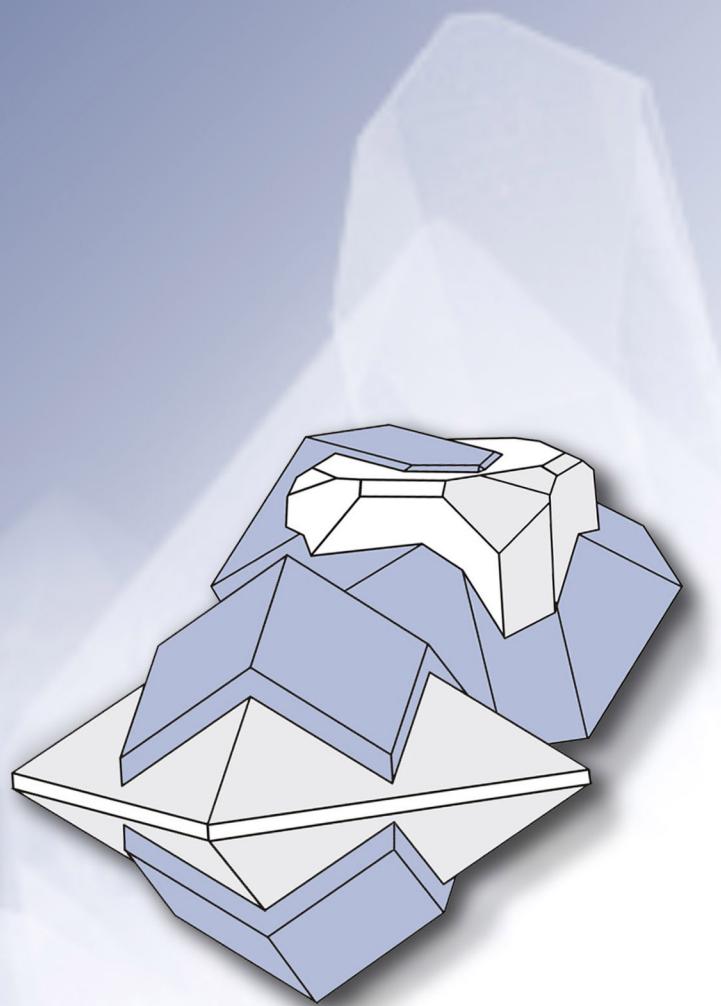


ISSN 2313-545X (Print)
ISSN 2782-2044 (Online)

МИНЕРАЛОГИЯ

MINERALOGY

Том 11 № 4 2025



ISSN 2313-545X (Print)
ISSN 2782-2044 (Online)

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

МИНЕРАЛОГИЯ

Том 11 № 4 2025 г. Декабрь

Основан в 2014 г.
Выходит 4 раза в год

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

MINERALOGY

Volume 11 No 4 2025 December
Founded 2014
Issued 4 times a year

МИНЕРАЛОГИЯ, 2025. Том 11. № 4**Научный рецензируемый журнал открытого доступа.** 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 «Минералогия» охватывает широкий спектр направлений минералогии, включая глобальную и региональную минералогию и минерагению, минералогию полезных ископаемых, технологическую минералогию, онтогенезу минералов и топоминералогию, эко- и биоминералогию и археологическую минералогию. Главной особенностью журнала является тесная связь результатов минералогических исследований с приоритетным направлением развития науки в РФ: «Рациональное природопользование».

Главный редактор:

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

Зам. главного редактора:

Е.В. Белогуб, ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс, Россия

Редакционная коллегия:

А.М. Асхабов, ИГ Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар, Россия); А.И. Брусицын, СПбГУ (г. Санкт-Петербург, Россия); И.О. Галускина, Сileszkiy universitet (г. Katowice, Польша); Ю.Л. Войтеховский, РГПУ им. А.И. Герцена (г. Санкт-Петербург, Россия); С.Л. Вотяков, ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург, Россия); В.Г. Кривовичев, СПбГУ (г. Санкт-Петербург, Россия); Е.П. Макагонов, ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (г. Миасс, Россия); И.Ю. Мелекесцева, ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (г. Миасс, Россия); В.В. Мурзин, ИГГ 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, МГУ (г. Москва, Россия); Э.В. Сокол, ИГМ СО РАН (г. Новосибирск, Россия); С.Ю. Степанов, ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (г. Миасс, Россия); С.Г. Тесалина, Кертин Университет (г. Перт, Австралия); В.Н. Удачин, ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (г. Миасс, Россия); Р. Херрингтон, Музей естественной истории (г. Лондон, Великобритания); М.А. Юдовская, ИГЕМ РАН (г. Москва, Россия), Университет Витватерсранда (г. Йоханнесбург, ЮАР).

