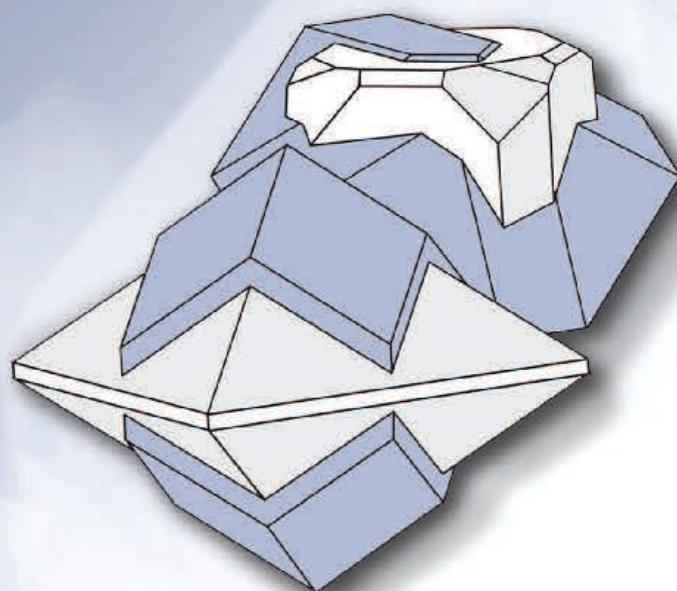


ISSN 2313-545X (print)
ISSN 2782-2044 (online)

МИНЕРАЛОГИЯ MINERALOGY

Том 8 № 3



2022

ISSN 2313-545X (print)
ISSN 2782-2044 (online)

Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии
Уральского отделения Российской академии наук

МИНЕРАЛОГИЯ

Том 8 № 3 2022 г. Сентябрь

Основан 2014 г.
Выходит 4 раза в год

South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology,
Urals Branch, Russian Academy of Sciences

MINERALOGY

Volume 8 No 3 2022 September

Founded 2014
Issued 4 times a year

Научный журнал. Выходит 4 раза в год. Основан в 2014 г.

Учредитель: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии Уральского отделения Российской академии наук

Тематика журнала охватывает широкий спектр направлений минералогии, включая глобальную и региональную минералогию и минерагению, минералогию полезных ископаемых, технологическую минералогию, онтогению минералов и топоминералогию, эко- и биоминералогию, археологическую минералогию.

Главный редактор:

В.В. Масленников, член-корр. РАН, ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН

Зам. главного редактора:

Е.В. Белогуб, ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН; В.А. Попов, ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН

Редакционная коллегия:

В.Н. Анфилов, ИМин ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (г. Миасс, Россия), А.М. Асхабов, ИГ Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар, Россия), А.И. Брусницын, СПбГУ (г. Санкт-Петербург, Россия), И.О. Галускина, Силезский университет (г. Катовице, Польша), Ю.Л. Войтеховский, ГИ КНЦ РАН (г. Санкт-Петербург, Россия), С.Л. Вотяков, ИГТ УрО РАН (г. Екатеринбург, Россия), В.Г. Кривовичев, С-ПбГУ (г. Санкт-Петербург, Россия), Е.П. Макагонов, ИГЗ ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (г. Миасс, Россия), И.Ю. Мелекесцева, ИМин ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (г. Миасс, Россия), В.В. Мурзин, ИГТ УрО РАН (г. Екатеринбург, Россия), П. Нимис, Университет г. Падуи (г. Падуя, Италия), Л.А. Паутов, Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН (г. Москва, Россия), И.В. Пеков, Московский государственный университет (г. Москва, Россия), В.И. Попова, ИМин ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (г. Миасс, Россия), Э.В. Сокол, ИГМ СО РАН (г. Новосибирск, Россия), С.Ю. Степанов, С-ПбГУ (г. Санкт-Петербург, Россия), С.Г. Тесалина, Кертин Университет (г. Перт, Австралия), Р. Херрингтон, Музей естественной истории (г. Лондон, Великобритания), В.Н. Удачин, ИМин ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (г. Миасс, Россия), М.А. Юдовская, ИГЕМ РАН (г. Москва, Россия), Университет Витватерсранда (г. Йоханнесбург, ЮАР).

Адрес издателя и редакции: Россия 456117, г. Миасс, Челябинская обл., тер. Ильменский заповедник, ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН
Тел.: +7(3513)29-80-98

E-mail: journal-mineralogy@yandex.ru; *Сайт журнала:* www.journal.mineralogy.ru

© ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН

© Авторы статей

MINERALOGY 2022. VOL. 8. NO. 3

Scientific journal. Issued 4 times per year. Founded in 2014

Founder: Federal State Budgetary Institution South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology, Urals Branch, Russian Academy of Sciences

Journal MINERALOGY covers a wide spectrum of the mineralogical sciences including global and regional mineralogy and minera- gency, mineralogy of mineral deposits, technological mineralogy, ontogenesis of minerals and toпомineralogy, eco- and biomineralogy, and archeological mineralogy.

Editor-in-Chief:

Valery Maslennikov, Institute of Mineralogy SU FRC MiG UB RAS, Miass

Editors:

Elena Belogub, Institute of Mineralogy SU FRC MiG UB RAS, Miass; Vladimir Popov, Institute of Mineralogy SU FRC MiG UB RAS, Miass

Editorial Board:

Vsevolod Anfilov (Institute of Mineralogy SU FRC MiG UB RAS, Miass, Russia), Askhab Askhabov (Institute of Geology KSC RAS, Syktyvkar, Russia), Aleksey Brusnitsyn (St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia), Irina Galuskina (University of Silesia, Sosnowiec, Poland), Richard Herrington (Natural History Museum, London, United Kingdom), Vladimir Krivovichev (St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia), Evgeny Makagonov (Ilmeny State Reserve SU FRC MiG UB RAS, Miass, Russia), Irina Melek- estseva (Institute of Mineralogy SU FRC MiG UB RAS, Miass, Russia), Valery Murzin (Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Yekaterinburg, Russia), Paolo Nimis (University of Padova, Padova, Italy), Leonid Pautov (Fersman Mineralogical Museum RAS, Moscow, Russia), Igor Pekov (Moscow State University, Moscow, Russia), Valentina Popova (Institute of Mineralogy SU FRC MiG UB RAS, Miass, Russia), Ellina Sokol (Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk), Sergey Stepanov (Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Yekaterinburg, Russia), Svetlana Tessalina (Curtin University, Perth, Australia), Valery Udachin (SU FRC MiG UB RAS, Miass, Russia), Yury Voytekhevsky (St. Petersburg Mining University, St. Petersburg, Russia), Sergey Votyakov (Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Yekaterinburg, Russia), Marina Yudovskaya (IGEM RAS, Moscow, Russia; University of the Witwatersrand, Johannesburg, South Africa).

Contacts: territory of the Ilmeny State Reserve, Miass, Chelyabinsk district, 456137 Russia, SU FRC MiG UB RAS

Tel.: +7(3513)29-80-98

E-mail: journal-mineralogy@yandex.ru; *Web-site:* www.journal.mineralogy.ru

СОДЕРЖАНИЕ

8(3), 2022

МИНЕРАЛЫ И МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ

БЛЁКЛЫЕ РУДЫ Cu-(Mo)-ПОРФИРОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАЛА <i>О.Ю. Плотинская, Е.В. Ковальчук</i>	5
РУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ БУРАНОВСКОГО ВОЛЬФРАМОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ) <i>А.В. Касаткин, А.М. Кузнецов, Н.А. Арзамасцев</i>	23
МИНЕРАЛЫ РЗЭ В ЧЕРНЫХ СЛАНЦАХ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКОЙ МИХАЙЛОВСКОЙ СВИТЫ (БАЙКАЛО-ПАТОМСКОЕ НАГОРЬЕ, СИБИРЬ) <i>Е.Е. Паленова, Е.А. Рожкова, Е.В. Белогуб, М.А. Рассомахин</i>	47
ДЖОНАССОНИТ ИЗ БЕЛОГОРСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СИХОТЭ-АЛИНЬ) <i>Е.В. Перевозникова, В.Т. Казаченко, П.П. Сафронов</i>	67
ИССЛЕДОВАНИЕ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ КУМТОР (СРЕДИННЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ) МЕТОДАМИ QXRD И XRF <i>А.Г. Шевкунов, А.А. Гуда, А.А. Скорынина, С.В. Макнайт</i>	79

CONTENTS

8(3), 2022

MINERALS AND MINERAL ASSEMBLAGES

FAHLORES FROM PORPHYRY CU-(MO) DEPOSITS OF THE URALS <i>O.Yu. Plotinskaya, E.V. Kovalchuk</i>	5
ORE MINERALS OF THE BURANOVSKOE TUNGSTEN DEPOSIT (SOUTHERN URALS) <i>A.V. Kasatkin, A.M. Kuznetsov, N.A. Arzamastsev</i>	23
REE MINERALS IN BLACK SHALES OF THE PALEOPROTEROZOIC MIKHAILOVKA FORMATION (BAIKAL-PATOM HIGHLAND, SIBERIA) <i>E.E. Palenova, E.A. Rozhkova, E.V. Belogub, M.A. Rassomakhin</i>	47
JONASSONITE FROM THE BELOGORSKOE IRON DEPOSIT (SIKHOTE-ALIN) <i>E.V. Perevoznikova, V.T. Kazachenko, P.P. Safronov</i>	67
STUDIES OF MINERAL COMPOSITION OF ORES OF THE KUMTOR DEPOSIT (CENTRAL TIEN SHAN) BY QXRD AND XRF METHODS <i>A.G. Shevkunov, A.A. Guda, A.A. Skorynina, S.W. McKnight</i>	79

УДК 579.33

DOI: 10.35597/2313-545X-2022-8-3-1

БЛЁКЛЫЕ РУДЫ Cu-(Mo)-ПОРФИРОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАЛА**О.Ю. Плотинская, Е.В. Ковальчук***Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Старомонетный пер. 35, г. Москва, 119017 Россия; plotin@igem.ru*

Статья поступила в редакцию 06.05.2022 г., принята к печати 12.07.2022 г.

FAHLORES FROM PORPHYRY Cu-(Mo) DEPOSITS OF THE URALS**O.Yu. Plotinskaya, E.V. Kovalchuk***Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS,
Staromonetny per. 35, Moscow, 119017 Russia; plotin@igem.ru*

Received 06.05.2022, accepted 12.07.2022

Аннотация. Изучены типоморфные особенности минералов группы блёклых руд на трех порфировых месторождениях Урала: медно-порфировых Михеевском и Томинском (Южный Урал) и молибден-порфировом месторождении Талицкое (Средний Урал). На изученных месторождениях минералы группы блёклых руд относятся либо к позднему минеральным ассоциациям порфировой стадии, либо к жильной субэпитептермальной минерализации. По составу они варьируют от теннантита до тетраэдрита с различными соотношениями Fe и Zn. Примеси Cd, Co, Te, Bi, Ag, Se обычно незначительны. Исключения составляют блёкляя руда поздней генерации с Михеевского месторождения, которая представлена аргентотетраэдритом-(Fe), и блёкляя руда, ассоциирующая с борнитом из Томинского месторождения, которая по составу отвечает теннантит-тетраэдриту-(Cd). Для большинства изученных блёклых руд не характерно сложное зональное строение – они либо химически однородны, либо состоят из однородного ядра промежуточного теннантит-тетраэдритового состава и каймы, в которой преобладает тетраэдритовый минерал. Это свидетельствует об относительно спокойной обстановке минералообразования, без резких колебаний физико-химических параметров рудообразующего флюида, что, в целом, характерно для порфировых месторождений. Сравнение с литературными данными показывает, что изученные блёклые руды по составу близки к блёклым рудам, характерным для «переходной» субэпитептермальной минерализации.

Ключевые слова: Урал, порфировые месторождения, блёклые руды, тетраэдрит, теннантит, микрозонд.

Abstract. The paper describes chemistry of tetrahedrite-tennantite group minerals from three porphyry deposits of the Urals: Mikheevskoe and Tomino porphyry copper deposits on the South Urals and Talitsa Mo porphyry deposit on the Middle Urals. In the deposits studied tetrahedrite-tennantite group minerals deposited either with late mineral assemblages of the porphyry stage or within late subepithermal veins. They vary in composition from tennantite to tetrahedrite with variable Fe and Zn contents. Contents of Cd, Co, Te, Bi, Ag, Se, Te, Bi, Ag, S are usually insignificant. However argentotetrahedrite-(Fe) was described within the latest assemblage at the Mikheevskoe deposit, while tennantite-tetrahedrite-(Cd) was noted overgrowing bornite at the Tomino deposit. Most tetrahedrite group minerals do not establish complicated chemical zoning: they are either homogeneous or comprise a core of intermediate tennantite-tetrahedrite composition and a rim with dominating tetrahedrite end-member. This evidences relatively quiet deposition environment with no dramatic variations of PTx parameters which is rather typical for porphyry systems. Comparison with published data shows the tetrahedrite group minerals studied are similar to those from «transitional» subepithermal mineralization.

Keywords: Urals, porphyry deposits, fahlores, tetrahedrite, tennantite, microprobe.

Введение

Минералы группы блёклых руд являются одним из индикаторов условий минералообразования на гидротермальных месторождениях различных типов, а вариации их химического состава нередко являются важным элементом зональности месторождений (Сахарова, 1966; Мозгова, Цепин, 1983; Sack et al., 2003; Staude et al., 2010; Krismer et al., 2011; Vassileva et al., 2014; Lynch, 1989; Любимцева и др., 2018, 2021 и др.). Наиболее подробно особенности химизма блёклых руд изучены для месторождений, являющихся элементами порфирово-эпитермальных систем, в первую очередь, собственно Au-Ag эпитермальных (Catchpole et al., 2012; Repstok et al., 2016; Плотинская и др., 2015; Marushchenko et al., 2018 и др.), поскольку блёклые руды на них распространены довольно широко. На месторождениях порфирового типа минералы группы блёклых руд распространены существенно меньше. Согласно базе данных Геологической службы США (Singer et al., 2008), они отмечены примерно на 270 месторождениях из 690. Тем не менее на порфировых месторождениях блёклые руды присутствуют в составе ассоциаций разных стадий минералообразования и нередко демонстрируют широкие вариации химического состава (Marushchenko et al., 2018 и цитируемая литература). Это позволяет рассматривать минералы группы блёклых руд как потенциальные индикаторы развития порфировых систем. В данной работе были изучены типоморфные особенности минералов группы блёклых руд на трёх порфировых месторождениях Урала: медно-порфировых Михеевском и Томинском (Южный Урал) и молибден-порфировом месторождении Талицкое (Средний Урал).

Краткая геологическая характеристика объектов исследования

Месторождения, изученные в данной работе, расположены в трех разновозрастных мегазонах Урала: Михеевское – в Зауральской, Томинское – в Восточно-Уральской вулканогенной и Талицкое – в Восточно-Уральской сиалической (рис. 1а).

Михеевское Си-порфировое месторождение находится в ~200 км к югу от г. Челябинска. В геологическом строении территории месторождения принимают участие вулканогенно-осадочные породы (D_3-C_1) (рис. 1б). Нижняя пачка представлена переслаивающимися песчаниками, туфопесчаниками, андезибазальтами и их туфами и туфобрекчиями, реже алевролитами, углисто-кремнистыми породами, базальтами и пр. Верхняя вулканогенная пачка сложена лавами и лавокластитами афировых базальтов с прослоями песчаников, силицитов и углисто-кремнистых пород (Шаргородский и др., 2005). Интрузивные породы представлены двумя комплексами: ульяновским и михеевским. Первый представлен штоками и дайками диоритовых порфиритов и андезитов, реже дацитами, риодацитами и плагиогранодиоритами. Михеевский комплекс представлен диоритами, диоритовыми порфиритами и плагиогранодиорит-порфирами, с которыми связывают медно-порфировое оруденение, а также пострудными адамеллит-порфирами (Грабежев, Белгородский, 1992). Возраст рудоносных диоритовых порфиритов по циркону составил 356 ± 6 млн лет (Грабежев, Ронкин, 2011). Промышленное оруденение приурочено к поясу даек общей площадью примерно 0.5×3 км, который протягивается субмеридионально между двумя штоками диоритов Михеевского комплекса (Шаргородский и др., 2005). Из рудных минералов преобладают пирит и халькопирит, которые обычно сопровождаются хлорит-серицитовыми метасоматитами. Реже встречаются молибденит, борнит, блёклые руды, сфалерит, галенит, самородное золото, теллуриды благородных и цветных металлов и др. (Plotinskaya et al., 2018). Re-Os возраст молибденита составляет 357.8 ± 1.8 и 356.1 ± 1.4 млн лет (Tessalina, Plotinskaya, 2017), что в пределах ошибки совпадает с возрастом рудоносных интрузий. Запасы месторождения на 2017 г. составляют 629 млн т руды при среднем содержании меди 0.41 % (Русская...; Вестник..., 2017)

Томинское Си-порфировое месторождение расположено примерно в 30 км южнее г. Челябинска в пределах Кособродско-Брединской вулканогенной зоны (рис. 1в). Вмещающие породы представлены афировыми, порфировыми и миндалека-

Для цитирования: Плотинская О.Ю., Ковальчук Е.В. Блёклые руды Cu-(Mo)-порфировых месторождений Урала. Минералогия, 8(3), 5–22. DOI: 10.35597/2313-545X-2022-8-3-1

For citation: Plotinskaya O.Yu., Kovalchuk E.V. Fahlores from porphyry Cu-(Mo) deposits of the Urals. Mineralogy, 8(3), 5–22. DOI: 10.35597/2313-545X-2022-8-3-1.

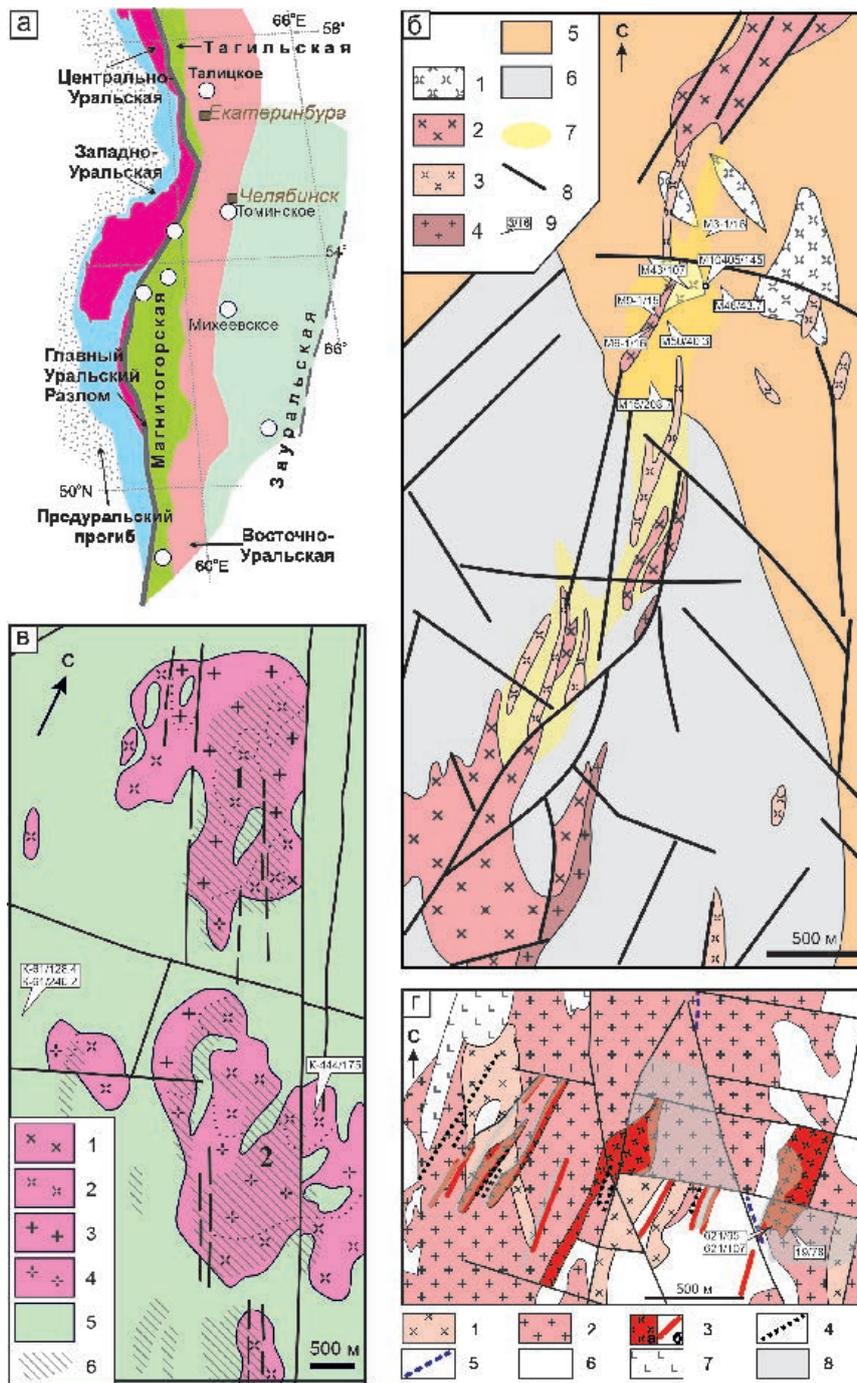


Рис. 1. а – Тектоническая схема Южного и Среднего Урала по (Puchkov, 2017) с изменениями; б–г – геологические карты Михеевского (б), Томинского (в) и Талицкого (г) месторождений по (Шаргородский и др., 2005) с упрощениями (б), (Пужаков, 1999) с упрощениями (в; участки Томинский (1) и Калиновский (2)), (Азовскова, Грабежев, 2008) (г).

Михеевское месторождение (б): 1 – ульяновский интрузивный комплекс: диоритовые порфириты, дациты; 2–4 – михеевский интрузивный комплекс: 2 – кварцевые диориты, 3 – диоритовые порфириты; 4 – плагиогранодиорит-порфиры; 5 – нижняя пачка, порфировые андезитобазальты, туфы, туффиты, песчаники, туфопесчаники, силициты; 6 – верхняя пачка, афировые базальты, кремнистые и углисто-кремнистые породы, песчаники; 7 – контур оруденения с содержанием Cu 0.3 %; 8 – разломы; 9 – точки отбора образцов.

Томинское месторождение (в): 1–4 – биргильдинско-томинский интрузивный комплекс: 1 – диориты; 2 – диоритовые порфириты; 3 – кварцевые диориты; 4 – кварцевые диоритовые порфириты; 5 – саргазинская толща: базальты, их туфы; 6 – участки развития кварц-серицитовых и кварц-серицит-хлоритовых метасоматитов.

Талицкое месторождение (г): 1 – диориты, кварцевые диориты; 2 – гранодиориты; 3 – гранодиорит-порфиры (а – штоки, б – дайки); 4, 5 – дайки гранит-порфиров (4) и литий-фтористых граносиенитов (5); 6 – серпентиниты, серпентинизированные гарцбургиты; 7 – долериты и андезибазальтовые порфириды; 8 – участки развития калиевого метасоматоза.

Fig. 1. a – Tectonic scheme of the South and Central Urals, modified after (Puchkov, 2017), б–г – geological maps of the Mikheevskoe (б), Tomino (в) and Talitsa (г) deposits, simplified after (Shargorodskii et al., 2005) (б), (Puzhakov, 1999) (в; with Tomino (1) and Kalinovskoe (2) sites) and (Azovskova, Grabezhev, 2008) (г).

Mikheevskoe deposit (б): 1 – Ul'yanovsk igneous complex: dacite, diorite porphyry; 2–4– Mikheevsky igneous complex: 2 – quartz diorite; 3 – diorite porphyry; 4 – plagiogranite porphyry; 5 – lower lithological unit, basaltic andesite porphyry, sandstone, tuff, tuffite, siliceous shales; 6 – upper lithological unit, aphyric basalt, lava, sandstone, chert; 7 – Cu >0.3% aureole; 8 – fault; 9 – sampling place.

Tomino deposit (в): 1–4 – Birgilda-Tomino igneous complex: 1 – diorite; 2 – diorite porphyry; 3 – quartz diorite; 4 – quartz diorite porphyry; 5 – Sargazy Sequence, basalt, basaltic tuff; 6 – aureole of quartz-sericite and quartz-sericite-chlorite alteration.

Talitsa deposit (г): 1 – diorite, quartz diorite; 2 – granodiorite; 3 – granodiorite porphyry: stock (a) and dike (b); 4, 5 – dikes of granite porphyry (4) and Li-F granosyenite (5); 6 – serpentinite, serpentized harzburgite; 7 – dolerite and basaltic andesite porphyry; 8 – potassic alteration aureole.

менными базальтами, их кластолавами и туфами с прослоями риолитов саргазинской толщи ордовикского возраста. Их прорывают штоки, сложенные диоритами, кварцевыми диоритами и их порфирыми разностями, относимые к Биргильдинско-Томинскому комплексу (Грабежев и др., 1998; Пужаков, 1999). Возраст диоритовых порфиритов по циркону 428 ± 3 млн лет (Грабежев, Ронкин, 2011). Месторождение включает два участка, Калиновский и Томинский, которые приурочены к двум изометричным штокам сложной формы, размерами около 2 км каждый. Рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом, реже молибденитом, борнитом, магнетитом, гематитом, которые сопровождаются филлизитами, серицит-хлоритовыми метасоматитами и пропилитами. Наиболее поздние ассоциации включают сульфосоли Bi, самородное золото, галенит, сфалерит, блёклые руды и др. (Plotinskaya et al., 2014). Зона окисления развита до глубины 40 м. Re-Os возраст оруденения по молибдениту 430.4 ± 2.0 млн лет (Tessalina, Plotinskaya, 2017) в пределах ошибки совпадает с возрастом интрузий. Запасы месторождения составляют 660 млн т руды со средним содержанием меди 0.4 % (Томинский ГОК...).

Талицкое Мо-порфировое месторождение расположено на Среднем Урале в пределах Восточно-Уральской мегазоны (рис. 1г). Вмещающие породы представлены серпентинизированными ультрабазитами Первомайского дунит-гарцбургитового массива ордовикского возраста и девонскими риолит-базальтовыми вулканогенно-осадочными породами. Оруденение приурочено к Талицкому массиву (площадь около 4 км²), который сложен преимущественно, гранодиоритами и гранитами высококалиевой

субщелочной серии с многочисленными штоками и дайками гранодиорит-порфиров (Азовскова, Грабежев, 2008). Возраст гранита по циркону 297.4 ± 2.3 млн лет (Смирнов и др., 2017) Мо-порфировое оруденение (молибденит, пирит, халькопирит) сопряжено с участками развития калишпатизации; минерализация более поздней, полиметаллической стадии (флюорит, блёклая руда, галенит, сфалерит, халькопирит) сопровождается филлитизацией (Азовскова, Грабежев, 2008). Re-Os возраст молибденита составил 299.9 ± 2.9 млн лет (Tessalina, Plotinskaya, 2017) и, как и на двух описанных выше объектах, совпадает с возрастом интрузий.

Методы исследования

Состав рудных и жильных минералов изучался на электронных микроскопах с энергодисперсионными приставками: Tescan Vega TS 5130 MM (CamScan) с приставкой INCA Energy 350 и детектором INCA Penta FETx3, Tescan Vega II XMU с приставкой INCA Energy 450 и детектором INCA xSight (ИЭМ РАН, Черноголовка, аналитик А.Н. Некрасов).

Состав блёклых руд также проанализирован на рентгеновском микроанализаторе JXA-8200 фирмы JEOL (Япония), оснащённом пятью волновыми спектрометрами, в ЦКП «ИГЕМ-аналитика», аналитики Е.В. Ковальчук и С.Е. Борисовский. Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток на цилиндре Фарадея 20 нА, диаметр пучка 1 мкм. Время экспозиции на все элементы составляло 10 сек на пике и по 5 сек на фоне с обеих сторон. В качестве стандартов использовались для Sb (L α , PETJ)–Sb₂S₃, Se (L α , TAP)–CdSe, Zn (K α , LIF)–ZnS,

S ($K\alpha$, PETH) – $CuFeS_2$, Ag ($L\alpha$, PETJ) – $AgSbS_2$, As ($L\alpha$, TAP) – GaAs, Cu ($K\alpha$, LIF) – Cu, Hg ($M\alpha$, PETH) – HgS , Te ($L\alpha$, PETJ) – Te, Fe ($K\alpha$, PETJ) – $CuFeS_2$, Bi ($M\alpha$, PETH) – Bi_2Te_3 , Cd ($L\beta$, PETJ) – $CdSe$, Pb ($M\alpha$, PETH) – PbS , Co ($K\alpha$, LIF) – Co. Предел обнаружения для 3σ интервала составляет (мас. %) для S – 0.02, для Fe, Se и Co – 0.06, для Ag – 0.07, для As, Cu, Te и Pb – 0.08, для Hg и Bi – 0.09, для Sb и Zn – 0.10, для Cd – 0.15.

Ассоциации и особенности химизма минералов группы блѣклых руд

Михеевское Cu-порфировое месторождение. Минералы группы блѣклых руд на месторождении установлены в восьми образцах, пять из которых были отобраны из прожилково-вкрапленной (порфировой) минерализации (рис. 2а) и три – из поздних полиметаллических жил (рис. 2б), секущих минерализацию порфирового типа. По составу они варьируют от почти чистого теннантита до чистого тетраэдрита, причем присутствуют как железистые, так и цинкистые конечные члены (таблица), однако преобладает тетраэдрит с сопоставимыми содержаниями Fe и Zn. Количества Hg, Cd, Pb, Bi и Se, за редким исключением, не превышают первых десятых массовых процентов, а содержания Te не превышают предела обнаружения (первые сотые доли массовых процентов).

В областях развития порфировой минерализации блѣклые руды чаще всего встречаются в поздних кварц-карбонатных или карбонатных (доломитовых) прожилках. Они образуют небольшие (от первых десятков до первых сотен микрометров) изометричные самостоятельные выделения, иногда нарастают на более ранний халькопирит (рис. 2а, в, г) или образуют в нем просечки. Иногда такие блѣклые руды представлены однородным по составу теннантитом-(Fe) (обр. 46/43.7, рис. 2а и г) с заметными примесями Hg (0.2–0.5 мас. %). Однако чаще это агрегаты, имеющие зональное строение: ядро промежуточного теннантит-тетраэдритового состава и существенно тетраэдритовая кайма (рис. 2д) с сопоставимыми количествами Fe и Zn.

Наиболее широко блѣклые руды развиты в поздних полиметаллических жилах. Блѣклая руда обрастает и цементирует арсенопирит, пирит, содержит включения самородного золота (обр. М-9/15 и М-6/16). Нередко блѣклая руда образует крупные агрегаты, размер которых достигает нескольких сантиметров (рис. 2б). Такие агрегаты

сложены блѣклой рудой промежуточного состава с преобладанием тетраэдритового минала и обрастают существенно тетраэдритовой каймой (рис. 2е). Содержания Ag во всех описанных выше блѣклых рудах не превышают 0.7 мас. %.

Блѣклая руда более поздней генерации (обр. 3-1С/16) частично охарактеризована нами ранее (Plotinskaya et al., 2018). Она образует мелкие выделения, которые совместно с галенитом и полибазитом нарастают на халькопирит и сфалерит (рис. 2ж–и) и отличается от других генераций повышенными содержаниями Ag (рис. 3). Выделения поздней блѣклой руды имеют сложное зональное строение, которое обусловлено вариациями содержания Ag и Zn (рис. 4а). Так, ядро характеризуется самыми высокими содержаниями Ag (до 30 мас. %). Для ядра характерен небольшой дефицит S (рис. 4б), что позволяет отнести его к кеноаргентотетраэдриту. Во внутренней кайме, ширина которой не превышает 5 мкм, содержания Ag снижаются до 20 мас. %. Следующая кайма шириной 3–4 мкм резко отличается по составу: содержания Ag здесь составляют не более 2 мас. %, а Zn возрастает с 0.1–0.5 до 0.9 к.ф. Внешняя кайма прерывистая, шириной не более 2 мкм и, судя по ее электронной плотности, по составу близка к ядру (рис. 2и).

Таким образом, все изученные блѣклые руды на Михеевском месторождении принадлежат к поздним минеральным ассоциациям, наложенным на минерализацию порфирового типа. По составу они варьируют от теннантита до тетраэдрита, заметные примеси Te, Bi, Ag для них не характерны. Исключение составляют только мелкие выделения блѣклых руд с верхних горизонтов месторождения, которые представлены минералами фрейбергитовой серии (преобладает аргентотетраэдрит).

Томинское Cu-порфировое месторождение. Минералы группы блѣклых руд на месторождении встречаются крайне редко: они установлены всего в трех образцах (рис. 5). В образце 61/124.8 блѣклая руда образует каймы вокруг сростаний борнита и джирита шириной не более 20 мкм (рис. 5а). Она содержит высокие концентрации Cd (9.0–11.8 мас. %) и заметные количества Hg (0.4–2.9 мас.%) и Bi (0.20–0.45 мас.%) (таблица). Содержания Ag, Fe, Pb и Se не превышают первые десятые массовых процентов. As и Sb присутствуют в сопоставимых количествах (рис. 6). В целом, блѣклая руда по составу отвечает теннантит-тетраэдриту-(Cd).

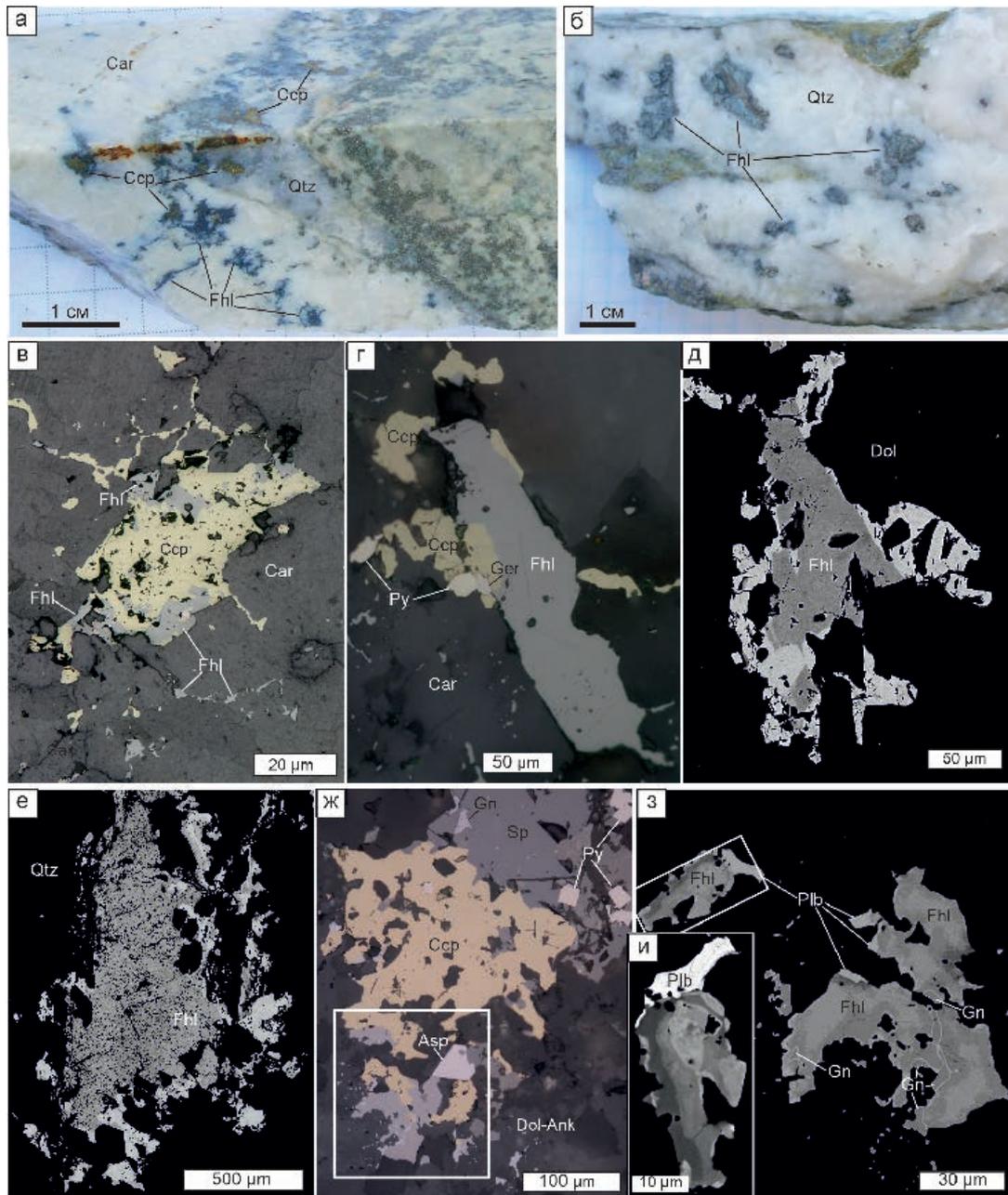


Рис. 2. Блѣлые руды Михеевского медно-порфирового месторождения: а – гнезда блѣлой руды и халькопирита в кварц-карбонатном прожилке среди кварц-серицит-пиритового метасоматита, обр. 46/43.7; б – гнезда блѣлой руды в кварцевом прожилке, обр. 6-1/16; в – нарастание тетраэдрита на халькопирит среди карбоната, обр. 15/208.7; г – теннантит в сростании с халькопиритом и герсдорфитом среди карбоната, обр. 46/43.7; д – зональное выделение тетраэдрита среди доломита, обр. 50/40.3; е – зональное выделение тетраэдрита среди кварца, обр. 6-1/16; ж–и – нарастание блѣлой руды на халькопирит-сфалеритовый агрегат с пиритом и арсенопиритом, обр. 3-1/16; з – увеличенный фрагмент рисунка ж: зональное строение блѣлой руды фрейбергитового ряда в сростании с полибазитом и галени- том; и – увеличенный фрагмент рисунка з: зональное строение блѣлой руды фрейбергитового ряда с полибазитом.

Здесь и далее: Fhl – блѣлая руда, Ccp – халькопирит, Car – карбонат, Py – пирит, Ger – герсдорфит, Dol – доломит, Qtz – кварц, Ank – анкерит, Gn – галенит, Sp – сфалерит, Asp – арсенопирит, Plb – полибазит. Рис. в, д, е и з – изображения в обратно-рассеянных электронах, остальные – фото в отражѣнном свете.

Fig. 2. Fahlores of the Mikheevskoe porphyry copper deposit: а – pockets of fahlore and chalcopyrite in quartz-carbonate veinlet of quartz-sericite-pyrite metasomatite, sample 46/43.7; б – pockets of fahlore in quartz veinlet, sample 6-1/16; в – tetrahedrite overgrown chalcopyrite in carbonate, sample 15/208.7; г – tennantite intergrown with chalcopyrite and gersdorffite in carbonate, sample 46/43.7; д – zoned tetrahedrite in dolomite, sample 50/40.3; е – zoned tetrahedrite

in quartz, sample 6-1/16; ж-и – fahlre overgrown chalcopyrite-sphalerite-pyrite-arsenopyrite aggregate, sample 3-1C/16; з – detail of Fig. ж: zoned fahlre of the freibergite series with polybasite and galena; и – detail of Fig. з: zoned fahlre of freibergite series with polybasite.

Hereinafter: Fhl – fahlre, Ccp – chalcopyrite, Car – carbonate, Py – pyrite, Ger – gersdorffite, Dol – dolomite, Qtz – quartz, Ank – ankerite, Gn – galena, Sp – sphalerite, Asp – arsenopyrite, Plb – polybasite. Figs. в, д, е and з – BSE images, other figures – reflected light.

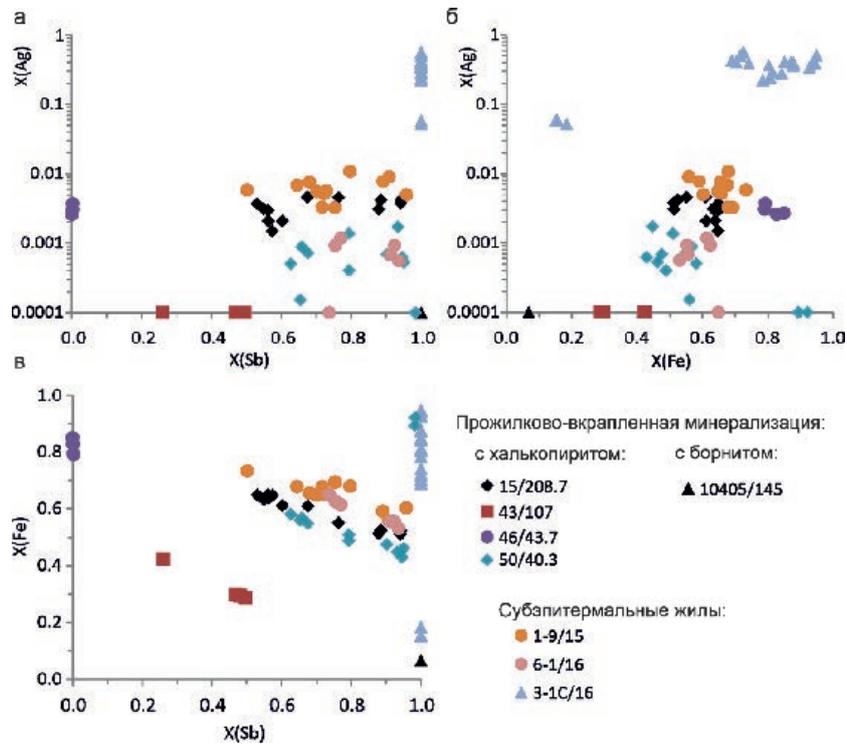


Рис. 3. Диаграммы X(Sb)–X(Ag) (а), X(Fe)–X(Ag) (б) и X(Sb)–X(Fe) (в) для блѣклых руд Михеевского месторождения.

Здесь и далее, $X(\text{Sb}) = \text{Sb} / (\text{Sb} + \text{As} + \text{Te} + \text{Bi})$, $X(\text{Fe}) = \text{Fe} / (\text{Fe} + \text{Zn} + \text{Cd})$, $X(\text{Ag}) = \text{Ag} / (\text{Ag} + \text{Cu})$. Для обр. 3-1C/16 приведены новые данные и данные из (Plotinskaya et al., 2018).

Fig. 3. X(Sb) vs. X(Ag) (a), X(Fe) vs. X(Ag) (б) and X(Sb) vs. X(Fe) (в) diagrams for fahlres of the Mikheevskoe deposit.

Hereinafter, $X(\text{Sb}) = \text{Sb} / (\text{Sb} + \text{As} + \text{Te} + \text{Bi})$, $X(\text{Fe}) = \text{Fe} / (\text{Fe} + \text{Zn} + \text{Cd})$, $X(\text{Ag}) = \text{Ag} / (\text{Ag} + \text{Cu})$. Data for sample 3-1C/16 are from this study and from (Plotinskaya et al., 2018).

В образце из золото-халькопиритовой ассоциации (61/246.2) блѣклая руда образует каймы вокруг халькопирита (рис. 5б). По составу она соответствует почти предельному теннантиту (содержания Sb не превышают 1.1 мас. %), в котором Zn преобладает над Fe (рис. 6а). Постоянно присутствуют небольшие количества Ag (0.4–0.6 мас.%), Cd (1.0–1.4 мас. %), Co (0.3–0.5 мас. %) и Hg (0.1–0.4 мас. %). Содержания Bi, Pb и Se не превышают первые десятые массовых процентов.

В образце 444/175 блѣклая руда охарактеризована нами ранее (Plotinskaya et al., 2014). Она совместно со сфалеритом обрастает халькопирит в позднем кварцевом прожилке, размер выделений не превышает первые десятые миллиметра (рис. 5в).

По составу она отвечает теннантит-тетраэдриту (Zn). Присутствуют небольшие примеси Cd (0.2 мас. %) и иногда – Bi (до 0.5 мас. %). Содержания Te ниже предела обнаружения (0.08 мас. %) во всех анализах. Следует отметить, что все изученные выделения гомогенны по химическому составу и зонального строения не обнаруживают.

Таким образом, изученные блѣклые руды Томинского месторождения принадлежат к поздним минеральным ассоциациям, наложенным на минерализацию порфирового типа. Присутствуют как теннантит, так и тетраэдрит, из двухвалентных металлов преобладает Zn. Характерной особенностью блѣклых руд Томинского месторождения являются заметные содержания Cd, Co и Hg.

Химический состав минералов группы блеклых руд порфирировых месторождений Урала по данным рентгеноспектрального микроанализа (мас. %) *Table*

Chemical composition of fahlores from porphyry deposits of the Urals according to electron microprobe analysis (wt. %)

Обр.	Cu	Ag	Fe	Zn	Cd	Hg	Co	As	Sb	Te	Bi	S	Se	Сумма	Формула на 29 к.ф.	
																Михеевское месторождение
Прожекско-вкрапленная минерализация																
15/208.7	39.30	0.31	4.42	3.32	—	—	н.о.	6.18	20.83	—	—	26.21	0.14	100.71	$Cu_{0.9}(Fe_{1.3}Zn_{0.8})_{2.1}(As_{1.3}Sb_{2.7})_{4.0}S_{13.0}$	
	39.71	0.21	4.49	3.05	—	—	н.о.	8.61	17.03	—	—	26.35	0.10	99.55	$Cu_{0.9}(Fe_{1.3}Zn_{0.7})_{2.0}(As_{1.8}Sb_{2.2})_{4.0}S_{13.0}$	
	39.83	0.25	4.52	2.87	—	—	н.о.	9.00	16.51	—	—	26.75	—	99.73	$Cu_{0.9}(Fe_{1.3}Zn_{0.7})_{2.0}(As_{1.9}Sb_{2.1})_{4.0}S_{13.1}$	
	39.60	0.20	4.61	2.92	—	—	н.о.	8.40	17.46	—	—	25.93	—	99.12	$Cu_{0.9}(Fe_{1.3}Zn_{0.7})_{2.0}(As_{1.8}Sb_{2.3})_{4.1}S_{12.9}$	
	ядро	39.37	0.14	4.37	2.91	—	—	н.о.	8.40	17.55	—	—	26.39	—	99.13	$Cu_{0.9}(Fe_{1.2}Zn_{0.7})_{1.9}(As_{1.8}Sb_{2.3})_{4.1}S_{13.1}$
кайма	39.50	0.14	4.29	3.19	—	—	н.о.	7.65	18.84	—	—	25.90	—	99.51	$Cu_{0.9}(Fe_{1.2}Zn_{0.8})_{2.0}(As_{1.6}Sb_{2.5})_{4.1}S_{12.9}$	
	39.38	0.10	4.63	2.95	—	—	н.о.	8.30	18.18	—	—	26.02	—	99.56	$Cu_{0.9}(Fe_{1.3}Zn_{0.7})_{2.0}(As_{1.8}Sb_{2.3})_{4.1}S_{12.9}$	
	кайма	38.08	0.20	3.38	3.75	—	—	н.о.	2.24	26.38	—	—	25.61	0.08	99.72	$Cu_{0.9}(Fe_{1.1}Zn_{0.9})_{2.0}(As_{0.5}Sb_{3.6})_{4.1}S_{13.1}$
	*10405/145	37.56	0.24	3.47	3.89	—	—	н.о.	1.10	28.42	—	—	24.82	—	99.50	$Cu_{0.9}(Fe_{1.0}Zn_{1.0})_{2.0}(As_{0.2}Sb_{3.9})_{4.1}S_{12.9}$
	46/43.7	37.64	—	0.42	6.74	—	—	н.о.	—	29.47	—	—	25.96	—	100.22	$Cu_{0.8}(Fe_{0.1}Zn_{1.7})_{1.8}(As_{0.0}Sb_{4.0})_{4.0}S_{13.4}$
50/40.3	43.37	0.20	6.70	1.25	—	0.21	н.о.	19.25	0.01	—	0.05	28.88	0.12	100.04	$Cu_{10.0}(Fe_{1.8}Zn_{0.3})_{2.1}As_{3.8}S_{13.2}$	
	42.73	0.19	6.70	1.37	0.08	0.34	н.о.	19.33	0.03	—	0.13	29.01	0.11	100.01	$Cu_{0.8}(Fe_{1.8}Zn_{0.3})_{2.1}As_{3.8}S_{13.2}$	
	ядро	39.54	0.06	4.04	3.57	—	0.05	н.о.	6.41	20.20	—	0.15	26.45	0.07	100.54	$Cu_{0.9}(Fe_{1.1}Zn_{0.9})_{2.0}(As_{1.4}Sb_{2.6})_{4.0}S_{13.1}$
	39.61	0.05	3.81	3.65	0.05	—	—	н.о.	6.16	20.79	—	—	26.44	0.05	100.59	$Cu_{0.9}(Fe_{1.1}Zn_{0.9})_{2.0}(As_{1.3}Sb_{2.7})_{4.0}S_{13.1}$
	ядро	39.08	—	4.14	3.45	—	—	н.о.	7.10	19.38	—	0.05	26.33	0.05	99.68	$Cu_{0.9}(Fe_{1.2}Zn_{0.8})_{2.0}(As_{1.5}Sb_{2.5})_{4.0}S_{13.1}$
кайма	39.21	—	4.03	3.64	—	0.11	н.о.	6.43	19.79	—	0.06	26.38	0.05	99.73	$Cu_{0.8}(Fe_{1.2}Zn_{0.9})_{2.1}(As_{1.4}Sb_{2.6})_{4.0}S_{13.1}$	
	37.61	—	3.24	4.37	0.07	—	н.о.	0.89	28.51	—	0.09	25.22	0.06	100.13	$Cu_{0.8}(Fe_{1.0}Zn_{1.1})_{2.1}(As_{0.2}Sb_{3.9})_{4.1}S_{13.0}$	
	37.92	0.11	3.10	4.34	0.14	0.08	н.о.	1.21	27.94	—	0.08	25.53	0.07	100.52	$Cu_{0.8}(Fe_{0.9}Zn_{1.1})_{2.0}(As_{0.3}Sb_{3.8})_{4.1}S_{13.1}$	
	38.59	—	3.39	4.05	0.14	—	н.о.	3.85	24.19	—	0.08	26.00	—	100.36	$Cu_{0.8}(Fe_{1.0}Zn_{1.0})_{2.0}(As_{0.8}Sb_{3.2})_{4.0}S_{13.1}$	
	ядро	39.02	0.09	3.56	3.99	—	—	н.о.	3.84	24.01	—	25.95	0.05	100.54	$Cu_{0.9}(Fe_{1.0}Zn_{1.0})_{2.0}(As_{0.8}Sb_{3.2})_{4.0}S_{13.0}$	
кайма	38.04	—	2.84	4.41	—	—	н.о.	0.96	28.02	—	0.06	25.38	0.06	99.87	$Cu_{0.9}(Fe_{0.8}Zn_{1.1})_{2.0}(As_{0.2}Sb_{3.8})_{4.0}S_{13.1}$	
	37.78	—	3.27	4.15	0.06	0.08	н.о.	1.76	26.97	—	0.10	25.36	—	99.61	$Cu_{0.8}(Fe_{1.0}Zn_{1.0})_{2.0}(As_{0.4}Sb_{3.7})_{4.1}S_{13.1}$	
	37.37	—	6.11	0.77	0.07	0.08	н.о.	0.29	29.13	—	0.12	25.01	0.16	99.11	$Cu_{0.8}(Fe_{1.8}Zn_{0.2})_{2.0}(As_{0.1}Sb_{4.0})_{4.1}S_{13.0}$	
	37.95	—	6.29	0.60	—	—	н.о.	0.27	29.65	—	0.07	24.91	0.07	99.86	$Cu_{0.9}(Fe_{1.9}Zn_{0.2})_{2.0}(As_{0.1}Sb_{4.0})_{4.1}S_{12.9}$	

Обр.	Cu	Ag	Fe	Zn	Cd	Hg	Co	As	Sb	Te	Bi	S	Se	Сумма	Формула на 29 к.ф.
1-9/15 ядро	40.51	0.47	4.88	2.72	—	—	н.о.	6.53	19.32	—	0.06	26.62	—	101.15	$(Cu_{100}Ag_{0.1})_{10.1}(Fe_{1.4}Zn_{0.7})_{2.1}(As_{1.4}Sb_{2.5})_{3.9}S_{13.0}$
	41.86	0.42	5.41	2.24	0.07	—	н.о.	9.44	15.45	—	—	26.92	0.05	101.89	$(Cu_{101}Ag_{0.1})_{10.2}(Fe_{1.5}Zn_{0.5})_{2.0}(As_{1.9}Sb_{1.9})_{3.8}S_{12.9}$
	40.51	0.40	4.60	2.89	—	—	н.о.	4.92	21.63	—	0.05	26.14	—	101.19	$(Cu_{101}Ag_{0.1})_{10.2}(Fe_{1.3}Zn_{0.7})_{2.0}(As_{1.0}Sb_{2.8})_{3.8}S_{12.9}$
	40.54	0.39	4.53	2.87	—	—	н.о.	5.54	21.09	—	—	26.44	0.07	101.78	$(Cu_{101}Ag_{0.1})_{10.2}(Fe_{1.3}Zn_{0.7})_{2.0}(As_{1.2}Sb_{2.7})_{3.8}S_{13.0}$
	40.34	0.52	4.68	2.87	—	—	н.о.	5.84	20.27	—	0.06	26.39	0.07	101.03	$(Cu_{100}Ag_{0.1})_{10.1}(Fe_{1.3}Zn_{0.7})_{2.0}(As_{1.2}Sb_{2.6})_{3.8}S_{13.0}$
кайма	39.04	0.60	3.74	3.42	0.07	—	н.о.	1.59	26.24	—	0.10	26.09	—	100.90	$(Cu_{99}Ag_{0.1})_{10.0}(Fe_{1.1}Zn_{0.8})_{1.9}(As_{0.3}Sb_{3.5})_{3.8}S_{13.2}$
	39.08	0.52	4.13	3.31	0.06	—	н.о.	1.89	25.71	—	0.11	25.93	0.08	100.82	$(Cu_{100}Ag_{0.1})_{10.1}(Fe_{1.2}Zn_{0.8})_{2.0}(As_{0.4}Sb_{3.4})_{3.8}S_{13.1}$
6-1/16 ядро	40.31	—	4.53	2.84	—	—	н.о.	4.79	21.98	—	0.09	26.36	0.05	101.03	$Cu_{101}(Fe_{1.3}Zn_{0.7})_{2.0}(As_{1.0}Sb_{2.9})_{3.9}S_{13.1}$
	40.41	0.06	4.39	3.04	0.09	—	н.о.	4.47	22.40	—	—	26.33	—	101.26	$Cu_{101}(Fe_{1.2}Zn_{0.7})_{1.9}(As_{0.9}Sb_{2.9})_{3.9}S_{13.0}$
кайма	39.58	—	3.79	3.55	—	—	н.о.	1.54	26.85	—	0.13	25.77	—	101.30	$Cu_{101}(Fe_{1.1}Zn_{0.9})_{2.0}(As_{0.3}Sb_{3.6})_{3.9}S_{13.0}$
	39.17	—	3.58	3.61	0.15	—	н.о.	1.14	27.41	—	—	25.67	0.05	100.84	$Cu_{100}(Fe_{1.0}Zn_{0.9})_{2.0}(As_{0.2}Sb_{3.7})_{3.9}S_{13.0}$
	39.68	0.06	3.75	3.51	0.05	—	н.о.	1.37	27.28	—	—	25.65	0.07	101.44	$Cu_{101}(Fe_{1.1}Zn_{0.9})_{2.0}(As_{0.3}Sb_{3.6})_{3.9}S_{13.0}$
	40.03	0.08	4.24	3.05	0.13	—	н.о.	4.15	22.80	—	0.09	26.44	0.05	101.09	$Cu_{100}(Fe_{1.2}Zn_{0.7})_{1.9}(As_{0.9}Sb_{3.0})_{3.9}S_{13.1}$
	15.88	30.02	4.32	2.03	н.о.	н.о.	н.о.	—	26.36	н.о.	н.о.	21.11	—	99.72	$(Cu_{4.7}Ag_{5.2})_{9.9}(Fe_{1.4}Zn_{0.6})_{2.0}(As_{0.0}Sb_{4.1})_{4.1}S_{12.3}$
**3-1С/16	18.03	27.76	6.41	0.29	н.о.	н.о.	н.о.	—	26.20	н.о.	н.о.	21.72	—	100.41	$(Cu_{5.2}Ag_{7.9})_{9.9}(Fe_{2.1}Zn_{0.1})_{2.2}(As_{0.0}Sb_{3.9})_{3.9}S_{12.4}$
	23.87	20.15	5.44	1.53	н.о.	н.о.	н.о.	—	26.98	н.о.	н.о.	23.30	—	101.26	$(Cu_{4.6}Ag_{3.3})_{9.9}(Fe_{1.7}Zn_{0.4})_{2.1}(As_{0.0}Sb_{3.9})_{3.9}S_{12.8}$
	36.24	3.55	1.51	7.52	н.о.	н.о.	н.о.	0.21	28.20	н.о.	н.о.	25.06	—	102.28	$(Cu_{9.3}Ag_{0.9})_{9.9}(Fe_{0.4}Zn_{1.9})_{2.3}(As_{0.0}Sb_{3.8})_{3.8}S_{12.8}$
	36.18	3.26	1.21	7.46	н.о.	н.о.	н.о.	0.25	28.01	н.о.	н.о.	24.99	—	101.35	$(Cu_{9.4}Ag_{0.9})_{9.9}(Fe_{0.3}Zn_{0.6})_{2.2}(As_{0.1}Sb_{3.8})_{3.9}S_{12.9}$
	Томинское месторождение														
61/124.8	37.61	0.08	0.08	0.94	8.97	2.94	—	10.57	11.59	—	0.30	26.09	0.03	99.21	$Cu_{9.8}(Zn_{0.3}Cd_{1.3}Hg_{0.2})_{1.8}(As_{2.3}Sb_{1.6})_{3.9}S_{13.4}$
	37.92	0.07	0.06	0.73	9.86	2.34	—	10.05	12.23	—	0.28	25.33	0.07	98.96	$Cu_{100}(Zn_{0.2}Cd_{1.3}Hg_{0.2})_{1.9}(As_{2.2}Sb_{1.7})_{3.9}S_{13.2}$
	39.83	0.04	0.05	0.64	9.82	2.56	—	11.01	10.19	—	0.45	26.00	0.14	100.73	$Cu_{102}(Zn_{0.2}Cd_{1.4}Hg_{0.2})_{1.8}(As_{2.4}Sb_{1.4})_{3.8}S_{13.2}$
	39.19	0.04	0.18	0.38	11.79	0.40	—	12.27	9.47	—	0.29	26.59	0.10	100.71	$Cu_{99.8}(Fe_{0.1}Zn_{0.1}Cd_{1.7})_{1.9}(As_{2.6}Sb_{1.3})_{3.9}S_{13.3}$
	38.44	0.04	0.15	0.65	9.21	2.48	—	11.58	10.39	—	0.26	26.18	0.09	99.59	$Cu_{99.8}(Zn_{0.3}Cd_{1.3}Hg_{0.2})_{1.8}(As_{2.5}Sb_{1.4})_{3.9}S_{13.3}$
61/246.2	39.80	0.10	0.18	0.31	11.37	0.61	—	12.14	9.57	—	0.21	25.94	0.11	100.35	$Cu_{101}(Fe_{0.1}Zn_{0.1}Cd_{1.6}Hg_{0.1})_{1.9}(As_{2.6}Sb_{1.3})_{3.9}S_{13.1}$
	43.01	0.60	1.62	5.32	1.30	0.30	0.34	18.87	0.73	—	0.08	28.78	0.11	101.08	$(Cu_{100}Ag_{0.1})_{10.1}(Fe_{0.4}Zn_{1.2}Cd_{0.2}Co_{0.1})_{9.9}(As_{5.7}Sb_{0.1})_{3.8}S_{13.2}$
	42.09	0.49	1.83	5.42	1.39	0.24	0.46	18.52	1.11	—	0.11	28.20	0.14	100.01	$(Cu_{99}Ag_{0.1})_{10.0}(Fe_{0.5}Zn_{1.2}Cd_{0.2}Co_{0.1})_{2.0}(As_{5.7}Sb_{0.1})_{3.8}S_{13.1}$
	41.34	0.42	2.78	5.48	1.13	0.07	0.42	18.23	0.90	—	0.18	28.46	0.12	99.53	$(Cu_{9.7}Ag_{0.1})_{9.8}(Fe_{0.7}Zn_{1.3}Cd_{0.2}Co_{0.1})_{2.3}(As_{5.6}Sb_{0.1})_{3.7}S_{13.2}$
	42.88	0.43	1.49	5.96	1.05	0.38	0.27	18.62	0.74	—	0.06	28.18	0.16	100.22	$(Cu_{100}Ag_{0.1})_{10.1}(Fe_{0.4}Zn_{1.4}Cd_{0.1}Co_{0.1})_{2.0}(As_{5.7}Sb_{0.1})_{3.8}S_{13.1}$
42.13	0.53	1.29	6.14	1.30	0.34	0.35	17.93	0.98	—	0.06	28.18	0.05	99.25	$(Cu_{99}Ag_{0.1})_{10.0}(Fe_{0.4}Zn_{1.4}Cd_{0.2}Co_{0.1})_{2.1}(As_{5.6}Sb_{0.1})_{3.7}S_{13.2}$	

Окончание таблицы 1

Обр.	Cu	Ag	Fe	Zn	Cd	Hg	Co	As	Sb	Te	Bi	S	Se	Сумма	Формула на 29 к.ф.
444/175	38.11	0.34	0.32	7.33	0.18	—	н.о.	5.69	20.93	—	0.51	25.66	0.10	99.17	$(\text{Cu}_{9,8}\text{Ag}_{0,1})_{9,9}(\text{Fe}_{0,1}\text{Zn}_{1,9})_{2,0}(\text{As}_{1,2}\text{Sb}_{2,8})_{4,0}\text{S}_{13,1}$
	39.00	0.23	0.52	7.30	0.20	—	н.о.	6.47	19.94	—	—	26.12	—	99.78	$(\text{Cu}_{9,9}\text{Fe}_{0,1}\text{Zn}_{1,9})_{2,0}(\text{As}_{1,4}\text{Sb}_{2,6})_{4,0}\text{S}_{13,1}$
	38.80	0.19	0.42	7.49	0.22	—	н.о.	6.55	20.45	—	—	25.77	0.10	99.99	$\text{Cu}_{9,9}(\text{Fe}_{0,1}\text{Zn}_{1,9})_{2,0}(\text{As}_{1,4}\text{Sb}_{2,7})_{4,1}\text{S}_{13,1}$
	38.47	0.22	0.26	7.33	0.18	—	н.о.	7.12	18.76	—	—	25.91	0.10	98.35	$\text{Cu}_{9,9}(\text{Fe}_{0,1}\text{Zn}_{1,8})_{1,9}(\text{As}_{1,5}\text{Sb}_{2,5})_{4,0}\text{S}_{13,2}$
	38.24	0.36	0.39	7.12	0.21	—	н.о.	5.62	21.25	—	0.46	26.16	—	99.81	$(\text{Cu}_{9,8}\text{Ag}_{0,1})_{9,9}(\text{Fe}_{0,1}\text{Zn}_{1,8})_{1,9}(\text{As}_{1,2}\text{Sb}_{2,8})_{4,0}\text{S}_{13,2}$
Таблицкое месторождение															
621/65	39.36	0.37	0.82	6.91	0.19	—	н.о.	5.88	21.06	—	0.20	26.13	—	100.92	$(\text{Cu}_{9,9}\text{Ag}_{0,1})_{10,0}(\text{Fe}_{0,2}\text{Zn}_{1,7})_{2,0}(\text{As}_{1,3}\text{Sb}_{2,8})_{4,0}\text{S}_{13,0}$
	39.35	0.38	0.85	6.98	0.17	—	н.о.	6.27	20.95	—	0.11	26.26	—	101.32	$(\text{Cu}_{9,9}\text{Ag}_{0,1})_{10,0}(\text{Fe}_{0,2}\text{Zn}_{1,7})_{2,0}(\text{As}_{1,3}\text{Sb}_{2,7})_{4,1}\text{S}_{13,0}$
	38.88	0.42	0.64	7.15	0.14	—	н.о.	5.75	21.28	—	0.21	25.87	—	100.34	$(\text{Cu}_{9,9}\text{Ag}_{0,1})_{10,0}(\text{Fe}_{0,2}\text{Zn}_{1,8})_{2,0}(\text{As}_{1,2}\text{Sb}_{2,8})_{4,1}\text{S}_{13,0}$
	39.14	0.36	0.75	6.97	0.18	—	н.о.	5.70	21.59	—	0.06	25.93	—	100.68	$(\text{Cu}_{9,9}\text{Ag}_{0,1})_{10,0}(\text{Fe}_{0,2}\text{Zn}_{1,7})_{2,0}(\text{As}_{1,2}\text{Sb}_{2,9})_{4,1}\text{S}_{13,0}$
	39.18	0.30	0.78	7.06	0.13	—	н.о.	7.20	19.27	—	0.21	25.85	—	99.98	$\text{Cu}_{10,0}(\text{Fe}_{0,2}\text{Zn}_{1,7})_{2,0}(\text{As}_{1,5}\text{Sb}_{2,5})_{4,1}\text{S}_{13,0}$
621/107	39.66	0.35	0.29	7.69	0.11	—	н.о.	7.12	19.19	—	—	26.15	—	100.56	$(\text{Cu}_{9,9}\text{Ag}_{0,1})_{10,0}(\text{Fe}_{0,1}\text{Zn}_{1,9})_{2,0}(\text{As}_{1,5}\text{Sb}_{2,5})_{4,0}\text{S}_{13,0}$
	39.74	0.33	0.27	7.62	0.17	—	н.о.	6.39	19.56	0.26	0.24	25.83	—	100.41	$\text{Cu}_{10,0}(\text{Fe}_{0,1}\text{Zn}_{1,9})_{2,0}(\text{As}_{1,4}\text{Sb}_{2,6})_{4,0}\text{S}_{12,9}$
	39.98	0.30	0.30	7.48	0.20	—	н.о.	7.84	17.95	0.45	0.17	26.18	—	100.85	$\text{Cu}_{10,0}(\text{Fe}_{0,1}\text{Zn}_{1,8})_{1,9}(\text{As}_{1,7}\text{Sb}_{2,3})_{4,1}\text{S}_{13,0}$
	39.07	0.40	0.18	7.68	0.20	—	н.о.	5.27	21.26	0.15	0.21	25.61	—	100.03	$(\text{Cu}_{10,0}\text{Ag}_{0,1})_{10,0}(\text{Fe}_{0,1}\text{Zn}_{1,9})_{2,0}(\text{As}_{1,1}\text{Sb}_{2,8})_{4,0}\text{S}_{13,0}$
	39.32	0.36	0.24	7.62	0.16	—	н.о.	6.19	20.60	0.06	0.19	25.58	—	100.32	$(\text{Cu}_{10,0}\text{Ag}_{0,1})_{10,0}(\text{Fe}_{0,1}\text{Zn}_{1,9})_{2,0}(\text{As}_{1,3}\text{Sb}_{2,7})_{4,1}\text{S}_{12,9}$
* 19/78	39.04	0.54	0.21	7.53	0.20	—	н.о.	5.63	21.86	0.13	0.20	25.64	—	100.98	$(\text{Cu}_{9,9}\text{Ag}_{0,1})_{10,0}(\text{Fe}_{0,1}\text{Zn}_{1,9})_{1,9}(\text{As}_{1,2}\text{Sb}_{2,9})_{4,1}\text{S}_{12,9}$
	38.92	0.56	0.26	7.41	0.21	—	н.о.	5.58	21.65	0.22	—	25.48	—	100.29	$(\text{Cu}_{9,9}\text{Ag}_{0,1})_{10,0}(\text{Fe}_{0,1}\text{Zn}_{1,8})_{1,9}(\text{As}_{1,2}\text{Sb}_{2,9})_{4,1}\text{S}_{12,9}$
	39.07	0.41	0.26	7.57	0.16	—	н.о.	5.88	21.27	0.07	0.22	25.66	—	100.57	$(\text{Cu}_{9,9}\text{Ag}_{0,1})_{10,0}(\text{Fe}_{0,1}\text{Zn}_{1,9})_{2,0}(\text{As}_{1,3}\text{Sb}_{2,8})_{4,1}\text{S}_{12,9}$
	38.38	0.53	0.25	7.39	0.16	—	н.о.	4.80	22.59	0.06	—	25.43	—	99.59	$(\text{Cu}_{9,9}\text{Ag}_{0,1})_{10,0}(\text{Fe}_{0,1}\text{Zn}_{1,9})_{1,9}(\text{As}_{1,0}\text{Sb}_{3,0})_{4,1}\text{S}_{13,0}$
	38.31	0.51	0.14	7.87	0.17	—	н.о.	3.75	24.03	0.17	—	25.36	—	100.31	$(\text{Cu}_{9,9}\text{Ag}_{0,1})_{10,0}\text{Zn}_{2,0}(\text{As}_{0,8}\text{Sb}_{3,2})_{4,1}\text{S}_{12,9}$
38.58	—	0.20	7.30	0.30	—	—	5.76	22.26	—	—	26.60	—	100.00	$\text{Cu}_{9,9}(\text{Fe}_{0,1}\text{Zn}_{1,8})_{1,9}(\text{As}_{1,2}\text{Sb}_{3,0})_{4,2}\text{S}_{13,0}$	

Примечание. Прочерк – ниже предела обнаружения; н.о. – элемент не определяется; * – энергодисперсионный анализ; ** – рассчитано на 16 катионов.
Note. Dash – below detection limit; н.о. – not analyzed; * – EDS analysis; ** – calculated for 16 cations.

