



СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК 553.411 (571.51)

Богунаевское месторождение золота в неоархейских гнейсах Южно-Енисейского кряжа

Перепечко К. А., Сазонов А. М., Шведов Г. И.

Сибирский федеральный университет, г. Красноярск, Россия

Аннотация. Рассмотрены геохронология метаморфизма, магматизма и золоторудообразование Богунаевского месторождения золото-кварц-сульфидного типа с ресурсами золота около 32,6 т в неоархейской гнейсовой толще Енисейского кряжа. В процессе эксплуатации (1936–1951 гг.) на месторождении добыто 2,3 т металла. Золоторудные тела Богунаевского месторождения пирит-полиметаллически-теллуридного минерального типа расположены среди неоархейских гнейсов с возрастом 2,4–2,7 млрд лет. Гранулитогнейсы кузеевской толщи изначально были обогащены золотом с превышением кларка в 2,5–4 раза. Неоднократный диафорез вмещающих пород, мигматизация, чарнокитообразование (в интервале 1900–450 млн лет) привели к перераспределению металла и концентрированию его в продуктах низкотемпературных метаморфитов и жильно-вкрапленных рудных гидротермалитах.

Низкий промышленный потенциал Богунаевского месторождения золота в сравнении с зарубежными представителями этого промышленного типа объясняется рядом причин. Во вмещающей толще руд Богунаевского месторождения отсутствуют коматиитовые лавы (главный продуцент золота), типичные для литостратиграфических разрезов неоархейских зеленокаменных поясов Северной Америки, Африки, Австралии, Индии. Кроме того, золоторудный процесс в Южно-Енисейском кряже среди гранулитогнейсов неоархея проявился в каледонское время (540–450 млн лет) в период становления в рудном районе гранитоидного интрузива (521–374 млн лет), что отличает этот процесс от неоархейского золоторудогенеза упомянутых зеленокаменных поясов.

Ключевые слова: неоархей, геохронология, золоторудообразование, золото-кварц-полиметаллически-теллуридный минеральный тип, промышленный потенциал.

Для цитирования: Перепечко К. А., Сазонов А. М., Шведов Г. И. Богунаевское месторождение золота в неоархейских гнейсах Южно-Енисейского кряжа. Руды и металлы. 2026. № 3. С. 83–106. DOI: 10.47765/0869-5997-2026-10015.

Bogunay gold deposit in Neoarchean gneisses of the South Yenisei Ridge

Perepechko K. A., Sazonov A. M., Shvedov G. I.

Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia

Abstract. The paper considers the geochronology of metamorphism, magmatism, and gold ore formation at the Bogunay gold-quartz-sulfide deposit with the gold resource of approximately 32.6 t, localized in the Neoarchean gneisses of the Yenisei Ridge. During its operation (1936–1951), 2.3 t of the metal were extracted. Gold ore bodies of the Bogunay deposit of the pyrite-polymetallic-telluride mineral type occur among Neoarchean gneisses aged 2.4–2.7 Ba. The granulite-gneiss of the Kuzeyeva Sequence were initially enriched in gold, exceeding the geochemical clark by 2.5–4 times. Repeated diaphthoresis of the host rocks, migmatization, and charnockite formation (in the time interval of 1900–450 Ma) caused redistribution of the metal with its concentration in products of the low-temperature metamorphism and in vein-disseminated hydrothermal mineralization.

The low industrial potential of the Bogunay gold deposit, compared to foreign representatives of this industrial type (500–1000 t), is explained by a number of factors: the host rocks of the Bogunay ore deposit lack komatiite lavas (the main gold producer) typical of lithostratigraphic sections of Neoarchean greenstone belts of North America, Africa, Australia, and India. In addition, the gold ore-forming process in the South Yenisei Ridge among Neoarchean granulite-gneisses took place in the Caledonian time (540–450 Ma ago), during emplacement of a granitoid intrusion in the ore region (521–374 Ma), which distinguishes it from the Neoarchean gold ore genesis in the above mentioned greenstone belts.

Keywords: Neoarchean, geochronology, gold ore formation, gold-quartz-polymetallic-telluride mineral type, industrial potential.

For citation: Perepechko K. A., Sazonov A. M., Shvedov G. I. Bogunay gold deposit in Neoarchean gneisses of the South Yenisei Ridge. Ores and metals. 2026. No. 3. pp. 83–106. DOI: 10.47765/0869-5997-2026-10015.



Введение

Богунаевское месторождение расположено в Рыбинском районе Красноярского края в 25 км севернее г. Зеленогорск, с которым связано шоссейной дорогой. Золотоносные кварцевые жилы в бассейне р. Богунай обнаружены А. С. Хоментовским в 1934–1935 гг. в процессе геологической съёмки архейских толщ юго-восточной части Южно-Енисейского края (ЮЕК) масштаба 1 : 500 000.

Золоторудные проявления в зеленокаменных поясах щитов обязаны повышенным вниманием к себе гигантскими запасами и высокими содержаниями золота. Они составляют основу золотодобывающей промышленности Австралии, Канады, Центральной Африки [25–31]. Месторождения этого типа имеют неархейский возраст (2,7–2,4 млрд лет). Руды относятся к теллуриднему золото-кварцевому типу с различным содержанием сульфидов. Наиболее тесная связь золота с пиритом. Золото в составе теллуридов и самородное свободное, часто тонкое и мелкое. Обильная теллуридная минерализация и электрум содержатся в кварц-полисульфидных образованиях. Характерной особенностью руд является подчинённое количество арсенопирита, но при его присутствии в рудах устанавливается повышенная золотоносность.

Цель статьи заключается в рассмотрении и выявлении особенностей строения, состава и изотопного возраста вмещающих толщ и руд, условий образования источников золота Богунаевского месторождения золота.

Методы лабораторных исследований

Лабораторные исследования проведены на эталонных образцах коллекции пород и руд месторождений Богунаевское и Кузеевское, береговых обнажений р. Кан профессора А. М. Сазонова (1982–2020), доцента Г. И. Шведова, студента СФУ А. С. Горина и аспиранта СФУ К. А. Перепечко (2024–2025).

Электронно-микроскопическое изучение состава минералов и структур агрегатов руд месторождения выполнено на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega III SBH с интегрированной системой энергодисперсионного микроанализа Oxford X-Act в лабора-

тории R&D центра «Норникель» ИЦМ СФУ (операторы Б. М. Лобастов и С. А. Сильянов). Химический состав золотин определялся с пределом обнаружения 0,5 мас. %.

Изотопы U, Th, Pb в цирконах анализировались в лаборатории Музея минералогии и геологии (г. Дрезден) с помощью масс-спектрометра LA-SF-ICP-MS (аналитик У. Линнеманн). Нормирование результатов проводилось по сертифицированным данным международного стандартного образца GJ-1, разработанного Национальным ключевым центром по геохимической эволюции и металлогении континентов Австралийского исследовательского совета (ARC GEMOC).

Изотопный анализ Rb, Sr, Sm и Nd производился на мультиколлекторном масс-спектрометре TRITON в статическом режиме.

Построение изохронных зависимостей и вычисление возраста исследованных пород, а также первичного отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ и параметра ε_{Nd} осуществлялось по программе ISOPLOT с использованием следующих значений констант: $\lambda_{^{87}\text{Rb}} = 1,42 \times 10^{-11} \text{ год}^{-1}$, $\lambda_{^{147}\text{Sm}} = 6,54 \times 10^{-12} \text{ год}^{-1}$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}) = 0,512636$, $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}) = 0,1967$ [1, 2].

При расчётах вводились следующие значения относительных погрешностей определения Rb-Sr и Sm-Nd данных: 0,5 % – для отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, 0,5 % – для отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, 0,01 % – для отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, 0,005 % – для отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Определение параметра ε_{Nd} производилось с точностью $\pm 0,5$.

Результаты и обсуждение исследований

Геология района. Ангаро-Канский выступ докембрийской складчатой области, представляющий собой гранито-гнейсовый купол северо-западного простирания, сложен архей-раннепротерозойскими метаморфическими и интрузивными магматическими образованиями (рис. 1) [7, 8, 22]. Раннепротерозойские толщ со стратиграфическим и в северной части региона угловым несогласием залегают на гнейсах архея. За пределами ЮЕК в локальных впадинах раннедокембрийские образования

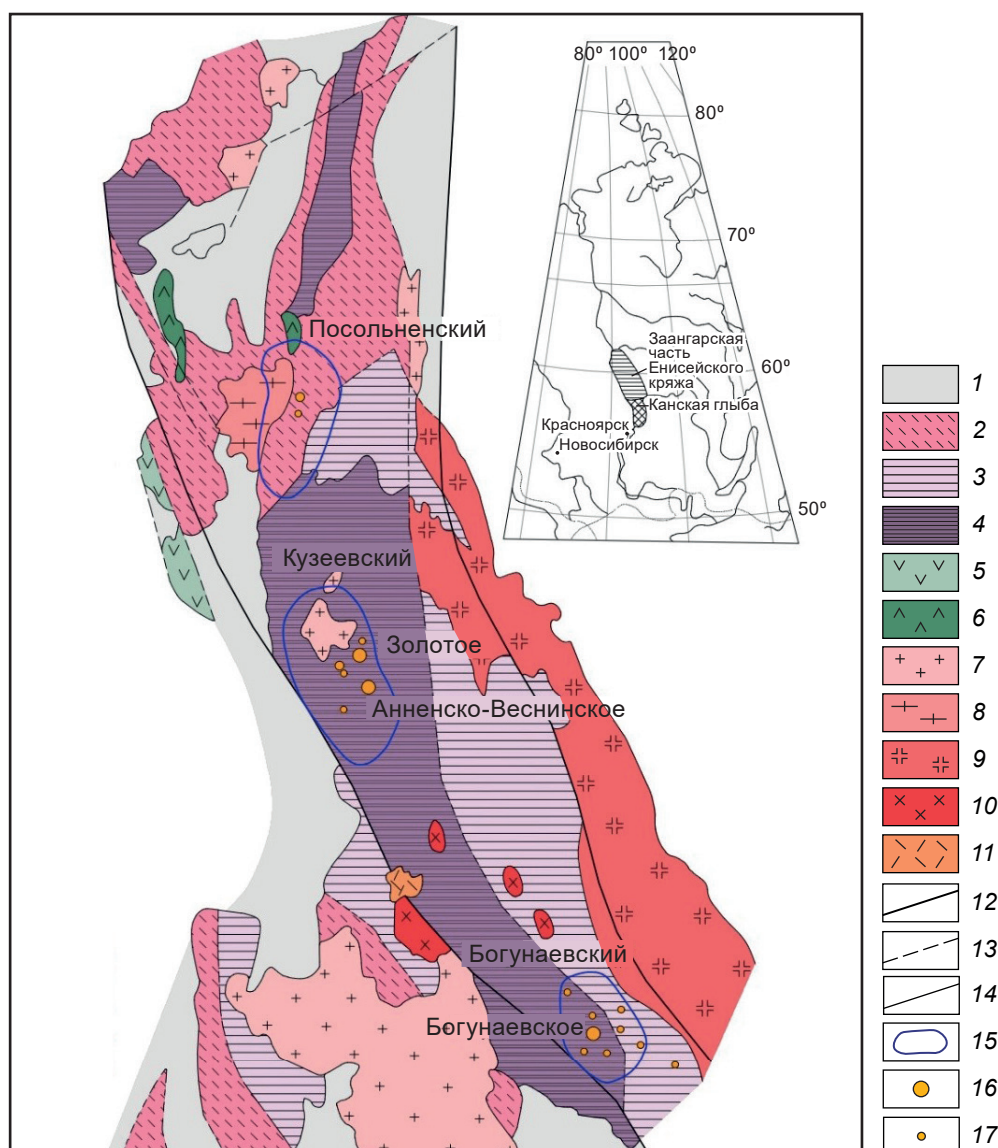


Рис. 1. Схема геологического строения Канской глыбы:

1 – протерозойские и фанерозойские отложения; 2 – енисейская (веснинская) серия; 3, 4 – канская серия: 3 – атамановская толща, 4 – кузеевская толща; 5, 6 – метабазиты: 5 – ярлычихинского комплекса, 6 – кимбирского комплекса; 7–10 – гранитоиды: 7 – татарско-аяхтинского и более молодых комплексов, 8 – посольненского комплекса, 9 – Таракского массива, 10 – архейского возраста; 11 – вулканиты и гипабиссальные образования Севернинской депрессии; 12 – глубинные разломы; 13 – дизъюнктивы низших порядков; 14 – геологические границы; 15 – золоторудные узлы и их названия; 16 – месторождения золота; 17 – рудопоявления золота

Fig. 1. Schematic map showing geological structure of the Kan Block:

1 – Proterozoic and Phanerozoic deposits; 2 – Yenisei (Vesnina) Series; 3, 4 – Kan Series: Atamanovo (3) and Kuzeyeva (4) sequences; 5, 6 – metabasites: Yarlychikha (5) and Kimbir (6) complexes; 7–10 – granitoids: Tatar-Ayakhta and younger suites (7), Posolsky Suite (8), Tarak massif (9), Archean (10); 11 – volcanics and hypabyssal formations of the Severninsky depression; 12 – deep-seated faults; 13 – lower-order disjunctives; 14 – geological boundaries; 15 – gold ore clusters and their names; 16 – gold deposits; 17 – gold occurrences

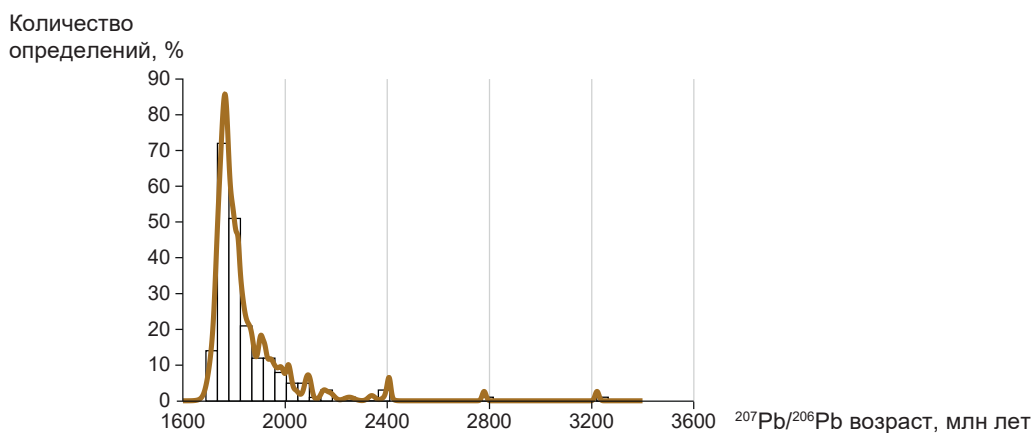


Рис. 2. Обобщённая возрастная вероятность для образцов гиперстеновых, кордиеритовых и гранатовых гнейсов канского метаморфического комплекса

Fig. 2. Generalized age probability for specimens of the hypersthene, cordierite, and garnet gneisses from the Kan metamorphic complex

перекрыты угленосными осадками юрского времени.

Гнейсы архея канского метаморфического комплекса, регионально метаморфизованные в условиях гранулитовой фации метаморфизма, разделены (снизу вверх) на кузеевскую и атамановскую метаморфические серии. Кузеевскую метасерию составляют существенно гиперстеновые, гранат-гиперстеновые плагиогнейсы и двупироксеновые кристаллические сланцы, имеющие в средней части разреза горизонты гранат-двуполевошпатовых, а в верхней – кордиеритсодержащих разновидностей гнейсов. В составе атамановской метасерии доминируют силлиманит-гранат-кордиеритовые и гранат-биотитовые гнейсы и биотит-кордиеритовые кристаллические сланцы. Реконструкция состава гнейсов на диаграмме А. А. Предовского показывает принадлежность исходных пород к магнезиально-железистым туффитам и малоглинистым грауваккам [20]. Видимая мощность канского метаморфического комплекса 4000–4500 м. Граница между сериями проводится условно по уменьшению содержания гиперстена в породообразующих количествах в кузеевской метасерии и появлению кордиерита в породообразующих количествах – в атамановской. Архейский возраст комплекса определён по монацитам из чарнокитов 4100 ± 200 млн лет

[6], а по согласованным данным свинцово-изохронного и рубидий-стронциевого методов составляет около 2600 млн лет.

Результаты геохронологических изотопных исследований цирконов из гнейсов канского метаморфического комплекса, выполненных У. Линнеманном в лаборатории геохронологии Музея минералогии и геологии (г. Дрезден) на материалах из коллекции авторов, отражены на рис. 2. Они указывают на начало кристаллизации циркона на рубеже 3221 ± 15 млн лет назад (в палеоархее) и последующие неоднократные изменения U-Pb системы вплоть до раннего протерозоя (1832 млн лет назад). Эти данные позволяют считать возможной метаморфическую природу части зёрен, при этом нельзя исключить аллохтонный характер некоторых зёрен, особенно с редкой встречаемостью [20].

Расчёт модельного возраста по распределению изотопов Sm и Nd в валовых пробах гнейсов и входящим в их состав гранату и пироксену подтверждает древний возраст их исходного субстрата (табл. 1). Значения $T(DM)$ варьируют в пределах 2,4–2,7 млрд лет, что вполне соответствует результатам абсолютно датирования детритовых цирконов в гранулитах Ангаро-Канского выступа – 2700 ± 180 млн лет [1, 2], 2,7–2,3 млрд лет [24]. В то же время модельный возраст собственно гра-

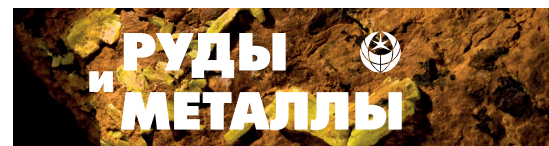


Табл. 1. Распределение изотопов Sm и Nd в валовых пробах гнейсов и входящих в их состав гранате и пироксене

Table 1. Distribution of Sm and Nd isotopes in bulk samples of the gneisses and in their constituent garnet and pyroxene

Образец	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	T(DM), млн лет
14-1 wr гранат-ортоклазовый	9,818	55,380	0,1072	0,511428	2453
14-1 grt H_2SO_4	2,673	0,548	2,9620	0,529691	917
43 wr чарнокит	1,624	11,410	0,0860	0,511299	2200
43-2 grt	1,681	3,680	0,2761	0,511971	
49 wr гиперстен-ортоклазовый	4,680	25,540	0,1107	0,511518	2405
49-2 grt	2,070	1,349	0,9292	0,518588	1158
50 wr двупироксеновый	10,480	55,200	0,1148	0,511514	2509
50-2 grt	3,256	4,196	0,4692	0,513294	
50-4 px	3,732	17,390	0,1297	0,511672	2667
44 wr гранат-гиперстеновый	2,076	10,660	0,1177	0,511570	2496
44-2 grt	4,230	1,373	1,8690	0,530503	1595
48 wr гранат-ортоклазовый	12,990	71,520	0,1098	0,511490	2424
48-2 grt	5,306	2,523	1,2730	0,518703	800

Примечание. wr – валовые пробы гнейсов, grt – гранат, px – пироксен.

натов имеет отчётливую тенденцию к омоложению со значениями 0,8–1,2 млрд лет. Этот аспект может иметь важное значение для интерпретации самой природы граната – индикатора метаморфических и ультраметаморфических преобразований древних гнейсов в периоды неоднократной мигматизации.

Возраст толщи вмещающих пород месторождений золота в ЮЕК (Богунаевское, Кузевское) – 2,7–2,4 млрд лет – частично совпадает с возрастом вмещающих пород месторождений золота в неоархейских толщах золоторудных регионов Канады (месторождения Канадский Малартик, Поркьюпайн, Хемло), Танзании (месторождения пояса Гейта), Конго (месторождения района Кибали), Австралии (месторождения региона Калгурли, юго-запада кратона Йилгарн), – 2,7–2,64 млрд лет [25–32]. С этого периода в континентальной коре Земли начинается промышленная рудогенерация золота.

К интрузивным породам архея относятся ультрамафит-мафиты кимбирского комплекса (NA-PP, по А. Э. Исоху и др. [4]), представленного дифференцированными разностями от дуни-тов, перидотитов до габбро-норитов и габбро-

до анортозитов. Среди пород атамановской метасерии они встречаются значительно реже в виде маломощных послойных тел метагэбброидов. По последним данным [4], породы Зимовейнинского массива, эталона комплекса, образовались в интервале 576–546 млн лет назад. Среди неоархейских гнейсов развиты пластовые тела чарнокитов богунайского комплекса (2,7–2,6 млрд лет) и ортоклазовые гранитоиды берёзовского комплекса (2,55 млрд лет) [10]. Контакты интрузивных образований с вмещающими гнейсовыми толщами неоархея расплывчатые с постепенными переходами.

На восточном фланге Ангаро-Канского выступа расположен Таракский массив гранитоидов палингенно-анатектического типа, сформировавшийся в эпоху мощной гранитизации на рубеже архея и раннего протерозоя. Ультраметаморфизм таракского времени (1850–1890 млн лет [10]) в пределах площади выразился в проявлениях наложенной на гнейсы инъекционной мигматизации.

Позднее произошло внедрение Нижнеканского двухфазного интрузива. Первая фаза представлена диоритами, тоналитами, грано-

диоритами, биотит-амфиболовыми плагиогранитами, вторая – биотитовыми и биотитомусковитовыми порфиробластическими гранитами. К-Ag определения по микроклину порфиробластов гранита – 374–396 млн лет, по валовым пробам гранитов – 521 млн лет. На севере региона, в районе Кузеевского месторождения золота, обнажается Белогорская интрузия гранитов, одновозрастная нижнеканским гранитам. U-Pb абсолютный возраст по циркону из гранит-порфира – $437,8 \pm 4,1$ млн лет (определение выполнено У. Линнеманном).

Приблизительно в 10 км северо-западнее Богунаевского месторождения в стержневой области Приенисейского разлома закартирован Севернинский палеовулкан раннетриасового возраста [22]. В составе вулканической постройки принимают участие дайки лимбургитов, трахидолеритов (243 млн лет), гипабиссальных щелочных сиенитов (222, 225 и 235 млн лет), гранит-порфиоров, щелочных гранитов (225 млн лет), лавовые покровы трахириолитов, риолитов (255 млн лет) и игнимбритов. Абсолютные датировки получены по материалам К-Ag исследования валовых проб авторской коллекции в изотопной лаборатории ИГМ СО РАН и в процессе камеральных работ групповой геологической съёмки масштаба 1 : 50 000 [21]. Позднее В. А. Верниковским с соавторами [5] опубликованы данные о Pb-U возрасте циркона из щелочного трахита Севернинского палеовулкана – 240 ± 3 млн лет. Раннемезозойский магматизм в ЮЕК, возможно, связан с тектонической активностью при формировании Приенисейской (Тегульдетской) впадины в западном обрамлении Канского выступа.

Геология месторождения. Месторождение Богунаевское занимает площадь около 4 км². С поверхности оно разведано канавами и буровыми скважинами на глубину до 250 м. Руды вскрыты подземными выработками на глубину 153 м по вертикали, или на 230 м по падению жил. По простиранию рудные тела прослежены горными выработками на расстояние 1690 м. Всего на месторождении пройдено 9000 м подземных выработок. Эксплуатация месторождения велась с 1936 г. по

1951 г. В процессе добычных работ руда обрабатывалась на золотоизвлекательной фабрике с улавливанием золота гравитацией, амальгамацией, флотацией и цианированием с извлечением до 90–95 %. Всего на месторождении было добыто 2292 кг металла, остаточные запасы по категориям А–С₂ составляют 6553,7 кг, по категориям ресурсов Р₁–Р₃ – 32,6 т [23].

Структура месторождения определяется приуроченностью его к северо-западному крылу Богунаевской антиклинали, осложнённой складчатостью высших порядков и разрывными нарушениями (рис. 3) [22]. Простирание мелких складок меняется с северо-восточного на субмеридиональное и северо-западное. Размах крыльев складок варьирует от десятков сантиметров до десятков метров. Наиболее крупные разрывные нарушения имеют северо-западную ориентировку и представлены нередко зонами милонитов; все они являются оперяющими структурами лежащего бока Приенисейского глубинного разлома, ограничивающего месторождение с северо-востока. Северо-восточные и субмеридиональные нарушения представлены разрывами сбросо-сдвигового характера и диафторигенными преобразованиями гранулитогнейсов. Многие разрывы сопровождаются приразломной складчатостью, глаукофановыми и дистеновыми диафторигенными blastomylonitami. Месторождения золота неогарейских зеленокаменных поясов Северной Америки, Центральной Африки, Австралии со средними ресурсами Au ~500–1000 т приурочены к крупным глубоко залегающим вязко-хрупким зонам разломов, мелкой складчатости и смятия шириной от десятков до сотен метров, с которыми связаны минерализованные зоны и продуцирующие их интрузии [25–31]. В эти структуры проникают золотоносные флюиды, насыщенные H₂O–CO₂, углеводородами, и расплавы из верхней мантии и нижней коры.