Адрес издателя и редакции: Россия 456317, 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:* www.journal.mineralogy.ru

© ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН

© Авторы статей

MINERALOGY 2025. VOL. 11. NO. 4**Scientific peer-reviewed open-access journal.** Issued 4 times per year. Founded in 2014.*Founder:* South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology, Urals Branch, Russian Academy of Sciences

Mineralogy covers a wide spectrum of the mineralogical sciences including global and regional mineralogy and mineralageny, mineralogy of mineral deposits, technological mineralogy, ontogenesis of minerals and topomineralogy, eco- and biomineralogy, and archaeological mineralogy. The main feature of the Journal is the close relationship of the results of mineralogical studies with the priority area for the development of science in the Russian Federation: “Rational environmental management”.

Editor-in-Chief:

V. Maslennikov, SU FRC MG UB RAS, Miass, Russia

Co-Editor:

E. Belogub, SU FRC MG UB RAS, Miass, Russia

Editorial Board:

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, UK); Vladimir Krivovichev (St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia); Evgeny Makagonov (Ilmeny State Reserve SU FRC MG UB RAS, Miass, Russia); Irina Melekestseva (SU FRC MG 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); Ellina Sokol (Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk); Sergey Stepanov (SU FRC MG UB RAS, Miass, Russia); Svetlana Tessalina (Curtin University, Perth, Australia); Valery Udashin (SU FRC MG UB RAS, Miass, Russia); Yury Voytekovsky (Russian State Pedagogical 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: Ilmeny State Reserve, Miass, Chelyabinsk district, 456137 Russia, SU FRC MG UB RAS

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

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

СОДЕРЖАНИЕ

11(4), 2025

МИНЕРАЛЫ И МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ

Cs-содержащий шабазит из Мариинского (Малышевского) изумрудно-бериллиевого месторождения, Средний Урал)

A.O. Карпов, A.A. Агаханов 5

Поздняя гидротермальная минерализация в фенитовом ореоле Ильменогорского щелочного массива (Южный Урал)

M.A. Рассомахин, E.B. Белогуб, M.C. Авдонцева, B.N. Бочаров 21

Пиропы Цилемского поднятия (Средний Тиман) как индикаторы коренных источников алмазов

A.A. Пархачев, Ю.В. Глухов, К.Г. Пархачева, Б.А. Макеев, М.Ю. Сокерин 39

МИНЕРАЛОГИЯ РУДНЫХ И НЕРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Оценка золотоносности Кваркушской площади (Западный склон Урала, Пермский край)

M.D. Шамсутдинов, C.B. Петров 56

Минералы Zn в магнезитовых породах мурандавской свиты, Дальний Восток России

E.A. Рожкова, M.O. Ким, I.A. Блинов 78

CONTENTS

11(4), 2025

MINERALS AND MINERAL ASSEMBLAGES

Cs-bearing chabazite from the Mariinskoe (Malyshevskoe) emerald-beryllium deposit, Middle Urals <i>A.O. Karpov, A.A. Agakhanov</i>	5
Late hydrothermal mineralization in a fennic halo of the Ilmenogorsk alkaline complex (South Urals) <i>M.A. Rassomakhin, E.V. Belogub, M.S. Avdontevo, V.N. Bocharov</i>	21
Pyrope of the Tsilma Uplift (Middle Timan) as an indicator of primary diamond sources <i>A.A. Parkhachev, Yu.V. Glukhov, K.G. Parkhacheva, B.A. Makeev, M.Yu. Sokerin</i>	39

MINERALOGY OF ORE AND NON-ORE DEPOSITS

Assessing gold-bearing potential of the Kvarhush area (Western slope of the Urals, Perm krai) <i>M.D. Shamsutdinov, S.V. Petrov</i>	56
Zn minerals in magnesite rocks of the Murandavskaya Formation, Far East Russia <i>E.A. Rozhkova, M.O. Kim, I.A. Blinov</i>	78

МИНЕРАЛЫ И МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ / MINERALS AND MINERAL ASSEMBLAGES



<https://doi.org/10.35597/2313-545X-2025-11-4-1>

УДК 549.676.21 (470.54)

Cs-содержащий шабазит из Мариинского (Малышевского) изумрудно-бериллиевого месторождения, Средний Урал

А.О. Карпов^{1,2}, А.А. Агаханов²

¹ Московский государственный университет, Ленинские горы 1, г. Москва, 119991 Россия

² Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН, Ленинский пр-т 18-2, г. Москва, 119071 Россия;
karpovao@my.msu.ru

Статья поступила в редакцию 19.09.2025 г., после доработки 21.10.2025 г., принята к печати 10.11.2025 г.