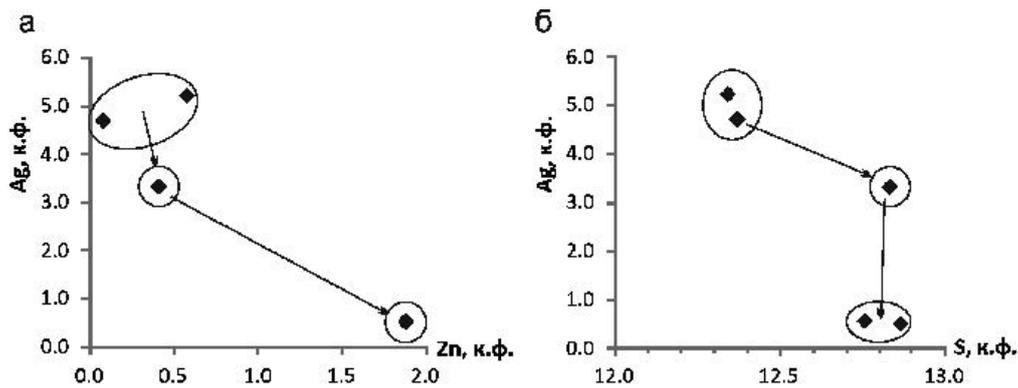


Рис. 4. Диаграммы Ag–S (а) и Ag–Zn (б) (формульные коэффициенты) для зонального выделения блѣклой руды из образца 3-1С/16.

Стрелками показана эволюция состава.

Fig. 4. Ag vs. S (a) and Ag vs. Zn (б) diagrams (formula unit) for zoned fahlres from sample 3-1C/16.

Arrows show temporal evolution.

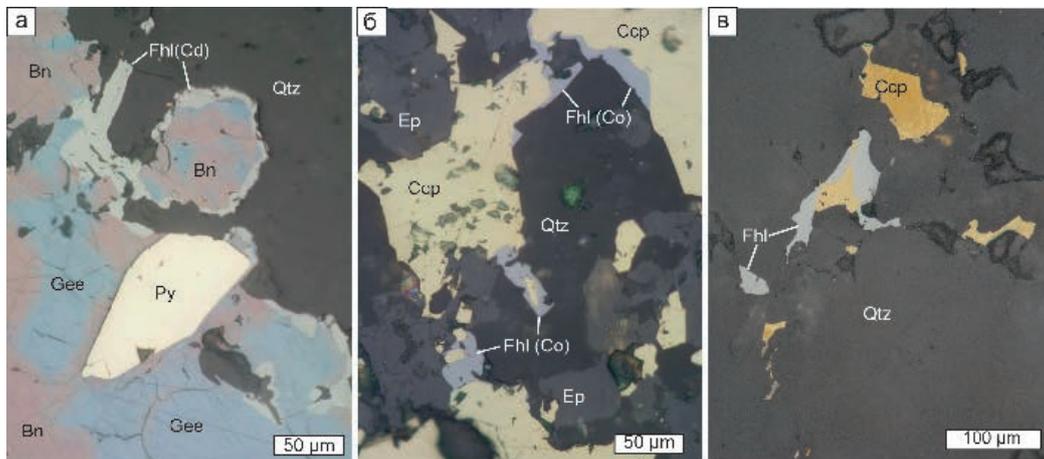


Рис. 5. Блѣкые руды Томинского месторождения, Калиновский участок: а – кайма тетраэдрита-(Cd) вокруг борнит-джеритового агрегата, обр. 61/124.8; б – кайма теннантита вокруг халькопирита, обр. 61/246.2; в – тетраэдрит, обрастающий халькопирит, обр. 444/175.

Gee – джерит, Bn – борнит, Ep – эпидот. Отражѣнный свет.

Fig. 5. Fahlres of the Tomino porphyry copper deposit, Kalinovskoe site: а – tetrahedrite-(Cd) around bornite-geerite aggregate, sample 61/124.8; б – tennantite overgrowing chalcopyrite, sample 61/246.2; в – tetrahedrite overgrowing chalcopyrite, sample 444/175.

Gee – geerite, Bn – bornite, Ep – epidote. Reflected light.

Талицкое Мо-порфировое месторождение. Минералы группы блѣклых руд на месторождении чрезвычайно редки: они установлены только в составе минерализации полиметаллической стадии в трёх образцах. Блѣкые руды образуют изометричные выделения размером первые сотни микрометров в поздних прожилках белого кварца с флюоритом (рис. 7а). Как правило, блѣкые руды обрастают галенит, сфалерит и халькопирит и более ранние пирит и молибденит (рис. 7б), т. е. являются наиболее поздними.

Блѣкые руды представлены теннантит-тетраэдритами-(Zn) с преобладанием тетраэдритового минала: содержания As составляют от 0.8 до 1.8 ф.к., а Fe – от 0.04 до 0.23 ф.к. (таблица). Постоянно присутствуют незначительные примеси Ag (0.30–0.56 мас. %), Cd (0.11–0.21 мас. %) и Bi (до 0.24 мас. %). Выделения блѣклой руды довольно однородные и вариации As и Sb в пределах зерен не превышают 2–3 мас. % (таблица, рис. 8).

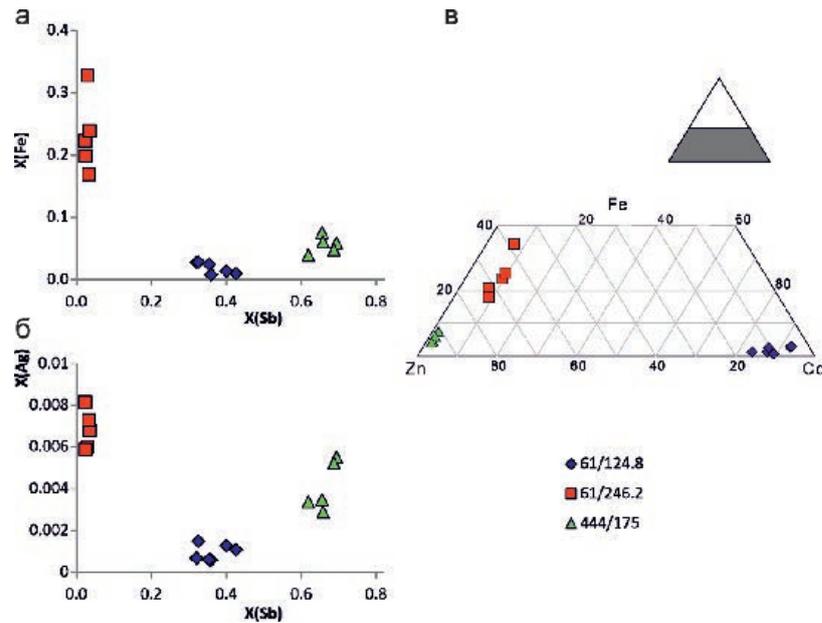


Рис. 6. Диаграммы X(Sb)–X(Fe) (а), X(Sb)–X(Ag) (б) и Fe–Zn–Cd (в) для блёклых руд Томинского месторождения.
Fig. 6. X(Sb) vs. X(Fe) (a), X(Sb) vs. X(Ag) (б) and Fe–Zn–Cd ternary (в) diagrams for fahlores of the Tomino deposit.

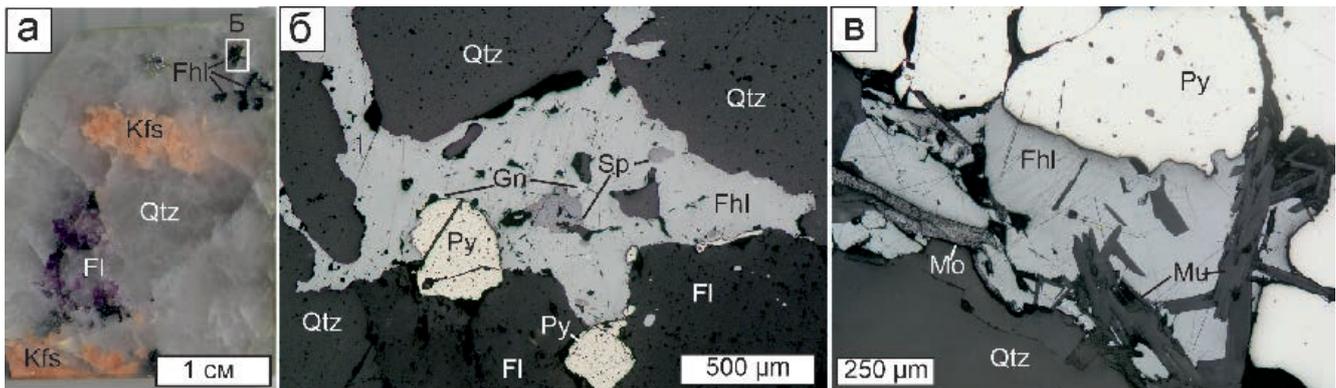


Рис. 7. Блёклые руды Талицкого месторождения: а – кварцевый прожилок с реликтами калиевого полевого шпата и гнездами флюорита и блёклой руды, обр. 621/107; б – увеличенный фрагмент рисунка (а): блёклая руда с включениями галенита и сфалерита на границе кварца и флюорита; в – блёклая руда, обрастающая мусковит, пирит и молибденит, обр. 621/65.

Kfs – калиевый полевой шпат, Fl – флюорит, Mu – мусковит, Mo – молибденит. Отражённый свет.

Fig. 7. Fahlores of the Talitsa deposit: a – quartz veinlet with K-feldspar relics and pockets of fluorite and fahlore, sample 621/107; б – detail of Fig. a: fahlore with inclusions of galena and sphalerite at the boundary of quartz and fluorite; в – fahlore overgrowing muscovite, pyrite and molybdenite, sample 621/65.

Kfs – K-feldspar, Fl – fluorite, Mu – muscovite, Mo – molybdenite. Reflected light.

Обсуждение результатов

Условия образования минералов группы блёклых руд. На Михеевском месторождении исследование флюидных включений в кварце, ассоциирующем с блёклыми рудами, было проведено в двух образцах. В кварце из образца, представляющего прожилково-вкрапленную минерализацию (М-10405/145)

температуры гомогенизации в жидкость составили 200–230 °С, а солёность – 19.3–20.9 мас.% NaCl-экв.; температуры эвтектики от –62.2 до –57.0 °С свидетельствуют о преобладании во флюиде хлорида кальция (Plotinskaya et al., 2018; Groznova et al., 2019). В образце М-1-9/15, представляющем субэпитермальную жильную минерализацию, температуры гомогенизации составили 280–320 °С, со-

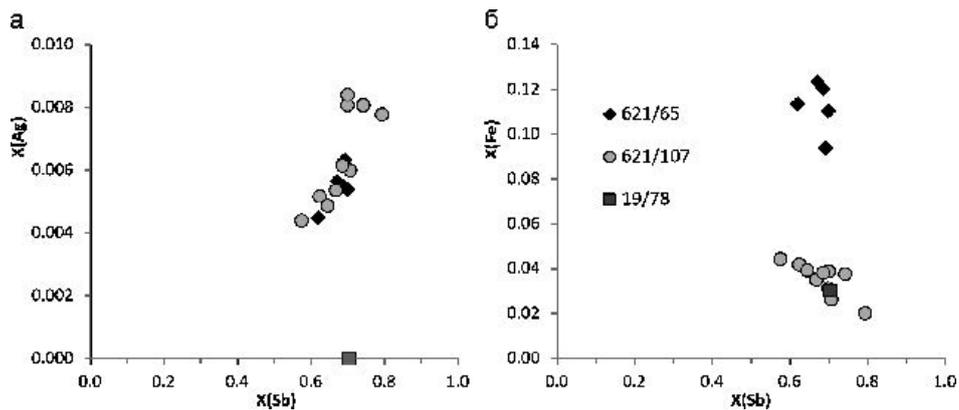


Рис. 8. Диаграммы X(Sb)–X(Ag) (а) и X(Sb)–X(Fe) (б) для блѣклых руд Талицкого месторождения.
Fig. 8. X(Sb) vs X(Ag) (a) and X(Sb) vs X(Fe) diagrams (б) for fahllores of the Talitsa deposit.

леность – 10.2–11.0 мас.% NaCl-экв.; температуры эвтектики от –29.0 до –27.5 °С говорят о преобладании во флюиде хлорида натрия (Plotinskaya et al., 2018; Groznova et al., 2019). Температуры образования хлорита из образца М-10405/145, рассчитанные по (Котельников и др., 2012) составили 177–241 °С, что хорошо согласуется с результатами исследования флюидных включений (Plotinskaya et al., 2018).

На Томинском месторождении температуры образования хлорита в борнитовой ассоциации из образца К61/124,8, рассчитанные по (Котельников и др., 2012), составили 227–278 °С, среднее из пяти значений 244 °С. На месторождении Талицкое исследование флюидных включений во флюорите, на который нарастают минералы полиметаллической ассоциации (Грознова, Плотинская, 2021), показало, что он образовался при температурах 257–271 °С из слабосоленого флюида (3.2–7.2 мас.% NaCl-экв.), в котором преобладали хлориды железа и магния (температуры эвтектики от –28.5 до –29.8 °С). Таким образом, температуры образования минералов группы блѣклых руд относительно низки и редко превышают 300 °С.

Формационная принадлежность минерализации, содержащей блѣклые руды. На изученных нами порфировых месторождениях сульфидно-кварцевые и сульфидно-кварц-карбонатные жилы и прожилки, содержащие блѣклые руды, характеризуются следующими особенностями. Они развиты исключительно в пределах этих порфировых систем и находятся либо в контуре развития промышленных медно-порфировых руд, либо в непосредственной близости к нему. В пределах наиболее детально изученных нами порфировых месторождений (прежде всего, Михеевского) их распре-

ление имеет характерную зональность: жилы приурочены к периферии систем и именно к верхним горизонтам (Plotinskaya et al., 2018). Это говорит о том, что они развивались в пределах тех же рудно-магматических систем, что и медно-порфировая минерализация.

Изучение изотопного состава свинца, которое было проведено для всех описанных месторождений (Plotinskaya et al., 2017; Плотинская, Чугаев, 2019), показало, что на каждом месторождении сульфиды из разных стадий и из разнотипной минерализации, а также рудоносные гранитоиды характеризуются близким изотопным составом свинца, т. е. имеют общий источник вещества, и, таким образом, являются производными единой рудно-магматической системы. Небольшие отличия в изотопном составе поздней минерализации заключаются в увеличении доли радиогенного свинца. Это объясняется вовлечением в систему на «эпитермальной стадии развития» циркулирующих метеорных вод, что может приводить к незначительному вкладу вещества из вмещающих осадочных пород. Скорее всего, этот вклад явился причиной появления повышенных содержаний Hg и Cd в блѣклых рудах Томинского месторождения. Все перечисленное выше позволяет утверждать, что изученная нами минерализация и собственно минералы группы блѣклых руд являются производными порфировых систем.

Сравнение с минералами группы блѣклых руд других регионов. На всех изученных месторождениях Урала минералы группы блѣклых руд относятся либо к поздним минеральным ассоциациям порфировой стадии, либо к жильной субэпитермальной минерализации, секущей более раннюю прожилково-вкрапленную минерализацию порфи-

рового типа. На диаграмме X(Fe)–X(Sb) фигуративные точки блёклых руд Талицкого и Томинского месторождений попадают в поле блёклых руд из «переходной» субэпитептермальной минерализации (рис. 9а). Блёклые руды Михеевского месторождения отличаются более высокими содержаниями Fe и по составу близки к блёклым рудам, характерным для минерализации порфирирового типа, согласно обзору (Marushchenko et al., 2018). Это, по-видимому, вызвано более высоким содержанием Fe во флюиде Михеевской гидротермальной системы за счет широкого развития вмещающих пород основного состава.

Высокие содержания Cd в блёклых рудах, установленные в одном образце из Томинского месторождения (таблица), встречаются чрезвычайно редко (Мозгова, Цепин, 1983; Viagioni et al., 2020). Они отмечены на некоторых орогенных золоторудных месторождениях, например, Тиндрам (*Tyndrum*), Шотландия (Pattrick, 1978) и Красное, Бодайбинский район (Паленова и др., 2015), на месторождении седекс-типа Ситишань (*Xitieshan*), Китай (Jia et al., 1988), на стратиформном месторождении Ушкатын-III, Казахстан (Воропаев и др., 1988; Спиридонов и др., 1988), на кобальтовом месторождении Тунаберг, Швеция (Dobbe, 1992), в жилах рудного района Беренгуэла (Viagioni et al., 2022), а также на жильном золотосеребряном месторождении

Каллиано (*Kallianou*), Греция, генезис которого является дискуссионным (Voudouris et al., 2011). Таким образом, причиной повышенных содержаний Cd являются, по-видимому, особенности вмещающих пород, а не генетический тип месторождения.

Повышенные содержания Ag в блёклых рудах, установленные в одном образце Михеевского месторождения, в целом, не типичны для месторождений порфирирового типа (Marushchenko et al., 2018). Они характерны для низкосульфидизированных эпитептермальных золотосеребряных месторождений (рис. 9б). Низкосульфидизированная обстановка могла возникнуть в конце формирования субэпитептермальных жил Михеевского месторождения после массового осаждения сульфидов, что и привело к образованию фрейбергита и ассоциирующего с ним полибазита.

Для большинства изученных блёклых руд не характерно сложное зональное строение: их выделения либо химически однородны, либо характеризуются однородным ядром промежуточного теннантит-тетраэдритового состава и каймой, в которой преобладает тетраэдритовый минал. Это свидетельствует об относительно спокойной обстановке минералообразования, без резких колебаний физико-химических параметров рудообразующего флюида, что, в целом, типично для порфирировых месторождений.

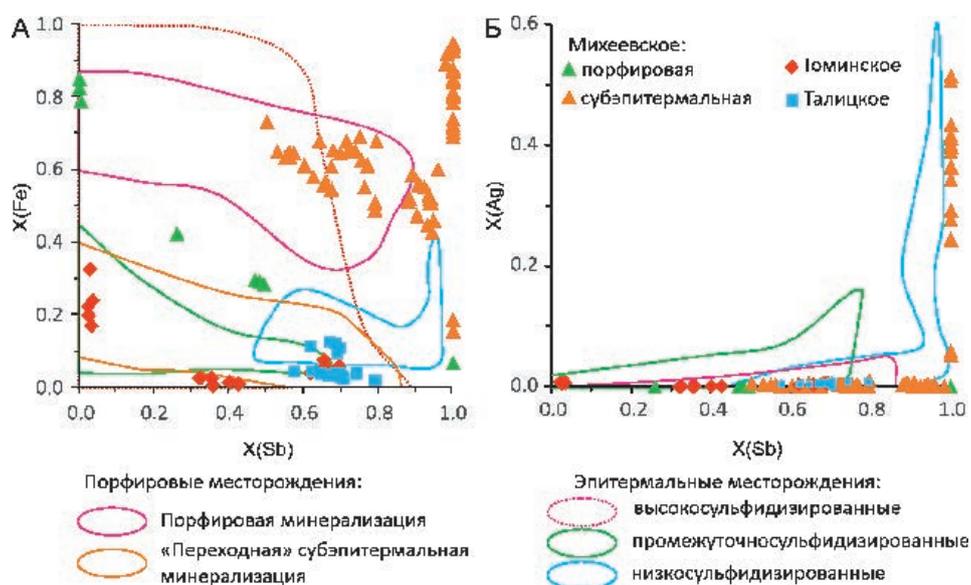


Рис. 9. Сравнение химического состава блёклых руд порфирировых месторождений Урала и Cu(Mo)-порфирировых месторождений других регионов по (Marushchenko et al., 2018 и цитируемая литература).

Fig. 9. Chemical variations of fahlores from porphyry deposits of the Urals (this study) compared with fahlores from porphyry Cu(Mo) deposits worldwide (Marushchenko et al., 2018 and references therein).

Выводы

1. На изученных месторождениях минералы группы блѣклых руд относятся либо к поздним минеральным ассоциациям порфировой стадии, либо к жильной субэпитеpмальной минерализации. По составу они варьируют от теннантита до тетраэдрита с варьирующими соотношениями Fe и Zn, примеси Te, Bi, Ag для них не характерны.

2. Для большинства изученных блѣклых руд не характерно сложное зональное строение: они либо химически однородны, либо характеризуются однородным ядром промежуточного теннантит-тетраэдритового состава и каймой, в которой преобладает тетраэдритовый минал. Однородность состава, по-видимому, свидетельствует об отсутствии резких колебаний физико-химических параметров рудообразующего флюида.

3. Изученные блѣклые руды по составу близки к блѣклым рудам, характерным для «переходной» субэпитеpмальной минерализации.

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИГЕМ РАН. Авторы признательны А.И. Грабежеву за предоставленную коллекцию образцов месторождения Талицкое и коллективу ОАО «Русская медная компания» за помощь при полевых работах на Томинском и Михеевском месторождениях, а также С.Е. Борисовскому и А.Н. Некрасову за выполненные анализы. Мы выражаем благодарность анонимному рецензенту за конструктивные замечания.

Литература

Азовскова О.Б., Грабежев А.И. (2008) Талицкое медно-молибден-порфировое месторождение – первый объект субщелочной порфировой системы на Среднем Урале. *Доклады Академии наук*, **418**(2), 237–240.

Вестник золотопромышленника (2017) <https://gold.lprime.ru/news/20170920/226023.html> (последнее обращение 06/05/2022)

Воропаев А.В., Спиридонов Э.М., Шибрик В.И. (1988) Тетраэдрит-Cd – первая находка в СССР. *Доклады АН СССР*, **300**(6), 1446–1448.

Грабежев А.И., Белгородский Е.А. (1992) Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно-порфировых месторождений. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 199 с.

Грабежев А.И., Ронкин Ю.Л. (2011) U-Pb возраст цирконов из рудоносных гранитоидов медно-порфировых месторождений Южного Урала. *Литосфера*, **11**(3), 104–116.

Грабежев А.И., Кузнецов Н.С., Пужаков Б.А. (1998) Рудно-метасоматическая зональность медно-порфировой колонны натриевого типа (парагонитсодержащие ореолы, Урал). Екатеринбург, УГГГА, 172 с.

Грознова Е.О., Плотинская О.Ю. (2021) Флюидные включения, как инструмент для изучения рудообразующих процессов в порфирово-эпитеpмальных системах Урала. *XXVII Всероссийская научная конференция «Уральская минералогическая школа-2021»*. Екатеринбург, ООО Универсальная Типография «Альфа Принт», 33–35.

Котельников А.Р., Сук Н.И., Котельникова З.А., Щекина Т.И., Калинин Г.М. (2012) Минеральные геотермометры для низкотемпературных парагенезисов. *Вестник ОНЗ РАН*, **4**, NZ9001, https://doi.org/10.2205/2012NZ_ASEMPG

Любимцева Н.Г., Бортников Н.С., Борисовский С.Е., Прокофьев В.Ю., Викентьева О.В. (2018) Блѣклая руда и сфалерит золоторудного месторождения Дарасун (Восточное Забайкалье, Россия). Часть 1: минеральные ассоциации и срastания, химический состав и его эволюция. *Геология рудных месторождений*, **60**(2), 109–140.

Любимцева Н.Г., Прокофьев В.Ю., Бортников Н.С. (2021) Сосуществующие тетраэдрит-(Zn) и сфалерит на золоторудном месторождении Теремки (Восточное Забайкалье): химический состав и условия образования. *Геология рудных месторождений*, **63**(5), 476–486.

Мозгова Н.Н., Цепин А.И. (1983) Блѣклые руды (особенности химического состава и свойств). М., Наука, 280 с.

Паленова Е.Е., Блинов И.А., Заботина М.В. (2015) Минералы серебра в кварцевых жилах рудопроявления золота Красное (Бодайбинский район). *Минералогия*, **1**(2), 9–17.

Плотинская О.Ю., Грабежев А.И., Зелтманн Р. (2015) Состав блѣклых руд как элемент зональности порфирово-эпитеpмальной системы (на примере рудопроявления Биксизак, Ю. Урал). *Геология рудных месторождений*, **57**(1) 48–70.

Плотинская О.Ю., Чугаев А.В. (2019) Свинцово-изотопные характеристики порфировых месторождений Южного Урала как индикатор мантийно-корового взаимодействия. *Металлогения древних и современных океанов–2019. Четверть века достижений в изучении субмаринных месторождений*. Миасс: ООО «Форт-Диалог-Исеть», 110–114.

Пужаков Б.А. (1999) Продуктивные гранитоиды, метасоматоз и оруденение Биргильдинско-Томинского рудного узла. *Дис. на соиск. степ. канд. геол.-мин. наук*. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 116 с.

Русская медная компания. <http://rmk-group.ru/ru/activities/enterprises/mikheevsky/> (последнее обращение 06/06/2022)

Сахарова М.С. (1966) О зависимости состава блѣклых руд от условий минералообразования / Очерки гео-

химии эндогенных и гипергенных процессов. М., Наука, 109–118.

Смирнов В.Н., Иванов К.С., Шокальский С.П., Ронкин Ю.Л. (2017) Результаты U-Pb SHRIMP-II датирования циркона из гранитоидов Талицкого молибденоносного массива (восточный склон Среднего Урала). *Литосфера*, **17**(3), 145–150.

Спиридонов Э.М., Петров В.К., Воропаев А.В. (1988) О влиянии кадмия на оптические свойства блёклых руд. *Доклады АН СССР*, **303**(2), 463–466.

Томинский ГОК. <http://tomgok.ru> (последнее обращение 14/01/2020)

Шаргородский Б.М., Новиков И.М., Аксенов С.А. (2005) Михеевское месторождение медно-порфировых руд на Южном Урале. *Отечественная геология*, (2), 57–61.

Biagioni C., George L.L., Cook N.J., Makovic-ky E., Moëlo Y., Pasero M., Sejkora J., Stanley C.J., Welch M.D., Bosi F. (2020) The tetrahedrite group: Nomenclature and classification. *American Mineralogist*, **105**, 109–122.

Biagioni C., Kasatkin A., Sejkora J., Nestola F., Škoda R. (2022) Tennantite-(Cd), $\text{Cu}_6(\text{Cu}_4\text{Cd}_2)\text{As}_4\text{S}_{13}$, from the Berenguela mining district, Bolivia: The first Cd-member of the tetrahedrite group. *Mineralogical Magazine*, 1–22. doi:10.1180/mgm.2022.61

Catchpole H., Kouzmanov K., Fontbote L. (2012) Copper-excess stannoidite and tennantite-tetrahedrite as proxies for hydrothermal fluid evolution in a zoned Cordilleran type base-metal district, Morococha, Central Peru. *The Canadian Mineralogist*, **50**, 719–743.

Dobbe R. (1992) Manganian-cadmian tetrahedrite from the Tunaberg Cu-Co deposit, Bergslagen, central Sweden. *Mineralogical Magazine*, **56**(382), 113–115.

Groznova E., Abramov S., Plotinskaya O., Bocharov V.N. (2019) Mikheevskoe porphyry copper deposit: conditions of ore formation; insights from fluid inclusion study and alteration mineralogy. *Acta mineralogica-petrographica. Abstract series*, **10**, 48.

Jia D., Fu Z., Zhang H., Zhao C. (1988) The first discovery of Cd-freibergite in China. *Acta Mineralogica Sinica*, **8**, 136–137. (in Chinese, with English abstract).

Krismer M., Vavtar F., Tropper P., Kaindl R., Sartory B. (2011) The chemical composition of tetrahedrite-tennantite ores from the prehistoric and historic Schwaz and Brixlegg mining areas (North Tyrol, Austria). *European Journal of Mineralogy*, **23**, 925–936.

Lynch J.V.G. (1989) Large-scale hydrothermal zoning reflected in the tetrahedrite-freibergite solid solution, Keno Hill Ag-Pb-Zn district, Yukon. *The Canadian Mineralogist*, **27**, 383–400.

Marushchenko L.I., Baksheev I.A., Nagornaya E.V., Chitalin A.F., Nikolaev Yu.N., Vlasov E.A. (2018) Compositional evolution of the tetrahedrite solid solution in porphyry-epithermal system: A case study of the Baimka Cu-Mo-Au trend, Chukchi Peninsula, Russia. *Ore Geology Reviews*, **103**, 21–37.

Patrick R.A.D. (1978) Microprobe analysis of cadmium-rich tetrahedrites from Tyndrum, Perthshire, Scotland. *Mineralogical Magazine*, **42**, 286–288.

Plotinskaya O.Y., Azovskova O.B., Abramov S.S., Groznova E.O., Novoselov K.A., Seltmann R., Spratt J. (2018) Precious metals assemblages at the Mikheevskoe porphyry copper deposit (South Urals, Russia) as proxies of epithermal overprinting. *Ore Geology Reviews*, **94**, 239–260.

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

Puchkov V.N. (2017) General features relating to the occurrence of mineral deposits in the Urals: What, where, when and why. *Ore Geology Reviews*, **85**, 4–29.

Repstock A., Voudouris P., Zeug M., Melfos V., Zhai M., Li H., Kartal T., Matuszczak J. (2016) Chemical composition and varieties of fahlore-group minerals from Oligocene mineralization in the Rhodope area, Southern Bulgaria and Northern Greece. *Mineralogy and Petrology*, **110**(1), 103–123.

Sack R.O., Lynch J.V.G., Foit Jr.F. (2003) Fahlore as a petrogenetic indicator: Keno Hill Ag-Pb-Zn District, Yukon, Canada. *Mineralogical Magazine*, **67**(5), 1023–1038.

Stauder S., Mordhorst T., Neumann R., Prebeck W., Markl G. (2010) Compositional variation of the tennantite-tetrahedrite solid solution series in the Schwarzwald ore district (SW Germany): the role of mineralization processes and fluid source. *Mineralogical Magazine*, **74**(2) 309–339.

Singer D.A., Berger V.I., Moring B.C. (2008) Porphyry copper deposits of the world: database and grade and tonnage models. Open-File Report 2008-1155.

Tessalina S.G., Plotinskaya O.Y. (2017) Silurian to Carboniferous Re-Os molybdenite ages of the Kalinovskoe, Mikheevskoe and Talitsa Cu-Mo porphyry deposits in the Urals: implications for geodynamic setting. *Ore Geology Reviews*, **85**, 174–180.

Vassileva R.D., Atanassova R., Kouzmanov K. (2014) Tennantite-tetrahedrite series from the Madan Pb-Zn deposits, Central Rhodopes, Bulgaria. *Mineralogy and Petrology*, **108**(4), 515–531.

Voudouris P.C., Spry P.G., Sakellaris G.A., Mavrogenatos C. (2011) A cervelleite-like mineral and other Ag-Cu-Te-S minerals [Ag_2CuTeS and $(\text{Ag,Cu})_2\text{TeS}$] in gold-bearing veins in metamorphic rocks of the Cycladic Blueschist Unit, Kallianou, Evia Island, Greece. *Mineralogy and Petrology*, **101**, 169–183.

References

Azovskova O.B., Grabezhev A.I. (2008) The Talitsa porphyry copper-molybdenum deposit, the first object of a subalkaline porphyry system in the Central Urals. *Doklady Earth Sciences*, **418**(1), 99–102.

- Biagioni C., George L.L., Cook N.J., Makovicky E., Moëlo Y., Pasero M., Sejkora J., Stanley C.J., Welch M.D., Bosi F.** (2020) The tetrahedrite group: Nomenclature and classification. *American Mineralogist*, 105, 109–122.
- Biagioni C., Kasatkin A., Sejkora J., Nestola F., Škoda R.** (2022) Tennantite-(Cd), $\text{Cu}_6(\text{Cu}_4\text{Cd}_2)\text{As}_4\text{S}_{13}$, from the Berenguela mining district, Bolivia: The first Cd-member of the tetrahedrite group. *Mineralogical Magazine*, 1–22. doi:10.1180/mgm.2022.61
- Catchpole H., Kouzmanov K., Fontbote L.** (2012) Copper-excess stannoidite and tennantite-tetrahedrite as proxies for hydrothermal fluid evolution in a zoned Cordilleran type base-metal district, Morococha, Central Peru. *The Canadian Mineralogist*, 50, 719–743.
- Dobbe R.** (1992) Manganoan-cadmian tetrahedrite from the Tunaberg Cu-Co deposit, Bergslagen, central Sweden. *Mineralogical Magazine*, 56(382), 113–115. [Gold miner's bulletin] (2017) <https://gold.lprime.ru/news/20170920/226023.html> (last addressed 06/05/2022) (in Russian)
- Grabezhev A.I., Belgorodskii E.A.** (1992) [Ore-bearing granitoids and metasomatites of copper porphyry deposits]. Yekaterinburg, IGG UrO RAN, 199 p. (in Russian)
- Grabezhev A.I., Ronkin Y.L.** (2011) [U-Pb age of zircons from ore-bearing granitoids of the South Urals porphyry-copper deposits]. *Lithosphere [Litosfera]*, 11(3), 104–116. (in Russian)
- Grabezhev A.I., Kuznetsov N.S., Puzhakov B.A.** (1998) [Ore and alteration zoning of sodium type copper-porphyry column (paragonite-bearing aureoles, the Urals)]. Yekaterinburg, UGGGA, 172 p. (in Russian)
- Groznova E.O., Plotinskaya O.Yu.** (2021) [Fluid inclusions as a tool for studying ore-forming processes in porphyry-epithermal systems of the Urals]. *XXVII Vserossiyskaya nauchnaya konferentsiya «Uralskaya mineralogicheskaya shkola-2021» [XXVII All-Russian conference «Uralian mineralogical school-2021»]*. Yekaterinburg, OOO Universalnaya Tipografiya «Alfa Print», p. 33–35. (in Russian)
- Groznova E., Abramov S., Plotinskaia O., Bocharov V.N.** (2019) Mikheevskoe porphyry copper deposit: conditions of ore formation; insights from fluid inclusion study and alteration mineralogy. *Acta mineralogica-petrographica. Abstract series*, 10, 48.
- Jia D., Fu Z., Zhang H., Zhao C.** (1988) The first discovery of Cd-freibergite in China. *Acta Mineralogica Sinica*, 8, 136–137. (in Chinese, with English abstract).
- Kotelnikov A.R., Suk, N.I., Kotelnikova Z.A., Tschekina T.I., Kalinin G.M.** (2012) [Mineral geothermometers for low-temperature paragenesis]. *Vestnik Otdelenia nauk o Zemle [Bulletin of the Earth Sciences Branch of RAS]*, 4, NZ9001, https://doi.org/10.2205/2012NZ_ASEMPG
- Krismer M., Vavtar F., Tropper P., Kaindl R., Sartory B.** (2011) The chemical composition of tetrahedrite-tennantite ores from the prehistoric and historic Schwaz and Brixlegg mining areas (North Tyrol, Austria). *European Journal of Mineralogy*, 23, 925–936.
- Lynch J.V.G.** (1989) Large-scale hydrothermal zoning reflected in the tetrahedrite-freibergite solid solution, Keno Hill Ag-Pb-Zn district, Yukon. *The Canadian Mineralogist*, 27, 383–400.
- Lyubimtseva N.G., Bortnikov N.S., Borisovsky S.E., Prokofiev V.Y., Vikent'eva O.V.** (2018) Fahlore and sphalerite from the darasun gold deposit in the Eastern Transbaikal region, Russia: I. Mineral assemblages and intergrowths, chemical composition, and its evolution. *Geology of Ore Deposits*, 60(2), 93–120.
- Lyubimtseva N.G., Prokof'ev V.Y., Bortnikov N.S.** (2021) Coexisting tetrahedrite-(Zn) and sphalerite at the Teremki gold-ore deposit (East Transbaikalia): chemical composition and formation conditions. *Geology of Ore Deposits*, 63(5), 454–464.
- Marushchenko L.I., Baksheev I.A., Nagornaya E.V., Chitalin A.F., Nikolaev Yu.N., Vlasov E.A.** (2018) Compositional evolution of the tetrahedrite solid solution in porphyry-epithermal system: A case study of the Baimka Cu-Mo-Au trend, Chukchi Peninsula, Russia. *Ore Geology Reviews*, 103, 21–37.
- Mozgova N.N., Tsepin A.I.** (1983) [Fahlres (chemical composition and properties)]. Moscow, Nauka, 280 p. (in Russian)
- Palenova E.E., Blinov I.A., Zabortina M.V.** (2015) [Silver minerals from quartz veins of the Krasnoe deposit (Bodaybo ore region)]. *Mineralogiya [Mineralogy]*, (2), 9–17. (in Russian)
- Patrick R.A.D.** (1978) Microprobe analysis of cadmium-rich tetrahedrites from Tyndrum, Perthshire, Scotland. *Mineralogical Magazine*, 42, 286–288.
- Plotinskaya O.Y., Azovskova O.B., Abramov S.S., Groznova E.O., Novoselov K.A., Seltmann R., Spratt J.** (2018) Precious metals assemblages at the Mikheevskoe porphyry copper deposit (South Urals, Russia) as proxies of epithermal overprinting. *Ore Geology Reviews*, 94, 239–260.
- Plotinskaya O.Y., Chugaev A.V.** (2019) [Lead isotope characteristics of porphyry deposits of the South Urals as proxies of mantle-crustal interactions]. *Metallogeniya drevnih i sovremennyh okeanov-2019. CHetvert' veka dostizhenij v izuchenii submarinnyh mestorozhdenij [Metallogeny of ancient and modern oceans-2019. Twenty five years of advances in study of submarine deposits]*. Miass: OOO Fort-Dialog-Iset], 110–114. (in Russian)
- Plotinskaya O.Y., Grabezhev A.I., Groznova E.O., Seltmann R., Lehmann B.** (2014) The Late Paleozoic porphyry-epithermal spectrum of the Birgilda-Tomino ore cluster in the South Urals, Russia. *Journal of Asian Earth Sciences*, 79B, 910–931.
- Plotinskaya O.Y., Grabezhev A.I., Seltmann R.** (2015) Fahlores compositional zoning in a porphyry-epithermal system: Biksizak occurrence, South Urals, Russia as an example. *Geology of Ore Deposits*, 57(1), 42–63.

- Puchkov V.N.** (2017) General features relating to the occurrence of mineral deposits in the Urals: What, where, when and why. *Ore Geology Reviews*, **85**, 4–29.
- Puzhakov B.A.** (1999) [Productive granitoids, metasomatism, and mineralization of the Birgil'da–Tomino ore cluster]. *Dissertation of Candidate of Geological-Mineralogical Sciences*. Yekaterinburg, IGG UrO RAN, 116 p. (in Russian)
- Repstock A., Voudouris P., Zeug M., Melfos V., Zhai M., Li H., Kartal T., Matuszczak J.** (2016) Chemical composition and varieties of fahlore-group minerals from Oligocene mineralization in the Rhodope area, Southern Bulgaria and Northern Greece. *Mineralogy and Petrology*, **110**(1), 103–123.
[Russian copper company]. <http://rmk-group.ru/en/activities/enterprises/mikheevsky/> (last addressed 06/06/2022) (in Russian)
- Sack R.O., Lynch J.V.G., Foit Jr. F.** (2003) Fahlore as a petrogenetic indicator: Keno Hill Ag-Pb-Zn District, Yukon, Canada. *Mineralogical Magazine*, **67**(5), 1023–1038.
- Sakharova M.S.** (1966) [Correlation between composition of fahlores and mineral forming conditions] In: *Ocherki geokhimii endogennykh i gipergennykh protsessov [Essays of Geochemistry of Endogenic and Supergene Processes]*. Moscow, Nauka, 109–118. (in Russian)
- Staupe S., Mordhorst T., Neumann R., Prebeck W., Markl G.** (2010) Compositional variation of the tennantite–tetrahedrite solid solution series in the Schwarzwald ore district (SW Germany): the role of mineralization processes and fluid source. *Mineralogical Magazine*, **74**(2) 309–339.
- Shargorodsky B.M., Novikov I.M., Aksenov S.A.** (2005) [The Mikheevskoe copper porphyry deposit in the South Urals]. *Otechestvennaya Geologia [National Geology]*, (2), 57–61 (in Russian).
- Singer D.A., Berger V.I., Moring B.C.** (2008) Porphyry copper deposits of the world: database and grade and tonnage models. Open-File Report 2008-1155.
- Smirnov V.N., Ivanov K.S., Shokalsky S.P., Ronkin Yu.L.** (2017) [The results of U-Pb SHRIMP-II dating of zircon from granitoids of Talitsky molybdenum-bearing massif (eastern slope of the Middle Urals)]. *Lithosphere [Litosfera]*, **17**(3), 145–150. (in Russian)
- Spiridonov E.M., Petrov V.K., Voropaev A.V.** (1988) [The influence of Cd on optical properties of fahlores]. *Doklady Akademii Nauk SSSR [Doklady Academy of Sciences of the USSR]*, **303**(2), 463–466. (in Russian)
- Tessalina S.G., Plotinskaya O.Y.** (2017) Silurian to Carboniferous Re-Os molybdenite ages of the Kalinovskoe, Mikheevskoe and Talitsa Cu-Mo porphyry deposits in the Urals: implications for geodynamic setting. *Ore Geology Reviews*, **85**, 174–180.
[Tominsky processing plant] <http://tomgok.ru> (last addressed 14/01/2020)
- Vassileva R.D., Atanassova R., Kouzmanov K.** (2014) Tennantite-tetrahedrite series from the Madan Pb-Zn deposits, Central Rhodopes, Bulgaria. *Mineralogy and Petrology*, **108**(4), 515–531.
- Voropaev A.V., Spiridonov E.M., Shchibrik V.I.** (1988) [Tetrahedrite-Cd – the first finding in the USSR]. *Doklady Akademii Nauk SSSR [Doklady Academy of Sciences of the USSR]*, **300**(6), 1446–1448. (in Russian)
- Voudouris P.C., Spry P.G., Sakellaris G.A., Mavrogenatos C.** (2011) A cervelleite-like mineral and other Ag-Cu-Te-S minerals [Ag₂CuTeS and (Ag,Cu)₂TeS] in gold-bearing veins in metamorphic rocks of the Cycladic Blueschist Unit, Kallianou, Evia Island, Greece. *Mineralogy and Petrology*, **101**, 169–183.

УДК 549.3, 549.4, 549.7, 553.46 (470.55)

DOI: 10.35597/2313-545X-2022-8-3-2

**РУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ БУРАНОВСКОГО
ВОЛЬФРАМОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)****А.В. Касаткин¹, А.М. Кузнецов², Н.А. Арзамасцев³**¹ Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН, Ленинский пр. 18/2, г. Москва, 119071 Россия;

anatoly.kasatkin@gmail.com

² ул. Октябрьская 5-337, г. Челябинск, 454071 Россия³ ул. Куйбышева 25-43, г. Магнитогорск, 455023 Россия

Статья поступила в редакцию 20.06.2022 г., принята к печати 14.07.2022 г.

**ORE MINERALS OF THE BURANOVSKOE TUNGSTEN DEPOSIT
(SOUTHERN URALS)****A.V. Kasatkin¹, A.M. Kuznetsov², N.A. Arzamastsev³**¹ Fersman Mineralogical Museum RAS, Leninskiy pr. 18/2, Moscow, 119071 Russia;

anatoly.kasatkin@gmail.com

² ul. Oktyabrskaya 5-337, Chelyabinsk, 454071 Russia³ ul. Kuibysheva 25-43, Magnitogorsk, 455023 Russia

Received 20.06.2022, accepted 14.07.2022

Аннотация. В отвалах Бурановского вольфрамового месторождения (Челябинская обл.) обнаружена рудная минерализация, представленная гипогенными и гипергенными минералами Pb, Bi, Te, Cu, Mo, Ag, Au и Hg. В статье представлен максимально полный на сегодня минеральный кадастр месторождения, включающий информацию из литературных источников и оригинальные данные авторов. Установлено 14 теллуридов и сульфотеллуридов, которые отдельно и в сростках друг с другом и с простыми сульфидами образуют многочисленные включения в блёклых рудах (минералы серий тетраэдрита и теннантита) в составе кварц-шеелитовых жил. Среди продуктов окисления блёклых руд, галенита и тетрадимита выявлены редкие гипергенные минералы – перит и теллуроперит, образующие на месторождении ограниченный ряд твердых растворов, а также чолоалит и сульфид-йодид Ag и Hg, по составу отвечающий ханауэристу. Находки теллуроперита и хитачиита являются первыми на территории Российской Федерации, находки перита и чолоалита – первые на Урале.

Ключевые слова: Бурановское вольфрамовое месторождение, Южный Урал, рудная минерализация, кадастр минералов, теллуриды, сульфотеллуриды, хитачиит, перит, теллуроперит, чолоалит.

Abstract. Primary and supergene Pb, Bi, Te, Cu, Mo, Ag, Au and Hg minerals are found in samples from the dumps of the Buranovskoe tungsten deposit (Chelyabinsk oblast). The paper presents the most complete list of mineral species of the deposit based on available literature and our data. Fourteen tellurides and sulfotellurides are identified. They occur as individual grains and intergrowths with each other or simple sulfides and form numerous inclusions in fahlores in quartz-scheelite veins. Among the oxidation products of fahlores, galena and tetradymite, we found rare supergene minerals – telluroperite and perite, which form a limited solid solution series, as well as choloalite and a Ag and Hg sulfide-iodide corresponding to hanauerite by its chemical composition. The findings of telluroperite and hitachiite are the first at the territory of the Russian Federation and perite and choloalite are found for the first time in the Urals.

Keywords: Buranovskoe tungsten deposit, Southern Urals, ore mineralization, mineral list, tellurides, sulfotellurides, hitachiite, telluroperite, perite, choloalite.

Введение

Бурановское (Ново-Бурановское) месторождение вольфрама ($53^{\circ}19'59''$ с.ш. и $59^{\circ}31'50''$ в.д.) расположено в 35 км к востоку от г. Магнитогорска Челябинской области и в 1 км к востоку от пос. Новобурановка. Вместе с расположенными севернее Балканским и Требиатским (Требиатским или Требиинским) месторождениями оно составляет Гумбейскую группу вольфрамовых месторождений. Последняя в литературных источниках нередко называется Гумбейским месторождением, а составляющие ее три вышеназванных месторождения именуются участками.

Бурановское месторождение было открыто в 1927 г. специальной геологоразведочной и съемочной партией Уральского отделения Геологического Комитета под руководством А.П. Смолина (Смолин, 1929). После разведки, продолжавшейся четыре года, месторождение было передано в эксплуатацию. Основными рудными минералами являлись шеелит и сопутствующие молибденит и халькопирит. Щелевым способом в основном разрабатывались зоны сближенных субпараллельных кварц-шеелитовых прожилков, которые здесь назывались жилами. В таких рудоносных зонах-жилах содержание WO_3 составляло 0.2–0.5 %. В 1955 г. эксплуатация месторождения была прекращена в связи с отработкой до глубины 150–200 м основных продуктивных жил (Золоев и др., 2004). За это время на Бурановском и соседнем Балканском месторождениях было суммарно добыто более 2 тыс. т WO_3 (Состояние ..., 2021).

Первооткрыватель Гумбейской группы месторождений К.К. Матвеев (1928) отмечал, что они представляют собой «новый тип, резко отклоняющийся от известных типов вольфрамовых месторождений». Специфичные для этого нового типа месторождений кварц-карбонат-полешпатовые метасоматиты, развитые около кварц-шеелитовых жил, Д.С. Коржинский (1955) назвал гумбеитами.

Минералогия шеелитоносных жил месторождений Гумбейской группы, включая Бурановское, а затем и гумбеитов активно изучалась в разные годы К.К. Матвеевым (1928, 1929), А.П. Смолиным (1929), А.А. Фаворским (1940, 1945, 1948), И.С. Степановым (1933а, б; 1954), П.В. Покровским (1961), Э.М. Спиридоновым с соавторами (1996, 1997, 1998), М.В. Середкиным (1995, 1996, 2000), в том числе в соавторстве с Н.Н. Кононковой (1997) и И.П. Лапутиной (1997), и рядом других ученых. В указанных работах подробно охарактеризованы жильные минералы: кварц, калиевый полевой шпат (по мнению одних авторов, ортоклаз (Матвеев, 1929; Степанов, 1933а; Золоев и др., 2004), по мнению других – микроклин (Спиридонов и др., 1997; Середкин, 2000) или переходные разности от микроклина к ортоклазу (Фаворский, 1945)), альбит, карбонаты (доломит, кальцит, магнезит), слюды (биотит, мусковит, флогопит), тальк и др.

Из рудных минералов больше всего внимания закономерно уделялось шеелиту. Он (включая молибденсодержащую разновидность) подробно изучен в целом ряде работ (Смолин, 1929; Степанов, 1933а; Фаворский, 1940; Гаврусевич, 1957; Середкин, 1996; Середкин, Кононкова, 1997; Середкин, Лапутина, 1997; Спиридонов и др., 1997 и др.).

Что касается остальных рудных минералов, то для Бурановского месторождения в разное время и разными авторами отмечались азурит, айкинит, анкерит, арсенопирит, борнит, вульфенит, галенит, гетит, золото, колумбит, «купрошеелит» (купротунгстит), малахит, молибденит, молибдит, пирит, пирротин, рутил, сидерит, стронцианит, тетраэдрит, «ферритунгстит» (гидрокеноэлсмореит), целестин, штольцит (Матвеев, 1928; Смолин, 1929; Степанов, 1933а, б; Рубель, Апполов, 1937; Середкин, 1996, 2000). Ряд других минералов – барит, гематит, гессит, джемсонит, ковеллин, монацит, теннантит, тетрадимит, титанит, церуссит – указывался для Гумбейской группы месторождений или Гумбейского рудного поля без привязки к конкретному месторождению (Матвеев, 1928, 1929; Юшкин и др.,

Для цитирования: Касаткин А.В., Кузнецов А.М., Арзамасцев Н.А. Рудные минералы Бурановского вольфрамового месторождения (Южный Урал). Минералогия, **8**(3), 23–46. DOI: 10.35597/2313-545X-2022-8-3-2

For citation: Kasatkin A.V., Kuznetsov A.M., Arzamastsev N.A. Ore minerals of the Buranovskoe tungsten deposit (Southern Urals). Mineralogy, **8**(3), 23–46. DOI: 10.35597/2313-545X-2022-8-3-2.



Рис. 1. Вид Бурановского вольфрамового месторождения в апреле 2022 г.
Фото Н.А. Арзамасцева.
Fig. 1. View of the Buranovskoe W deposit in April 2022.
Photo by N.A. Arzamastsev.

1986; Спиридонов и др., 1996, 1997, 1998; Середкин, 2000 и др.).

Первая и до настоящего времени единственная попытка создания минерального кадастра Бурановского месторождения была предпринята А.П. Смолиным по результатам геологической разведки еще до ввода месторождения в промышленную эксплуатацию. В статье (Смолин, 1929) названо 14 минералов, в том числе 9 рудных (шеелит, тетраэдрит, галенит, пирит, халькопирит, молибденит, лимонит, «медная зелень» (малахит) и «медная синь» (азурит)), ранжированных по степени распространенности.

Почти век спустя авторами настоящей работы составлен новый кадастр минералов месторождения. При подготовке перечня минералов Бурановского месторождения учтены сведения из многочисленных литературных источников и наши собственные данные (табл. 1). Минеральные виды, не встреченные авторами настоящей статьи на Бурановском месторождении и отнесенные в литературе к Гумбейской группе месторождений, указаны в подтабличном комментарии.

Всего в кадастр включено 82 минерала. Из них 35 установлены нами впервые для Бурановского месторождения, главным образом в результате изучения чрезвычайно интересной рудной минерализации, обнаруженной одним из авторов (Н.А. Арзамасцев) в образцах, собранных летом 2021 и весной 2022 гг. на отвалах старого рудника (рис. 1).

Эти образцы представляют собой фрагменты кварц-полевошпат-шеелитовых жил с наложенной сульфидной (галенит, молибденит, халькопирит, пирит) и сульфосолевой (айкинит, блёклые руды) минерализацией. Изучение этих образцов в аншлифах методами оптической микроскопии и рентгеноспектрального микроанализа выявило в них интересный набор гипогенных и гипергенных рудных минералов, в том числе новых для месторождения, Урала и России. Ниже приводится подробное описание этих минералов, в том числе с учетом уже имеющихся литературных данных о них.

Краткая геологическая характеристика объекта

Бурановское вольфрамовое месторождение находится на территории Балканско-Бурановского рудного района Магнитогорской металлогенической мегазоны. На площади района (около 140 км²) располагается узкий пояс Гумбейской группы вольфрамовых месторождений субмеридионального простирания протяженностью 15 км, среди которых Бурановское является наиболее крупным (Золоев и др., 2004).

Бурановское месторождение вмещается среднепалеозойской эффузивно-осадочной толщей, прорванной одноименным граносиенитовым массивом, который обнажается на площади 9 км² (рис. 2). Восточный и юго-восточный экзоконтак-

Таблица 1

Минералы Бурановского вольфрамового месторождения

Table 1

Minerals of the Buranovskoe tungsten deposit

Минерал	Формула	Распространение	
		I	II
Самородные элементы			
Самородное золото	Au	++	
Самородный теллур*	Te	+	
Сульфиды			
Арсенопирит	FeAsS	?	
Борнит	Cu ₅ FeS ₄	++	
Галенит	PbS	++++	
Ковеллин	CuS		++
Молибденит	MoS ₂	++++	
Пирит	FeS ₂	++++	
Пирротин	Fe ₇ S ₈	?	
Сфалерит*	ZnS	+	
Халькозин*	Cu ₂ S		++
Халькопирит	CuFeS ₂	++++	
Теллуриды и сульфотеллуриды			
Алтаит*	PbTe	++	
Вольфскит*	AgBiTe ₂	+	
Гессит	Ag ₂ Te	+++	
Колорадоит*	HgTe	+	
Кочкарит*	PbBi ₄ Te ₇	+	
Мелонит*	NiTe ₂	++	
Петцит*	Ag ₃ AuTe ₂	+	
Раклиджит*	PbBi ₂ Te ₄	+	
Саддлебакит*	Pb ₂ Bi ₂ Te ₂ S ₃	+	
Сильванит*	AgAuTe ₄	+	
Теллуровисмутит*	Bi ₂ Te ₃	+++	
Тетрадимит*	Bi ₂ Te ₂ S	+++	
Хитачиит*	Pb ₅ Bi ₂ Te ₂ S ₆	+	
Штютцит*	Ag _{5-x} Te ₃ (x = 0.24-0.36)	+	
Сульфосоли			
Айкинит	CuPbBiS ₃	+++	
Берриит*	Cu ₃ Ag ₂ Pb ₃ Bi ₇ S ₁₆	+	
Виттихенит*	Cu ₃ BiS ₃	+	
Теннантит-(Fe)	Cu ₆ (Cu ₄ Fe ₂)As ₄ S ₁₃	+++	
Тетраэдрит-(Fe)*	Cu ₆ (Cu ₄ Fe ₂)Sb ₄ S ₁₃	++++	
Тетраэдрит-(Zn)	Cu ₆ (Cu ₄ Zn ₂)Sb ₄ S ₁₃	++	
Эмплектит*	CuBiS ₂	+	
Галогениды, оксигалогениды и сульфогалогениды			
Иодаргирит*	AgI		++
Перит*	PbBiO ₂ Cl		+
Теллуруперит*	Pb ₃ Te ⁴⁺ O ₄ Cl ₂		+
Ханауэрит*	AgHgSI		+
Оксиды, гидроксиды, теллуриды			
Гётит	FeO(OH)		++++
Гидрокеноэзсмореит	□ ₂ W ₂ O ₆ (H ₂ O)		++
Кварц	SiO ₂	++++	
Колумбит	Fe ²⁺ Nb ₂ O ₆ – Mn ²⁺ Nb ₂ O ₆	?	
Магнетит	Fe ²⁺ Fe ³⁺ ₂ O ₄	+++	
Молибдит	MoO ₃		?
Рутил	TiO ₂	+++	
Теллурит или парателлурит*	TeO ₂		++
Чолоалит*	CuPb(TeO ₃) ₂		+

Карбонаты			
Азурит	$\text{Cu}_3(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_2$		+++
Анкерит	$\text{CaFe}^{2+}(\text{CO}_3)_2$?	
Бейерит*	$\text{CaBi}_2\text{O}_2(\text{CO}_3)_2$		+
Бисмутит*	$\text{Bi}_2\text{O}_2(\text{CO}_3)$		++
Доломит	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$	++++	
Кальцит	CaCO_3	++++	
Магнезит	MgCO_3	+++	
Малахит	$\text{Cu}_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_2$		+++
Сидерит	FeCO_3	?	
Стронцианит	SrCO_3	?	
Церуссит	PbCO_3		+++
Сульфаты			
Англезит*	PbSO_4		+++
Барит	BaSO_4	+++	
Целестин	SrSO_4	++	
Вольфраматы и молибдаты			
Вульфенит	PbMoO_4		+++
Купротунгстит	$\text{Cu}^{2+}_3(\text{WO}_4)_2(\text{OH})_2$		++
Повеллит*	CaMoO_4		+
Шеелит	CaWO_4	++++	
Штольцит	PbWO_4		++
Арсенаты и фосфаты			
Миметизит*	$\text{Pb}_5(\text{AsO}_4)_3\text{Cl}$		++
Фторапатит	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$	+++	
Силикаты			
Авгит	$(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_6$	++++	
Альбит	$\text{Na}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$	++++	
Биотит	$\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$	++++	
Гранат	$X_3Y_2(\text{SiO}_4)_3$	+++	
Диопсид*	$\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$	++	
Клинохлор* ¹	$\text{Mg}_5\text{Al}(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_8$	+++	
Магнезиоферригорнблендит* ²	$\square\text{Ca}_2(\text{Mg}_4\text{Fe}^{3+})(\text{Si}_7\text{Al})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	+++	
Микроклин	$\text{K}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$	++++	
Мусковит	$\text{KAl}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH}, \text{F})_2$	+++	
Ортоклаз	$\text{K}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$	++++	
Тальк	$\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	+++	
Титанит	$\text{CaTi}(\text{SiO}_4)\text{O}$	+++	
Флогопит	$\text{KAl}_2([\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH}, \text{F})_2$	+++	
Циркон*	$\text{Zr}(\text{SiO}_4)$	++	
Эпидот	$\text{Ca}_2(\text{Al}_2\text{Fe}^{3+})[\text{Si}_2\text{O}_7][\text{SiO}_4]\text{O}(\text{OH})$	++++	

Примечание. I, II – гипогенные (I) и гипергенные (II) минералы. Степень распространенности минералов: +++++ – главные жильные и рудные, +++ – распространенные, ++ – мало распространенные, + – редкие; * – минералы, впервые для месторождения установленные авторами; ? – информация о распространенности минерала в литературном источнике отсутствует. ¹ – минерал указан как «хлорит» в работах (Степанов, 1933а, б); ² – минерал указан как «роговая обманка» в работах (Смолин, 1929; Степанов, 1933б). Нижеперечисленные минералы в литературе относятся к «Гумбейским месторождениям» или «месторождениям Гумбейского рудного поля»: опал, хризоколла, фосфаты меди (Матвеев, 1928), гроссуляр, каолинит (Матвеев, 1929), джемсонит (Юшкин и др., 1986), актинолит, андрадит, гидрогроссуляр, клинозоизит (Середкин, 1995), гематит, монацит (Спиридонов и др., 1997).

Note. I, II – hypogene (I) and supergene (II) minerals. Abundance of minerals: +++++ – major gangue and ore, +++ – abundant, ++ – subordinate, + – rare; * – minerals identified by the authors for the first time at the deposit; ? – no information is available on the abundance of the mineral in literature. ¹ – The mineral is indicated as «chlorite» by Stepanov (1933a, b); ² – the mineral is indicated as «hornblende» by Smolin (1929) and Stepanov (1933b). The following minerals in literature are attributed to the «Gumbeyka deposits» or «deposits of the Gumbeyka ore field»: opal, chrysocolla, copper phosphates (Matveev, 1928), grossular, kaolinite (Matveev, 1929), jamesonite (Yushkin et al., 1986), actinolite, andradite, hydrogrossular, clinozoisite (Seredkin, 1995), hematite, monazite (Spiridonov et al., 1997).

