

УДК 553.411:553.21/24

ЭПИТЕРМАЛЬНОЕ Au–Ag МЕСТОРОЖДЕНИЕ БУРГАЛИ В ПАЛЕЗОЙСКОМ КЕДОНСКОМ ВУЛКАНИЧЕСКОМ ПОЯСЕ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

© 2021 г. А. В. Волков^а, *, Н. Е. Савва^б, Б. И. Ишков^с,
А. А. Сидоров^а, Е. Е. Колова^б, К. Ю. Мурашов^а

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

^бСеверо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН,
ул. Портовая, 16, Магадан, 685010 Россия

^сЗАО “Омолонская золоторудная компания”, ул. Транспортная, 1, Магадан, 685000 Россия
*e-mail: tma2105@mail.ru

Поступила в редакцию 19.12.2019 г.

После доработки 16.04.2020 г.

Принята к публикации 18.04.2020 г.

Месторождение Бургали расположено в палеозойском Кедонском вулканическом поясе (КВП) на Омолонском кратонном террейне. Рудные тела месторождения Бургали – жильного и штокверкового типа. Изучение окolorудных метасоматитов показало, что месторождение имеет минимальный эрозионный срез. Руды месторождения обогащены халькофильными (Au, Ag, As, Sb, Te, W, Mo, Bi) и бедны редкоземельными элементами. В спектре РЗЭ преобладают легкие лантаноиды. Руды убогосульфидные, отличаются тонковкрапленной минерализацией, широким развитием халцедона. Широко развиты колломорфно-полосчатые, часто сочетающиеся с брекчиевыми, текстуры. Поздние кварцевые жилы содержат обломки углистых алевролитов нижнекарбонového возраста, насыщенные окаменевшими древесными остатками, что указывает на карбонový возраст рудной минерализации. В рудах широко развит Au- и Te-содержащий пирсеит, присутствуют такие редкие минералы, как аргиродит, селенистые петровскаит и ютенбогаардтит. Полученные результаты позволяют отнести месторождение Бургали к низкосульфидизированному эпитеpмальному классу. Перспективы увеличения запасов Au и Ag месторождения Бургали связаны с дальнейшим изучением и разведкой рудоносного штокверка.

Ключевые слова: Северо-Восток России, Омолонский террейн, Кедонский палеозойский вулканический пояс, эпитеpмальное Au–Ag месторождение Бургали, геологическое строение, минералогия, геохимия руд

DOI: 10.31857/S0016777020060088

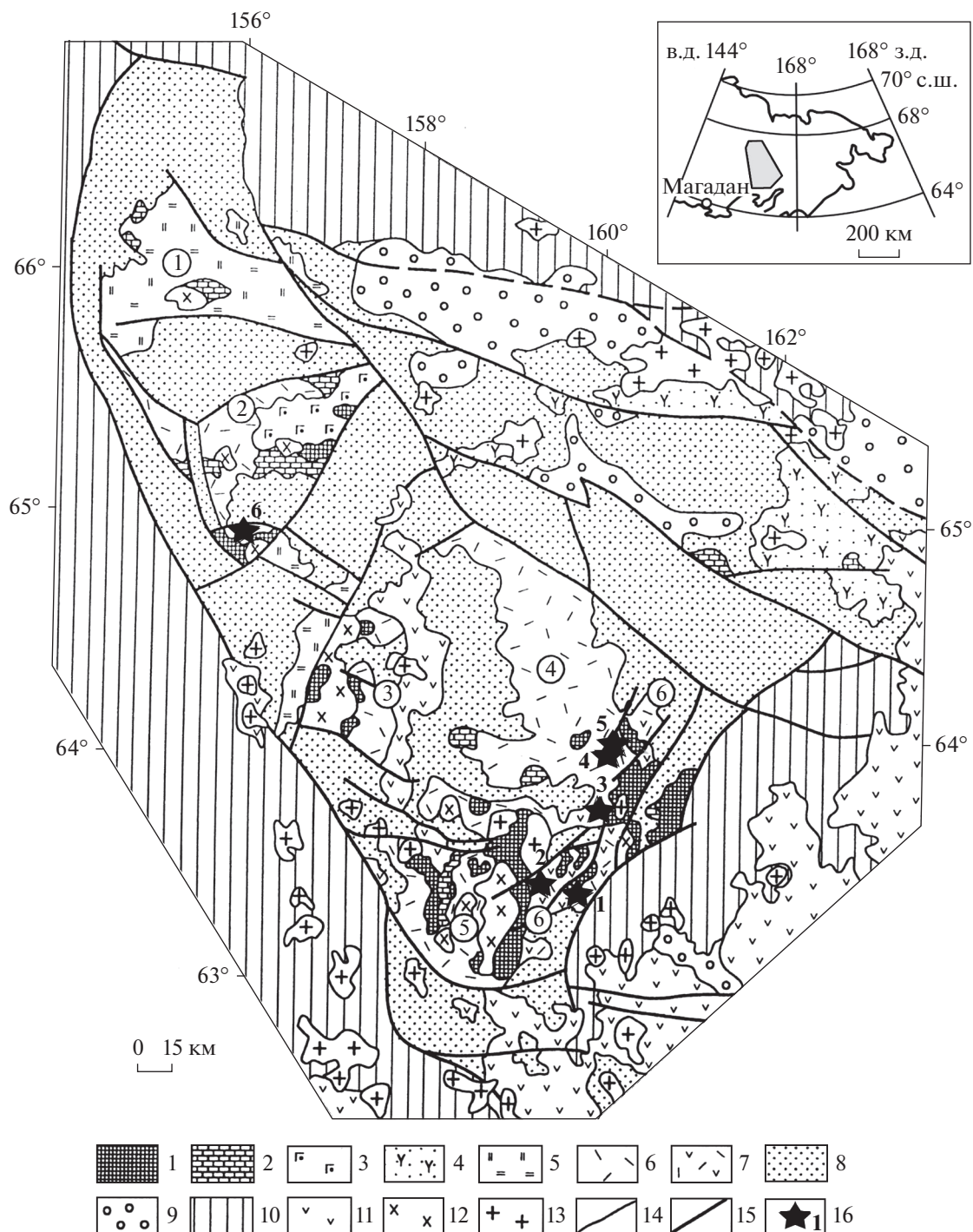
ВВЕДЕНИЕ

Au–Ag эпитеpмальные палеозойские месторождения Северо-Востока России сосредоточены в Кедонском доаккреционном вулканическом поясе на Омолонском кратонном террейне (фиг. 1). Низкая сульфидность отличает руды этих месторождений от позднемезозойских аналогов в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе (ОЧВП) (Волков и др., 2011).

Месторождение Бургали расположено в Северо-Эвенском районе Магаданской области в бассейне р. Бургали, левого притока р. Омолон. В 1990–1994 гг. геолого-поисковыми работами Северо-Эвенской ГРЭ оконтурена площадь рудного поля Бургали и выполнены поверхностные геофизические, геохимические и горные работы, что

позволило оценить прогнозные ресурсы по категории P₂. Дальнейшие геологоразведочные работы (с 2009 г.) проводились ЗАО “Омолонская золоторудная компания” (ОЗРК), дочерним предприятием ПАО “Полиметалл”. Экономический интерес к месторождению Бургали обусловлен его относительной близостью к крупным разрабатываемым Au–Ag эпитеpмальным месторождениям Биркачан и Кубака (фиг. 1).

Запасы месторождения, по данным ОЗРК (2019 г.), составили 4 т, со средним содержанием в рудных телах – 7.2–11.9 г/т золота и 15 т серебра (15–30 г/т). Ресурсы месторождения по стандарту “JORC” оцениваются 2–3 млн т руды со средним содержанием золота 3.5–5.0 г/т, или 300–400 тыс. унций (9–12 т). С конца 2018 года месторождение



Фиг. 1. Размещение изученных месторождений и рудопроявлений в пределах КВП на Омолонском кратонном террейне. Тектоническая схема по (Гагиева, 2014), дополненная.

1 – выступы дорифейского фундамента; 2–9 – чехол: 2–3 – нижний структурный ярус: 2 – осадочные отложения (рифей–ордовик), 3 – вулканогенно-осадочные образования (кембрий, визуальнинская и сезамская свиты), 4–7 – средний структурный ярус (девон): 4 – Намындыкано-Моланджинская структурно-фашиальная зона, вулканогенно-осадочные образования; 5–7 – Юкагирская структурно-фашиальная зона, субаэральные вулканогенные образования (кедонская серия): 5 – трахиандезибазальты-трахириолиты, 6 – преимущественно лавы, игнимбриты, туфы риолитов, трахириолитов, дацитов, 7 – лавы, игнимбриты, туфы риолитов, трахириолитов, андезиты, трахиандезиты; 8–9 – верхний структурный ярус: 8 – осадочные отложения (нижний карбон–средняя юра), 9 – осадочные и вулканогенные образования (верхняя юра–нижний мел); 10 – структуры складчатого обрамления массива; 11 – меловые вулканогенные образования Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; 12–13 – интрузивные комплексы: 12 – палеозойские, 13 – раннемеловые; 14 – геологические границы; 15 – разломы; 16 – изученные эпитеpмальные Au–Ag месторождения и рудопроявления. Цифры в кружках: 1–5 – вулканические ареалы КВП: 1 – Токур-Юряхский, 2 – Рассошинский, 3 – Абкитский, 4 – Кедонский, 5 – Ольянинско-Коаргычанский; 6 – Анмандыканская вулканическая зона.



Фиг. 2. Положение рудного тела месторождения Бургали (Северная зона) на местности. Фото Б.И. Ишкова.

разрабатывается. На фиг. 2 показано положение рудного тела месторождения Бургали (Северная зона) на местности.

В 2014–2016 гг. в ИГЕМ РАН и СВКНИИ ДВО РАН проводились минералого-геохимические исследования руд в рамках выполнения проекта Российского научного фонда (№ 14–17–00170), а с 2018 г. — по теме Госзадания ИГЕМ РАН. В настоящей статье подводятся итоги изучения месторождения.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В ИГЕМ РАН на основе обобщения фондовых и опубликованных материалов, и авторских построений подготовлен раздел “Особенности геологического строения месторождения”. В СВКНИИ ДВО РАН выполнено исследование минерального состава руд (изучены многочисленные аншлифы на микроскопе AxioPlan Imaging). Составы рудных минералов определялись с помощью рентгеновского электронно-зондового микроанализатора Camebax с приставкой INCA Oxford Instruments (аналитики Е.М. Горячева, Т.В. Субботникова, СВКНИИ ДВО РАН (г. Магадан) и И.А. Брызгалов (МГУ им. М.В. Ломоносова)).

Определение концентрации породообразующих и отдельных примесных элементов в рудах выполнено методом рентгенфлуоресцентного анализа в аналитической лаборатории ИГЕМ РАН на вакуумном спектрометре последовательного действия (с дисперсией по длине волны), модель Axios mAX производства компании PANalytical. При калибровке спектрометра использованы отраслевые и государственные стандартные образцы хи-

мического состава горных пород. Анализ выполнен по методике 439-РС НСАМ ВИМС, обеспечивающей получение результатов по ОСТ РФ 41-08-205-04 (аналитик А.И. Якушев). Измерения микроэлементов (ICP-MS) проводили на масс-спектрометре с ионизацией в индуктивно-связанной плазме X-Series II (аналитик Я.В. Бычкова). Пределы обнаружения элементов составляли от 0.1 нг/г для тяжелых и средних по массе элементов с возрастанием до 1 нг/г для легких элементов. Погрешность анализа составляла 1–3 отн. %. Золото в пробах определялось методом атомно-абсорбционной спектроскопии с электротермической атомизацией на спектрометре Spectr AA220Z (аналитик В.А. Сычкова). Для оценки условий формирования руд определены индикаторные геохимические показатели. Полученные значения сведены в таблицы, по которым построены графики распределения РЗЭ и других микроэлементов в рудах месторождений.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Кедонский среднепалеозойский вулканический пояс перекрывает на Омолонском кратонном террейне породы архейско-раннепротерозойского фундамента и фанерозойского (до девонского) осадочного чехла (фиг. 1). КВП состоит из многочисленных обширных полей ранне-среднепалеозойских кислых магматических пород. Общая площадь, занимаемая среднепалеозойскими вулканидами, составляет около 40000 км² (40% от территории Омолонского террейна). Характерная особенность КВП — отсутствие крупных батолитоподобных интрузивов

(Егоров, 2004). Кедонский комплекс включает субэарральные покровные образования кедонской серии и синхронные им субвулканические и экстрезивные массивы; его возрастной диапазон охватывает девон и низы раннего карбона (Гагиева, 2014).

По мнению В.Н. Егорова (2004), КВП представляет собой крупный фрагмент (400 × 80–130 км) Циркумсибирского окраинно-континентального пояса. Однако палеорекострукции, выполненные В.И. Шпикерманом (1998), показывают, что КВП мог сформироваться на окраине Омолон-Охотского микроконтинента, отколовшегося от Сибирской плиты. На это указывают фрагменты пояса, сохранившиеся, кроме Омолонского, в пределах Охотского кратонного террейна и на Шантарских островах (Шпикерман, 1998).