Аннотация. В образцах из Мариинского (Малышевского) месторождения (Изумрудные копи Урала) диагностированы шабазит-Са и шабазит-К, образующие чечевицеобразные двойники размером до 1–2 мм на прените. Оба цеолита представлены необычными Cs-содержащими разновидностями: шабазит-Са содержит до 1.20 мас. % Cs₂O (до 0.10 к.ф. Cs), а шабазит-К – до 0.75 мас. % Cs₂O (0.05 к.ф. Cs). В отличие от шабазита-К, шабазит-Са содержит примесь Sr (до 1.50 мас. % SrO = 0.15 к.ф. Sr). Усредненная формула шабазита-Са – (Ca_{1.16}K_{0.51}Mg_{0.21}Na_{0.16}Sr_{0.08}Cs_{0.06})(Al_{3.71}Si_{8.31})O₂₄·11.9H₂O (n = 30), шабазита-К – (K_{1.21}Ca_{0.97}Na_{0.26}Mg_{0.12}Cs_{0.04})(Al_{3.63}Si_{8.36})O₂₄·12.1H₂O (n = 15). Полученные для обоих минералов инфракрасные спектры, порошковые рентгенограммы и рассчитанные параметры элементарных ячеек хорошо согласуются с литературными данными для шабазита. Нахodka Cs-содержащего шабазита из Изумрудных копей является первой на Урале и, вероятно, второй в России.

Ключевые слова: шабазит, цеолиты, цезий, Мариинское месторождение, Малышевское месторождение, Изумрудные копи Урала

Финансирование. Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда, грант 24-27-00225.

Благодарности. Авторы благодарят И.В. Пекова и Л.А. Паутова за помощь в поиске литературных источников и ценные замечания при обсуждении материала статьи, М.М. Моисеева за предоставленный для исследования образец, Н.А. Пекову – за фотографии образцов шабазита.

Конфликт интересов. Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанных с рукописью.

Вклад авторов. А.О. Карпов – разработка концепции, исследования методом инфракрасной спектроскопии, написание рукописи; А.А. Агаханов – исследования методами электронно-зондового анализа и порошковой рентгенографии. Все авторы одобрили финальную версию статьи перед публикацией.

Для цитирования: Карпов А.О., Агаханов А.А. Cs-содержащий шабазит из Мариинского (Малышевского) изумрудно-бериллиевого месторождения, Средний Урал. *Минералогия*, 2025, 11(4), 5–20.
<https://doi.org/10.35597/2313-545X-2025-11-4-1>

Cs-bearing chabazite from the Mariinskoe (Malyshevskoe) emerald-beryllium deposit, Middle Urals

A.O. Karpov^{1, 2}, A.A. Agakhanov²

¹ Moscow State University, Leninskie Gory 1, Moscow, 119991 Russia; karpovao@my.msu.ru

² Fersman Mineralogical Museum RAS, Leninskiy pr. 18-2, Moscow, 119071 Russia

Received 19.09.2025, revised 21.10.2025 accepted 10.11.2025

Abstract. Chabazite-Ca and chabazite-K are found in specimens from the Mariinskoe (Malyshevskoe) deposit (Ural Emerald mines). They form lenticular twins up to 1–2 mm on prehnite. Both zeolites are characterized by an atypically high Cs content: up to 1.20 wt. % Cs₂O (0.10 apfu Cs) in chabazite-Ca and up to 0.75 wt. % Cs₂O (0.05 apfu Cs) in chabazite-K. In contrast to chabazite-K, chabazite-Ca also contains Sr: up to 1.50 wt. % SrO = 0.15 apfu Sr. Averaged formula is (Ca_{1.16}K_{0.51}Mg_{0.21}Na_{0.16}Sr_{0.08}Cs_{0.06})(Al_{3.71}Si_{8.31})O₂₄·11.9H₂O for chabazite-Ca (n = 30) and (K_{1.21}Ca_{0.97}Na_{0.26}Mg_{0.12}Cs_{0.04})(Al_{3.63}Si_{8.36})O₂₄·12.1H₂O for chabazite-K (n = 15). Infrared spectra, X-ray powder diffraction data and calculated unit cell parameters of both minerals are in good agreement with published data for chabazite. Our finding of Cs-bearing chabazite from the Ural Emerald mines is the first in the Urals and likely the second in Russia.