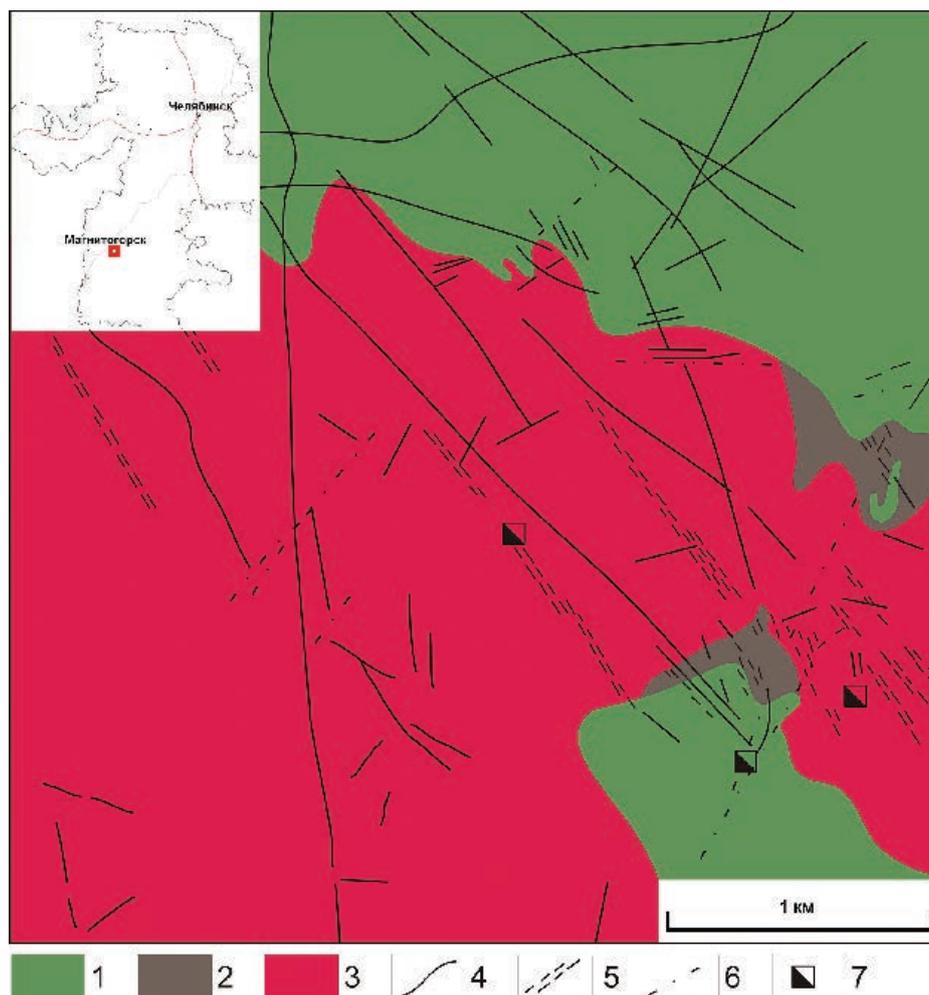


Рис. 2. Геологическое строение Бурановского месторождения, по (Золоев и др., 2004) с изменениями.

1 – порфириты, амфибол-биотит-полевошпатовые и эпидотизированные породы; 2 – гранат-эпидот-пироксеновые скарны; 3 – граносиениты, сиениты монцодиорит-гранитовой формации; 4 – аплиты, гранит-порфиры, плагиогранит-порфиры; 5 – зоны стущения шеелитонесущих кварцевых и кварц-полевошпатовых прожилков; 6 – разрывные нарушения; 7 – шахты.

Fig. 2. Geological structure of the Buranovskoe deposit, modified after (Zoloev et al., 2004).

1 – porphyrites, amphibole-biotite-feldspar and epidotized rocks; 2 – garnet-epidote-pyroxene skarns; 3 – granosyenites, syenites of the monzodiorite-granite complex; 4 – aplites, porphyry granites, porphyry plagiogranites; 5 – zones of concentration of scheelite-bearing quartz and quartz-feldspar veinlets; 6 – faults; 7 – mines.

ты массива сложены метаморфизованными известково-туфовыми породами. Породы северного экзоконтакта массива представлены авгитовыми порфиритами, частично амфиболизированными, биотитизированными и эпидотизированными, с линзами гранат-эпидотовых скарнов (Коржинский, 1959; Смолин, 1975; Белов, Фролов, 1984; Золоев и др., 2004). По мнению (Середкин, 1995, 2000; Спиридонов и др., 1997) за скарны здесь принимаются гранат-эпидотовые родингиты с титаносодержащим гидрогроссуляром и андрадитом. В пределах массива широко развиты кварцевые жилы с оторочками гумбеитов. Жилы прослеживаются на рас-

стояния от 250 до 700 м, имеют мощность от 0.1 до 0.5 м и крутое (80° – 85°) падение на юго-восток. Мощность гумбеитовых оторочек около жил – 3–15 см (Степанов, 1933а; Белов, Фролов, 1984; Середкин, 1996; Спиридонов и др., 1997; Середкин, 2000; Золоев и др., 2004). Типы кварцевых жил и сопряженных с ними гумбеитов, последовательность их возникновения и минеральный состав подробно изучены в работах (Спиридонов и др., 1996, 1997, 1998; Середкин, 1996; Середкин, Кононкова, 1997; Середкин, 2000). Гумбеитизация особенно интенсивно проявлена в зонах дробления в дайках преимущественно кислого состава, сложенных аплита-

ми, гранит-порфирами и плагиогранит-порфирами. В дайках локализованы рудные штокверки, несущие вольфрамовое (шеелит), сульфидное (галенит, молибденит, пирит, халькопирит) и сульфосолевое (блѣклые руды) оруденение. Подробно штокверковый тип оруденения в дайках Бурановского месторождения описан в работе (Белов, Фролов, 1984). Именно дайки служили объектом отработки в годы промышленной эксплуатации месторождения, поэтому изученная в настоящей статье богатая рудная минерализация, очевидно, относится именно к вышеуказанному штокверковому типу.

Методы исследования

Оптические свойства рудных минералов в отраженном свете исследованы под поляризационными микроскопами МИН-8 с opak-иллюминатором ОИ-12 и Carl Zeiss Axio Imager.A1m в воздухе и в иммерсии с использованием кедрового масла (показатель преломления $n_d = 1.516$). Микроморфология и химический состав минералов изучены методами сканирующей электронной микроскопии и рентгеноспектрального микроанализа с применением энергодисперсионного спектрометра. Химический состав минералов проанализирован на сканирующем электронном микроскопе Hitachi FlexSEM 1000 с ЭДС-детектором Xplore Contact 30 и системой анализа Oxford AZtecLive STD при ускоряющем напряжении 20 кВ для самородных элементов, сульфидов, теллуридов и сульфосолей и 15 кВ для галогенидов и кислородных соединений и поглощенном токе 5 нА на эталоне – металлическом кобальте (аналитик – А.В. Касаткин). Определявшиеся элементы, аналитические рентгеновские линии и стандарты: AlK α – кианит; SiK α – SiO $_2$; SK α – ZnS и BaSO $_4$; ClK α – TlCl; CaK α – CaF $_2$; TiK α – Ti; VK α – V; CrK α – Cr; FeK α – FeS $_2$; NiK α – Ni; CuK α – Cu; ZnK α – Zn; AsL β – GaAs; SrL α – SrF $_2$; ZrL α – Zr; MoL α – Mo; AgL α – Ag; CdL β – Cd; SbL β – Sb; TeL β – HgTe; IL α – TlI; BaL α – BaSO $_4$; WL α – WO $_3$; HfL α – Hf; AuM α – Au; HgM α – HgTe; PbM α – PbSe и PbWO $_4$; BiM β – Bi и Bi $_2$ WO $_6$. Монокристалльное рентгеновское исследование айкинита выполнено И.В. Пековым на дифрактометре XCalibur S CCD (MoK α -излучение). На СЭМ изображениях использованы символы, утвержденные Комиссией по новым минералам, номенклатуре и классификации Международной минералогической ассоциации (Warr, 2021).

Результаты исследований

Изученные образцы состоят главным образом из кварца, калиевого полевого шпата и шеелита. Последний хорошо диагностируется по характерному голубому свечению в ультрафиолетовых лучах (коротковолновый диапазон, $\lambda = 245$ нм). Реже встречаются такие жильные минералы, как альбит, доломит, кальцит, мусковит и фторапатит. Диагностированные рудные минералы описаны ниже в порядке, соответствующем традиционной химической классификации.

Самородные элементы

Самородное золото для Бурановского месторождения впервые отмечено И.С. Степановым (1933б). Нами оно встречено в виде редких ксеноморфных зерен до 20 мкм в кварце, халькопирите и блѣклой руде в ассоциации с различными теллуридами. Самородное золото представлено Ag-содержащей разновидностью (до 14.9 мас.% Ag).

Самородный теллур чрезвычайно редок. Он найден в виде включений до 15 мкм (рис. 3а) в кварце в ассоциации с тетраэдритом-(Fe) и теллуридами, и, возможно, образуется за счет последних. В составе теллура примеси других элементов не установлены.

Сульфиды

Главные сульфиды месторождения – галенит, молибденит, пирит и халькопирит. Их присутствие в губейских шеелитоносных жилах отмечено еще К.К. Матвеевым (1928), но впервые именно для Бурановского месторождения они указаны А.П. Смолиным (1929), а описаны здесь И.С. Степановым (1933а, б). Эти сульфиды повсеместно встречаются в кварц-полевошпат-шеелитовых жилах, образуя выделения до нескольких сантиметров как по отдельности, так и в тесных срастаниях друг с другом и с различными сульфосолями, в первую очередь блѣклыми рудами и айкинитом (рис. 3г, е, 4д, ж, з). Молибденит часто встречается в зальбандах кварцевых жил.

Арсенопирит, борнит и пирротин отмечены в списке минералов рудоносных жил месторождения (Степанов, 1933а). Пирротин был позднее обнаружен на отвалах одной из шахт в составе метасоматитов, сложенных флогопитом, доломитом, тальком, магнезитом с подчиненным количеством кварца.

ца (Середкин, 2000). Из указанных сульфидов нами встречен только борнит. Он образует мелкие (до 10 мкм) округлые включения в халькопирите и гетите. Минерал диагностирован по химическому составу.

Ковеллин и *халькозин* – единственные на Бурановском месторождении гипергенные сульфиды, развивающиеся участками до 100 мкм по трещинам в айкините, блёклым рудам, галените и халькопирите (рис. 3б). Минералы диагностированы по химическому составу (только Cu и S в отношении 1:1 и 2:1, соответственно) и характерным оптическим свойствам.

Сфалерит в изученных образцах найден один раз в виде нескольких включений размером не более 50 мкм в кварце в ассоциации с тетраэдритом-(Zn) и многочисленными теллуридами. Минерал идентифицирован по химическому составу и оптическим свойствам. В остальных образцах цинк присутствует только в составе блёклых руд.

Сульфосоли

Айкинит в кварц-шеелитовых жилах Бурановского месторождения обнаружен И.С. Степановым (1933а). Э.М. Спиридонов с соавторами (1997) приводит химический состав айкинита применительно к Гумбейскому рудному полю без указания точного месторождения. В нем установлены небольшие примеси Hg и Sb. Нами встречены крупные (до 2.0×0.2 см) линзы айкинита в кварц-кальцитовых жилах в ассоциации с сульфидами (галенит, молибденит, халькопирит), тетраэдритом-(Fe) и гипергенными минералами (англезит, бисмутит, вульфенит, малахит, церуссит) (рис. 3б, в). Химический состав минерала приведен в табл. 2. Параметры его ромбической элементарной ячейки, определенные монокристалльным методом: $a = 11.78(2)$, $b = 4.11(3)$, $c = 11.38(9)$ Å, $V = 550(6)$ Å³.

Берриит предположительно диагностирован нами по химическому составу (табл. 2) в сростке размером 50 мкм с виттихенитом, гесситом, халькопиритом и тетраэдритом-(Fe) в кварц-полевошпат-шеелитовом прожилке (рис. 3г). Размер включения берриита – 15×5 мкм.

Блёклые руды широко распространены на месторождении. Еще А.П. Смолин (1929) отмечал присутствие тетраэдрита в Бурановских шеелитовых жилах. В работах Э.М. Спиридонова с соавторами (1996, 1997, 1998) изучены блёклые руды Гумбейского рудного поля без указания точного месторождения. Наиболее ранним является минерал,

который, согласно действующей номенклатуре блёклых руд (Biagioni et al., 2020), отвечает по составу теннантиту-(Fe). Он приурочен к доломит-биотитовым гумбеитам, замещает халькопирит и образует ксеноморфные выделения в доломите. В нем установлено повышенное содержание Cu и примеси Te, Hg, Cd. Более поздним является тетраэдрит-(Zn), слагающий ксеноморфные выделения и гнезда до 5 см в жилах среди доломитовых гумбеитов. Установлены три зарождения тетраэдрита-(Zn): более ранний обрастает и замещает пирит и халькопирит и образует сростания с галенитом, более поздний замещает галенит. От первого к третьему зарождению увеличиваются содержания Sb и Zn в тетраэдрите при одновременном снижении концентраций Cu и Fe. При этом в его составе неизменны повышенные содержания Bi (3–5 мас.%), Te (~1%), Cd (~0.5%), а также небольшие количества Ag и Se (Спиридонов и др., 1997).

Указанные особенности во многом присущи и блёклым рудам Бурановского месторождения, изученным нами. Последние слагают стально-серые ксеноморфные зерна до 5 см в кварце, а также сростаются с галенитом, халькопиритом и пиритом и замещают их (рис. 3а, г, е; 4ж, з; 5а). В составе блёклых руд установлены значительные вариации отношений Zn:Fe и Sb:As. На месторождении установлены три минеральных вида – тетраэдрит-(Fe), теннантит-(Fe) и тетраэдрит-(Zn) (табл. 2), причем в некоторых образцах они находятся попарно [тетраэдрит-(Fe)–теннантит-(Fe) и тетраэдрит-(Fe)–тетраэдрит-(Zn)], но ни разу не были встречены все вместе. Особенностью Бурановского месторождения является преимущественно железистая специализация блёклых руд. Если тетраэдрит-(Fe) правомерно отнести к числу главных рудных минералов месторождения, а теннантит-(Fe) – к числу распространенных, то тетраэдрит-(Zn) редок, хотя именно в нем сосредоточена большая часть включений теллуридов и сульфотеллуридов (см. ниже). В некоторых образцах тетраэдрита-(Fe) установлено повышенное содержание Cu, вплоть до появления составов, пограничных с потенциально новым минеральным видом «тетраэдритом-(Cu)» $Cu_6(Cu_4Cu_2)Sb_4S_{12}S$ (табл. 2, ан. 7). Также в составе блёклых руд Бурановского месторождения регулярно фиксируются примеси Cd, Bi и Te, но примеси Ag и Se, установленные предыдущими исследователями (Спиридонов и др., 1997), нами не определены.

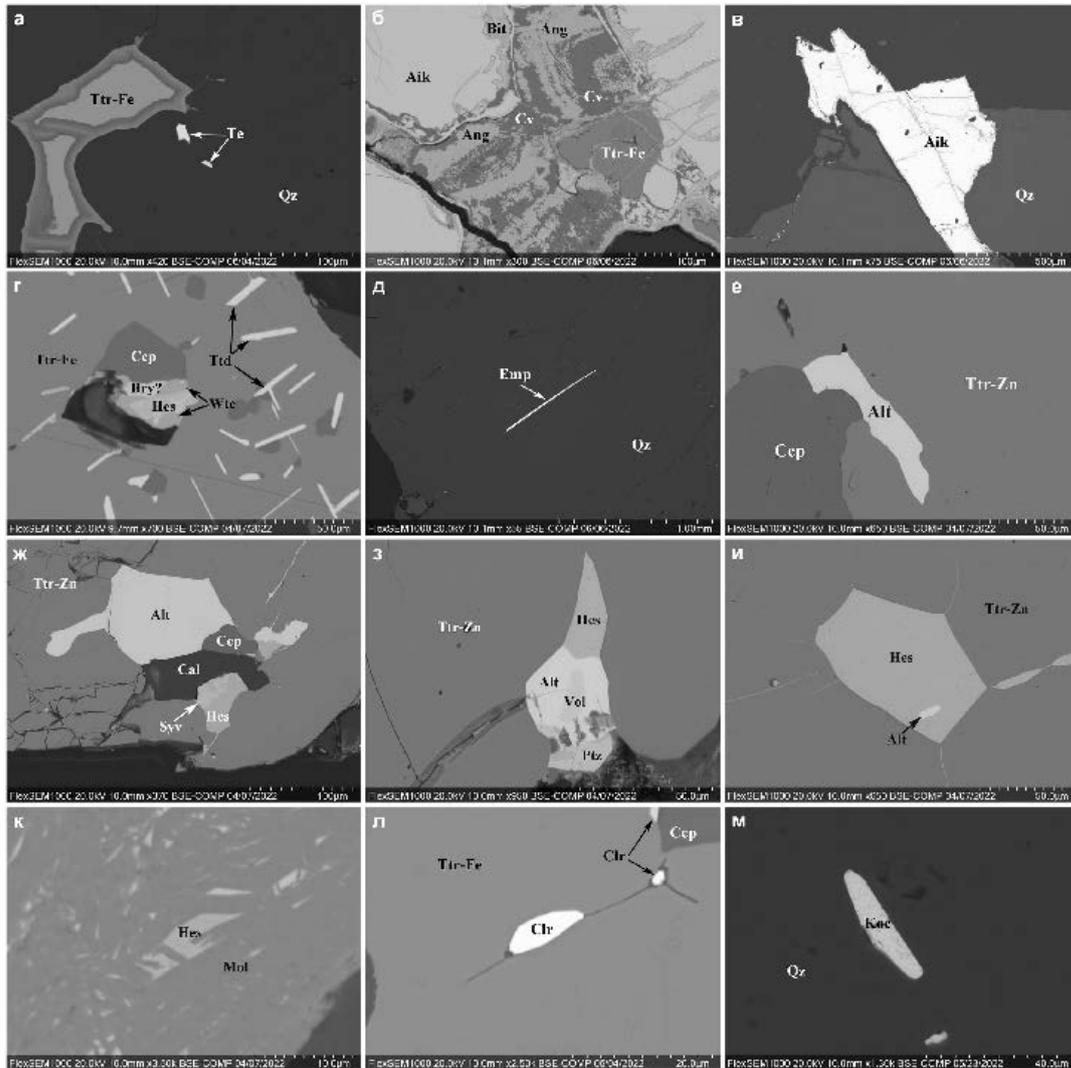


Рис. 3. Морфология минералов Бурановского месторождения, часть I: а – мелкие включения самородного теллура (Te) в кварце (Qz) в ассоциации с тетраэдритом-(Fe) (Ttr-Fe) и неустановленными продуктами его окисления; б – замещение ковеллином (Cv) айкинита (Aik) с тетраэдритом-(Fe), англезитом (Ang) и бисмутитом (Bit); в – относительно крупный прожилок айкинита в кварце; г – росток берриита (Bry ?), виттихенита (Wtc), гессита (Hes) и халькопирита (Ccp) в тетраэдрите-(Fe) с кристаллами тетрадимита (Ttd); д – кристалл эмплектита (Emp) в кварце; е – удлиненное зерно алтаита (Alt) на контакте тетраэдрита-(Zn) (Ttr-Zn) и халькопирита; ж – росток теллуридов (алтаит, гессит, сylvанит (Syv)) с халькопиритом и кальцитом (Cal) в тетраэдрите-(Zn); з – росток теллуридов (алтаит, волюнскит (Vol), гессит, петцит (Ptz)) в тетраэдрите-(Zn); и – идиоморфный кристалл гессита с мелким включением алтаита в тетраэдрите-(Zn); к – вростики гессита в молибдените (Mol); л – зерна колорадоита (Clr) в тетраэдрите-(Fe) с халькопиритом; м – кристалл кочкарита (Koc) в кварце.

Здесь и на рис. 4, 5 – СЭМ изображения.

Fig. 3. Morphology of minerals of the Buranovskoe deposit, part I: а – small native tellurium (Te) inclusions in quartz (Qz) with tetrahedrite-(Fe) (Ttr-Fe) rimmed by unidentified products of its oxidation; б – covellite (Cv) after aikinite (Aik) with tetrahedrite-(Fe), anglesite (Ang) and bismutite (Bit); в – relatively large veinlet of aikinite in quartz; г – aggregate of berryite (Bry) (?), wittichenite (Wtc), hessite (Hes) and chalcopyrite (Ccp) in tetrahedrite-(Fe) with tetradymite (Ttd) crystals; д – emplectite (Emp) crystal in quartz; е – elongated altaite (Alt) grain at the contact with tetrahedrite-(Zn) (Ttr-Zn) and chalcopyrite; ж – aggregate of tellurides (altaite, hessite, sylvanite (Syv)) with chalcopyrite and calcite (Cal) in tetrahedrite-(Zn); з – aggregate of tellurides (altaite, volynskite (Vol), hessite, petzite (Ptz)) in tetrahedrite-(Zn); и – euhedral hessite crystal with small altaite inclusion in tetrahedrite-(Zn); к – hessite inclusions in molybdenite (Mol); л – coloradoite (Clr) grains in tetrahedrite-(Fe) with chalcopyrite; м – kochkarite (Koc) crystal in quartz.

Here and in Figs. 4, 5, BSE images.

Table 2

Chemical composition (wt. %) of sulfosalts of the Buranovskoe deposit

№ п/п	Минерал	Cu	Bi	Pb	Fe	Zn	Ag	Cd	As	Sb	Te	S	Сумма	Эмпирические формулы
1	Айкинит	11.49	34.80	38.01	—	—	—	—	—	—	—	16.40	100.70	$Cu_{1.04}Pb_{1.06}Bi_{0.96}S_{2.94}$
2	Берриит	6.77	46.03	22.55	—	—	7.50	—	—	—	—	16.90	99.75	$Cu_{3.20}Ag_{2.09}Pb_{3.27}Bi_{4.61}S_{15.83}$
3	Виттихенит	38.91	41.86	—	—	—	—	—	—	—	—	19.82	100.59	$Cu_{3.00}Bi_{0.98}S_{3.02}$
4	Ag-виттихенит	23.30	37.15	—	—	—	21.26	—	—	—	—	17.79	99.50	$Cu_{1.98}Ag_{1.06}Bi_{0.96}S_{3.00}$
5	Теннантит-(Fe)	41.40	6.31	—	4.58	0.45	—	—	11.06	8.46	0.69	26.19	99.14	$Cu_{10.29}Fe_{1.30}Zn_{0.11}(As_{2.33}Sb_{1.10}Bi_{0.48}Te_{0.09})_{4.00}S_{12.91}$
6	Тетраэдрит-(Fe)	40.99	2.94	—	4.27	1.02	—	0.64	6.26	18.19	—	25.60	99.91	$Cu_{10.46}Fe_{1.24}Zn_{0.25}Cd_{0.09}(Sb_{2.42}As_{1.35}Bi_{0.23})_{4.00}S_{12.95}$
7	Тетраэдрит-(Fe)	42.76	4.47	—	3.63	0.70	—	—	7.64	15.04	—	25.58	99.82	$Cu_{10.88}Fe_{1.05}Zn_{0.17}(Sb_{2.00}As_{1.65}Bi_{0.35})_{4.00}S_{12.90}$
8	Тетраэдрит-(Zn)	39.15	0.25	—	1.30	4.87	—	0.43	3.32	22.85	0.88	25.13	98.18	$Cu_{10.26}Zn_{1.24}Fe_{0.39}Cd_{0.06}(Sb_{3.13}As_{0.74}Te_{0.11}Bi_{0.02})_{4.00}S_{13.05}$
9	Эмплектит	16.39	63.96	—	0.57	—	—	—	—	—	—	19.77	100.69	$Cu_{0.87}Fe_{0.03}Bi_{1.03}S_{2.07}$

Примечание. Здесь и далее в таблицах, прочерк – содержание компонента ниже предела обнаружения. Формулы минералов рассчитаны на сумму атомов, равную четырем (эмплектит), шести (айкинит), семи (виттихенит) и тридцати одному (берриит). Блѣкые руды (анализы 5–8) рассчитаны на As+Sb+Te+Bi = 4 а.ф.

Note. Here and in other tables, dash – the content of element is below detection limit. Empirical formulae are recalculated to the atom sum of four (emplectite), six (aikinite), seven (wittichenite) and 31 (berryite). Fahlores (an. 5–8) are recalculated to As+Sb+Te+Bi = 4 apfu.

Виттихенит идентифицирован в виде мелких (до 30 мкм) включений в блѣклых рудах и сростков с халькопиритом и теллуридами (рис. 3г). Помимо близкого к идеальному составу виттихенита (табл. 2, ан. 3) встречена и его обогащенная серебром разновидность (табл. 2, ан. 4). Ag-содержащий виттихенит образует ксеноморфные зерна до 20 мкм на контакте тетрадимита с тетраэдритом-(Fe) и калиевым полевым шпатом. Отражательная способность виттихенита умеренная. Он выглядит чуть светлее вмещающей блѣклой руды, но хорошо отличается от нее слабой анизотропией с плеохроизмом в коричневатых тонах.

Эмплектит слагает игольчатые кристаллы длиной до 0.5 мм в кварцевом прожилке (3д) и ассоциирует с айкинитом и тетраэдритом-(Fe). Минерал идентифицирован по химическому составу (табл. 2).

Теллуриды и сульфотеллуриды

Блѣкые руды содержат многочисленные включения теллуридов и сульфотеллуридов. По данным химического состава и оптическим свойствам нами на месторождении установлено одиннадцать теллуридов (алтаит, волинскит, гессит, колорадоит, кочкарит, мелонит, петцит, раклиджит, сильванит, теллуровисмутит и, предположительно, штютцит) и три сульфотеллурида (сaddlebackite, тетрадимит, хитачиит). Наиболее широко распространены на месторождении три из них – гессит, теллуровисмутит и тетрадимит. Алтаит и мелонит распространены локально, все остальные относятся к числу редких или очень редких. Химический состав теллуридов и сульфотеллуридов приведен в табл. 3.

Алтаит слагает удлинённые зерна до 0.1 мм и сложные сростки до 0.2 мм с другими теллуридами – волинскитом, гесситом, петцитом, сильванитом и др. – в тетраэдрите-(Zn) или на контакте последнего с халькопиритом и жильными минералами (кварц, кальцит) (рис. 3е–з; 4д, ж). Алтаит также диагностирован в виде мелких (не более 10 мкм) включений в гессите (рис. 3и). Под рудным микроскопом алтаит надежно диагностируется по отражательной способности, самой высокой из ассоциирующих с ним минералов, и изотропности.

Волинскит образует мелкие (до 20 мкм) удлинённые включения в алтаите (рис. 3з) и теллуровисмутите (рис. 4г), а также пластинчатые зерна аналогичного размера на контакте тетраэдрита-(Fe) и халькопирита. В отраженном свете волинскит

Таблица 3

Химический состав (мас. %) теллуридов и сульфотеллуридов Бурановского месторождения

Table 3

Chemical composition (wt. %) of tellurides and sulfotellurides of the Buranovskoe deposit

№ п/п	Минерал	Te	Pb	Ag	Bi	Au	Hg	Ni	S	Сумма	Эмпирические формулы
1	Алтаит	37.44	61.95	–	–	–	–	–	–	99.39	Pb _{1.01} Te _{0.99}
2	Вольнскит	44.70	–	19.54	36.63	–	–	–	–	100.87	Ag _{1.03} Bi _{0.99} Te _{1.98}
3	Гессит	36.75	–	62.91	–	–	–	–	–	99.66	Ag _{2.01} Te _{0.99}
4	Колорадоит	38.69	–	–	–	–	61.10	–	–	99.79	Hg _{1.00} Te _{1.00}
5	Кочкарит	45.56	10.60	0.89	42.55	–	–	–	–	99.60	Ag _{0.16} Pb _{0.99} Bi _{3.94} Te _{6.91}
6	Мелонит	80.75	–	–	–	–	–	19.15	–	99.90	Ni _{1.02} Te _{1.98}
7	Петцит	32.98	–	42.38	–	24.97	–	–	–	100.33	Ag _{3.03} Au _{0.98} Te _{1.99}
8	Раклиджит	44.10	17.63	0.88	37.25	–	–	–	–	99.86	Ag _{0.09} Pb _{0.97} Bi _{2.02} Te _{3.92}
9	Саддлебакит	21.54	34.77	–	35.20	–	–	–	8.19	99.70	Pb _{1.99} Bi _{1.99} Te _{2.00} S _{3.02}
10	Сильванит	62.58	–	13.02	–	24.09	–	–	–	99.69	Ag _{0.99} Au _{1.00} Te _{4.01}
11	Теллуrowисмутит	47.54	–	–	52.26	–	–	–	–	99.80	Bi _{2.01} Te _{2.99}
12	Тетрадимит	36.20	59.98	–	–	–	–	–	4.40	100.58	Bi _{2.03} Te _{2.00} S _{0.97}
13	Хитачиит	13.09	54.55	–	21.85	–	–	–	10.10	99.59	Pb _{5.03} Bi _{2.00} Te _{1.96} S _{6.02}
14	Штютцит	42.47	–	55.73	–	–	0.61	–	–	99.30	Ag _{4.65} Cu _{0.07} Hg _{0.03} Te _{3.00}

Примечание. Анализ 14 включает 0.49 мас. % Cu. Формулы минералов рассчитаны на сумму атомов, равную двум (алтаит, колорадоит), трем (гессит, мелонит), четырем (вольнскит), пяти (теллуrowисмутит, тетрадимит), шести (петцит, сильванит), семи (раклиджит), девяти (саддлебакит), 12 (кочкарит) и 15 (хитачиит). Формула штютцита рассчитана на три атома Te.

Note. Analysis 14 includes 0.49 wt. % Cu. Empirical formulae are recalculated to the atom sum of two (altaite, coloradoite), three (hessite, melonite), four (volynskite), five (tellurobismuthite, tetradymite), six (petzite, sylvanite), seven (rucklidgeite), nine (saddlebackite), 12 (kochkarite) and 15 (hitachiite). The formula of stützite is recalculated to three Te atoms.

имеет характерный розоватый цвет; он существенно темнее вмещающих алтаита и теллуrowисмутита, но гораздо ярче блёклой руды.

Гессит встречается нами в виде вростков изометричной и неправильной формы до 0.1 мм в блёклых рудах (тетраэдрит-(Zn), тетраэдрит-(Fe)) (рис. 3з; 4б) и молибдените (рис. 3к), а также сростков с другими теллуридами, сульфидами (галенит, халькопирит) и сульфосолями (берриит, виттихенит) (рис. 3г, ж; 4в–д, л). Оптически гессит хорошо отличается от соседствующих с ним рудных минералов по цветным эффектам двуотражения (коричневатый в светлом положении и сиреневатый в темном) и анизотропии (коричневатые и сине-фиолетовые тона).

Колорадоит обнаружен в единственном образце в виде изометричных зерен до 15 мкм в тетраэдрите-(Fe), халькопирите и кварце (рис. 3л), а также вростков размером 5 мкм в гессите. Одно из зерен колорадоита частично замещено теллуридом или парателлуридом. Химический состав минерала стехиометричен.

Кочкарит, как и колорадоит, встречается в одном образце, где он образует вытянутые индивиды до 30 × 10 мкм в кварце (рис. 3м) и ассоциирует

с галенитом, тетраэдритом-(Fe), халькопиритом и другими теллуридами: алтаитом, гесситом, раклиджитом, теллуrowисмутитом. Как и в кочкарите из места его первой находки – Кочкарского золоторудного месторождения на Южном Урале (Спиридонов и др., 1989), бурановский минерал содержит небольшую примесь Ag, но, в отличие от первого, не содержит Sb и Se. Оптические характеристики изученного нами минерала и кочкарита из Кочкарского месторождения очень близки: в отраженном свете он белый со слабым розоватым оттенком, в скрещенных николях – отчетливо анизотропный, в голубовато-серых тонах.

Мелонит отличается крупными размерами выделений по сравнению с другими теллуридами и сульфотеллуридами месторождения. Его пластинчатые кристаллы достигают 0.3 мм. Он обнаружен в виде включений в блёклых рудах (тетраэдрит-(Zn), тетраэдрит-(Fe)) и на контакте последних с халькопиритом (рис. 4а, б, ж). Мелонит ассоциирует с другими теллуридами (алтаитом, вольнскитом, раклиджитом, теллуrowисмутитом), но сростков с ними не образует. В одном из изученных образцов краевые части пластинок мелонита, видимо, окислены и корродированы оксидом Te. В отраженном

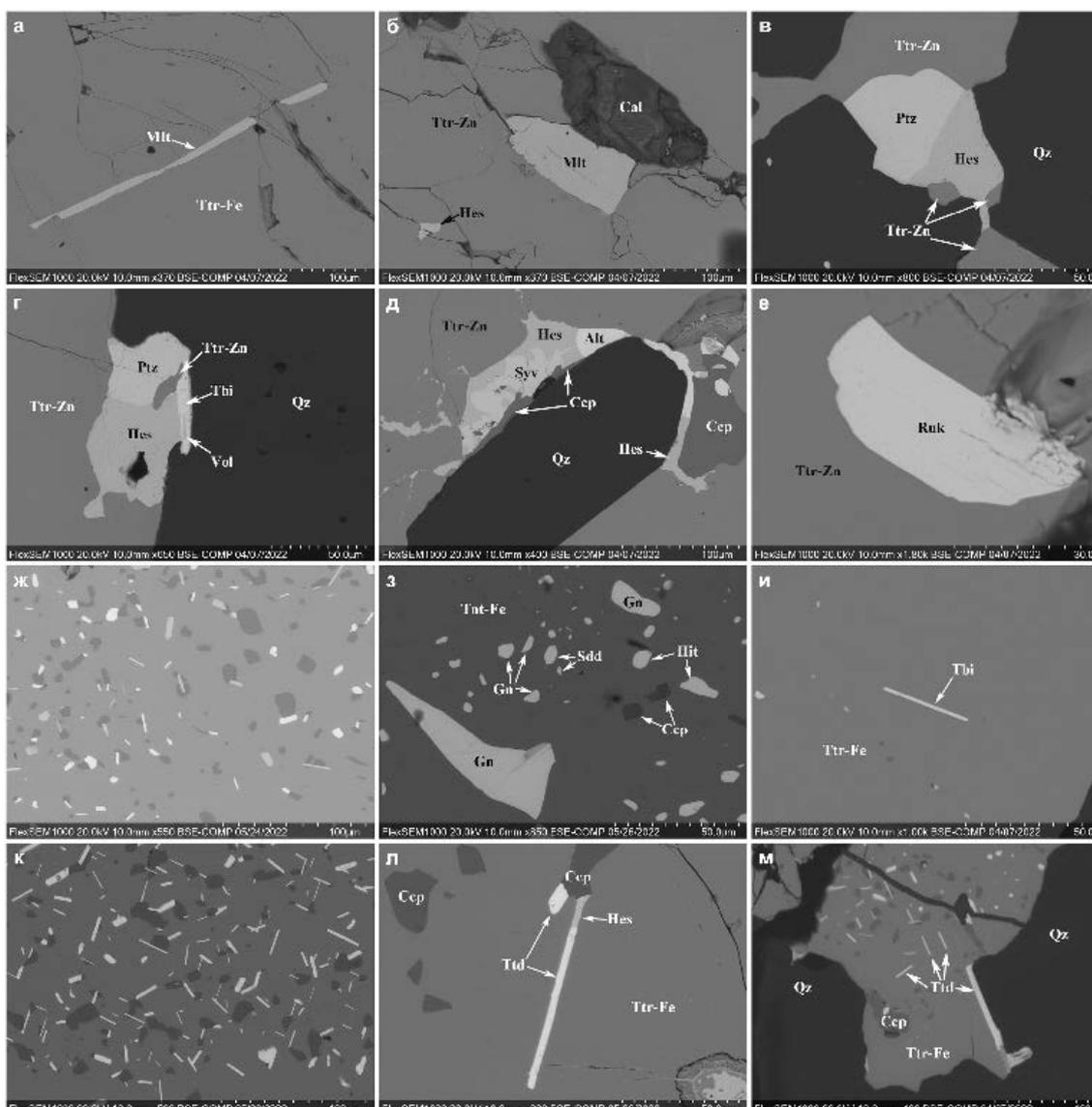


Рис. 4. Морфология минералов Бурановского месторождения, часть II: а – кристалл мелонита (Mlt) в тетраэдрите-(Fe); б – кристалл мелонита в тетраэдрите-(Zn) с гесситом и кальцитом; в – сросток петцита и гессита на контакте тетраэдрита-(Zn) и кварца; г – сросток теллуридов (петцит, гессит, теллуробисмутит (Tbi), волинскит) на контакте тетраэдрита-(Zn) и кварца; д – сросток теллуридов (сильванит, алтаит, гессит) на контакте тетраэдрита-(Zn), халькопирита и кварца; е – кристалл раклиджита (Ruk) в тетраэдрите-(Zn); ж – поперечные сечения пластинчатых кристаллов раклиджита (белый) и мелонита (светло-серый) и изометричные кристаллы алтаита (белый) в тетраэдрите-(Zn) (серая матрица) с халькопиритом (темно-серый); з – зерна саддлебакита (Sdd) и хитачиита (Hit) в теннантите-(Fe) с галени- том (Gn) и халькопиритом; и – кристалл теллуробисмутита в тетраэдрите-(Fe); к – поперечные сечения пластинчатых кристаллов тетрадимита (белый) в теннантите-(Fe) (светло-серый) с халькопиритом (темно-серый); л – кристаллы тетрадимита в сростках с гесситом в тетраэдрите-(Fe) с халькопиритом; м – кристаллы тетрадимита в тетраэдрите-(Fe) с халькопиритом и кварцем.

Fig. 4. Morphology of minerals of the Buranovskoe deposit, part II: а – melonite (Mlt) crystal in tetra- hеdrite-(Fe); б – melonite crystal in tetra- hеdrite-(Zn) with hessite and calcite; в – aggregate of petzite and hessite at the contact with tetra- hеdrite-(Zn) and quartz; г – aggregate of tellurides (petzite, hessite, tellurobismuthite (Tbi), volynskite) at the contact with tetra- hеdrite-(Zn) and quartz; д – aggregate of tellurides (sylvanite, altaite, hessite) at the contact with tetra- hеdrite-(Zn), chalcopyrite and quartz; е – rucklidgeite (Ruk) crystal in tetra- hеdrite-(Zn); ж – cross-sections of lamellar crystals of rucklidgeite (white) and melonite (light gray) and isometric altaite crystals (white) in tetra- hеdrite-(Zn) (gray matrix) with chalcopyrite (dark gray); з – saddlebackite (Sdd) and hitachiite (Hit) grains in tennantite-(Fe) with galena (Gn) and chalcopyrite; и – tellurobismuthite crystal in tetra- hеdrite-(Fe); к – cross-sections of lamellar tetradymite crystals (white) in tennantite-(Fe) (light gray) with chalcopyrite (dark gray); л – tetradymite crystals intergrown with hessite in tetra- hеdrite-(Fe) with chalcopyrite; м – tetradymite crystals in tetra- hеdrite-(Fe) with chalcopyrite and quartz.

свете мелонит имеет белый цвет с характерным розоватым оттенком, он ярче халькопирита и существенно ярче вмещающей блёклой руды. В скрещенных николях мелонит сильно анизотропен с яркими цветными эффектами в зеленоватых и светло-серых тонах.

Петцит и *сильванит* установлены в виде мономинеральных зерен в составе сложных сростков с другими теллуридами на контакте тетраэдрита-(Zn) и кварца в ассоциации с халькопиритом (рис. 3ж, з; 4в–д). Сростки этих двух Ag-Au-теллуридов друг с другом не обнаружены. Размер индивидов сильванита не превышает 100 мкм, петцита – 50 мкм. В отраженном свете оптические свойства минералов существенно отличаются. Петцит имеет умеренную отражательную способность, близкую к гесситу, но хорошо отличим от последнего благодаря изотропности. На контакте с алтаитом петцит выглядит отчетливо серым, однако он слегка светлее вмещающей блёклой руды. Сильванит, напротив, имеет высокую отражательную способность, на контакте с гесситом и вмещающей блёклой рудой выглядит ярко-белым со слабым розоватым оттенком, однако слегка темнее алтаита. Сильванит уверенно диагностируется по характерному полисинтетическому двойникованию и сильному двуотражению.

Раклиджит образует пластинчатые кристаллы с длиной в сечении до 50 мкм и сростки с гесситом до 100 мкм в тетраэдрите-(Zn) (рис. 4е, ж) и ассоциирует с халькопиритом и другими теллуридами. Аналогично раклиджиту из мест его первых находок золоторудных месторождений – Кочкарского на Южном Урале и Зод в Армении (Завьялов, Бегизов, 1977) в составе раклиджита из Бурановского месторождения фиксируется небольшая примесь Ag. Отражательная способность раклиджита весьма высокая, в сростках с гесситом и на фоне вмещающей блёклой руды он выглядит ярко-белым со слабым розоватым оттенком. Также для этого минерала характерны цветные эффекты анизотропии в голубоватых и сероватых тонах, особенно отчетливо видные в иммерсии.

Саддлебакит и *хитачиит* найдены в единственном образце в виде мелких включений в теннантите-(Fe) в ассоциации с галенитом, гесситом, теллуrowисмутитом, тетрадимитом и халькопиритом. Размер зерен хитачиита не превышает 20 мкм, саддлебакита – 10 мкм (рис. 4з). Химический состав обоих минералов близок к идеальному. По оптическим свойствам эти минералы очень сходны: серовато-белые в отраженном свете, существенно светлее вмеща-

ющей блёклой руды и примерно одной яркости с галенитом, что соответствует справочным данным об их отражательной способности [(при $\lambda = 546$ нм $R = 40.8\text{--}42.1\%$ у саддлебакита (Clarke, 1997), $38.8\text{--}41.5\%$ у хитачиита (Kuribayashi et al., 2019) и 44% у галенита (Чвилева и др., 1988)]. От последнего саддлебакит и хитачиит отличаются слабым двуотражением и анизотропией в серых тонах. Находка хитачиита является первой в Российской Федерации и, вероятно, второй в мире после места его первой находки – японского рудника Хитачи на острове Хонсю (Kuribayashi et al., 2019).

Теллуrowисмутит встречен в большинстве изученных образцов. Его пластинчатые индивиды, заключенные в блёклых рудах (тетраэдрит-(Zn), тетраэдрит-(Fe)), не превышают по длине сечения 50 мкм (рис. 4и, 5з). Отмечены его сростки с петцитом и гесситом; в самом теллуrowисмутите фиксируются мелкие вроски вольфскита (рис. 4г). Отражательная способность теллуrowисмутита существенно выше, чем у всех ассоциирующих с ним минералов: на их фоне он выглядит белым с отчетливо розоватым оттенком.

Тетрадимит на Бурановском месторождении встречается регулярно. Он образует пластинчатые кристаллы длиной до 0.1 мм в блёклой руде и ассоциирует с халькопиритом, айкинитом, виттихенитом и большинством теллуридов (рис. 3г, 4к–м). В отраженном свете тетрадимит выглядит кремово-белым на фоне вмещающей блёклой руды.

Помимо гессита на месторождении встречен еще один теллурид Ag, образующий в кварце включения не более 7 мкм. Мелкий размер не позволил выполнить какие-либо исследования минерала, кроме определения его химического состава. По величине отношения Ag/Te минерал, предположительно, отнесен к *штютциту*. Помимо стехиометрии, минерал отличается от гессита наличием небольших примесей Cu и Hg.

Галогениды

Практически все изученные нами первичные рудные минералы в большей или меньшей степени затронуты процессами гипергенного изменения. Особенно это касается блёклых руд и халькопирита, вокруг которых развиваются каймы продуктов окисления (рис. 5а). Установить минеральный состав этих зон чаще всего невозможно, т. к. они образованы тонкими микросрастаниями различных кислородсодержащих фаз. Однако среди продуктов

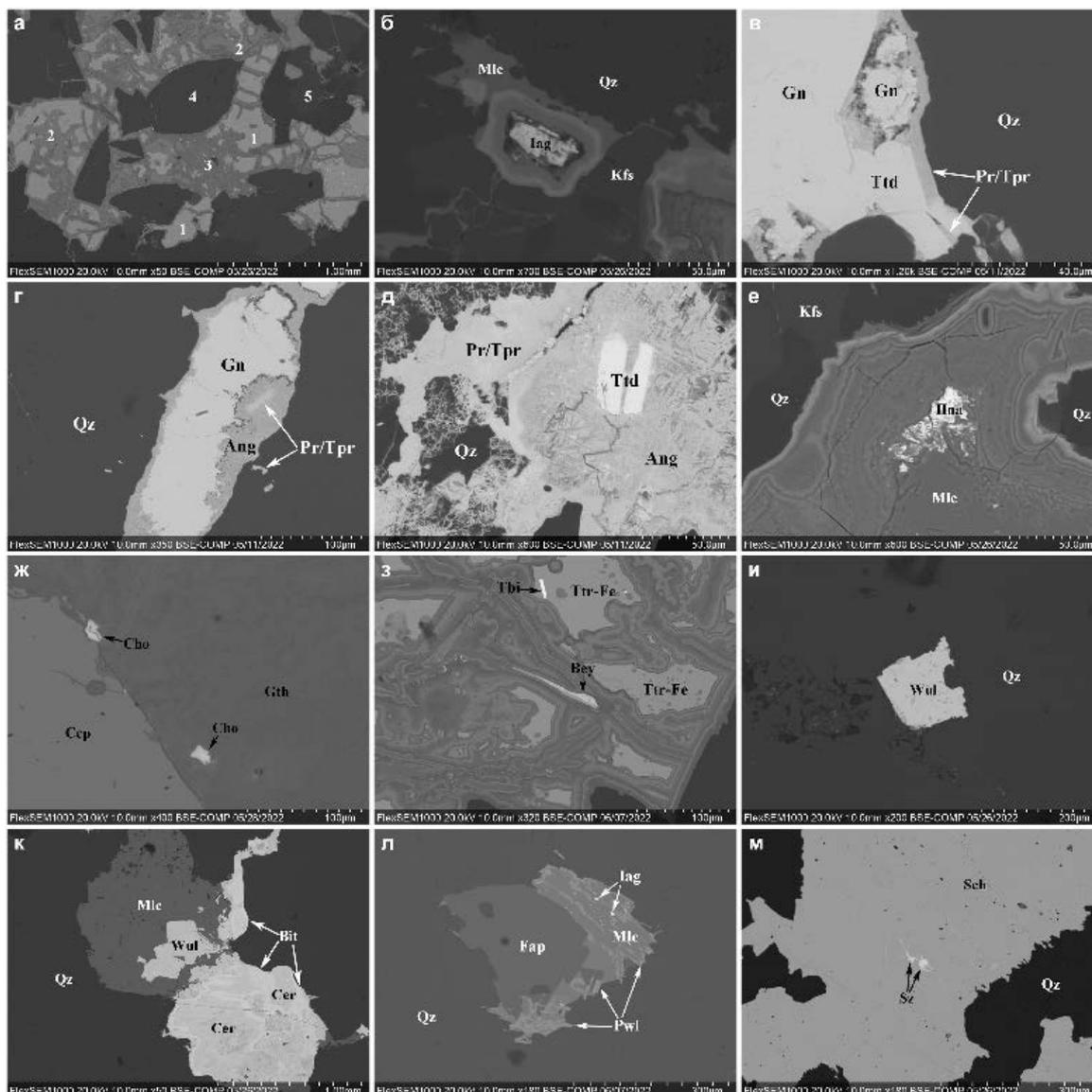


Рис. 5. Морфология минералов Бурановского месторождения, часть III: а – тетраэдрит-(Fe) (1), халькопирит (2) и продукты их окисления (3) в кварце (4) и калиевом полевоом шпате (Kfs) (5); б – агрегат иодаргирита (Iag) в кварц-полевошпатовом прожилке с малахитом (Mlc); в – кайма перита (Pr)/теллуруперита (Tpr) по границе сростка галенита и тетрадимита в кварце; г – включения перита/теллуруперита в кварце и англезите с галенитом; д – прожилок перита/теллуруперита, развивающийся вместе с англезитом по тетрадимиту, в кварце; е – агрегат ханауэрита (Hna) среди продуктов окисления блёклой руды в ассоциации с малахитом в кварц-полевошпатовом прожилке; ж – мелкие зерна чолоалита (Cho) на контакте халькопирита и гётита (Gth); з – прожилок бейерита (Bey) среди неустановленных продуктов замещения тетраэдрита-(Fe) в ассоциации с кристаллом теллуровисмутита; и – таблитчатый кристалл вульфенита (Wul) в кварце; к – сросток таблитчатых кристаллов вульфенита в малахите в ассоциации с бисмутитом (Bit) и церусситом (Cer) в кварцевом прожилке; л – прожилки повеллита (Pwl) и мелкие включения иодаргирита в малахите, обрастающем кристалл фторапатита (Fap) в кварце; м – прожилки штольцита (Sz) в шеелите (Sch) с кварцем.

Fig. 5. Morphology of minerals of the Buranovskoe deposit, part III: а – tetrahedrite-(Fe) (1), chalcopyrite (2) and products of their oxidation (3) in quartz (4) and K-feldspar (Kfs) (5); б – iodargyrite (Iag) aggregate in quartz-feldspar veinlet with malachite (Mlc); в – perite (Pr)/telluroperite (Tpr) rim around galena and tetradymite aggregate in quartz; г – perite/telluroperite inclusions in quartz and anglesite with galena; д – perite/telluroperite veinlet with anglesite replacing tetradymite in quartz; е – hanauerite (Hna) aggregate between oxidation products of fahlore with malachite in quartz-feldspar veinlet; ж – small choloalite (Cho) grains at the contact with chalcopyrite and goethite (Gth); з – beyerite (Bey) veinlet among other unidentified phases replacing tetrahedrite-(Fe) in assemblage with tellurobismuthite crystal; и – tabular wulfenite (Wul) crystal in quartz; к – cluster of tabular wulfenite crystals in malachite with bismutite (Bit) and cerussite (Cer) in quartz veinlet; л – powellite (Pwl) veinlets and small iodargyrite inclusions in malachite overgrowing fluorapatite (Fap) crystal in quartz matrix; м – stolzite (Sz) veinlets in scheelite (Sch) with quartz.

окисления первичных минералов нами встречены и мономинеральные выделения. Среди галогенидов нами установлены иодаргирит, два оксихлорида – перит и теллуруперит и, предположительно, сульфид-йодид Ag и Hg хануэррит.

Иодаргирит слагает индивиды до 50 мкм в кварц-полевошпат-шеелитовых прожилках, развивающиеся по блёклой руде и халькопириту, а также мелкие включения в малахите в ассоциации с азури-том, вульфенитом, малахитом, повеллитом, церусситом, хануэрритом, а также простыми сульфидами и теллуридами (рис. 5б, л). В одном из образцов иодаргирит образует частичную псевдоморфозу по сростку Ag-содержащих теллуридов размером 20 мкм (петцит, гессит). Химический состав минерала стехиометричен (мас. %, среднее значение по десяти анализам): 45.83 Ag, 54.00 I, сумма 99.83; эмпирическая формула (расчет на сумму атомов, равную двум): $Ag_{1.00}I_{1.00}$. Несмотря на то, что анизотропия минерала маскируется внутренними рефлексами бледно-желтого цвета, она все же различима, что дает основание отнести изученный минерал именно к иодаргириту, а не к его кубическому диморфу майерситу.

Перит и *теллуруперит*, два оксихлорида из группы надорита, выявлены в одном из образцов в краевых частях некоторых кристаллов тетрадимита, а также, наряду с англезитом и церусситом, в числе продуктов окисления галенита, слагающего крупные зерна в кварце (рис. 5в–д). Максимальный размер выделений этих оксихлоридов – 50 мкм, но, в среднем, гораздо меньше. Оба минерала формируют неоднородные по составу индивиды, каймы и прожилки желтоватого цвета, в которых наблюдаются участки, отвечающие как периту, так и теллурупериту. В этой же ассоциации установлены пирит, теллуровисмутит, тетраэдрит-(Zn), альбит, барит, рутил и фторапатит.

Перит является редким минералом. Впервые он был описан в Лонгбане, Швеция (Gillberg, 1960) и отмечался в Австралии (Bridge, 1976; Pring et al., 2003), Германии (Schnorrer, 1995), Греции (Gelaude et al., 1996), Италии (Cossu et al., 1998; Ciriotti et al., 2010), Норвегии (Husdal, 2019), США (Kampf et al., 2010a, b, 2019; Mills et al., 2014). На постсоветском пространстве перит впервые был установлен среди минералов зоны гипергенеза месторождения Кара-Оба в Центральном Казахстане (Карташов и др., 1993), а в России – в окисленных рудах Захаровского колчеданно-полиметаллического месторождения в Алтайском крае (Зырянова и др., 2015).

Наша находка этого минерала является второй на территории Российской Федерации и первой на Урале. Теллуруперит до последнего времени оставался эндемиком района Отто Маунтин, Калифорния (Kampf et al., 2010b), поэтому наша находка – не только первая в России, но и, скорее всего, вторая в мире.

Структурную формулу минералов группы надорита, включающей перит, теллуруперит и собственно надорит, можно записать как $Pb_2M_2O_4Cl_2$. В надорите видообразующая структурная позиция *M* заселена двумя атомами Sb, в перите – двумя атомами Bi, а в теллуруперите она имеет смешанное заселение, включающее в идеальном случае один атом Pb и один атом Te^{4+} . Суммарный заряд содержимого этой позиции во всех случаях должен быть неизменен: $6+$. Эти минералы относятся к структурному типу Силлена X_1 , в котором флюоритоподобные слои $PbM-O_4-PbM$ чередуются со слоями Cl_2 . Позиции Pb и *M* расположены между слоями атомов O и Cl, образуя несколько различающиеся координационные полиэдры PbO_4Cl_4 и MO_4Cl_4 (Sillén, Melander, 1941; Ketterer, Krämer, 1985; Kampf et al., 2010b).

Несмотря на изоструктурность минералов группы надорита, твердые растворы между ними до настоящего времени не отмечались. В опубликованных анализах перита нет примеси Te выше следовых значений (Gillberg, 1960; Bridge, 1976; Карташов и др., 1993; Ciriotti et al., 2010; Зырянова и др., 2015), равно как и в составе теллуруперита отсутствует Bi (Kampf et al., 2010b). Такой ряд твердых растворов впервые для этих минералов установлен нами на Бурановском месторождении. Он простирается от перита с формулой $Pb_{2.02}Bi_{1.06}Te^{4+}_{0.62}O_{3.70}Cl_{2.30}$ до теллуруперита состава $Pb_{2.20}Te^{4+}_{0.84}Bi_{0.70}O_{3.86}Cl_{2.14}$ (табл. 4; рис. 6, 7). Таким образом, теллуруперит Бурановского месторождения представлен богатой висмутом разновидностью, а перит – высокотеллуристой. Отметим, что при расчете эмпирических формул минералов на 6 анионов O + Cl сумма катионов в перите и теллуруперите варьирует в диапазоне 3.70–3.98 а.ф. (табл. 4). Это в целом согласуется с литературными данными. Если в перите из Лонгбана и Кара-Обы сумма Pb и Bi близка к идеальному значению 4 а.ф. (Gillberg, 1960; Карташов и др., 1993), то в перите из Захаровского месторождения фиксируется их существенный дефицит. Пересчитанная формула из работы (Зырянова и др., 2015) на шесть анионов имеет следующий вид: $Pb_{1.86}Bi_{1.75}O_{4.05}Cl_{1.88}Br_{0.07}$.

Таблица 4

Химический состав (мас. %) минералов ряда перит-теллулоперит Бурановского месторождения

Table 4

Chemical composition (wt. %) of minerals of the perite-telluroperite series of the Buranovskoe deposit

№ п/п	Минерал	PbO	Bi ₂ O ₃	TeO ₂	Cl	O=Cl	Сумма	Эмпирические формулы
1	Перит	51.78	28.47	11.36	9.35	-2.11	98.85	Pb _{2.02} Bi _{1.06} Te ⁴⁺ _{0.62} O _{3.70} Cl _{2.30}
2		52.78	27.57	11.77	9.45	-2.14	99.43	Pb _{2.04} Bi _{1.02} Te ⁴⁺ _{0.64} O _{3.70} Cl _{2.30}
3		55.01	23.71	14.06	9.32	-2.11	100.02	Pb _{2.09} Bi _{0.86} Te ⁴⁺ _{0.75} O _{3.76} Cl _{2.24}
4		56.76	22.07	13.53	8.80	-1.99	99.17	Pb _{2.21} Bi _{0.82} Te ⁴⁺ _{0.74} O _{3.84} Cl _{2.16}
5		59.01	20.85	11.79	8.91	-2.01	98.55	Pb _{2.36} Bi _{0.80} Te ⁴⁺ _{0.66} O _{3.76} Cl _{2.24}
6		55.45	21.29	14.14	9.37	-2.12	98.13	Pb _{2.15} Bi _{0.79} Te ⁴⁺ _{0.77} O _{3.72} Cl _{2.28}
7		60.50	19.65	12.40	8.06	-1.82	98.79	Pb _{2.44} Bi _{0.76} Te ⁴⁺ _{0.70} O _{3.95} Cl _{2.05}
8	Теллулоперит	62.84	17.27	12.13	7.74	-1.75	98.23	Pb _{2.58} Te ⁴⁺ _{0.70} Bi _{0.68} O _{4.00} Cl _{2.00}
9		66.91	12.28	13.12	7.89	-1.78	98.42	Pb _{2.75} Te ⁴⁺ _{0.75} Bi _{0.48} O _{3.96} Cl _{2.04}
10		62.87	16.37	13.61	7.45	-1.68	98.62	Pb _{2.55} Te ⁴⁺ _{0.77} Bi _{0.64} O _{4.10} Cl _{1.90}
11		62.35	18.05	14.11	7.53	-1.70	100.34	Pb _{2.47} Te ⁴⁺ _{0.78} Bi _{0.69} O _{4.12} Cl _{1.88}
12		55.79	21.10	14.78	9.33	-2.11	98.89	Pb _{2.14} Te ⁴⁺ _{0.79} Bi _{0.77} O _{3.75} Cl _{2.25}
13		56.59	20.58	15.25	9.26	-2.09	99.59	Pb _{2.15} Te ⁴⁺ _{0.81} Bi _{0.75} O _{3.78} Cl _{2.22}
14		57.45	19.21	15.75	8.88	-2.01	99.28	Pb _{2.20} Te ⁴⁺ _{0.84} Bi _{0.70} O _{3.86} Cl _{2.14}

Примечание. Формулы минералов рассчитаны на сумму анионов, равную шести, и расположены по степени убывания висмутного (в перите) и возрастания теллурического (в теллулоперите) компонентов.

Note. Empirical formulas are recalculated to the anion sum of six and are arranged according to the degree of decrease in Bi (in perite) and increase in Te (in telluroperite) components.

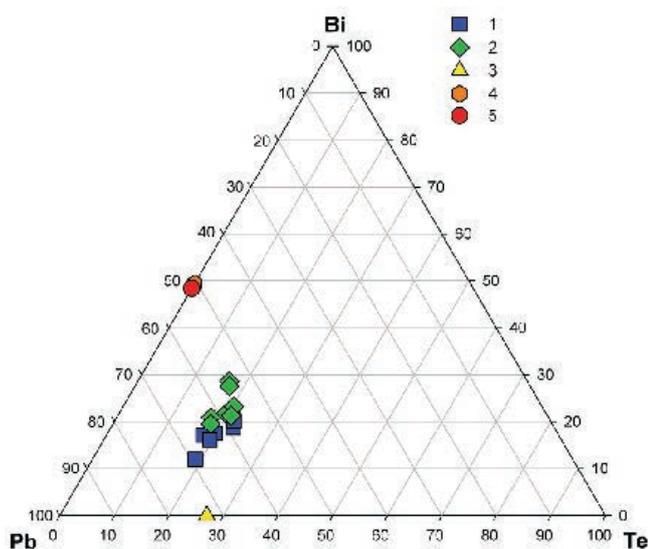


Рис. 6. Соотношение катионов в перите и теллулоперите.

1 – теллулоперит, Бурановское месторождение (семь анализов); 2 – перит, Бурановское месторождение (семь анализов); 3 – голотип теллулоперита, Отто Маунтин, США (Kampf et al., 2010b); 4 – голотип перита, Лонгбан, Швеция (Gillberg, 1960); 5 – перит, Захаровское месторождение, Россия (Зырянова и др., 2015).

Fig. 6. Cation ratio in perite and telluroperite.

1 – telluroperite, Buranovskoe deposit (seven analyses); 2 – perite, Buranovskoe deposit (seven analyses); 3 – telluroperite holotype, Otto Mountain, USA (Kampf et al., 2010b); 4 – perite holotype, Långban, Sweden (Gillberg, 1960); 5 – perite, Zakharovskoe deposit, Russia (Zyryanova et al., 2015).

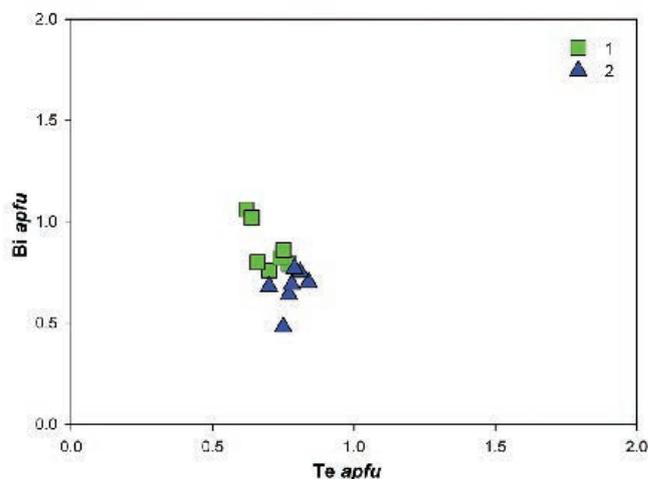


Рис. 7. Соотношение Bi и Te в перите и теллулоперите Бурановского месторождения.

1 – перит (семь анализов); 2 – теллулоперит (семь анализов).

Fig. 7. Bi and Te correlation in perite and telluroperite from Buranovskoe deposit.

1 – perite (seven analyses); 2 – telluroperite (seven analyses).

Представляется, что такой дефицит нельзя объяснить лишь одними погрешностями в измерении кислорода (в сторону завышения), отмеченными авторами статьи. В структурно изученном голотипе теллулоперита из Калифорнии также установлен дефицит катионов – 3.82 а.ф. (Kampf et al., 2010b).

При этом вопрос о том, где именно «прячется» этот дефицит – в крупнокатионной позиции Pb или в смешанной позиции M, авторами не решен. По этой причине отнесение того или иного состава к периту или теллурупериту осуществлялось нами по преобладанию Bi или Te.

Ханауэрит, редкий сульфид-иодид Ag и Hg, открытый относительно недавно в зоне окисления рудников Schöne Aussicht и Friedrichsseggen в Рейнланд-Пфальце, Германия (Pečov et al., 2018), предположительно установлен нами и в кварц-полевошпат-шеелитовых прожилках Бурановского месторождения. Он образует редкие агрегаты до 50×20 мкм, развивающиеся среди малахита и неустановленных продуктов окисления тетраэдрита-(Fe) и теннантита-(Fe) (рис. 5е) и ассоциирует с азуритом, бейеритом, бисмутитом, иодаргиритом, повеллитом, церусситом, штольцитом и простыми сульфидами. Цвет минерала черный, что соответствует ханауэриту из мест первых находок (оригинальный цвет ханауэрита желтый, но в силу светочувствительности минерал быстро темнеет на воздухе, становясь практически черным – устное сообщение И.В. Пекова). Химический состав минерала из Бурановского месторождения хорошо рассчитывается на ханауэрит (мас. %): 23.73 Ag, 41.86 Hg, 7.31 S, 28.02 I, сумма 100.92; эмпирическая формула (расчет на сумму атомов, равную четырем): $Ag_{1.00}Hg_{0.95}S_{1.04}I_{1.01}$.

В отличие от немецкого ханауэрита, содержащего существенную примесь Br (устное сообщение И.В. Пекова), в уральском минерале элементов-примесей нет. Опубликованных данных о находках ханауэрита в Российской Федерации до настоящего времени не было. Вместе с тем, первым автором настоящей статьи этот минерал был недавно установлен электронно-зондовым и рентгенографическим методами в зоне окисления рудных тел, разрабатывавшихся Крестовоздвиженским рудником в Пластовском районе Южного Урала, где он слагает вроски до 50 мкм в хризоколле и карбонатах (кальцит, доломит) и ассоциирует с блеклой рудой (теннантит-(Fe), теннантит-(Zn), тетраэдрит-(Fe) и «тетраэдрит-(Cu)»), галенитом и замещающими их гипергенными минералами (азурит, цинколиверит, сегнитит, оксикальциоромеит).

Оксиды, гидроксиды, теллуриды

Гетит является основным рудным компонентом зоны окисления. Он слагает бурые корки,

сплошные тонкозернистые массы, выполняет трещины в кварц-полевошпат-шеелитовых прожилках, образует псевдоморфозы по пириту и халькопириту (рис. 5ж).

Гидрокеноэлсмореит под названием «ферритунгстит» описан в зоне окисления шеелитоносных жил Бурановского месторождения в виде землистых охр желто-бурого цвета (Рубель, Апполов, 1937). Этот редкий минерал установлен методом мокрой химии только в одном из 37 изученных образцов землистых охр. В 2010 г. в результате принятия действующей номенклатуры надгруппы пирохлора ферритунгстит был дискредитирован и объявлен железной разновидностью гидрокеноэлсмореита (Atencio et al., 2010).

Колумбит среди прочих минералов шеелитоносных жил месторождения упомянут И.С. Степановым (1933а). Химический состав его не изучался, а нами этот минерал не встречен.