Породы вмещающей толщи, относящиеся к канскому метаморфическому комплексу, представлены пироксено-гранатовыми гранулитогнейсами с преобладанием плагиоклазовых их разностей над калишпатовыми.

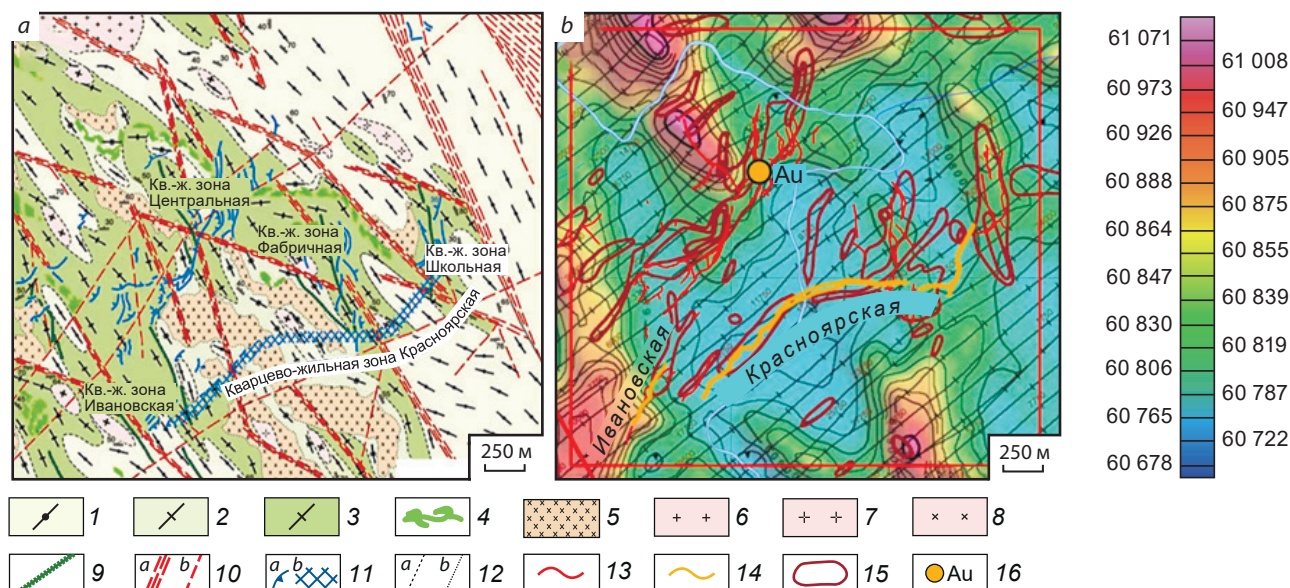


Рис. 3. Строение Богуняевского месторождения (составил А. М. Сазонов):

a – геологическая карта месторождения; *b* – схема магнитного поля (показана интенсивность аномального магнитного поля, нТл по данным аэрогеофизической съёмки 2006 г.); 1–3 – гнейсы: 1 – гранатовые, 2 – силлиманитовые и кордиеритовые, 3 – гиперстеновые; 4 – метагабброиды кимбирского комплекса (двупироксеновые породы); 5 – чарнокиты богуняевского комплекса; 6 – лейкократовые, аляскистовые граниты и гнейсограниты берёзовского (?) комплекса; 7 – крупнозернистые и пегматоидные гранитоиды архейского (?) и протерозойского возраста; 8 – артериты; 9 – дайки диабазов протерозойского возраста; 10 – нарушения: *a* – дизъюнктивы, *b* – милониты; 11 – рудные тела: *a* – кварцевые жилы, *b* – кварцево-сульфидные прожилково-вкрапленные зоны; 12 – геологические границы: *a* – разновидностей гнейсов, гранитных тел, артеритов, *b* – тел чарнокитов; 13 – кварцевые жилы; 14 – минерализованные зоны; 15 – вторичные геохимические аномалии цинка (100–500 ppm); 16 – Богуняевское месторождение рудного золота

Fig. 3. Geology of the Bogunay deposit (compiled by A. M. Sazonov):

a – geological map; *b* – magnetic field of the Bogunay deposit (intensity of the anomalous magnetic field (nT), based on 2006 aerogeophysical survey data); 1–3 – gneisses: 1 – garnet gneiss, 2 – sillimanite cordierite gneiss, 3 – hypersthene gneiss; 4 – metagabbroids of the Kimbir Complex (two-pyroxene); 5 – charnockites of the Bogunay Complex; 6 – leucocratic and alaskitic granites and granite-gneisses of the Berezovsky (?) Complex; 7 – coarse-grained and pegmatoid granitoids of Archean (?) and Proterozoic age; 8 – arterites; 9 – diabase dikes of Proterozoic age; 10 – structural features: *a* – faults, *b* – mylonites; 11 – ore bodies: *a* – quartz veins, *b* – quartz-sulfide veinlet-disseminated zones; 12 – geological boundaries: *a* – between gneiss varieties, granite bodies, and arterites, *b* – of charnockite bodies; 13 – quartz veins; 14 – mineralized zones; 15 – secondary geochemical anomalies of zinc (100–500 ppm); 16 – Bogunay gold ore deposit

Обычны биотитовые, силлиманит- и кордиеритсодержащие разности парагнейсов и прослои пироксено-плагиоклазовых пород и метагабброидов. Тела чарнокитов и биотито-гранатовых гнейсогранитов берёзовского (?) комплекса располагаются в граничной области гиперстеновых с кордиерит-силлиманитовы-

ми гнейсами и имеют постепенные переходы к вмещающим породам. Широко распространены дайки пород основного состава. По данным эксплуатационной документации выделены три разновозрастных группы дорудных даек долеритов и пострудные дайки габбродолеритов и гранит-порфиров. В 7,5 км к

юго-западу от рудного поля обнажаются гранитоиды Нижнеканского массива.

Гнейсы диафторированы в условиях от амфиболитовой до зеленосланцевой фаций. Диафториты особенно широко и наиболее полно проявлены в центральной части месторождения, где выявляется ряд мелких антиклиналеподобных структур северо-восточного и субмеридионального простираний. Данные структуры в плане имеют причудливые амёбовидные очертания, в обобщённом виде занимая секущее (северо-восточное) положение по отношению к генеральным северо-западным элементам залегания первичных пород. На глубину, в разрезах, фиксируется резко секущий характер диафторигенных структур по отношению к первичным структурным элементам. Кварцево-жильные рудные тела локализованы в крыльях биотитовых изоград структур диафторитов. Наиболее благоприятны для размещения кварцевых жил области развития биотито-зеленосланцевых диафторитов.

Гидротермальные изменения вмещающих пород. В пределах месторождения распространены площадные и линейные метасоматиты. Площадные метасоматиты охватывают значительную часть участков жильного насыщения, приурочены к дорудным структурным образованиям. Степень изменения пород неравномерная, проявляется избирательно и выражается в частичной карбонатизации и серицитизации полевых шпатов, хлоритизации темноцветов и окварцевании. Эти изменения не всегда отличимы от диафторигенно-метаморфических. В зальбандах кварцевых жил встречаются оторочки крупнозернистых агрегатов практически мономинеральных бронзита, граната, флогопита, альбит-олигоклаза, отражающие гидротермально-метасоматическое своеобразие кристаллизации кварцево-жильного вещества.

Обычные околожильные метасоматиты представлены окварцеванием, серицитизацией, хлоритизацией, карбонатизацией и пиритизацией гнейсов. Эти изменения выражены непосредственно вблизи жил в полосе шириной до 0,5 м. В рудных телах, залегающих

в породах, заметно изменённых площадным метасоматозом, околорудные изменения незначительны и выражаются в слабом окварцевании и серицитизации. Участки интенсивно изменённых пород обладают повышенной золотоносностью. В этом смысле важным околорудным процессом является пиритизация, проявленная непосредственно вблизи массивных сульфидных руд. Ореолы её имеют мощность 0,3–0,4 м. Пирит находится в форме крупных (до 2 см) метакристаллов кубического габитуса, содержащих включения хлоритизированных и серицитизированных пород, выделения метасоматического кварца, реже реликты гиперстена, граната, биотита. В зальбандах кварцевых жил проявлена вкрапленность сульфидов полиметаллов. Такие ореолы сульфидизации не превышают 0,3 м, проявлены редко и весьма неравномерно.

По мощности и последовательности развития продуктов гидротермального метаморфизма намечается следующий ряд смены новообразованных минеральных парагенезисов от неизменённых пород к рудным жильно-вкрапленным телам: серицит → серицит+хлорит → серицит+хлорит+кварц → кварц+серицит+хлорит+кальцит → серицит+хлорит+кальцит → хлорит+серицит+кальцит+пирит.

Максимальная мощность зональных ореолов не более 3 м. Выявление их в пределах рудных проявлений способствует обнаружению слепых рудных тел.

Характеристика минерализованных пород и руд. Минерализованные гидротермальные образования представлены стержневыми кварцевыми жилами, штокверковыми системами прожилков с агрегатными обособлениями карбонатов и сульфидов среди гидротермально изменённых пород, содержащих золото-серебряную минерализацию. Руды месторождения относятся главным образом к золото-кварц-полисульфидной формации [3, 7, 11].

Содержания золота в промышленных рудных телах прошлых лет отработки составляли от 5 до 100 г/т при средних значениях 8,5 г/т. Распределение золота в рудных жилах столбовое, гнездовое. Рудные столбы приурочены

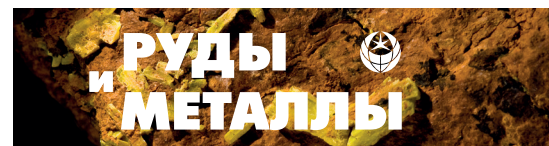


Табл. 2. Распределение золота по классам крупности в исходной руде

Table 2. Gold distribution by size classes in the raw ore

Классы, мм	Выход, %	Массовая доля золота, г/т	Извлечение, %
-1,0+0,4	30,6	13,35	33,1
-0,4+0,315	12,8	7,95	8,2
-0,315+0,16	26,3	7,95	16,9
-0,16+0,074	16,1	18,8	24,5
-0,074+0,0	14,2	15,0	17,3
Итого	100,0	-	100,0
Среднее		12,3	

к участкам пересечения разноориентированных трещин, зон дробления и искривлениям рудолокализирующих трещин.

Химический состав золото-сульфидно-кварцевой руды малой технологической пробы, в мас. %: SiO_2 62,05; TiO_2 0,35; Al_2O_3 6,02; Fe_2O_3 8,34; FeO 5,06; MnO 0,11; CaO 1,06; MgO 0,75; Na_2O 0,11; K_2O 1,75; P_2O_5 0,09; S 5,09. Среднее содержание золота в пробе составило 12,13 г/т. Фазовый состав золота, в %: свободное (амальгамируемое) – 67,2; связанное с сульфидами (цианируемое) – 32,3; связанное с порообразующими силикатными минералами – 0,5 %. Гранулометрический состав золота в гравеоцентрате распределён равномерно (табл. 2).

Класс -0,16+0,074 мм несколько обогащён, а класс -0,4+0,16 обеднён металлом (массовая доля золота 18,8 и 7,95 г/т соответственно). Золото пространственно связано со сфалеритом, пиритом и галенитом, в которых образует зёрна изогнутой, комковатой и крючковатой форм. Макроскопически видимые его зёрна редки. Микроскопические выделения размерами 0,004–0,75 мм дендритовидной, волосовидной и пластинчатой форм обычно приурочены к сульфидам и кварцу. Цвет жёлтый со слабыми буроватым, зеленоватым и серебристым оттенками и радужной побежалостью. Пробность отдельных частиц изменяется от 903 до 180 ‰.

В концентратах обогащения руд обнаружены бурнонит, валлериит, аргентит, самородное серебро, бравоит, кубанит, марказит,

вольфрамит, шеелит, станнин, касситерит, магнетит, молибденит. Комплекс вторичных минералов повсеместно представлен лимонитом, ковеллином, халькозином, малахитом, церусситом, борнитом и смитсонитом.

Типы руд. Сульфидно-кварцевые руды по количественному соотношению сфалерита и галенита делятся на пирит-сфалерит-галенитовый и галенит-пирит-сфалеритовый минеральные типы. От первого ко второму уменьшается содержание в рудах Ag, Pb, Cu и увеличивается содержание Zn и Au. Средние отношения Pb:Zn соответственно составляют 8:1 и 1:30, а Ag:Au – 2,2 и 1,5. Помимо отмеченных компонентов в рудах содержатся медь (0,1–1,0 ‰), вольфрам (0,001–0,1 ‰).