Суммарная мощность вулканических покровов Кедонского комплекса – наиболее крупного сегмента КВП, достигает 1500–2000 м в центральной части, сокращаясь к окраинным частям до 500–1200 м. Вулканиды залегают на подстилающих толщах с резким угловым несогласием и слагают моноклинали с углами наклона слоев не более 5°–15°. Возраст вулканидов Кедонского комплекса определен радиологическими методами (Rb–Sr анализ: 334–377 млн лет) и сравнительно редкими находками органических остатков (живетские брахиоподы и конодонты, фаменские и раннекаменноугольные конодонты и флора (Егоров, Шерстобитов, 2000).

Кедонская серия в целом характеризуется значительным преобладанием пород риолитового и трахириолитового состава (65–80% ее объема), в меньшем количестве присутствуют дациты, трахиандезиты и трахиты (около 35%), редко – трахибазальты и базальты (не более 15%) (Гагиева, 2014).

Базальты и трахибазальты кедонской серии по содержанию петрогенных элементов в целом сопоставимы с толеитовыми базальтами рифтовых зон и областей внутриплитного магматизма, а андезибазальты и андезиты – с известково-щелочными базальтоидами современных островных дуг и активных континентальных окраин андийского и калифорнийского типов (Гагиева, 2014).

Бургалинское рудное поле сложено стратифицированным комплексом осадочных и вулканогенных пород среднего–позднего девона, раннего карбона и четвертичными отложениями. Преобладают вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования средне-позднедевонского отдела кедонской серии, представленные тремя контрастными свитами: Очакчанской, Ледниковской и Захаренковской (фиг. 3а).

Очакчанская свита представлена игнимбритами и туфами риолитов, трахириолитов, риолитов, риодацитов, дацитов, с прослоями туфогравели-

тов и туфопесчаников. Мощность свиты достигает 500 м.

Отложения *Ледниковской свиты* образуют игнимбиты трахириодацитов, риодацитов, их туфы, с прослоями туфопесчаников и туфогравелитов. Мощность 0–450 м.

Захаренковскую свиту слагают лавы, туфы и игнимбиты трахиандезитов, андезитов, андезибазальтов, базальтов, трахидацитов, дацитов, их туфы с прослоями туфоконгломератов и туфопесчаников. Мощность от 10 до 400 м.

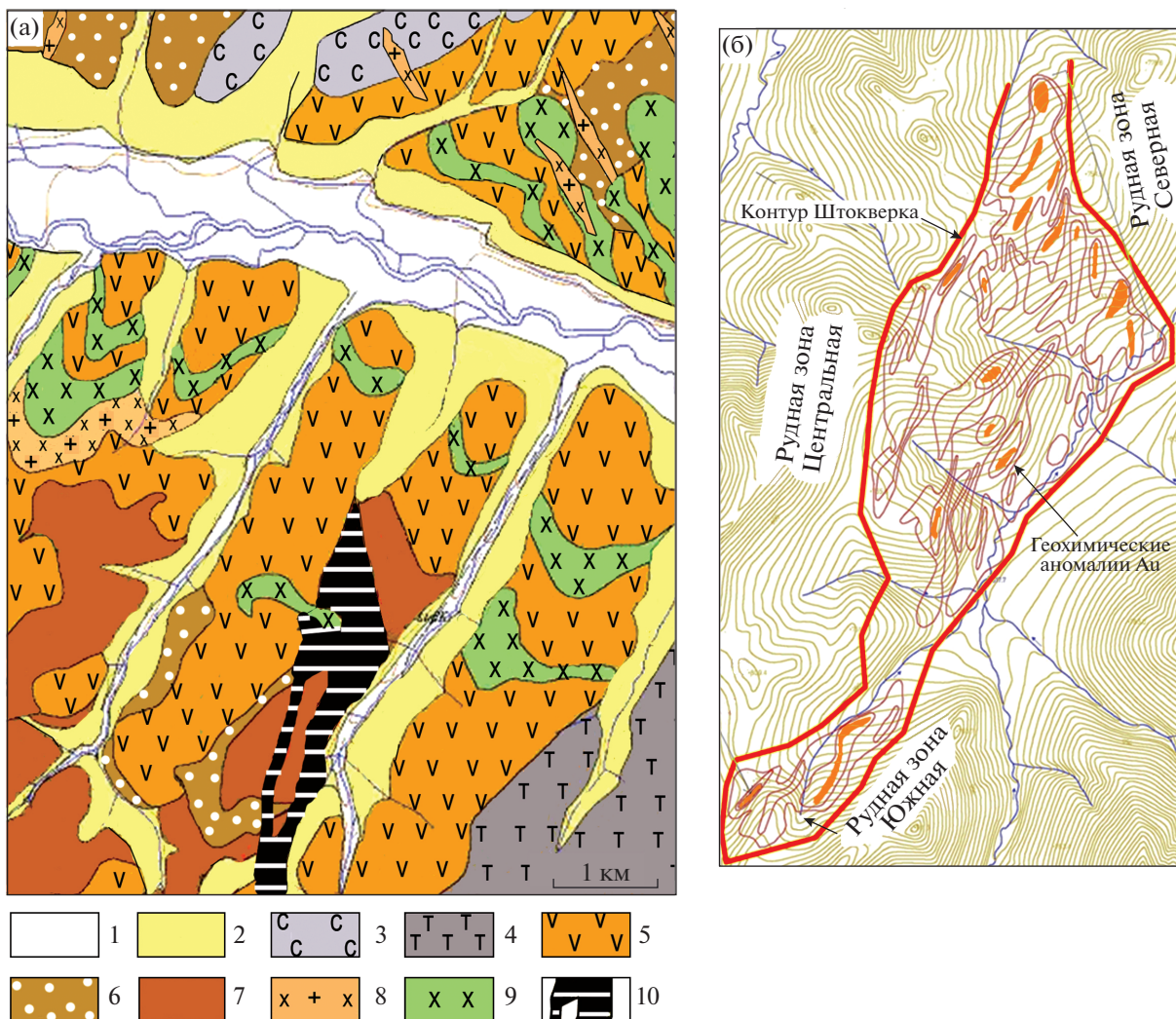
Разрез верхнедевонского–нижнекаменноугольного возраста (фиг. 3а) представлен туфогенно-терригенными и молассоидными образованиями *Бургалинской свиты* (туфоконгломераты, туфогравелиты, туфопесчаники, туфоалевролиты). Мощность оценивается в 340–350 м.

Выше по разрезу располагаются породы каменноугольной системы. Эти отложения представлены морскими карбонатно-терригенными породами *Пушокской и Важненской свит*. Состав: конгломераты, песчаники, алевролиты, мергели, известняки, алевритистые известняки, пепловые туфы и туффиты. Общая мощность 150–720 м.

Отложения пермского периода на площади рудного поля имеют подчиненное значение. Мощность элювиально-делювиальных склоновых отложений четвертичной системы, представленных продуктами разрушения коренных пород, составляет 1–3 м.

Интрузивные и субвулканические образования представлены комплексами различного возраста и состава: кедонский – средне-позднедевонские субвулканические образования, булунский – раннекаменноугольные интрузии (по составу соответствующие риолитам), бебеканский – позднеюрские интрузии, омолонский – раннемеловые интрузии, викторианский – позднемеловые интрузии. По геофизическим данным, рудное поле локализовано в надинтрузивной зоне раннекаменноугольных интрузий булунского комплекса, создающих купольную структуру.

Структура рудного поля блоковая. С севера и юга оно ограничено надвигами северо-восточного простирания (20°–35°), с запада и востока – крутопадающими разломами северо-западного простирания (350°) (фиг. 4). Внутри этих ограничений развита система пересекающихся разломов более низкого порядка (СВ 40°–45° и СВ 60°–65°). Золотоносный штокверк контролируется этой системой разломов и субвулканическими образованиями риодацитов кедонской серии, состоит из параллельных кулисообразных зон, отличающихся наиболее интенсивным прожилкованием кварцевого и карбонат-кварцевого состава. Штокверк прослежен по простиранию на север-северо-восток (~25°) на 3700 м (фиг. 3б). Мощность отдельных жил 1.5–2 м, протяженность 300–500 м.



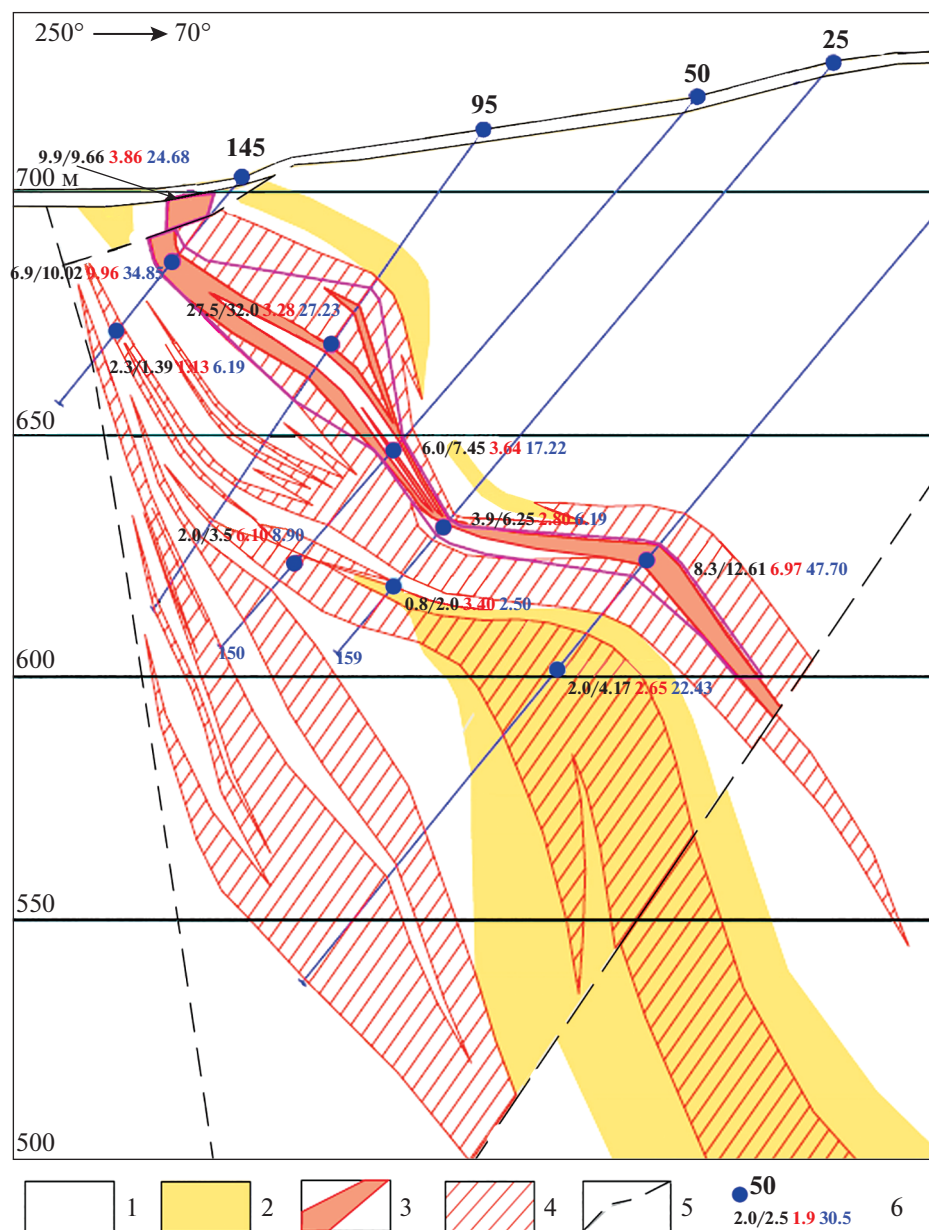
Фиг. 3. Геологическая (а) и геохимическая (б) карты месторождения Бургали (по Б.И. Ишкову, 2014). 1–2 – четвертичные отложения: 1 – русловые, 2 – террасовые; 3 – каменноугольный период. Ранняя эпоха. Турнейский век. Пушокская свита: известняки алевролиты, пепловые туфы; 4 – девонский и каменноугольный периоды. Поздняя и ранняя эпохи. Бургалийская свита: туфопесчаники, туфоалевролиты; 5 – девонский период. Средняя–поздняя эпоха. Захаренковская свита: трахидациты, андезиты, андезибазальты, дациты, игнимбриды; 6 – девонский период. Средняя–поздняя эпоха. Ледникская свита: игнимбриды, риодациты, туфопесчаники; 7 – девонский период. Средняя–поздняя эпоха. Очакчанская свита: туфы риолитов, риодацитов, туфопесчаники; 8 – бебеканский комплекс субвулканических интрузий позднеюрского возраста. Малые интрузии и дайки сиенитпорфириров; 9 – булунский комплекс гипабиссальных интрузий раннекаменноугольного возраста. Лакколиты и дайки диоритпорфириров; 10 – золотосный штокверк.

В пределах штокверка выделяется три отдельные рудные зоны: “Бургали Северная”, “Бургали Центральная” и “Бургали Южная” (фиг. 3б). Протяженность жил в зонах – 300–500 м, они не выдержаны по мощности и по простиранию, имеют прерывистый характер. Концентрации Au в жилах варьируют от 5 до 50 г/т, Ag – 5–200 г/т, Au/Ag отношение – около 1 : 4. Преобладает падение жил к юго-востоку под углами 50°–70°, вертикальный размах оруденения, по данным разведки, составляет около 250 м (фиг. 4). В Южной зоне простирание жил постепенно изменяется до суб-

меридионального и они выполаживаются по падению.