Магнетит диагностирован нами при изучении фрагмента эпидотизированной породы, относящейся к северному экзоконтакту Бурановского массива и не связанной с кварц-шеелитовыми жилами. Минерал образует изометричные кристаллы и зерна до 1 мм в породообразующих альбите и эпидоте, а также на контакте последнего с кальцитом, титанитом и клинохлором. В подчиненном количестве присутствуют диопсид, кварц, калиевый полевой шпат, магнезиоферригорнблендит и фторапатит, в аксессуарном – циркон. В химическом составе магнетита установлена малая примесь хрома (до 0.5 мас. % Cr_2O_3).

Молибдит указан среди минералов зоны окисления месторождения (Степанов, 1933б). Не исключено, что под «молибдитом» в то время подразумевался ферримолибдит.

Оксид Те корродирует краевые зоны некоторых пластинчатых кристаллов мелонита и тетрадимита и зерен колорадоита. Отдельные небольшие кристаллы тетрадимита (до 40×5 мкм) замещены им полностью. К сожалению, мелкий размер выделений не позволяет провести рентгеновское исследование минерала и достоверно отнести его к теллуриду или парателлуриду.

Рутил является аксессуарным минералом кварц-полевошпат-шеелитовых жил. Его W-содержащая разновидность подробно описана в работах (Середкин, Кононкова, 1997; Спиридонов и др., 1997). Нами во многих образцах встречен W, V, Cr-содержащий рутил в виде призматических кристаллов до 0.1 мм в кварце и калиевом полевошпате.

Чолоалит, редкий Pb-Cu-теллурид, определен нами по химическому составу. Он находится в виде зерен до 20 мкм на контакте гетита и халькопирита (рис. 5ж) в ассоциации с блеклыми рудами, теллуридами (алтаит, гессит, колорадоит), азуритом, вольфенитом, иодаргиритом, малахитом. Химический состав чолоалита (мас. %): CuO 12.88, PbO 35.63, TeO₂ 50.69, Cl 1.30, -O = Cl 0.29, сумма 100.21. Он отвечает эмпирической формуле (расчет на шесть анионов): Pb_{0.98}Cu_{1.00}Te⁴⁺_{1.95}O_{5.76}Cl_{0.24}. В Российской Федерации чолоалит ранее был диагностирован в зоне окисления золоторудного месторождения Агинское на Камчатке (Касаткин, 2019). Наша бурановская находка – вторая в России и первая на Урале.

Карбонаты

Азурит, *малахит* и *церуссит* являются обычными гипергенными минералами месторождения. Они образуют тонкие корочки, примазки, налеты до нескольких сантиметров в поперечнике на кварце, калиевом полевом шпате и гипогенных карбонатах, замещают халькопирит, блеклые руды, айкинит и галенит.

Бейерит очень редок: он установлен всего в одном образце. Этот Ca-Vi карбонат наряду с неустановленными фазами замещает тетраэдрит-(Fe) в кварц-полешпат-шеелитовой породе, образуя прожилки размером до 0.1 × 0.01 мм (рис. 5з) и ассоциирует с теллуровисмутитом, вольфенитом, иодаргиритом, малахитом и церусситом. В химическом составе бейерита диагностированы Ca и Vi в приблизительном отношении 1:2, а также C и O.

Бисмутит, еще один карбонат Vi, в виде агрегатов до 0.1 мм развивается по айкиниту вместе с англезитом и ковеллином (рис. 3б), а также слагает прожилки длиной до 1 мм в кварце вместе с малахитом, церусситом и вольфенитом (рис. 5к). В составе бисмутита зафиксированы только Vi, C и O.

Анкерит, *сидерит* и *стронцианит* указаны в перечне минералов рудоносных жил месторождения (Степанов, 1933а).

Сульфаты

Англезит – распространенный минерал зоны окисления, развивающийся по галениту и айкиниту в виде бесцветных корочек до 0.5 см (рис. 3б; 5г, д). В некоторых образцах минерал представлен Sr-содержащей разновидностью (до 10.1 мас. % SrO).

Барит постоянно встречается в кварц-полевошпат-шеелитовых жилах в малом количе-

стве. Размер его кристаллов и агрегатов в обычно не превышает 0.1 мм. Помимо беспримесного барита нами обнаружены зональные кристаллы, обогащенные Sr (до 17.7 мас. % SrO), вплоть до появления участков Ba-содержащего *целестина*. Целестин с максимальным содержанием Sr имеет состав (мас. %): SrO 66.60, BaO 33.30, сумма 99.90, отвечающий формуле (расчет на четыре атома O): (Sr_{0.75}Ba_{0.25})SO₄.

Вольфраматы, молибдаты

Вольфенит на месторождении под названием «молибдат свинца» впервые отмечен К.К. Матвеевым (1928). Он встречается практически во всех изученных нами образцах в виде хорошо оформленных таблитчатых кристаллов в халькопирите, блеклых рудах, малахите, кварце и других минералах. Средний размер кристаллов вольфенита около 0.1 мм, но его отдельные индивиды достигают 0.3 мм (рис. 5и, к). Некоторые кристаллы вольфенита химически чистые (табл. 5, ан. 1), однако их большая часть содержит примеси. Кальций и Sr замещают Pb (табл. 5, ан. 2, 3, 7), а W – Mo (табл. 5, ан. 4, 5). В одном из образцов нами встречены зерна вольфенита до 20 мкм с необычной примесью TeO₃ до 2.15 мас. % (табл. 5, ан. 5–7). Возможность того, что эта примесь вызвана микроворостками Te-содержащей фазы, не исключена, однако гомогенность зерен скорее свидетельствуют об изоморфном замещении Te малой части Mo.

Купротунгстит под старым названием «купрошеелит» отмечен в качестве редкого вторичного минерала Бурановского месторождения (Рубель, Апполов, 1937).

Повеллит встречается крайне редко в кварц-полевошпат-шеелитовых жилах, образуя нитевидные агрегаты длиной до 0.15 мм и прожилки в малахите в ассоциации с вольфенитом, иодаргиритом, простыми сульфидами (галенит, молибденит, халькопирит) и тетраэдритом-(Fe) (рис. 5л). В химическом составе минерала фиксируются незначительные примеси Pb, W и As (табл. 5).

Шеелит – главный рудный минерал Бурановского месторождения. Его количество в кварцевых жилах составляет от первых процентов до 20–30 % объема жильной массы (Белов, Фролов, 1984; Золотов и др., 2004). Бурановский шеелит подробно изучен в работах (Смолин, 1929; Середкин, 1996, 2000; Середкин, Кононкова, 1997; Спиридонов и др., 1997). Описано четыре типа кварцевых жил, к

Таблица 5

Химический состав (мас. %) вольфраматов и молибдатов Бурановского месторождения

Table 5

Chemical composition (wt. %) of tungstates and molybdates of the Buranovskoe deposit

№ п/п	Минерал	PbO	MoO ₃	CaO	TeO ₃	WO ₃	Сумма	Эмпирические формулы
1	Вульфенит	61.34	38.46	–	–	–	99.80	Pb _{1.02} (Mo _{0.99} O ₄)
2		55.43	41.91	2.65	–	–	99.99	(Pb _{0.85} Ca _{0.16}) _{Σ1.01} (MoO ₄)
3		56.87	39.60	1.23	–	–	99.01	(Pb _{0.91} Ca _{0.08} St _{0.05}) _{Σ1.04} (Mo _{0.99} O ₄)
4		59.97	38.95	–	–	1.39	100.31	Pb _{0.98} [(Mo _{0.99} W _{0.02}) _{Σ1.01} O ₄]
5		62.13	36.91	–	0.68	0.58	100.30	Pb _{1.04} [(Mo _{0.96} Te ⁶⁺ _{0.01} W _{0.01}) _{Σ0.98} O ₄]
6		60.92	36.79	–	2.15	–	99.86	Pb _{1.015} [(Mo _{0.95} Te ⁶⁺ _{0.045}) _{Σ0.995} O ₄]
7		60.25	37.84	0.66	0.90	–	99.65	(Pb _{0.99} Ca _{0.04}) _{Σ1.03} [(Mo _{0.97} Te ⁶⁺ _{0.02}) _{Σ0.99} O ₄]
8	Повеллит	1.47	69.12	27.70	–	1.45	100.70	(Ca _{1.00} Pb _{0.01}) _{Σ1.01} [(Mo _{0.97} As _{0.02} W _{0.01}) _{Σ1.00} O ₄]
9		3.57	67.29	26.05	–	2.61	99.52	(Ca _{0.97} Pb _{0.03}) _{Σ1.00} [(Mo _{0.98} W _{0.02}) _{Σ1.00} O ₄]
10	Штольцит	48.70	–	–	–	55.75	99.45	Pb _{1.00} (WO ₄)
11		46.54	–	0.78	–	52.78	100.10	(Pb _{0.92} Ca _{0.06}) _{Σ0.98} (W _{1.01} O ₄)

Примечание. Анализы содержат (мас. %): 1.31 SrO (ан. 3), 0.96 As₂O₅ (ан. 8). Формулы всех минералов рассчитаны на четыре атома O.

Note. Analyses contain (wt. %): 1.31 SrO (an. 3), 0.96 As₂O₅ (an. 8). Empirical formulas of all minerals are recalculated to four O atoms.

которым приурочены, соответственно, четыре генерации шеелита: 1) крупные зеленовато-желтые кристаллы размером до 3–4 см Мо-содержащего шеелита-I (до 13.4 мас. % MoO₃) в микроклинкварцевых жилах с доломитом; 2) наиболее распространенные (до 30 % объема жил) желтые идиоморфные кристаллы размером до 2–3 см низкомолибденового шеелита-II (до 2.25 мас. % MoO₃) в микроклинкварцевых жилах; 3) крупные идиоморфные кристаллы желтого, оранжевого, серого, бурого цветов шеелита-III размером до 4 см, близкого по составу к конечному члену серии повеллит-шеелит, в микроклинкварцевых жилах с сульфидами и сульфосолями (молибденит, теннантит, пирит, галенит) и 4) идиоморфные кристаллы бурого цвета размером до 1–1.5 см такого же по составу шеелита-IV в апатит-адуляр-кварцевых жилах. В отличие от других генераций, шеелит-IV не флюоресцирует в ультрафиолетовых лучах, что необычно для этого минерала.

В изученных нами образцах шеелит слагает идиоморфные кристаллы до 0.5 мм, а также прожилки и гнезда желтовато-кремового цвета до 2 см в сливном белом кварце (рис. 5м). В химическом отношении шеелит беспримесный; в ультрафиолетовых лучах коротковолнового диапазона он обнаруживает характерное для этого минерала голубое свечение.

Штольцит под названием «вольфрамат свинца» впервые на Бурановском месторождении отмечен К.К. Матвеевым (1928). Гониометрические исследования кристаллов гумбейского штольцита, описание их физических и оптических свойств, хи-

мического состава и рентгеновских характеристик осуществлены П.В. Покровским (1961), однако для этого использован материал из Балканского и Требиатского месторождений. На Бурановском месторождении штольцит развивается по шеелиту, образуя вокруг него тонкие (до 0.20 × 0.01 мм) каймы, часто на контакте с халькопиритом и кварцем, или небольшие прожилки внутри зерен шеелита (рис. 5м). Минерал химически чистый или содержит небольшую примесь Ca (табл. 5).

Арсенаты

Миметизит – единственный арсенат, встреченный нами на месторождении. Он установлен в составе кайм размером до 0.10 × 0.01 мм, развивающихся вокруг зерен теннантита-(Fe) в кварцшеелитовых прожилках, и ассоциирует с англезитом, галенитом, пиритом и многочисленными теллуридами. В составе миметизита элементы-примеси не зафиксированы.

Силикаты

Титанит и циркон установлены нами в той же ассоциации, что и магнетит. Широко распространенный титанит образует клиновидные кристаллы и зерна до 1 мм в альбите и эпидоте. Редкий циркон образует мелкие гипидиоморфные включения в эпидоте, не превышающие 25 мкм. Титанит содержит до 1.6 мас. % Al₂O₃, до 0.6 мас. % V₂O₃ и до 1.3 мас. % Fe₂O₃, а циркон – до 1.3 мас. % HfO₂.

Заключение

Строение и минеральный состав жил Гумбейского рудного поля и последовательность минералообразования в них изучались различными авторами (Степанов, 1933а, б; Фаворский, 1940, 1948; Спиридонов и др., 1997 и др.). С учетом данных И.С. Степанова (1933а), установившего несколько типов парагенетических минеральных ассоциаций в жилах Бурановского месторождения, а также характера сростаний сульфидов, сульфосолей и теллуридов и их взаимоотношений с кислородсодержащими минералами, можно предположить следующую последовательность минералообразования на изучаемом объекте: кварц + калиевый полевошпат → шеелит + рутил + карбонаты (кальцит, доломит) + сульфиды (галенит, молибденит, пирит, халькопирит) → блеклые руды, айкинит и другие сульфосоли + барит → теллуриды → самородные элементы (золото, теллур) → гипергенные минералы. Очевидно, что эта последовательность носит самый общий характер, т. к. многие минералы (кварц, шеелит, рутил, карбонаты, молибденит, пирит и др.) представлены на месторождении сразу несколькими генерациями, сформированными в широком температурном диапазоне (Степанов, 1933а, б; Спиридонов и др., 1997).

Что касается теллуридов, как наиболее интересной группы минералов, установленных нами на месторождении, то тенденция к их формированию преимущественно в конце гидротермального процесса в условиях пониженных температур отмечалась многими исследователями. При этом подчеркивалось, что наиболее высокие концентрации Те, сопровождаемые появлением собственно теллуридной минерализации, возникают при снижении активности S главным образом на поздних стадиях рудообразования. Этим объясняется, с одной стороны, пространственная оторванность теллуридов от большинства сульфидных ассоциаций, и с другой – их обычное сонахождение с блеклыми рудами и другими сульфосолями (Гармаш, Курбатова, 1963; Юшко-Захарова, 1963; Afifi et al., 1988a, b; Моныхов и др., 1998; Cioabanu et al., 2006; Кемкина и др., 2012). Простые по составу теллуриды (алтаит, колорадоит, мелонит, теллурувисмутит, тетрадимит), скорее всего, отложились раньше более сложных Pb-Bi-теллуридов и сульфотеллуридов (кочкарит, раклиджит, седдлебакит, хитачиит), которые принято считать продуктами реакций теллурувисмутита и тетрадимита с галенитом (Спиридонов и др.,

1989; Clarke, 1997; Kuribayashi et al., 2019). Что касается теллуридов Ag и Au (гессит, петцит, сильванит, штютцит), то имеющиеся данные не дают достаточной информации для выводов о времени их кристаллизации.

Несмотря на то, что Бурановское месторождение открыто почти сто лет назад, изученность его минералогии оставалась довольно фрагментарной. К счастью, отвалы месторождения неплохо сохранились, что позволило собрать здесь в 2021–2022 гг. интересный исследовательский материал и установить в нем целый ряд интересных и редких рудных минералов. Указанные находки не только существенно пополняют минералогический кадастр самого объекта, но и вносят вклад в минералогические кадастры Южного Урала и всей России.

Авторы благодарны И.В. Пекову, Е.В. Белогуб и И.Ю. Мелекесцевой за ценные комментарии и редакционную правку статьи, И.В. Пекову – за рентгеновскую съемку айкинита, М.А. Рассоманину – за содействие в оформлении иллюстраций, В.В. Гуржию, Д.А. Клейменову, М.П. Попову и А.Г. Турчковой – за помощь в поиске литературных источников.

Литература

Белов С.В., Фролов А.А. (1984) Штокверковый тип вольфрамового оруденения в дайках Бурановского месторождения (Южный Урал). *Геология рудных месторождений*, **2**, 12–19.

Гаврусевич Б.О. (1957) О химическом составе некоторых шеелитов Гумбейского месторождения на Урале. *Научные записки Киевского университета*, **16**(14), 189–191.

Гармаш А.А., Курбатова Н.З. (1963) Селен и теллур в рудах Золотушинского месторождения (Рудный Алтай). *Редкие элементы в сульфидных месторождениях. Труды ИМГРЭ*, **10**, 136–137.

Завьялов Е.Н., Бегизов В.Д. (1977) Раклиджит (Bi,Pb)₃Te₄ – новый минерал из золоторудных месторождений Зод и Кочкарь. *Записки ВМО*, **106**(1), 62–68.

Золоев К.К., Левин В.Я., Мормилль С.И., Шардакова Г.Ю. (2004) Минерагения и месторождения редких металлов, молибдена, вольфрама Урала. Екатеринбург, Министерство природных ресурсов РФ, ГУПР по Свердловской обл., Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, ОАО УГСЭ, 336 с.

Зырянова Л.А., Пеков И.В., Япаскурт В.О., Бритвин С.Н. (2015) Перит PbBiO₂Cl из Захаровского месторождения (Северо-Западный Алтай) – первая находка в России. *Вестник Томского государственного университета*, **395**, 241–243.

- Карташов П.М., Пеков И.В., Марсий И.М.** (1993) О первой находке перита на территории СНГ. *Доклады Академии наук*, **332**(5), 617–620.
- Касаткин А.В.** (2019) Новые находки редких минералов на территории постсоветских государств. *Минералогический альманах*, **24**(2), 4–47.
- Кемкина Р.А., Кемкин И.В., Прокопьева С.В.** (2012) Теллурическая минерализация руд Прасоловского месторождения. SWorld, <https://www.sworld.com.ua/konfer28/569.pdf>
- Коржинский А.Ф.** (1959) Околожилльные изменения боковых пород Гумбейских месторождений шеелита. *Вопросы геологии Урала. Минералогия и геохимия. Труды Института геологии и геохимии УФ АН СССР*, **42**, 17–41.
- Коржинский Д.С.** (1955) Очерк метасоматических процессов / Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., АН СССР, 334–456.
- Матвеев К.К.** (1928) Гумбейские вольфрамовые месторождения. *Доклады Академии наук СССР*, 128–132.
- Матвеев К.К.** (1929) Материалы к минералогии Гумбейского месторождения шеелита. *Материалы Уральского отделения Геологического комитета*, **1**, 57–67.
- Монахов В.С., Фомин Ю.А., Парфенова А.Я., Малых М.М., Сукач В.В., Дышук М.Ю., Абдельхак Э.А.** (1998) Теллуридная минерализация золоторудных проявлений Среднего Приднепровья. *Минералогический журнал*, **20**(4), 3–16.
- Покровский П.В.** (1961) Штольцит. *Труды Горно-геологического института УФ АН СССР*, **56**, 53–60.
- Рубель Р.Б., Апполов Н.А.** (1937) О нахождении вольфрамовой охры в Гумбейских шеелитовых месторождениях. *Труды и материалы Свердловского горного института*, **3**, 22–26.
- Состояние и перспективы использования минерально-сырьевой базы Челябинской области на 15.03.2021. Справка ФГБУ «ВСЕГЕИ» в рамках выполнения Государственного задания Федерального агентства по недропользованию от 14.01.2021 г. № 049-00016-21-00. <https://www.rosnedra.gov.ru/data/Fast/Files/202104/6479bf29a33b3f36efe55911ed293fc0.pdf>
- Середкин М.В.** (1995) Первые данные о родингитах Гумбейского месторождения, Южный Урал. *Уральская летняя минералогическая школа-95*. Екатеринбург, УГГГА, 51–53.
- Середкин М.В.** (1996) Шеелит Гумбейского месторождения, Ю. Урал. *Уральская летняя минералогическая школа-96*. Екатеринбург, УГГГА, 75–81.
- Середкин М.В.** (2000) Метасоматиты гумбеитовой формации Гумбейского рудного поля и Шарташского массива, Урал. *Петрология*, **8**(3), 280–308.
- Середкин М.В., Кононкова Н.Н.** (1997) Биотит-кашлишпатовая фация гумбеитовой формации и связанная с ней рудная минерализация (молибдошеелит, W-рутил). *Уральская летняя минералогическая школа-97*. Екатеринбург, УГГГА, 195–198.
- Середкин М.В., Лапутина И.П.** (1997) О ритмично-зональном молибдошеелите Гумбейского месторождения. *Записки РМО*, **126**(1), 70–75.
- Смолин А.П.** (1929) Гумбейские месторождения вольфрама. Предварительный отчет об исследованиях 1927 г. *Материалы Уральского отделения Геологического Комитета*, **1**, 27–56.
- Смолин А.П.** (1975) Структурная документация золоторудных месторождений. М., Недра, 240 с.
- Спиридонов Э.М., Бакшеев И.А., Кононкова Н.Н., Устинов В.И., Прибавкин С.В., Середкин М.В., Куруленко Р.С.** (1996) Гумбеиты Урала и их рудная минерализация. *Уральская летняя минералогическая школа-96*. Екатеринбург, УГГГА, 67–75.
- Спиридонов Э.М., Бакшеев И.А., Куруленко Р.С., Прокофьев В.Ю., Середкин М.В., Устинов В.И., Прибавкин С.В., Филимонов С.В.** (1997) Гумбеитовая формация Урала. М., МГУ, 97 с.
- Спиридонов Э.М., Бакшеев И.А., Куруленко Р.С., Середкин М.В., Прокофьев В.Ю., Устинов В.И., Филимонов С.В.** (1998) Гумбеиты Урала и сопряженная рудная минерализация, условия формирования. *Геология рудных месторождений*, **40**(2), 171–190.
- Спиридонов Э.М., Ершова Н.А., Тананаева О.И.** (1989) Кочкарит $PbBi_4Te_7$ – новый минерал контактово-метаморфизованных руд. *Геология рудных месторождений*, **31**(4), 98–102.
- Степанов И.С.** (1933а) Шеелит на Южном Урале. *Редкие металлы*, **1**, 5–11.
- Степанов И.С.** (1933б) К вопросу организации комплексного использования Бурановской руды. *Редкие металлы*, **6**, 50–53, 57.
- Степанов И.С.** (1954) Гумбейские месторождения шеелита на Южном Урале / Минералогия Урала. М., АН СССР, **1**, 242–249.
- Фаворский А.А.** (1940) Шеелит из Гумбейского месторождения на Южном Урале. *Ученые записки ЛГУ, серия геологических наук*, **45**(8), 176–189.
- Фаворский А.А.** (1945) О некоторых полевых шпатах Гумбейского шеелитового месторождения (Южный Урал). *Записки ВМО*, **74**(41), 275–284.
- Фаворский А.А.** (1948) К минералогии Гумбейских шеелитовых месторождений (Южный Урал). *Ученые записки ЛГУ, серия геологических наук. Геология и геохимия*, **93**(14), 54–108.
- Чвилева Т.Н., Безсмертная М.С., Спиридонов Э.М., Агроскин А.С., Папаян Г.В., Виноградова Р.А., Лебедева С.И., Завьялов Е.Н., Филимонова А.А., Петров В.К., Раутиан Л.П., Свешникова О.Л.** (1988) Справочник-определитель рудных минералов в отраженном свете. М., Недра, 504 с.
- Юшкин Н.П., Иванов О.К., Попов В.А.** (1986) Введение в топоминералогию Урала. М., Наука, 294 с.

- Юшко-Захарова О.Е.** (1963) К геохимии селена и теллура в медно-никелевых месторождениях. *Редкие элементы в сульфидных месторождениях. Труды ИМ-ГРЭ*, **10**, 100–124.
- Affi A.M., Kelly W.C., Essene E.J.** (1988a) Phase Relations among Tellurides, sulfides, and Oxides: II. Thermochemical Data and Calculated Equilibria. *Economic Geology*, **83**, 377–395.
- Affi A.M., Kelly W.C., Essene E.J.** (1988b) Phase Relations among Tellurides, Sulfides, and Oxides: II. Applications to Telluride-Bearing Ore Deposits. *Economic Geology*, **83**, 395–404.
- Atencio D., Andrade M.B., Christy A.G., Gieré R., Kartashov P.M.** (2010) The pyrochlore supergroup of minerals: nomenclature. *The Canadian Mineralogist*, **48**, 673–698.
- Biagioni C., George L.L., Cook N.J., Makovicky E., Moëlo Y., Pasero M., Sejkora J., Stanley C.J., Welch M.D., Bosi F.** (2020) The tetrahedrite group: nomenclature and classification. *American Mineralogist*, **105**, 109–122.
- Bridge P.J.** (1976) A second occurrence of perite. *Mineralogical Magazine*, **40**, 537.
- Cioabanu C., Cook N., Spry P.** (2006) Preface – Special Issue: Telluride and selenide, minerals in gold deposits – how and why? *Mineralogy and Petrology*, **87**, 163–169.
- Ciriotti M.E., Kolitsch U., Blass G., Sancassani A., Ambrino P.** (2010) Secondo ritrovamento di perite in Sardegna: Sa Duchessa, Oridda, Domusnovas. *Micro*, **1**, 128–133.
- Clarke R.M.** (1997) Saddlebackite, $Pb_2Bi_2Te_2S_3$, a new mineral species from the Boddington gold deposit, Western Australia. *Australian Journal of Mineralogy*, **3**, 119–124.
- Cossu C., Tovo A., Fiori S., Pucci R.** (1998) I minerali presenti nelle apliti dell'isola de La Maddalena (SS). *Il Cercapietre*, **24**, 15–38.
- Gelaude P., van Kalmthout P., Rewitzer C.** (1996) Laurion: The minerals of the ancient slags, Nijmegen, Janssen Print, 195 p.
- Gillberg M.** (1960) Perite, a new oxyhalide mineral from Långban, Sweden. *Arkiv för Mineralogi och Geologi*, **2**, 565–570.
- Husdal T.** (2019) Nyfunn av mineraler fra Tysfjordpegmatittene, Nordland. *Norsk Mineralsymposium 2019*, 31–46.
- Kampf A.R., Mills S.J., Housley R.M.** (2010a) The crystal structure of munakataite, $Pb_2Cu_2(Se^{4+}O_3)(SO_4)(OH)_4$, from Otto Mountain, San Bernardino County, California, USA. *Mineralogical Magazine*, **74**, 991–998.
- Kampf A.R., Mills S.J., Housley R.M., Marty J., Thorne B.** (2010b) Lead-tellurium oxysalts from Otto Mountain near Baker, California: VI. Telluroperite, $Pb_3Te^{4+}O_4Cl_2$, the Te analogue of perite and nadorite. *American Mineralogist*, **95**, 1569–1573.
- Kampf A.R., Celestian A.J., Nash B.P., Marty J.** (2019) Phoxite, $(NH_4)_2Mg_2(C_2O_4)(PO_3OH)_2(H_2O)_4$, the first phosphate-oxalate mineral. *American Mineralogist*, **104**, 973–979.
- Ketterer J., Krämer V.** (1985) Structural characterization of the synthetic perites $PbBiO_2X$, $X = I, Br, Cl$. *Materials Research Bulletin*, **20**, 1031–1036.
- Kuribayashi T., Nagase T., Nozaki T., Ishibashi J., Shimada K., Shimizu M., Momma K.** (2019) Hitachiite, $Pb_3Bi_2Te_2S_6$, a new mineral from the Hitachi mine, Ibaraki Prefecture, Japan. *Mineralogical Magazine*, **83**, 733–739.
- Mills S.J., Kampf A.R., Christy A.G., Housley R.M., Rossman G.R., Reynolds R.E., Marty J.** (2014) Bluebellite and mojaveite, two new minerals from the central Mojave Desert, California, USA. *Mineralogical Magazine*, **78**, 1325–1340.
- Pekov I.V., Zubkova N.V., Britvin S.N., Agakhonov A.A., Polekhovskiy Y.S., Pushcharovskiy D.Y., Möhn G., Desor J., Blass G.** (2018) Hanauerite, IMA 2018-045. CNMNC Newsletter No. 45, October 2018. *European Journal of Mineralogy*, **30**, 1037–1043.
- Pring A., Aird W., Kolitsch U.** (2003) Perite and russellite from South Australia. *Australian Journal of Mineralogy*, **9**, 87–90.
- Schnorrer G.** (1995) Mineralogische Neuheiten von bekannten deutschen Fundorten. *Lapis*, **20**, 43–48.
- Sillén L.G., Melander L.** (1941) X-ray studies on the oxihalide minerals nadorite (ochrolite) $PbSbO_2Cl$ and ekdemite. *Zeitschrift für Kristallographie*, **103**, 420–430.
- Warr L.N.** (2021) IMA-CNMNC approved mineral symbols. *Mineralogical Magazine*, **85**, 291–320.

References

- Affi A.M., Kelly W.C., Essene E.J.** (1988a) Phase Relations among Tellurides, Sulfides, and Oxides: II. Thermochemical Data and Calculated Equilibria. *Economic Geology*, **83**, 377–395.
- Affi A.M., Kelly W.C., Essene E.J.** (1988b) Phase Relations among Tellurides, sulfides, and Oxides: II. Applications to Telluride-Bearing Ore Deposits. *Economic Geology*, **83**, 395–404.
- Atencio D., Andrade M.B., Christy A.G., Gieré R., Kartashov P.M.** (2010) The pyrochlore supergroup of minerals: nomenclature. *The Canadian Mineralogist*, **48**, 673–698.
- Belov S.V., Frolov A.A.** (1984) [Stockwork type of tungsten mineralization in dikes of Buranovskoe deposit (Southern Urals)]. *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy [Geology of Ore Deposits]*, **2**, 12–19. (in Russian)
- Biagioni C., George L.L., Cook N.J., Makovicky E., Moëlo Y., Pasero M., Sejkora J., Stanley C.J., Welch M.D., Bosi F.** (2020) The tetrahedrite group: nomenclature and classification. *American Mineralogist*, **105**, 109–122.
- Bridge P.J.** (1976) A second occurrence of perite. *Mineralogical Magazine*, **40**, 537.
- Chvileva T.N., Bezmertnaya M.S., Spiridonov E.M., Agroskin A.S., Papayan G.V., Vinogradova R.A., Lebedeva S.I., Zavyalov E.N., Filimonova A.A., Petrov V.K., Rautian L.P., Sveschnikova O.L.** (1988)

[Handbook of ore minerals in reflected light]. Moscow, Nedra, 504 p. (in Russian)

Cioabanu C., Cook N., Spry P. (2006) Preface – Special Issue: Telluride and selenide, minerals in gold deposits – how and why? *Mineralogy and Petrology*, **87**, 163–169.

Ciriotti M.E., Kolitsch U., Blass G., Sancassani A., Ambrino P. (2010) Secondo ritrovamento di perite in Sardegna: Sa Duchessa, Oridda, Domusnovas. *Micro*, **1**, 128–133. (in Italian)

Clarke R.M. (1997) Saddlebackite, $Pb_2Bi_2Te_2S_3$, a new mineral species from the Boddington gold deposit, Western Australia. *Australian Journal of Mineralogy*, **3**, 119–124.

Cossu C., Tovo A., Fiori S., Pucci R. (1998) I minerali presenti nelle apliti dell'isola de La Maddalena (SS). *Il Cercapietre*, **24**, 15–38. (in Italian)

Favorskiy A.A. (1940) [Scheelite from Gumbeiskoe deposit at Southern Urals]. *Uchenye zapiski LGU, seriya geologicheskikh nauk [Scientific Proceedings of the Leningrad State University, Geological Sciences Series]*, **45**(8), 176–189. (in Russian)

Favorskiy A.A. (1945) [Some feldspars of the Gumbeika scheelite deposit (Southern Urals)]. *Zapiski VMO [Proceedings of the Russian Mineralogical Society]*, **74**(41), 275–284. (in Russian)

Favorskiy A.A. (1948) [Mineralogy of the Gumbeika scheelite deposits (Southern Urals)]. *Uchenye zapiski LGU, seriya geologicheskikh nauk. Geologiya i geokhimiya [Scientific Proceedings of the Leningrad State University, Geological Sciences Series. Geology and Geochemistry]*, **93**(14), 54–108. (in Russian)

Garmash A.A., Kurbatova N.Z. (1963) [Selenium and tellurium in ores of Zolotushinskoe deposit (Rudny Altai)]. *Redkie elementy v sulfidnykh mestorozhdeniyakh. Trudy IMGRE [Rare Elements in Sulfide Deposits. Proceedings of IMGRE]*, **10**, 136–137. (in Russian)

Gavrusevich B.O. (1957) [Chemical composition of some scheelites from the Gumbeika deposit in the Urals]. *Nauchnye zapiski Kievskogo universiteta [Scientific Proceedings of the Kiev University]*, **16**(14), 189–191. (in Russian)

Gelaude P., van Kalmthout P., Rewitzer C. (1996) Laurion: The minerals of the ancient slags, Nijmegen, Janssen Print, 195 p.

Gillberg M. (1960) Perite, a new oxyhalide mineral from Långban, Sweden. *Arkiv för Mineralogi och Geologi*, **2**, 565–570.

Husdal T. (2019) Nyfunn av mineraler fra Tysfjord-pegmatittene, Nordland. *Norsk Mineralsymposium 2019*, 31–46. (in Norwegian)

Kampf A.R., Mills S.J., Housley R.M. (2010a) The crystal structure of munakataite, $Pb_2Cu_2(Se^{4+}O_3)(SO_4)(OH)_4$, from Otto Mountain, San Bernardino County, California, USA. *Mineralogical Magazine*, **74**, 991–998.

Kampf A.R., Mills S.J., Housley R.M., Marty J., Thorne B. (2010b) Lead-tellurium oxysalts from

Otto Mountain near Baker, California: VI. Telluroperite, $Pb_3Te^{4+}O_4Cl_2$, the Te analogue of perite and nadorite. *American Mineralogist*, **95**, 1569–1573.

Kampf A.R., Celestian A.J., Nash B.P., Marty J. (2019) Phoxite, $(NH_4)_2Mg_2(C_2O_4)(PO_3OH)_2(H_2O)_4$, the first phosphate-oxalate mineral. *American Mineralogist*, **104**, 973–979.

Kartashov P.M., Pekov I.V., Marsiy I.M. (1993) [The first find of perite at the territory of CIS]. *Doklady Akademii nauk [Doklady Academy of Sciences]*, **332**(5), 617–620. (in Russian)

Kasatkin A.V. (2019) New findings of rare minerals at the territory of the Former Soviet Union states. *Mineralogical Almanac*, **24**(2), 4–47.

Kemkina R.A., Kemkin I.V., Prokopieva S.V. (2012) [Tellurium mineralization in ores of Prasolovskoe deposit]. SWorld. <https://www.sworld.com.ua/konfer28/569.pdf>. (in Russian)

Ketterer J., Krämer V. (1985) Structural characterization of the synthetic perites $PbBiO_x$, $X = I, Br, Cl$. *Materials Research Bulletin*, **20**, 1031–1036.

Korzhinskiy A.F. (1959) [Near-vein alterations of wall rocks of the Gumbeika scheelite deposits]. *Voprosy geologii Urala. Mineralogiya i geokhimiya. Trudy Instituta geologii i geokhimi UF AN SSSR [Problems of Geology of the Urals. Mineralogy and Geochemistry. Proceedings of the Institute of Geology and Geochemistry Uralian Branch, Academy of Sciences USSR]*, **42**, 17–41. (in Russian)

Korzhinskiy D.S. (1955) [Essay on metasomatic processes]. In: *Osnovnye problemy v uchenii o magmatogennykh rudnykh mestorozhdeniyakh [Main Problems in the Theory of Magmatic Ore Deposits]*. Moscow, AN SSSR, 334–456. (in Russian)

Kuribayashi T., Nagase T., Nozaki T., Ishibashi J., Shimada K., Shimizu M., Momma K. (2019) Hitachiite, $Pb_5Bi_2Te_2S_6$, a new mineral from the Hitachi mine, Ibaraki Prefecture, Japan. *Mineralogical Magazine*, **83**, 733–739.

Matveev K.K. (1928) [Gumbeika tungsten deposits]. *Doklady Akademii nauk SSSR [Doklady Academy of Sciences of the USSR]*, 128–132. (in Russian)

Matveev K.K. (1929) [Materials on mineralogy of the Gumbeika scheelite deposit]. *Materialy Uralskogo otdeleniya geologicheskogo komiteta [Materials of the Uralian Branch of Geological Committee]*, **1**, 57–67. (in Russian)

Mills S.J., Kampf A.R., Christy A.G., Housley R.M., Rossman G.R., Reynolds R.E., Marty J. (2014) Bluebellite and mojaveite, two new minerals from the central Mojave Desert, California, USA. *Mineralogical Magazine*, **78**, 1325–1340.

Monakhov V.S., Fomin Yu.A., Parfenova A.Ya., Malykh M.M., Sukatch V.V., Dyshchuk M.Yu., Abdellhak E.A. (1998) [Te mineralization of gold occurrences of the Central Dnieper region]. *Mineralogicheskii zhurnal [Mineralogical Magazine]*, **20**(4), 3–16. (in Russian)

Pekov I.V., Zubkova N.V., Britvin S.N., Agakhonov A.A., Polekhovskiy Y.S., Pushcharovskiy D.Y., Möhn

- G., Desor J., Blass G.** (2018) Hanauerite, IMA 2018-045. CNMNC Newsletter No. 45, October 2018. *European Journal of Mineralogy*, **30**, 1037–1043.
- Pokrovskiy P.V.** (1961) [Stolzite]. *Trudy Gornogeologicheskogo instituta UF AN SSSR [Reports of the Mining-Geological Institute of the Uralian Branch, Academy of Sciences of the USSR]*, **56**, 53–60. (in Russian)
- Pring A., Aird W., Kolitsch U.** (2003) Perite and russellite from South Australia. *Australian Journal of Mineralogy*, **9**, 87–90.
- Rubel R.B., Appolov N.A.** (1937) [Findings of tungsten ochre in the Gumbeika scheelite deposits]. *Trudy i materialy Sverdlovskogo gornogo instituta [Reports and Materials of the Sverdlovsk Mining Institute]*, **3**, 22–26. (in Russian)
- Schnorrer G.** (1995) Mineralogische Neuheiten von bekannten deutschen Fundorten. *Lapis*, **20**, 43–48. (in German)
- Seryodkin M.V.** (1995) [First data on rodingites of the Gumbeika deposit, Southern Urals]. *Uralskaya letnyaya mineralogicheskaya shkola-95 [Urals Summer Mineralogical School-95]*. Yekaterinburg, UGGGA, 51–53. (in Russian)
- Seryodkin M.V.** (1996) [Scheelite from the Gumbeika deposit, S. Urals]. *Uralskaya letnyaya mineralogicheskaya shkola-96 [Urals Summer Mineralogical School-96]*. Yekaterinburg, UGGGA, 75–81. (in Russian)
- Seryodkin M.V.** (2000) [Metasomatites of the gumbeite complex of the Gumbeika ore field and Shartash pluton, Urals]. *Petrologiya [Petrology]*, **8**(3), 280–308. (in Russian)
- Seryodkin M.V., Kononkova N.N.** (1997) [Biotite-K-feldspar facies of the gumbeite complex and associated ore mineralization (molybdoscheelite, W-rutile)]. *Uralskaya letnyaya mineralogicheskaya shkola-97 [Urals Summer Mineralogical School-97]*. Yekaterinburg, UGGGA, 195–198. (in Russian)
- Seryodkin M.V., Laputina I.P.** (1997) [Rhythmic-zonal molybdoscheelite from the Gumbeika deposit]. *Zapiski VMO [Proceedings of the Russian Mineralogical Society]*, **126**(1), 70–75. (in Russian)
- Sillén L.G., Melander L.** (1941) X-ray studies on the oxihalide minerals nadorite (ochrolite) $PbSbO_2Cl$ and ekdemite. *Zeitschrift für Kristallographie*, **103**, 420–430.
- Smolin A.P.** (1929) [Gumbeika tungsten deposits. Preliminary report on studies in 1927]. *Materialy Uralskogo otdelenia Geologicheskogo komiteta [Materials of the Uralian branch of the Geological Committee]*, **1**, 27–56. (in Russian)
- Smolin A.P.** (1975) [Structural documentation of gold deposits]. Moscow, Nedra, 240 p. (in Russian)
- Spiridonov E.M., Baksheev I.A., Kononkova N.N., Ustinov V.I., Pribavkin S.V., Seryodkin M.V., Kurulenko R.S.** (1996) [Gumbeites of the Urals and their ore mineralization]. *Uralskaya letnyaya mineralogicheskaya shkola-96 [Urals Summer Mineralogical School-96]*. Yekaterinburg, UGGGA, 67–75. (in Russian)
- Spiridonov E.M., Baksheev I.A., Kurulenko R.S., Prokofiev V.Yu., Seriodkin M.V., Ustinov V.I., Pribavkin S.V., Filimonov S.V.** (1997) [Gumbeite complex of the Urals]. Moscow, MSU, 97 p. (in Russian)
- Spiridonov E.M., Baksheev I.A., Kurulenko R.S., Seryodkin M.V., Prokofiev V.Yu., Ustinov V.I., Filimonov S.V.** (1998) [Gumbeites of the Urals and associated ore mineralization and formation conditions]. *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy [Geology of Ore Deposits]*, **40**(2), 171–190. (in Russian)
- Spiridonov E.M., Ershova N.A., Tananaeva O.I.** (1989) [Kochkarite $PbBi_4Te_7$ – a new mineral of contact metamorphosed ores]. *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy [Geology of Ore Deposits]*, **31**(4), 98–102. (in Russian)
- [Status and prospects for the use of the mineral resource base of Chelyabinsk region as of March 15, 2021]. Issued by FSBI “VSEGEI” within the framework of the implementation of the State task of the Federal Agency for Earth dated January 14, 2021 no. 049-00016-21-00. <https://www.rosnedra.gov.ru/data/Fast/Files/202104/6479bf29a33b3f36efe55911ed293fc0.pdf> (in Russian)
- Stepanov I.S.** (1933a) [Scheelite at the Southern Urals]. *Redkie metally [Rare Metals]*, **1**, 5–11. (in Russian)
- Stepanov I.S.** (1933b) [Organization of the complex use of the Buranovsky ore]. *Redkie metally [Rare Metals]*, **6**, 50–53, 57. (in Russian)
- Stepanov I.S.** (1954) [Gumbeiskie scheelite deposits at Southern Urals]. In: *Mineralogiya Urala [Mineralogy of the Urals]*. Moscow, AN SSSR, **1**, 242–249. (in Russian)
- Warr L.N.** (2021) IMA-CNMNC approved mineral symbols. *Mineralogical Magazine*, **85**, 291–320.
- Yushkin N.P., Ivanov O.K., Popov V.A.** (1986) [Introduction to topomineralogy of the Urals]. Moscow, Nauka, 294 p. (in Russian)
- Yushko-Zakharova O.E.** (1963) [Geochemistry of Se and Te in Cu-Ni deposits]. *Redkie elementy v sulfidnykh mestorozhdeniyakh [Rare Elements in Sulfide Deposits. Trudy IMGRE. Reports of IMGRE]*, **10**, 100–124. (in Russian)
- Zav’yalov E.N., Begizov V.D.** (1977) [Rucklidgeite, $(Bi,Pb)_3Te_4$, a new mineral from the Zod and Kochkar gold ore deposits]. *Zapiski VMO [Proceedings of the Russian Mineralogical Society]*, **106**(1), 62–68. (in Russian)
- Zoloev K.K., Levin V.Ya., Mormil S.I., Schardakova G.Yu.** (2004) [Minerageny and deposits of rare metals, molybdenum, tungsten of the Urals]. Yekaterinburg, Ministerstvo prirodnykh resursov RF, GUPR po Sverdlovskoy obl., Institut geologii i geokhimii in. A.N. Zavaritskogo, OAO UGSE, 336 p. (in Russian)
- Zyryanova L.A., Pekov I.V., Yapaskurt V.O., Britvin S.N.** (2015) [Perite $PbBiO_2Cl$ from the Zakharovskoe deposit (North-Western Altai) – the first find in Russia]. *Vestnik Tomskogo gosudarstvennogo universiteta [Bulletin of the Tomsk State University]*, **395**, 241–243. (in Russian)

УДК 549

DOI: 10.35597/2313-545X-2022-8-3-3

МИНЕРАЛЫ РЗЭ В ЧЕРНЫХ СЛАНЦАХ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКОЙ МИХАЙЛОВСКОЙ СВИТЫ (БАЙКАЛО-ПАТОМСКОЕ НАГОРЬЕ, СИБИРЬ)**Е.Е. Паленова, Е.А. Рожкова, Е.В. Белогуб, М.А. Рассомахин***Институт минералогии, Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, г. Миасс, Челябинская обл., 456317 Россия; palenova@mineralogy.ru*

Статья поступила в редакцию 27.06.2022 г., принята к печати 19.07.2022 г.

REE MINERALS IN BLACK SHALES OF THE PALEOPROTEROZOIC MIKHAILOVKA FORMATION (BAIKAL-PATOM HIGHLAND, SIBERIA)**E.E. Palenova, E.A. Rozhkova, E.V. Belogub, M.A. Rassomakhin***Institute of Mineralogy, South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS, Miass, Chelyabinsk Region, 456317 Russia; palenova@mineralogy.ru*

Received 27.06.2022, accepted 19.07.2022

Аннотация. В статье охарактеризована редкоземельная минерализация из углеродистых метapelитов михайловской свиты раннего протерозоя – наиболее древнего золотоносного горизонта Ленской провинции (Бодайбинский район Иркутской области). Степень метаморфизма исследованных образцов не превышает условий хлорит-мусковитовой субфации зеленосланцевой фации (изограда ильменита-пирротина). Главный минерал-концентратор РЗЭ – алланит – имеет метаморфогенную природу и кристаллизовался до последнего этапа пластической деформации и складкообразования. Источниками вещества для его образования предполагаются сорбированные на органическом веществе и глинистых минералах РЗЭ и Th, а также детритовый монацит. Поздние гидротермально-метасоматические процессы привели к его замещению гидроксикарбонатами (гидроксибастнезит, анкилит) и водными фосфатами легких РЗЭ (рабдофан?), при этом Th осаждался в виде водосодержащего силиката. Также описаны находки низкотемпературных метаморфогенных монацита и ксенотима.

Ключевые слова: минералы РЗЭ, монацит, рабдофан, бастнезит, анкилит, Ленская золотоносная провинция, метаморфизм, мусковит-хлоритовая субфация.

Abstract. The paper characterizes REE mineralization from carbonaceous metapelites of the Paleoproterozoic Mikhailovka Formation, which is the most ancient gold-bearing horizon of the Lena province (Bodaibo district, Irkutsk region). The conditions of metamorphism of the studied samples do not exceed those of chlorite-muscovite subfacies of greenschist facies (ilmenite-pyrrhotite isograd). The metamorphic allanite is a main REE host, which crystallized before the last stage of plastic deformation and folding. The matter source for its formation is related to REE and Th absorbed on organic matter and clay minerals, as well as the detrital monazite. Late hydrothermal-metasomatic processes resulted in its replacement by hydroxycarbonates (hydroxybastnaesite, ancylite) and hydrous phosphates of light REEs (rhabdophane?), while Th precipitated as a hydrous silicate. Findings of low-temperature metamorphic monazite and xenotime are also described.

Keywords: REE minerals, monazite, rhabdophane, bastnaesite, ancylite, Lena gold-bearing province, metamorphism, muscovite-chlorite subfacies.

Для цитирования: Паленова Е.Е., Рожкова Е.А., Белогуб Е.В., Рассомахин М.А. Минералы РЗЭ в черных сланцах раннепротерозойской михайловской свиты (Байкало-Патомское нагорье, Сибирь). Минералогия, 8(3), 47–66. DOI: 10.35597/2313-545X-2022-8-3-3.

For citation: Palenova E.E., Rozhkova E.A., Belogub E.V., Rassomakhin M.A. REE minerals in black shales of the paleoproterozoic mikhailovka formation (Baikal-Patom highland, Siberia). Mineralogy, 8(3), 47–66. DOI: 10.35597/2313-545X-2022-8-3-3.

Введение

Использование редкоземельных элементов (РЗЭ) в качестве геохимических индикаторов обстановок, условий и истории формирования геологических объектов различного масштаба не теряет своей актуальности. РЗЭ наиболее мобильны в магматических, гидротермальных и метасоматических процессах (Колонин и др., 2001; Migdisov et al., 2016), менее – при метаморфизме низких и умеренных температур (Hellman et al., 1979; Ague, 2001) и условно инертны при высокотемпературном метаморфизме (Muecke et al., 1979; Гильберт и др., 1988; Bingen et al., 1996). Полистадийность метаморфизма, метасоматоза и рудообразования требует детального рассмотрения состава и распределения РЗЭ в минералах-концентраторах, в первую очередь, в новообразованных РЗЭ силикатах, фосфатах, и карбонатах. Подобные работы позволяют установить последовательность минералообразования, выделить его этапы, а также с помощью изотопных геохронометров установить время и продолжительность метаморфизма и гидротермально-метасоматических изменений.

Юго-восточная окраина Сибирской платформы и, в частности, Байкало-Патомское нагорье, привлекает исследователей как с точки зрения реконструкции ранних этапов становления Центрально-Азиатского орогенного пояса (Рыцк и др., 2011; Powerman et al., 2015; Skuzovatov et al., 2016; Chugaev et al., 2018 и цитируемые в них публикации), так и с позиций развития теории рудогенеза в углеродисто-терригенных комплексах (Буряк, Бакулин, 1998; Budyak et al., 2016; Prokofiev et al., 2019). Здесь расположена Ленская золотоносная провинция, которая приобрела мировую известность главным образом благодаря не утихающей научной полемике о происхождении золотого оруденения гигантского месторождения Сухой Лог (Буряк, Хмелевская, 1997; Distler et al., 2004; Вуд, Попов, 2006; Large et al., 2007; Кряжев и др., 2009; Chugaev et al., 2022). Золотое оруденение в пределах провинции приурочено к протерозойским углеродистым турбидитам. Так, раннепротерозойские отложения кевактинской серии вмещают месторождение Чертово Корыто (Yudovskaya et al., 2016), в тепторгинской серии среднего протерозоя известно Ходоканское месторождение (Ланда и др., 2006). Основные запасы рудного золота, в том числе месторождение Сухой Лог, залегают в различных свитах дальне-тайгинской, жуинской и юдомской серий позднего

протерозоя (Иванов, 2014 и цитируемые публикации). Таким образом, золоторудная минерализация охватывает различные по времени и геодинамическим условиям накопления стратиграфические горизонты (рис. 1).

Генезис коренных месторождений Ленской провинции обсуждается с открытия Сухого Лога в 1969 г. (Буряк, 1982), для которого главным образом и разрабатывались модели рудообразования. Ряд исследователей признают существенную роль процессов докембрийского осадконакопления в первичном концентрировании металла, а его дальнейшее перераспределение и формирование рудных тел связывают с процессами метаморфизма (Немеров, 1989; Буряк, Хмелевская, 1997; Large et al., 2007; Budyak et al., 2016). По другой точке зрения основным источником золота являлись палеозойские гранитоиды и орогенный метаморфизм (Шер, 1972; Рундквист и др., 1992; Distler et al., 1996; Кучеренко и др., 2011). Обе гипотезы имеют ряд слабых и сильных сторон, поэтому существуют попытки увязать процессы рудогенеза с многостадийной геологической историей региона (Meffre et al., 2008; Кряжев и др., 2009).

Объектом для исследования выбрана михайловская свита раннего протерозоя – наиболее древний золотоносный стратиграфический уровень в пределах Ленской провинции (Иванов, 2014). Свита вмещает крупное месторождение Чертово Корыто (Yudovskaya et al., 2016 и цитируемая литература), общие запасы которого превышают 90 т Au (https://polyus.com/ru/operations/development_projects/chertovo-koryto/), а также ряд перспективных проявлений золота. По данным U-Pb датирования детритовых цирконов максимальный возраст накопления михайловской свиты определен как 1961 ± 20 млн лет (Palenova et al., 2019). Также была обнаружена популяция цирконов с конкордантным возрастом 524–702 млн лет, появление которой интерпретировано как нарушение изотопной системы в древних метамиктных детритовых цирконах, перекристаллизованных в условиях высочайших параметров регионального метаморфизма (Palenova et al., 2019). Следует отметить, что продатированные цирконы отобраны из рудной зоны месторождения Чертово Корыто, для вмещающих пород которого установлен проградный метаморфизм биотит-мусковит-хлоритовой субфации и, локально, цоизит-плагноклазовой, с наложенным ретроградным метаморфизмом мусковит-хлоритовой субфации и гидротермальными изменениями, проявленными

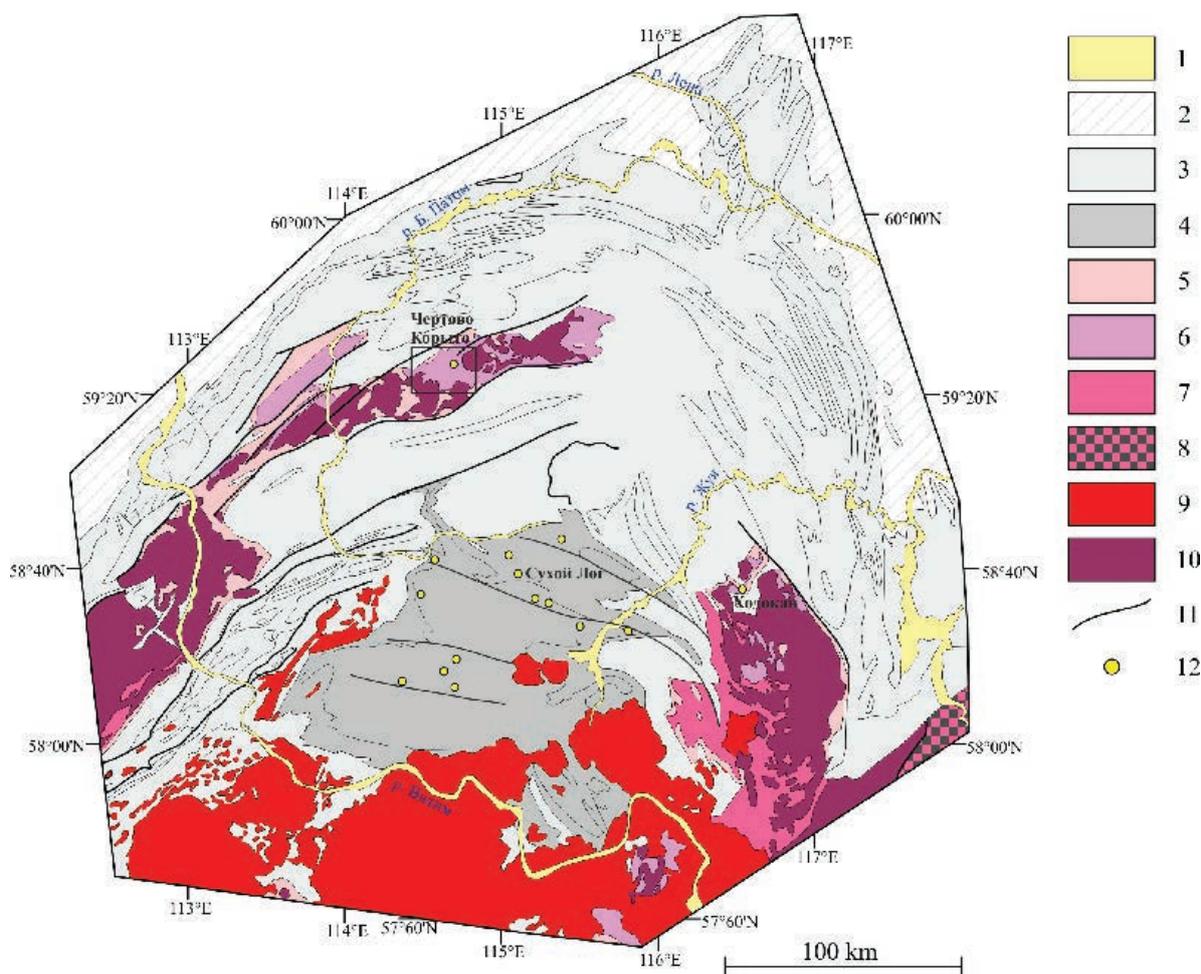


Рис. 1. Схема геологического строения Байкало-Патомского нагорья (по Иванов и др., 1995, с упрощениями).

1 – кайнозойские отложения; 2 – фанерозойские отложения Сибирской платформы; 3 – позднепротерозойские отложения нерасчлененные; 4 – позднепротерозойские отложения в пределах Бодайбинского синклиория нерасчлененные; 5 – тепторгинская серия среднего протерозоя; 6 – кевактинская серия раннего протерозоя; 7 – породы архейского кристаллического фундамента Сибирской платформы; 8 – Алданский щит; 9 – палеозойский граниты; 10 – протерозойские граниты; 11 – разломы; 12 – месторождения золота. Рамкой выделено положение месторождения Чертово Корято и объекта исследования.

Fig. 1. Scheme of geological structure of the Baikal-Patom Highlands, simplified after (Ivanov et al., 1995).

1 – Cenozoic sediments; 2 – Phanerozoic rocks of the Siberian Platform; 3 – unspecified Neoproterozoic rocks; 4 – unspecified Neoproterozoic rocks of Bodaibo Synclinorium; 5 – Mesoproterozoic Teptorgo Group; 6 – Paleoproterozoic Kevakta Group; 7 – rocks of the Archean crystalline basement of the Siberian Platform; 8 – Aldan Shield; 9 – Paleozoic granite; 10 – Proterozoic granite; 11 – faults; 12 – gold deposits. Rectangle shows the position of the Chertovo Koryto deposit and the object of study.

в окварцевании, сульфидизации и карбонатизации (Yudovskaya et al., 2016). Поэтому установление процесса, внесшего наибольший вклад в изменение изотопной системы цирконов и появление «молодой» популяции, требует дополнительных исследований.

Одним из перспективных направлений в решении этой проблемы, является исследование РЗЭ минералов, в том числе для дальнейшего использования в качестве геохронометров.

В статье приведены первые данные изучения РЗЭ минералов в углеродисто-терригенных метапелитах михайловской свиты, отобранных в фоновых осадочных породах за пределами месторождения Чертово Корято. Особое внимание уделено последовательности и вероятным условиям образования этих минералов.

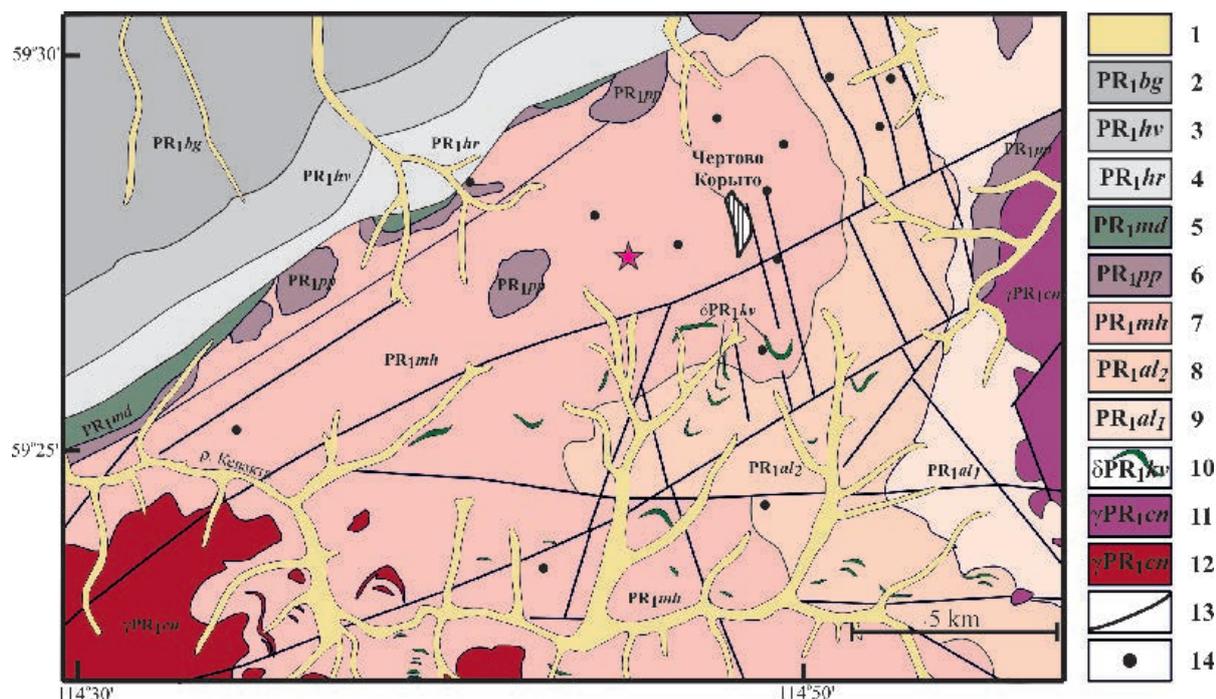


Рис. 2. Геологическое строение центральной части Тонодского поднятия, по (Yudovskaya et al., 2016).

1 – аллювиальные отложения четвертичного периода; 2–4 – терригенные отложения баллаганакхской серии позднего протерозоя, свиты: 2 – бугорихтинская, 3 – хайвергинская, 4 – харлухтакская; 5, 6 – среднепротерозойские отложения тепторгинской серии, свиты: 5 – медвежевская (песчаники, железистые кварциты), 6 – пурпольская (кварциты, песчаники, сланцы); 7–9 – раннепротерозойские отложения кевактинской серии, свиты: 7 – михайловская (углеродистые сланцы, песчаники), 8 – верхняя, 9 – нижняя подсвита албазинской свиты (терригенные отложения); 10–12 – магматические комплексы раннего протерозоя: 10 – кевактинский (диабазовые силлы), 11, 12 – чуйско-нечерский (11 – мусковитовые граниты, 12 – биотитовые граниты); 13 – разломы; 14 – известные проявления золота. Звездочкой отмечена площадь отбора образцов для исследования.

Fig. 2. Geological structure of the central part of the Tonoda uplift, after (Yudovskaya et al., 2016).

1 – Quaternary alluvial sediments; 2–4 – terrigenous rocks of the Neoproterozoic Ballaganakh Group, formations: 2 – Bugorikhta, 3 – Khaiverga, 4 – Kharlukhtakh; 5, 6 – Mesoproterozoic Teptorgo Group, formations: 5 – Medvezhevka (sandstones, BIFs), 6 – Purpol (quartzites, sandstones, shales); 7–9 – Paleoproterozoic Kevakta Group, formations: 7 – Mikhailovka (carbonaceous shales, sandstones), 8 – upper, 9 – lower subformations of the Albazinskaya Formation (terrigenous rocks); 10–12 – Paleoproterozoic igneous complexes: 10 – Kevakta (diabase sills), 11, 12 – Chuya-Nechera (11 – muscovite granite, 12 – biotite granite); 13 – faults; 14 – known occurrences of gold. The asterisk shows the sampling area.

Геологическое положение

Основными структурами Байкало-Патомского нагорья являются Патомский и Бодайбинский синклинали, разделенные с запада на восток Чуйским, Тонодским и Нечерским поднятиями (рис. 1). Геологическое строение территории подробно рассмотрено в работах (Казакевич и др., 1971; Иванов и др., 1995). Ниже кратко охарактеризовано строение Тонодского поднятия, в пределах которого обнажаются породы михайловской свиты (рис. 2).

На территории Тонодского поднятия обнажаются отложения кевактинской серии палеопротерозоя и тепторгинской серии мезопротерозоя. Кевактинская серия представлена метаморфизованными

песчаниками, алевролитами и сланцами албазинской (мощность до 1600 м) и михайловской (мощность до 1500 м) свит. Породы михайловской свиты отличаются от албазинской повышенным содержанием углеродистого вещества, и в ее строении выделяются три подсвиты. Нижняя подсвита (400 м) сложена черными углеродистыми кварцево-сланцевыми сланцами, ритмично переслаиваемыми с серыми и темно-серыми мелкозернистыми кварцевыми и полевошпат-кварцевыми метапесчаниками с тенденцией роста роли сланцев вверх по разрезу. Средняя подсвита (380–410 м) сложена серыми полевошпат-кварцевыми мелко-среднезернистыми метапесчаниками и слюдяно-кварц-хлоритовыми метаалевролитами. Верхняя подсвита (~700 м) со-

стоит в основном из светло-серых и серых мелкозернистых полевошпатовых и реже кварцевых метапесчаников с подчиненным количеством углеродисто-кварцево-слюдистых сланцев (Иванов и др., 1995).

В основании тепторгинской серии находятся кварциты, гравелиты, конгломераты и высокоглиноземистые сланцы пурпольской свиты (мощность 900–950 м), несогласно залегающие на выветрелых породах михайловской свиты. На пурпольской несогласно залегают медвежевская свита, сложенная песчано-конгломератовыми осадками, а также базальтами и железистыми кварцитами. Мощность свиты меняется от первых десятков метров до 2740 м, в среднем составляет 300–500 м.

Наиболее древние интрузии представлены палеопротерозойскими гранитоидами чуйско-нечерского комплекса, которые прорывают породы михайловской свиты и несогласно перекрыты пурпольской свитой с корой выветривания в зоне контакта. Гранитоиды разгнейсованы, катаклазированы и милонитизированы, в них также проявлены разнообразные гидротермально-метасоматических изменения. По современным представлениям становление чуйско-нечерского комплекса отвечает постколлизийному этапу объединения Сибирского кратона и Лаврентии с образованием суперконтинента Колумбия (Donskaya, 2020; Ernst et al., 2016). Также в пределах поднятия известны дайки и силлы мафитов и ультрамафитов туюканского и чайского комплексов (Иванов и др., 1995). Интрузивные образования рифея представлены гранитоидами язовского комплекса (Иванов и др., 1995) с возрастом 719 ± 15 млн лет (Neumark et al., 2021).