Текстуры руд вкрапленные, массивные и пятнистые, реже брекчиевые, полосчатые и ноздреватые. Структуры руд сплошные и кристаллически-зернистые. Среди минеральных агрегатов обычны брекчиево-катакластические, субграфические, эмульсионно-вкрапленные и скелетные структуры. Руды подразделяются на убого-вкрапленные и сплошные сульфидные. Более обычны вкрапленные сульфидные руды. В зоне окисления распространены богатые и умеренно-богатые окисленные руды. Глубина зоны окисления достигает 90 м, ниже которой следует до 150 м зона цементации.

Кварцевые жилы с золото-полиметаллической минерализацией неравномерно распространены в пределах месторождения, выполняя трещины скола и разрыва. Простирание жил

и жильных зон северо-восточное или субмеридиональное. Рудоносные жилы, как правило, обладают сложной морфологией, часто сопровождаются сетью мелких прожилков и апофиз, с раздувами и утонениями, осложнены выклиниваниями и нередко объединяются в жильные зоны. Протяжённость жил меняется от первых десятков до нескольких сотен метров, а мощность – от первых сантиметров до 2 м.

Минералогия руд. Основу метасоматического и жильного выполнения руд составляют кварц, в меньшей мере карбонаты и силикаты. Распределение сульфидов, главных концентраторов золота, в кварцевых жилах и изменённых породах весьма неравномерное. По общему количественному содержанию сульфидов (1–5 %) рассматриваемые проявления относятся к малосульфидной формации [17].

Преобладающая часть жильного выполнения сложена кварцем (70–95 %). Ассоциирующий с пиритом кварц серовато-бурый, среднезернистый, плотный, массивный. Сфалерит, галенит, кальцит, анкерит и сидерит заключены в белом, серовато-белом кварце с полосчатым распределением ассоциирующих минералов. Количество карбонатов в жилах достигает 15 %. Кальцит и анкерит отмечаются в золотоносных участках жил. Прожилки сидерита секут агрегаты сульфидов.

В составе жил встречаются серицит, хлорит, полевые шпаты, иногда почти мономинеральные крупнозернистые выделения биотита, амфибола, граната, бронзита, апатита, графита, циркона, тяготеющие к зальбандовым участкам жил. К-Ag возраст биотита из оторочки кварцевой жилы – 526–538 млн лет. Кристаллизация кварца в жилах и выщепленных силикатов в зальбандах осуществлялась практически одновременно при выполнении открывающихся трещин и метасоматической сегрегации вещества вмещающих пород.

Сульфидная минерализация в кварцевых жилах начала кристаллизоваться на завершении формирования жил кварца с нерудной минерализацией, но основная их доля образовалась после неоднократного дробления жил.

Золото-пирит-кварцевый минеральный комплекс является ранним образованием и представляет основу рудной массы месторождения. Ранний пирит образует вкрапленность кубической и неправильной форм, яркого лимонно-жёлтого цвета в прожилках кварца и вмещающих их березитов. Преобладающее количество пирита следующей возрастной, или фациальной, разновидности (?) образует неравномернозернистые скопления в виде гнёзд, цементирующих брекчированный материал жил кварца и березитов, до 10 см в поперечнике. Агрегаты ксеноморфных, гипидиоморфных зёрен и кристаллов кубического и пентагон-додекаэдрического облика крайне неравномерной кристаллической и катакластической зернистостей обладают тусклой бледной серовато-жёлтой окраской. В пирите отмечаются пирротин и арсенопирит.

Пирротин редок, встречается в виде реликтовых зёрен внутри метакристаллов пирита, вероятно имел более широкое распространение на раннем этапе рудообразования, но впоследствии был замещён более устойчивым пиритом. В составе пирита включения пирротина изредка содержат пламенивидные зёрна пентландита. При замещении пирротина пиритом образуется избыток железа, который реализуется в виде мелких включений магнетита в пирите. Обычно включения пирротина размером 0,005–0,05 мм наблюдались в халькопирите и железистом сфалерите, реже они обнаруживаются в виде рассеянной вкрапленности в галените, кварце. Иногда пирротин образует маломощные самостоятельные прожилки. Химический состав минерала, в мас. %: Fe 59,16; S 39,44; Pb 0,01; Bi 0,063.

Арсенопирит незначительно распространён, образуя мелкие зёрна в кварц-пиритовых агрегатах.

Золото в раннем минеральном комплексе отмечается в жильном кварце, в виде включений и прожилках в пирите. Золото средней (780–860 ‰) пробы. В прожилках среди березитов золото содержит включения кварца, мусковита, хлоритоида, доломита, гётита, циркона и монацита. Морфология частиц ангедральная – изометричная и интер-



стиционная, – амёбовидная, с выступами и углублениями. Это золото имеет пробность 780–810 ‰. Крупное самородковое золото в жильном кварце имеет агрегатные сростания с водяно-прозрачным кварцем, отличающимся по цвету от кварца вмещающей среды. Количество кварца в золото-кварцевых сростках – 30–40 %. Ассоциирующий минеральный комплекс во включениях частиц золота представлен кварцем, альбитом, хлоритоидом, хлоритом и сидеритом. Пробность этой разновидности золота – 840–860 ‰.

Золото-кварц-халькопирит-сфалеритовый минеральный комплекс количественно уступает золото-кварц-пиритовому. Минеральные агрегаты комплекса обычно распространены среди ранних кварц-пиритовых и кварцевых образований, подчёркивая телескопирование разновозрастных минеральных ассоциаций. Секущее положение прожилковых и линзовидных минеральных агрегатов стадии и коррозионные границы между ними подчёркивают самостоятельность и более позднее формирование сульфидов полиметаллов. В составе минерального комплекса развиты пирит, сфалерит, халькопирит и золото. Пирит образует рассредоточенную кристаллическую вкрапленность, отличается идеальной кубической формой, насыщенной соломенно-жёлтой окраской и сильным металлическим блеском.

Сфалерит присутствует в двух разновидностях. Ранняя генерация, наиболее распространённая, – железистая, тёмно-коричневого цвета, ассоциирует с пирротином и пиритом. Ранний пирит замещается сфалеритом с образованием скелетных структур или обособляется в прожилки и пятнистые ситовидные агрегаты зёрен. Железистый сфалерит содержит эмульсионную вкрапленность халькопирита и пирротина, образуя с последними субграфические сростания. Химический состав минерала, в мас. %: Fe 8,77; Zn 55,97; S 33,56; Cd 0,384; Cu 0,031.

Более поздняя, маложелезистая генерация сфалерита встречается в карбонатных прожилках. Сфалерит этой разновидности имеет жёлто-коричневатую окраску и незначительные размеры (2,0–3,0 мм); его химический со-

став, в мас. %: Fe 1,86; Zn 61,9; S 32,97; Cu 0,86; Bi 0,058; Cd 0,28.

Халькопирит образует вкрапленность мелких зёрен, реже гнездовые скопления и прожилки в пирите, сфалерите, иногда в кварце и анкерите. В сростании с халькопиритом внутри пирита наблюдаются редкие пластинчатые зёрна кубанита. В единичных случаях в сростании с халькопиритом и пиритом был обнаружен мелкий молибденит. Распространена эмульсионная вкрапленность халькопирита в сфалерите. Содержание его в руде достигает 1,0–2,0 %. Химический состав халькопирита, в мас. %: Fe 29,72; Cu 33,8; Zn 0,06; S 34,86; Pb 0,1; Bi 0,03.

Золото в сростании с железистым сфалеритом и халькопиритом пробностью 880–903 ‰ контактирует с корродирующим его галенитом, образует зёрна изогнутой, комковатой и крючковатой форм. Микроскопические выделения размерами 0,004–0,75 мм дендритовидной, волосовидной и пластинчатой форм. Макроскопически видимые его зёрна редки.

Золото-серебро-теллуридный комплекс. Золотосодержащий минеральный комплекс имеет микроскопическое распространение и завершает гидротермальный процесс. Матрицу минерального комплекса представляет галенит, который образует прожилки и гнезда до 30 см в поперечнике, обычно в ассоциации со сфалеритом и халькопиритом. Состав галенита, в мас. %: Pb 83,6; S 13,2; Zn 0,45; Se 0,34; Bi 1,52; Ag 0,33. Теллуриды ассоциируют со сфалеритом и халькопиритом, активно их корродируя (рис. 4). Реже отмечаются сростания галенита с халькопиритом.

Промышленная ценность этой ассоциации минералов проблематична ввиду чрезвычайно мелкой зернистости её агрегатов. Геохимическими показателями её присутствия в рудах являются повышенные концентрации в них Ag, Au, Ni, Pb, Bi, Te, Se, Sb в виде главных минералообразующих элементов, кроме Se, который в виде примеси определён в галените и ашамальмите ($Pb_{6-3x}Bi_{2+x}S_9$). Теллуриды распространены в халькопирит-сфалеритовых обособлениях, где заполняют короткие (микроскопические) трещинки и

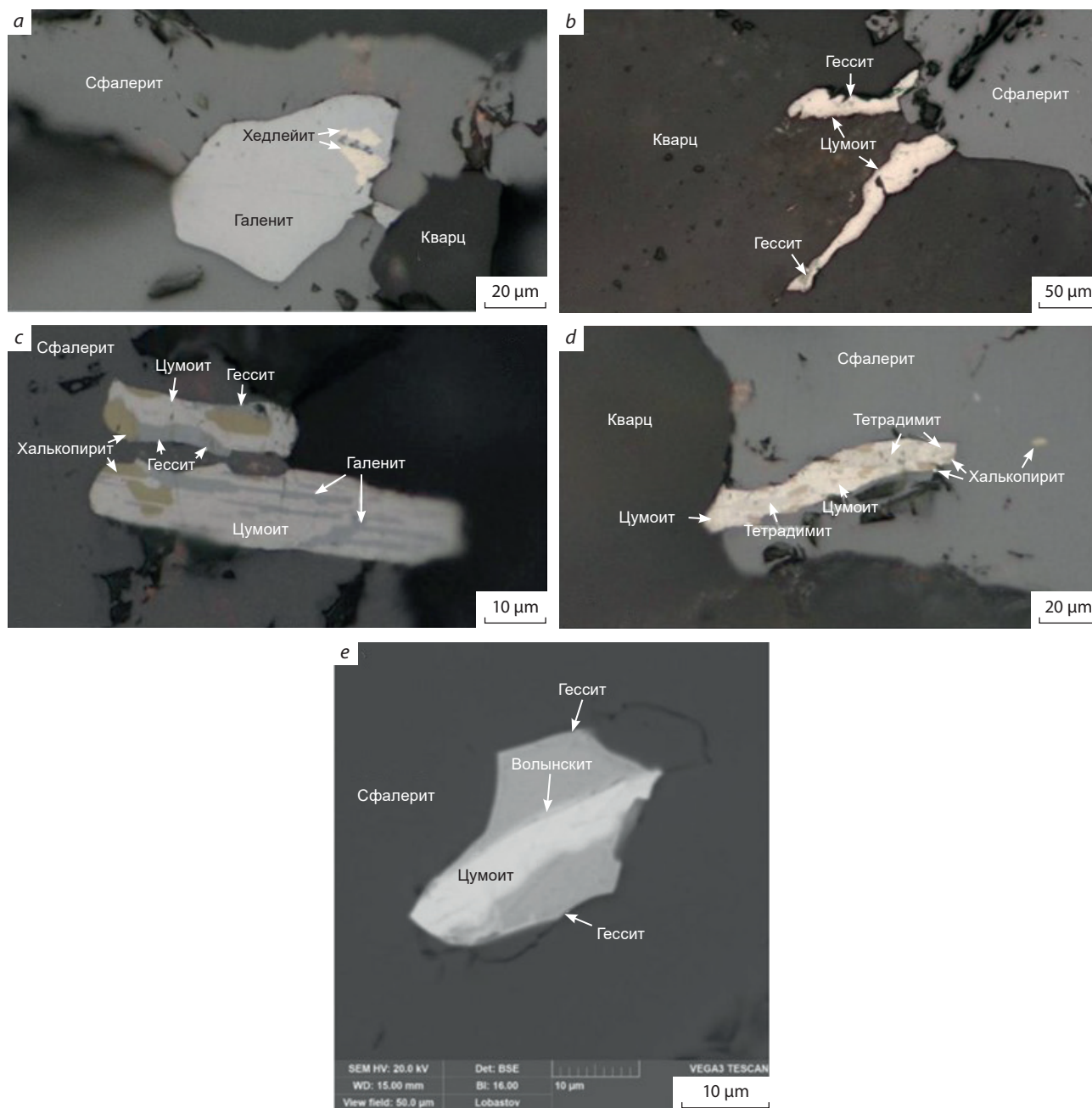


Рис. 4. Взаимоотношения сульфидов и теллуридов в рудах Богунаевского месторождения:

a – зёрна хедлейита в галенитовом включении в сфалерите; *b* – цумоитовые зёрна с включениями гессита в кварце; *c* – цумоит замещает галенит в сфалерите; *d* – цумоит обрастает и замещает халькопирит и тетрадимит в составе сфалерита; *e* – сросток теллуридов серебра и висмута в сфалерите (фото в обратно-рассеянных электронах)

Fig. 4. Relationships between sulfides and tellurides in ores of the Bogunay deposit:

a – hedleyite grains within a galena inclusion in sphalerite; *b* – tsumoite grains with hessite inclusions in quartz; *c* – tsumoite replacing galena in sphalerite; *d* – tsumoite overgrowing and replacing chalcopyrite and tetradymite within sphalerite; *e* – intergrowth of silver and bismuth tellurides in sphalerite (back-scattered electron image)



межгранулярные участки агрегатов железистого сфалерита и халькопирита. Практически всегда в составе агрегатов минералов теллуридного комплекса отмечаются низкопробное золото (795–799 и 694–698 ‰), электрум (581–586 ‰), кюстеллит (180 ‰), акантит Ag_2S , серебро- и золотосодержащие теллуриды (гессит Ag_2Te ; эмпресит AgTe ; петцит Ag_3AuTe_2 ; вольтинскит Ag_2BiTe_2). Среднепробное (800–899 ‰) и низкопробное (700–799 ‰) золото являются реликтовыми минералами кварц-карбонатной и кварц-пиритовой ассоциаций и обычно корродируются теллуридами (рис. 5).