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Практически все вмещающие породы подверглись региональным изменениям пропилитового типа – низкотемпературной карбонат-хлоритовой, в меньшей мере, среднетемпературной эпидот-хлоритовой фациями (фиг. 5). Зона серицитизации и окварцевания пород включает мно-



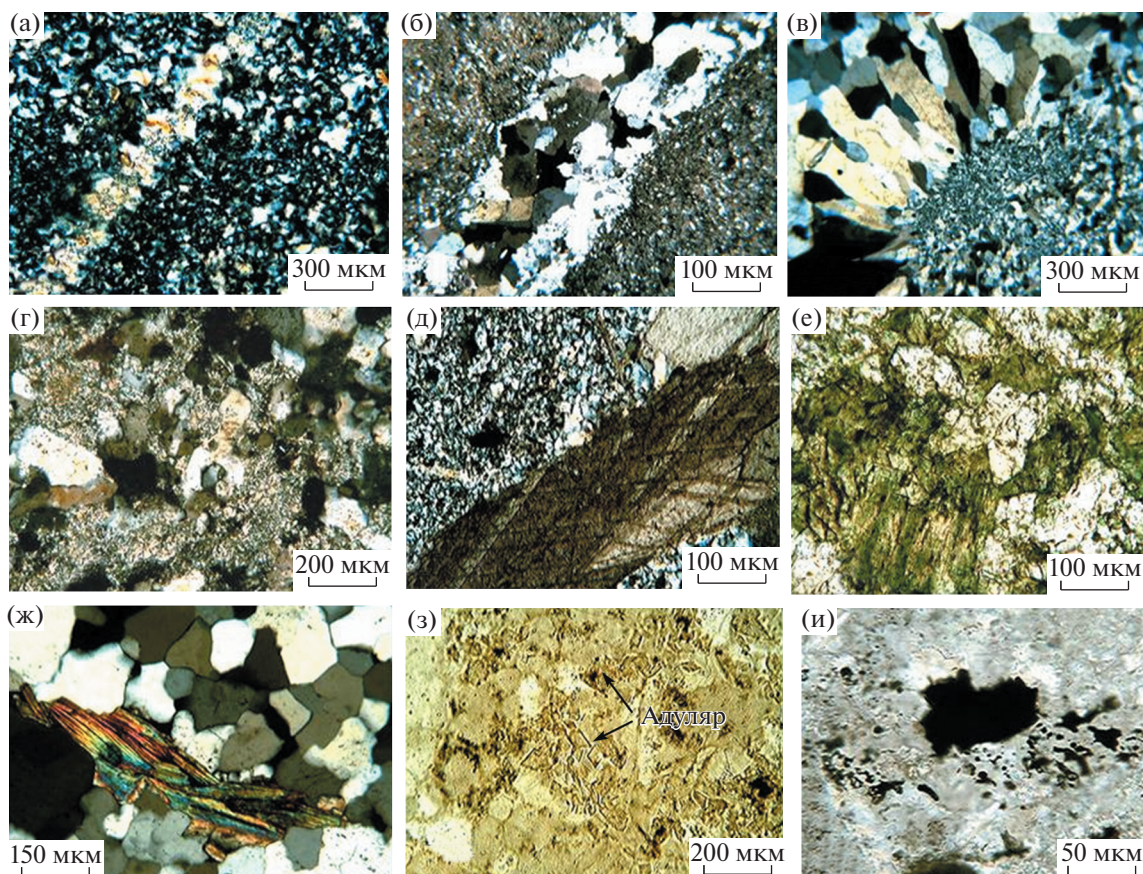
Фиг. 4. Геологический разрез по профилю 350 в крест простирания рудной зоны месторождения Бургали (по Б.И. Ишкову, 2014).

1 – вмещающие девонские вулканические породы (D₂₋₃): андезиты, дациты, туфы андезитов и дацитов; 2 – девонские субвулканические риолиты (D₂₋₃); 3 – кварц-карбонатные и кварцевые продуктивные жилы; 4 – зоны кварц-карбонатных и кварцевых прожилков; 5 – разломы; 6 – колонковые скважины: номер, стволовая мощность (видимая)/горизонтальная мощность (м), содержания (г/т) Au и Ag.

гочисленные кварцевые и карбонат-кварцевые жилы и прожилковые зоны, образующие линейный штокверк северо-восточного (~25°) простирания, в котором выделены рудные зоны и тела (фиг. 3б).

На месторождении также известны аргиллизиты каолинит-кварц-гидрослюистого состава. Они встречаются локально в тектонических зонах, а также в околожильных интервалах. Интен-

сивность и масштабы проявления аргиллизации невелики. Обычно это линзовидные образования мощностью в первые десятки см (не более метра) и протяженностью до десяти метров. В околорудных аргиллизитовых метасоматитах, сопровождающих рудные прожилки, постоянно присутствует пирит от 1 до 5%, – хороший поисковый признак. Интересная особенность этого пирита – зональное строение, которое подчеркивает из-



Фиг. 5. Метасоматические изменения вмещающих пород.

а–в – окварцевание и прожилки позднего кварца в раннем (а); г – гидрослюдизация; д–е – карбонатные прожилки (д) и карбонат-хлоритовые изменения (е) в неполяризованном свете; ж – спорадически отмечающаяся эпидотизация; з – калишпатизация; и – крупно- и тонковкрапленная рудная минерализация.

менчивость габитуса кристаллов в процессе роста: ранний – кубоктаэдрический, поздний – кубический. На нижних горизонтах месторождения широко представлен сидерит.

Изучение околорудных метасоматитов показало, что месторождение имеет минимальный эрозионный срез, на что указывают сохранившиеся на поверхности аргиллизиты.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУД

В составе руд месторождения Бургали преобладает SiO_2 (в среднем – 89.43%), присутствуют заметные концентрации Al_2O_3 (5.87), K_2O (1.39), Fe_2O_3 (0.84), а также CaO (0.45) и MgO (0.24) (табл. 1). Следовательно, в составе рудных тел преобладает кварц, присутствуют адуляры, карбонат и гидрослюда. Для руд характерны низкие и очень низкие значения Na_2O , TiO_2 , P_2O_5 и MnO (табл. 1). Содержание сульфидов в изученных рудах также очень низкое ($S_{\text{общ}}$ – 0.52%), что коррелирует с убогосульфидным характером выявленной минерализации (см. ниже), типичной

для низкосульфидизированных эпитегрмальных Au–Ag руд КВП (Волков и др., 2016).

Результаты анализа элементного состава руд Северной, Центральной и Южной зон и вмещающих пород месторождения Бургали представлены в табл. 2 и на диаграмме (фиг. 6), на которой они нормированы по отношению к средним значениям для верхней коры (Тейлор, Мак-Леннан, 1988). Спектры РЗЭ, нормированные по отношению к средним значениям для хондритов (Anders, 1989), показаны на фиг. 7.

Руды месторождения Бургали обогащены Au, Ag, As, Sb, Te, W, Mo, Bi (табл. 2, фиг. 6) по сравнению со средними значениями их содержаний в верхней коре (Тейлор, Мак-Леннан, 1988). Коэффициенты обогащения варьируют от нескольких раз (Bi, Te) до десятков (As, W, Mo), сотен (Sb), тысяч (Ag) и десятков тысяч раз (Au) (табл. 2, фиг. 6), что свидетельствует о геохимическом родстве некоторых микроэлементов и их синхронном участии в рудообразовании.

РЗЭ эпитегрмальных руд образуют в основном слабонаклонные близхондритовые спектры

Таблица 1. Химический состав руд (в мас. %) месторождения Бургали

№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ общ.	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S общ.	Σ
Северное Бургали												
К-250-36.8 м	91.58	<0.02	6.31	0.3	<0.01	0.16	<0.10	0.13	1.39	<0.02	0.1	99.97
К-250-37 м	91.14	0.02	6.73	0.32	<0.01	0.13	<0.10	0.1	1.43	0.02	0.08	99.97
К-250-38.2 м	87.81	<0.02	9.04	0.47	0.01	0.21	<0.10	0.11	2.06	0.02	0.11	99.84
TR1-L1-16.5	93.97	0.04	1.93	1.07	<0.01	<0.10	0.35	<0.10	0.38	0.02	2.21	99.97
TR1-L2-19.5	86.24	<0.02	6.21	0.25	<0.01	0.11	<0.10	0.1	1.29	0.02	0.1	94.32
Среднее	90.15	0.01	6.04	0.48	0	0.12	0.07	0.09	1.31	0.02	0.52	98.81
Южное Бургали												
ЮГ-1	97.23	0.01	1.73	0.37	0.053	0.12	<0.10	0.1	0.26	0.02	0.09	99.98
ЮГ-3	95.19	0.01	2.51	0.83	0.341	0.19	0.35	<0.10	0.46	0.02	0.08	99.98
ЮГ-5	94.84	0.02	1.31	1.16	0.371	0.34	1.48	0.1	0.21	0.02	0.07	99.92
ЮГ-7	92.15	0.08	5.06	1.06	0.016	0.24	<0.10	<0.10	1.21	0.03	0.05	99.90
К-240-QL1	95.62	0.02	1.26	1.05	0.126	0.17	0.66	<0.10	0.25	0.02	0.75	99.93
Среднее	95.01	0.03	2.37	0.89	0.18	0.21	0.5	0.04	0.48	0.02	0.21	99.94
Центральное Бургали												
CP182-133W, 5.4 м	85.15	<0.02	9.41	0.54	0.013	0.33	0.14	0.11	2.24	<0.02	0.24	98.17
CP2150-326 E, 11.7 м	86.78	0.11	5.85	1.56	0.038	0.31	1.27	0.11	1.3	0.04	1.2	98.57
CP2125-331E, 12.55 м	89.46	0.04	5.88	0.57	0.027	0.28	1.1	0.1	1.32	0.02	0.2	99.00
CP260-094 WK1, 34 м	81.57	0.1	9.07	0.99	0.022	0.43	1.27	0.11	2.22	0.03	2.35	98.16
CP2175-353E, 42.7 м	72.68	0.44	15.84	2.12	0.013	0.64	0.17	0.13	4.82	0.03	0.28	97.16
Среднее	83.13	0.14	9.21	1.16	0.02	0.4	0.79	0.11	2.38	0.02	0.85	98.21

Примечание. Рентгенофлуоресцентный анализ, лаборатория ИГЕМ РАН, аналитик А.И. Якушев.

(фиг. 7а–в), во многом сходные по конфигурации со спектрами РЗЭ вмещающих пород (фиг. 7г) месторождения Бургали. Вмещающие породы незначительно обогащены достаточно большим количеством элементов (фиг. 7г).

Руды Центральной зоны характеризуются близхондритовой формой спектра в отличие от Южной и Северной зоны (фиг. 7б). Подобная форма спектра характерна для вмещающих андезитов (фиг. 7г). В единичных пробах руд Южной и Центральной зоны отмечены Eu-максимумы (фиг. 7б, в), характерные и для туфа риолитов (фиг. 7г).

Для руд Северной и Южной зон установлены достаточно низкие значения ΣРЗЭ (в среднем 6.78 и 13.91 г/т соответственно), а для Центральной зоны более высокие значения – 45.68 (табл. 2). ΣРЗЭ в рудах заметно ниже, чем во вмещающих породах (табл. 2).

В рудах месторождения Бургали значения Eu/Eu* в основном положительные, в среднем незначительно превышающие 1, а Ce/Ce* – варьируют от отрицательных до слабо-положительных значений (от 0.6 до 1.14). Аналогичные соче-

тания Eu/Eu* и Ce/Ce* установлены и для вмещающих пород (см. табл. 2).

ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РУД

Жильные образования месторождения Бургали имеют все признаки близповерхностного генезиса, который выражается в широком развитии типичных для эпитермальных месторождений колломорфно-полосчатых текстур с участием кварца, халцедона и адуляра, реже брекчиевых, кокардовых и каркасно-пластинчатых текстур (фиг. 8). К полосам гидрослюд и халцедона в колломорфно-полосчатых агрегатах приурочена мелкая пылевидная вкрапленность рудных минералов, окрашивающая эти полосы в темно-серый цвет (фиг. 9а, б). В результате изучения прозрачных шлифов установлено, что поздние кварцевые жилы месторождения содержат обломки углистых алевролитов нижнекарбонического возраста (фиг. 9в–д), насыщенные древесными остатками (фиг. 9е–з).