На Тонодском поднятии выделено несколько этапов метаморфизма (Иванов и др., 1995). В раннем протерозое породы кевактинской серии претерпели 1) догранитный метаморфизм хлорит-биотитовой субфации зеленосланцевой фации, который сопровождался формированием линейной складчатости. Типичные минеральные ассоциации – хлорит-серицит-альбит-кварцевая и биотит-мусковит-хлорит-альбит-кварцевая. Становление гранитоидов чуйско-нечерского комплекса привело к 2) инъекции жил гранитов, перекристаллизации вмещающих пород и биотитизации в экзоконтактовых зонах интрузий. 3) Пост-гранитный контактовый метаморфизм двух возрастов связан с туюканским и чайским комплексами базитов и ультрабазитов и проявлен в локальной эпидотизации и карбонатизации. Углеродистые сланцы михайловской

свиты на контакте с гранит-порфирами язовского комплекса гранитоидов содержат порфиробласты хлоритового и кварц-мусковит-хлоритового состава, в некоторых случаях – граната (Иванов и др., 1995). Предполагается, что метаморфизм раннего палеозоя имел ретроградный характер (Yudovskaya et al., 2016).

Методы исследования

Образцы для исследований были отобраны сотрудниками ФГУП ВИМС (г. Москва) к западу от месторождения Чертово Корыто на рудопроявлении Пурпольское (рис. 2). Образцы были изучены с использованием методов оптической (микроскоп AxioScope A.1, Zeiss) и электронной (СЭМ Vega-3 Tescan с ЭДА Oxford Instruments X-act) микроскопии. Диаметр электронного пучка составлял 1 мкм, ток 15 нА, ускоряющее напряжение 20 кВ, время счета 120 с. Количественный анализ проведен с использованием эталонов сертифицированных стандартов № 1362 (Microanalysis Consultants Ltd), MINM25-53 (Astimes Scientific Limited, серийный номер 01-044) и НЭРМА.ГЕО1.25.10.7417.

В статье приняты следующие сокращения: All – алланит; Ank – анкилит; Apy – арсенопирит; Bn – гидроксипастизит; Ca – кальцит; Chl – хлорит; Chr – халькопирит; Fsp – калиевый полевой шпат; Gn – галенит; Ilm – ильменит; Mnz – монацит; Ms – мусковит; Po – пирротин; Py – пирит; Q – кварц; Rbd – рабдофан; Rt – рутил; Sph – сфалерит; Th – силикат тория; Xe – ксенотим; Zr – циркон. Номера образцов в подрисуночных подписях показывают номер скважины и через дефис глубину отбора штуфа.

Результаты исследования

Исследованные образцы представляют собой углеродистые кварц-хлорит-мусковитовые сланцы (рис. 3) и полевошпат-кварцевые метапесчаники михайловской свиты. Породы характеризуются лепидогранобластовой структурой, сланцеватой, местами плейчатой текстурой, сложены кварцем, мусковитом и хлоритом (рис. 4). В метапесчаниках обломки представлены кварцем, плагиоклазом и калиевым полевым шпатом, цемент – тонкозернистым кварцем, хлоритом и мусковитом, иногда с примесью карбоната. В химическом составе мусковита определены (мас. %): 10.15 K₂O, 0.29 Na₂O, 2.77 FeO, 1.79 MgO, 31.61 Al₂O₃, 49.01

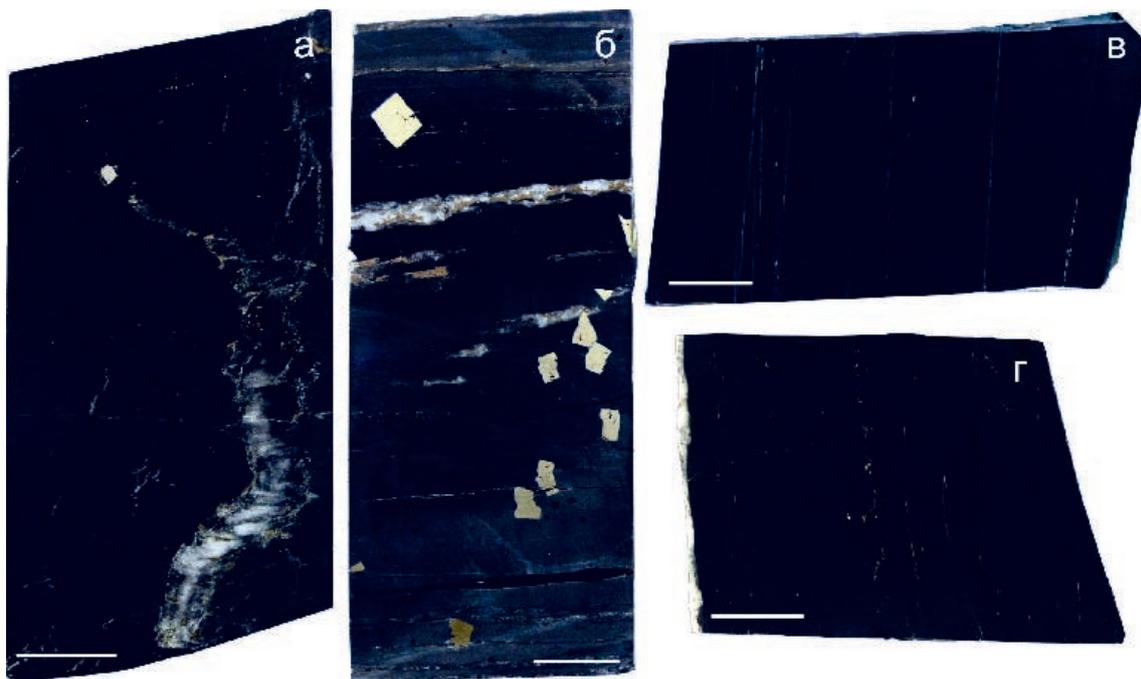


Рис. 3. Образцы углеродистых сланцев с алланитом: а – D0003-372; б – D0035-314.2; в – D0057-187.5; г – D0057-195.7.

Масштабная линейка – 2 см.

Fig. 3. Samples of carbonaceous shales with allanite: а – D0003-372; б – D0035-314.2; в – D0057-187.5; г – D0057-195.7.

Scale bar – 2 cm.

SiO_2 , 0.51 TiO_2 , сумма аналитическая 96.12, $\text{H}_2\text{O}_{\text{расч.}}$ 4.53, сумма расчетная 100.65. Формула мусковита (расчет на сумму зарядов, равную 22) $(\text{K}_{0.86}\text{Na}_{0.04})_{0.90}(\text{Al}_{1.74}\text{Mg}_{0.18}\text{Fe}_{0.15})_{2.03}((\text{Si}_{3.24}\text{Al}_{0.74}\text{Ti}_{0.03})_{4.00}\text{O}_{10})(\text{OH})_2$. Хлорит по химическому составу отвечает шамозиту (табл. 1) с железистостью $\text{Fe} / (\text{Fe} + \text{Mg})$ 0.598–0.590 мол. %, рассчитанные температуры его образования (Kranidiotis, MacLean, 1987) составляют 340–350 °С (табл. 1).

Из аксессуарных минералов в породах присутствуют обломочные циркон, апатит, монацит, регенерированный турмалин, новообразованные ильменит, рутил, а также силикаты, фосфаты и карбонаты РЗЭ.

Во всех изученных сланцах и метапесчаниках наблюдаются кварцевые, кварц-мусковитовые (иногда с полевыми шпатами), кварц-мусковит-хлоритовые и кварц-карбонатные жилы и жилки (рис. 4в–д), нередко с гнездами пирротина, халькопирита, сфалерита, арсенопирита. Пирротин частично замещается пиритом, содержит включения пентландита. Пирит образует крупные идиоморфные кубические кристаллы без теней давления (рис. 3б, 4е). Арсенопирит образует сплошную вкрапленность в крупных кварцевых жилах и еди-

ничные включения в пирротине. Ильменит нередко по периферии замещается тонкими решетчатыми агрегатами рутила (оксидов титана), вокруг ильменита обычны тени давления, выполненные хлоритом и гранобластовым кварцем. Углеродистое вещество образует рассеянную пылеватую вкрапленность, его локальные скопления наблюдаются в складках плейчаты и на контакте с крупными кварцевыми жилами.

РЗЭ минерализация тяготеет к углеродистым сланцам, в метапесчаниках встречается в участках с повышенной концентрацией слоистых силикатов. Наиболее широко распространен алланит, также отмечены находки редкоземельных карбонатов (бастнезит, анкилит), фосфатов (монацит, ксенотим) и РЗЭ-содержащего силиката Th.

Алланит $(\text{Ca,LREE})_2\text{Al}_2\text{Fe}(\text{SiO}_4)(\text{Si}_2\text{O}_7)\text{O}(\text{OH})$ образует идиоморфные метакристаллы размером 50–200 мкм. В поляризованном свете отличается коричневатой-бурой окраской, нередко простые двойники срастания или прорастания (рис. 4ж–и). В сечении кристаллы имеют короткостолбчатый или удлиненно-призматический облик. Характерно наличие пылеватых включений углеродистого вещества, тонких зерен породообразующего квар-

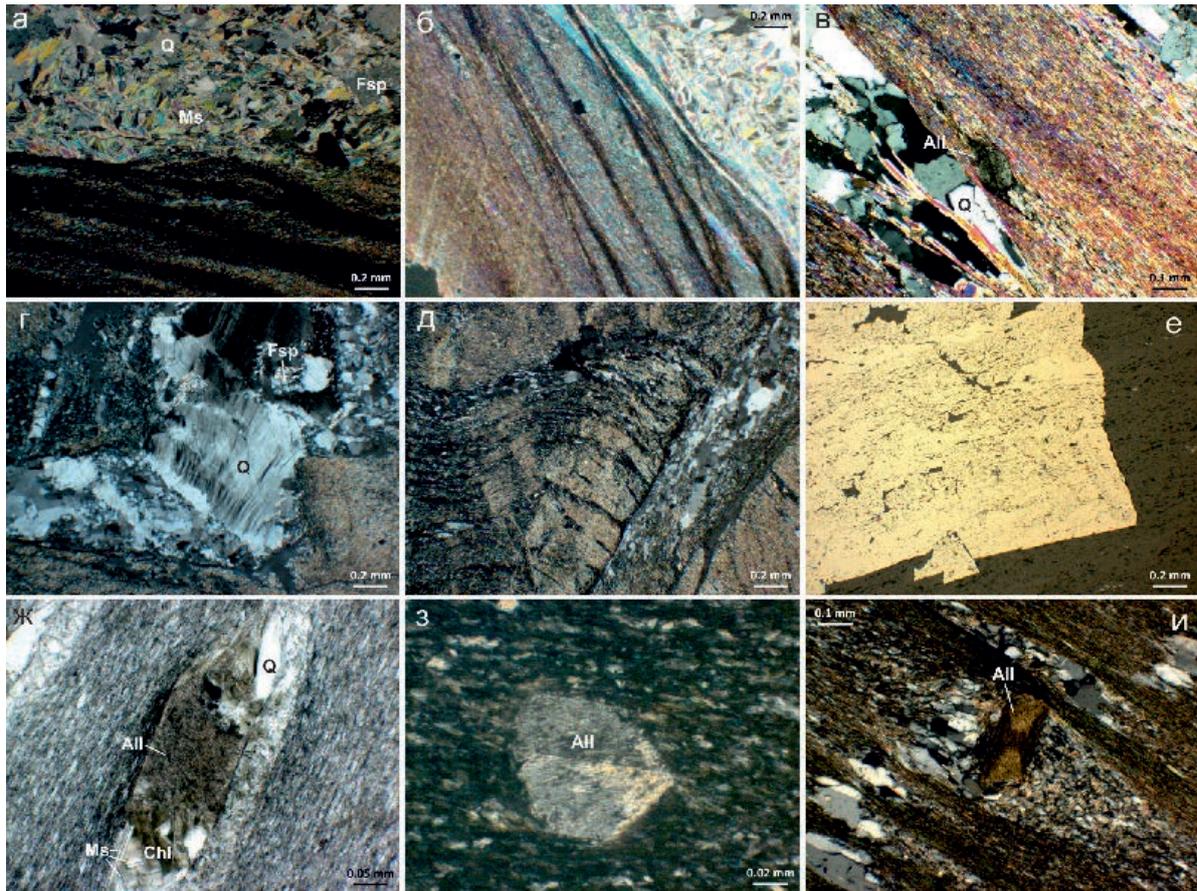


Рис. 4. Микрофотографии образцов михайловской свиты: а – контакт метапесчаника и углеродистого сланца, обр. D0003-371.2; б – плейчатая текстура сланца на контакте с метапесчаниками, обр. D0003-371.2; в – кварцевые прожилки, согласные сланцеватости в углеродистом сланце, обр. D0035-314.2; г – структуры пластической деформации в жильном кварце из углеродистого сланца, обр. D0003-83.3; д – тонкоперетертые кварцево-слюдистые массы, секущие плейчатую текстуру сланца, обр. D0003-83.3; е – постдеформационный метакристалл пирита с ненарушенными реликтами текстурного рисунка, обр. D0057-471.2; ж – метакристалл алланита с тенями давления, обр. D0057-187.5; з – частично измененный метакристалл алланита с двойниками срастания, обр. D0003-372; и – метакристалл алланита с двойниками прорастания, обр. D0057-195.7.

Фото а–д, з, и – проходящий свет с анализатором; е – отраженный свет; ж – проходящий свет с поляризатором.

Fig. 4. Photomicrographs of samples of the Mikhailovka Formation: а – contact of metasandstone and carbonaceous shale, sample D0003-371.2; б – slate texture at the contact with metasandstones, sample D0003-371.2; в – quartz veinlets concordant with schistosity in carbonaceous shale, sample D0035-314.2; г – structures of plastic deformation in veined quartz from carbonaceous shale, sample D0003-83.3; д – finely ground quartz-mica masses crossing the cleavage texture of shale, sample D0003-83.3; е – post-deformation pyrite metacrystal with undisturbed texture pattern relics, sample D0057-471.2; ж – allanite metacrystal with pressure shadows, sample D0057-187.5; з – partly altered allanite metacrystal with intergrowth twins, sample D0003-372; и – allanite metacrystal with intergrowth twins, sample D0057-195.7.

Photos а–д, з, и – transmitted light with analyzer; е – reflected light; ж – transmitted light with polarizer.

ца и кальцита, а также монацита. По отношению к текстуре вмещающего сланца кристаллы алланита располагаются, преимущественно, согласно со сланцеватостью (рис. 5а). По коротким граням большинства кристаллов наблюдаются тени давления, выполненные смесью кварца, хлорита и слюды (рис. 4ж, 5б), в отдельных случаях халькопиритом (рис. 5д). Алланит по периферии замещается ги-

дроксибастнезитом и анкилитом, иногда в ассоциации с пиритом и торитом, также вокруг алланита наблюдаются вторичные каймы водных фосфатов (рабдофана?) (рис. 5д–и). Помимо этого, отдельные кристаллы сильно корродированы минералами матрикса (кальцитом, возможно, кварцем; рис. 5з, и). По-видимому, к более поздней генерации алланита относится находка идиоморфного кристалла разме-

Таблица 1

Химический состав хлорита из углеродистых сланцев (мас. %)

Table 1

Chemical composition of chlorite from carbonaceous shales (wt. %)

п/п	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	FeO	Сумма	H ₂ O*	Сумма**	T, °C
1	12.71	22.22	25.44		29.74	90.11	11.47	101.58	345
2	12.19	21.54	25.62	0.09	31.22	90.67	11.45	102.12	340
3	12.28	21.31	24.99		31.35	89.94	11.31	101.25	349

Формулы

- $(\text{Fe}_{2.60}\text{Mg}_{1.98})_{4.58}\text{Al}_{1.39}(\text{Si}_{2.66}\text{Al}_{1.34})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
- $(\text{Fe}_{2.73}\text{Mg}_{1.90})_{4.64}\text{Al}_{1.35}(\text{Si}_{2.68}\text{Al}_{1.31}\text{Ti}_{0.01})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
- $(\text{Fe}_{2.78}\text{Mg}_{1.94})_{4.72}\text{Al}_{1.31}(\text{Si}_{2.65}\text{Al}_{1.35})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$

Примечание. * – рассчитано по стехиометрии хлорита; ** – сумма анализа с учетом расчетной воды. Формулы рассчитаны на сумму зарядов, равную 28. Температура образования хлорита рассчитывалась по геотермометру (Kranidiotis, MacLean, 1987) на восемь ионов Si в тетраэдрической позиции с корректировкой Al^{IV} на Fe / (Fe + Mg): $T\text{ }^\circ\text{C} = 106\text{Al}_{\text{кор}}^{\text{IV}} + 18$, где $\text{Al}_{\text{кор}}^{\text{IV}} = \text{Al}^{\square} + 0.7 \times \text{Fe} / (\text{Fe} + \text{Mg})$.

Note. * – calculated from chlorite stoichiometry; ** – the analytical total taking into account the calculated water. The formulas are recalculated to the sum of charges equal to 28. The temperature of chlorite formation was calculated using a geothermometer of (Kranidiotis, MacLean, 1987) for eight Si ions in the tetrahedral position with Al^{IV} corrected for Fe / (Fe + Mg): $T\text{ }^\circ\text{C} = 106\text{Al}_{\text{cor}}^{\text{IV}} + 18$, where $\text{Al}_{\text{cor}}^{\text{IV}} = \text{Al}^{\square} + 0.7 \times \text{Fe} / (\text{Fe} + \text{Mg})$.

ром около 15 мкм, эпитаксиально нарастающего на крупный пойкилитовый кристалл в кварцевой жиле (рис. 5в).

Внутреннее строение алланита неоднородно. Под электронным микроскопом наблюдается пятнистая и/или тонковолокнистая структура большинства кристаллов, заметная как в крупных слабо корродированных индивидах, так и в реликтах интенсивно замещенного вторичными минералами алланита (рис. 5). В некоторых случаях заметна внешняя однородная кайма. Состав алланита отвечает цериевой разновидности, спектр распределения РЗЭ – Ce>La>Nd>>Pr ± Sm, Gd (табл. 2). Содержание Th₂O в отдельных анализах достигает 1.08 мас. %, и для этого анализа отмечена низкая аналитическая сумма, что, вероятно, связано с гидратацией алланита при метамиктном распаде (Giere, Sorensen, 2004).

Среди фосфатов легких РЗЭ (ЛРЗЭ) (La–Eu) выделяются простые (монацит LREE(PO)₄, отличающийся аналитической суммой близкой к 100 %) и водные (условно рабдофан LREE(PO)₄ · H₂O, характеризующийся низкой аналитической суммой). Негидратированный монацит (ан. 5, табл. 2) встречен в виде включения в крупном пойкилокристалле алланита (рис. 5б). Ксеноморфное включение имеет размер около 10 мкм, сростается с породообразующими кварцем, мусковитом и хлоритом, от него тянется цепочка более тонких ксеноморфных выде-

лений монацита, расположенных на границе между двумя кристаллами алланита.

Слабо гидратированный монацит с аналитической суммой 98.32 мас. % (ан. 6, табл. 2) обнаружен в виде ксеноморфного пористого зерна размером около 40 мкм по удлинению в кварц-хлорит-мусковитовом матриксе сланца (рис. 6а). Облик зерна свидетельствует о его новообразованной природе. Водные фосфаты ЛРЗЭ (условно рабдофан, ан. 7–9, табл. 2) образуют каймы мощностью 10–15 мкм вокруг сильно замещенных кристаллов алланита (рис. 5з, и). Также встречено ксеноморфное пойкилитовое зерно рабдофана размером около 50 мкм с тонким включением силиката тория (рис. 6б). Морфология зерна напоминает сильно корродированный кристалл алланита, однако с уверенностью утверждать о псевдоморфном замещении алланита рабдофаном нельзя.

Химический состав фосфатов ЛРЗЭ отвечает цериевой разновидности, спектр распределения РЗЭ сходен с алланитовым – Ce>La>Nd>>Pr ± Sm, Gd. Характерно постоянное присутствие Th, содержание которого варьирует в пределах 0.63–2.72 мас. % Th₂O. Также наблюдаются примеси CaO до 0.59 мас. %, в водных фосфатах установлено 0.89–1.19 мас. % SrO, также постоянно присутствует Si в анионной группировке. Расчет содержания кристаллогидратной воды в рабдофане приводит к некоторому завышению итоговой суммы анализа (табл. 2).

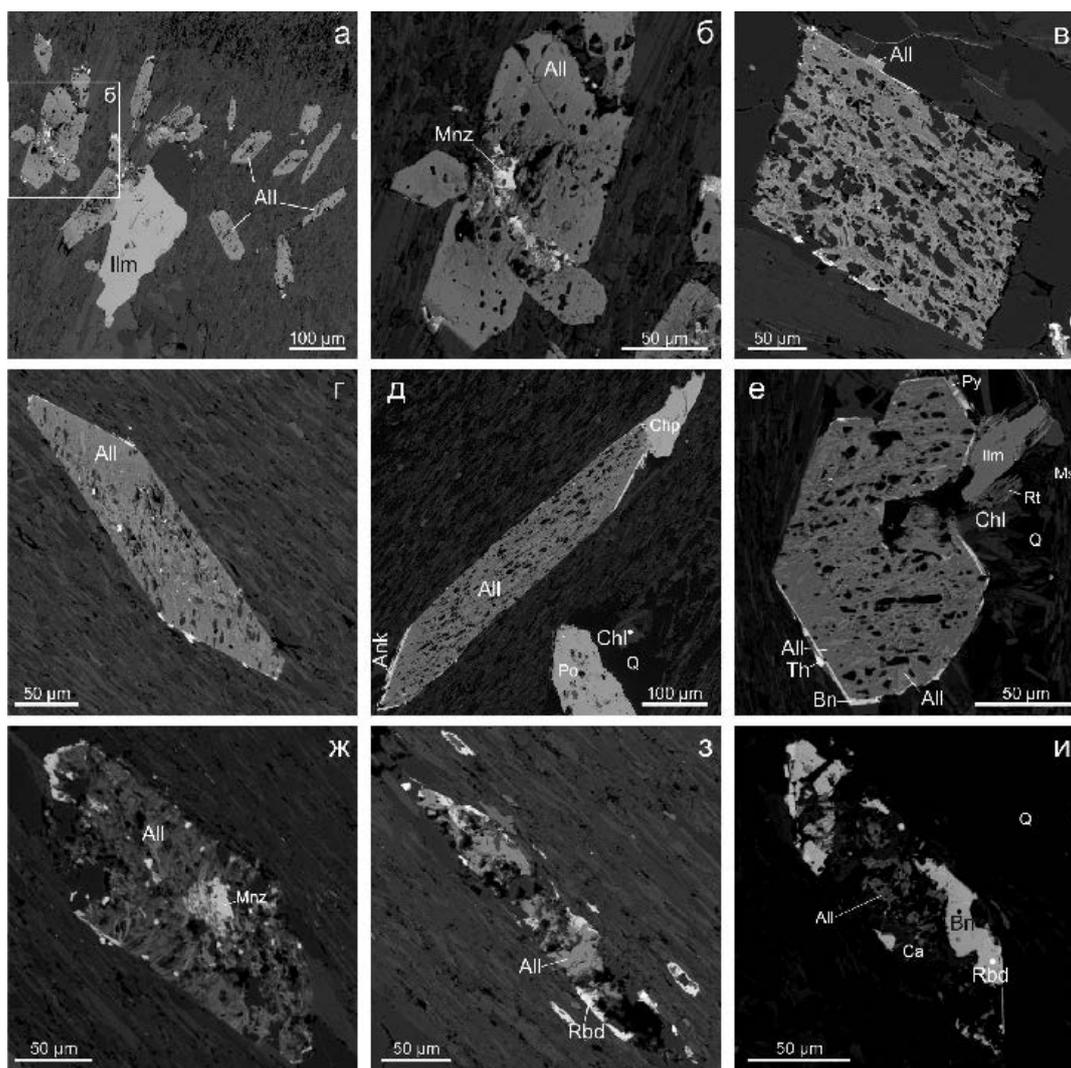


Рис. 5. Морфология метакристаллов алланита: а – вкрапленность алланита в сланце, обр. D0003-372; б – фрагмент фото а: сросток призматических метакристаллов алланита с реликтами обломочного (?) монацита; в – пористый метакристалл алланита с эпитаксиальным сростком алланита поздней генерации (All), обр. D0057-187.5; г – пористый метакристалл алланита с тонкими включениями и каймой вторичных минералов, обр. D0057-195.7; д – пористый метакристалл алланита с тонкими каймами вторичного анкилита и халькопиритом, образующимся в тенях давления, обр. D0057-195.7; е – неоднородное строение алланита с каймой, сложенной гидроксидом бастнезита, силикатом тория и пиритом, обр. D0057-195.7; ж – алланит с реликтами обломочного (?) монацита, обр. D0035-314.2; з – кайма рабдофана, замещающего алланит, обр. D0035-314.2; и – реликты алланита, сильно замещенного кальцитом, кварцем, гидроксидом бастнезита и рабдофаном.

BSE-фото.

Fig. 5. Morphology of allanite metacrystals: а – dissemination of allanite in shale, sample D0003-372; б – fragment of photo а, intergrowth of prismatic allanite metacrystals with relics of detrital (?) monazite; в – porous allanite with epitaxial intergrowth of late allanite (All), sample D0057-187.5; г – porous allanite with fine inclusions and a rim of secondary minerals, sample D0057-195.7; д – porous allanite with thin rims of secondary minerals like ancyllite and chalcopyrite formed in pressure shadows, sample D0057-195.7; е – heterogeneous structure of allanite with a rim composed of hydroxybastnaesite, Th silicate and pyrite, sample D0057-195.7; ж – allanite with relics of detrital (?) monazite, sample D0035-314.2; з – a rim of rhabdophane replacing allanite, sample D0035-314.2; и – allanite relics replaced by calcite, quartz, hydroxybastnaesite and rhabdophane.

BSE photo.

Таблица 2
Table 2Состав минералов РЗЭ и апатита (мас. %)
Chemical composition of REE minerals and apatite (wt. %)

п/п	F	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	CaO	FeO	SrO	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Gd ₂ O ₃	Th ₂ O ₃	Сумма	H ₂ O*	CO ₂ *	О=F ₂	Сумма**	
Алланит																						
1	-	20.47	32.10	-	-	11.23	-	11.17	-	5.05	11.11	1.37	4.23	-	-	-	96.72	1.60	-	-	-	98.32
2	-	19.79	32.01	-	-	10.63	-	11.52	-	5.40	10.94	1.20	5.25	1.04	1.27	-	99.05	1.60	-	-	-	100.65
3	-	16.72	30.93	-	-	9.22	-	9.87	-	3.98	10.16	1.29	3.55	0.59	-	1.08	89.35	1.45	-	-	-	90.80
4	-	18.83	31.57	-	-	10.12	-	12.5	-	4.71	12.48	1.49	4.82	-	-	-	96.52	1.57	-	-	-	98.09
Монацит и рабдофан (?)																						
5	-	-	0.45	28.95	-	0.24	-	-	-	15.68	32.01	3.46	12.29	1.68	3.28	2.72	100.77	-	-	-	-	100.77
6	-	-	0.54	28.75	-	-	0.46	-	-	13.39	31.51	3.41	13.68	2.87	3.06	0.66	98.32	-	-	-	-	98.32
7	-	-	0.99	27.41	-	0.53	-	-	1.19	16.09	32.76	3.21	11.81	-	-	0.63	94.61	7.25	-	-	-	101.86
8	-	-	1.11	26.29	-	0.59	-	-	0.91	15.55	33.67	2.92	11.29	0.86	-	1.31	94.49	7.00	-	-	-	101.49
9	-	-	0.74	27.78	-	-	-	-	0.89	14.78	30.83	3.11	12.18	2.04	2.46	0.81	95.61	7.27	-	-	-	102.88
Гидроксибастнезит																						
10	1.02	-	-	-	-	0.69	-	-	-	17.68	31.33	3.15	13.39	1.35	-	-	68.62	3.28	18.40	0.43	-	90.30
11	0.94	-	-	-	-	1.49	-	-	-	16.81	30.7	3.44	12.92	1.49	-	-	67.8	3.36	18.62	0.40	-	89.78
12	0.86	-	-	-	-	1.52	-	1.45	-	15.31	29.65	2.63	12.05	1.76	-	1.19	66.43	3.41	18.66	0.36	-	88.50
13	0.94	0.66	1.76	-	-	1.68	-	0.83	-	15.87	30.96	3.68	12.43	1.53	-	1.37	71.72	3.49	19.26	0.40	-	94.48
Анкилит																						
14	-	-	-	-	-	3.67	-	0.66	7.05	17.00	27.47	2.28	6.83	-	-	0.74	65.71	6.37	20.76	-	-	92.83
15	-	-	-	-	-	3.86	-	0.67	9.95	11.6	26.80	2.28	10.23	0.55	-	-	65.95	6.57	21.41	-	-	93.93
Силикат тория																						
16	-	1.2	17.68	0.60	-	1.36	-	1.30	-	-	0.91	-	1.18	-	-	44.32	84.83	-	-	-	-	-
17	-	1.74	18.11	2.07	-	1.13	-	1.98	-	0.51	1.60	-	2.31	1.71	2.84	50.31	86.48	-	-	-	-	-
Апатит																						
18	2.63	-	0.10	41.08	0.17	54.93	0.46	0.46	-	-	-	-	-	-	-	-	99.37	0.58	-	-	-	98.85
19	2.41	-	-	40.9	0.07	55.23	0.29	0.29	-	-	-	-	-	-	-	-	98.9	0.68	-	-	-	98.57
20	2.43	-	-	40.75	0.25	54.53	0.45	0.65	0.65	-	-	-	-	-	-	-	99.06	0.67	-	-	-	98.70
21	2.57	-	0.09	40.88	0.08	54.9	0.43	0.43	-	-	-	-	-	-	-	-	98.94	0.60	-	-	-	98.46
Формулы минералов																						
1.	(Ca _{1.13} Ce _{0.38} La _{0.17} Nd _{0.14} Pr _{0.05}) _{1.87} (Al _{2.26} Fe _{0.87}) _{3.13} (Si _{1.00} O _{4.00})(Si _{2.00} O _{7.00})O(OH)																					
2.	(Ca _{1.07} Ce _{0.38} La _{0.19} Nd _{0.18} Pr _{0.04} Gd _{0.04} Sm _{0.03}) _{1.92} (Al _{2.18} Fe _{0.90}) _{3.08} (Si _{1.00} O _{4.00})(Si _{2.00} O _{7.00})O(OH)																					
3.	(Ca _{1.02} Ce _{0.38} La _{0.15} Nd _{0.13} Pr _{0.05} Th _{0.03} Mn _{0.02}) _{1.81} (Al _{2.03} Fe _{0.85}) _{2.88} ((Si _{1.19} So _{0.12}) _{1.21} O ₄)(Si _{2.00} O ₇)O(OH)																					
4.	(Ca _{1.04} Ce _{0.44} La _{0.17} Nd _{0.18} Pr _{0.05}) _{1.86} (Al _{2.12} Fe _{1.00}) _{3.12} (Si _{1.02} O _{4.00})(Si _{2.00} O _{7.00})O(OH)																					
5.	(Ce _{0.47} La _{0.23} Nd _{0.18} Pr _{0.05} Gd _{0.04} Sm _{0.02} Th _{0.02} Ca _{0.01}) _{1.03} ((P _{0.98} Si _{0.02}) _{1.00} O _{4.00})																					
6.	(Ce _{0.46} La _{0.20} Nd _{0.20} Pr _{0.05} Gd _{0.04} Sm _{0.04} Fe _{0.02} Th _{0.01}) _{1.01} ((P _{0.98} Si _{0.02}) _{1.00} O _{4.00})																					
7.	(Ce _{0.50} La _{0.25} Nd _{0.17} Pr _{0.05} Str _{0.03} Ca _{0.02} Th _{0.01}) _{1.02} ((P _{0.96} Si _{0.04}) _{1.00} O _{4.00}) · H ₂ O																					
8.	(Ce _{0.53} La _{0.25} Nd _{0.17} Pr _{0.05} Ca _{0.03} Str _{0.02} Sm _{0.01} Th _{0.01}) _{1.07} ((P _{0.95} Si _{0.05}) _{1.00} O _{4.00}) · H ₂ O																					
9.	(Ce _{0.47} La _{0.22} Nd _{0.18} Pr _{0.05} Sm _{0.03} Gd _{0.03} Str _{0.02} Th _{0.01}) _{1.01} ((P _{0.97} Si _{0.03}) _{1.00} O _{4.00}) · H ₂ O																					
10.	(Ce _{0.46} La _{0.26} Nd _{0.19} Pr _{0.05} Ca _{0.03} Sm _{0.02}) _{1.00} (CO ₃)(OH) _{0.87} F _{0.13}) _{1.00}																					

11. $(\text{Ce}_{0.44}\text{La}_{0.24}\text{Nd}_{0.18}\text{Ca}_{0.06}\text{Pr}_{0.05}\text{Sm}_{0.02})_{1.00}(\text{CO}_3)(\text{OH})_{0.88}\text{F}_{0.12})_{1.00}$
12. $(\text{Ce}_{0.43}\text{La}_{0.22}\text{Nd}_{0.17}\text{Ca}_{0.06}\text{Fe}_{0.05}\text{Pr}_{0.04}\text{Sm}_{0.02}\text{Th}_{0.01})_{1.00}(\text{CO}_3)(\text{OH})_{0.89}\text{F}_{0.11})_{1.00}$
13. $(\text{Ce}_{0.43}\text{La}_{0.22}\text{Nd}_{0.17}\text{Ca}_{0.07}\text{Pr}_{0.05}\text{Fe}_{0.03}\text{Sm}_{0.02}\text{Th}_{0.01})_{1.00}(\text{CO}_3)(\text{OH})_{0.89}\text{F}_{0.11})_{1.00}$
14. $(\text{Ce}_{0.71}\text{La}_{0.44}\text{Sr}_{0.29}\text{Ca}_{0.23}\text{Nd}_{0.17}\text{Pr}_{0.06}\text{Fe}_{0.04}\text{Th}_{0.01})_{2.00}(\text{CO}_3)_2(\text{OH}) \cdot \text{H}_2\text{O}$
15. $(\text{Ce}_{0.67}\text{Sr}_{0.39}\text{La}_{0.29}\text{Ca}_{0.23}\text{Pr}_{0.06}\text{Fe}_{0.04}\text{Sm}_{0.01})_{2.00}(\text{CO}_3)_2(\text{OH}) \cdot \text{H}_2\text{O}$
16. $(\text{Th}_{0.51}\text{U}_{0.18}\text{Ca}_{0.07}\text{Fe}_{0.06}\text{Ce}_{0.02}\text{Nd}_{0.02})_{0.87}((\text{Si}_{0.90}\text{Al}_{0.07}\text{P}_{0.03})_{1.00}\text{O}_4) \cdot n\text{H}_2\text{O}$
17. $(\text{Th}_{0.52}\text{Fe}_{0.08}\text{Ca}_{0.06}\text{Y}_{0.05}\text{Gd}_{0.04}\text{Nd}_{0.04}\text{Sm}_{0.03}\text{Ce}_{0.03}\text{La}_{0.01})_{0.85}((\text{Si}_{0.83}\text{Al}_{0.09}\text{P}_{0.08})_{1.00}\text{O}_4) \cdot n\text{H}_2\text{O}$
18. $(\text{Ca}_{4.82}\text{Fe}_{0.03}\text{K}_{0.02})_{4.87}((\text{P}_{2.85}\text{Si}_{0.01})_{2.86}\text{O}_{12})(\text{F}_{0.68}(\text{OH})_{0.32})_{1.00}$
19. $(\text{Ca}_{4.86}\text{Fe}_{0.02}\text{K}_{0.01})_{4.89}(\text{P}_{2.85}\text{O}_{12})(\text{F}_{0.63}(\text{OH})_{0.37})_{1.00}$
20. $(\text{Ca}_{4.82}\text{Fe}_{0.03}\text{K}_{0.03}\text{Sr}_{0.03})_{4.90}(\text{P}_{2.84}\text{O}_{12})(\text{F}_{0.63}(\text{OH})_{0.37})_{1.00}$
21. $(\text{Ca}_{4.84}\text{Fe}_{0.03}\text{K}_{0.01})_{4.87}((\text{P}_{2.85}\text{Si}_{0.01})_{2.86}\text{O}_{12})(\text{F}_{0.67}(\text{OH})_{0.33})_{1.00}$

Примечание. * – рассчитано по стехиометрии соответствующих минералов; ** – сумма анализа с учетом расчетных данных, в т. ч. $\text{O} \equiv \text{F}_2$ для гидроксибастнезита. В анализах установлены (мас. %): ан. 3 – 1.59 SO_3 , 0.38 MnO; ан. 16 – 16.29 UO_2 ; ан. 17 – 2.17 Y_2O_3 ; ан. 13 примеси Al_2O_3 и SiO_2 приняты за неструктурные и не учтены при расчете формулы минерала. Формулы рассчитаны на восемь катионов для алланита, один атом в позиции Р для монацита и рабдофана, один атом в позиции РЗЭ для гидроксибастнезита, два атома в позиции РЗЭ и Sr для анкилита, один атом в позиции Si для силиката Th и 12 атомов O для апатита. Прочерк – ниже предела обнаружения.

Note. * – calculated from stoichiometry of the corresponding minerals; ** – the analytical total taking into account the calculated data including $\text{O} \equiv \text{F}_2$ for hydroxybastneite. The analyses also contain (wt. %): an. 3 – 1.59 SO_3 , 0.38 MnO; an. 16 – 16.29 UO_2 ; an. 17 – 2.17 Y_2O_3 . In an. 13, Al_2O_3 and SiO_2 are considered non-structural traces and are ignored from the calculation of formulas. The formulas are recalculated to eight cations for allanite, one atom in P position for phosphorus monazite and rhabdophane, one atom in REE position for hydroxybastneite, two atoms in REE and Sr position for ancyllite, one atom in Si position for Th silicate and 12 O atoms for apatite. Dash – below detection limit.

Фосфат тяжелых РЗЭ (ТРЗЭ) (Gd–Yb) представлен ксенотимом YPO_4 , который встречается в виде изометричных пористых зерен размером 5–8 мкм в сростании с силикатом Th и зональным цирконом (рис. 6в). В химическом составе установлены (мас. %): 1.84 SiO_2 , 33.77 P_2O_5 , 0.88 FeO, 43.14 Y_2O_3 , 6.11 Gd_2O_3 , 4.56 Dy_2O_3 , 3.92 Er_2O_3 , 3.88 Yb_2O_3 , 1.08 ThO_2 , аналитическая сумма 99.20, что отвечает формуле (расчет на один атом в позиции фосфора) $(\text{Y}_{0.75}\text{Gd}_{0.07}\text{Dy}_{0.05}\text{Er}_{0.04}\text{Yb}_{0.04}\text{Fe}_{0.02}\text{Th}_{0.01})_{0.98}(\text{P}_{0.94}\text{Si}_{0.06})_{1.00}\text{O}_4$.

Карбонаты РЗЭ представлены гидроксидбастнезитом $\text{REE}(\text{CO}_3)(\text{OH})$ и анкилитом $\text{REE}(\text{Sr,Ca})(\text{CO}_3)_2(\text{OH}) \cdot \text{H}_2\text{O}$. Они образуют как каймы замещения на кристаллах алланита, в том числе в ассоциации с рабдофаном и силикатами Th (рис. 5), так и самостоятельные формы. Так, гидроксидбастнезит встречается в виде просечки пористого строения мощностью около 50–70 мкм, развивающейся в полой трещине (рис. 6д). Также он образует сростки призматических кристаллов в кварц-карбонатной жиле, где тесно ассоциирует с кальцитом и сфалеритом (рис. 6г). Анкилит обнаружен в кварцевой линзе в виде каймы, нарастающей на пирротин (рис. 6е). Состав карбонатов РЗЭ приведен в таблице 2. В целом, спектр распределения РЗЭ сходен с таковым для алланита и фосфатов – $\text{Ce} > \text{La} > \text{Nd} > \text{Pr} > \text{Sm}$. В составе бастнезита и анкилита постоянно присутствует примесь Ca: 0.69–1.68 и 3.67–3.86 мас. % CaO, соответственно, нередко – Fe до 1.45 и 0.67 мас. % FeO, соответственно. Торий содержится в количестве до 1.37 мас. % ThO_2 (табл. 2). Аналитическая сумма измеренных карбонатов низкая, пересчет содержания CO_2 и H_2O по стехиометрии минералов не компенсирует недостаток суммы, что может быть связано с вхождением неструктурной воды в их агрегаты.

Силикат Th обнаружен как в составе вторичных фосфатно-карбонатных кайм по алланиту (рис. 5е), так и в виде сростков с ксенотимом, цирконом и рабдофаном (рис. 6б, в). Форма зерен близка к изометричной, размер составляет первые микрометры, наиболее крупное выделение в сростке с ксенотимом и цирконом имело ксеноморфную форму и размер около 15 мкм (рис. 6в). Состав силиката Th сложный, с примесями легких и тяжелых РЗЭ, U (до 16.29 мас. % UO_2), а также Ca и Fe, Al и P. Формулы, рассчитанные на один атом в позиции Si,

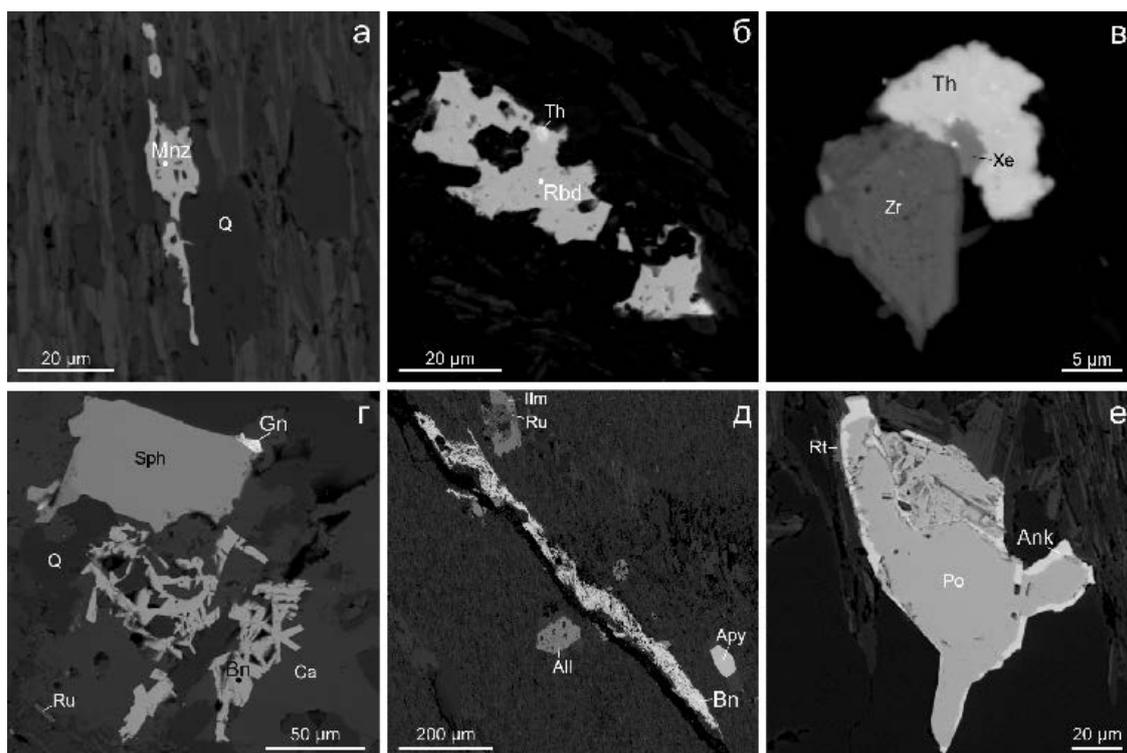


Рис. 6. Морфология РЗЭ минералов, пространственно не связанных с алланитом: а – ксеноморфное пористое зерно метаморфогенного монацита в сланце, обр. D0057-195.7; б – псевдоморфоза (?) рабдофана по алланиту, обр. D0035-314.2; в – сросток зонального кристалла циркона с ксенотимом и силикатом Th, обр. D0035-314.2; г – кварц-кальцитовое гнездо с пластинчатыми кристаллами гидроксипастнезита, сфалеритом и галенитом, обр. D0035-314.2; д – просечка гидроксипастнезита вдоль трещины в сланце, обр. D0003-372; е – кайма анкилита на пирротине, обр. D0057-195.7. BSE-фото.

Fig. 6. Morphology of REE minerals spatially unrelated to allanite: а – anhedronal porous grain of metamorphic monazite in shale, sample D0057-195.7; б – pseudomorphic (?) rhabdophane after allanite, sample D0035-314.2; в – intergrowth of a zoned zircon crystal with xenotime and Th silicate, sample D0035-314.2; г – quartz-calcite lens with lamellar crystals of hydroxybastnasite, sphalerite and galena, sample D0035-314.2; д – hydroxybastnasite veinlet along a crack in shale, sample D0003-372; е – an ancylite rim on pyrrhotite, sample D0057-195.7. BSE photo.

нестехиометричны и показывают недостаток в позиции главного катиона. Дефицит аналитической суммы указывает на присутствие молекулярной воды в минерале и, возможно, на его метамиктное состояние (Piilonen et al., 2014).

Обсуждение

Метаморфизм и кристаллизация РЗЭ минералов. Степень метаморфизма изученных образцов отвечает хлорит-мусковитовой субфации зеленосланцевой фации и не достигает изограды биотита, которая в метапелитах Патомского нагорья соответствует температуре 390–410 °С (Иванов и др., 1995). Из обломочных фаз в метапесчаниках сохраняются кварц и полевые шпаты, а также циркон, апатит и турмалин, при этом на турмалине наблюдаются каймы регенерации, а обломки квар-

ца и полевых шпатов частично корродированы и перекристаллизованы. Следы метаморфического преобразования циркона и апатита не установлены (рис. 7). В цементе метапесчаников и в сланцах процессы метаморфизма привели к перекристаллизации большинства первично обломочных и хемогенных фаз с образованием хлорита, мусковита и кварца. Относительная сохранность установлена только для аксессуарных циркона и апатита.

Аксессуарные ильменит и алланит имеют метаморфическое происхождение, реликты обломков этих минералов в исследованных образцах не установлены. Их кристаллизация происходила, по крайней мере, незадолго до последних этапов пластической деформации, о чем свидетельствует наличие теней давления. Образование кварц-сульфидных прожилков и гнезд (основные рудные минералы – пирротин, халькопирит, арсенопирит), повто-

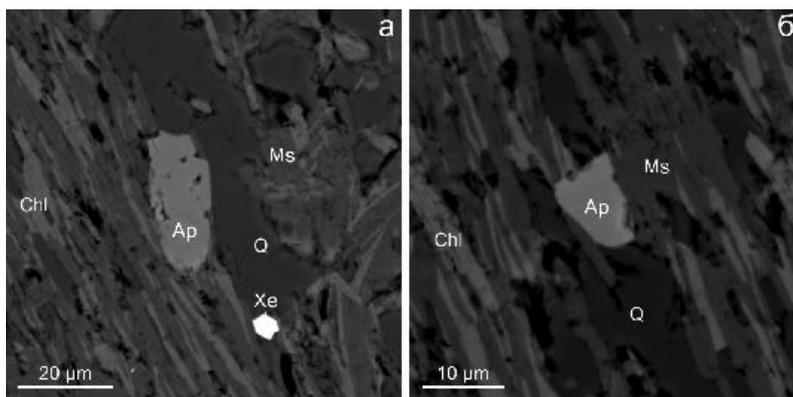


Рис. 7. Обломочный апатит в кварц-мусковит-хлоритовом сланце, обр. D0057-195.7. Химический состав апатита приведен в табл. 2.
Fig. 7. Detrital apatite in quartz-muscovite-chlorite shist, sample D0057-195.7. For chemical composition of apatite, see Table 2.

ряющих основной текстурный рисунок деформаций, в том числе смятых в пloyчатые складки, по-видимому, происходило синхронно с пластической деформацией, либо незадолго до ее окончания. Наиболее поздние крупные кубические метакристаллы пирита образовались уже в постдеформационный этап: они содержат реликты ненарушенных структур пород и не окружены каймами давления.

Ильменит-пирротин-хлорит-мусковит-полевой шпат-кварцевая ассоциация с алланитом в качестве основного минерала РЗЭ типична для золотоносных углеродистых сланцев и метапесчаников бужуихтинской (месторождение Угахан, Шепель и др., 2021), хомолхинской (Голец Высочайший, Онищенко, Сокерина, 2021) и аунакитской свит (Ыкан, неопубликованные авторские данные) позднего протерозоя, расположенных в пределах Маракано-Тунгуской синклинали Бодайбинского синклинория. Метаморфогенный алланит в этих объектах, также как и в изученных образцах михайловской свиты, в разной степени замещается карбонатами РЗЭ, преимущественно бастнезитом (Шепель и др., 2021). В то же время, в менее метаморфизованных углеродисто-терригенных отложениях Бодайбинского синклинория (аунакитская свита в пределах месторождения Красное, догалдынская – Копыловское Кавказ, где развита минеральная ассоциация рутил-пирит-серицит-полевой шпат-кварц±хлорит) вместо алланита широко распространен водный алюмофосфат РЗЭ флоренсит (Palenova et al., 2014). Флоренсит также обнаружен в отложениях хомолхинской свиты на месторождении Сухой Лог (неопубликованные авторские данные), где, однако, более распространен как детритовый, так и ново-

образованный монацит, тогда как алланит не типичен (Yudovskaya et al., 2011). Представляется, что разобщенное проявление алюмосиликатов РЗЭ и алюмофосфатов РЗЭ отражает различные условия их кристаллизации и связано со степенью метаморфизма пород, при этом граница раздела их селективной кристаллизации проходит по изолинии ильменита (пирротина).

Образование водных алюмофосфатов, в т. ч. флоренсита, начинается уже на ранних стадиях диagenеза неконсолидированного осадка в результате разложения органического вещества, а также перекристаллизации глинистых минералов (Rasmussen, 1996). При катагенезе и низкоградном метаморфизме возможен дальнейший рост флоренсита, либо появление низкотемпературных новообразованных фосфатов, в т. ч. образовавшихся за счет дорастания детритовых фаз (Rasmussen et al., 2001; 2007). Решающим фактором для доминирования кристаллизации алюмофосфатов по отношению к фосфатам является наличие подвижного Al в поровом растворе (Rasmussen, 1996). Флоренсит месторождений Ленской провинции характеризуется ярко выраженным мозаичным строением (Palenova et al., 2014), сходные структуры наблюдаются и в алланите исследуемого региона. По-видимому, сходные черты внутреннего строения этих минералов обусловлены подобием динамики их кристаллизации.

Наряду с низкотемпературным метаморфогенным монацитом, на месторождении Сухой Лог описаны каймы метаморфогенного ксенотима вокруг циркона (Yudovskaya et al., 2011). По-видимому, пористый ксенотим в ассоциации с цирконом и силикатом Th (рис. 6в) в изученных образцах михай-

ловской свиты, также как и ксеноморфные пористые зерна монацита в мусковит-хлоритовой массе (рис. 6а), образовались при метаморфизме, хотя установить взаимную последовательность кристаллизации метаморфогенных алланита, монацита и ксенотима не удалось.

Следует отметить, что сходные минеральные ассоциации метаморфогенных концентраторов РЗЭ и Th – не редкость в сланцах, образованных при низкоградном метаморфизме. Метаморфогенные РЗЭ-содержащий эпидот и ксенотим, ассоциирующие с ильменитом, описаны в филлитах Тамторского тектонического окна Восточного Непала, метаморфизованных в условиях альбит-мусковитовой субфации в температурном диапазоне 300–400 °С (Белогуб и др., 2018). Ассоциация аутигенного алланита, монацита и нестехиометричного водосодержащего силиката Th характерна для оксидно-железистых прослоев рудовмещающей толщи Удоканского месторождения меди, метаморфизм которой происходил в условиях альбит-биотитовой субфации (Белогуб и др., 2022).

Кристаллизация и замещение алланита. Алланит кристаллизуется из расплавов, при гидротермальных и метасоматических процессах, а также при метаморфизме (Giere, Sorensen, 2004). Наиболее обычна реакция замещения обломочного или магматического монацита алланитом в условиях зеленосланцевой фации, при этом образование метаморфогенного монацита по алланиту происходит при температуре более 525 °С (Giere, Sorensen, 2004; Kohn, Malloy, 2004). Моделирование диаграмм равновесия алланита и монацита в метапелитах при температурах 525–600 °С показало зависимость устойчивости этих минералов от валового химического состава пород, особенно от содержания CaO и Al₂O₃ (Spear, 2010), автор также не исключает влияния микрокомпонентов, в т. ч. Y, на фазовые равновесия.

Нами обнаружены реликты предположительно обломочного монацита в кристаллах алланита (рис. 5б, ж), однако редкость этих находок позволяет говорить об альтернативном источнике РЗЭ и Th для его формирования, в частности, углеродистом и глинистом веществе, которые выступают сорбентом этих элементов при осадконакоплении и высвобождают их при метаморфической перекристаллизации (Юдович, Кетрис, 1994).

Процессы гидротермального и низкотемпературного, в том числе гипергенного, изменения алланита зависят от степени его гидратации и ме-

тамиктности. Методом ЛА ИСП МС показано относительное уменьшение концентрации Th и ЛРЗЭ и увеличение ТРЗЭ в измененном алланите (Giere, Sorensen, 2004). Наиболее типично замещение гидратированного алланита бастнезитом по реакции (Giere, Sorensen, 2004): алланит + флюид ↔ бастнезит + глинистые минералы + торит.

Менее характерно его замещение фосфатными фазами. В целом, характер замещения алланита карбонатами или фосфатами РЗЭ зависит от активности анионов (CO₃)²⁻, (PO₄)³⁻, F⁻ и катиона Ca²⁺ во флюиде (Giere, Sorensen, 2004). Вероятно, замещение алланита в сланцах михайловской свиты происходило при локальном пересыщении поровых флюидов карбонат- или фосфат-ионом при невысокой концентрации ионов F⁻, что привело к образованию кайм фосфатов и гидроксикарбонатов РЗЭ. Высвобождающийся Th при этом отлагался в виде водосодержащего силиката. По-видимому, при растворении алланита часть РЗЭ могла мигрировать и отлагаться в поздних трещинах и на сульфидах в виде карбонатных просечек и кайм (рис. 6д–е).

Спектры распределения РЗЭ в алланите, монаците, ксенотиме и вторичных карбонатах (рис. 8) демонстрируют относительное обогащение карбонатов La, Ce и, в меньшей степени, Pr. Отношение La*/Nd* (нормализованное относительно C1 хондрита; Балашов, 1976) в алланите составляет 1.87–2.28, тогда как для бастнезита оно равно 2.43–2.52, для анкилита 2.17 (кайма на пирротине) и 4.76 (кайма на алланите), для водного фосфата РЗЭ (рабдофана?) 2.32–2.60. Очевидно, что при замещении алланита карбонатами и фосфатами наблюдается фракционирование РЗЭ, что связано с большей подвижностью ЛРЗЭ. Интересно, однако, что монацит с аналитической суммой 100.77 мас. %, интерпретированный нами как реликт обломочного монацита в алланите, имеет соотношение La*/Nd* 2.44, а новообразованный слабо гидратированный монацит, не связанный с алланитом – 1.87. Последнее можно объяснить метаморфогенной природой слабо гидратированного монацита, для которого источником РЗЭ были углеродистое и глинистое вещество исходного осадка. По-видимому, диапазон 1.87–2.28 для La*/Nd* отношения в алланите можно интерпретировать как результат поступления РЗЭ из разных источников – обломочного монацита и углеродистого и глинистого вещества исходных пород.

Спектры РЗЭ метаосадочных пород михайловской свиты (рис. 8) в своей легкой части повторяют

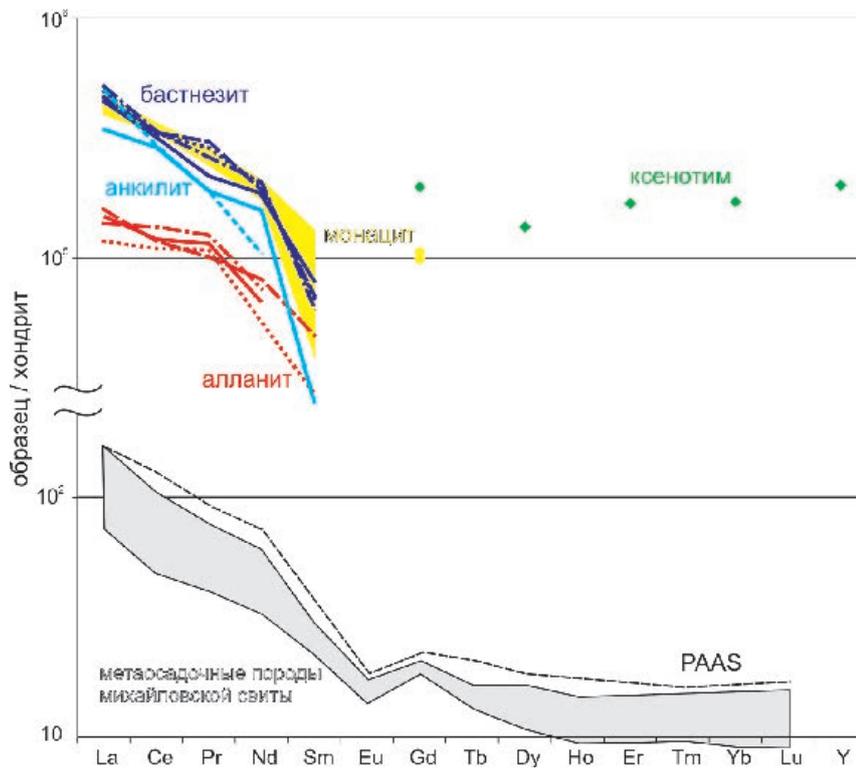


Рис. 8. Спектры распределения РЗЭ в алланите, анкилите, бастнезите, монаците (включая водные фосфаты ЛРЗЭ) и ксенотиме.

Спектры РЗЭ приведены по (Tarasova et al., 2016) для метасадочных пород михайловской свиты и (McLennan, 1989) для пост-архейского австралийского сланца (Post-Archean Australian Shale, PAAS). Для нормирования использованы данные по хондриту из (Балашов, 1976).

Fig. 8. REE patterns of allanite, ankyrite, bastnaesite, monazite (including aqueous LREE phosphates) and xenotime.

The REE patterns are given after (Tarasova et al., 2016) for metasedimentary rocks of the Mikhailovka Formation and (McLennan, 1989) for the Post-Archean Australian Shale (PAAS). The REE contents are chondrite-normalized after (Balashov, 1976).

наклон спектров РЗЭ для вторичных карбонатов и фосфатов, а в тяжелой – возможно, близки спектру ксенотима. Влияние обломочных фаз, прежде всего апатита и циркона, на общий баланс РЗЭ не учитывалось, однако, широкое распространение собственных минералов РЗЭ (рис. 5) свидетельствует об их значимой роли в распределении РЗЭ в породах михайловской свиты.

Перспективы датирования РЗЭ минералов.

Применение алланита в геохронологических исследованиях получило распространение в 2000-х годах (Catlos et al., 2000). U-Th-Pb локальное датирование проводится с помощью методов вторично-ионной SIMS (Catlos et al., 2000) и термально-ионизационной масс-спектрометрии TIMS (Oberli et al., 2004), а также с использованием высокоразрешающего ионного зонда SHRIMP и масс-спектрометрии с лазерной абляцией ЛА ИСП МС (Gregory et al., 2007). Основной проблемой для геохронологии яв-

ляются высокие содержания общего Pb в алланите (Giere, Sorensen, 2004). Однако существуют методы решения этой проблемы: например, при U-Th-Pb датировании алланита методом ЛА ИСП МС для точной корректировки общего Pb используется измеренный изотопный состав Pb в ассоциирующих хлорите и альбите (Cenki-Tok et al., 2013). Не менее важна сохранность алланита.

В изученных образцах степень изменения алланита различна – от практически неизменного до интенсивно замещенного вторичными карбонатами и фосфатами. На возможность его метамиктизации указывают низкие аналитические суммы анализов (табл. 2). Тем не менее, при петрографическом изучении следы разрушения структуры алланита не обнаружены (рис. 4ж-и). Алланит с низкими аналитическими суммами без следов вторичного изменения описан в хлорит-мусковитовом филлите серии Малых Гималаев из восточного Непала (Бело-

губ и др., 2018). Методом дифракции отраженных электронов установлена кристалличность этого алланита без признаков метамиктизации. Вероятно, парное датирование алланита и метаморфогенного монацита позволило бы установить время метаморфизма пород михайловской свиты, при этом представляется возможным и датирование поздних гидротермальных процессов по вторичным карбонатам и водным фосфатам.

Заключение

Алланит в углеродистых сланцах михайловской свиты является типичным метаморфогенным минералом, кристаллизовавшимся в условиях хлорит-мусковитовой субфации зеленосланцевой фации выше изограды ильменита (пирротина) до последнего этапа пластической деформации и складкообразования. Источниками металлов для его образования, по-видимому, были сорбированные на органическом веществе и глинистых минералах РЗЭ и Th, которые высвобождались в процессе метаморфизма, а также детритовый монацит. Значительно более редки находки метаморфогенных монацита и ксенотима. Поздние гидротермально-метасоматические процессы привели к замещению алланита гидроксикарбонатами и водными фосфатами легких РЗЭ, при этом Th связывался в виде водосодержащего силиката.

Авторы искренне благодарны сотрудникам ФГУП ВИМС за предоставленные образцы для исследований и М.А. Юдовской за ценные замечания. Работа выполнена в рамках бюджетной темы ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН № 075-00880-22-00.

Литература

Балашов Ю.А. (1976) Геохимия редкоземельных элементов. Москва, Недра, 267 с.

Белогуб Е.В., Новоселов К.А., Шиловских В.В., Блинов И.А., Паленова Е.Е. (2022) Минералы-концентраты РЗЭ и Th в метапесчаниках Удоканского бассейна (Россия). *Минералогия*, 8(2), 64–83.

Белогуб Е.В., Шиловских В.В., Новоселов К.А. (2018) Минералы-концентраты редкоземельных элементов из филлитов зоны главного центрального надвига в р-не Таморского «окна», Восточный Непал. *Минералогия*, 4(3), 70–81.

Буряк В.А. (1982) Метаморфизм и рудообразование. Москва, Недра, 256 с.

Буряк В.А., Бакулин Ю.И. (1998) Металлогения золота. Владивосток, Дальнаука, 403 с.

Буряк В.А., Хмелевская Н.М. (1997) Сухой Лог – одно из крупнейших золоторудных месторождений мира (генезис, закономерности размещения оруденения, критерии прогнозирования). Владивосток, Дальнаука, 156 с.

Вуд Б.Л., Попов Н.П. (2006) Гигантское месторождение золота Сухой Лог (Сибирь). *Геология и геофизика*, 47(3), 315–341.

Гильберт А.Э., Шацкий В.С., Козьменко О.А. и др. (1988) Геохимические особенности эколлитов некоторых метаморфических комплексов СССР. *Доклады АН СССР*, 302(1), 181–183.

Иванов А.И. (2014) Золото Байкало-Патомы (геология, минерализация, перспективы). Москва, ЦНИГРИ, 215 с.

Иванов А.И., Лифшиц В.И., Перевалов О.В., Страхова Т.М., Яблоновский Б.В., Грайзер М.И., Ильинская Х.Г., Головенко В.К. (1995) Докембрий Патомского нагорья. Москва, Недра, 352 с.

Казакевич Ю.П., Шер С.Д., Жданова Т.П., Стороженько А.А., Кондратенко А.К., Николаева Л.А., Аминов В.Б. (1971). Ленский золотоносный район. Том 2. Москва, Недра, 163 с.

Колонин Г.Р., Моргунев К.Г., Широносова Г.П. (2001) Банк данных констант устойчивости комплексных соединений редкоземельных элементов в широком интервале температур и давлений. *Геология и геофизика*, 42(6), 881–890.

Кряжев С.Г., Устинов В.И., Гриненко В.А. (2009) Особенности флюидного режима формирования золоторудного месторождения Сухой Лог по изотопно-геохимическим данным. *Геохимия*, 10, 1108–1118.

Кучеренко И.В., Гаврилов Р.Ю., Мартыненко В.Г., Верхозин А.В. (2011) Петролого-геохимические черты околорудного метасоматизма в золоторудном месторождении Сухой Лог (Ленский район). Ч. 2. Петрология околорудного метасоматизма. *Известия Томского политехнического университета*, 320(1), 28–37.

Ланда Э.А., Макарьев Л.Б., Былинская Л.В. и др. (2006) Изотопно-геохимические и геохронологические особенности золоторудного месторождения Ходокан (Восточная Сибирь). *Региональная геология и металлогения*, 28, 144–152.

Немеров В.К. (1989) Геохимическая специализация позднедокембрийских черных сланцев Байкало-Патомского нагорья. *Диссертация на соискание степени кандидата геолого-минералогических наук*. Иркутск, ИГГ СО РАН, 144 с.

Онищенко С.А., Сокерина Н.В. (2021) Особенности формирования золоторудного черносланцевого месторождения Голец Высочайший (Бодайбинский рудный район). *Геология рудных месторождений*, 63(2), 154–173.