Низкопробное золото (600–699 ‰) и электрум (599–200 ‰) с теллуридами и галенитом имеют прямолинейные границы без видимых следов взаимной коррозии. В составе теллуридного комплекса выделяются две ассоциации, разделённые внутримагматическим перерывом или фацальной средой отложения (?).

Ранняя ассоциация (герсдорфит-золото-электрум-тетрадимитовая) включает последовательный ряд минералов: (герсдорфит, миллерит)+(золото, электрум)+(тетрадимит, пильзенит). Герсдорфит распространён незначительно, имеет мелкие размеры (0,3 мм), идиоморфную кристаллографическую огранку и тесно сростается с галенитом. Химический состав минерала, в мас. %: Fe 5,6; As 44,95; S 19,4; Pb 1,42; Co 1,65; Ni 26,78. Миллерит обнаружен в карбонатном прожилке в небольшом количестве. Минерал находится в непосредственном сростании с халькопиритом и сфалеритом. Форма выделений миллерита большей частью изометричная, размеры выделений небольшие, едва достигают 0,003 мм, а отдельные зёрна – менее 0,001 мм. Тетрадимит ($\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$) и пильзенит (Bi_4Te_3) распространены в составе наиболее крупных агрегатов сфалерита. Оба минерала имеют небольшие размеры (0,01–0,1 мм), образуют сростки друг с другом, а также с халькопиритом. Химический состав тетрадимита, в мас. %: Fe 0,23; Cu 0,1; Zn 1,6; Se 0,15; S 5,1; Pb 5,51; Bi 53,5; Ag 0,04; Cd 0,027; Te 32,5.

Поздняя ассоциация (петцит-галенит-гессит-цумоитовая) представлена петцитом и агрегатами распада твёрдых растворов, нередко

полиминеральной мирмекитоподобной структуры – галенит, гессит, цумоит, хедлейит.

Стадийность минералообразования. Минералогическо-петрографические и структурные наблюдения состава и взаимоотношения минералов руд отражены в парагенетической схеме (табл. 3).

Минералогическая зональность оруденения заключается в развитии галенита в верхних частях жил; содержание его падает с глубиной при возрастании доли сфалерита в рудах. На глубине 80–90 м от поверхности галенит встречается редко. Ещё глубже увеличивается количество пирита в рудах, а в сфалерите возрастает содержание халькопирита. Жилы приобретают почти чисто кварцевый состав.

Для орогенных месторождений золота в неогархейских структурах характерна ассоциация кварца, карбонатов, полевых шпатов, сульфидов, теллуридов и самородных металлов, подобная наблюдаемой в рудах Богунаевского месторождения. Нерудные минералы образуют жильный и штокверковый каркас месторождений. Сульфидная ассоциация (пирит, арсенопирит, халькопирит, сфалерит и галенит) является основной руд. Теллуриды Bi, Pb, Ag, Au наряду с самородными Ag-Au сплавами играют ключевую роль в концентрации золота в микроскопических формах [25–31].

Заключение по генезису месторождения

Рудный процесс связан с гидротермальной деятельностью в метаморфогенно-диафторигенной среде гранулитогнейсов. В структурном плане это выразилось в приуроченности оруденения к зоне зеленосланцевого диафтореза, а в материально-вещественном – в том, что основная масса гидротермального кварцево-жильного выполнения сформирована на базе первичного метаморфогенно-диафторигенного кварцевого материала путём его неоднократного переотложения и перекристаллизации. Начальные преобразования метаморфогенного кварца составляют первую, или начальную (кварц-колчеданную), стадию рудного этапа. Следующая рудная стадия озаглаивалась формированием преобладающей массы шестовато-друзовидного кварца,

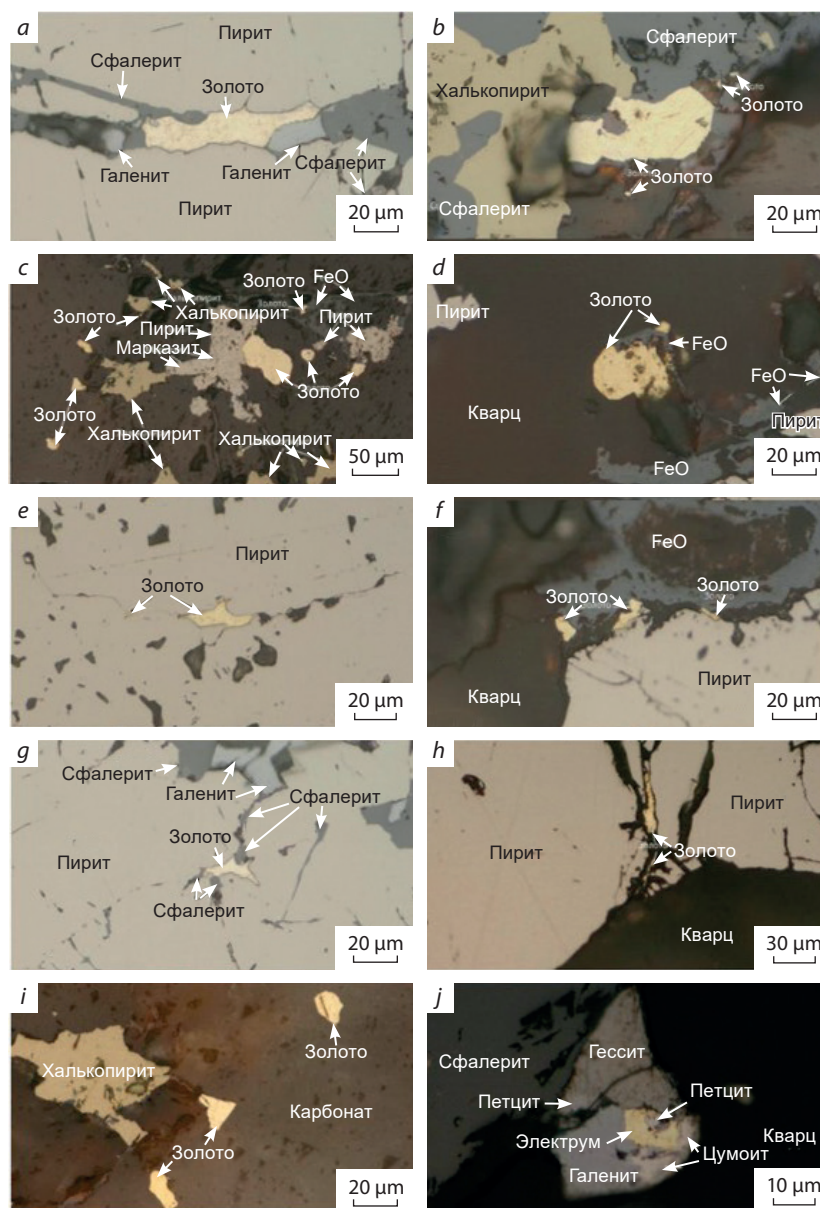


Рис. 5. Формы сростаний самородного золота и электрума с сульфидами и теллуридами в рудах Богуняевского месторождения:

a – электрум в прожилке сфалерита и галенита внутри пирита; *b* – низкопробное золото в сфалерите; *c* – низкопробное золото в карбонате; *d* – самородное золото средней пробы в сростании с гидроокислами железа в кварце; *e* – низкопробное золото в пирите; *f* – низкопробное золото по краям пирита; *g* – низкопробное золото в сростании со сфалеритом в пирите; *h* – низкопробное золото с кварцем в трещине пирита; *i* – зёрна низкопробного золота в карбонате; *j* – электрум в сростании с теллуридами серебра, золота и висмута

Fig. 5. Forms of intergrowth of native gold and electrum with sulfides and tellurides in ores of the Bogunay deposit:

a – electrum in a sphalerite–galena string within pyrite; *b* – low-fineness gold in sphalerite; *c* – low-fineness gold in carbonate; *d* – medium-fineness native gold intergrown with iron hydroxides in quartz; *e* – low-fineness gold in pyrite; *f* – low-fineness gold at pyrite margins; *g* – low-fineness gold intergrown with sphalerite in pyrite; *h* – low-fineness gold with quartz in a pyrite fracture; *i* – low-fineness gold grains in carbonate; *j* – electrum intergrown with silver, gold, and bismuth tellurides

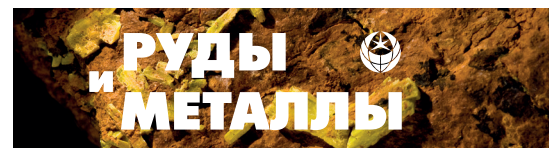


Табл. 3. Парагенетическая схема минералообразования руд

Table 3. Paragenetic scheme of ore mineral formation

	Гидротермальный						Гипергенный
	Березит-жильно-кварцевая		Золото-кварц-пиритовая	Золото-халькопирит-сфалеритовая	Золото-галенит-теллуридная		
	Золото-березитовая	Золото-кварцевая			Золото-тетрадимитовая	Петцит-гессит-цумоитовая	
Кварц	—————	—————	—————	—————	-----	-----	
Альбит	-----	—————					
Карбонаты	—————	—————	—————	—————	—————	—————	
Актинолит	-----	—————					
Биотит	-----	—————					
Бронзит	-----	—————					
Гранат	-----	—————					
Хлорит	-----	—————					
Апатит	-----						
Циркон	-----						
Монацит	-----						
Графит	-----	—————					
Ильменит	-----	—————					
Рутил	-----	—————					
Лейкоксен		-----					
Мусковит	—————	—————					
Пирит	-----	—————	—————	—————			
Пирротин			—————	-----			
Пентландит			-----				
Арсенопирит			—————				
Молибденит				-----			
Магнетит			-----				
Кубанит				-----			
Золото средней пробыности	780–810		840–860	880–903	795–799		—————
Золото низкопробное					694–698		
Электрум					—————		
Кюстелит						—————	
Герсдорфит					—————		
Миллерит					—————		
Сфалерит			-----	—————	-----		
Халькопирит			-----	—————	-----	-----	
Тетраэдрит				—————			
Тетрадимит					—————	-----	
Галенит				-----	-----	—————	
Петцит						—————	
Гессит						—————	
Эмпресит						—————	
Цумоит						—————	
Ашамальмит						—————	
Акантит						—————	
Хедлейит						—————	
Студзит						—————	
Гидроксиды Fe							—————
Борнит							—————
Ковеллин							—————
Церуссит							—————
Халькозин							—————
Смитсонит							—————

Примечание. Горизонтальные линии: толстая – главные минералы, тонкая – второстепенные, пунктирная – аксессуарные. Вертикальные линии: сплошная – тектонические перерывы в отложении минералов, пунктирные – внутростадийные тектонические подвижки, ограничивающие ступени минералоотложения.

сульфидами полиметаллов и выделениями золота. Заключительная рудная стадия проявилась развитием поздних генераций кварца, теллуридов, карбоната и пирита.