Можно выделить три основных группы текстур: 1) *текстуры замещения*, образование которых связано с метасоматическим замещением по-

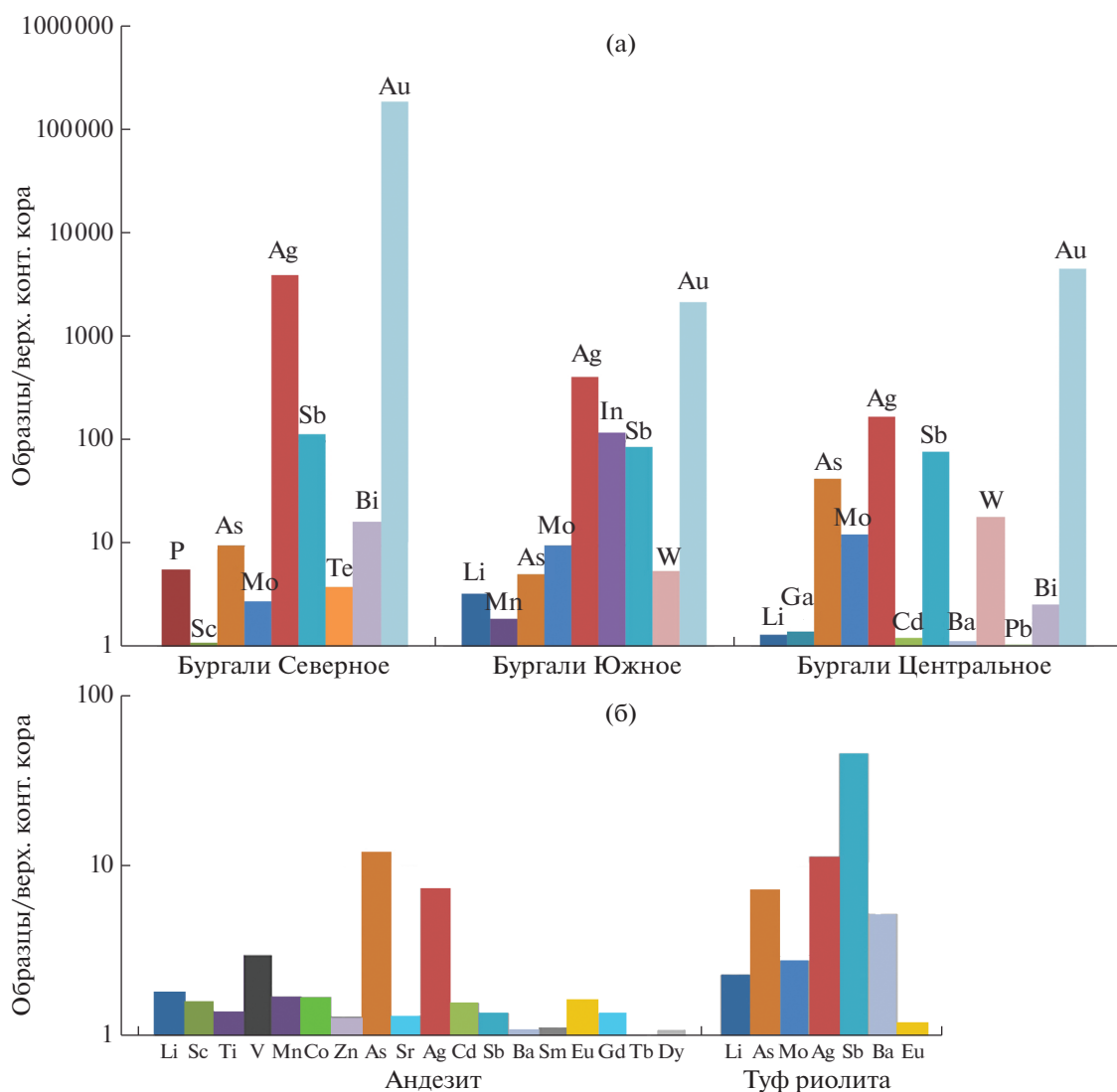
Таблица 2. Элементный состав (г/т) изученных образцов эпитепальных руд и вмещающих пород месторождения Бургали

Название	РУДЫ											Вмещающие породы										
	Северное Бургали					Южное Бургали					Центральное Бургали					ан-дезит	туф-риолита					
	к250-37	к250-36.8	к250-38.2	TR1L 116.5	TR1L 219.5	Сс	к240-QL1	ЮГ-1	ЮГ-3	ЮГ-5	ЮГ-7	Сс	СР182-133	СР2150-326	СР2125-331			СР260-094	СР2175-353	Сс		
Au	251	145	442	0.86	848	337.46	7.0	6.1	3.5	2.2	1.5	4.06	<ПО	11	18	11	11	2.0	8.46	0.37	0.58	
Ag	233	242	289	17	223	200.80	97	3.8	3.1	2.8	0.18	21.38	<ПО	<ПО	15	29	29	<ПО	8.73	0.37	0.58	
As	6.5	7.4	14	42	7.2	15.42	12	20	6.0	2.3	<ПО	8.09	131	124	15	45	45	23	67.50	17.99	10.96	
Sb	32	22	23	11	33	24.20	7.3	46	18	17	0.47	17.86	28	21	21	8.9	9.6	3.7	16.32	0.28	9.18	
Cu	<ПО	<ПО	30	<ПО	<ПО	6.00	6.6	7.0	2.6	2.1	16	6.84	19	14	1.4	9.6	12	12	1.5	8.96	19.47	12.87
Pb	2.5	2.9	3.1	9.2	2.2	3.98	3.5	4.3	9.3	4.9	2.3	4.87	38	36	8.6	25	25	6.4	22.79	4.98	8.43	
Zn	16	3.9	14	1.4	7	8.46	<0.065	7.4	3.9	5.7	4.3	4.28	17	13	6.1	12	12	26	14.95	92.94	3.25	
Li	14	11	11	9.7	14	11.94	33	80	87	84	72	71.15	9.1	54	55	12	12	9.9	27.83	36.22	46.19	
Be	0.67	0.69	0.48	0.22	0.51	0.51	0.51	1.5	1.1	0.50	0.34	0.79	0.61	0.96	0.68	0.97	0.97	2.2	1.09	1.01	0.66	
Sc	13	16	9.5	15	11	12.90	<0.099	<0.099	<0.099	<0.099	0.73	0.15	<ПО	0.45	<ПО	1.1	1.1	3.2	0.94	17.55	0.86	
Ti	54	14	12	146	16	48.40	14	7.0	6.2	12	303	68.45	0.38	504	128	421	421	2360	682.66	4197.14	564.59	
V	29	21	24	22	25	24.20	19	<0.092	<0.092	<0.092	11	5.86	21	11	0.58	40	40	15	17.53	180.10	14.10	
Cr	9.4	21	6.2	6.7	10	10.66	22	28	28	26	17	24.19	3.0	11	22	3.0	3.0	0.85	8.03	5.92	6.07	
Mn	16	29	31	7.7	12	19.14	829	326	1885	2849	60	1189.67	57	238	153	121	121	44	122.48	1032.18	29.16	
Co	0.39	0.16	0.24	3.6	0.24	0.93	6.1	4.2	10.0	12	0.90	6.56	0.68	4.7	0.61	2.1	2.1	2.1	2.05	17.08	0.59	
Ni	3	2.4	1.1	0.9	0.67	1.61	2.0	2.1	2.8	2.4	1.0	2.06	<ПО	0.32	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	0.06	5.21	0.75	
Bi	1.4	2.6	5.6	0.2	1.1	2.18	0.035	<0.0004	0.34	<0.0004	0.006	0.08	0.83	0.27	0.19	0.28	0.14	0.34	0.01	0.01	0.01	
Ga	3.2	2.7	4.1	0.7	2.5	2.64	4.7	3.8	2.6	8.1	15	6.83	42	43	14	10	10	20	25.86	13.39	5.16	
Se	22	18	16	64	12	26.40	0.28	3.4	<ПО	<ПО	<ПО	0.73	0.47	<ПО	<ПО	1.0	1.0	<ПО	0.30	2.44	2.11	
Rb	22	21	31	6.3	19	19.86	<0.027	5.5	2.2	<0.027	12	3.88	41	29	22	43	43	59	38.74	40.77	44.43	
Sr	22	18	25	32	36	26.60	23	37	37	38	30	33.23	32	68	37	24	24	17	35.57	463.97	67.32	
Y	0.73	0.13	0.11	24	0.27	5.05	25	2.8	11	9.1	2.4	10.02	1.5	7.5	2.1	6.1	6.1	10	5.53	15.85	3.21	
Zr	3.6	0.17	0.22	5.9	0.64	2.11	<0.006	1.0	<0.006	0.15	19	4.07	1.0	45	13	27	253	67.84	89.72	29.12		
Nb	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	0.00	<0.003	<0.003	<0.003	<0.003	1.0	0.21	<ПО	2.8	0.59	2.7	2.7	13	3.86	4.31	3.48	
Mo	1.3	4.3	9.9	4	2.9	4.48	4.3	10	30	32	<0.018	15.40	2.7	87	3.0	0.89	2.9	19.27	0.33	0.33	4.19	
Cd	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	0.015	0.093	0.19	0.088	0.009	0.08	0.065	0.15	0.032	0.082	0.32	0.13	0.15	0.15	0.07	
Sn	0.08	<ПО	0.031	<ПО	<ПО	0.02	1.3	<ПО	1.4	1.4	1.4	1.10	2.5	2.0	3.2	2.5	3.3	2.69	0.59	0.59	1.62	
Te	5.2	11	25	0.2	5.8	9.44	0.14	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	0.03	2.3	0.14	1.0	0.11	<ПО	0.73	0.03	0.03	0.54	
Cs	0.7	1	0.9	0.4	0.7	0.74	0.54	2.1	2.1	0.54	0.57	1.16	1.3	1.3	1.6	1.4	2.5	1.62	1.62	2.94	1.26	
Ba	179	171	251	277	149	205.40	426	74	157	759	1339	550.83	1120	1257	449	216	289	666.25	593.43	2900.05	2900.05	
La	0.43	<ПО	0	4.5	0.89	1.16	0.47	0.29	0.73	1.4	5.8	1.74	0.56	16	2.6	11	17	9.44	22.81	22.81	13.63	
Ce	0.77	<ПО	<ПО	7.7	1.6	2.01	1.1	0.60	1.9	3.0	11	3.63	0.67	31	5.1	25	35	19.45	47.76	47.76	24.50	
Pr	0.05	<ПО	<ПО	0.93	0.15	0.23	0.17	0.089	0.36	0.45	1.2	0.46	0.10	3.6	0.60	2.6	4.3	2.23	5.96	5.96	2.67	
Nd	0.4	0.084	0.07	3.7	0.77	1.00	0.94	0.57	2.1	2.1	4.1	1.94	0.40	13	2.3	9.4	16	8.16	8.16	24.36	8.23	

Таблица 2. Продолжение

Название	РУДЫ												Вмещающие породы							
	Северное Бургали				Южное Бургали				Центральное Бургали											
Sm	0.062	<ПО	0.007	0.83	0.085	0.20	0.64	0.31	1.4	0.82	0.64	0.77	0.12	2.3	0.35	1.6	3.1	1.49	5.09	1.19
Eu	0.032	0.004	0.031	0.43	0.043	0.11	0.45	0.089	0.49	0.44	0.36	0.37	0.26	0.81	0.22	0.35	0.69	0.46	1.44	1.06
Gd	0.12	<ПО	<ПО	1.8	0.16	0.42	2.1	0.58	2.5	1.7	0.39	1.46	0.17	2.0	0.55	1.6	2.7	1.40	5.20	1.31
Tb	<ПО	<ПО	<ПО	0.44	<ПО	0.09	0.49	0.075	0.38	0.25	0.067	0.25	0.013	0.28	0.072	0.20	0.37	0.19	0.65	0.13
Dy	0.066	<ПО	<ПО	3.6	0.018	0.74	3.4	0.46	2.1	1.4	0.47	1.55	0.12	1.5	0.44	1.1	2.3	1.09	3.86	0.64
Ho	<ПО	<ПО	<ПО	0.65	<ПО	0.13	0.64	0.10	0.34	0.27	0.089	0.29	0.018	0.32	0.086	0.24	0.47	0.23	0.75	0.14
Er	0.034	<ПО	<ПО	1.7	0.008	0.35	1.7	0.17	0.91	0.68	0.29	0.75	0.074	0.75	0.20	0.73	1.4	0.64	2.15	0.49
Tm	<ПО	<ПО	<ПО	0.21	<ПО	0.04	0.21	0.025	0.10	0.078	0.033	0.09	0.007	0.12	0.038	0.09	0.24	0.10	0.30	0.09
Yb	0.053	<ПО	<ПО	1.3	<ПО	0.27	1.2	0.13	0.66	0.44	0.31	0.54	0.088	0.84	0.21	0.67	1.7	0.70	1.97	0.64
Lu	<ПО	<ПО	<ПО	0.15	<ПО	0.03	0.15	0.015	0.089	0.067	0.046	0.07	0.012	0.12	0.034	0.10	0.25	0.10	0.29	0.10
Hf	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<0.003	<0.003	<0.003	<0.003	<0.003	<0.004	<ПО	1.4	0.32	0.85	6.4	1.79	2.71	1.08
Ta	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	0.014	0.003	<ПО	<ПО	<ПО	0.10	0.61	0.16	0.25	0.29
W	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	25	14	2.5	14	2.3	11.46	22	52	44	36	41	38.83	1.06	1.39
Tl	0.1	0.1	0.2	<ПО	0.1	0.10	0.037	0.030	0.041	0.027	0.059	0.04	0.30	0.54	0.17	0.32	0.44	0.35	0.22	0.41
Th	0.1	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	0.02	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	0.94	0.19	0.094	1.9	0.38	1.7	3.2	1.45	3.57	2.73
U	0.1	<ПО	0.1	3.4	0	0.72	0.42	0.032	<0.001	<0.001	0.11	0.11	0.10	0.86	0.091	0.57	1.9	0.71	0.91	0.86
ΣREE	2.02	0.11	27.94	3.72	0.09	6.78	3.51	14.08	13.07	25.30	13.57	13.91	2.61	72.52	12.73	54.93	85.60	45.68	122.57	54.84
ΣLREE	1.74	0.11	18.09	3.54	0.09	4.71	1.95	7.00	8.19	23.60	3.74	8.90	2.12	66.57	11.10	50.17	76.21	41.23	107.42	51.29
ΣHREE	0.27	0.00	9.85	0.19	0.00	2.06	1.56	7.09	4.88	1.70	9.83	5.01	0.49	5.95	1.63	4.77	9.39	4.45	15.16	3.54
ΣLREE/ΣHREE	6.39	–	1.84	19.02	–	2.29	1.25	0.99	1.68	13.89	0.38	1.78	4.29	11.19	6.81	10.52	8.11	9.27	7.09	14.49
Te/Sc	0.24	1.56	0.00	0.48	0.61	0.36	–	–	–	–	0.51	0.04	4.94	–	–	0.11	–	2.42	0.01	0.26
Au/Ag	1.08	1.53	0.05	3.80	0.60	1.68	1.60	1.13	0.78	8.29	0.07	0.19	–	–	1.24	0.39	–	0.97	–	–
Eu/Eu*	–	–	1.09	–	–	1.18	0.85	0.94	1.27	1.73	1.25	1.15	4.65	1.18	1.56	0.82	0.84	1.06	0.99	2.42
Ce/Ce*	0.93	–	0.86	0.97	–	0.88	0.65	0.60	0.87	1.05	0.63	0.89	0.59	1.02	1.04	1.14	1.07	1.06	1.03	0.97
ΣCe	1.65	0.07	16.83	3.41	0.08	4.41	1.55	5.08	6.94	22.60	2.64	7.76	1.74	63.51	10.53	48.22	72.40	39.28	100.89	49.03
ΣY	0.28	0.04	7.75	0.31	0.00	1.68	1.61	7.24	4.87	2.02	7.69	4.69	0.69	7.17	1.72	5.12	9.58	4.86	16.99	4.47
ΣSc	0.09	0.00	3.36	0.01	0.00	0.69	0.35	1.76	1.27	0.69	3.23	1.46	0.18	1.83	0.48	1.60	3.62	1.54	4.71	1.32