Рундквист И.К., Бобров В.А., Смирнова Т.Н., Смирнов М.Ю., Данилова М.Ю., Ашулов А.А. (1992)

Этапы формирования Бодайбинского золоторудного района. *Геология рудных месторождений*, **34**(6), 3–15.

Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмлюк В.В., Коваленко В.И., Богомолов Е.С., Котов А.Б. (2011) Изотопная структура и эволюция континентальной коры Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса. *Геотектоника*, **5**, 17–51.

Шепель Е.В., Аюпова Н.Р., Рассомахин М.А., Хворов П.В. (2021) Торий-уран-редкоземельная минерализация Угаханского золоторудного месторождения в углеродистых сланцах, Бодайбинский рудный район (Иркутская обл.). *Минералогия*, **7**(3), 78–93.

Шер С.Д. (1972) Металлогения золота. Москва, Недра, 296 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (1994) Элементы-примеси в черных сланцах. Екатеринбург, УИФ Наука. 304 с.

Ague J.J. (2001) Transport of rare earth elements by fluids during Barrovian-style metamorphism. *XI Goldschmidt Conference Abstracts*. Hot Springs, Virginia, USA.

Bingen B., Demaiffe D., Hertogen J. (1996) Redistribution of rare earth elements, thorium, and uranium over accessory minerals in the course of amphibolite to granulite facies metamorphism: The role of apatite and monazite in orthogneisses from south-western Norway. *Geochimica et Cosmochimica Acta.*, **60**, 1341–1354.

Budyak A.E., Goryachev N.A., Skuzovatov S.Yu. (2016) Geodynamic Background for Large-Scale Mineralization in the Southern Environs of the Siberian Craton in the Proterozoic. *Doklady Earth Sciences*, **470**(2), 1063–1066.

Catlos E.J., Sorensen S.S., Harrison T.M. (2000) Th-Pb ion-microprobe dating of allanite. *American Mineralogist*, **85**, 633–648.

Senki-Tok B., Darling J.R., Rolland Y., Dhume B., Storey C.D. (2013) Direct dating of mid-crustal shear zones with synkinematic allanite: new in situ U-Th-Pb geochronological approaches applied to the Mont Blanc massif. *Terra Nova*, **0**, 1–9. doi: 10.1111/ter.12066

Chugaev A.V., Budyak A.E., Chernyshev I.V., Dubinina E.O., Gareev B.I., Shatagin K.N., Tarasova Yu.I., Goryachev N.A., Skuzovatov S.Yu. (2018) Isotopic (Sm–Nd, Pb–Pb, and $\delta^{34}\text{S}$) and geochemical characteristics of the metasedimentary rocks of the Baikal–Patom Belt (Northern Transbaikalia) and evolution of the sedimentary basin in the Neoproterozoic. *Petrology*, **26**(3), 213–245.

Chugaev A.V., Budyak A.E., Larionova Yu.O., Chernyshev I.V., Travin A.V., Tarasova Yu.I., Gareev B.I., Batalin G.A., Rassokhina I.V., Oleinikova T.I. (2022) ^{40}Ar – ^{39}Ar and Rb–Sr age constraints on the formation of Sukhoi-Log-style orogenic gold deposits of the Bodaibo District (Northern Transbaikalia, Russia). *Ore Geology Reviews*, **144**, 104855.

Distler V.V., Mitrofanov G.L., Nemerov V.K., Kovalenker V.A., Mokhov A.V., Semeikina L.K., Yudovskaya M.A. (1996) Modes of occurrence of the platinum group elements and their origin in the Sukhoi Log

Gold Deposit (Russia). *Geology of Ore Deposits*, **38**(6), 413–428.

Distler V.V., Yudovskaya M.A., Mitrofanov G.L., Prokof'ev V.Y., Lishnevskiy E.N. (2004) Geology, composition and genesis of the Sukhoi Log noble metals deposit, Russia. *Ore Geology Reviews*, **24**, 7–44.

Donskaya T.V. (2020) Assembly of the Siberian Craton: Constraints from Paleoproterozoic granitoids. *Precambrian Research*, **348**, 105869.

Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Hanes J.A., Gladkochub D.P., Okrugin A.V., Kolotilina T., Mekhonoshin A.S., Bleeker W., LeCheminant A.N., Buchan K.L., Chamberlain K.R., Didenko A.N. (2016) Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic. *Nature Geoscience*. DOI: 10.1038/NGEO2700

Gieré R., Sorensen S.S. (2004) Allanite and Other REE-Rich Epidote-Group Minerals. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, **56**, 431–493.

Gregory C.J., Rubatto D., Allen C.M., Williams I.S., Hermann J., Ireland T. (2007) Allanite microgeochronology: a LA-ICP-MS and SHRIMP U-Th-Pb study. *Chemical Geology*, **245**, 162–182.

Hellman P.L., Smith R.E., Henderson P. (1979) The mobility of the rare earth elements: Evidence and implications from selected terranes affected by burial metamorphism. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **71**, 23–44.

Kohn M.J., Malloy A.M. (2004) Formation of monazite via prograde metamorphic reactions among common silicates: implications for age determinations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **68**, 101–113.

Kranidiotis P., MacLean W.H. (1987) Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, **82**, 1898–1911.

Large R.R., Maslennikov V.V., Robert F., Danyushevsky L., Chang Z. (2007). Multistage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the giant Sukhoi Log deposit, Lena Goldfield, Russia. *Economic Geology*, **102**, 1233–1267.

McLennan S.M. (1989) Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. In: Lipin D.R., McKay G.A. (eds.) *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements. Reviews in Mineralogy*, **21**, 169–200.

Meffre S., Large R.R., Scott R., Woodhead J., Chang Z., Gilbert S.E., Danyushevsky L.V., Maslennikov V., Hergt J.M. (2008). Age and pyrite Pb isotopic composition of the giant Sukhoi Log sediment-hosted gold deposit, Russia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **72**, 2377–2391.

Migdisov A., Williams-Jones A.E., Brugger J., Caporuscio F.A. (2016) Hydrothermal transport, deposition, and fractionation of the REE: Experimental data and thermodynamic calculations. *Chemical Geology*, **439**, 13–42.

Muecke G.K., Pride C., Sarkar P. (1979) Rare-earth element geochemistry of regional metamorphic rocks. Origin

and distribution of the elements / Ed. L.H. Ahrens. Pergamon Press, 449–464.

Neymark L.A., Holm-Denoma C.S., Larin A.M., Moscatti R.J., Plotkina Yu.V. (2021) LA-ICPMS U-Pb dating reveals cassiterite inheritance in the Yazov granite, Eastern Siberia: Implications for tin mineralization. *Mineralium Deposita*, 56, 1177–1194.

Oberli F., Meier M., Berger A., Rosenberg C., Gieré R. (2004) U-Th-Pb and ²³⁰Th/²³⁸U disequilibrium isotope systematics: precise accessory mineral chronology and melt evolution tracing in the Alpine Bergell intrusion. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68, 2543–2560.

Palenova E.E., Belogub E.V., Lebedeva S.M., Shtenberg M.B., Mironov A.B., Khvorov P.V. (2014) Florencite from gold bearing black shale from Lena gold province, Eastern Siberia, Russia. *XXI Meeting of the International Mineralogical Association IMA-2014*. Johannesburg, 344.

Palenova E.E., Yudovskaya M.A., Frei D., Rodionov N.V. (2019) Detrital zircon U–Pb ages of Paleo- to Neoproterozoic black shales of the Baikal-Patom Highlands in Siberia with implications to timing of metamorphism and gold mineralization. *Journal of Asian Earth Sciences*, 174, 37–58.

Piilonen P.C., Rowe R., Poirier G., Grice J.D., McDonald A.M. (2014) Discreditation of Thorogummite. *The Canadian Mineralogist*, 52, 769–774.

Powerman V., Shatsillo A., Chumakov N., Kapitonov I., Hourigan J. (2015). Interaction between the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) and the Siberian craton as recorded by detrital zircon suites from Transbaikalia. *Precambrian Research*, 267, 39–71.

Prokofiev V.Yu., Safonov Y.G., Lüders V., Borovikov A.A., Kotov A.A., Zlobina T.M., Murashov K.Yu., Yudovskaya M.A., Selektor S.L. (2019) The sources of mineralizing fluids of orogenic gold deposits of the Baikal-Patom and Muya areas, Siberia: Constraints from the C and N stable isotope compositions of fluid inclusions. *Ore Geology Reviews*, 111, 102988.

Rasmussen B. (1996) Early-diagenetic REE-phosphate minerals (florencite, gorceixite, crandallite, and xenotime) in marine sandstones: a major sink for oceanic phosphorus. *American Journal of Science*, 296, 601–632.

Rasmussen B., Fletcher I.R., McNaughton N.J. (2001) Dating low-grade metamorphic events by SHRIMP U-Pb analysis of monazite in shales. *Geology*, 29, 963–966.

Rasmussen B., Fletcher I.R., Muhling J.R. (2007) In situ U-Pb dating and element mapping of three generations of monazite: Unravelling cryptic tectonothermal events in low-grade terranes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71, 670–690.

Skuzovatov S.Yu., Wang K.L., Shatsky V.S., Buslov M.M. (2016) Geochemistry, zircon U–Pb age and Hf isotopes of the North Muya block granitoids (Central Asian Orogenic Belt): Constraints on petrogenesis and geodynamic

significance of felsic magmatism. *Precambrian Research*, 280, 14–30.

Spear F.S. (2010) Monazite–allanite phase relations in metapelites. *Chemical Geology*, 279, 55–62.

Tarasova Yu.I., Sotskaya O.T., Skuzovatov S.Yu., Vanin V.A., Kulikova Z.I., Budyak A.E. (2016) Mineralogical and geochemical evidence for multi-stage formation of the Chertovo Koryto deposit. *Geodynamics & Tectonophysics*, 7(4), 663–677.

Yudovskaya M.A., Distler V.V., Prokofiev V.Yu., Akinfiev N.N. (2016) Gold mineralisation and orogenic metamorphism in the Lena province of Siberia as assessed from Chertovo Koryto and Sukhoi Log deposits. *Geoscience Frontiers*, 7(3), 453–481.

Yudovskaya M.A., Distler V.V., Rodionov N.V., Mokhov A.V., Antonov A.V., Sergeev S.A. (2011) Relationship between metamorphism and ore formation at the Sukhoi Log gold deposit hosted in black slates from the data of U-Th-Pb isotopic SHRIMP-dating of accessory minerals. *Geology of Ore Deposits*, 53, 27–57.

References

Ague J.J. (2001) Transport of rare earth elements by fluids during Barrovian-style metamorphism. XI *Goldschmidt Conference Abstracts*. Hot Springs, Virginia, USA.

Balashov Yu.A. (1976) [REE geochemistry]. Moscow, Nedra, 267 p.

Belogub E.V., Novoselov K.A., Shilovskikh V.V., Blinov I.A., Palenova E.E. (2022) [REE and Th minerals in the metasandstones of the Udokan basin (Russia)]. *Mineralogiya [Mineralogy]*, 8(2), 64–83. (in Russian)

Belogub E.V., Shilovskikh V.V., Novoselov K.A. (2018) [REE minerals of phyllites of the Main Central Thrust of the Tamor Window area, Eastern Nepal]. *Mineralogiya [Mineralogy]*, 4(3), 70–81. (in Russian)

Bingen B., Demaiffe D., Hertogen J. (1996) Redistribution of rare earth elements, thorium, and uranium over accessory minerals in the course of amphibolite to granulite facies metamorphism: The role of apatite and monazite in orthogneisses from south-western Norway. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, 1341–1354.

Budyak A.E., Goryachev N.A., Skuzovatov S.Yu. (2016) Geodynamic Background for Large-Scale Mineralization in the Southern Environs of the Siberian Craton in the Proterozoic. *Doklady Earth Sciences*, 470(2), 1063–1066.

Buryak V.A. (1982) [Metamorphism and ore formation]. Moscow, Nauka, 256 p. (in Russian)

Buryak V.A., Bakulin Yu.I. (1998) [Metallogeny of gold]. Vladivostok, *Dal'nauka*, 403 p. (in Russian)

Buryak V.A., Khmelevskaya N.M. (1997) [Sukhoi Log – one of the world's largest gold deposit: genesis, localization of ore, and forecasting criteria]. Vladivostok, *Dal'nauka*, 156 p. (in Russian)

- Catlos E.J., Sorensen S.S., Harrison T.M.** (2000) Th-Pb ion-microprobe dating of allanite. *American Mineralogist*, 85, 633–648.
- Centi-Tok B., Darling J.R., Rolland Y., Dhume B., Storey C.D.** (2013) Direct dating of mid-crustal shear zones with synkinematic allanite: new in situ U-Th-Pb geochronological approaches applied to the Mont Blanc massif. *Terra Nova*, 0, 1–9. doi: 10.1111/ter.12066
- Chugaev A.V., Budyak A.E., Chernyshev I.V., Dubinina E.O., Gareev B.I., Shatagin K.N., Tarasova Yu.I., Goryachev N.A., Skuzovatov S.Yu.** (2018) Isotopic (Sm–Nd, Pb–Pb, and $\delta^{34}\text{S}$) and geochemical characteristics of the metasedimentary rocks of the Baikal–Patom Belt (Northern Transbaikalia) and evolution of the sedimentary basin in the Neoproterozoic. *Petrology*, 26(3), 213–245.
- Chugaev A.V., Budyak A.E., Larionova Yu.O., Chernyshev I.V., Travin A.V., Tarasova Yu.I., Gareev B.I., Batalin G.A., Rassokhina I.V., Oleinikova T.I.** (2022) ^{40}Ar – ^{39}Ar and Rb–Sr age constraints on the formation of Sukhoi-Log-style orogenic gold deposits of the Bodaibo District (Northern Transbaikalia, Russia). *Ore Geology Reviews*, 144, 104855.
- Distler V.V., Mitrofanov G.L., Nemerov V.K., Kovalenker V.A., Mokhov A.V., Semeikina L.K., Yudovskaya M.A.** (1996) Modes of occurrence of the platinum group elements and their origin in the Sukhoi Log gold deposit (Russia). *Geology of Ore Deposits*, 38(6), 413–428.
- Distler V.V., Yudovskaya M.A., Mitrofanov G.L., Prokof'ev V.Y., Lishnevskiy E.N.** (2004) Geology, composition and genesis of the Sukhoi Log noble metals deposit, Russia. *Ore Geology Reviews*, 24, 7–44.
- Donskaya T.V.** (2020) Assembly of the Siberian Craton: Constraints from Paleoproterozoic granitoids. *Precambrian Research*, 348, 105869.
- Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Hanes J.A., Gladkochub D.P., Okrugin A.V., Kolotilina T., Mekhonoshin A.S., Bleeker W., LeCheminant A.N., Buchan K.L., Chamberlain K.R., Didenko A.N.** (2016) Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic. *Nature Geoscience*. DOI: 10.1038/NGEO2700
- Gieré R., Sorensen S.S.** (2004) Allanite and other REE-rich epidote-group minerals. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 56, 431–493.
- Gilbert A.E., Shatsky V.S., Kozmenko O.A. et al.** (1988) [Geochemical features of eclogite from several USSR metamorphic complexes]. *Doklady AN SSSR [Doklady of Academy of Sciences of the USSR]*, 302(1), 181–183. (in Russian)
- Gregory C.J., Rubatto D., Allen C.M., Williams I.S., Hermann J., Ireland T.** (2007) Allanite microgeochronology: a LA-ICP-MS and SHRIMP U-Th-Pb study. *Chemical Geology*, 245, 162–182.
- Hellman P.L., Smith R.E., Henderson P.** (1979) The mobility of the rare earth elements: Evidence and implications from selected terranes affected by burial metamorphism. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 71, 23–44.
- Ivanov A.I.** (2014). [Gold of Baikal-Patom (geology, mineralization, perspectives)]. Moscow, TSNIGRI, 215 p. (in Russian)
- Ivanov A.I., Lifshits V.I., Perevalov T.M., Strakhova T.M., Yablonovsky B.V., Graizer M.I., Il'inskaya H.G., Golovenok V.K.** (1995). [Precambrian of the Patom Highlands]. Moscow, Nedra, 262 p. (in Russian)
- Kazakevich Yu.P., Sher S.D., Zdanova T.P., Storozhenko A.A., Kondratenko A.K., Nikolaeva L.A., Aminev V.B.** (1971). [Lena gold-bearing region]. Volume 2. Moscow, Nedra, 163 p. (in Russian)
- Kohn M.J., Malloy A.M.** (2004) Formation of monazite via prograde metamorphic reactions among common silicates: implications for age determinations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68, 101–113.
- Kolonin G.R., Morgunov K.G., Shironosova G.P.** (2001) [Databank of chemoresistance coefficients of REE complex compound at the different PT]. *Geologiya i geofizika [Geology and Geophysics]*, 42(6), 881–890. (in Russian)
- Kranidiotis P., MacLean W.H.** (1987) Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, 82, 1898–1911.
- Kryazhev S.G., Ustinov V.I., Grinenko V.A.** (2009) Fluid regime at the Sukhoi Log gold deposit: isotopic evidence. *Geochemistry International*, 47, 1041–1049.
- Kucherenko I.V., Gavrillov R.Yu., Martunenko V.G., Verchozin A.V.** (2011). [Petrological-geochemical features of wallrock metasomatism in the Sukhoi Log gold deposit (Lena Region). Part 2. In: Petrology of wallrock metasomatism]. *Izvestiya Tomskogo politehnicheskogo universiteta [Proceedings of Tomsk Technical University]*, 320, 28–37. (in Russian)
- Landa E.A., Makar'ev L.B., Bylinskaya L.V.** (2006) [Isotope geochemistry and geochronology of the Khodokan gold deposit, East Siberia]. *Regional'naya geologiya i metallogeniya [Regional Geology and Metallogeny]*, 28, 144–152. (in Russian)
- Large R.R., Maslennikov V.V., Robert F., Danyushevsky L., Chang Z.** (2007). Multistage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the giant Sukhoi Log deposit, Lena Goldfield, Russia. *Economic Geology*, 102, 1233–1267.
- McLennan S.M.** (1989) Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes / In: Lipin D.R., McKay G.A (eds.) *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements. Reviews in Mineralogy*, 21, 169–200.
- Meffre S., Large R.R., Scott R., Woodhead J., Chang Z., Gilbert S.E., Danyushevsky L.V., Maslennikov V., Hergt J.M.** (2008). Age and pyrite Pb isotopic composition of the giant Sukhoi Log sediment-hosted gold deposit, Russia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72, 2377–2391.
- Migdisov A., Williams-Jones A.E., Brugger J., Caporuscio F.A.** (2016) Hydrothermal transport,

deposition, and fractionation of the REE: Experimental data and thermodynamic calculations. *Chemical Geology*, 439, 13–42.

Muecke G.K., Pride C., Sarkar P. (1979) Rare-earth element geochemistry of regional metamorphic rocks. Origin and distribution of the elements / Ed. L.H. Ahrens. Pergamon Press, 449–464.

Nemerov V.K. (1989) [Geochemical specialization of the Late Precambrian black shales of the Baikal-Patom Highlands]. Dissertatsiya na soiskanie stepeni kandidata geologo-mineralogicheskikh nauk [*Dissertation of Candidate of Geological-Mineralogical Sciences*]. Irkutsk, 144 p. (in Russian)

Neymark L.A., Holm-Denoma C.S., Larin A.M., Moscati R.J., Plotkina Yu.V. (2021) LA-ICPMS U-Pb dating reveals cassiterite inheritance in the Yazov granite, Eastern Siberia: Implications for tin mineralization. *Mineralium Deposita*, 56, 1177–1194.

Oberli F., Meier M., Berger A., Rosenberg C., Gieré R. (2004) U-Th-Pb and ²³⁰Th/²³⁸U disequilibrium isotope systematics: precise accessory mineral chronology and melt evolution tracing in the Alpine Bergell intrusion. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68, 2543–2560.

Onishchenko S.A., Sokerina N.V. (2021) Features of the formation of the Golets Vysoschaishii gold-ore black-shale deposit (Bodaibo ore district). *Geology of Ore Deposits*, 63, 138–155.

Palenova E.E., Belogub E.V., Lebedeva S.M., Shtenberg M.B., Mironov A.B., Khvorov P.V. (2014) Florencite from gold bearing black shale from Lena gold province, Eastern Siberia, Russia. *XXI Meeting of the International Mineralogical Association IMA-2014*. Johannesburg, 344.

Palenova E.E., Yudovskaya M.A., Frei D., Rodionov N.V. (2019) Detrital zircon U–Pb ages of Paleo- to Neoproterozoic black shales of the Baikal-Patom Highlands in Siberia with implications to timing of metamorphism and gold mineralization. *Journal of Asian Earth Sciences*, 174, 37–58.

Piilonen P.C., Rowe R., Poirier G., Grice J.D., McDonald A.M. (2014) Discreditation of Thorogummite. *The Canadian Mineralogist*, 52, 769–774.

Powerman V., Shatsillo A., Chumakov N., Kapitonov I., Hourigan J. (2015). Interaction between the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) and the Siberian craton as recorded by detrital zircon suites from Transbaikalia. *Precambrian Research*, 267, 39–71.

Prokofiev V.Yu., Safonov Y.G., Lüders V., Borovikov A.A., Kotov A.A., Zlobina T.M., Murashov K.Yu., Yudovskaya M.A., Selektor S.L. (2019) The sources of mineralizing fluids of orogenic gold deposits of the Baikal-Patom and Muya areas, Siberia: Constraints from the C and N stable isotope compositions of fluid inclusions. *Ore Geology Reviews*, 111, 102988.

Rasmussen B. (1996) Early-diagenetic REE-phosphate minerals (florencite, gorceixite, crandallite, and xenotime) in marine sandstones: a major sink for oceanic phosphorus. *American Journal of Science*, 296, 601–632.

Rasmussen B., Fletcher I.R., McNaughton N.J. (2001) Dating low-grade metamorphic events by SHRIMP U-Pb analysis of monazite in shales. *Geology*, 29, 963–966.

Rasmussen B., Fletcher I.R., Muhling J.R. (2007) In situ U-Pb dating and element mapping of three generations of monazite: Unravelling cryptic tectonothermal events in low-grade terranes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71, 670–690.

Rundqvist I.K., Bobrov V.A., Smirnova T.N., Smirnov M.Y., Danilova M.Y., Ascheulov A.A. (1992) [Stages of formation of the Bodaibo Ore District]. *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy [Geology of Ore Deposits]*, 34, 3–15. (in Russian)

Rytsk Y.Y., Kovach V.P., Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Bogomolov E.S., Kotov A.B. (2011) Isotopic structure and evolution of the continental crust in the East Transbaikalian segment of the Central Asian Fold belt. *Geotectonics*, 45, 349–377.

Shepel E.V., Ayupova N.R., Rassomakhin M.A., Khvorov P.V. (2021) Thorium, uranium and rare earth mineralization in rocks of the Ugakhan gold deposit, Bodaibo ore region. *Mineralogiya [Mineralogy]*, 7(3), 78–93. (in Russian)

Sher S.D. (1972) [Metallogeny of gold]. Moscow, Nedra, 296 p. (in Russian)

Skuzovatov S.Yu., Wang K.L., Shatsky V.S., Buslov M.M. (2016) Geochemistry, zircon U–Pb age and Hf isotopes of the North Muya block granitoids (Central Asian Orogenic Belt): Constraints on petrogenesis and geodynamic significance of felsic magmatism. *Precambrian Research*, 280, 14–30.

Spear F.S. (2010) Monazite–allanite phase relations in metapelites. *Chemical Geology*, 279, 55–62.

Tarasova Yu.I., Sotskaya O.T., Skuzovatov S.Yu., Vanin V.A., Kulikova Z.I., Budyak A.E. (2016) Mineralogical and geochemical evidence for multi-stage formation of the Chertovo Koryto deposit. *Geodynamics & Tectonophysics*, 7(4), 663–677.

Yudovich Y.E., Ketris M.P. (1994) [Trace elements in black shales]. Yekaterinburg, UIF Nauka, 303 p. (in Russian)

Yudovskaya M.A., Distler V.V., Prokofiev V.Yu., Akinfiev N.N. (2016) Gold mineralisation and orogenic metamorphism in the Lena province of Siberia as assessed from Chertovo Koryto and Sukhoi Log deposits. *Geoscience Frontiers*, 7(3), 453–481.

Yudovskaya M.A., Distler V.V., Rodionov N.V., Mokhov A.V., Antonov A.V., Sergeev S.A. (2011) Relationship between metamorphism and ore formation at the Sukhoi Log gold deposit hosted in black slates from the data of U-Th-Pb isotopic SHRIMP-dating of accessory minerals. *Geology of Ore Deposits*, 53, 27–57.

Wood B.L., Popov N.P. (2006) [The giant Sukhoi Log gold deposit]. *Geologiya i geofizika [Geology and Geophysics]*, 47, 315–341. (in Russian)

УДК: 549+235.47

DOI: 10.35597/2313-545X-2022-8-3-4

**ДЖОНАССОНИТ ИЗ БЕЛОГОРСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ
(СИХОТЭ-АЛИНЬ)****Е.В. Перевозникова, В.Т. Казаченко, П.П. Сафронов***Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр. 100-летия Владивостока 159,
г. Владивосток, 690022 Россия; elenavalper@yandex.ru*

Статья поступила в редакцию 22.12.2021 г., принята к печати 29.07.2022 г.

JONASSONITE FROM THE BELOGORSKOE IRON DEPOSIT (SIKHOTE-ALIN)**E.V. Perevznikova, V.T. Kazachenko, P.P. Safronov***Far East Geological Institute FEB RAS, pr. 100-letiya Vladivostoka 159, Vladivostok, 690022 Russia;
elenavalper@yandex.ru*

Received 22.12.2021, accepted 29.07.2022

Аннотация. В статье охарактеризован редкий золото-висмутовый сульфид джонассонит из Белогорского железорудного месторождения (Сихотэ-Алинь), залежи которого сложены металлоносными осадками, преобразованными в результате контактового метаморфизма ($T \sim 550$ °C, $P_{\text{лит}} \sim 1.5$ кбар) и поздних гидротермальных процессов (T 350–415 и 271 °C или несколько ниже). Джонассонит встречается в составе продуктов гидротермального изменения метаморфической бустамит-андрадитовой (с небольшим количеством Mn-содержащего геденбергита, шеелита, лёллингита и барита) породы, сложенных кальцитом, флюоритом, самородным висмутом, висмутином, жозеитом А, неназванным соединением AgBiS_2 , козалитом, Mo-содержащим шеелитом, повеллитом, молибденитом и другими минералами. Джонассонит сростается с ксеноморфными агрегатами кальцита в андрадите и образует отдельные зерна с сечениями ($\sim 5 \times 7$ мкм), близкими к эллипсу. Джонассонит содержит до 2.29 мас. % Те, скорее всего, изоморфно замещающего S. Он образовался при температуре, не превышавшей 271 °C, в процессе гидротермального изменения метаморфических минеральных ассоциаций.

Ключевые слова: джонассонит, висмутовая минерализация, магнетитовое месторождение, Таухинский террейн, Сихотэ-Алинь.

Abstract. The paper describes a rare Au–Bi sulfide (jonassonite) from the Belogorskoe iron deposit (Sikhote-Alin), the ore bodies of which are composed of metalliferous sediments that underwent contact metamorphism ($T \sim 550$ °C, $P_{\text{lithostatic}} \sim 1.5$ kbar) and late hydrothermal processes (T 350–415 and 271 °C or slightly lower). Jonassonite is found in products of hydrothermal alteration of metamorphic bustamite-andradite (with a low amount of Mn-bearing hedenbergite, scheelite, lollingite and baryte) rocks composed of calcite, fluorite, native bismuth, bismuthinite, joseite A, an unnamed AgBiS_2 phase, cosalite, Mo-bearing scheelite, povellite-molybdenite and other minerals. Jonassonite is intergrown with anhedral calcite aggregates in andradite and forms grains with sections ($\sim 5 \times 7$ μm) close to ellipsoid shape. The mineral contains up to 2.29 wt. % Te, which most likely isomorphically substitutes S. Jonassonite formed at a temperature not exceeding 271 °C during hydrothermal alteration of metamorphic mineral assemblages.

Keywords: jonassonite, Bi mineralization, magnetite deposit, Taukha Terrane, Sikhote-Alin.

Для цитирования: Перевозникова Е.В., Казаченко В.Т., Сафронов П.П. Джонассонит из Белогорского железорудного месторождения (Сихотэ-Алинь). *Минералогия*, **8**(3), 67–78. DOI: 10.35597/2313-545X-2022-8-3-4

For citation: Perevznikova E.V., Kazachenko V.T., Safronov P.P. Jonassonite from the Belogorskoe iron deposit (Sikhote-Alin). *Mineralogy*, **8**(3), 67–78. DOI: 10.35597/2313-545X-2022-8-3-4.

Введение

Джонассонит вместе с другими минералами висмута и благородных металлов впервые обнаружен в залежах Белогорского магнетитового месторождения на юге Сихотэ-Алиня (рис. 1). Краткие сведения о джонассоните приведены в предыдущей публикации авторов, посвященной висмутовой минерализации Белогорского месторождения (Казаченко, Перевозникова, 2022). В данной статье подробно охарактеризованы химический состав, ассоциации и происхождение редкого сульфида Bi и Au .

Ассоциации минералов золота и висмута привлекают значительное внимание, т. к. важны для понимания процессов ремобилизации и осаждения золота при формировании месторождений (Spooner, 1993; Marcoux et al., 1996; Meinert, 2000). Они найдены в золоторудных плутоногенных (McCoу, 2000) и эпитермальных порфировых (Cook, Ciobanu, 2004) месторождениях, современных океанических залежах сульфидов (Törmänen, Koski, 2005), железорудных (Ciobanu et al., 2003) и золоторудных (Cepedal et al., 2006 и др.) скарнах, золоторудных месторождениях зеленокаменных поясов (Oberthür, Weiser, 2008 и др.) и в других геологических образованиях. Ключевыми минералами в таких ассоциациях являются общие соединения этих элементов – джонассонит AuBi_5S_4 и мальдонит Au_2Bi (Ciobanu et al., 2010). Изучение взаимоотношений между золотосодержащими и висмутовыми минералами, текстурных и структурных особенностей руд, фазовых равновесий в природных образцах для системы Au-Bi-Te-S , а также распределения элементов между сосуществующими висмут- и золотосодержащими фазами могут быть использованы для создания генетических моделей золоторудных месторождений (Ciobanu et al., 2010).

Впервые минерал с химическим составом, почти точно соответствующим теоретическому составу джонассонита, обнаружен на золоторудном месторождении Цугахира (*Tsugahira*) в юго-западной Японии (Hamasaki et al., 1986). Его характеристика была недостаточно полной для утверждения нового минерала из-за малых размеров зерна и отсутствия результатов структурных исследований. В последующие годы было описано более десятка находок сходного по составу минерала Au , Bi и S (Некрасов и др., 1988; Павлова, Котельников, 1988; Lehrberger et al., 1990; Jouhari et al., 1999; Stegman, 2000, 2001; Oudin et al., 1988; Dobosi, Nagy, 1989), в том числе – составы с существенным содержани-

ем Pb . Однако из-за малых размеров зерен и сложных сростаний с другими рудными минералами они тоже не были в должной мере охарактеризованы. Гораздо более крупные зерна подобной фазы сечением до 500×150 мкм, содержащие включения самородного висмута, икунолита и висмутина, были обнаружены позднее в рудах месторождения Нагибёрцёни (*Nagybörzsöny*) в Венгрии. Их изучение позволило (Paar et al., 2006) утвердить новый минеральный вид джонассонит с формулой AuBi_5S_4 . После этого джонассонит был обнаружен на золоторудном месторождении Мальдон в Австралии, в основной медной жиле рудного района Хайис в Румынии (Ciobanu et al., 2006), золотодобывающем руднике Вайсрой (*Viceroy*) в Зимбабве (Oberthür, Weiser, 2008) и в некоторых других проявлениях. В России джонассонит известен в золотосодержащих рудах Якутии (описан в качестве неназванного минерала) (Некрасов и др., 1988), Восточного Забайкалья (месторождение Дарасун) (Кривицкая и др., 2008) и Центрально-Колымского региона Северо-Востока России (Альшевский, 2009).

Региональная позиция, геологическое строение и генетические особенности месторождения

Белогорское месторождение расположено в Ольгинском рудном районе Таухинского террейна (рис. 1). На площади района распространены позднемеловые-палеогеновые вулканогенные образования и гранитоиды Восточно-Сихотэ-Алинского интрузивно-вулканогенного пояса, среди которых в виде останцов, тектонических блоков и «эрозийных окон» обнажаются палеозойские (девон-карбон), триасовые, юрские и раннемеловые осадочные породы. Восточная и северо-восточная части Ольгинского района сложены гранитоидами Владимирского батолита, возраст которых составляет 67.9 млн лет (Сахно и др., 2010) или 64–71 млн лет (Jahn et al., 2015). Осадочные породы присутствуют в виде крупных блоков рифогенных известняков, дислоцированных кремнистых и кремнисто-глинистых пород с возрастным интервалом от позднего девона до позднего карбона (Кемкин, 2003) и фрагментов триасовой кремневой формации, заключенных в терригенном матриксе меланжевого комплекса позднеюрской-раннемеловой аккреционной призм. В совокупности они образуют прерывистую полосу шириной 4–9 км, протягивающуюся в северо-восточном направлении через всю площадь. Осадочные породы смяты

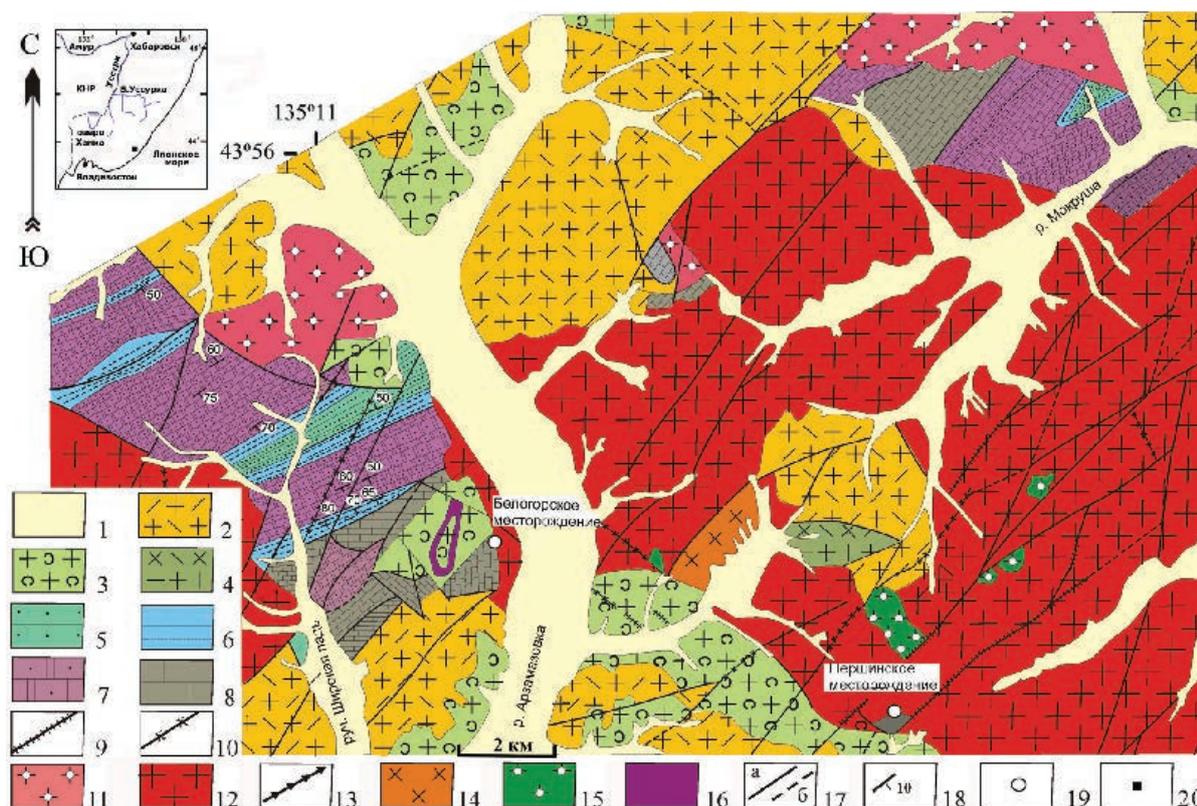


Рис. 1. Схема геологического строения фрагмента Ольгинского рудного района, по (Геологическое..., 1981ф) с изменениями и дополнениями.

1 – четвертичные отложения; 2 – палеоцен, богопольский вулканический комплекс, риолиты, риодациты и их туфы; 3, 4 – поздний мел: 3 – приморский вулканический комплекс (турон-сантон), туфы и туфопесчаники риолитов, риодацитов, 4 – синанчинская свита (сеноман), андезиты, андезибазальты и их туфы; 5 – ранний мел (?): песчаниковая толща; 6 – юра (J2–3): алевролиты, туффиты, кремнистые породы, кремнисто-глинистые сланцы, песчаники; 7 – триас (T2–3): терригенно-кремнистая толща; 8 – палеозой (D3–C3), известняки, глинистые сланцы, песчаники; 9–11 – палеоцен, богопольский plutonic complex, дайки диоритов, андезитов, базальтов (9), дайки (10) и экструзии (11) риолитов, риодацитов, гранит-порфиоров; 12 – маастрихт-дат, граниты Владимирского массива; 13–16 – турон-сантон, приморский plutonic complex: 13 – дайки риолитов, аплитов и пегматитов, 14–16 – субвулканические интрузии диоритов (14), габбродиоритов (15), дацитов (16); 17 – разломы установленные (а) и предполагаемые (б); 18 – направление и угол падения геологических границ; 19 – скарново-магнетитовые месторождения; 20 (на врезке) – площадь Белогорского месторождения.

Fig. 1. Schematic geological map of a fragment of the Olginsky ore district, simplified after (Geological..., 1981f).

1 – Quaternary sediments; 2 – Paleocene Bogopolsky volcanic complex, rhyolite, rhyodacite, rhyolitic and rhyodacitic tuff; 3, 4 – Late Cretaceous: 3 – Turonian–Santonian Primorsky volcanic complex, rhyolitic and rhyodacitic tuff and tuffstone, 4 – Cenomanian Sinancha Formation, andesite, basaltic andesite, their tuff; 5 – Early Cretaceous (?), sandstone sequence; 6 – Middle–Upper Jurassic: siltstone, tuffite, chert, siliceous shale, sandstone; 7 – Middle–Upper Triassic: terrigenous-siliceous sequence; 8 – Paleozoic (Upper Devonian–Upper Cretaceous), limestone, shale, sandstone; 9–11 – Paleocene Bogopolsky plutonic complex: dikes of diorite, andesite, basalt (9); dikes (10) and extrusions (11) of rhyolite, dacitic rhyolite, granite porphyry; 12 – granite of the Maastrichtian–Danian Vladimirsky pluton; 13–16 – Turonian–Santonian Primorsky plutonic complex: 13 – dikes of rhyolite, aplite and pegmatite, 14–16 – subvolcanic intrusions of diorite (14), gabbrodiorite (15), dacite (16); 17 – faults: proved (a), inferred (b); 18 – direction and dip angle of geological boundaries; 19 – skarn magnetite deposits; 20 (inset) – the area of the Belogorskoe deposit.

в асимметричные складки северо-восточного простирания, осложненные надвигами и разломами других типов.

Белогорское месторождение приурочено к контакту блока среднекаменноугольных рифоген-

ных известняков (Кемкин, 2003) и Владимирского гранитоидного массива, осложненному субмеридиональным тектоническим нарушением (рис. 2). Месторождение состоит из четырех линзовидных залежей – Маргаритовской, Белогорской,

Благодатной и Скальной. На площади месторождения распространены дайки метабазальтов, а также диоритов, дацитов и риолитов, предположительно, приморского интрузивного комплекса (турон-сантон).

Благодатная, Маргаритовская и Белогорская залежи сложены гранатом, магнетитом, апатитом, Mn-содержащим пироксеном диопсид-геденбергитового ряда, бустамитом, везувианом, амфиболом, кальцитом, кварцем, флюоритом и другими минералами (Казаченко и др., 2011). Залежи имеют неоднородное строение, выраженное в вариациях количественных соотношений главных минералов – андрадита и магнетита, поэтому в залежах различимы блоки гранатовых, магнетит-гранатовых, гранат-магнетитовых и магнетитовых пород (руд) с постепенными переходами друг в друга. С изменением относительного количества граната и магнетита меняются текстурные особенности, степень развития кальцита, флюорита и других минералов, а также взаимоотношения граната и магнетита (Казаченко и др., 2011).

Гранатовая порода массивной текстуры сложена андрадитом. Магнетит-гранатовая порода имеет бурундучную текстуру. Нередко полосы магнетита прерываются и текстура становится ячеистой. Для некоторых участков породы характерно проникновение магнетита в полосы андрадита и, наоборот, в виде многочисленных просечек, ответвляющихся от андрадитовых и магнетитовых полос, а также присутствие маломощных прожилков и зон андрадит-карбонатного состава, пересекающих текстурный узор породы. В таких участках присутствуют многочисленные гнезда крупнокристаллического кальцита, содержащие редкие, иногда очень крупные (до 5 см) кристаллы магнетита и андрадита, а также флюорит, сфалерит и другие минералы, и резко возрастает количество магнетита. Гранат-магнетитовая руда сложена, главным образом, массивным магнетитом, содержащим многочисленные маломощные, различно ориентированные и быстро выклинивающиеся прожилки, просечки и линзообразные зоны андрадит-карбонатного (иногда с флюоритом) состава. От магнетит-гранатовой породы она отличается большим количеством андрадит-карбонатных прожилков. В прожилках, по сравнению с аналогичными образованиями магнетит-гранатовой породы, возрастает роль карбоната, а гранат несет признаки растворения. В гранат-магнетитовых породах значительно возрастает количество карбонатных гнезд.

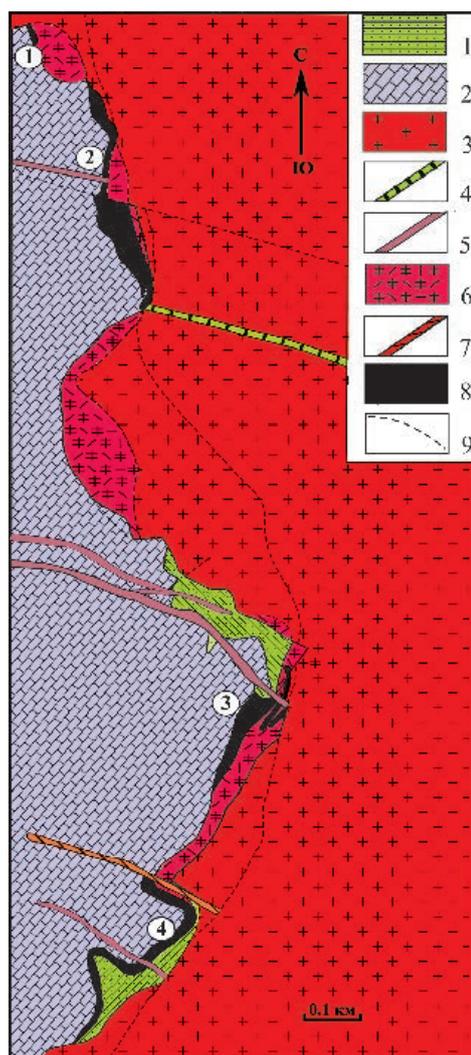


Рис. 2. Схема геологического строения Белогорского месторождения, по (Бурдюгов, 1945ф) с упрощениями.

1 – раннемеловые (?) песчаники; 2 – известняки среднекаменноугольного возраста; 3 – позднемеловые-палеогеновые граниты Владимирского массива; 4–7 – дайки метабазальтов (4), диоритов (5), дацитов (6), риолитов (7); 8 – скарны; 9 – тектонические нарушения. Цифры 1–4 на рисунке – рудные залежи Скальная (1), Благодатная (2), Белогорская (3) и Маргаритовская (4).

Fig. 2. Schematic geological map of the Belogorskoe deposit, simplified after (Burdyugov, 1945f).

1 – Early Cretaceous (?) sandstone; 2 – Middle Carboniferous limestone; 3 – Late Cretaceous–Paleogene granite of the Vladimirsii pluton; 4–7 dikes of metabasalt (4), diorite (5), dacite (6), rhyolite (7); 8 – skarn; 9 – faults. Numbers 1–4 in map – Skal'naya (1), Blagodatnaya (2), Belogorskaya (3), and Margaritovskaya (4) ore bodies.

Магнетитовая руда слагает блоки, состоящие из массивного магнетита с пустотами выщелачивания граната, имеющими форму прожилков, линз или просечек, содержащими реликты этого минера-

ла и полностью или частично заполненными карбонатом (иногда с флюоритом). От гранат-магнетитовой магнетитовая руда отличается меньшей ролью андрадита; она также иногда содержит амфибол, флюорит, сфалерит или родонит. Магнетитовой руде свойственно наибольшее количество карбонатных гнезд и значительное возрастание их размеров (до 1×1 м и более). В карбонатных гнездах присутствуют обособления бесцветного крупнокристаллического флюорита размером до 30×30 см и более, просечки сфалерита мощностью до 1–2 см, приуроченные к плоскостям спайности в карбонате. На отдельных участках многочисленные просечки сфалерита образуют сетчатую текстуру. Вблизи контактов с магнетитовой рудой в карбонатных гнездах присутствуют манганактинолитовые или манганактинолит-родонитовые участки. В родоните иногда встречаются просечки и гнезда молибденита и висмутовых минералов.

Рудные тела обогащены Mn, P, Zn, Cd, Sn, W, Bi, Mo, Ni, Co и благородными металлами (Перевозникова, Казаченко, 2019) и содержат разнообразные минералы Bi, Au, Ag, Pt и Pd. По результатам анализа проб атомно-абсорбционным методом содержания Au, Pt и Pd, достигают 0.91, 1.54 и 2.35 г/т, соответственно.

Рудные залежи Белогорского месторождения представляют собой метаморфизованные и гидротермально измененные богатые Ca силикатно-железистые осадки триасового возраста (Казаченко и др., 2015). Наиболее ранними образованиями Благодатной, Белогорской и Маргаритовской залежей, возникшими в результате контактового метаморфизма в поздне меловое-палеогеновое время при внедрении Владимирского гранитоидного батолита, являются массивные андрадитовые и «бурундучные» магнетит-андрадитовые породы и руды с небольшим количеством марганцовистого пироксена диопсид-геденбергитового ряда, бустамита или везувиана. В качестве аксессуарных они содержат циркон, бадделеит, торианит, торит и минералы ряда ильменит-пирофанит. Присутствуют также рутил, барит, вольфрамит и шеелит. Встречаются члены кобальтин-герсдорфитового изоморфного ряда, леллингит и арсенопирит. Температура контактового метаморфизма залежей Белогорского месторождения приблизительно оценивается в 550°C при литостатическом давлении около 1.5 кбар (Казаченко, 2002).

Андрадитовые и магнетит-андрадитовые породы и руды содержат признаки постмагматических

гидротермальных преобразований. Наиболее ранними и наиболее высокотемпературными продуктами гидротермальных изменений являются манганактинолитовые или манганактинолит-родонитовые участки, образовавшиеся при температуре $350\text{--}415^\circ\text{C}$. Основным результатом гидротермальных изменений являлось замещение андрадита магнетитом с возникновением в наиболее переработанных участках многочисленных существенно карбонатных (с флюоритом и реликтовым андрадитом) прожилков, блоков существенно магнетитового состава и гнезд, сложенных главным образом крупнокристаллическим кальцитом и в меньшей мере флюоритом (Казаченко, 2002). Температура или, возможно, нижний температурный предел образования кальцитовых гнезд, судя по присутствию в них самородного висмута, составляла около 270°C или несколько ниже. Главной особенностью процесса гидротермального преобразования метаморфических пород и руд являлось разложение андрадита, F-содержащих и других ранних минералов и высвобождение Fe, Ca, Si, Mn, Sn (из андрадита), Zn (из пироксена) и некоторых других элементов. Железо и Sn почти полностью фиксировались на месте в виде магнетита и касситерита. Кальций, Mn, Zn и другие элементы (Au, Ag, Bi, Pb, Mo, W) локально мигрировали и отлагались в различных минеральных формах в составе секущих андрадит-кальцитовых (с флюоритом) прожилков и манганактинолит-родонитовых и существенно кальцитовых гнезд (Казаченко и др., 2011). Образование кальцитовых гнезд в составе магнетитовых блоков компенсировало дефицит объема, возникавшего при замещении граната магнетитом, сопровождавшегося выносом Si. Определяющую роль в образовании карбонатных гнезд играли летучие компоненты (O_2 , CO_2 , F_2 и S_2), связывавшие такие элементы, как Ca, Mn, Zn, Bi, Ag, Pb и Mo в карбонатной, фторидной или сульфидной минеральных формах.

Краткая характеристика минералогии висмута Белогорского месторождения

Висмутовая минерализация Белогорского месторождения представлена большой группой эндогенных и экзогенных минералов (Казаченко, Перевозникова, 2022). Эндогенные висмутовые минералы представлены самородным висмутом, висмутином, жозеитом-А, козалитом, гладитом, галенобисмутитом, соединениями Bi_2Te и большой группой неназванных соединений: BiS , (Bi,Ag)

(S,Te), $\text{Bi}_5\text{Te}_2\text{S}_3$, Bi_3S_4 , $(\text{Pb,Ag})\text{BiS}_2$, Bi_6Te , Bi_5Te и Bi_4Te . Широко распространены экзогенные кислородсодержащие минералы Bi: бисмит, бисмутит, бисмоклит, добреит, заварицкит и прайзингерит, заместившие эндогенные висмутовые минералы и слагающие совместно с реликтовым кальцитом мелкие гнезда, или выполняющие микротрещины в андрадите.

Эндогенные висмутовые минералы встречаются во всех залежах Белогорского месторождения в продуктах средне-низкотемпературного гидротермального преобразования ранних ассоциаций. В Белогорской, Благодатной и Маргаритовской залежах в виде мелких выделений они присутствуют в извилистых андрадит-кальцитовых прожилках (с флюоритом и иногда родонитом), пересекающих андрадитовые породы и магнетит-андрадитовые руды. Основное количество висмутовых минералов в залежах представлено скоплениями отдельных относительно крупных (диаметром десятки–сотни микрометров) ксеноморфных зерен и кристаллов или их агрегатов, главным образом, в кальцитовых гнездах (название гнезд здесь и ниже дается по резко преобладающему минералу – кальциту): в кальците и флюорите или на контакте кальцита и флюорита с андрадитом. В кальците и флюорите они встречаются в виде самостоятельных ксеноморфных зерен, кристаллов и сростаний друг с другом, сфалеритом и галенитом или удлиненных участков вдоль плоскостей спайности кальцита и флюорита. Висмутовые минералы наблюдались в виде мелких включений и просечек в родонит-манганактинолитовых агрегатах, тяготеющих к кальцитовым гнездам, а также они слагают ксеноморфные зерна и прожилки в бустамите (рис. 3) или в андрадите (в сростании с кальцитом).

Методы исследований

Отбор проб для аналитических исследований производился штучным методом. Состав минералов проанализирован на рентгеноспектральном микроанализаторе JXA8100 с тремя волновыми спектрометрами и ЭДС INCAx-sight при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе 1×10^{-8} А в Дальневосточном геологическом институте ДВО РАН (ДВГИ ДВО РАН, аналитик Г.Б. Молчанова). При анализах использовался стандарт, поставляемый фирмой Agar, регистрационный номер стандарта 6976. Для обеспечения электропроводимости применялось графитовое напыление. Аншлифы

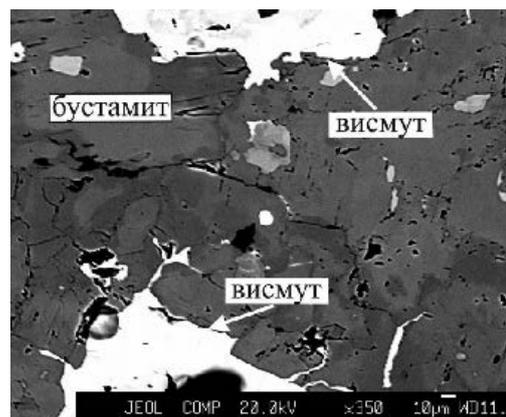


Рис. 3. Ксеноморфные выделения и прожилковидные зоны самородного висмута в неоднородном по составу бустамите Маргаритовской залежи (Казаченко, Перевозникова, 2022).

Fig. 3. Anhedral aggregates and veinlets of native bismuth in bustamite of heterogeneous composition of the Margaritovskaya ore body (Kazachenko, Perevoznikova, 2022).

предварительно тщательно промывались в органических растворителях с использованием ультразвука.

Результаты исследований

Джонассонит обнаружен в Маргаритовской залежи, в образце породы, текстура которой изменяется от массивной до пятнистой, а структура преимущественно гранобластовая грубозернистая. Состав некоторых изученных минералов приведен в таблице 1. Главным минералом является андрадит, но на отдельных участках порода сложена в основном бустамитом или Mn-содержащим геденбергитом. Кроме перечисленных минералов в ней в подчиненном количестве присутствуют магнетит, кальцит и флюорит, а в качестве аксессуарных встречаются шеелит, лёллинит, барит, самородный висмут, висмутин, жозеит-А, соединения $(\text{Pb,Ag})\text{BiS}_2$ и $\text{Pb}_2\text{Sb}_2\text{S}_5$, козалит, Mo-содержащий шеелит, повеллит и молибденит. Встречаются также бисмит и члены заварицкит-добреитового изоморфного ряда. Андрадит, бустамит и Mn-содержащий геденбергит слагают относительно изометричные, иногда слегка удлиненные идиоморфные выделения без признаков коррозии на контактах этих минералов. Андрадит (до 0.34–0.60 мас. % Mn, до 0.47 мас. % Al) и Mn-содержащий геденбергит (3.79–4.55 мас. % Mn) иногда содержат Sn (до 0.57 и 0.56 мас. %, соответственно). Бустамит относится к редкой, богатой кальцием (26.37–

Таблица 1
Table 1

Состав минералов джонассонитсодержащей породы Белогорского железорудного месторождения, мас. %

Composition of minerals of the jonassonite-bearing rock of the Belogorskoe iron deposit, wt. %

№ п/п	Минерал	O	Si	S	Ca	Mn	Fe	Zn	Mo	Ag	Sn	Sb	Te	W	Pb	Bi	Сумма	Формула
1	Бустамит	38.87	23.53	—	26.37	4.66	5.65	—	—	—	—	—	—	—	—	—	99.08	$(\text{Ca}_{0.78}\text{Fe}_{0.12}\text{Mn}_{0.10})_{1.00}\text{Si}_{1.00}\text{O}_{3.00}$
2	Mn-содержащий геденбергит	37.67	22.40	—	16.00	4.55	18.41	—	—	—	0.56	—	—	—	—	—	99.59	$(\text{Ca}_{0.99}\text{Mn}_{0.01})_{1.00}(\text{Fe}_{0.82}\text{Mn}_{0.19}\text{Sn}_{0.01})_{1.02}\text{Si}_{1.98}\text{O}_{6.00}$
3	Кальцит	41.64	—	—	40.68	0.97	0.39	—	—	—	—	—	—	—	—	—	83.68	$(\text{Ca}_{0.97}\text{Mn}_{0.02}\text{Fe}_{0.01})_{1.00}\text{CO}_{3.00}$
4	Mo-содержащий шеелит	23.16	—	—	16.43	—	—	—	14.47	—	—	—	—	45.85	—	—	99.91	$\text{Ca}_{0.99}(\text{W}_{0.65}\text{Mo}_{0.36})_{1.01}\text{O}_{4.00}$
5	Повеллит	28.69	—	—	19.52	—	—	1.96	48.19	—	—	—	—	0.68	—	—	99.04	$\text{Ca}_{0.98}(\text{Mo}_{1.01}\text{W}_{0.01})_{1.02}\text{O}_{4.00}$
6	Молибденит	—	—	37.20	—	—	—	—	62.60	—	—	—	—	—	—	—	99.80	$\text{Mo}_{1.07}\text{S}_{1.93}$
7	Самородный висмут	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	99.34	99.34	—
8	Висмутин	—	—	19.02	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	80.95	99.97	$\text{Bi}_{1.98}\text{S}_{3.02}$
9	Жозеит А	—	—	6.50	—	—	—	—	—	—	—	—	10.99	—	—	82.54	100.03	$\text{Bi}_{4.04}\text{Te}_{0.89}\text{S}_{2.07}$
10	Бисмит	10.09	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	88.71	98.80	$\text{Bi}_2\text{O}_{3.00}$
11	Фаза $(\text{Pb}, \text{Ag})\text{BiS}_2$	—	—	14.90	—	—	—	—	—	8.97	—	—	—	—	21.80	53.57	99.24	$(\text{Ag}_{0.37}\text{Pb}_{0.46}\text{Bi}_{0.83})_{1.13}\text{S}_{2.04}$
12	Фаза $\text{Pb}_2\text{Sb}_2\text{S}_5$	—	—	20.07	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	49.85	—	100.12	$\text{Pb}_{1.95}\text{Sb}_{2.00}\text{S}_{5.05}$
13	Сфалерит	—	—	33.09	—	—	—	66.24	—	—	—	—	—	—	—	—	99.33	$\text{Zn}_{1.01}\text{S}_{0.99}$

Примечание. Формулы минералов рассчитаны на суммы атомов равные: единице – для кальцита и самородного висмута; двум – для бустамита, бисмита, сфалерита, Mo-содержащего шеелита и повеллита; трем – для молибденита; четырем – для Mn-содержащего геденбергита и фазы $(\text{Pb}, \text{Ag})\text{BiS}_2$; пяти – для висмутина; семи – для жозеита-А; восьми – для граната; девяти – для фазы $\text{Pb}_2\text{Sb}_2\text{S}_5$. Прочерк – элемент не обнаружен.

Note. The mineral formulas are recalculated to the sum atoms of one – for calcite, native bismuth; two – for bustamite, bismite, sphalerite, Mo-bearing sheelite, povellite; three – for molybdenite; four – for Mn-bearing hedenbergite and $(\text{Pb}, \text{Ag})\text{BiS}_2$ phase; five – for bismuthinite; seven – for joséite-A; eight – for garnet; and nine – for $\text{Pb}_2\text{Sb}_2\text{S}_5$ phase. Dash – the element is not found.

27.53 мас. %), близкой по составу к волластониту разновидности. Шеелит, лёллинит и барит образуют рассеянные, значительно более мелкие идиоморфные, без признаков коррозии включения в андрадите, бустамите и Mn-содержащем геденбергите (шеелит – главным образом, в Mn-содержащем геденбергите). Лёллинит обогащен Ni (2.59 мас. %) и Co (8.88 мас. %). В шеелите и барите примеси не обнаружены.

Кальцит и флюорит, иногда в сростании друг с другом, слагают гнезда и участки неправильной формы, а также прожилковидные зоны в андрадите, бустамите и Mn-содержащем геденбергите или вдоль контактов этих минералов. Кальцит содержит незначительную примесь Mn (до 0.97 мас. %) и Fe (до 0.39 мас. %). В образце обнаружены многочисленные мельчайшие кристаллы приуроченного к кавернам в андрадите богатого Mn (2.53–7.98 мас. %) магнетита, краевые части которых обогащены Zn (1.12–1.22 мас. %). Акцессорные самородный висмут, висмутин, жозеит-А, соединения $(\text{Pb}, \text{Ag})\text{BiS}_2$ и $\text{Pb}_2\text{Sb}_2\text{S}_5$, козалин, Mo-содержащий шеелит, повеллит и молибденит, встречаются в виде отдельных (редких) ксеноморфных, идиоморфных (или комбинированных) мономинеральных или сложенных соединениями, относящимися к одному изоморфному ряду, выделений в тесной ассоциации с кальцитом и флюоритом, образуя с ними сростания.

Нами обнаружено и изучено три зерна джонассонита. Джонассонит слагает мелкие (~ 5 × 7 мкм) округлые или овальные зерна, местами с угловатыми очертаниями, и сростается с ксеноморфными агрегатами кальцита в андрадите (рис. 4).

Сравнение рельефа джонассонита Белогорского месторождения с рельефом кальцита на контактах этих минералов в аншлифах под микроскопом свидетельствует о том, что

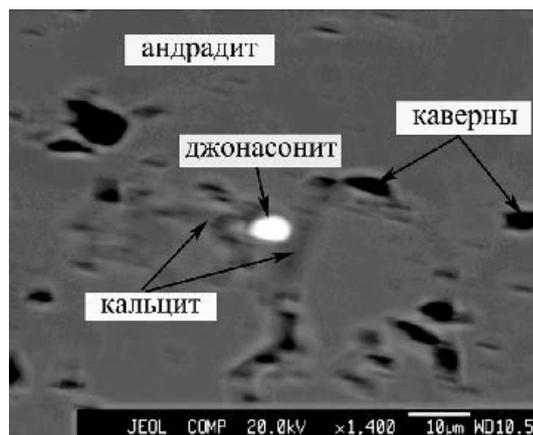


Рис. 4. Джонассонит в сростании с кальцитом в андрадите.

Fig. 4. Jonassonite-calcite intergrowth in andradite.

его твердость, по-видимому, незначительно ниже твердости кальцита. С другой стороны, судя по качеству полировки, она, вероятно, выше твердости козалинта (джонассонит лучше полируется) и, следовательно, можно полагать, что ее значения находятся в интервале от 2.5 до 3 единиц по шкале Мооса. Отражение джонассонита Белогорского месторождения по оценке под микроскопом несколько выше, чем у висмутина, а двуотражение и анизотропия выражены слабее. В отраженном свете джонассонит Белогорского месторождения обладает голубовато-белым (до бледно-серого) цветом, слабым плеохроизмом.

Состав джонассонита Белогорского месторождения изменяется незначительно и удовлетворительно соответствует теоретической формуле (табл. 2). В джонассоните Белогорского месторождения установлены относительно высокие концентрации Те (1.79–2.29 мас. %).

Обсуждение

Образование джонассонита Белогорского месторождения связано со второй (низкотемпературной) стадией гидротермального процесса, продуктами которой являются также магнетит, кальцит, флюорит, сфалерит и акцессорные самородное золото, самородный висмут, висмутин, жозеит-А, козалинт, гладит, галенобисмутит, неназванные соединения BiS, (Bi,Ag)(S,Te), Bi₅Te₂S₃, Bi₃S₄, (Pb,Ag)BiS₂, молибденит и члены ряда шеелит–повеллит. Все перечисленные акцессорные минералы и джонассонит встречаются в основных залежах месторождения в одинаковой геологической обстановке – в андрадит-кальцитовых прожилках с флюоритом, рассекающих андрадитовые и магнетит-андрадитовые породы и руды, и в существенно карбонатных гнездах, в тесных сростаниях с кальцитом или флюоритом. Поэтому совокупность этих минералов, которые не образуют сростаний друг с другом, но нередко наблюдаются рядом в аншлифах и образцах, может быть выделена в качестве самостоятельной минеральной ассоциации, связанной с низкотемпературной стадией гидротермального процесса. По элементному и минеральному составу эта ассоциация обнаруживает значительное сходство с ассоциациями, содержащими джонассонит, из других известных мест обнаружения этого минерала. Джонассонит в природе обычно встречается совместно с соединениями Au, Bi, Te, Pb и S (Paar et al., 2006). Это характерно практически для всех находок этого минерала, включая и Белогорское месторождение. Во многих случаях джонассонит, как и на Белогорском месторождении, сопровождается самородным золотом, козалинтом, самородным висмутом, висмутином и другими минералами, относящимися к системе Bi–Te–S. Реже с ним ассоциируют Bi-содержащие сульфосоли (пекоит, лиллианит, ингодит, и лайтакарит), галенит, клаусталит и

Таблица 2

Состав джонассонита Белогорского железорудного месторождения, мас. %

Table 2

Composition of jonassonite of the Belogorskoe iron deposit, wt. %

№ п/п	Bi	Au	Te	S	Сумма	Формула
1	77.20	12.62	2.29	8.56	100.67	Au _{0.89} Bi _{5.14} (S _{3.72} Te _{0.25}) _{3.97}
2	76.24	13.25	1.79	8.75	100.03	Au _{0.94} Bi _{5.06} (S _{3.80} Te _{0.20}) _{4.00}
3	76.15	12.93	2.11	8.63	99.82	Au _{0.92} Bi _{5.09} (S _{3.76} Te _{0.23}) _{3.99}

Примечание. Формула джонассонита рассчитана на сумма атомов, равную десяти.
Note. The formula of jonassonite is recalculated to the sum of atoms of ten.

промежуточные члены серии PbS–PbSe (Paar et al., 2006).

Ранее было предложено четыре основных механизма образования джонассонита: (1) соосаждение с самородным висмутом и висмутином в условиях, близких к равновесным для висмут-висмутиновой ассоциации (Hamasaki et al., 1986; Dobosi, Nagy, 1989); (2) кристаллизация из богатого Bi эвтектического (или близкого к нему) расплава (Damian et al., 2004; Ciobanu et al., 2010; и др.); (3) замещение ранее образовавшихся мальдонита, самородного золота и самородного висмута в результате воздействия растворов с высокой фугитивностью S (Lehrberger et al., 1990; Jouhari et al., 1999; Кривицкая и др., 2008; и др.); (4) реакция Au-содержащих растворов с сульфотеллуридами (Некрасов и др., 1988).