Изотопный мониторинг преобразования пород месторождения. Гранулитогнейсовый протолит неоархейского метаморфизма (2700–2400 млн лет; табл. 1) испытал значительные преобразования в процессе протерозойского амфиболитового ультраметаморфизма в промежутке времени от 1900 до 1750 млн лет (уран-свинцовые определения для цирконов из гранат-гиперстеновых мигматизированных гнейсов (рис. 2) и опубликованные геолого-геохронологические сведения по Южно-Енисейскому кряжу [1, 16, 24, 33]). Концентрация конкордантных данных на нижней и верхней границах протерозоя указывает скорее не на «импульсы» метаморфизма, а на «протяжённый» во времени метаморфизм, обусловленный сохранением *PTX*-условий в течение 200–300 млн лет [24] (табл. 4).

Самарий-неодимовые датировки для гранатов варьируют от минимальных значений 800 млн лет до максимальных 1644 ± 9 млн лет. После протерозойского метаморфизма породы находились при температуре 610–650 °С.

Следующее изменение *PTX*-режима произошло в каледонское время, которое определяется, с одной стороны, возрастом метасоматического мусковита 467 ± 5 млн лет, а с другой – возрастом граната 540 ± 29 млн лет и биотита из оторочки кварцевой жилы 526–538 млн лет. Каледонский гидротермальный процесс не мог сколько-нибудь значительно повлиять на уравнивание самарий-неодимовой системы исходных протерозойских гранатов. Очевидно, имело место смешение популяций гранатов – протерозойской и каледонской. В этих гранатах развиты каёмки «обрастаний» различного химического состава. Возраст биотитов и серицитов варьирует в пределах от 507 ± 3 до 658 ± 4 млн лет. Полученные данные определяют время золоторудного процесса и становления Нижнеканской интрузии гранитов. Уран-свинцовые датировки гранитов по цирконам, полученные У. Линне-

манном, соответствуют силурийскому времени (420–440 млн лет). Приведённые значения аналогичны ранее измеренным для слюд Ангара-Канского блока, и они выше возраста метасоматического мусковита, но существенно ниже времени образования слюд в условиях протерозойского метаморфизма, что свидетельствует о значительной потере радиогенного стронция в промежутке времени между метаморфическими событиями. По формуле изотермических потерь [9] можно оценить среднюю температуру за этот период времени 300 ± 50 °С. Таким образом, полученные возрастные значения для биотитов геологически незначимы. Предполагается *T-t* эволюция гранулитов при перемещении из нижней коры в среднюю (протерозойское изменение *PT*-условий) и затем – в верхнюю (раннепалеозойское изменение), сопровождаемое нижнеканским гранитообразованием, березитовым метасоматозом и золотым оруденением. Ступенчатый апплифт соответствует модели аккреционно-коллизийной тектоники, развиваемой рядом авторов [14, 15, 24]. Таким образом, рудообразующий процесс проявился в каледонское время, $(540-526-466 \pm 3,2) \div (461,6 \pm 3,1)$ млн лет назад, в возрастном интервале становления Нижнеканского гранитоидного массива 521–374 млн лет.

Термобарогеохимические параметры гидротермальных растворов. Кварцевые жилы Богунаевского золоторудного месторождения формировались из гидротермальных флюидов, состоящих из H_2O , CO_2 , алифатических, циклических и кислородсодержащих углеводородов, а также азот-, серо- и галогенсодержащих соединений в интервале температур от 220 до 420 °С и давлений от 0,1 до 1,6 кбар, солёности от 2,0 до 19,0 мас. %. Кварцевые жилы испытали воздействие высокосолёных (>40 мас. %) хлоридных флюидов Na-Ca-Fe состава в интервале температур 220–290 °С [18].

Полученные данные свидетельствуют о том, что формирование Богунаевского золоторудного месторождения происходило из коровых водно-углекислотно-углеводородных гетерогенных флюидов в результате длительного и

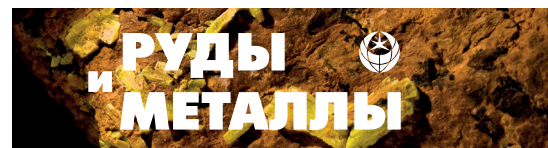


Табл. 4. Этапы преобразования пород

Table 4. Stages of rock transformation

Номера этапов преобразования	Абсолютные датировки, млн лет	Изохроны	Лабораторные номера проб	Краткая характеристика проб
I	1644±9	wr – grt (Sm – Nd)	44	Гранат-гиперстеновый гнейс
II	1315±10	wr – grt (Sm – Nd)	49	Мигматизированный, катаклазированный гиперстен-ортоклазовый гнейс
III	945±7; 975±5	wr – grt (Sm – Nd)	48	Мигматизированный, катаклазированный гранат-ортоклазовый гнейс
IV	766±16; 729±17	wr – grt px – grt (Sm – Nd)	50	Катаклазированный гранатсодержащий ортоклазовый гнейс
V	658±4	wr – bt (Rb – Sr)	44	Гранат-гиперстеновый гнейс
VI	568±6; 560±9	wr – ser (Rb – Sr)	30	Березит. Мигматизированный силлиманитовый гнейс
VII	507±3	wr – bt (Rb – Sr)	48	Мигматизированный, катаклазированный гранат-ортоклазовый гнейс
VIII	467±5	wr – ser (Rb – Sr)	31	Березит

многостадийного процесса. Значимую роль в формировании золотого оруденения играли углеводороды и их производные. Предполагается, что золото транспортировалось как в виде HS-комплексов, так и в виде элементо-органических соединений. На данной стадии изученности наиболее приемлемой моделью формирования Богунаевского месторождения является метаморфическая, принятая для большинства орогенных месторождений золота мира [30].

Источники рудного вещества. Архейский гранулитовый комплекс канской серии обладает повышенной золотоносностью (табл. 5, [19]).

В гиперстен-плагноклазовых гнейсах содержания золота превышают его кларк в 2,5–

4 раза, что подразумевает первичную природу этих значений. Особенно высокие концентрации металла отмечены для разностей основного состава. При мигматизации и гранитизации происходило перераспределение и вынос металла в породы зоны обрамления. В то же время в обрамлении чарнокитов, в гиперстен-ортоклазовых и высокоглинозёмистых гнейсах содержания золота повышены в сравнении с плагноклазовыми разностями. При диафторезе гнейсов происходит перераспределение золота при общем падении его содержаний, особенно резком в амфиболитовых диафторитах, менее заметном в эпидот-амфиболитовых и понижающемся в диафторитах зеленосланцевой фации. Сходные параметры распределения

Табл. 5. Распределение золота в породах месторождения

Table 5. Gold distribution in ore deposit rocks

Порода	<i>n</i>	$X_{\min}$, мг/т	$X_{\max}$, мг/т	$X_{\text{ср}}$, мг/т	<i>V</i> , %
Гранулиты и гнейсы кузеевской толщи неизменённые	12	4,7	36,0	12,2	73
Те же, диафторированные в амфиболитовой фации	16	1,8	7,1	3,3	47
Те же, диафторированные в эпидот-амфиболитовой фации	18	1,7	71,0	9,7	166
Те же, диафторированные в зеленосланцевой фации	14	1,7	36,0	9,0	114
Те же, гидротермально изменённые	8	3,4	185,0	31,5	198
Глинозёмистые гнейсы кузеевской толщи	5	2,0	35,0	14,6	103
Гранулиты и гнейсы атамановской толщи	21	0,1	15,0	4,3	83
Метабазиты архея	10	2,1	80,0	16,8	131
Чарнокиты	6	2,5	16,0	5,8	90
Берёзовские граниты	12	0,7	22,4	3,1	104
Гранитоиды Нижнеканского массива	23	0,7	18,0	4,0	116
Дайки долеритов	5	1,7	7,7	4,3	48

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории ИГМ РАН атомно-абсорбционным методом (аналитик В. Г. Цимбалист).

элемента получены для минерально-петрографических групп гранулитов Украинского щита, Воронежского массива и архейских гнейсов в сечении Кольской сверхглубокой скважины [19]. При зональном диафторезе раннего и позднего протерозоя происходит вынос золота из гранулитовых толщ и обогащение им образований эпидот-амфиболитовой-зеленосланцевой фаций и особенно кварц-карбонат-серицитовых метасоматитов. Это позволяет считать гранулитовый комплекс основания источником металла для гидротермалитов зеленосланцевой фации и предполагать вынос металла по тектонически ослабленным зонам в верхние горизонты.

Результаты изотопных значений серы ($\delta^{34}\text{S}$) сфалерита, пирита, халькопирита и галенита месторождения колеблются в достаточно узком интервале от +0,8 до +3,5 ‰. При этом 80 % определений находятся в ещё более узком интервале от +2,0 до +3,0 ‰, в области мантийного уровня, и не выходят за пределы значений серы гранитоидов [12]. Получены близкие к нашим определениям значения изотопа ^{34}S в пирите и галените – основных рудослагающих минералах, которые варьируют в пределах от -1,6 до +3,2 ‰ и интерпретируются как свидетельство глубинной коровой рудообразующей системы и Нижнеканской гранитоидной интрузии [11, 13].

Выводы

1. Золоторудные тела Богунаевского месторождения золота расположены среди неархейских гнейсов с возрастом 2,4–2,7 млрд лет. Гранулитогнейсы кузеевской толщи изначально были обогащены золотом, превышающим кларк в 2,5–4 раза, и являются источником золота в гидротермалитах. Неоднократный диафторез вмещающих пород, мигматизация, чарнокитообразование (в интервале 1900–450 млн лет) привели к перераспределению металла и концентрированию его в продуктах низкотемпературных метаморфитов и жильно-вкрапленных рудных гидротермалитах. Отличием вмещающей толщи руд Богунаевского месторождения является отсутствие в ней коматиитовых лав, типичных для



литостратиграфических разрезов неоархейских зеленокаменных поясов Северной Америки, Африки, Австралии, Индии.

2. Золоторудный процесс в Южно-Енисейском кряже среди гранулитогнейсов архея проявился в каледонское время (540–450 млн лет) в период становления Нижнеканского гранитоидного интрузива (энергетического и теплового генератора рудообразования), с образованием месторождения с ресурсами золота около 32,6 т, что отличает его от неоархейского золоторудогенеза упомянутых выше зеленокаменных поясов, характеризующихся средними ресурсами золота в месторождениях ~500–1000 т. Источником рудообразующих флюидов и золота Богунаевского месторождения явились неоархейские толщи района и мантийные эманации.

3. Состав, метаморфизм вмещающих пород, их возраст, минералогия руд обнаруживают сходство качественных вещественных параметров оруденения Богунаевского месторождения и классических представителей золоторудных месторождений среди неоархейских гнейсов, но значительно разнятся по возрасту и *РТ*-условиям образования руд. Отложение самородного золота осуществлялось в процессе всех стадий гидротермального минералообразования (а теллуридов – на заклю-

чительной стадии), что является общей особенностью рудообразования золото-теллуридно-полиметаллически-кварцевого типа неоархейских месторождений и рассматриваемого Богунаевского месторождения.

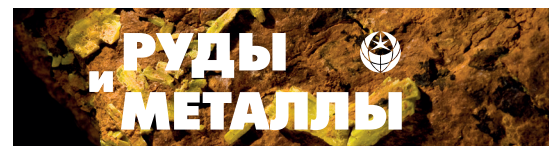
Авторы выражают уважение А. С. Хоментовскому, открывшему месторождение, и геологам треста «Енисейзолото», обслуживавшим добычу и поиски золота на месторождении в 30–40-х годах прошлого столетия. Большой вклад в познание геологии региона и месторождения внесли профессор Томского политехнического института Ю. А. Кузнецов, геологи Ивановской экспедиции Красноярского геологического управления К. А. Заблоцкий, В. Р. Сопрончук, В. В. Семеняко, Красноярского отделения СНИИГГиМСа Л. В. Ли, Ю. П. Бовин, Т. Я. Корнев.

Значительный вклад в изучение вещественного состава гнейсов и руд, изотопного состава минералообразующих элементов, интерпретацию аналитических результатов внесли специалисты лабораторных служб геологических и научных организаций А. А. Томиленко, И. И. Лиханов, А. Д. Ножкин, В. А. Верниковский, М. А. Рябуха, С. А. Сильянов, Б. М. Лобастов, У. Линнеманн, Л. К. Левский, В. П. Сухоруков, Е. А. Наумов, которым авторы безмерно благодарны.