Примечание. Метод плазменной масс-спектрометрии (ICP-MS), лаборатория ИГЕМ РАН (аналитик Я.В. Бычкова). Золото в пробах определяли методом атомно-абсорбционной спектроскопии с электротермической атомизацией на спектрометре Spectr AA220 Z (аналитик В.А. Сычкова); ПО – предел обнаружения. Eu/Eu* = Eu_N/(Sm_N*Tb_N*Eu_N)^{1/2}; Ce/Ce* = Ce_N/((2La_N + Sm_N)/3); REE – P3Э, LREE – легкие P3Э, HREE – тяжелые P3Э.



Фиг. 6. Распределение основных микроэлементов в эпитермальных рудах (а) и вмещающих породах (б) Au–Ag месторождения Бургали, нормированных по отношению к средним значениям для верхней коры (Тейлор, Мак-Леннан, 1988).

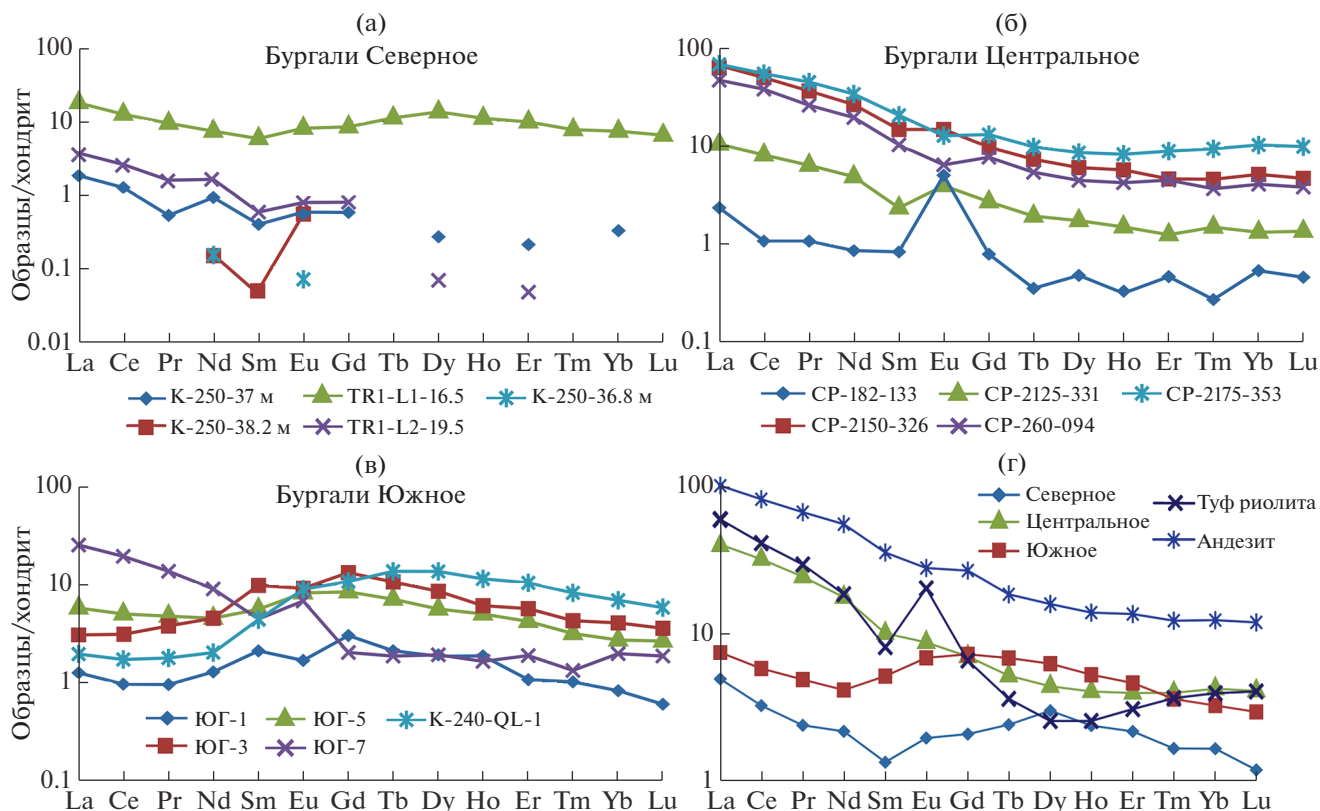
род и руд; 2) *текстуры отложения*, образование которых объясняется различными условиями роста минеральных агрегатов – свободным или стесненным, а также различным характером заполнения трещин, формированием прожилков с отложением халцедона из вязких коллоидных растворов; 3) *текстуры катаклаза* (проявленные на месторождении в незначительной степени), в которых отражаются результаты разрушения ранних минеральных агрегатов с последующей цементацией обломков.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУД

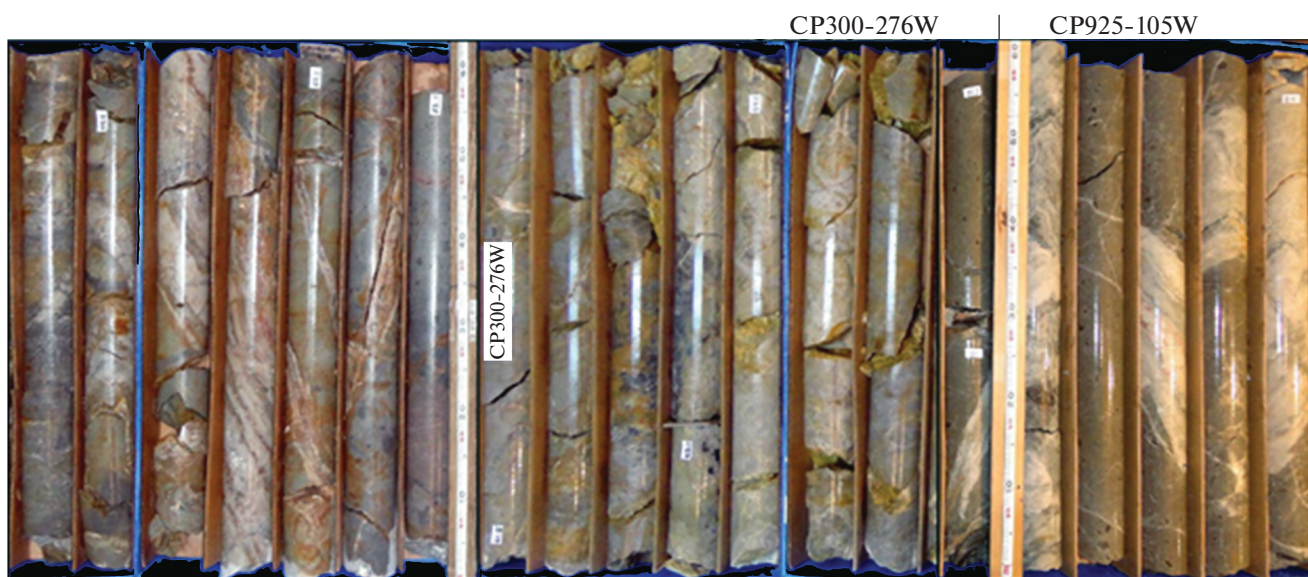
Месторождение Бургали по минеральному составу может быть отнесено к классу низкосуль-

фидизированных (low-sulfidation) эпитермальных Au–Ag месторождений (количество сульфидов в рудах не более 2%). Для руд характерны: колломорфно-полосчатые текстуры, тонковкрапленный характер рудной минерализации, наличие адуляра и халцедона (фиг. 8, 9). На фиг. 9а показан облик наиболее типичной руды Бургалинского месторождения. Ниже приведен минеральный состав руд (табл. 3).

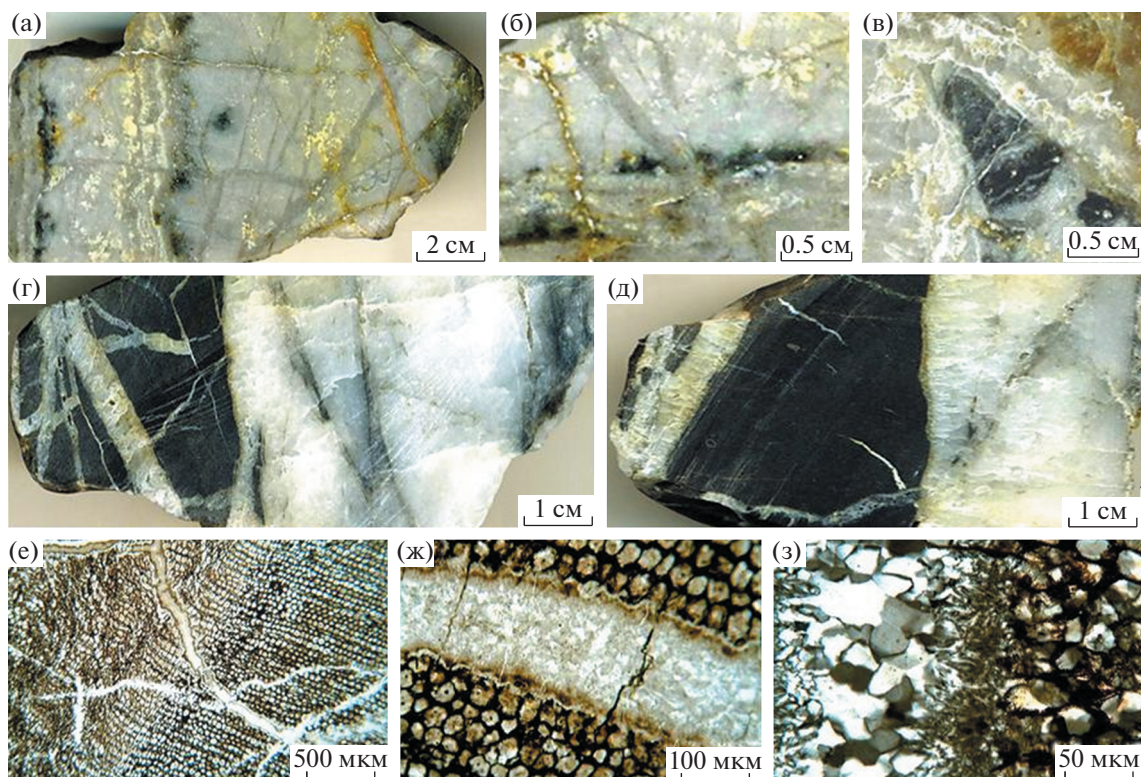
Кварц – наиболее распространенный жильный минерал. Отмечены две его генерации. *Кварц-1* представлен светло-серой разновидностью, сростается с адуляром и гидрослюда, образуя ритмично-полосчатые агрегаты. По мере формирования жил вначале отлагался халцедон, а затем происходила раскристаллизация последнего вначале в микро-



Фиг. 7. Распределение РЗЭ в эпитермальных рудах (а–в) Au–Ag месторождения Бургали, нормированные по хондри-там (Anders, 1989) (г – распределение средних значений РЗЭ в рудах и вмещающих породах). Номера проб см. в табл. 2.



Фиг. 8. Текстуры рудных жил месторождения Бургали (кern скважин CP300-276W и CP925-105W): полосчатые и кол-ломорфно-полосчатые, пятнистые и прожилковые с тёмно-серым тонко-кавернозным кварцем, который несет руд-ную минерализацию.