Keywords: chabazite, zeolite, cesium, Mariinskoe deposit, Malyshevskoe deposit, Ural Emerald mines

Funding. This work was supported by the Russian Science Foundation, project no. 24-27-00225.

Acknowledgements. We are grateful to I.V. Pekov and L.A. Pautov for help with literature and discussion, M.M. Moiseev for providing a specimen for the study, and N.A. Pekova for images of the chabazite specimens.

Conflict of interest. The authors declare that they have no conflicts of interest.

Author contribution. A.O. Karpov – conceptualization, IR spectroscopy, writing of the article; A.A. Agakhanov – EPMA and PXRD data. All the authors approved the final version of the manuscript prior to publication.

For citation: Karpov A.O., Agakhanov A.A. Cs-bearing chabazite from the Mariinskoe (Malyshevskoe) emerald-beryllium deposit, Middle Urals. *Mineralogy*, 2025, 11(4), 5–20. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2025-11-4-1>

ВВЕДЕНИЕ

Шабазит – очень широко распространенный минерал группы цеолитов, впервые охарактеризованный И. фон Борном в 1772 г. как «белый кубический цеолит из Исландии» (von Born, 1772). Название «шабазит» («chabasie») введено в минералогическую литературу Л.-О. Боск д’Антиком в 1792 г., а в близком к современному написании («chabasit») – И.А. Брейтгауптом в 1818 г. (Bosc d’Antic, 1792; Breithaupt, 1818). Серия шабазита объединяет пять минеральных видов: шабазит-Са, шабазит-На, шабазит-К, шабазит-Sr и шабазит-Mg (Coombs et al., 1997; Montagna et al., 2010). В упрощенном виде общую формулу этих минералов можно записать как (M⁺_{4-2x}M²⁺_x□_x)Al₄Si₈O₂₄·12H₂O, однако в силу многообразия изоморфных замещений (в том числе с участием вакансий) как в каналах, так и в алюмосиликатном каркасе, кристаллохимическая формула природных шабазитов может в различной степени отклоняться от идеализированной

(Passaglia, 1970; Gottardi, Galli, 1985; Пеков и др., 2004; Montagna et al., 2010).

Каркас цеолитов со структурным типом шабазита (в соответствии с системой, принятой Международной цеолитовой ассоциацией (IZA), этот структурный тип обозначается аббревиатурой CHA (Baerlocher et al., 2007)) состоит из двухэтажных шестичленных колец, расположенных перпендикулярно оси с и соединенных наклонными четырехчленными кольцами. Этот каркас пронизан трехмерной системой каналов, в раздувах которых находятся крупные эллипсоидальные полости – «фонари» (Wyart, 1933; Dent, Smith, 1958; Якубович и др., 2005). Топологически симметрия шабазитового каркаса тригональная, но частичное упорядочение Si и Al может понижать ее до триклиновой (Mazzi, Galli, 1983); в триклиновой сингонии кристаллизуется Si-Al упорядоченный низкокремнистый аналог шабазита – уиллхендерсонит (Peacor et al., 1984; Fisher et al., 2008 и ссылки в этих работах).

Анализируя доступную нам литературу и данные интернет-сайта www.mindat.org, можно сделать вывод, что минералы семейства шабазита в местонахождениях мира распространены следующим образом: шабазит-Са >> шабазит-На > шабазит-К > шабазит-Mg ≥ шабазит-Sr, т. е. наиболее обычен Са-доминантный, а наиболее редок Mg- и Sr-доминантный шабазит.