Список литературы

1. Бибикова Е. В., Грачева Т. В., Козаков И. К., Плоткина Ю. В. U-Pb возраст гиперстеновых гранитов (кузеевитов) Ангара-Канского выступа // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42, № 5. – С. 864–867.
2. Бибикова Е. В., Грачева Т. В., Макаров В. А., Ножкин А. Д. Возрастные рубежи в геологической эволюции раннего докембрия Енисейского кряжа // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 1993. – Т. 1, № 1. – С. 35–40.
3. Бровков Г. Н., Ли Л. В., Вызу А. И. и др. Геология и металлогения Енисейского рудного пояса. – Красноярск : СНИИГГиМС, 1985. – 219 с.
4. Верниковская А. Е., Верниковский В. А., Матушкин Н. Ю., Кадильников П. И., Романова И. В., Ларионов А. Н. Адакит-габбро-анортозитовый магматизм заключительного (576–546 млн лет) этапа развития неопротерозойской активной окраины юго-запада Сибирского кратона // ДАН. – 2017. – Т. 477, № 4. – С. 448–454. – doi: 10.7868/S0869565217340138. – EDN: ZWZBMT.
5. Верниковский В. А., Верниковская А. Е., Матушкин Н. Ю., Романова И. В., Бережная Н. Г., Ларионов А. Н., Травин А. В. Проявления палеозойского и раннемезозойского магматизма в раннедокембрийской структуре Южно-Енисейского кряжа // ДАН. – 2010. – Т. 432, № 1. – С. 82–88.
6. Волобуев М. И., Зыков С. И., Ступникова Н. И. Геохронология докембрийских формаций Сая-

- но-Енисейского региона Сибири // Актуальные вопросы современной геохронологии. – М. : Наука, 1976. – С. 96–123.
7. *Заблоцкий К. А.* О золотоносности Ангаро-Канской части Енисейского края // Инвестиционный потенциал минерально-сырьевого комплекса Красноярского края. – Красноярск : КНИИГиМС, 2000. – С. 143–149.
 8. *Кузнецов Ю. А.* Петрология докембрия Южно-Енисейского края // Материалы по геологии Западной Сибири. № 15 (57). – Томск : Зап.-Сиб. геол. упр., 1941. – 240 с.
 9. *Левский Л. К., Морозова И. М., Левченков О. А., Байкова Е. С., Богомолов Е. С.* Изотопно-геохронологические системы в метаморфических породах (о-в Поньгома, Беломорский подвижный пояс) // Геохимия. – 2009. – № 3. – С. 227–244.
 10. *Легенда Енисейской серии Государственной геологической карты РФ м-ба 1 : 200 000 / ред. Л. К. Качевский.* – Красноярск : Красноярскгеолсъемка, 2002. – 200 с.
 11. *Ли Л. В.* Золоторудные месторождения докембрия Енисейского края // Геология и полезные ископаемые Центральной Сибири. – Красноярск : КНИИГиМС, 1997. – С. 184–222.
 12. *Ли Л. В.* Изотопный состав серы сульфидов руд Енисейского края // Доклады Академии наук СССР. – 1979. – Т. 247, № 5. – С. 1261–1264.
 13. *Ли Л. В.* О связи эндогенного оруденения с процессами тектоно-магматической активизации в Ангаро-Канской глыбе // Доклады Академии наук СССР. – 1982. – Т. 263, № 3. – С. 676–679.
 14. *Лиханов И. И., Ревердатто В. В.* Нижнепротерозойские метapelиты северной части Енисейского края: природа и возраст протолита, поведение вещества при коллизионном метаморфизме // Геохимия. – 2011. – № 3. – С. 239–267.
 15. *Лиханов И. И., Ревердатто В. В., Козлов П. С., Травин А. В.* Верхнерифейский возраст кианит-силлиманитового метаморфизма в Заангарье Енисейского края (по ^{40}Ar – ^{39}Ar данным) // ДАН. – 2010. – Т. 433, № 6. – С. 796–801.
 16. *Ножкин А. Д., Борисенко А. С., Неволько П. А.* Этапы позднепротерозойского магматизма и возрастные рубежи золотого оруденения Енисейского края // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52, № 1. – С. 158–181.
 17. *Петровская Н. В.* Самородное золото (общая характеристика, типоморфизм, вопросы генезиса). – М. : Наука, 1973. – 347 с.
 18. *Рябуха М. А., Гибшер Н. А., Томиленко А. А., Бульбак Т. А., Хоменко М. О., Сазонов А. М.* РТХ-параметры метаморфогенных и гидротермальных флюидов: изотопия и возраст формирования Богунайского золоторудного месторождения южной части Енисейского края (Россия) // Геология и геофизика. – 2015. – Т. 56, № 6. – С. 1153–1172. – doi: 10.15372/GiG20150607.
 19. *Сазонов А. М.* Геохимия золота в метаморфических толщах. – Томск : Издательство Томского политехнического университета, 1998. – 168 с.
 20. *Сазонов А. М., Заблоцкий К. А., Линнеманн У., Звягина Е. А., Некрасова Н. А., Наумов Е. А., Сильянов С. А.* Геохронология силлиманиткордиеритовых гнейсов атамановской серии Южно-Енисейского края (Россия) // Литосфера. – 2017. – № 2. – С. 49–59.
 21. *Сазонов А. М., Парначев В. П.* Севернинская палеовулканическая структура юга Енисейского края // Актуальные вопросы геологии и географии Сибири. Т. 1. – Томск : ТГУ, 1998. – С. 137–139.
 22. *Семеняко В. В. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Большой Веснины, Немкиной, Кана. Ангаро-Канская часть Енисейского края. Отчет Богунайской партии о результатах групповой геологической съемки и геологического доизучения м-ба 1 : 50 000 с общими поисками, проведенных в 1984–1990 гг. на Богунайской площади. Листы: О-46-128-Б; О-46-129-А, В, Г; О-46-141-Б; О-46-142-А, Б. – Канск, 1990.
 23. *Сердюк С. С.* Оценка современного состояния и обоснование перспектив освоения минеральных ресурсов Рыбинского района Красноярского края. – Красноярск : КНИИГиМС, 1994. – 179 с.
 24. *Туркина О. М., Бережная Н. Г., Лепехина Е. Н., Капитонов И. Н.* Возраст мафических гранулитов из раннедокембрийского метаморфического комплекса Ангаро-Канского блока (юго-запад Сибирского кратона): изотопный U-Pb и Lu-Hf и редкоземельный состав циркона // ДАН. – 2012. – Т. 445, № 4. – С. 450–458.
 25. *Allibone A., Vargas C., Mwandale E., Kwibisa J., Jongens R., Quick S., Komarnisky N., Fanning M., Bird P., MacKenzie D., Turnbull R., Holliday J.*



Orogenic Gold Deposits of the Kibali District, Neoproterozoic Moto Belt, Northeastern Democratic Republic of Congo // *Geology of the World's Major Gold Deposits and Provinces*. Society of Economic Geologists Special Publication. – 2020. – V. 23. – P. 185–201. – doi: 10.5382/SP.23.09.

26. De Souza S., Perrouy S., Dubé B., Mercier-Langevin P., Linnen R. L., Olivo G. R. Metallogeny of the Neoproterozoic Malartic Gold Camp, Québec, Canada // *Geology of the World's Major Gold Deposits and Provinces*. Society of Economic Geologists Special Publication. – 2020. – V. 23. – P. 29–52. – doi: 10.5382/SP.23.02.
27. Dirks P. H. G. M., Sanislav I. V., van Ryt M. R., Huizenga J.-M., Blenkinsop T. G., Kolling S. L., Kwelwa S. D., Mwazembe G. The World-Class Gold Deposits in the Geita Greenstone Belt, Northwestern Tanzania // *Geology of the World's Major Gold Deposits and Provinces*. Society of Economic Geologists Special Publication. – 2020. – V. 23. – P. 163–183. – doi: 10.5382/SP.23.08.
28. Dubé B., Mercier-Langevin P., Ayer J., Pilote J. L., Monecke T. Gold Deposits of the World-Class Timmins-Porcupine Camp, Abitibi Greenstone Belt, Canada // *Geology of the World's Major Gold Deposits and Provinces*. Society of Economic Geologists Special Publication. – 2020. – V. 23. – P. 53–80. – doi: 10.5382/SP.23.03.
29. McDivitt J. A., Hagemann S. G., Baggott M. S., Perazzo S. Geologic Setting and Gold Minerali-

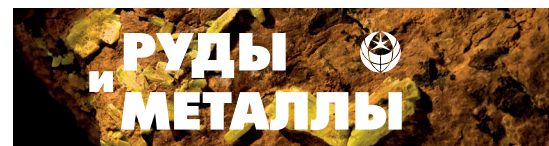
zation of the Kalgoorlie Gold Camp, Yilgarn Craton, Western Australia // *Geology of the World's Major Gold Deposits and Provinces*. Society of Economic Geologists Special Publication. – 2020. – V. 23. – P. 251–274. – doi: 10.5382/SP.23.12.

30. Poulsen K. H., Barber R., Robert F. Hemlo Gold System, Superior Province, Canada // *Geology of the World's Major Gold Deposits and Provinces*. Society of Economic Geologists Special Publication. – 2020. – V. 23. – P. 81–100. – doi: 10.5382/SP.23.04.
31. Sillitoe R. H. Gold Deposit Types: An Overview // *Geology of the World's Major Gold Deposits and Provinces*. Society of Economic Geologists Special Publication. – 2020. – V. 23. – P. 1–28. – doi: 10.5382/SP.23.01.
32. Turner S. J., Reynolds G., Hagemann S. G. Bodington: An Enigmatic Giant Archean Gold-Copper (Molybdenum-Silver) Deposit in the Southwest Yilgarn Craton, Western Australia // *Geology of the World's Major Gold Deposits and Provinces*. Society of Economic Geologists Special Publication. – 2020. – V. 23. – P. 275–288. – doi: 10.5382/SP.23.13.
33. Urmantseva L. N., Turkina O. M., Larionov A. N. Metasedimentary rocks of the Angara-Kan granulite-gneiss block (Eenisey ridge, south-western margin of the Siberian craton): provenance characteristics, deposition and age // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2012. – V. 49. – P. 7–19.

References

1. Bibikova E. V., Gracheva T. V., Kozakov I. K., Plotkina Yu. V. U-Pb возраст гиперстенитовых гранитов (кузеевитов) Ангаро-Канского выступа [U-Pb age of hypersthene granites (kuzeevites) of the Angara-Kansk uplift], *Geologiya i geofizika* [Geology and Geophysics], 2001, Vol. 42, No 5, pp. 864–867. (In Russ.)
2. Bibikova E. V., Gracheva T. V., Makarov V. A., Nozhkin A. D. Vozrastnye rubezhi v geologicheskoi ehvolyutsii rannego dokembriya Eniseiskogo kryazha [Age milestones in the Early Precambrian geological evolution of the Yenisei Ridge], *Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyatsiya* [Stratigraphy and Geological Correlation], 1993, Vol. 1, No 1, pp. 35–40. (In Russ.)
3. Brovko G. N., Li L. V., Vyazu A. I. et al. Geologiya i metallogeniya Eniseiskogo rudnogo poyasa [Geology and metallogeny of the Yenisei ore belt], Krasnoyarsk, SNIIGiMS, 1985, 219 p.
4. Vernikovskaya A. E., Vernikovskii V. A., Matushkin N. Yu., Kadil'nikov P. I., Romanova I. V., Larionov A. N. Adakit-gabbro-anortozitovyi magmatizm zaklyuchitel'nogo (576–546 mln let) etapa razvitiya neoproterozoiskoi aktivnoi okrainy yugo-zapada Sibirskogo kratona [Adakite-gabbro-anorthosite magmatism of the final (576–546 Ma) stage of development of the Neoproterozoic active margin of the southwestern Siberian Craton], *Doklady Akademii nauk* [Proceedings of the Russian Academy of Sciences], 2017, Vol. 477, No 4, pp. 448–454. (In Russ.) DOI: 10.7868/S0869565217340138, EDN: ZWZBMT.
5. Vernikovskii V. A., Vernikovskaya A. E., Matushkin N. Yu., Romanova I. V., Berezhnaya N. G.,