Ни один из этих механизмов не подходит для объяснения происхождения джонассонита Белогорского месторождения. Соответствующая низкотемпературной гидротермальной стадии минеральная ассоциация, является, главным образом, следствием высвобождения, локального перераспределения и отложения в благоприятных участках в различных минеральных формах ранее присутствовавших в залежах химических элементов как слагавших собственные минералы (Ca, Fe), так и рассеянных в других минералах (Mn, Sn, Zn, Bi, Pb, Ag, Au, Mo и W). Главными осадителями этих элементов в существенно кальцитовых прожилках в магнетитовых рудах и кальцитовых гнездах, судя по минеральному составу, являлись летучие компоненты (O₂, CO₂, F₂ и S₂). Очевидно, что образование джонассонит-кальцитовой ассоциации соответствовало периодам возрастания активности S и CO₂. Согласно (Кривицкая и др., 2008) джонассонит устойчив, если активность сульфидной серы выше ее активности в золото-висмутиновой ассоциации.

Существует ряд противоречивых оценок температуры и давления кристаллизации джонассонита. Одни авторы (Hamasaki et al., 1986; Dobosi, Nagy, 1989), с учетом присутствия совместно с этим минералом турмалина, предполагали высокие значения этих параметров. Напротив, низкая температура около 200 °C (Jouhari et al., 1999) и между 200 и 350 °C при давлении 2–3 кбар (Stegman 2000, 2001) определена в результате изучения флюидных включений. Температура образования джонассонита Белогорского месторождения, в целом, согласуется с данными (Jouhari et al., 1999) и (Stegman, 2000, 2001).

Джонассонит, как следует из литературных данных, обычно встречается в золото-кварцевых жилах, содержащих самородные золото и висмут, теллуриды и сульфотеллуриды Bi, висмутин или сложные сульфиды Pb и Bi относящиеся к поздним стадиям минералообразования. На Белогорском месторождении джонассонит присутствует в продуктах наложенного гидротермального преобразования ранних ассоциаций, которые тоже содержат самородные золото и висмут, сложные сульфиды Ag, Pb и Bi, соединения Mo (как на Дарасунском месторождении) и W, но встречается в иной геологической обстановке. Этот минерал впервые обнаружен в залежах железорудного месторождения, сложенных метаморфизованными и частично регенерированными богатыми Са силикатно-железистыми осадками.

Выводы

Присутствие джонассонита в залежах Белогорского месторождения отражает тесную геохимическую связь Bi и Au в процессах минералообразования. Особенностью эндогенной висмутовой минерализации Белогорского месторождения является локализация джонассонита и других висмутовых минералов в составе продуктов низкотемпературного гидротермального преобразования ранних высокотемпературных ассоциаций, особенно в крупных карбонатных с флюоритом гнездах, заключенных в блоках существенно магнетитовых руд. На Белогорском месторождении джонассонит образовался на конечной стадии гидротермального процесса при невысоких температуре (≤ 271 °C) и литостатическом давлении.

Джонассонит, находки которого обычно связаны с золото-кварцевыми жилами, впервые обнаружен в залежах железорудного месторождения, сложенных метаморфизованными и частично регенерированными богатыми Са силикатно-железистыми осадками. Залежи обогащены благородными металлами и содержат разнообразные минералы Bi, Au, Ag, Pt и Pd. Также, как и в золото-кварцевых жилах, в залежах Белогорского железорудного месторождения наряду с джонассонитом встречаются самородные Au и Bi, теллуриды и сульфотеллуриды Bi, висмутин или сложные сульфиды Ag, Pb, Bi и соединения Mo.

Литература

- Альшевский А.В.** (2009) Геология, особенности вещественного состава, генезис и перспективы золотого оруденения в Утинском узле (Центрально-Колымский регион, Северо-Восток России). *Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук*. Владивосток, 29 с.
- Бурдюгов И.С.** (1941ф) Белогорское и Першинское железорудные месторождения Ольгинского района Приморского края (отчет о геологоразведочных работах в Ольгинском районе Приморского края в 1939–1941 г.г., ВИМС.
- Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Аввакумовки, Ольги и Тимофеевки (1981ф) Отчет Ольгинской партии о результатах геологической съемки и поисков масштаба 1 : 50 000 на листах К-53-7-В (южная часть), Г и геологического доизучения масштаба 1 : 50 000 на листах К-53-7-А, Б, В (северная часть) и К-53-8-А (а, в) за 1977–1981 г.г. (в двух томах). Владивосток.
- Казаченко В.Т.** (2002) Петрология и минералогия гидротермальных марганцевых пород Востока России. Владивосток, Дальнаука, 250 с.
- Казаченко В.Т., Перевозникова Е.В.** (2022) Висмутовая минерализация Белогорского магнетитового месторождения (Сихотэ-Алинь). *Тихоокеанская геология*, **41**(1), 90–109.
- Казаченко В.Т., Лаврик С.Н., Перевозникова Е.В., Скосарева Н.В.** (2015) Габброиды сергеевского и калиновского комплексов Сихотэ-Алиня: геохимия и изотопные отношения самария, неодима, стронция и свинца. *Вестник Кольского научного центра РАН*, **3** (22), 21–39.
- Казаченко В.Т., Перевозникова Е.В., Лаврик С.Н.** (2011) Минералогия и генезис Белогорского скарново-магнетитового месторождения (Приморье). *Тихоокеанская геология*, **30**(6), 67–83.
- Кемкин И.В.** (2003) Аккреционные призмы Сихотэ-Алиня и основные события геологической эволюции Япономорского региона в мезозое. *Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук*. Владивосток, 52 с.
- Кривицкая Н.Н., Брызгалов И.А., Спиридонов Э.М.** (2008) Джонасонит $AuBi_5S_4$ – первая находка в Забайкалье. *Доклады Академии наук*, **420**(3), 368–371.
- Некрасов И.Я., Яковлев Я.В., Соловьев Л.И., Лескова Н.В.** (1988) Первая находка золото-висмутового сульфида. *Доклады Академии наук СССР*, **299**(2), 438–441.
- Павлова З.Н., Котельников П.Е.** (1988) Формы нахождения серебра, висмута, теллура, селена, кобальта и сурьмы в медно-золоторудном месторождении Казахстана. *Известия Академии Наук Казахской ССР. Серия геологическая*, **2**, 13–23.
- Перевозникова Е.В., Казаченко В.Т.** (2019) Минералогия золота, серебра, платины и палладия в залежах Белогорского железорудного месторождения (Приморье). *Вестник Воронежского государственного университета. Серия геология*, **3**, 64–73.
- Сахно В.Г., Ростовский Ф.И., Аленичева А.А.** (2010) U-Pb изотопное датирование магматических комплексов Милоградовского золото-серебряного месторождения (Южное Приморье). *Доклады Академии наук*, **433**(2), 219–226.
- Cepedal A., Fuertes-Fuente M., Martin-Izard A., Gonzalez-Nistal S., Rodriguez-Pevida L.** (2006) Tellurides, selenides and Bi-mineral assemblages from the Rio Narcea Gold Belt, Asturias, Spain: genetic implications in Cu–Au and Au skarns. *Mineralogy and Petrology*, (87), 277–304.
- Ciobanu C.L., Birch W.D., Cook N.J., Pring A., Grundler P.V.** (2010) Petrogenetic significance of Au–Bi–Te–S associations: The example of Maldon, Central Victorian gold province, Australia. *Lithos*, (116), 1–17.
- Ciobanu C.L., Cook N.J., Bogdanov K., Kiss O., Vučković B.** (2003) Gold enrichment in deposits of the Banatitic magmatic and metallogenic belt. In: *Mineral Exploration and Sustainable Development*. Millpress, Rotterdam, 1153–1156.
- Ciobanu C.L., Cook N.J., Damian G.** (2006) Gold scavenged by bismuth melts: example from Alpine shear remobilizates in the Highis massif, Romania. *Mineralogy and Petrology*, (87), 351–384.
- Cook N.J., Ciobanu C.L.** (2004) Bismuth tellurides and sulphosalts from the Larga hydrothermal system, Metaliferi Mts., Romania: paragenesis and genetic significance. *Mineralogical Magazine*, (68), 301–321.
- Damian F., Ciobanu C., Cook N., Damian G.** (2004) A new occurrence of $AuBi_5S_4$ in shear remobilizates from Highis, Romania: compositions, association and implications. *Abstracts of the 32nd Session of IGC (Florence)*, (1), p. 273.
- Dobosi G., Nagy B.** (1989) The occurrence of an Au–Bi sulphide in the Nagyörzsöny hydrothermal ore deposit, Northern Hungary. *Neues Jahrbuch für mineralogie, Monatshefte*, (1), 8–14.
- Hamasaki S., Murao S., Hoshino K., Watanabe M., Soeda A.** (1986) Unnamed Au–Bi sulfide from the Tsugahira mine, Southern Kyushi, SW Japan. *Neues Jahrbuch für mineralogie, Monatshefte*, **9**, 416–422.
- Jahn B.M., Valui G.A., Kruk N.N., Gonevchuk V.G., Usuki M., Jeremy T.J., Wu J.T.J.** (2015) Emplacement ages, geochemical and Sr–Nd–Hf isotopic characterization of Mesozoic to early Cenozoic granitoids of the Sikhote-Alin orogenic belt, Russian Far East: crustal growth and regional tectonic evolution. *Journal of Asian Earth Sciences*, **111**, 872–918.
- Jouhari A., Greiling R., Laduron D., Aarab El.M.** (1999) Géologie de la minéralisation aurifère d'Oukilal, Haut-Atlas occidental paléozoïque (Maroc). *Chronique de la recherche minière*, **536–537**, 79–89. (in French)

**Lehrberger G., Preinfalk C., Morteani G., Lahu-
sen L.** (1990) Stratiforme Au–As–Bi–Vererzung in Cordierit–
Sillimanit–Gneisen des Moldanubikums bei Oberviechtach–
Unterlangau, Oberpfälzer Wald (NE-Bayern). *Geologica
Bavarica*, **95**, 133–176. (in German)

Marcoux E., Moëlo Y., Leistel J.M. (1996) Bismuth
and cobalt minerals as indicators of stringer zones to massive
sulphide deposits, Iberian Pyrite Belt. *Mineralium Deposita*,
(31), 1–26.

McCoy D.T. (2000) Mid-Cretaceous plutonic-
related gold deposits of interior Alaska: metallogenesis,
characteristics, gold associative mineralogy and
geochronology. *Ph.D. thesis*. Fairbanks, University of
Alaska, 245 p.

Meinert L.D. (2000) Gold in skarns related to epizonal
intrusions. *Reviews in Economic Geology*, (13), 347–375.

Oberthür T., Weiser T.W. (2008) Gold-bismuth-
telluride-sulphide assemblages at the Viceroy Mine, Harare-
Bindura-Shamva greenstone belt, Zimbabwe. *Mineralogical
Magazine*, (72), 953–970.

Oudin E., Jouhari A., Tane J.L., Wadjiny A. (1988)
Observation d'un sulfure d'or-plomb-bismuth Au(Bi,Pb)₅S₄
dans une mineralization du Massif du Tichka (Haut Atlas
Occidental, Morocco). *Principaux resultats scientifiques et
techniques du BRGM*, p. 169. (in French)

**Paar W.H., Putz H., Topa D., Roberts A.C., Stan-
ley C., Culletto F.J.** (2006) Jonassonite, Au(Bi,Pb)₅S₄, a
new mineral species from Nagybörzsöny, Hungary. *The
Canadian Mineralogist*, **44**(5), 1127–1136.

Spooner E.T.C. (1993) Magmatic sulphide/volatile
interaction as a mechanism for producing chalcophile
element enriched, Archean Au-quartz, epithermal Au-Ag
and Au skarn hydrothermal ore fluids. *Ore Geology Reviews*,
(7), 359–379.

Stegman C.L. (2000) The new Occidental deposit:
variation on a theme. In: *Central West Symposium Cobar:
Geology, Landscapes and Mineral Exploration*. CSIRO,
Extended Abstracts, 107–112.

Stegman C.L. (2001) Cobar deposits: still defying
classification. *SEG Newsletter*, **44**, 14–26.

Törmänen T.O., Koski R.A. (2005) Gold enrichment
and the Bi–Au association in pyrrhotite-rich massive
sulfide deposits, Escanaba Trough, Southern Gorda Ridge.
Economic Geology, (100), 1135–1150.

References

Alshevsky A.V. (2009) [Geology, features of mineral
composition, genesis and prospects of gold mineralization
in the Utiny cluster (Central Kolyma region, Northeast of
Russia)]. [*Avtoreferat dissertatsii na soiskanie uchenoi
stepeni kandidata geologo-mineralogicheskikh nauk*].
[*Abstracts of Dissertation of Candidate of Geological-
Mineralogical Sciences*]. Vladivostok, 29 p. (in Russian)

Burdyugov I.S. (1941) Belogorskoe and Pershinskoe
iron deposits of the Olga region of Primorsky kray
(unpublished report on geological exploration in the
Olga region of Primorsky kray of 1939–1941), VIMS. (in
Russian)

**Cepedal A., Fuertes-Fuente M., Martin-Izard A.,
Gonzalez-Nistal S., Rodriguez-Pevida L.** (2006) Tellurides,
selenides and Bi-mineral assemblages from the Rio Narcea
Gold Belt, Asturias, Spain: genetic implications in Cu–Au
and Au skarns. *Mineralogy and Petrology*, (87), 277–304.

**Ciobanu C.L., Birch W.D., Cook N.J., Pring A.,
Grundler P.V.** (2010) Petrogenetic significance of Au-Bi-
Te-S associations: The example of Maldon, Central Victorian
gold province, Australia. *Lithos*, (116), 1–17.

**Ciobanu C.L., Cook N.J., Bogdanov K., Kiss O.,
Vučković B.** (2003) Gold enrichment in deposits of the
Banatitic magmatic and metallogenetic belt. In: *Mineral
Exploration and Sustainable Development*. Millpress,
Rotterdam, 1153–1156.

Ciobanu C.L., Cook N.J., Damian G. (2006) Gold
scavenged by bismuth melts: example from Alpine shear
remobilizates in the Highis massif, Romania. *Mineralogy
and Petrology*, (87), 351–384.

Cook N.J., Ciobanu C.L. (2004) Bismuth tellurides and
sulphosalts from the Larga hydrothermal system, Metaliferi
Mts., Romania: paragenesis and genetic significance.
Mineralogical Magazine, (68), 301–321.

Damian F., Ciobanu C., Cook N., Damian G. (2004)
A new occurrence of AuBi₅S₄ in shear remobilizates from
Highis, Romania: compositions, association and implications.
Abstracts of the 32nd Session of IGC (Florence), (1), p. 273.

Dobosi G., Nagy B. (1989) The occurrence of an Au–
Bi sulphide in the Nagybörzsöny hydrothermal ore deposit,
Northern Hungary. *Neues Jahrbuch fur mineralogie,
Monatshefte*, (1), 8–14.

Geological structure and mineral deposits of basins
of the Avvakumovka, Olga, and Timofeevka rivers (1981).
Unpublished report of the Olga Party on the results of
geological survey and searches on a scale of 1 : 50 000 on
sheets K-53-7-C (southern part), G and geological re-study
on a scale of 1 : 50 000 on sheets K-53-7-A, B, C (northern
part) and K-53-8-A (a, c) for 1977-1981 (in two volumes).
Vladivostok (in Russian)

**Hamasaki S., Murao S., Hoshino K., Watanabe M.,
Soeda A.** (1986) Unnamed Au-Bi sulfide from the Tsugahira
mine, Southern Kyushi, SW Japan. *Neues Jahrbuch fur
mineralogie, Monatshefte*, **9**, 416–422.

**Jahn B.M., Valui G.A., Kruk N.N. Gonevchuk V.G,
Usuki M., Jeremy T.J., Wu J.T.J.** (2015) Emplacement
ages, geochemical and Sr–Nd–Hf isotopic characterization
of Mesozoic to early Cenozoic granitoids of the Sikhote-Alin
orogenic belt, Russian Far East: crustal growth and regional
tectonic evolution. *Journal of Asian Earth Sciences*, **111**,
872–918.

Jouhari A., Greiling R., Laduron D., Aarab El.M.
(1999) Géologie de la minéralisation aurifère d'Oukilal,

Haut-Atlas occidental paléozoïque (Maroc). Chronique de la recherche minière, **536–537**, 79–89. (in French)

Kazachenko V.T. (2002) [Petrology and mineralogy of hydrothermal, manganese rocks of the east of Russia]. Vladivostok, Dalnauka, 250 p. (in Russian)

Kazachenko V.T., Lavrik S.N., Perevoznikova E.V., Skosareva N.V. (2015) [Gabbroids of the Sergeevsky and Kalinovsky Sikhote-Alin complexes: geochemistry and Sm, Nd, Sr and Pb isotopic ratios]. [Vestnik Kola'skogo nauchnogo tsentra RAN] [Bulletin of the Kola Scientific Center of the Russian Academy of Sciences], **3** (22), 21–39. (in Russian)

Kazachenko V.T., Perevoznikova E.V. (2022) [Bi mineralization of the Belogorsky magnetite deposit (Sikhote-Alin)]. Tikhookeanskaya geologiya [Russian Journal of Pacific Geology], **41**(1), 90–109. (in Russian)

Kazachenko V.T., Perevoznikova E.V., Lavrik S.N. (2012) Mineralogy and genesis of the Belogorsk skarn-magnetite deposit, Primorye. Russian Journal of Pacific Geology, **6**(2), 173–188.

Kemkin I.V. (2003) [Sikhote-Alin accretionary prisms and the main events of the geological evolution of the Japanese Sea region in the Mesozoic]. [Avtoreferat dissertatsii na soiskanie uchenoi stepeni doctora geologo-mineralogicheskikh nauk]. [Abstracts of Dissertation of Doctor of Geological-Mineralogical Sciences]. Vladivostok, 52 p. (in Russian)

Krivitskaya N.N., Bryzgalov I.A., Spiridonov E.M. (2008) Jonassonite AuBi_5S_4 – the first find in Transbaikalia. Doklady Earth Sciences, **420** (1), 576–579.

Lehrberger G., Preinfalk C., Morteani G., Lahu-sen L. (1990) Stratiforme Au–As–Bi–Vererzung in Cordierit–Sillimanit–Gneisen des Moldanubikums bei Oberviechtach–Unterlangau, Oberpfälzer Wald (NE-Bayern). Geologica Bavarica, **95**, 133–176. (in German)

Marcoux E., Moëlo Y., Leistel J.M. (1996) Bismuth and cobalt minerals as indicators of stringer zones to massive sulphide deposits, Iberian Pyrite Belt. Mineralium Deposita, (31), 1–26.

McCoy D.T. (2000) Mid-Cretaceous plutonic-related gold deposits of interior Alaska: metallogenesis, characteristics, gold associative mineralogy and geochronology. Ph.D. thesis. Fairbanks, University of Alaska, 245 p.

Meinert L.D. (2000) Gold in skarns related to epizonal intrusions. Reviews in Economic Geology, (13), 347–375.

Nekrasov I.Ya., Yakovlev Ya.V., Soloviev L.I., Leskova N.V. (1988) [The first find of a new gold-bismuth sulfide]. Doklady Akademii nauk SSSR [Doklady of the Academy of Sciences of the USSR], **299**(2), 438–441. (in Russian)

Oberthür T., Weiser T.W. (2008) Gold-bismuth-telluride-sulphide assemblages at the Viceroy Mine, Harare-Bindura-Shamva greenstone belt, Zimbabwe. Mineralogical Magazine, (72), 953–970.

Oudin E., Jouhari A., Tane J.L., Wadjinny A. (1988) Observation d'un sulfure d'or-plomb-bismuth $\text{Au}(\text{Bi,Pb})_5\text{S}_4$ dans une mineralization du Massif du Tichka (Haut Atlas Occidental, Morocco). Principaux resultats scientifiques et techniques du BRGM, p. 169. (in French)

Paar W.H., Putz H., Topa D., Roberts A.C., Stanley C., Culletto F.J. (2006) Jonassonite, $\text{Au}(\text{Bi,Pb})_5\text{S}_4$, a new mineral species from Nagybörzsöny, Hungary. The Canadian Mineralogist, **44**(5), 1127–1136.

Pavlova Z.N., Kotelnikov P.E. (1988) [The mode of occurrence of Ag, Bi, Te, Se, Co and Sv in a copper-gold deposit of Kazakhstan]. Izvestiya Akademii nauk Kazakhskoi SSR. Seriya geologicheskaya [Bulletin of the Academy of Sciences of the Kazakh SSR. Geological Series], **2**, 13–23 (in Russian)

Perevoznikova E.V., Kazachenko V.T. (2019) [Mineralogy of Au, Ag, Pt and Pd of the Belogorsky iron ore deposit (Primorye)]. Vestnik Voronezhskogo gosudarstvennogo universiteta. Seriya geologiya [Bulletin of Voronezh State University. Series Geology], (3), 64–73. (in Russian)

Sakhno V.G., Rostovsky F.I., Alenicheva A.A. (2010) U-Pb isotopic dating of magmatic complexes of the Milogradovskoe gold-silver deposit (Southern Primorye). Doklady Earth Sciences, **433**(1), 879–886.

Spooner E.T.C. (1993) Magmatic sulphide/volatile interaction as a mechanism for producing chalcophile element enriched, Archean Au-quartz, epithermal Au-Ag and Au skarn hydrothermal ore fluids. Ore Geology Reviews, (7), 359–379.

Stegman C.L. (2000) The new Occidental deposit: variation on a theme. In: Central West Symposium Cobar: Geology, Landscapes and Mineral Exploration. CSIRO, Extended Abstracts, 107–112.

Stegman C.L. (2001) Cobar deposits: still defying classification. SEG Newsletter, **44**, 14–26.

Törmänen T.O., Koski R.A. (2005) Gold enrichment and the Bi–Au association in pyrrhotite-rich massive sulfide deposits, Escanaba Trough, Southern Gorda Ridge. Economic Geology, (100), 1135–1150.

УДК 549

DOI: 10.35597/2313-545X-2022-8-3-5

ИССЛЕДОВАНИЕ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ КУМТОР (СРЕДИННЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ) МЕТОДАМИ QXRD И XRF

А.Г. Шевкунов¹, А.А. Гуда², А.А. Скорынина², С.В. Макнайт³

¹ Кыргызский институт минерального сырья, пр. Мира 66, г. Бишкек, 720001 Кыргызстан;
anatoly_shevkunov@mail.ru

² Южный Федеральный университет, ул. Сладкова 178/4, г. Ростов-на Дону, 344090 Россия

³ Научная и инженерная школа, университет Балларат, Маунт Хелен, 3353 Австралия

Статья поступила в редакцию 14.03.2022 г., принята к печати 07.07.2022 г.

STUDIES OF MINERAL COMPOSITION OF ORES OF THE KUMTOR DEPOSIT (CENTRAL TIEN SHAN) BY QXRD AND XRF METHODS

A.G. Shevkunov¹, A.A. Guda², A.A. Skorynina², S.W. McKnight³

¹ Kyrgyz Institute of Mineral Raw Materials, pr. Mira 66, Bishkek, 720001 Kyrgyzstan;
anatoly_shevkunov@mail.ru

² Southern Federal University, ul. Sladkova 178/4, Rostov-on-Don, 344090 Russia

³ School of Science & Engineering, University of Ballarat, University Drive, Mount Helen, VIC Australia 3353

Received 14.03.2022, accepted 07.07.2022

Аннотация. Методом XRF на анализаторе TORNADO M4 исследованы образцы из разных минеральных типов руд золото-(вольфрам)-сульфидного месторождения Кумтор (Срединный Тянь-Шань) путем цифровой обработки изображений поэлементных карт сканирования с целью установления возможности применения этого метода для количественной оценки минерального состава руд без использования электронной базы данных минералов AMICS. Подобраны оптимальные параметры проведения элементного анализа и сканирования образцов, позволяющие получить максимальную информацию при минимальных затратах времени и средств. Проведенные анализы позволили оценить содержание основных рудообразующих нерудных и рудных минералов на полуколичественном уровне, а также установить признаки возможного присутствия минералов, ранее неизвестных в составе руд (баритокальцит, витерит, ферринатрит и др.). Визуально и при микроскопических исследованиях выделение таких минералов проблематично, хотя их относительное содержание достигает в ряде случаев нескольких массовых процентов.

Ключевые слова: Кумтор, минералогия, QXRD, XRF анализ, TORNADO M4.

Abstract. Samples of various mineral ore types of the Kumtor gold deposit (Central Tien Shan) were studied using XRF method on a TORNADO M4 analyzer by digital processing of images of the elemental scanning maps to reveal the possibilities of this method to measure the mineral composition of ores without using the AMICS electronic mineral database. During the experimental work, the optimal parameters of elemental analysis and scanning of samples were selected, which allow maximum information with minimal time and expenses. The experimental analyses enabled us to estimate the semi-quantitative content of major ore-forming non-metallic and ore minerals and to establish the possible presence of minerals previously unknown in the composition of ores (barytocalcite, viterite, ferrinatrinite, etc.). The macro- and microscopical identification of these minerals is problematic, although their relative content locally reaches several weight percents.

Keywords: Kumtor, mineralogy, QXRD, XRF analysis, TORNADO M4.

Введение

На золото-(вольфрам)-сульфидном месторождении Кумтор (Срединный Тянь-Шань) выделен один технологический карбонат-полевошпатовый тип руд с двумя подтипами, отличающимися по величине Прег-Роббинг теста в зависимости от содержания в руде $S_{орг}$. Извлечение золота из основного типа руд по флотационно-цианидной схеме составляет 80 % и выше. На флангах рудоносной зоны Центрального участка и на других участках месторождения, вовлекаемых в процесс отработки по мере углубления и расширения карьера, средний процент извлечения золота в рудах падает вне зависимости от содержания $S_{орг}$, что свидетельствует о присутствии здесь других минеральных типов руд. Выявление причин, влияющих на понижение извлечения золота прежде всего связано с установлением вариаций минерального состава руд в объеме рудоносной зоны месторождения на основе применения современных методик, позволяющих получать количественный баланс рудообразующих минералов.

В настоящее время автоматизированные системы анализа минералов широко применяются в горнодобывающей промышленности за рубежом, меньше в России, для целей технологической минералогии, в том числе и при исследовании золотых руд (Васильев и др., 2010; Шеметова, 2022). Это системы количественного рентгеноструктурного анализа (QXRD), MLA анализ, основанный на сканировании поверхности полированного брикета пробы под электронным микроскопом в режиме обратно-рассеянных электронов (BSE) с последующим разделением минералов по уровню серого на картине BSE и точечном энергодисперсионном (EDS) анализе каждой установленной минеральной фазы, система диагностики минералов и фазового анализа «Минерал С7», основанная на измерении отражательной способности минералов и позволяющая производить количественный анализ минерального состава (<https://siams.com/minerals7>).

С целью поиска оптимального вида анализа, позволяющего оперативно и достоверно оценивать минеральный баланс руд, проведены экспериментальные исследования образцов руд месторождения Кумтор рентгенофлуоресцентным (XRF) методом на анализаторе TORNADO M4. Основными задачами были выделение минералов в каждом из образцов, количественная оценка их содержания и отработка оптимальных режимов проведения XRF анализа. Метод XRF, лежащий в основе работы прибора TORNADO M4 (www.bruker.com/m4tornado), позволяет оперативно получать карты распределения разных элементов (от порообразующих до микроэлементов) в площади аншлифа, оценивать их нормализованные значения, а также получать количественные характеристики содержания элементов с атомной массой выше Na. Анализатор минералов Micro-XRFM4 TORNADO AMICS в автоматическом режиме количественно определяет минеральный состав образца и позволяет охарактеризовать гранулометрический состав всех минералов. Ниже приведены основные результаты проведенных экспериментальных исследований и рекомендации по более широкому использованию этого метода при изучении вещественного состава пород и руд.

Геологическая позиция

Золото-(вольфрам)-сульфидное месторождение Кумтор находится на территории Срединного Тянь-Шаня, вблизи «линии Николаева» – сутуры Кыргызско-Казахстанского палеоконтинента. Рудные залежи локализованы в Кумторской зоне смятия длиной более 7 км и мощностью 300–400 м (рис. 1). Рудовмещающая зона смятия имеет надвиговую природу и выполнена дислоцированными породами вендского и нижнепалеозойского возраста (Богдецкий и др., 1981; Никоноров, 1993). Рудоносная структура северо-восточного простирания погружается на юго-восток под углами 25–55°. Рудные тела преи-

Для цитирования: Шевкунов А.Г., Гуда А.А., Скорынина А.А., Макнайт С.В. Исследование минерального состава руд месторождения Кумтор (Срединный Тянь-Шань) методами QXRD и XRF. *Минералогия*, 8(3), 79–101. DOI: 10.35597/2313-545X-2022-8-3-5

For citation: Shevkunov A.G., Guda A.A., Skorynina A.A., McKnight S.W. Studies of mineral composition of ores of the Kumtor deposit (Central Tien Shan) by QXRD and XRF METHODS. *Mineralogy*, 8(3), 79–101. DOI: 10.35597/2313-545X-2022-8-3-5.

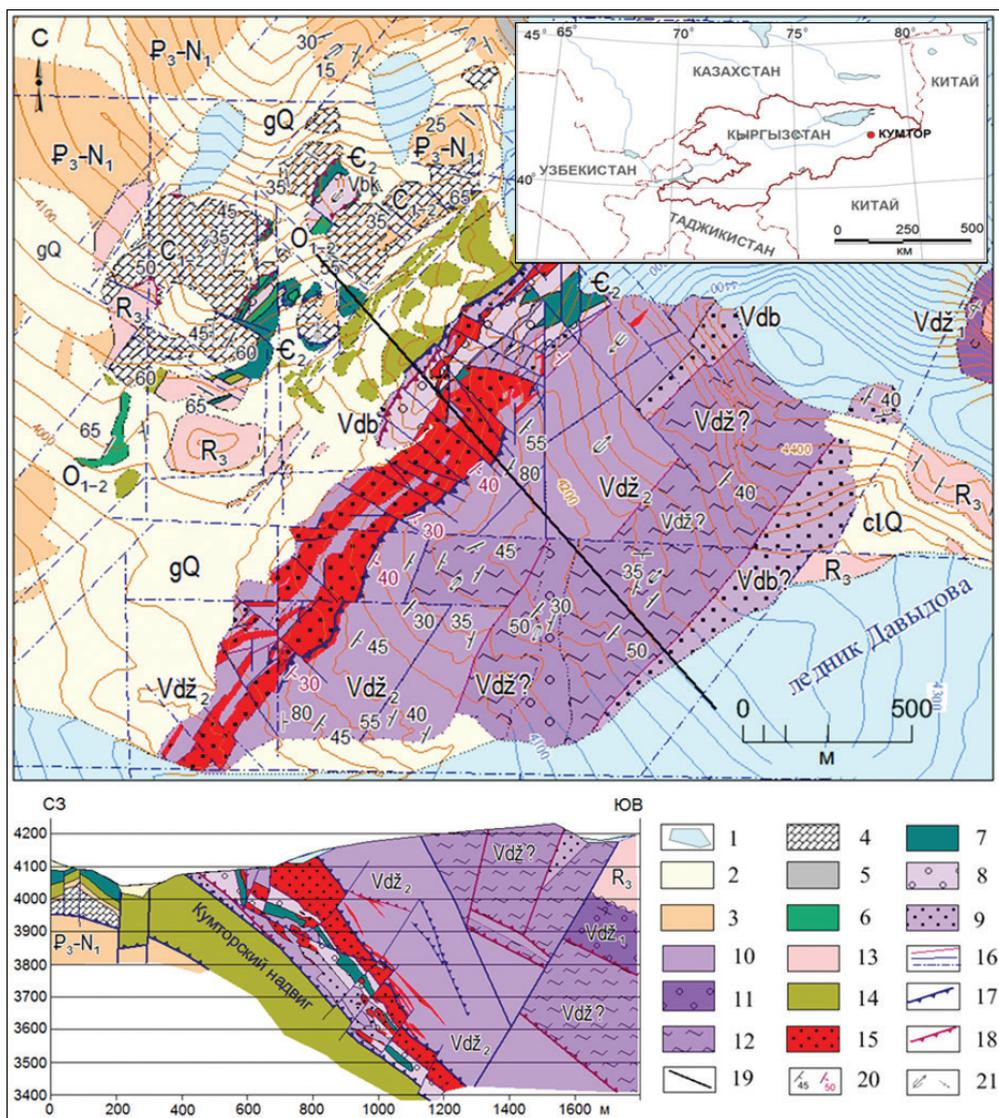


Рис. 1. Схематическая геологическая карта и разрез Центрального участка месторождения Кумтор (Шевкунов и др., 2018).

1 – ледник; 2 – морена (gQ) и коллювий (clQ); 3 – глины палеогена-неогена (P3-N1); 4 – известняки (C1-2); 5 – песчаники (C1); 6 – алевролиты (O1-2); 7 – черные кремни и известняки (Є2-O1); 8 – верхние диамиктиты (Vbk); 9 – углистые филлиты с пиритом (Vdb); 10 – филлиты, карбонатно-терригенные ритмиты (Vdz2); 11 – нижние диамиктиты (Vdz1); 12 – кристаллические сланцы (V?) с зонами пирротинизации; 13 – метариолиты (R3); 14 – зона альпийских тектонитов; 15 – рудоносная зона; 16 – разломы; 17 – альпийские надвижки; 18 – палеозойские надвижки; 19 – линия разреза; 20 – элементы залегания; 21 – шарниры складок.

Fig. 1. Schematic geological map and cross-section of the Central part of the Kumtor deposit (Shevkunov et al., 2018).

1 – glacier; 2 – moraine (gQ) and colluvium (clQ); 3 – Paleogene-Neogene sediments; 4 – Carboniferous limestones; 5 – Lower Carboniferous sandstones; 6 – Ordovician siltstones; 7 – Upper Cambrian–Lower Ordovician black cherts and limestones; 8 – Vendian upper diamictite; 9 – Vendian carbonaceous phyllites with pyrite; 10 – Vendian phyllites, carbonate-terrigenous rhythmites; 11 – Vendian lower diamictite; 12 – Vendian (?) schists with pyrrhotite; 13 – Upper Riphean metarhyolites; 14 – Alpine tectonic zone; 15 – ore-bearing zone; 16 – faults; 17 – Alpine thrust; 18 – Paleozoic thrust; 19 – cross-section line; 20 – bedding elements; 21 – fold hinges.

мущественно линзо-, пластообразные, мощностью от первых десятков метров до 100–150 м и протяженностью 600–1000 м и более, локализованы в

зонах гидротермального преобразования филлитов. Преобладающие метасоматические изменения – калишпатизация, альбитизация, карбонатизация и пи-

ритизация (Шевкунов, Башкиров, 2013). Руды представлены штокверком пирит-кварц-полевошпат-карбонатных прожилков в метасоматически измененных породах. Штокверки обычно слагают периферийные части, а метасоматиты – «ядра» рудных тел. Текстуры руд вкрапленные, прожилково-вкрапленные, полосчатые, пятнистые, брекчиевидные (Ivanov et al., 2000; Шевкунов и др., 2018).

Минеральный состав руд в большинстве случаев сложный и отражает многостадийный процесс рудообразования. Набор метасоматитов, общий для всего Центрального участка, отличается в разных частях рудоносной зоны полнотой и объемом проявления, набором различных комбинаций минералов и, в ряде случаев, структурной позицией. На флангах рудоносной зоны Центрального участка и других участках месторождения по простиранию и падению рудоносной структуры появляются минеральные типы руд, отличные от «стандартных» руд Центрального участка. Это связано с иным составом рудовмещающих пород, структурными особенностями, вероятным изменением параметров рудоотложения и состава рудоносных флюидов.

Материалы и методы исследования

Для минералогического изучения руд месторождения Кумтор использованы традиционные визуально-оптические методы исследования с диагностикой минералов в шлифах, аншлифах и полированных шлифах на микроскопе Nikon eclipse «LV 100 POL», оснащенный цифровой камерой DS-Fi1. Изучено более 600 препаратов из образцов разных рудоносных зон месторождения.

Количественный минералогический анализ метасоматитов и руд (пульпы и хвостов усредненных керновых проб) методом дифракции рентгеновских лучей (QXRD) выполнен в лаборатории McKnight Mineralogy (университет Балларат, Австралия) на дифрактометре Siemens D500 и D501 с использованием $\text{CoK}\alpha$ -излучения с Fe-фильтром при напряжении 36 кВ и силе тока 30 мА, шаге сканирования $0.02\theta/2\theta$ со скоростью съемки $1^\circ 2\theta/\text{мин}$. Минеральные фазы идентифицированы с помощью компьютерного поиска (Panalytical X'Expert HighScore Plus™ и Bruker DifractPlus EVA™) с использованием БД ICDD PDF4 Minerals 2007. Количественная оценка минерального состава проведена с использованием программы SiroQuant™, использованы наиболее подходящие стандарты из внутренней

БД пакета программного обеспечения. В итоговых результатах количественного анализа учитывались минеральные фазы с содержаниями >0.3 мас. %. Изучение проб сопровождалось петрографическим исследованием образцов из этих же интервалов, а также приготовленных на смоле полированных препаратов ($n = 7$) из дробленного материала некоторых проб с использованием сканирующего электронного микроскопа JEOL 6300, оснащенного аналитической системой Oxford Instruments EDS.

Исследования методом XRF проведены в лаборатории Международного исследовательского института интеллектуальных материалов Южного федерального университета (г. Ростов-на-Дону). Работы проведены на лабораторном спектрометре XRFM4 TORNADO (Bruker Nano GmbH), оснащенный оптической камерой с увеличением $100\times$ и поликапиллярной линзой с возможностью фокусировки до 25 мкм, и полупроводниковым двойным детектором XFlash® 30 мм². Рентгеновское излучение генерировалось на родиевом аноде, рассчитанном на выделение тепловой мощности до 50 Вт. Для оптимального режима детектирования (мертвое время менее 10 %) использовано напряжение на трубке 50 кВ с током не более 300 мкА. Область фокусировки была порядка 25 мкм. Перед исследованиями камера прибора вакуумировалась до давления 20 мбар. Достигнутое разрешение детектора 150 эВ, пространственное разрешение при картировании составляло десятки микрометров и зависело от глубины проникновения возбуждающего рентгеновского излучения в образец.

Программное обеспечение позволило проводить измерение элементного состава в точках поверхности образца, расположенных по регулярной прямоугольной сетке в области до 1.5×1.5 см². Картирование осуществлялось с шагом 15 мкм и для обеспечения статистически значимой выборки проводилось на нескольких участках среза поверхности. Количество измеренных спектров флуоресценции на каждую карту составляло порядка 39500, что занимало ~3 часов сбора данных и 1 часа ее обработки для определения концентрации исследуемых элементов с учетом фона и эффектов самопоглощения методом фундаментальных параметров (Beckhoff et al., 2006).

Для проведения XRF анализа использованы полированные образцы руд (аншлифы) размером 2×3 см (рис. 2, 3). Сканирование проводилось на

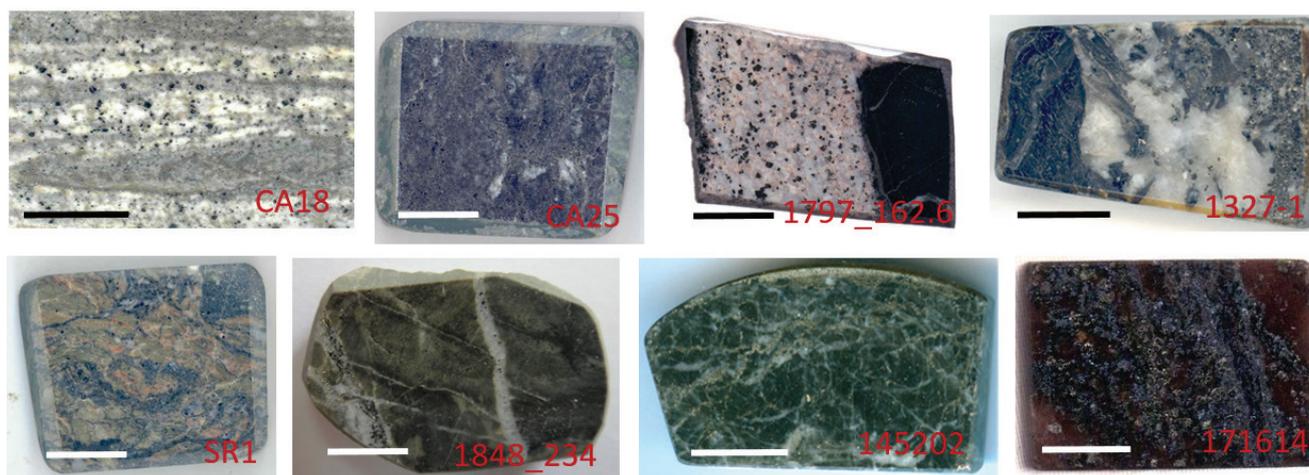


Рис. 2. Полированные образцы из основных минеральных типов руд месторождения Кумтор, изученные методом XRF.

Руды: CA18 – полосчатые пирит-карбонатные; CA25 – пирит-карбонат-кварц-альбитовые; 1797_162.6 – пирит-барит-кварц-анкеритовые; 1327-1 – пирит-полевошпат-кварцевые; SR1 – пирит-гематит-кварц-полевошпат-серицитолитовые; 1848_234 – пирит-полевошпат-карбонат-серицитолитовые; 145202 – пирит-карбонат-полевошпатовые; 171614 – пирит-гематит-карбонатные руды загипсованные. Масштаб – 10 мм.

Fig. 2. Polished sections of main ore types of the Kumtor deposit studied by XRF method.

Ores: CA18 – banded pyrite-carbonate; CA25 – pyrite-carbonate-quartz-albite; 1797_162.6 – pyrite-barite-quartz-ankerite; 1327-1 – pyrite-feldspar-quartz; SR1 – pyrite-hematite-quartz-feldspar-sericitolite; 1848_234 – pyrite-feldspar-carbonate-sericitolite; 145202 – pyrite-carbonate-feldspar; 171614 – pyrite-hematite-carbonate-gypsum. Scale bar is 10 mm.

площади аншлифа примерно 10×14 мм (рис. 4). На первом шаге проводилось измерение содержания элементов в 100 точках в пределах изучаемой площади аншлифа с получением в каждой точке спектра по всем элементам. По результатам автоматизированной обработки этих спектров устанавливался усредненный элементный состав образца (табл. 1), а также набор 12 основных элементов для последующего картирования. Обычно список включал Si, Al, K, Na, Ca, Mg, Fe, S, Ba, Sr, W и Mn.

Вторым шагом было картирование распределения выбранных 12 элементов на площади 10×14 мм с шагом 15 мкм и выдержкой 50 мс. В результате были получены карты распределения каждого элемента, нормированного на максимальные их концентрации. Для большинства образцов также проведено сканирование содержаний всего комплекса элементов по двум профилям (рис. 4) с шагом 20 мкм между точками и получением результатов в 600–700 точках по каждому из профилей.

Встроенное программное обеспечение прибора TORNADO M4, как показали экспериментальные работы, не всегда корректно разделяет породообразующие минеральные фазы в исследуемом об-

разце, особенно в случае сложного состава. Из-за отсутствия анализатора минералов Micro-XRFM4 TORNADO, снабженного программным пакетом AMICS с БД минералов, позволяющего в автоматическом режиме определять минеральный состав образца, для их выделения мы использовали возможности графического редактора Adobe Photoshop, позволяющие производить подсчет количества пикселей, приходящихся на площади с дифференцированными цветовыми характеристиками на генерированных поэлементных и комбинированных XRF-картах (рис. 5).

Основы цифровой обработки изображений изложены в работе (Гонсалес, Вудс, 2012) и в руководстве для пользователей Adobe Photoshop (<https://helpx.adobe.com/ru/photoshop/using/layer-basics.html>). Хотя это и создает неудобства из-за дополнительной подготовки растров сканирования для цифровой обработки, но позволяет оценить на полуколичественном уровне, а часто и на количественном, распределение основных минералов в образце при отсутствии дорогостоящего программного пакета AMICS.

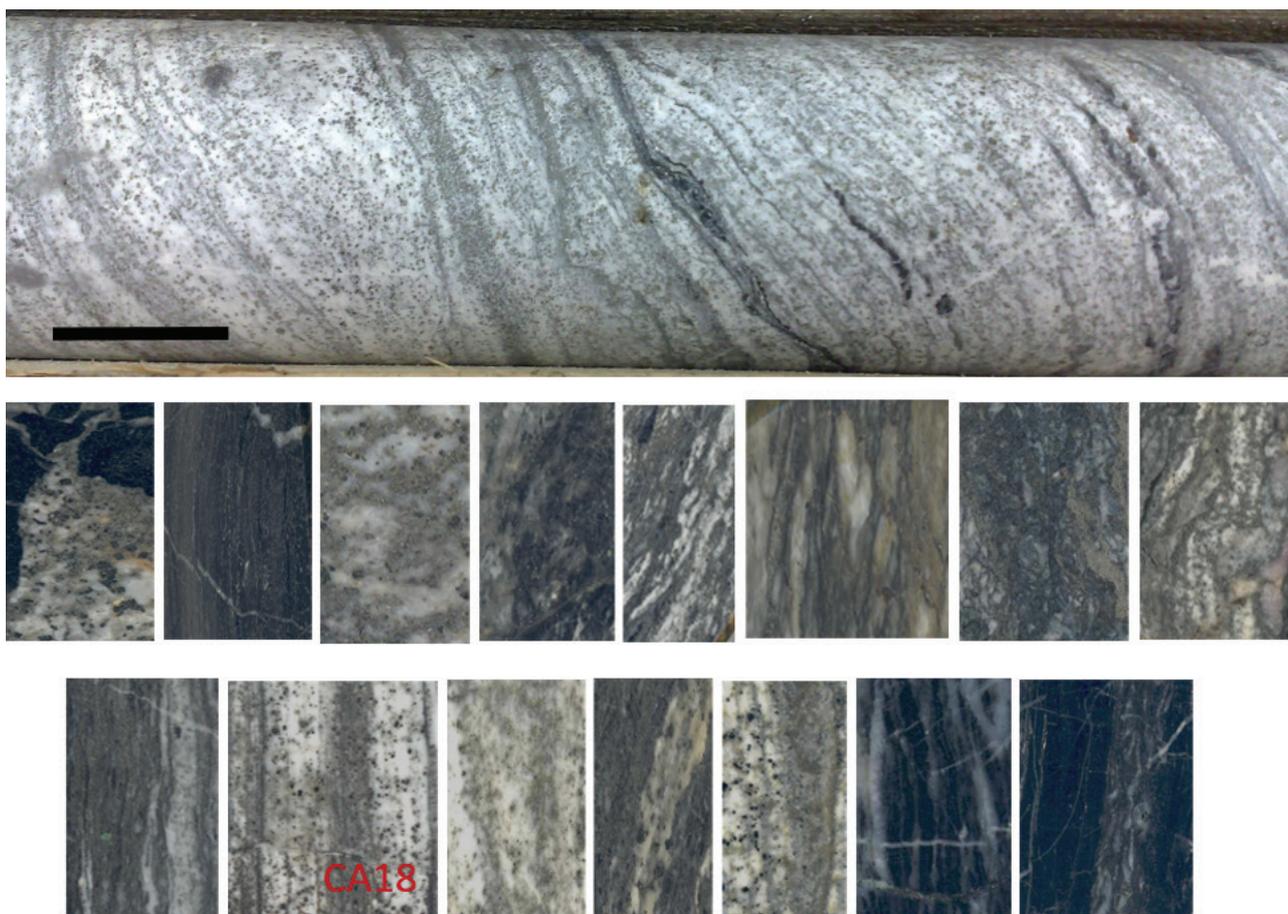


Рис. 3. Фрагмент керна скважины D1281С, сложенного полосчатой пирит-кальцитовой рудой и аншлифы из интервала 249–285 м.

Масштаб – 30 мм.

Fig. 3. A fragment of drill core of borehole D1281C composed of banded pyrite-calcite ore and polished sections of an interval of 249–285 m.

Scale bar is 30 mm.

Таблица 1

Средний элементный состав образца CA18

Table 1

Average elemental composition of sample CA18

Элемент	Серия	Состав		Ошибка (1σ), мас. %
		мас. %	ат. %	
Na	K-series	0.78	1.34	0.00
Mg		0.86	1.39	0.00
Al		1.66	2.41	0.00
Si		10.64	14.82	0.05
K		2.02	2.02	0.00
Ca		63.71	62.20	0.24
Mn		1.46	1.04	0.00
Fe		10.20	7.15	0.01
Sr		1.14	0.51	0.00
Ba	L-series	2.17	0.62	0.00
W		0.02	0.00	0.00
S	K-series	5.33	6.50	0.01
Всего		100.00	100.00	

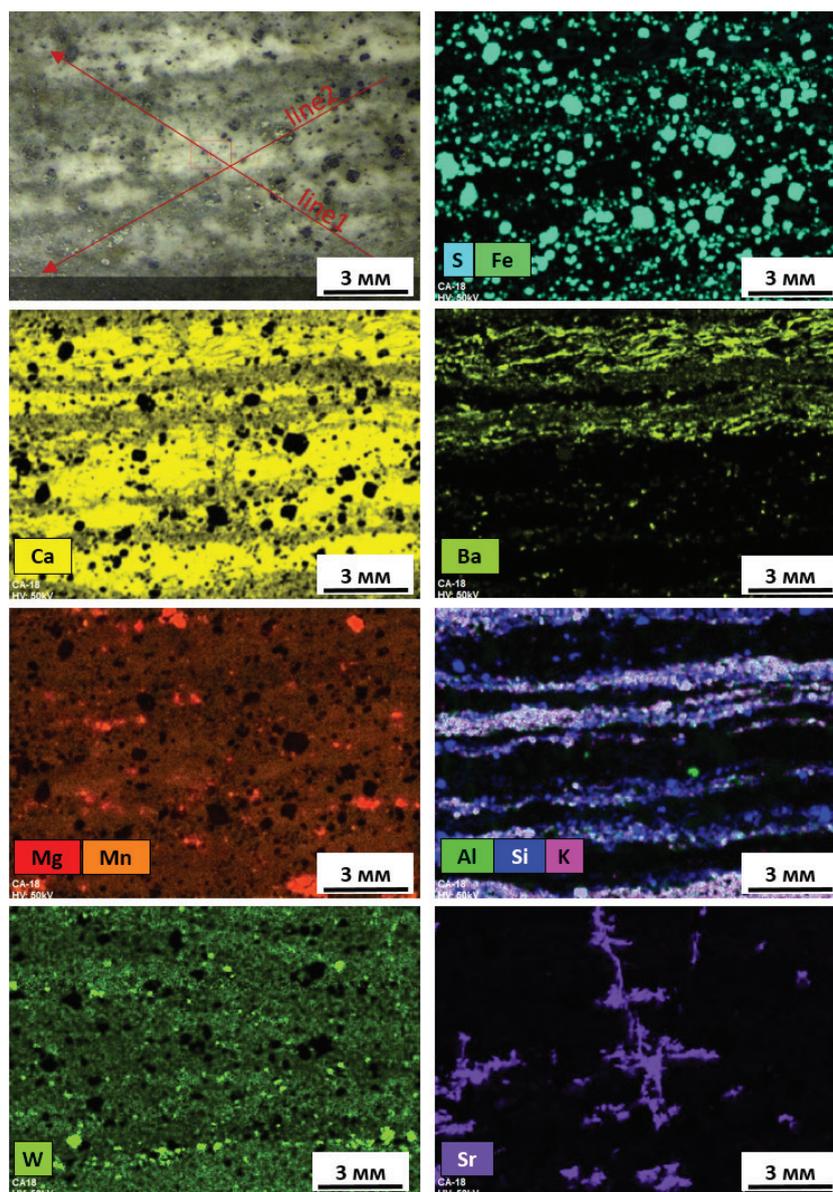


Рис. 4. Изученная область образца CA18 полосчатой пирит-карбонатной руды с расположением линий дополнительных профилей XRF зондирования и карты распределения нормированных содержаний элементов, указывающие на возможное присутствие большей части Ba в виде баритокальцита и витерита (BaCO_3) (карты Ba, Ca и Fe-S), Mn-анкерита в основной массе кальцита (карта Mg-Mn), сложный состав прослоев, сложенных мелкими зернами кварца, чешуйками серицита и минералом группы скаполита (карта Al-Si-K), распределение мелких зерен шеелита субсогласно полосчатости породы (карта W) и микропрожилки стронцианита (SrCO_3), незаметные на общем фоне образца руды (карта Sr).

Здесь и на остальных рисунках – месторождение Кумтор, размер исследованной области образцов – 10×14 мм.
 Рудное тело Штокверк, скв. D1281C, глубина 283 м.

Fig. 4. Studied area of sample CA18 of banded pyrite-carbonate ore with lines of additional XRF profiles and distribution maps of the normalized contents of elements, which indicates the possible presence of most part of Ba in form of barytocalcite and viterite (BaCO_3) (Ba, Ca and Fe-S maps), Mn-ankerite in calcite (Mg-Mn map), complex interlayers with small quartz grains, sericite flakes and a mineral of the scapolite group (Al-Si-K map), distribution small grains of scheelite concordant to banding (W map) and microveinlets of strontianite (SrCO_3) invisible in macroscopic image of rock (Sr map).

Hereinafter – Kumtor deposit; the size of the studied area of sample – 10×14 mm.
 Ore body Stockverk (Stockwork), borehole D1281C, depth of 283 m.

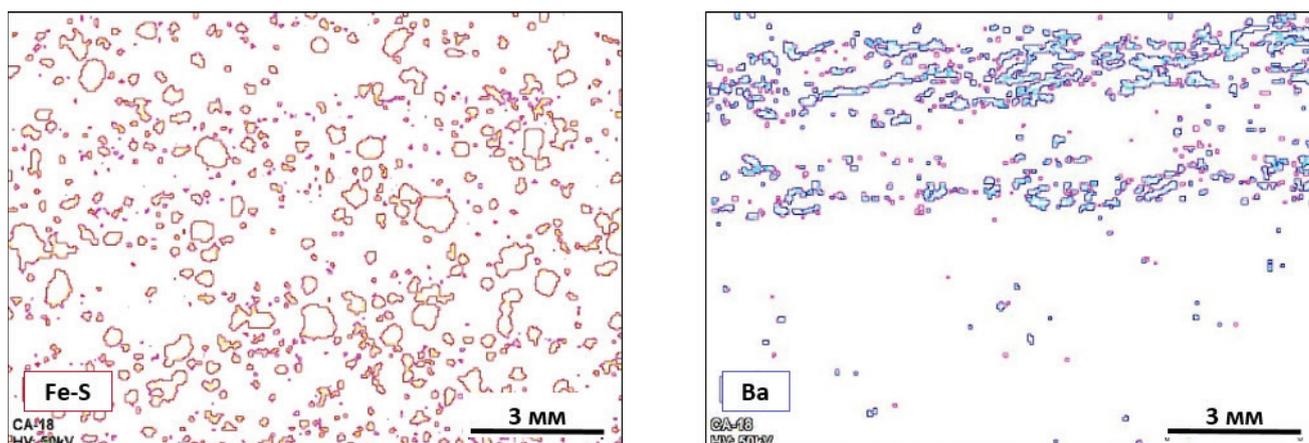


Рис. 5. Пример обработки в программе Adobe Photoshop растров поэлементных и комбинированных XRF карт по дифференцированным цветовым характеристикам, позволяющей автоматически подсчитывать количество пикселей каждой минеральной фазы.

Образец CA18.

Fig. 5. Example of Adobe Photoshop processing of rasters of elemental and combined XRF maps by differentiated color characteristics, which allows automatic counting of the number of pixels of each mineral phase.

Sample CA18.

Результаты исследований

Метод QXRD. Представления о минеральном составе рудовмещающих пород и руд месторождения Кумтор, а также о его вариациях по разрезу рудоносной структуры были получены по результатам QXRD анализа проб и петрографического изучения шлифов по сечению рудоносной зоны одной из разведочных скважин (табл. 2). Как видно из таблицы, неизменные породы всяческого бока представлены филлитами альбит-доломит-хлорит-кварц-серицитового состава с разными соотношениями основных минералов. Содержание калиевого полевого шпата (КПШ) в неизменных филлитах не превышает 1 %. По содержанию альбита неизменные филлиты практически не отличаются от пород рудоносной зоны. Нужно отметить, что при петрографических исследованиях первичных пород альбит чаще всего пропускается из-за мелких размеров, но идентифицируется на рентгенограммах, в то время как в метасоматитах он хорошо отличается в шлифах и используется как один из индикаторов метасоматической проработки. Ближе к рудной зоне среди филлитов всяческого бока появляются интервалы пиритизации (386.5–421.2 м) с убогими содержаниями Au, далее – интервалы карбонатизации (анкерит + сидерит) с пиритом (465.0–466.9 м) и содержаниями золота более 1 г/т и альбит-пиритовые обособления в виде маломощных линз метасоматитов и скоплений прожилков (485.0–486.6 м).

Начало основной рудной зоны характеризуется резким увеличением содержания КПШ (микроклина), появлением на фоне альбита, железистого доломита/анкерита и пирита заметных количеств кальцита и барита (505.0–552.3 м). Внутри рудной зоны (517.0–517.3 м) и ближе к подошве (600.7 м) встречаются маломощные интервалы пирит-карбонат-альбитовых метасоматитов с преобладанием в их составе альбита. На таких участках КПШ практически отсутствует. Ближе к подошве в рудоносных породах уменьшается содержание кальцита, возрастает содержание сидерита (575.3–640.9 м). В подошве рудоносной структуры (640.9–656.2 м) отмечается резкое увеличение содержания кварца. Заканчивается разрез карбонатизированной кварц-полевошпатовой породой с порфиробластами альбита и калишпата (681.4 м). Полевые шпаты здесь, в отличие от рудоносной зоны, сильно серицитизированы, а альбит калишпатизирован.

СЭМ исследования. Наблюдения в сканирующем электронном микроскопе и полученные поэлементные рентгеновские карты касались в основном микроструктурных взаимоотношений разных рудообразующих минералов. Установлено, что калиевый полевой шпат и альбит при совместном нахождении обычно образуют агрегаты размером от 10 до 200 мкм и более. Альбит наблюдается в ассоциации с КПШ в виде включений и на границах зерен. Изученные изображения BSE и поэлементные карты зерен карбонатов указывают на их пере-

Таблица 2

Результаты QXRD анализа минерального состава (мас. %) образцов из керна скважины D1127A
 месторождения Кумтор

Table 2

Results of QXRD analysis of mineral composition (wt. %) of samples from drill core D1127A of the Kumtor deposit

Разрез	Интервал (м)	Типы пород	Au (г/т)	Серицит	Хлориты	Кварц	Альбит	Микроклин	Анкерит	Кальцит	Сидерит	Барит	Пирит	Шеелит	Апатит
Висячий бок структуры	261.00	Филлит	0.00	33.90	17.0	32.9	12.20	0.9	2.90	0.00	0.0	0.0	0.3	0.0	0.00
	349.20		0.00	31.10	20.8	26.8	12.60	1.0	7.10	0.10	0.0	0.0	0.1	0.2	0.10
	371.30		0.040	32.30	20.9	29.2	10.80	0.8	5.60	0.00	0.0	0.0	0.3	0.0	0.00
	386.50		0.20	20.40	0.2	36.4	22.00	0.0	9.20	0.00	0.0	0.0	11.1	0.1	0.60
	391.00	Брекчия по филлитам	0.05	58.40	3.60	2.30	16.30	0.20	11.30	0.00	4.50	0.00	2.10	0.00	0.80
	421.20	Пиритизиро- ванный филлит	0.0	10.6	0.40	58.00	1.10	0.70	12.80	0.20	0.10	0.00	15.70	0.10	0.20
464.40	Филлит	0.15	54.90	0.60	3.80	26.20	1.20	12.50	0.00	0.00	0.00	0.70	0.00	0.00	
Рудоносная зона	465.00	Брекчия по филлитам	2.97	0.90	0.00	0.20	18.00	0.00	66.10	1.40	6.40	0.00	6.20	0.10	0.80
	466.90	Линза метасоматита в филлитах	4.12	0.00	0.00	0.00	11.00	0.00	67.70	1.20	3.00	0.00	16.40	0.00	0.70
	485.00		0.19	0.10	0.00	0.80	27.20	0.00	8.10	0.00	0.60	0.00	62.30	0.10	0.70
	486.60		3.02	1.30	0.00	0.00	34.30	0.00	2.60	0.50	0.00	0.00	60.00	0.00	1.30
	505.00	Брекчия по филлитам	5.47	11.90	0.00	24.70	4.20	14.00	20.70	0.00	0.00	0.00	22.30	0.40	2.00
	506.00	Серицитолит с прожилками	4.28	28.70	2.10	7.90	16.10	5.40	19.40	12.20	0.00	2.40	5.80	0.10	0.00
	506.00	Метасоматит	4.28	0.60	0.00	1.20	7.50	1.30	39.50	29.00	0.50	3.50	15.80	0.90	0.20
	517.00		29.10	0.70	0.30	0.00	57.30	0.00	2.10	14.90	0.00	0.00	23.80	0.80	0.40
	517.30	Серицитолит с гнездами метасоматитов	34.20	31.20	0.30	0.50	35.00	0.40	23.70	0.90	0.00	0.80	7.10	0.00	0.00
	524.60	Метасоматит	32.30	0.00	0.20	1.30	1.30	2.50	2.60	78.40	4.00	0.20	9.20	0.00	0.30
	530.60	Брекчия по метасоматиту	23.00	5.90	0.20	2.20	5.30	14.00	15.30	39.10	0.00	0.50	17.30	0.00	0.30
	544.30	Метасоматит	8.43	1.00	0.00	1.00	11.10	16.10	13.40	34.10	0.00	1.50	21.20	0.40	0.20
	552.30	Серицитолит с гнездами метасоматитов	3.33	25.60	0.00	0.00	24.00	25.80	15.10	6.00	0.00	0.80	2.20	0.00	0.60
	575.30	Метасоматит	15.60	0.00	0.00	9.00	0.70	0.80	36.30	1.90	4.30	10.80	36.00	0.20	0.00
600.70	Брекчия по метасоматиту	2.94	2.30	0.00	0.00	48.60	0.40	27.50	15.20	2.00	0.20	3.40	0.10	0.30	
640.90	Метасоматит	15.50	0.00	0.00	36.10	1.10	0.00	18.70	0.90	2.70	0.00	39.00	1.10	0.40	
Лежачий бок	649.30	Зона окварцевания по филлитам	0.33	24.80	0.40	49.30	4.70	0.00	7.90	1.20	0.00	0.00	11.50	0.20	0.10
	656.20	Брекчия по кварцевому метасоматиту	0.30	0.00	0.10	86.80	3.40	0.70	6.00	0.40	0.00	0.00	2.00	0.00	0.60
	681.40	Аркозовые метапесчаники	0.00	7.20	0.40	31.50	40.60	5.80	11.70	0.90	0.00	0.00	1.50	0.00	0.30

Таблица 3

Фазовый минеральный состав полосчатой пирит-карбонатной руды (обр. CA18)

Table 3

Phase mineral composition of banded pyrite-carbonate ore (sample CA18)

Фаза	Минерал	S (пикс.)	S (%)	мас. % (норм.)										
				Na	Mg	K	Ca	Sr	Ba	Mn	Fe	Al	Si	S
P1	Мп кальцит	58608	22.90	0.00	0.00	0.00	95.4	0.30	0.10	2.40	1.04	0.13	0.20	0.00
P2	Мп барито- -кальцит	73785	28.80	0.60	0.50	0.00	90.2	0.30	3.80	2.30	0.86	0.12	0.90	0.00
P3	Витерит			0.00	0.90	0.00	73.6	0.40	15.90	1.70	0.58	0.03	4.20	1.70
P3a	Барит + витерит	13071	5.10	0.00	0.30	0.60	78.0	0.40	13.70	2.00	0.63	0.09	0.40	2.70
P4	Стронцианит	13063	5.00	0.00	0.00	3.00	69.9	24.60	0.00	1.10	0.87	0.00	0.10	0.10
P5	Мп анкерит	13305	5.20	0.00	4.10	1.30	86.5	0.40	0.40	2.50	4.61	0.00	0.00	0.00
P6	Кварц	6807	2.70	0.00	0.00	0.00	12.7	0.10	0.10	0.30	0.35	0.81	81.00	3.80
P7	Кварц + ПШ + серицит			0.00	0.50	12.6	27.2	0.10	0.40	0.80	5.56	9.08	30.00	12.90
P7a	Кварц + скаполит	30021	11.70	0.00	0.10	0.00	57.80	0.30	5.60	1.30	0.68	7.26	26.20	0.00
P9	Пирит	46540	18.20	0.60	0.00	0.00	6.10	0.00	0.00	0.10	27.51	0.06	1.80	63.50
P10	Ферринатрит	1000	0.40	7.90	0.30	0.00	0.07	0.00	0.00	0.10	21.92	0.09	0.00	69.60
	Всего	256200	100.00											

менный состав, в частности по соотношению Mg/Fe в зонах роста зерен доломита. На полученных изображениях также наблюдаются микропрорастания карбонатов и альбита, доломита и кальцита. Внутри рудного пирита установлены микровключения самородного золота и теллуридов Ag (1–5 мкм), рассеянная «пыль» Au и Ag во всем сечении изученного зерна пирита, а также относительно крупное микровключение ангидрита (70 мкм).