Фиг. 9. Текстуры руд месторождения Бургали.

а – типичная колломорфно-полосчатая текстура с небольшим количеством адуляра (белое), в темных полосах скопления рудной минерализации; б – прожилковая, пересечение раннего наиболее продуктивного кварца прожилком позднего серого халцедоновидного; в – брекчиевая текстура: обломки углистого алевролита цементируются кварцем; г–д – прожилковая и брекчиевая текстуры – крупные обломки углистого алевролита в безрудных прожилках; е–з – строение обломков в проходящем свете показывает структуру окремненной древесины.

кристаллическую фазу, а затем – в агрегаты шестоватого кварца. *Кварц-II* пересекает ранний кварц-адуляр-гидрослюдистый агрегат, образуя тонкие прожилки халцедоновидного кварца (фиг. 5а).

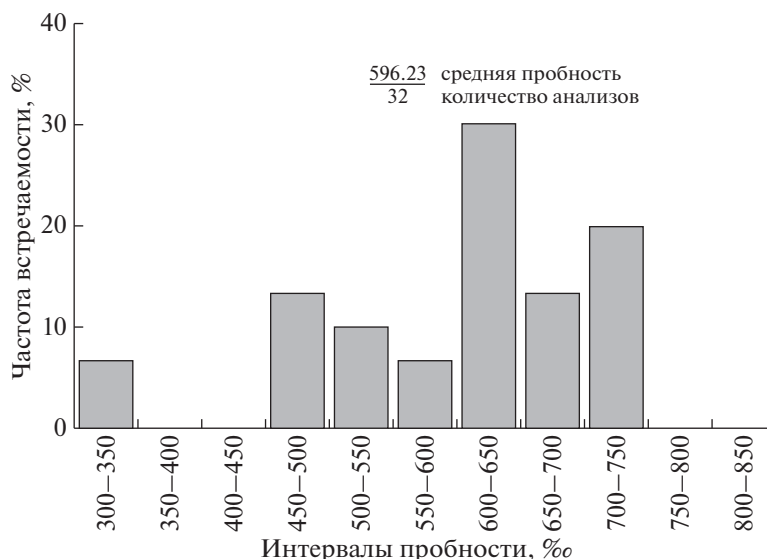
Адуляр – образует перистые и пятнистые скопления в полосах кварца, имеет светло-кремовый

оттенок и почти полностью замещен глинистыми минералами, так как образцы отобраны из поверхностных горных выработок. Количество адуляра в рудных жилах не более 5%.

Гидрослюда – развита по полевому шпату и слагает самостоятельные полосчатые скопления

Таблица 3. Минеральный состав руд месторождения Бургали по степени распространенности

Группы минералов	Главные	Второстепенные	Редкие
Жильно-метасоматические	Кварц Адуляр Гидрослюда	Каолинит Карбонат Барит	Смектит Цеолит Манганокальцит
Рудные	Пирит Полибазит-пирсеит Пирсеит (Au- и Te-содержащий) Селенополибазит	Гематит Галенит Стефанит Акантит Самородное золото Электрум	Халькопирит Сфалерит Аргиродит Самородное серебро Билленгслеит Павонит
Гипергенные	Лимонит Пирролюзит	Гидрогематит Ютенбогардит	Монтмориллонит Петровскаит Хлораргирит



Фиг. 10. Пробыность самородного золота месторождения Бургали: по оси абсцисс значения пробыности (‰), по оси ординат — частота встречаемости (%).

в колломорфных образованиях. К полосам гидрослюды, как к более пористым образованиям, нередко приурочена основная рудная минерализация.

Глинистые минералы — образуют псевдоморфозы по адуляру.

Пирит — в отдельных участках жил количественно составляет около 3%, но в большей части образцов его вообще не установлено. Пирит образует вкрапленность идиоморфных кристаллов пентагон- и гексагон-додекаэдрического габитуса, реже встречаются сростки кристаллов. Размеры выделений достигают 1.5 мм. В пирите отмечаются реликты овоидных структур, типичных для переходного продукта пирротин → пирит, называемого “птичий глаз”.

Самородное золото — встречается чаще других минералов, характеризуется пробыностью 338–719‰, со средним значением 596‰, стандартное отклонение — 107, дисперсия — 11471, большинство значений лежит в области 600–650‰ (фиг. 10). В распределении пробыности отмечается полимодальность. Отдельной областью 300–350‰ характеризуется низкопробное золото из прожилков халцедоновидного кварца, которое редко встречается.

Низкопробное самородное золото отлагается в “свободном” виде непосредственно в кварце и кварц-гидрослюдистом агрегате (фиг. 11). Формы выделений ксеноморфные, интерстициальные, ограниченные плоскостями кристаллов минералов матрицы. Размеры выделений можно разделить на два класса: мелкое до пылевидного 5–50 мкм, составляет около 70%, и относительно

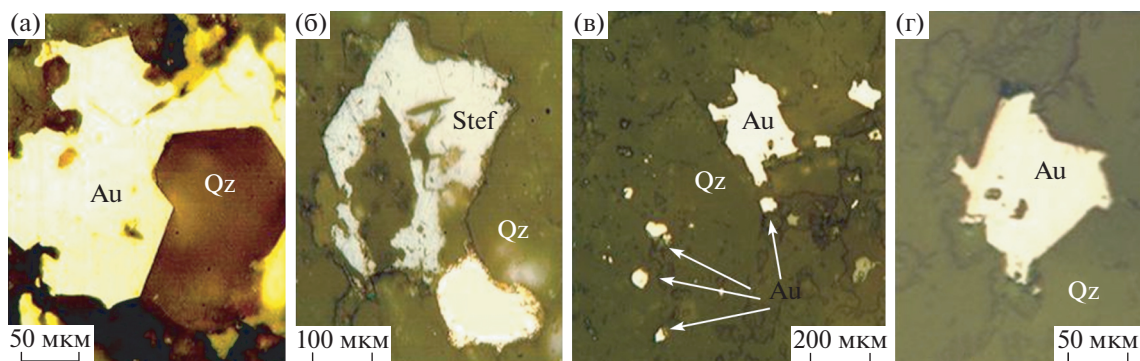
более крупное 100–300 мкм — 30%. Отдельные выделения достигают размеров 800 мкм.

Самородное золото различной пробыности встречается преимущественно в сростании с полибазитом и нередко окружено ажурной каймой акантита, петровскита и ютенбогаардита гипергенного происхождения (фиг. 12а–в). Для месторождения характерно также отложение золота в виде включений внутри кристаллов пирита (фиг. 12б). Часть золота отлагается непосредственно в кварце и кварц-гидрослюдистом агрегате. Структурным травлением установлена неоднородность в пределах каждого выделения самородного золота. Выделения низкопробного золота окружены тонкими более низкопробными каймами, свидетельствующими о слабо проявленном термометаморфизме при отложении позднего кварца.

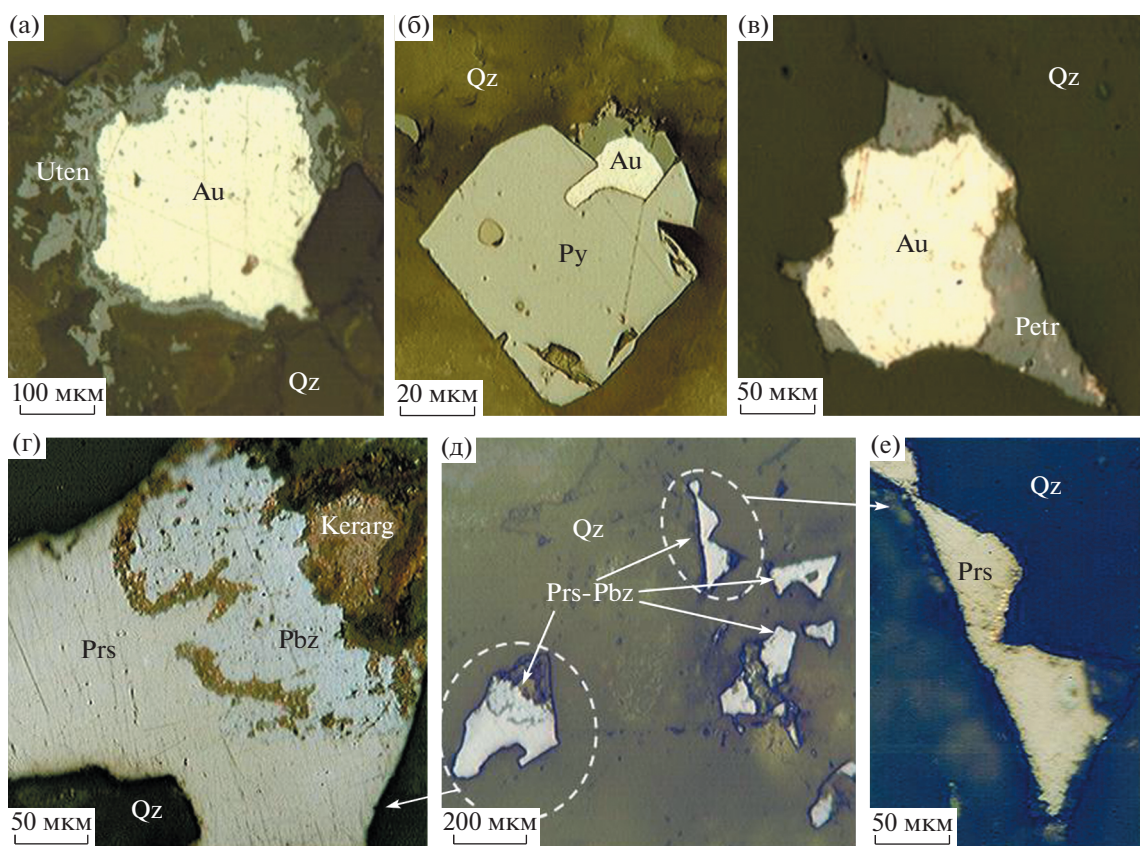
Самородное серебро — встречается эпизодически и, возможно, является гипергенным, отлагаясь на границе кварца и окисленного до пиролюзита марганцовистого карбоната. По данным (Шило и др., 1992), пиролюзит — осадитель самородного серебра. Размеры выделений самородного серебра не превышают 200 мкм.

Золотосодержащий пирсеит $(Au,Ag)_{10}(As,Sb)_6$ — наиболее распространенный минерал серебра в рудах (табл. 4, фиг. 12г–е). Он образует ксеноморфные выделения и тесно сростается с самородным золотом. Размеры его выделений 20–500 мкм.

Одной из главных минералогических особенностей Бургали можно считать широкое развитие *Au- и Te-содержащего пирсеита-полибазита*, наряду с обычным полибазитом (фиг. 13). По оптическим свойствам этот минерал близок к полибазиту-пирсеиту, но имеет слегка кремовый отте-



Фиг. 11. Морфология выделений низкопробного самородного золота месторождения Бургали. а – крупно интерстициальное выделение; б – сростание низкопробного самородного золота со стефанитом; в – мелкие пылевидные выделения; г – типичное выделение низкопробного самородного золота, выполняющее интерстициальную полость между кристаллами кварца.



Фиг. 12. Характерные сростания рудных минералов месторождения Бургали. а – кайма юттенбогардита на выделении самородного золота; б – сростание пирита с самородным золотом; в – образование петровскита на периферии выделения самородного золота; г – сростание золотосодержащего пирсита с полибазитом и гипергенным кераргиритом; д–е – золотосодержащий пирсeit-полибазит.

нок. Иногда между ним и низкопробным золотом наблюдается разделительная кайма хлораргирита. В единичном случае отмечается сростание Au- и Te-содержащей фазы с минералом Vi – *нестехиометричным павонитом*. Размер выделений последнего по удлинению 20–30 мкм. При пересчете на формульные коэффициенты в минерале

отмечается высокий дефицит S, который не компенсируется Se.