- Larionov A. N., Travin A. V. Proyavleniya paleozoiskogo i rannemezozoiskogo magmatizma v rannedokembriiskoi strukture Yuzhno-Eniseiskogo kryazha [Manifestations of Paleozoic and Early Mesozoic magmatism in the Early Precambrian structure of the South Yenisei Ridge], *Doklady Akademii nauk* [Proceedings of the Russian Academy of Sciences], 2010, Vol. 432, No 1, pp. 82–88. (In Russ.)
6. Volobuev M. I., Zykov S. I., Stupnikova N. I. Geokhronologiya dokembriiskikh formatsii Sayano-Eniseiskogo regiona Sibiri [Geochronology of Precambrian formations of the Sayan-Yenisei region of Siberia]. In: Aktual'nye voprosy sovremennoi geokhronologii [Current Issues in Modern Geochronology], Moscow, Nauka Publ., 1976, pp. 96–123.
 7. Zablotskii K. A. O zolotonosnosti Angaro-Kanskoi chasti Eniseiskogo kryazha [On the gold-bearing potential of the Angara-Kan part of the Yenisei Ridge]. In: Investitsionnyi potentsial mineral'no-syre'evogo kompleksa Krasnoyarskogo kraia [Investment Potential of the Mineral Resource Complex of Krasnoyarsk Krai], Krasnoyarsk, KNIIGiMS, 2000, pp. 143–149.
 8. Kuznetsov Yu. A. Petrologiya dokembriya Yuzhno-Eniseiskogo kryazha [Precambrian petrology of the South Yenisei Ridge]. In: Materialy po geologii Zapadnoi Sibiri, № 15 (57) [Materials on the Geology of Western Siberia, No 15 (57)], Tomsk, West Siberian Geological Administration, 1941, 240 p.
 9. Levskii L. K., Morozova I. M., Levchenkov O. A., Baikova E. S., Bogomolov E. S. Izotopno-geokhronologicheskie sistemy v metamorficheskikh porodakh (o-v Pon'goma, Belomorskii podvizhnyi poiyas) [Isotope-geochronological systems in metamorphic rocks (Pongoma Island, Belomorian Mobile Belt)], *Geokhimiya* [Geochemistry International], 2009, No 3, pp. 227–244. (In Russ.)
 10. Legenda Eniseiskoi serii Gosudarstvennoi geologicheskoi karty RF m-ba 1 : 200 000 / red. L. K. Kachevskii [Legend for the Yenisei Series of the State Geological Map of the Russian Federation (scale 1:200,000), ed. L. K. Kachevskii], Krasnoyarsk, Krasnoyarskgeols"emka, 2002, 200 p.
 11. Li L. V. Zolotorudnye mestorozhdeniya dokembriya Eniseiskogo kryazha [Precambrian gold deposits of the Yenisei Ridge], *Geologiya i poleznye iskopaemye Tsentral'noi Sibiri* [Geology and Mineral Resources of Central Siberia], Krasnoyarsk, KNIIGiMS, 1997, pp. 184–222.
 12. Li L. V. Izotopnyi sostav sery sul'fidov rud Eniseiskogo kryazha [Sulfur isotope composition of ore sulfides in the Yenisei Ridge], *Doklady Akademii nauk SSSR* [Proceedings of the USSR Academy of Sciences], 1979, Vol. 247, No 5, pp. 1261–1264. (In Russ.)
 13. Li L. V. O svyazi ehndogenenogo orudeneniya s protsessami tektono-magmaticheskoi aktivizatsii v Angaro-Kanskoi glybe [On the relationship between endogenic mineralization and processes of tectono-magmatic activation in the Angara-Kan Block], *Doklady Akademii nauk SSSR* [Proceedings of the USSR Academy of Sciences], 1982, Vol. 263, No 3, pp. 676–679. (In Russ.)
 14. Likhanov I. I., Reverdatto V. V. Nizhneproterozoiskie metapelity severnoi chasti Eniseiskogo kryazha: priroda i vozrast protolita, povedenie veshchestva pri kollizionnom metamorfizme [Early Proterozoic metapelites of the northern Yenisei Ridge: nature and age of the protolith, behavior of matter during collisional metamorphism], *Geokhimiya* [Geochemistry International], 2011, No 3, pp. 239–267. (In Russ.)
 15. Likhanov I. I., Reverdatto V. V., Kozlov P. S., Travin A. V. Verkhnerifeiskii vozrast kyanit-sillimanitovogo metamorfizma v Zaangar'e Eniseiskogo kryazha (po ^{40}Ar – ^{39}Ar dannym) [Late Riphean age of kyanite-sillimanite metamorphism in the Trans-Angara region of the Yenisei Ridge (based on ^{40}Ar – ^{39}Ar data)], *Doklady Akademii nauk* [Proceedings of the Russian Academy of Sciences], 2010, Vol. 433, No 6, pp. 796–801. (In Russ.)
 16. Nozhkin A. D., Borisenko A. S., Nevol'ko P. A. Ehtapy pozdneproterozoiskogo magmatizma i vozrastnye rubezhi zolotogo orudeneniya Eniseiskogo kryazha [Stages of Late Proterozoic magmatism and age boundaries of gold mineralization in the Yenisei Ridge], *Geologiya i geofizika* [Geology and Geophysics], 2011, Vol. 52, No 1, pp. 158–181. (In Russ.)
 17. Petrovskaya N. V. Samorodnoe zoloto (obshchaya kharakteristika, tipomorfizm, voprosy genezisa) [Native gold (general characteristics, typomorphism, genesis issues)], Moscow, Nauka Publ., 1973, 347 p.
 18. Ryabukha M. A., Gibsher N. A., Tomilenko A. A., Bul'bak T. A., Khomenko M. O., Sazonov A. M. PTX-parametry metamorfogennykh i gidrotermal'nykh flyuidov: izotopiya i vozrast formirovaniya Bognaiskogo zolotorudnogo mestorozhdeniya yuzhnoi chasti Eniseiskogo kryazha (Rossiya) [P-T-X



- parameters of metamorphogenic and hydrothermal fluids: isotopes and formation age of the Bogunay gold deposit, southern Yenisei Ridge (Russia)], *Geologiya i geofizika [Geology and Geophysics]*, 2015, Vol. 56, No 6, pp. 1153–1172. (In Russ.) DOI: 10.15372/GiG20150607.
19. Sazonov A. M. Geokhimiya zolota v metamorficheskikh tolshchakh [Geochemistry of gold in metamorphic sequences], Tomsk, Tomsk Polytechnic University Press, 1998, 168 p.
 20. Sazonov A. M., Zablotskii K. A., Linnemann U., Zvyagina E. A., Nekrasova N. A., Naumov E. A., Sil'yanov S. A. Geokhronologiya sillimanit-kordieritovykh gneisov atamanovskoi serii Yuzhno-Eniseiskogo kryazha (Rossiya) [Geochronology of sillimanite-cordierite gneisses of the Atamanovo Series, Southern Yenisei Ridge (Russia)], *Litosfera [Litosphere]*, 2017, No 2, pp. 49–59. (In Russ.)
 21. Sazonov A. M., Parnachev V. P. Severninskaya paleovulkanicheskaya struktura yuga Eniseiskogo kryazha [The Severninskaya paleovolcanic structure in the southern Yenisei Ridge]. In: Aktual'nye voprosy geologii i geografii Sibiri. T. 1 [Current Issues in the Geology and Geography of Siberia. Vol. 1], Tomsk, Tomsk State University, 1998, pp. 137–139.
 22. Semenyako V. V. et al. Geologicheskoe stroenie i poleznye iskopaemye mezhdurech'ya Bol'shoi Vesniny, Nemkinoy, Kana. Angaro-Kanskaya chast' Eniseiskogo kryazha. Otchet Bogunaiskoi partii o rezul'tatakh gruppovoi geologicheskoi s'emki i geologicheskogo doizucheniya m-ba 1 : 50 000 s obshchimi poiskami, provedennykh v 1984–1990 gg. na Bogunaiskoi ploshchadi. Listy: O-46-128-B; O-46-129-A, B, Г; O-46-141-B; O-46-142-A, Б [Geological structure and mineral resources of the interfluvial area of the Bolshaya Vesnina, Nemkina, and Kan rivers. Angara-Kan part of the Yenisei Ridge. Report by the Bogunay Party on the results of group geological mapping and supplementary geological study (scale 1:50,000) combined with general prospecting, conducted in 1984–1990 within the Bogunay area. Map sheets O-46-128-B; O-46-129-A, B, Г; O-46-141-B; O-46-142-A, Б], Kansk, 1990.
 23. Serdyuk S. S. Otsenka sovremennogo sostoyaniya i obosnovanie perspektiv osvoeniya mineral'nykh resursov Rybinskogo raiona Krasnoyarskogo kraya [Assessment of the current state and justification of prospects for the development of mineral resources in the Rybinsky District, Krasnoyarsk Krai], Krasnoyarsk, KNIIGiMS, 1994, 179 p.
 24. Turkina O. M., Berezhnaya N. G., Lepekhina E. N., Kapitonov I. N. Vozrast maficheskikh granulitov iz rannedokembriiskogo metamorficheskogo kompleksa Angaro-Kanskogo bloka (yugo-zapad Sibirskogo kratona): izotopnyi U-Pb i Lu-Hf i redkozemel'nyi sostav tsirkona [Age of mafic granulites from the Early Precambrian metamorphic complex of the Angara-Kan block (southwestern Siberian Craton): U-Pb and Lu-Hf isotopic and rare-earth element composition of zircon], *Doklady Akademii nauk [Proceedings of the Russian Academy of Sciences]*, 2012, Vol. 445, No 4, pp. 450–458. (In Russ.)
 25. Allibone A., Vargas C., Mwandale E., Kwibisa J., Jongens R., Quick S., Komarnisky N., Fanning M., Bird P., MacKenzie D., Turnbull R., Holliday J. Orogenic Gold Deposits of the Kibali District, Neoproterozoic Moto Belt, Northeastern Democratic Republic of Congo, *Geology of the World's Major Gold Deposits and Provinces. Society of Economic Geologists Special Publication*, 2020, Vol. 23, pp. 185–201. DOI: 10.5382/SP.23.09.
 26. De Souza S., Perrouty S., Dubé B., Mercier-Langevin P., Linnen R. L., Olivo G. R. Metallogeny of the Neoproterozoic Malartic Gold Camp, Québec, Canada, *Geology of the World's Major Gold Deposits and Provinces. Society of Economic Geologists Special Publication*, 2020, Vol. 23, pp. 29–52. DOI: 10.5382/SP.23.02.
 27. Dirks P. H. G. M., Sanislav I. V., van Ryt M. R., Huizenga J.-M., Blenkinsop T. G., Kolling S. L., Kwelwa S. D., Mwazembe G. The World-Class Gold Deposits in the Geita Greenstone Belt, Northwestern Tanzania, *Geology of the World's Major Gold Deposits and Provinces. Society of Economic Geologists Special Publication*, 2020, Vol. 23, pp. 163–183. DOI: 10.5382/SP.23.08.
 28. Dubé B., Mercier-Langevin P., Ayer J., Pilote J.-L., Monecke T. Gold Deposits of the World-Class Timmins-Porcupine Camp, Abitibi Greenstone Belt, Canada, *Geology of the World's Major Gold Deposits and Provinces. Society of Economic Geologists Special Publication*, 2020, Vol. 23, pp. 53–80. DOI: 10.5382/SP.23.03.
 29. McDivitt J. A., Hagemann S. G., Baggott M. S., Pezazzo S. Geologic Setting and Gold Mineralization of the Kalgoorlie Gold Camp, Yilgarn Craton, Western Australia, *Geology of the World's Major Gold Deposits and Provinces. Society of Economic Geo-*

- logists Special Publication*, 2020, Vol. 23, pp. 251–274. DOI: 10.5382/SP.23.12.
30. Poulsen K. H., Barber R., Robert F. Hemlo Gold System, Superior Province, Canada, *Geology of the World's Major Gold Deposits and Provinces. Society of Economic Geologists Special Publication*, 2020, Vol. 23, pp. 81–100. DOI: 10.5382/SP.23.04.
31. Sillitoe R. H. Gold Deposit Types: An Overview, *Geology of the World's Major Gold Deposits and Provinces. Society of Economic Geologists Special Publication*, 2020, Vol. 23, pp. 1–28. DOI: 10.5382/SP.23.01.
32. Turner S. J., Reynolds G., Hagemann S. G. Boddington: An Enigmatic Giant Archean Gold-Copper (Molybdenum-Silver) Deposit in the Southwest Yilgarn Craton, Western Australia, *Geology of the World's Major Gold Deposits and Provinces. Society of Economic Geologists Special Publication*, 2020, Vol. 23, pp. 275–288. DOI: 10.5382/SP.23.13.
33. Urmantseva L. N., Turkina O. M., Larionov A. N. Metasedimentary rocks of the Angara-Kan granulite-gneiss block (Eenisey ridge, south-western margin of the Siberian craton): provenance characteristics, deposition and age, *J. Asian Earth Sci.*, 2012, Vol. 49, pp. 7–19.

Перепечко Кирилл Алексеевич (kirill.cap@inbox.ru)

аспирант

Сазонов Анатолий Максимович

доктор геолого-минералогических наук, профессор

Шведов Геннадий Иванович

доцент

Сибирский федеральный университет (СФУ), г. Красноярск, Россия

Perepechko Kirill Alekseyevich (kirill.cap@inbox.ru)

Postgraduate Student

Sazonov Anatoliy Maksimovich

Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Professor

Shvedov Gennadiy Ivanovich

Associate Professor

Siberian Federal University (SFU), Krasnoyarsk, Russia