Метод XRF. Этим методом исследовано несколько образцов разных типов руд.

Полосчатые пирит-карбонатные руды на месторождении являются одним из главных источников золота и были изучены на примере образца CA18. XRF анализ показал сложное строение образца полосчатой пирит-карбонатной руды (табл. 3). Основная масса образца сложена кальцитом (>50 %) и пиритом (18.2 %). Зерна пирита размером от долей до 1 мм образуют равномерно вкрапленную текстуру (рис. 4, 5) и не связаны с полосчатостью породы. Кальцит и другие карбонаты образца CA18 характеризуются устойчивой примесью Мп (в среднем, 1.5 мас. %) (табл. 3).

Распределение Ва, в отличие от распределения S, соответствует полосчатому распределению кальцита (рис. 4, 5). Этот факт и отсутствие корреляционной связи Ва и S позволяют предполагать присут-

ствие Ва здесь не в форме барита, как было принято считать до настоящего времени, а в форме карбоната. В природных кальцитах примесь бария может достигать 1–2 мас. % (Годовиков, 1975). Более существенная примесь Ва (до 10 %) может содержаться в арагоните. Описан минерал баритокальцит $\text{CaBa}(\text{CO}_3)_2$ (<https://www.mindat.org/min-466.html>), который ранее рассматривался как член группы арагонита (Годовиков, 1975). Известен собственный карбонатный минерал Ва витерит (BaCO_3). По уровням содержания Ва – в образце CA18 мы предполагаем присутствие баритокальцита (28 %) и витерита (около 5 %) (табл. 3). Баритокальцит, помимо вкрапленности, также часто образует тонкие оторочки вокруг метакристаллов пирита.

Стронций присутствует в виде стронцианита SrCO_3 , который образует тонкие секущие прожилки и мелкие гнезда, занимая порядка 5 % площади образца. Анкерит слагает обломочные зерна размером до 1–2 мм, ориентированные согласно полосчатости (~5 %). Темные полосы на фоне белого кальцита сложены силикатными минералами (14.4 %), которые представлены кварцем, серицитом и полевыми шпатами. Наиболее распространены зерна кварца (0.5 мм и менее), сконцентрированные как по полосчатости, так и разбросанные по всей массе (рис. 4) в виде полуокатанных и остроугольных

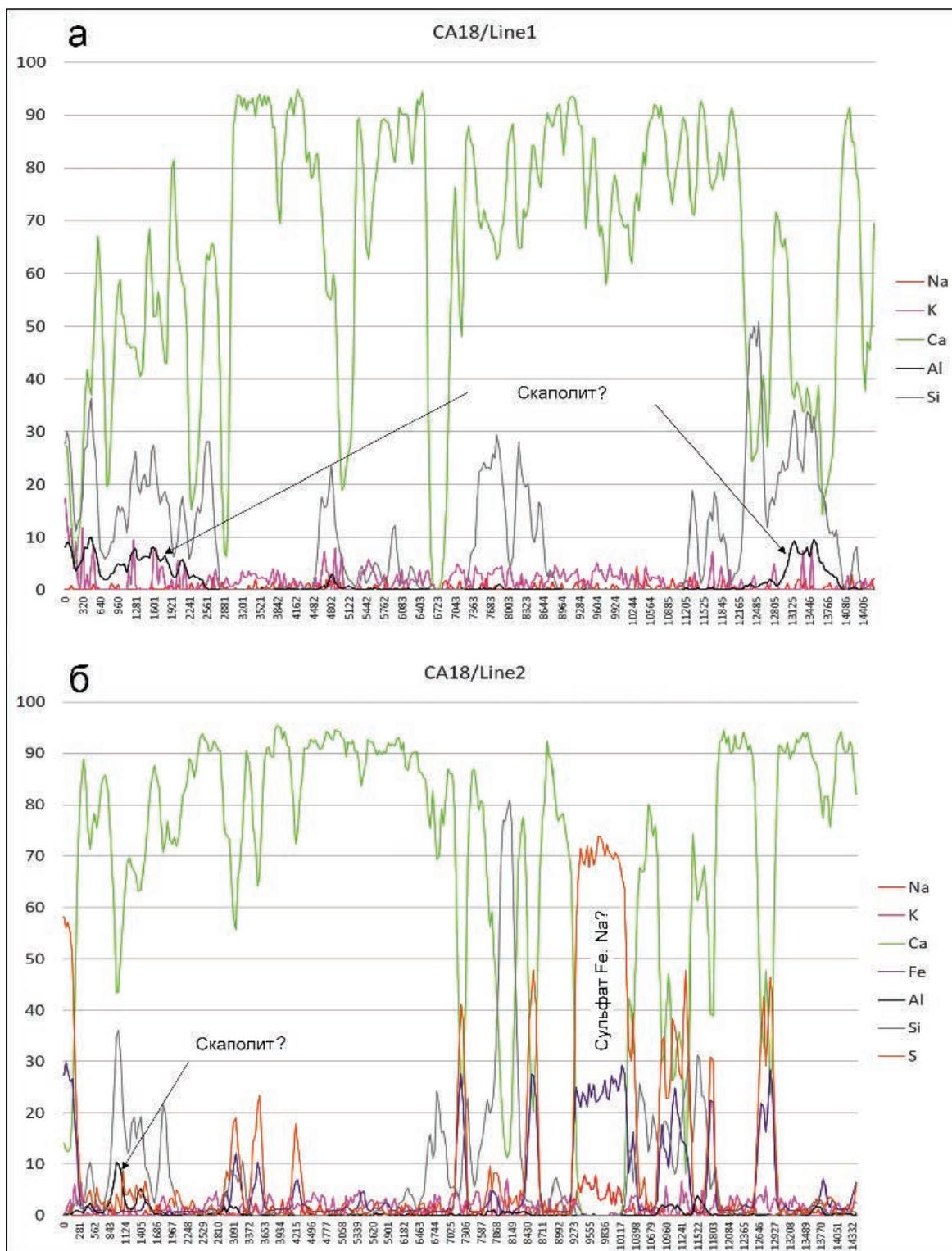


Рис. 6. Графики нормированных содержаний некоторых элементов, полученных в результате линейного профилирования на участке образца CA18, указывающих на возможное присутствие мейонита в ассоциации с кварцем и серицитом (а) и ферринагритом (б).

Fig. 6. Normalized contents of some elements as a result of linear profiling of sample CA18 indicating the possible presence of meionite in assemblage with quartz and sericite (a) and ferrinatrite (б).

частиц. Таким же образом, субсогласно полосчатости породы, распределены мелкие зерна шеелита (карта W, рис. 4). Кроме кварца по результатам XRF профилирования выделяются мелкие частицы, в составе которых присутствуют Ca, Al и Si, сходные по соотношению элементов с минералами группы скаполита (мейониту?) (рис. 6а).

При линейном профилировании образца пирит-карбонатного метасоматита установлена положительная корреляция между Na, Fe и S (рис. 6б). Одним из объяснений этой связи является возможное присутствие в образце вторичного минерала ферри-натрита $\text{Na}_3\text{Fe}(\text{SO}_4)_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, содержание которого может составлять 0.4 % (табл. 3). Подобные взаимоотношения между Na и S отмечались и ранее для выборки из минерализованных зон и руд Центрального участка, что говорит в пользу распространения вторичных водорастворимых сульфатов Na в рудах.

Пирит-карбонат-кварц-альбитовые руды изучены в образце CA25 (рис. 2). Усредненный элементный состав образца (мас. %, здесь и далее по данным XRF анализа): Na 7.94, Al 9.90, Si 32.22, S 17.90, K 1.04, Ti 0.51, Mn 0.35, Fe 17.29, P 0.30, Mg 1.46, Ca 10.93, As 0.01, Sr 0.03, Sb 0.01, Te 0.05, Ba 0.01, W 0.02, Au 0.01, Pb 0.01, Bi 0.01. Основная масса представлена мелкозернистым агрегатом кварца и альбита, совокупная площадь которых оценивается в 34.5 %.

В основной массе развиты струйчатые пирит-карбонатные агрегаты (рис. 7). Карбонаты (32 %) представлены большей частью анкеритом с повышенным содержанием Mn. Доля пирита составляет 19.7 %. Он образует мелкую вкрапленность, мелкозернистые гнезда и извилистые прожилковые скопления мощностью до 2–3 мм.

Сеть тонких извилистых секущих прожилков, содержащих пирит, имеет переменчивый состав и выделяется по совокупности распределения K, Ti, Fe, S, Al и Si. В составе прожилков доминирует КПШ (4.5 %), присутствует рутил (1.5 %), а также предполагается присутствие водорастворимых сульфатов K и Fe. По совпадению полей на картах Ca и P предполагается присутствие апатита (4.6 %) в тесном срастании с альбитом и анкеритом.

Пирит-барит-кварц-анкеритовые руды изучены в образце 1797_162.6. Такие руды образуют жилы, прожилки, брекчии, местами кавернозной и пористой текстуры. Половина изученного образца (44.7 %) сложена филлитом, состоящим из кварца и серицита с небольшим количеством КПШ на контакте с жилой (рис. 2, 8). Вторая половина пред-

ставлена пирит-барит-кварц-карбонатной жилой (рис. 8). Усредненный элементный состав образца (мас. %): Na 0.73, Al 7.82, Si 40.76, S 8.31, K 2.24, Ti 0.45, Mn 0.45, Fe 14.56, P 0.31, Mg 1.70, Ca 19.85, Zn 0.01, As 0.01, Sr 0.13, Sb 0.02, Te 0.04, Ba 1.95, W 0.57, Au 0.04, Pb 0.02, Bi 0.01.

По совокупности элементов среди карбонатов в составе прожилка выделены две основные разновидности: Mn анкерит (29.4 %) и кальцит (7.1 %); местами в пределах поля анкерита предполагается присутствие сидерита по увеличению интенсивности Fe и отсутствию S на фоне развития карбонатов, отсутствию в образце оксидов Fe (гематита, магнетита), и, соответственно, по элементному набору в точках анализа. Кальцит наблюдается только в составе основного прожилка, где он сростается с анкеритом, кварцем и пиритом. Анкерит также выполняет отдельные тонкие микропрожилки во вмещающей породе в ассоциации с пиритом (рис. 8). Зернистые агрегаты кварца распространены в основном, по контакту жилы и в центральной ее части (6.1 %).

Основная часть пирита (5.8 %) сосредоточена в жиле в виде вкрапленности гипидиоморфных кристаллов размером от 0.1 до 1 мм, а также в виде прослоя (0.5–0.7 мм) на контакте жилы и реже в виде мелкой вкрапленности во вмещающей породе. Подобным образом распределен и барит, образующий таблитчатые кристаллы и их сростки размером до 1–2 мм в пределах пирит-кварц-карбонатной жилы. Ряд точечных анализов в контурах жилы показывает присутствие заметных количеств Ba при отсутствии либо при пониженном содержании S, что свидетельствует в пользу присутствия карбоната Ba. Отдельные анализы также указывают на присутствие в образце шеелита (до 0.3 %).

Пирит-полевошпат-кварцевые руды (1327-1) представлены образцом гидротермальной брекчии с кварцевым цементом, остроугольными обломками филлитов и небольшим количеством полевых шпатов и сульфидов (рис. 2, рис. 9). Альбит и КПШ развиваются в виде реакционных каемок вокруг обломков филлитов. В кварце наблюдаются гнезда пирита и других рудных минералов, в обломках – их более мелкая вкрапленность. Усредненный элементный состав изученного образца (мас. %): Na 1.32, Al 9.01, Si 69.6, S 5.25, K 3.81, Ti 0.65, Mn 0.11, Fe 4.88, P 0.41, Mg 0.63, Ca 2.64, Cu 0.89, Zn 0.14, As 0.07, Sr 0.03, Ag 0.01, Sb 0.35, Te 0.02, Ba 0.06, W 0.05, Au 0.04, Pb 0.01, Bi 0.02.

По результатам XRF анализа основу образца составляет кварц (62 %) (рис. 9). Обломки филли-

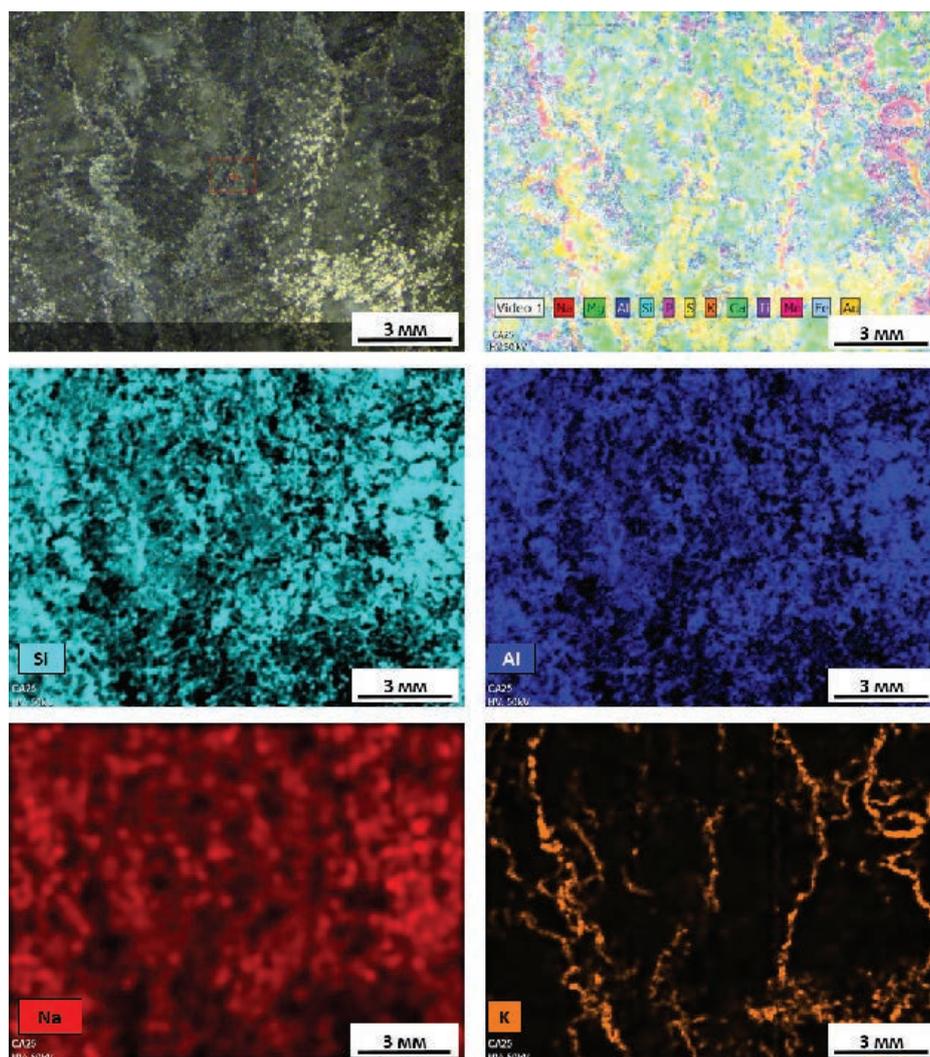


Рис. 7. Изученная область образца CA25 пирит-кварц-альбитовой руды, сводная полиэлементная карта (Q-Map) и карты распределения нормированных содержаний Si, Al, Na и K, указывающие на преобладание альбита и присутствие сети редких прожилков калийсодержащих минералов.

Северное рудное тело, скв. D1320, глубина 435.7 м.

Fig. 7. Studied area of sample CA25 of pyrite-quartz-albite ore, summarized multi-elemental map (Q-Map) and distribution maps of normalized Si, Al, Na and K contents indicating the predominance of albite and the presence of rare veinlets of K-bearing minerals.

Northern ore body, borehole D1320, depth of 435.7 m.

тов сложены преимущественно серицитом (~14 %). По краям и микротрещинам обломки замещаются альбитом (4 %) и микроклином (4.2 %). Преимущественно в кварце наблюдаются (рис. 10) ксеноморфные зерна и агрегаты пирита (7.8 %), в сростках с которым присутствуют ксеноморфные выделения тетраэдрита (4.7 %) размером до 1–2 мм и более. Коррелирующие содержания P и Ca указывают выделения апатита (1.5 %) (рис. 9), с которым связан практически весь Ca. В небольших количествах (0.38 %) по картам и на базе точечных XRF анали-

зов выделены также халькопирит, самородное золото и теллуриды Au.

Пирит-гематит-кварц-полевошпат-серицитолитовые руды (SR1) слагают мощные интервалы в одной из рудоносных зон участка Сарытор (рис. 2, рис. 11). Усредненный элементный состав изученного образца (мас. %): Al 24.04, Si 49.60, P 0.11, S 2.21, K 9.48, Mg 0.84, Ca 4.85, Ti 1.25, Fe 7.62, Ba 0.01.

По соотношению элементов видно, что основой образца является агрегат светлых слюд (серицитолит) (Al–Si–K), составляющий (51.6 %). В об-

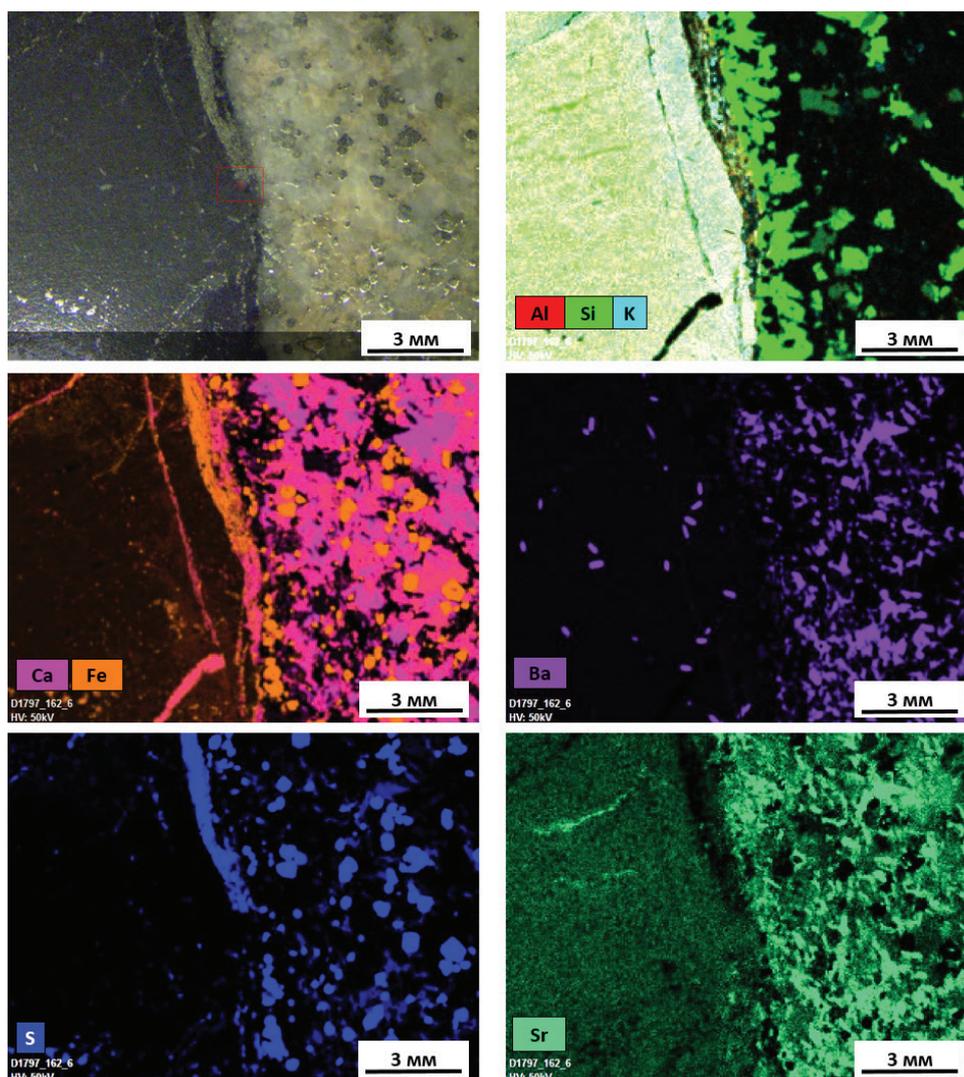


Рис. 8. Изученная область образца 1797_162.6 пирит-барит-кварц-анкеритовой руды и карты распределения нормированных содержаний элементов, указывающие на поля распространения ассоциации серицита+кварца+микроклина и кварца (карты Al, Si и K), пирита, кальцита и анкерита в составе кварц-карбонатной жилы (карты Ca-Fe и S) и присутствие барита ($BaSO_4$) и витерита ($BaCO_3$)? (карта Ba и S).

Рудоносная зона Хоккейная Ключка, скв. D1797, глубина 162.6 м.

Fig. 8. The studied area of sample 1797_162.6 of pyrite-barite-quartz-ankerite ore and distribution maps of normalized contents of elements indicating the presence of sericite + quartz + microcline assemblage with quartz (Al, Si and K map), pyrite, calcite and ankerite in quartz-carbonate vein (Ca-Fe and S maps) and presence of barite ($BaSO_4$) and viterite ($BaCO_3$)? (Ba and S maps).

Ore-bearing zone Khokkeinaya klyushka (Hockey Stick), borehole D1797, depth of 162.6 m.

разце также присутствуют гнезда и линзообразные прожилки кварца (10.4 %) и альбита (11.4 %), который определен косвенно по тонам распределения Si на карте нормированных содержаний Si (рис. 11). По картам распределения элементов видно, что среди рудных минералов преобладает гематит (12 %). Он образует полосы, ориентированные по расщеплению породы мощностью от 1 до 3 мм (рис. 12). Пирит выявляется по картам распределения нормированных содержаний S и Fe и составляет 3.7 %

изученной площади. Пирит представлен агрегатом зерен размером 3–4 мм, а также вкрапленностью гипидиоморфных кристаллов и изометричных зерен размером <1 мм. Серицитолит содержит значительное количество рутила (7.6 %) в виде рассеянной вкрапленности мелких и скоплений более крупных зерен (до 0.1–0.3 мм). По картам Ca, P и Fe примерно в одинаковых количествах установлено присутствие анкерита (1.7 %) и апатита (1.7 %) (рис. 12).

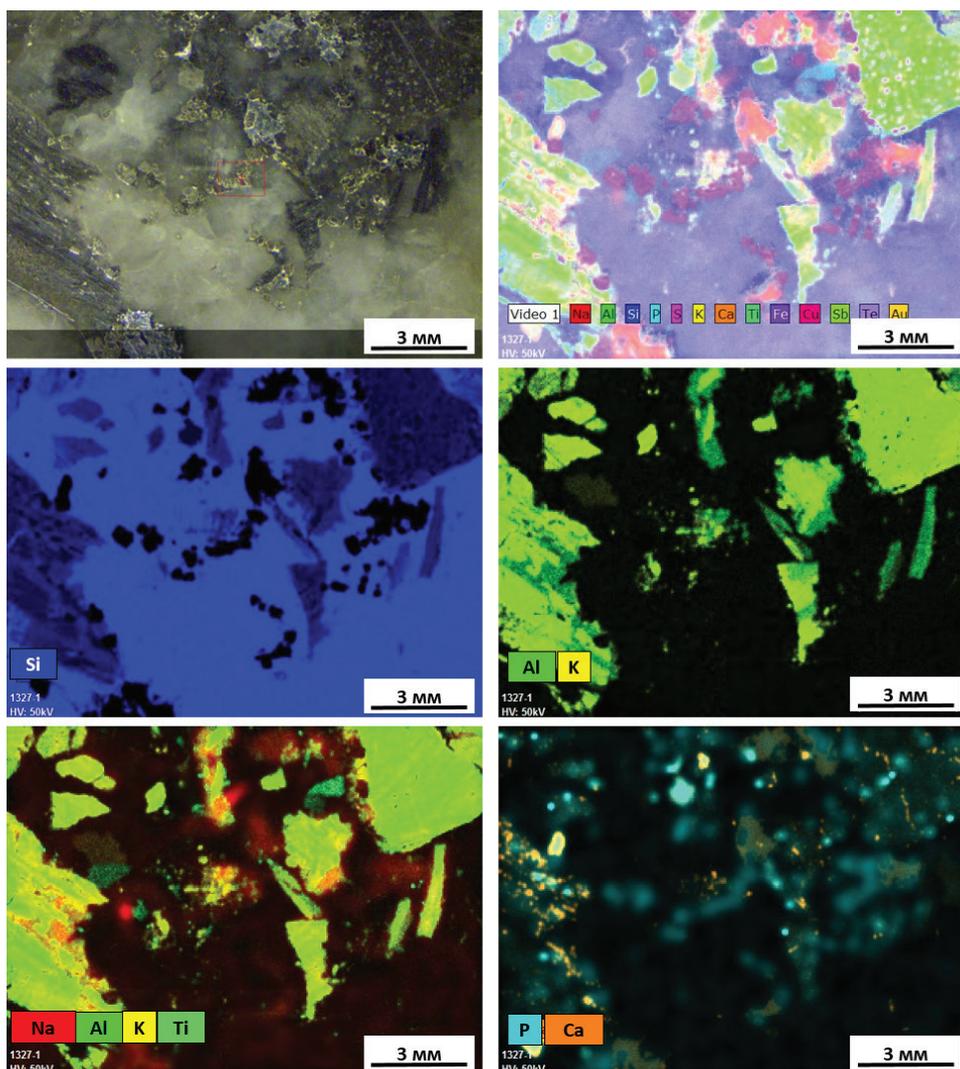


Рис. 9. Изученная область образца 1327-1 пирит-полевошпат-кварцевые руды, сводная полиэлементная карта (Q-Map) и карты распределения нормированных содержаний Si, Al, Na, K и Ti, указывающие на преобладание в основной массе брекчии кварца, а в обломках – серицита (Al, K, Si, Ti).

Здесь и на рис. 10, рудоносная зона Южный Раздув, скв. D1327, глубина 160 м.

Fig. 9. Studied area of sample 1327-1 of pyrite-feldspar-quartz ore, summarized polyelemental map (Q-Map) and distribution maps of normalized Si, Al, Na, K and Ti contents indicating the presence of dominant quartz in breccia matrix and sericite (Al, K, Si, Ti) in the clasts.

Here and in Fig. 10, ore-bearing zone Yuzhny Razduv (South Blob), borehole D1327, depth of 160 m.

Пирит-кварц-альбит-карбонат-серицитолитовые руды из новой рудоносной зоны Хоккейная Ключка (*Hockey Stick*) представлены образцом пиритизированного серицитолита с сетью пирит-карбонатных прожилков и микропрожилков (рис. 2, рис. 13). Усредненный состав изученного образца (мас. %): Al 28.29, Si 46.37, K 10.91, S 1.25, Mg 0.96, Ca 4.14, Ti 0.26, Fe 5.15, Na 2.52, Ba 0.01, Mn 0.06, Cr 0.04.

В образце преобладают слюды (81 %), с которыми тесно связан альбит (6.7 %), образующий мелкие зерна и микропрожилки, замещающие се-

рицитолит (рис. 13). Кварц, в основном, составляет центральную часть секущего прожилка мощностью 1.5–2 мм. На картах нормированных содержаний Ca, Mg, Fe и S (рис. 13) хорошо выявляются поля развития Mn-анкерита (5.8 %) и пирита (2.4 %). Эти две фазы образуют микропрожилки в серицитолите. Значительная часть анкерита образует оторочку по краям основного карбонат-кварцевого прожилка. Пирит развит в виде вкрапленности зерен размером не более 0.5 мм как в серицитолите, так и в карбонат-кварцевом прожилке.

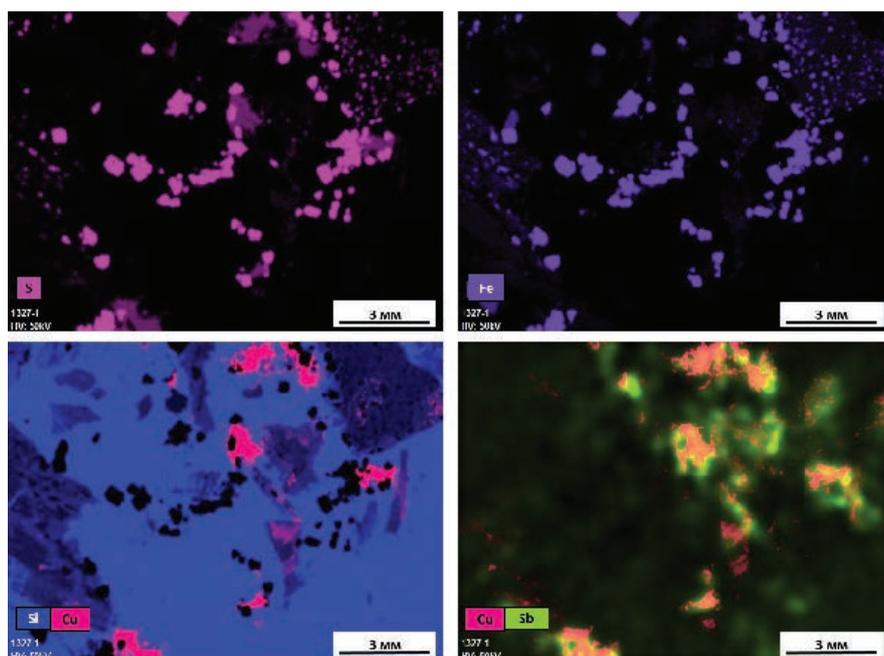


Рис. 10. Карты распределения нормированных содержаний S, Fe, Cu, Si и Sb, показывающие границы ксеноморфных агрегатов пирита (Fe, S) и тетраэдрита (Sb, Cu, S) преимущественно в кварце и реже в измененных обломках филлитов.

Fig. 10. Distribution maps of normalized contents of S, Fe, Cu, Si and Sb shown the boundaries of anhedral aggregates of pyrite (Fe, S) and tetrahedrite (Sb, Cu, S) mostly in quartz and rarely in altered fragments of phyllites.

Пирит-карбонат-калишпатовые руды (145202) представлены разновидностью богатой руды, первоначально описанной по шлифам как существенно кварц-полевошпат-карбонатный метасоматит с преобладанием микрозернистого кварца в основной массе (рис. 2, рис. 14). Нами предварительно предполагалось что это серицитолит. Усредненный элементный состав образца, по данным XRF (мас. %): Si 48.49, Al 13.74, K 15.59, Na 0.21, Ca 7.30, Fe 6.29, S 5.22, Mg 1.00, Ti 0.91, P 0.43, Cr 0.12, Mn 0.52, Ba 0.14, Zn 0.01, As 0.01, Sr 0.06, Te 0.03, Au 0.02, Pb 0.01, Bi 0.01.

По результатам XRF анализа изученный образец содержит около 77 % полевых шпатов. Соотношение Si, Al и K 3.0:1.0:1.4 указывает на преобладание в составе основной массы микроклина. Как показал анализ выборок, в образце практически отсутствует чистый кварц. Содержания Si при отсутствии K сопровождаются относительно высокими содержаниями Al, что может указывать на возможное замещение КПШ каолинитом. На полевошпатовую основную массу наложена ортогональная сеть прожилков мощностью 0.1–0.3 мм, сложенных Mn-анкеритом (13.8 %), что видно на картах распределения Ca и Fe (рис. 14). Зерна пирита составляют 4.3 % площади образца. Он образует агрегаты зерен

и вкрапленность, ориентированные в виде извилистых полос.

Загипсованные пирит-гематит-карбонатные руды (171614) представляют собой пирит-карбонатные метасоматиты, замещенные гипсом (рис. 2, рис. 15). Образец загипсованных руд отобран на большой глубине и характеризует нижнюю часть рудоносной системы в зоне Южный Раздвиг. Широкое распространение сходных загипсованных руд наблюдается в приповерхностной части системы (в зоне Хоккейная Ключка). Усредненный элементный состав образца (мас. %): Na 0.41, Ca 36.43, Al 0.10, S 33.30, Mg 0.79, K 3.09, Si 0.18, Fe 17.42, Mn 1.87, Cu 0.56, Sr 4.31, Ba 1.11, P 0.02, Ti 0.15, Cu 0.59, Zn 0.01, As 0.01, Sb 0.04, Te 0.08, W 0.02, Au 0.02, Pb 0.03, Bi 0.01.

В результате XRF анализа в образце установлено преобладание гипса (55 %) по совмещенным картам распределения Ca-S и Fe-S (рис. 15). Марганец тесно связан с Mg, маркируя распределение Mn-содержащего анкерита. «Реликтовый» Mn-анкерит, по которому первоначально развивался гипс, составляет порядка 7 %. Из рудных минералов наиболее широко распространен гематит (17.4 %).

Пирит (5 %) образует гипидиоморфные и ксеноморфные зерна размером от мельчайших до

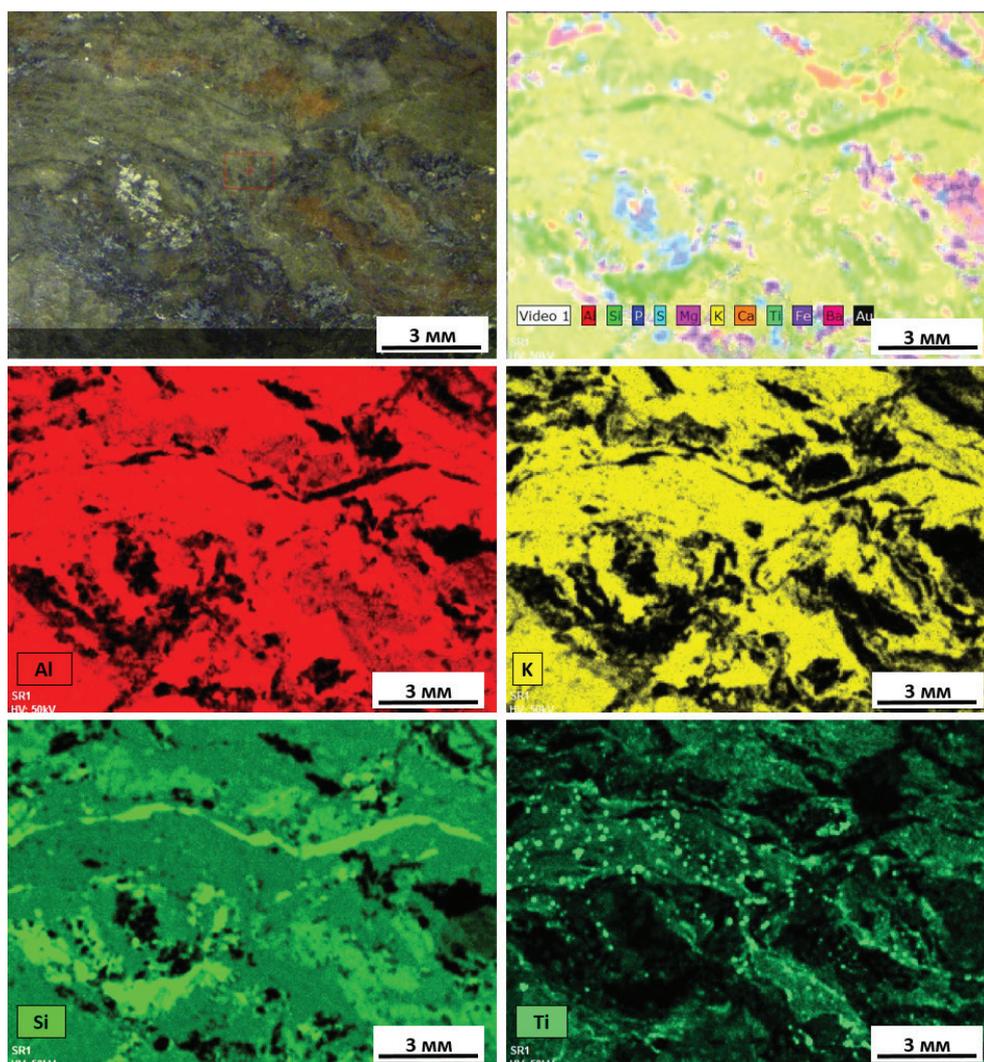


Рис. 11. Изученная область образца SR1 пирит-гематит-кварц-полевошпат-серицитолитовой руды, сводная полиэлементная карта (Q-Map) и карты распределения нормированных содержаний K, Si и Al, иллюстрирующие присутствие кварца (ярко-зеленые агрегаты и прожилки), серицита-мусковита в основной массе (совпадение полей K, Al и Si), альбита (зеленые поля средней интенсивности на карте Si с Al, но без K) и рутила в сериците (карта Ti).

Участок Сарытор, скв. SR-09-190, глубина 235.0 м.

Fig. 11. Studied area of sample SR1 of pyrite-hematite-quartz-feldspar-sericitolite ore, summarized polyelement map (Q-Map) and distribution maps of normalized contents of K, Si and Al indicating the presence of quartz (brightly green aggregates and veins), sericite-muscovite of matrix (coincided areas of K, Al and Si), albite (green areas on Si map with Al and without K) and rutile in sericite (Ti map).

Sarytor area, borehole SR-09-190, depth of 235.0 m.

0.5–2 мм (рис. 15). Халькопирит (5 %) образует ксеноморфные выделения и агрегаты размером до 1–2 мм. Чаще всего он находится в сростках либо с пиритом, либо с гематитом. Широко распространен Sr, поля которого чаще всего совпадают с Ba. Присутствие в образованном ими соединении серы позволяет утверждать, что весь Sr и Ba здесь связаны в барийсодержащем целестине, количество которого оценивается в 7.3 %. По результатам профилирова-

ния образца выделения барийсодержащего целестина часто характеризуются высокими содержаниями K (0.0–9.7 мас. %) и, реже, Na (0.0–7.5 мас. %), на фоне высоких содержаний S. Это говорит о большой вероятности присутствия в образце также сульфатов K и Na. Карта распределения K на фоне карты S показывает присутствие в образце сульфатов K в количестве до ~3 %.

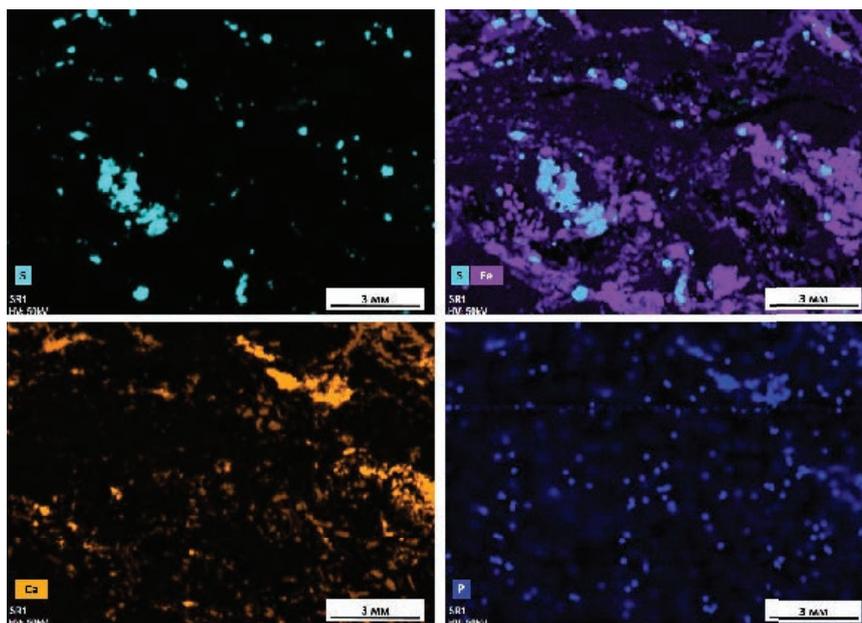


Рис. 12. Карты распределения нормированных содержаний S и Fe в образце SR1, указывающие на присутствие пирита (совпадающие поля Fe и S) и гематита (поля Fe без S), а также Ca и P, указывающие на присутствие анкерита с повышенным содержанием P, апатита (зерна с P и меньшими содержаниями Ca) и, возможно, вивианита (совпадение полей P и Fe).

Участок Сарытор, скв. SR-09-190, глубина 235.0 м.

Fig. 12. Distribution maps of normalized S and Fe contents in sample SR1 indicating the presence of pyrite (coincided areas of Fe and S), hematite (Fe areas without S), as well as maps of Ca and P showing the presence of P-bearing ankerite, apatite (grains with P and lower Ca content), and possibly vivianite (coincided areas of P and Fe).

Sarytor area, borehole SR-09-190, depth of 235.0 m.

Заключение

Изучение минерального состава пород и руд месторождения Кумтор проводилось массово традиционными визуально-оптическими методами; в ограниченном количестве руды были проанализированы методом QXRD с определением количественных соотношений минералов в рудах. В результате этих исследований были получены общие представления о составе и взаимоотношениях основных минералов, слагающих руды месторождения, представленные кварцем, алюмосиликатными минералами, карбонатами, сульфатами, пиритом, шеелитом и гематитом. В то же время установлены широкие вариации в количественных взаимоотношениях основных минералов в разрезе рудоносной зоны и в рудоносных зонах разных участков, зависящие от типа рудовмещающих пород и интенсивности развития многоэтапного метасоматоза.

При таком разнообразии минералов и тонкозернистой структуре руд изучение минерального состава с помощью оптического микроскопа не всегда дает однозначные ответы о составе пород и

руд и количественных содержаниях разных минералов. Особенно это касается микроскопических сростков полевых шпатов с кварцем, взаимопрорастаний калиевых полевых шпатов и альбита, альбита и доломита, доломита и кальцита, и разделения минералов группы карбонатов, образующих широкие ряды изоморфных смесей с Ca, Mg, Mn и Fe.

В данном случае идеальным оказалось применение QXRD анализа при изучении пульпы и хвостов усредненных керновых проб. Однако, этот вид анализа требует специальной аппаратуры, соответствующей компьютерной базы данных, специального программного обеспечения и исполнителей высокой квалификации, которые не всегда доступны.

В связи с этим возникла необходимость выбора дополнительного метода исследований минерального состава руд, позволяющего оперативно получать корректное соотношение минеральных фаз в образцах при относительно низких затратах. Метод XRF, лежащий в основе работы прибора TORNADO M4, позволяет проводить анализ керн буровых скважин, полированных секций и тонких

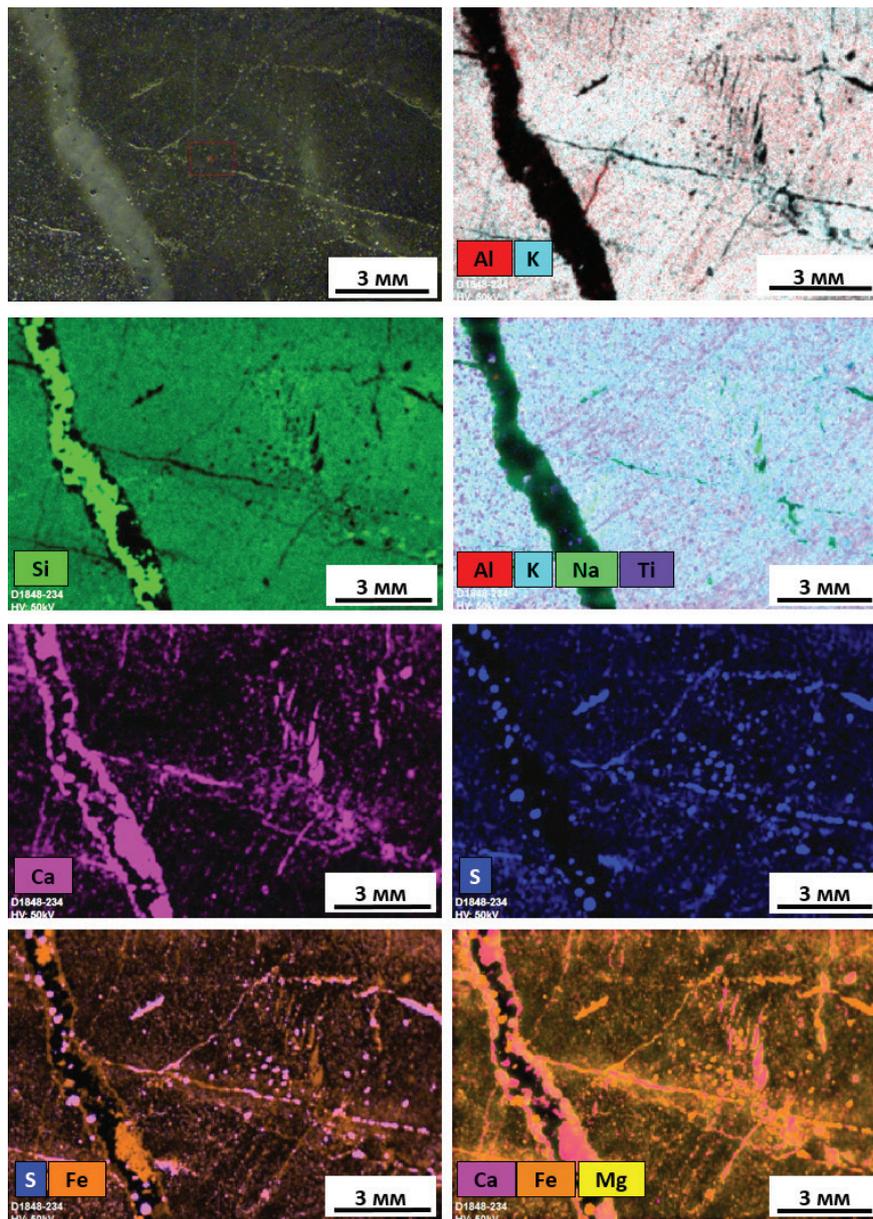


Рис. 13. Изученная область образца 1848_234 пирит-кварц-альбит-карбонат-серицитолитовой руды и карты распределения нормированных содержаний Si, Al, K, Na, Ti, Ca, Mg и Fe, демонстрирующие присутствие кварца (ярко-зеленый прожилок и отдельные включения), серицита-мусковита в основной массе (совпадение полей K, Al и Si), альбита (зеленое и микропрожилки на карте Al, K, Na, Ti) в основной массе и прожилках в сростках с анкеритом (совпадение полей Ca, Mg и Fe) и включений пирита (совпадение полей S и Fe).

Рудоносная зона Хоккейная Ключка, скв. D1848, глубина 234.0 м.

Fig. 13. Studied area of sample 1848_234 and distribution maps of normalized Si, Al, K, Na, Ti, Ca, Mg and Fe contents showing the presence of quartz (brightly green veins and individual inclusions), sericite-muscovite in matrix (coincided areas of K, Al and Si), albite (green and microveins on Al, K, Na, Ti map) in matrix and in aggregates with ankerite (coincided areas of Ca, Mg and Fe) and pyrite inclusions (coincided areas of Fe and S).

Ore-bearing zone Khokkeinaya klyushka (Hockey Stick), borehole D1848, depth of 234.0 m.

срезов, окаменелостей или геологически интересных образцов без какой-либо или минимальной предварительной подготовки, при относительно

низкой стоимости. Он имеет ряд преимуществ по сравнению с изучением минерального состава с помощью оптического микроскопа и рентгеновской

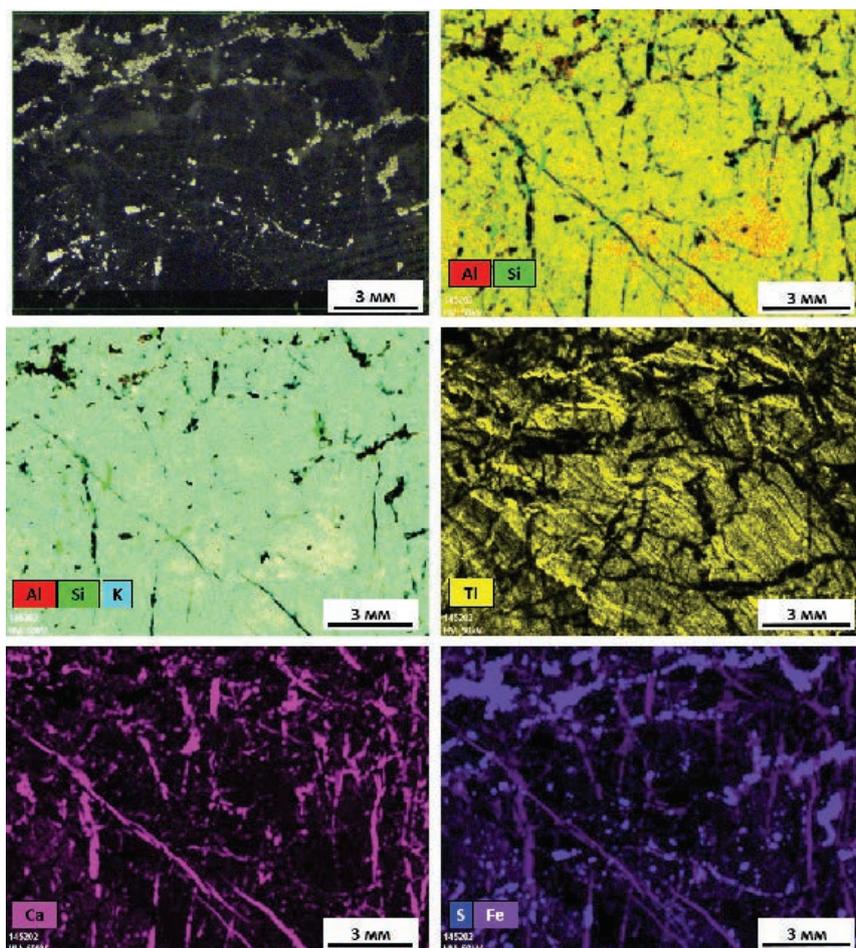


Рис. 14. Изученная область образца 145202 пирит-карбонат-полевошпатовой руды и карты распределения нормированных содержаний Si, Al, K и Ti, демонстрирующие присутствие кварца (ярко-зеленые микро-прожилки и отдельные включения), микроклина (совпадение полей K, Al и Si), первичную полосчатость породы (Ti), а также ортогональную систему карбонатных прожилков (Ca и Fe) и извилистые субгоризонтальные прожилки – агрегатные скопления ксеноморфных зерен пирита (Fe-S).

Рудоносная зона Южный Раздув, скв. D1452, глубина 172.2 м.

Fig. 14. Studied area of sample 145202 of pyrite-carbonate-feldspar ores and distribution maps of normalized Si, Al, K and Ti contents showing the presence of quartz brightly green veins and individual inclusions), microcline (coincided areas of K, Al and Si), primary banding of rock (Ti map), as well as the orthogonal system of carbonate veins (Ca-Fe) and sinuous subhorizontal veins (aggregates of anhedral pyrite grains, Fe-S).

Ore-bearing zone Yuzhny Razduv (South Blob), borehole D1452, depth of 172.2 m.

дифрактометрии, в частности, это информация об элементном составе изучаемого выделения и текстурно-структурных взаимоотношениях различных минеральных ассоциаций в пределах образца, возможность обнаружения минералов при их низком содержании.

Проведенные экспериментальные исследования разных минеральных типов руд месторождения Кумтор методом XRF на анализаторе TORNADO M4 показали перспективность использования рентгенофлуоресцентного анализа при изучении состава разных природных сортов руд месторождения.

Установлено соотношение минералов в разных типах руд, уточнен их химический состав в дополнение к результатам ранее проведенных минералого-петрографических исследований, определены формы и размеры выделений основных рудных и нерудных минералов, их сростков, намечен ряд неизвестных ранее на месторождении возможных новых минералов, в частности, водорастворимых сульфатов.

Наш первый практический опыт применения этого метода показал возможность проводить исследования и без наличия автоматизированной базы

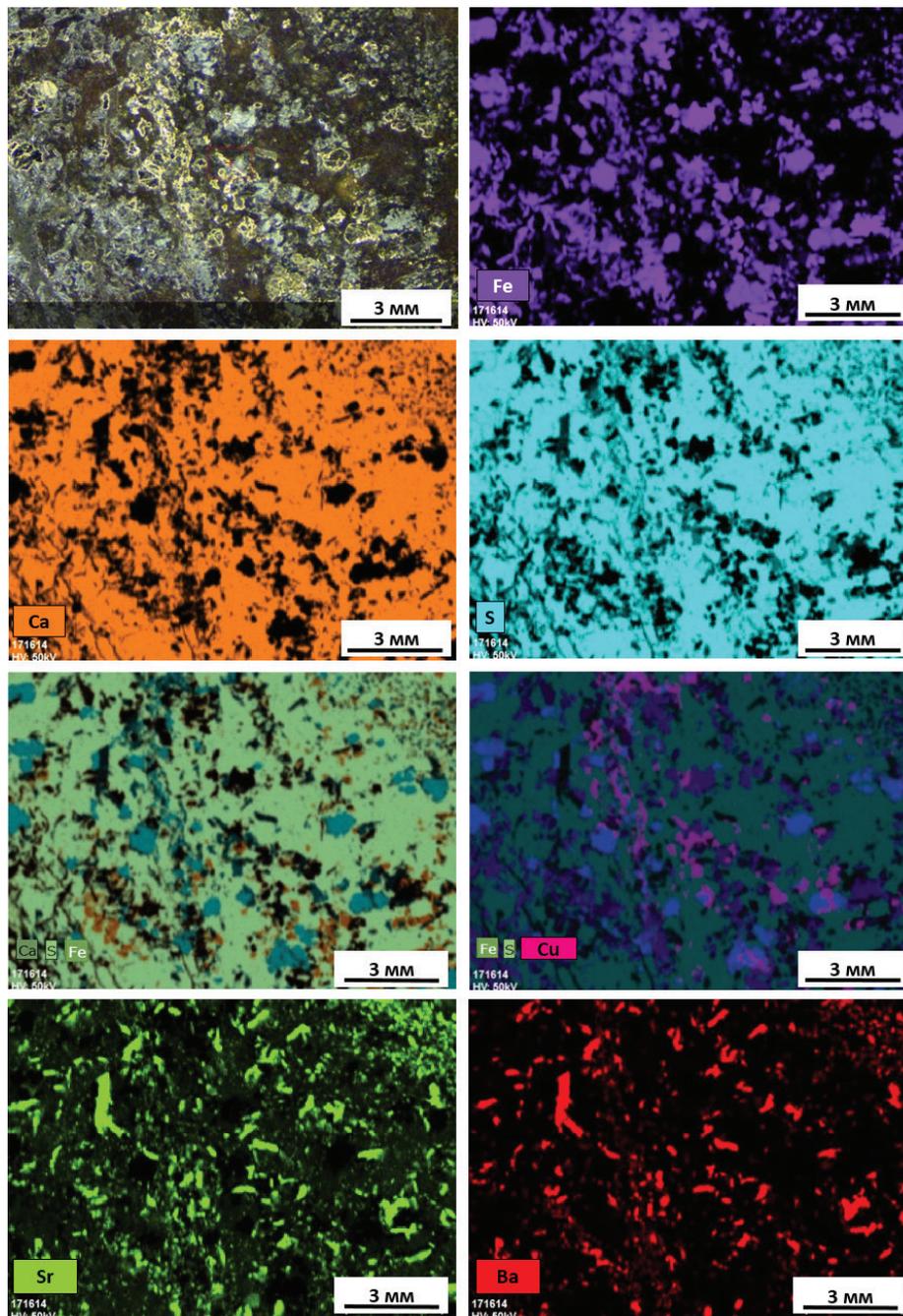


Рис. 15. Изученная область образца 171614 загипсованной пирит-гематит-карбонатной руды и карты распределения нормированных содержаний S, Ca, Fe, показывающие преобладание в основной части образца гипса (голубовато-зеленое), а также распределение анкерита (коричневое), пирита (голубое), гематита (фиолетовое) и халькопирита (розовое) (совмещенные карты Ca-S-Fe и Fe-S-Cu) и барит-содержащего целестина (карты Sr и Ba).

Рудоносная зона Южный Раздув, скв. D1716, глубина 702.8 м.

Fig. 15. Studied area of sample 171614 of pyrite-hematite-carbonate-gypsum ore and distribution maps of the normalized contents of S, Ca, Fe showing the predominance of gypsum (bluish-green) and the distribution of ankerite (brown), pyrite (blue), hematite (purple) and chalcopyrite (pink) (combined Ca-S-Fe and Fe-S-Cu maps) and barite-bearing celestine (Sr and Ba maps).

Ore-bearing zone Yuzhny Razdov (South Blob), borehole D1716, depth of 702.8 m.

данных минералов AMICS. Получаемая информация об элементном составе образца и карты поэлементного сканирования в первом приближении до-

статочны для установления на полуколичественном уровне соотношения основных минеральных фаз в образцах с помощью обычных методов цифровой

обработки изображений. После проведения исследования образец сохраняется полностью для проведения других видов исследований. Систематическое исследование образцов руд из разных частей рудоносной зоны месторождения этим методом позволяет оперативно провести сравнение минерального состава разных типов руд при относительно низких затратах средств и времени.

Литература

Автоматизированный анализатор оптико-минералогических исследований горных пород, руды и рудных концентратов «Минерал С7» (2018) <https://siams.com/minerals7>.

Аникин С.И. (1992) Геология и минералого-геохимические особенности золото-теллур-редкометалльного оруденения в углеродистых толщах венда Кумторского рудного поля (Срединный Тянь-Шань). *Автореферат дис. к.г.-м.н.* Бишкек, БПИ. 20 с.

Богдецкий В.Н., Матвеев В.Г., Туманов Б.М. (1981) Геологическая позиция золото-вольфрамового оруденения в углеродистых сланцах на примере одного месторождения Тянь-Шаня / Стратиформные месторождения цветных и редких металлов в черносланцевых формациях. Фрунзе, ФПИ, 101–105.

Васильев П.В., Гу И., Фандрич Р. (2010) Применение автоматического анализатора раскрытия минералов MLA для оценки качества минерального сырья. www.eco-oos.ru.

Годовиков А.А. (1975) Минералогия. М., Недра, 520 с.

Гонсалес Р., Вудс Р. (2012) Цифровая обработка изображений. М., Техносфера, 1104 с.

Никоноров В.В. (1993) Новый тип золотого оруденения в Кыргызстане. *Геология рудных месторождений*, **35**(5), 450–454.

Руководство для пользователей графического редактора Adobe Photoshop (2022) <https://helpx.adobe.com/ru/photoshop/using/layer-basics.html>.

Шевкунов А.Г., Башкиров А.П. (2013) Условия зарождения минералообразующей системы и динамика ее развития на примере месторождения Кумтор. Материалы всероссийской конференции «Рудообразующие процессы: от генетических концепций к прогнозу и открытию новых рудных провинций и месторождений». М., ИГЕМ РАН, 173–174.

Шевкунов А.Г., Масленников В.В., Ларж Р.Р., Масленникова С.П., Данюшевский Л.В. (2018) Геохимические особенности разновидностей пирита золото-рудного месторождения Кумтор, Кыргызстан. *Минералогия*, **4**(4), 22–40.

Шеметова А.А. (2022) Опыт использования автоматизированной системы анализа минералов (MLA) для

золотых руд. <https://geowebinar.com/seminar-mineralogy-vims-2022>.

Beckhoff B., Kanngießer B., Langhoff N., et al. (2006) Handbook of practical X-ray fluorescence analysis. Berlin, Heidelberg, Springer, 876 p.

Ivanov S.M., Ansdell K.M., Melrose D.L. (2000) Ore texture and stable isotope constraints on ore deposition mechanisms at the Kumtor lode gold deposit. *Gold in 2000. Littleton, Society of Economic Geologists, Poster Session Extended Abstracts Volume*, 47–52.

M4 TORNADO AMICS. Automated mineral analyzer for mining and geosciences (2022) www.bruker.com/m4tornado.

References

[Automated analyzer of optical-mineralogical studies of rocks, ore and ore concentrates «Mineral C7»] (2018). <https://siams.com/minerals7>. (in Russian).

[A guide for users of the Adobe Photoshop software] (2022). <https://helpx.adobe.com/ru/photoshop/using/layer-basics.html>. (in Russian).

Anikin S.I. (1992) [Geology and mineralogical and geochemical features of gold-tellurium-rare-metal mineralization in the carbonaceous strata of the Vendian Kumtor ore field (Central Tien Shan)]. *Avtoreferat dissertatsii kandidata geologo-mineralogicheskikh nauk [Abstract of Dissertation of the Candidate of Geological-Mineralogical Sciences]*. Bishkek, BPI. (in Russian). 20 c.

Beckhoff B., Kanngießer B., Langhoff N. et al. (2006) Handbook of practical X-ray fluorescence analysis. Berlin, Heidelberg, Springer. 876 p.

Bogdetsky V.N., Matveenko V.G., Tumanov B.M. (1981) [Geological position of gold-tungsten mineralization in carbonaceous shales on example of one Tien Shan deposit]. In: *Stratiformnye mestorozhdeniya tsvetnyh i redkih metallov v chernoslantsevyyh formatsiyah [Stratiform deposits of non-ferrous and rare metals in black shale complexes]*. Frunze, FPI, 101–105. (in Russian).

Godovikov A.A. (1975) [Mineralogy]. Moscow, Nedra. 520 p. (in Russian).

Gonzalez R., Woods R. (2012) [Digital image processing]. Moscow, Technosphere. 1104 p. (in Russian).

Ivanov S.M., Ansdell K.M., Melrose D.L. (2000) Ore texture and stable isotope constraints on ore deposition mechanisms at the Kumtor lode gold deposit. *Gold in 2000. Littleton, Society of Economic Geologists, Poster Session Extended Abstracts Volume*, 47–52.

Nikonorov V.V. (1993) [A new type of gold mineralization in Kyrgyzstan]. *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy [Geology of Ore Deposits]*, **35**(5), 450–454. (in Russian).

Shemetova A.A. (2022) [Experience of using an automated mineral analysis system (MLA) for gold ores]. <https://geowebinar.com/seminar-mineralogy-vims-2022>. (in Russian).

Shevkunov A.G., Bashkirov A.P. (2013) [Conditions of the origin of the mineral-forming system and the dynamics of its evolution on example of the Kumtor deposit]. *Materialy vserossiyskoy konferentsii «Rudoobrazuyushchie processy: ot geneticheskikh kontseptsiy k prognozu i otkrytiyu novykh rudnykh provintsiy i mestorozhdeniy» [Materials of the All-Russian Conference «Ore-Forming Processes: from Genetic Concepts to the Forecast and Discovery of New Ore Provinces and Deposits»]*. Moscow, IGEM RAN, pp. 173–174. (in Russian).

Shevkunov A.G., Maslennikov V.V., Large R.R., Maslennikova S.P., Danyushevsky L.V. (2018) [Geochemical features of pyrite types of the Kumtor gold deposit, Kyrgyzstan]. *Mineralogiya [Mineralogy]*, **4**(4), 22–40. (in Russian).

Vasiliev P.V., Gu I., Fandrich R. (2010) [Application of a MLA automatic mineral disclosure analyzer for assessing the quality of mineral raw materials]. www.eco-oos.ru. (in Russian).

M4 TORNADO AMICS. Automated Mineral Analyzer for Mining and Geosciences (2022) www.bruker.com/m4tornado.

МИНЕРАЛОГИЯ

Том 8 № 3 2022

ISSN 2313-545X (print)

ISSN 2782-2044 (online)

ISSN 2313-545X



Свидетельство
о регистрации средства массовой информации ПИ № ФС77-78696 от 30 июля 2020 г.
выдано Федеральной службой по надзору в сфере связи информационных
технологий и массовых коммуникаций

Технический редактор:

И.Ю. Мелекесцева

Оригинал-макет:

О.Л. Бусловская

Корректор:

И.А. Спирина

Подписано в печать 21.09.2022. Дата выхода в свет:
Формат 60 × 80¹/₈. Печать офсетная. Усл. печ. л. 5.8. Уч.-изд. л. 5.9. Тираж 200 экз. Заказ №
ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН: 456317, г. Миасс Челябинской обл., Ильменский заповедник
Отпечатано с оригинал-макета заказчика в ООО «Типография Для Вас»
620026, Свердловская область, г. Екатеринбург, ул. Розы Люксембург, 52А, офис 3.
Возрастное ограничение 16+. Распространяется бесплатно.

MINERALOGY

2022. Vol. 8. No. 3

ISSN 2313-545X (print)

ISSN 2782-2044 (online)



Founder: Federal State Budgetary Institution South Urals Federal Research Center
of Mineralogy and Geoecology, Urals Branch, Russian Academy of Sciences

Registration certificate PI no. FS77-78696 from July 30, 2020
Ministry of Digital Development, Communications and Mass Media of the Russian Federation

Technical editor:

Irina Melekestseva

Layout:

Olga Buslovskaya

Corrector:

Irina Spirina

Signed in print 21.09.2022.

Format 60 × 80 $\frac{1}{8}$. Offset printing. Printed sheets 5.8. Circulation of 200. Order no.
SU FRC MiG UB RAS: territory of the Ilmeny State Reserve, Miass, Chelyabinsk district, 456137 Russia

Printed from a layout in Printing House Tipografiya dlya vas
ul. Rozy Lyuksemburg 52A/3, Yekaterinburg, Sverdlovsk district, 620026 Russia
Free of charge