В зоне окисления формируются селенистые юттенбогардит и петровскит (табл. 5, фиг. 12). *Юттенбогардит* – широко распространен в рудах, он слагает каймы на самородном золоте мощностью до 0.7 мм (фиг. 12а), иногда в сочета-

Таблица 4. Золото и теллур-содержащий пирсеит $(Ag, Au)_{10}(As, Sb)(S, Se, Te)_6$ месторождения Бургали

Концентрации элементов, мас. %								Формульные коэффициенты						
S	As	Ag	Se	Sb	Te	Au	Σ	S	As	Ag	Se	Sb	Te	Au
13.51	5.73	75.72	1.27		1.32	2.83	100.4	5.77	1.05	9.62	0.22		0.14	0.34
14.22	5.68	68.42	1.44		1.17	7.41	98.35	6.19	1.06	8.85	0.25		0.13	0.88
13.05	5.13	71.35			1.74	7.33	98.61	5.83	0.98	9.47			0.2	0.87
13.12	5.76	70.79			1.96	7.09	98.71	5.83	1.09	9.35			0.22	0.84
13.56	4.82	75.85			1.38	4.16	99.77	5.88	0.89	9.78			0.15	0.49
13.03	1.79	72.24		5.46	2.62	4.50	99.65	5.81	0.34	9.58		0.64	0.29	0.53
13.50	6.27	75.21	1.28		1.78	2.38	100.4	5.75	1.14	9.53	0.22		0.19	0.28
13.02	5.02	72.35	1.42			7.11	98.92	5.76	0.95	9.52	0.26			0.84
13.06	5.15	71.52			1.09	7.24	98.06	5.85	0.99	9.52			0.12	0.86
13.21	4.39	70.76		1.84	1.74	6.86	98.8	5.89	0.84	9.37		0.22	0.19	0.81
12.93	4.89	69.37	1.12		1.71	7.38	97.41	5.83	0.94	9.29	0.2		0.19	0.88
12.91	4.98	69.86	1.20		1.93	7.17	98.07	5.78	0.95	9.30	0.22		0.22	0.85
12.93	3.74	70.06	1.43	2.34	2.37	6.88	99.74	5.74	0.71	9.25	0.26	0.27	0.26	0.82
14.02	4.82	74.79			1.55	7.52	102.7	5.97	0.88	9.46			0.17	0.89
13.24	4.93	72.22			1.62	7.77	99.77	5.85	0.93	9.48			0.18	0.92
15.02	5.89	69.06				10.00	99.97	6.43	1.08	8.79				1.19

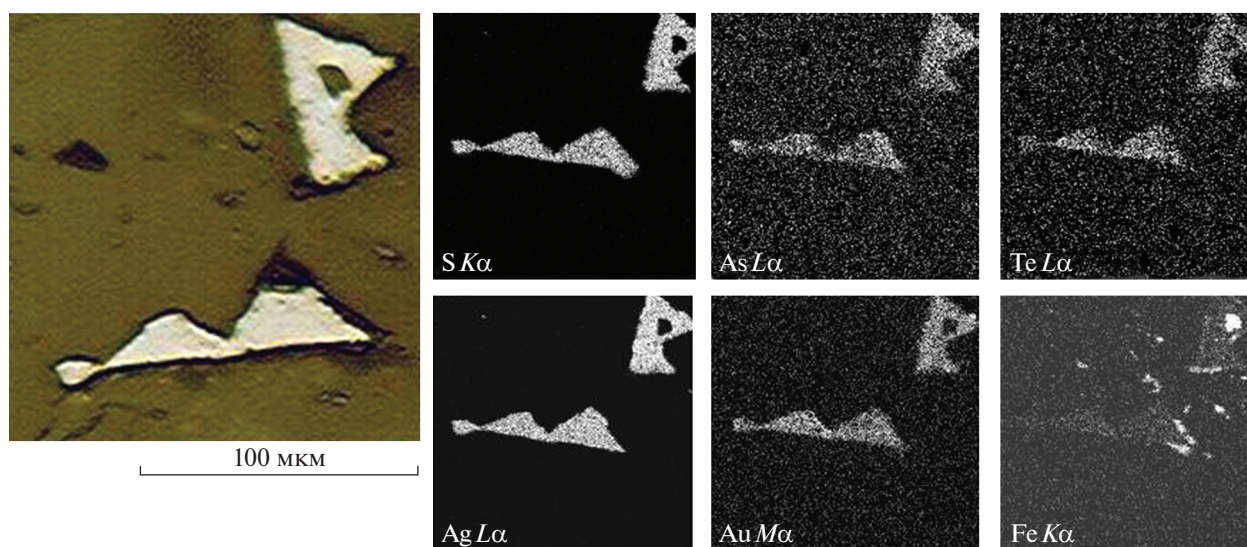
нии с хлораргиритом. Форма выделений (каймы, нередко с пористой структурой) подтверждает его гипергенный генезис. По составу минерал нестехиометричен, отдельные анализы больше отвечают петровскиту (табл. 5).

Стефанит — образует преимущественно самостоятельные выделения, нередко приуроченные к участкам скопления гидрослюд, а в единичных случаях сростается с самородным золо-

том. Его выделения ксеноморфны и имеют размеры до 200 мкм.

Акантит — встречается как в сростании с электрумом, образуя каймы обрастания, так и в виде самостоятельных выделений в кварц-гидрослюдистом жильном материале. Размеры его выделений не превышают 100 мкм.

Селенистый аргиродит также можно считать редкой находкой в рудах Бургали (концентрация



Фиг. 13. Равномерное распределение Au, Ag, Te в золотосодержащем пирсеите (снято в характеристических рентгеновских лучах).

Таблица 5. Состав нестехиометричных ютенбогаардтита и петровскаита месторождения Бургали

Концентрации элементов, мас. %					Σ	Формульные коэффициенты				
S	As	Ag	Se	Au		S	As	Ag	Se	Au
<i>Ютенбогаардтит Ag_3AuS_2</i>										
8.16		59.03	1.02	28.54	99.39	2.05		2.34	0.08	1.48
8.38		67.29	1.48	18.71	98.63	1.57		3.75	0.11	0.58
10.27		41.86	1.63	48.21	101.48	1.97		2.39	0.13	1.51
9.67		57.97	2.03	38.29	102.87	1.71		3.04	0.15	1.2
<i>Петровскаит $AgAuS$</i>										
9.40		37.13		51.50	98.99	0.98		1.15		0.8
10.7		41.05	1.65	47.28	100.05	1.03		1.17	0.06	0.74

Se – 1.01–3.09 мас. %, табл. 6). Аргиродит ранее был встречен только в мезозойском месторождении Нявленга (Савва, 2019), где Au–Ag-оруденение совмещено с Mo-порфировым. Другие сульфиды встречаются в незначительных количествах. Среди них – пирит, акантит, галенит, сфалерит, халькопирит, блеклая руда.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проблема возраста Au–Ag эпитеpмального оруденения имеет в КВП важнейшее металлогеническое значение. Сторонники палеозойского возраста (Степанов, Шишакoва, 1994; Котляр и др., 2001) считают, что эпитеpмальные месторождения Кубака и Биркачан генетически связаны с КВП и образовались на границе девона и карбона (360–330 млн лет). Другие исследователи полагают, что эти месторождения – юрско-верхнемелового возраста (170–100 млн лет) и время их образования совпадает с Яно-Колымским орогенезом (Наталенко и др., 2002). В этот период складчатые структуры терригенно-карбонатного верхоянского (С–J) комплекса были надвинуты (шарьированы) на структуры Омолонского фрагмента КВП.

По данным В.В. Акинина и др. (2020), оруденение Цокольной зоны месторождения Кубака “зажато” по времени формирования в вилке между извержениями рудовмещающих позднедевонских вулканитов кедонской серии (U–Pb возраст по циркону около 370 ± 2.5 млн лет, SHRIMP) и пострудной секущей дайкой ранне-среднеюрских трахибазальтов и пикробазальтов омолонского комплекса (40Ag/ 39Ag возраст плато 179 ± 8 млн лет), не проникающей в каменноугольную корбинскую свиту. Полученные этими исследователями результаты с большой вероятностью указывают

на каменноугольный верхний возрастной предел эпитеpмальной золотой минерализации (Акинин и др., 2020).

Впервые на месторождении Бургали в прожилках позднего кварца были выявлены обломки нижнекарбонoвых углефицированных алевролитов (фиг. 9в–д). Они представляют собой обломки обугленной древесины с отчетливой клеточной структурой, сцементированной кварцем (фиг. 9е–з). Этот факт позволяет предположительно оценивать возраст оруденения Бургали как карбонoвый и не противоречит последним данным о возрасте месторождения Кубака (Акинин и др., 2020).

В результате сравнительного анализа (табл. 7) установлено большое сходство геологического строения, морфологии рудных тел и вещественного состава руд Бургали с другими эпитеpмальными низкосульфидизированными Au-Ag месторождениями КВП.

Легкие P3Э при повышении давления переходят в водный флюид, а тяжелые удерживаются в магме, что позволяет считать первые “гидрофильными”, а вторые “магмафильными” элементами (Жариков и др. 1999). Кроме того, P3Э были разделены на три группы: цериевые – La, Ce, Pr, Nd, иттриевые – Sm, Eu, Gd, Dy, Ho, скандиевые – Er, Yb, Lu (Минеев, 1974). Таким образом, табл. 2 показывает, что в спектре P3Э изученных руд и вмещающих пород преобладают легкие “гидрофильные” лантаноиды “цериевой” группы.

Eu- и Се-аномалии обычно рассматриваются как маркеры окислительно-восстановительного потенциала среды рудообразования (Бортников и др., 2007; Горячев и др., 2008; Jones, Manning, 1994). В рудах месторождения Бургали значения Eu/Eu* в основном положительные, а Се/Се* –

Таблица 6. Состав рудных минералов месторождения Бургали, мас. %

Концентрация элемента, мас. %							Формульные коэффициенты							
S	As	Ag	Se	Sb	Ge	Сумма	S	As	Ag	Se	Sb	Ge		
<i>Аргиродит Ag_8GeS_6</i>														
15.82		73.92	3.09		5.53	98.36	5.71		7.95	0.46		0.88		
15.36		76.23	1.01		6.89	99.49	5.56		8.20	0.15		1.10		
<i>Акантит Ag_2S</i>														
12.52		85.60				98.12	0.99		2.011					
10.32		83.53	0.61			97.01	0.87		2.104	0.02				
<i>Пирит FeS_2</i>														
S	Fe	As	Se	Pb	Zn		S	Fe	As	Se	Pb	Zn		
53.18	46.65					99.83	2.00	1.005						
53.68	46.74					100.42	2.00	1.000						
53.77	46.68					100.45	2.00	0.998						
53.74	47.04					100.78	2.00	1.003						
52.71	45.81				0.74	99.26	2.00	0.999				0.14		
54.07	47.07					101.14	2.00	1.000						
54.13	47.14					101.27	2.00	1.000						
53.55	46.97					100.52	2.00	1.005						
53.62	46.77					100.4	2.00	1.001						
53.32	47.02					100.34	1.99	1.008						
52.22	46.25	1.13				99.60	1.99	1.011	0.02					
<i>Галенит PbS</i>														
S	Fe	Cu	Se	Pb	Zn	Σ	S	Fe	Cu	Se	Pb	Zn		
12.87	0.96		0.78	84.55		99.14	0.96	0.041		0.02	0.976			
12.79	1.98		0.67	84.79		99.56	0.94	0.083		0.02	0.961			
12.22				85.28		98.17	0.96			0	1.038			
12.7			0.91	86.73		100.34	0.96			0.03	1.013			
12.95			0.76	85.43		99.15	0.98			0.02	0.999			
<i>Сфалерит ZnS</i>														
33.00	2.93				63.11	99.04	1.01	0.051				0.943		
33.20	2.15				63.56	100.02	1.01	0.038				0.95		
<i>Халькопирит $CuFeS_2$</i>														
35.08	31.49	33.51				100.80	2	1.032	0.965					
36.00	31.19	33.40				100.59	2.04	1.012	0.953					
<i>Блеклая руда $(Ag, Cu)_{10}(Zn, Fe)_2(As, Sb)_4S_{13}$</i>														
S	Fe	Cu	Zn	As	Ag	Sb	Σ	S	Fe	Cu	Zn	As	Ag	Sb
26.53	1.90	39.50	6.52	9.77	1.23	14.72	100.2	13.0	0.54	9.77	1.57	2.05	0.18	1.90
26.34	2.62	39.11	6.17	11.12		12.78	98.14	13.0	0.74	9.75	1.49	2.35		1.66
<i>Павонит (по сере) $AgBi_3S_5$? (не стехиометричный – рассчитывается примерно на $Ag_3Bi_2(Se, S)_5$)</i>														
S	Fe	Au	Se	Bi	Ag	Sb	Σ	S	Fe	Au	Se	Bi	Ag	Sb
15.40			0.72	50.55	32.34		99.01	4.19			0.08	2.11	2.62	
15.41			0.71	50.09	32.32		98.55	4.20			0.08	2.10	2.62	

Таблица 7. Сравнительная геолого-минералогическая характеристика месторождений Бургали, Биркачан, Кубака

Бургали	Биркачан	Кубака
<i>Состав и возраст вмещающих пород</i>		
1) D ₂₋₃ zh. ld. oc (захаренковская, Ледникская, очакчанская свита) андезиты и андезидациты; субвулканические тела D ₂₋₃ kd риодацитов; 2) D ₃ – C ₁ br бургалийская свита алевролиты	1) D ₂₋₃ grt (грунтовская свита) – андезидациты; 2) субвулканические тела D ₃ – дациты; 3) C ₁ krb (корбинская свита) – туфы и углистые алевролиты	1) D ₂₋₃ kd (кедонская свита) – андезиты и их туфы; 2) C ₁ krb (корбинская свита) – туфы и углистые алевролиты
<i>Морфология рудных тел</i>		
Жильно-прожилковые зоны. Аз. пр. северо-восток (~ 25°), мощность 20–0.2 см, протяженность 3.5 км	Жильно-прожилковые зоны. Аз. пр. 60°–65°, мощность 10–0.1 см, протяженность 0.6 км	Жилы и штокверковые зоны. Аз. пр. 35°–45°, мощность 1–3 м, раздувы до 20 м, протяженность 0.8 км
<i>Текстуры</i>		
Преобладание колломорфно-полосчатых, редко брекчиевые	Преобладание колломорфно-полосчатых, редко брекчиевые	Преобладание брекчиевых и кокардовых в сложном сочетании с колломорфно-полосчатыми и каркасно-пластинчатыми
<i>Основные жильные минералы (на 100%)</i>		
Кварц, халцедон – 70 Адуляр – 3–5 Гидрослюда – 15	Кварц, халцедон – 80 Адуляр – 10 Гидрослюда – 5 Диккит – 5	Кварц, халцедон – 50 Адуляр – 15 Гидрослюда – 5 Карбонат – 30 Флюорит – 5
<i>Основные рудные минералы (на 100%)</i>		
Золото самородное – 85 Пирит – 5 Полибазит – 10	Золото самородное – 85 Пирит, марказит – 10 Ag-тетраэдрит – 5	Золото самородное – 85 Халькопирит – 5 Гематит – 15
<i>Экзотические минералы</i>		
Au- и Te-содержащий пирсеит, аргиродит, павонит, петровскаит, ютенбогаардит	Гессит, алтаит, кубанит, люционит	Самородные Fe, Sn, Cu; стистаит, графит, ютенбогаардит
<i>Пробность, ‰</i>		
350–750	450–800	250–750
<i>Сульфидность руд</i>		
0.5–2	0.1–1.5	0.1–0.5

варьируют от отрицательных до слабopоложительных значений (см. табл. 2). Такое сочетание Eu/Eu^* и Ce/Ce^* указывает на окислительные условия, существовавшие при отложении эпитеpмальных руд месторождения (Jones, Manning, 1994).

Характер распределения и форма кривых на графиках спектров РЗЭ (фиг. 7), а также сочетание отношений Eu/Eu^* и Ce/Ce^* (см. табл. 2) изученных руд во многом сходно с вмещающими породами месторождения. Эти факты позволяют сделать предположение, что вмещающие вулканы и андезитовые магмы – наиболее вероятные источники рудного вещества для рудообразующих флюидов.

Сравнительный анализ средних содержаний микроэлементов и РЗЭ руд эпитеpмальных Au–Ag месторождений КВП Кубака, Биркачан и Бургали показывает почти полную аналогию в составе и спектрах распределения, что свидетельствует о сходных условиях рудообразования этих месторождений (Волков и др., 2016). Обращает на себя внимание заметное различие в наборе микроэлементов руд Северной, Центральной и Южной жильных зон месторождения Бургали (см. фиг. 6), что может быть связано с их разным эрозийным срезом.

Сравнение полученных данных с известными опубликованными примерами (Винокуров и др., 1999; Кравцова, 2010; Волков и др., 2018) свидетельствует о том, что установленные закономерности – бедность руд редкоземельными элементами, преобладание легких лантаноидов над тяжелыми, положительные европиевые аномалии – типичны для эпитеpмальной рудообразующей системы.

Проведенное изучение показало, что руды месторождения Бургали могут быть отнесены к классу убогосульфидных (0.5–2%), что типично для эпитеpмальных Au–Ag низкосульфидизированных месторождений Кубака и Биркачан (табл. 7). Низкая сульфидность делает руды месторождения легкообогатимыми, в том числе и методом кучного выщелачивания.

Одна из главных минералогических особенностей руд месторождения Бургали – широкое развитие Au- и Te-содержащего пирсеита-полибазита $(\text{Ag}, \text{Cu})_{16}(\text{As}, \text{Sb})_2(\text{S}, \text{Se})_n$. Составы минералов этого ряда характеризуются изоморфными замещениями Sb и As, Ag и Cu, S и Se. Концентрация Te в полибазите месторождения Бургали колеблется от 0.00 до 2.62 мас. %, а концентрация Au – от 2.38 до 10.00 мас. % (наиболее часто – 6–7 мас. %), минерал существенно мышьяковый, а Cu вообще отсутствует (табл. 4). При пересчете на формульные коэффициенты в полибазите отмечается вы-

сокий дефицит S, который не компенсируется Se (табл. 4). Среди эпитеpмальных месторождений Северо-Востока Au-содержащий полибазит встречается в рудах мезозойских месторождений Купол, Дальнее и Сопка Кварцевая (Савва, 2019). Также он встречается в рудах Au–Ag эпитеpмального месторождения Pallancata (Пеpу) (Jorge et al., 2013).

Следует отметить, что для группы полибазита-пирсеита характерна широкая изоморфная смесь между Sb и As. В группу входят: полибазит, пирсеит, а также стефанит и биллингслеит, а для природных фаз состава, близкого к полибазит-пирсеиту, описаны также моноклинные полилиты – Tас, 2Tас и T2a2c (Юшко-Захарова и др., 1986). Проведя термодинамический анализ фазовых отношений Au–Ag–Sb–S, И.Я. Некрасов (1991) показал возможность существования промежуточного ауристобита, а в системе Ag–Au–Te – петцита с последующим комплексированием их в сложные соединения для руд эпитеpмальных серебросульфосольных месторождений.

Наличие Se и Te в полибазитах отмечалось и ранее. Так, В.Ю. Орешин (1979) для селенистого полибазита рассчитал формулу $(\text{Ag}, \text{Cu})_{15}(\text{Sb}, \text{As})_2(\text{S}, \text{Se}, \text{Te})_{15}$, и отнес Se и Te к S. Золотосодержащая фаза, названная нами как Au и Te-содержащий пирсеит, удовлетворительно рассчитывается на 17 формульных единиц и имеет вид $(\text{AgAu})_{10}(\text{As}, \text{Sb})(\text{S}, \text{Se}, \text{Te})_6$ как фаза, промежуточная между полибазитом и биллингслеитом (по S), с устойчивыми содержаниями Au – 6–7 мас. %. Предполагается образование такой сложной минеральной фазы в неравновесных резкоградиентных условиях. Наличие полилитов в группе полибазита-пирсеита осложняет идентификацию подобных составов по рентгеноструктурному анализу.

Необычно и наличие в рудах селенистого аргиродита с концентрациями S – 15.82–15.86; Se – 1.01–3.09; Ge – 5.53–6.89; Ag – 73.92–76.23 мас. % (табл. 6). Аргиродит ранее был встречен только в мезозойском месторождении Нявленга, где Au–Ag эпитеpмальное оруденение совмещено с Mo-порфировым (Савва, 2019). По данным ICP-MS, в рудах Бургали также отмечается повышенная концентрация Mo (фиг. 6).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате сравнительного анализа установлено большое сходство геологического строения, морфологии рудных тел и вещественного состава руд Бургали с другими эпитеpмальными низкосульфидизированными Au–Ag месторождениями КВП.

Руды месторождения убогосульфидные, отличаются тонковкрапленной минерализацией, широким развитием халцедона. Преобладают коллоидно-полосчатые, часто сочетающиеся с брекчиевыми, текстуры. Поздние кварцевые жилы содержат обломки углистых алевролитов (C_1), насыщенные остатками древесных обломков, что указывает на карбоновый возраст рудной минерализации. Одной из главных минералогических особенностей можно считать широкое развитие в рудах Au- и Te-содержащего пирсеита-полибазита.

Геохимические особенности руд хорошо согласуются с минеральным составом. Руды обогащены довольно узким спектром элементов (Au, Ag, As, Sb, Te, W, Mo, Bi); характерна низкая сумма РЗЭ; отмечено присутствие положительных Eu-аномалий. В спектрах РЗЭ преобладают легкие “гидрофильные” лантаноиды “цериевой” группы. Руды аномально бедны редкоземельными элементами, причем легкие лантаноиды преобладают над тяжелыми. Установленные сочетания Eu/Eu* и Ce/Ce* свидетельствуют об окислительной среде рудообразования.

Перспективы увеличения запасов Au и Ag месторождения Бургали связаны с дальнейшим изучением и разведкой рудоносного штокверка.

Приведенная в статье информация имеет практическое значение для региональных прогнозно-металлогенических построений, поисков и оценки эпитеpmальных Au–Ag месторождений.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны руководству и геологам ОЗРК и Магаданского филиала ПАО “Полиметалл” за помощь в проведении исследований.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена при финансовой поддержке темы Госзадания ИГЕМ РАН “Металлогения рудных районов вулканоплутоногенных и складчатых орогенных поясов Северо-Востока России”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акинин В.В., Глухов А.Н., Ползуненков Г.О., Альшевский А.В., Алексеев Д.И. Возраст эпитеpmального золото-серебряного оруденения на месторождении Кубака (Омолонский кратонный террейн, Северо-Восток России): геологические и изотопно-геохронологические (U–Pb, 40Ar/39Ar) ограничения // Тихоокеанская геология. 2020. Т. 39. № 1. С. 37–47.
- Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Викентьева О.В., Прокофьев В.Ю., Алтатов В.А., Бахарев А.Г. Состав и происхождение флюидов в гидротермальной системе Нежданского золоторудного месторождения (Саха-Якутия, Россия) // Геология руд. месторождений. 2007. Т. 49. № 2. С. 99–145.
- Винокуров С.Ф., Коваленкер В.А., Сафонов Ю.Г., Керзин А.Л. Лантаноиды в кварцах эпитеpmальных золоторудных месторождений: распределение и генетическое значение // Геохимия. 1999. № 2. С. 171–180.
- Волков А.В., Савва Н.Е., Сидоров А.А. Металлогения золота и серебра кедонского (D_{2-3}) вулканоплутонического пояса (Северо-Восток России) // ДАН. 2011. Т. 439. № 5. С. 460–484.
- Волков А.В., Сидоров А.А., Савва Н.Е., Колова Е.Е., Мурашов К.Ю., Земскова М.И. Особенности эпитеpmального рудообразования в Кедонском палеозойском вулканоплутоническом поясе Северо-Востока России по данным геохимических исследований Au–Ag оруденения // Вулканология и сейсмология. 2016. № 6. С. 3–21.
- Волков А.В., Савва Н.Е., Колова Е.Е., Прокофьев В.Ю., Мурашов К.Ю. Au–Ag эпитеpmальное месторождение Двойное (Чукотка) // Геология руд. месторождений. 2018. Т. 60. № 6. С. 590–609.
- Гагиева А.М. Среднепалеозойский вулканизм Омолонского массива (Северо-Восток Азии): особенности химического состава и проблемы геодинамической интерпретации // Вестник ОНЗ РАН. 2014. Т. 6. С. 1–12.
- Горячев Н.А., Викентьева О.В., Бортников Н.С., Прокофьев В.Ю., Алтатов В.А., Голдуб В.В. Наталкинское золоторудное месторождение мирового класса: распределение РЗЭ, флюидные включения, стабильные изотопы кислорода и условия формирования руд (Северо-Восток России) // Геология руд. месторождений. 2008. Т. 50. № 5. С. 414–444.
- Егоров В.Н., Шерстобитов П.А. Кедонская вулканоплутоническая ассоциация юго-восточной части Омолонского массива // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии. Материалы IV регионального петрографического совещания по Северо-Востоку России. Магадан: Кн. изд-во, 2000. С. 23–29.
- Егоров В.Н. Строение, магматизм и металлогения среднего палеозоя юга Омолонского массива // Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004.
- Жариков В.А., Горбачев Н.С., Латфутт П., Дохерти В. Распределение редкоземельных элементов и иттрия между флюидом и базальтовым расплавом при давлениях 1–12 кбар (по экспериментальным данным) // ДАН. 1999. Т. 366. № 2. С. 239–241.
- Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М. Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001.
- Кравцова Р.Г. Геохимия и условия формирования золотосеребряных рудообразующих систем Северного Приохотья. Новосибирск: Академическое изд-во “ГЕО”, 2010.
- Наталенко М.В., Стружков С.Ф., Рыжов А.Б., Вакин М.Е., Политов В.К., Ишков Б.И., Гиллес Б., Карчавец В.П., Устинов В.И., Шергина Ю.П. Геологическое строение и

- минералогия руд месторождения Биркачан, Магаданская область // Руды и металлы. 2002. № 6. С. 37–52.
- Минеев Д.А.* Лантаноиды в рудах редкоземельных и комплексных месторождений. М.: Наука, 1974.
- Некрасов И.Я.* Геохимия, минералогия и генезис золоторудных месторождений. М.: Наука, 1991.
- Орешин В.Ю., С.М. Сандомирская С.М., Чувикина Н.Г.* Селенистый полибазит в рудах золото-серебряного месторождения неогенового возраста // Минералогия серебра близповерхностных месторождений // Тр. ЦНИГРИ. 1979. Вып. 149. С. 53–56.
- Савва Н.Е.* Минералогия серебра Северо-Востока России. М.: Изд-во “Триумф”, 2019.
- Степанов В.А., Шишакова Л.Н.* Кубакинское золото-серебряное месторождение. Владивосток: Дальнаука, 1994.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988.
- Шило Н.А., Сахарова М.С., Кривицкая Н.Н., Ряховская С.К., Брызгалов И.А.* Минералогия и генетические особенности золото-серебряного оруденения Северо-Западной части Тихоокеанского обрамления. М.: Наука, 1992.
- Шпикерман В.И.* Домеловая минералогия Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998.
- Юшко-Захарова О.Е., Иванов В.В., Соболева Л.Н., Дубакина Л.С., Шербачёв Д.К., Куличихина Р.Д., Тимофеева О.С.* Минералы благородных металлов: Справочник. М.: Недра, 1986.
- Anders E.* Abundances of the elements: meteoric and solar // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. V. 53. P. 197–214.
- Jones B., Manning D.A.C.* Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones // Chem. Geol. 1994. V. 111. P. 111–129.
- Jorge E., Gammara U., Ricardo C.* Preliminary mineralogy and ore petrology of the intermediate-sulfidation Pallanca-ta deposit, Ayacucho, Peru // The Can. Mineral. 2013. V. 51. P. 67–91.