Шабазит – крупнопористый цеолит, с легкостью вступающий в реакции ионного обмена (Barrer, 1950). В последнее время остро стоит проблема очистки жидких радиоактивных отходов и, в частности, загрязненных радионуклидами сбросовых вод АЭС – в т. ч. от изотопа ^{137}Cs , одного из главных компонентов радиоактивного загрязнения биосферы. Поэтому к шабазиту и его синтетическим аналогам (СНА-цеолитам) как к сорбентам ионов цезия из растворов приковано внимание ученых со всего мира: достаточно отметить, что этой проблеме посвящены десятки статей (Barrer, 1950; Barrer, Sammon, 1955; Barrer, Baynham, 1956; Barrer, Langley, 1958; Ames, 1961, 1966; Barrer et al., 1963, 1969; Mimura, Kanno, 1985; Calligaris et al., 1986; Pansini, 1996; Duer, Zubair, 1998; Mimura et al., 1999; de Gennaro et al., 2003; Borai et al., 2009; Kong et al., 2016; Lee et al., 2016; Abtahi et al., 2018; Baek et al., 2018; Figueiredo et al., 2018; Misaelides et al., 2018; Aono et al., 2020; Yang et al., 2021; Chaerun et al., 2022; Watanabe et al., 2022; Fan et al., 2023; Zhang et al., 2023; Battsetseg et al., 2024; Kawata et al., 2024; Parsons et al., 2024). Авторы процитированных работ отмечают очень высокую селективность шабазита к ионам Cs^+ и его большую эффективность в сравнении с другими цеолитами (клиноптилолитом, морденитом, стильбитом или гейландитом): так, ионообменники именно на основе шабазита использовались для очистки вод от Cs после аварии на АЭС Фукусима-1 в 2011 г. (ссылки выше).

В настоящей работе с помощью современных аналитических методов изучен необычный Cs-содержащий шабазит из Мариинского (Малышевского) изумрудно-бериллиевого месторождения, входящего в структуру Изумрудных копей Урала. Состав шабазита из Изумрудных копей публикуется впервые.

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Мариинское (после 1927 г. Малышевское) изумрудно-бериллиевое месторождение расположено в пос. Малышева Асbestовского городско-

го округа Свердловской области (Средний Урал) (рис. 1а). Вопросам минералогии, геологии, геохимии и генезиса, а также истории освоения и изучения месторождений Изумрудных копей Урала и, в первую очередь, именно Мариинского (Малышевского) месторождения, посвящены сотни статей и серия монографий (Власов, Кутукова, 1960; Золотухин, 1996; Попов и др., 1998, 2008; Золотухин и др., 2004; Жернаков, 2009, 2011; Попов, 2014) – достаточно отметить, что на 2008 г. библиография по объектам Изумрудных копей Урала включала более 600 ссылок (Попов и др., 2008), поэтому геологическое строение месторождения ниже представлено в кратком виде.

Изумрудные копи Урала, объединяющие более 30 месторождений и рудопроявлений Ве, Та, Мо и драгоценных камней (изумруда, александрита и фенакита), расположены в восточной экзоконтактовой зоне крупного Адуйского гранитного массива. Открытое в 1833 г. Мариинское (Малышевское) месторождение находится в северной части этой полосы, в узком клине метаморфических пород между Адуйским и Малышевским гранитными массивами. С запада рудная зона месторождения отделена от адуйских гранитов телами диоритов, которые являются северным окончанием Лесозаводского массива, линзовидными блоками амфиболитов, прослоями кварцитов и углисто-кремнистых сланцев (рис. 1б). Рудный комплекс месторождения представлен изумрудоносными флогопитовыми слюдитами (а также тальковыми, хлоритовыми, тальк-хлоритовыми и актинолитовыми породами) и бериллоносными кварц-плагиоклазовыми жилами (Золотухин и др., 2004; Жернаков, 2009). Слюдиты представляют собой метасоматические породы, развитые по серпентинитам, и, вероятно, являются своеобразными апогипербазитовыми грейзенами. Изредка диориты и амфиболиты разбиты жилами альпийского типа. Мариинское (Малышевское) изумрудно-бериллиевое месторождение – крупнейшее из объектов Изумрудных копей и единственное промышленно разрабатываемое в настоящее время; оно также является единственным источником изумруда и александрита в России.

Впервые шабазит из Малышевского месторождения был описан К.А. Власовым и Е.И. Кутуковой в 1960 г. под названием «факолит». Минерал был встречен в виде сдвойниковых мелких кристаллов до 1 мм и их агрегатов до 4 мм в поперечнике, которые в ассоциации с фенгитом выполняли пустоты в плагиоклазе или нарастали на пренит

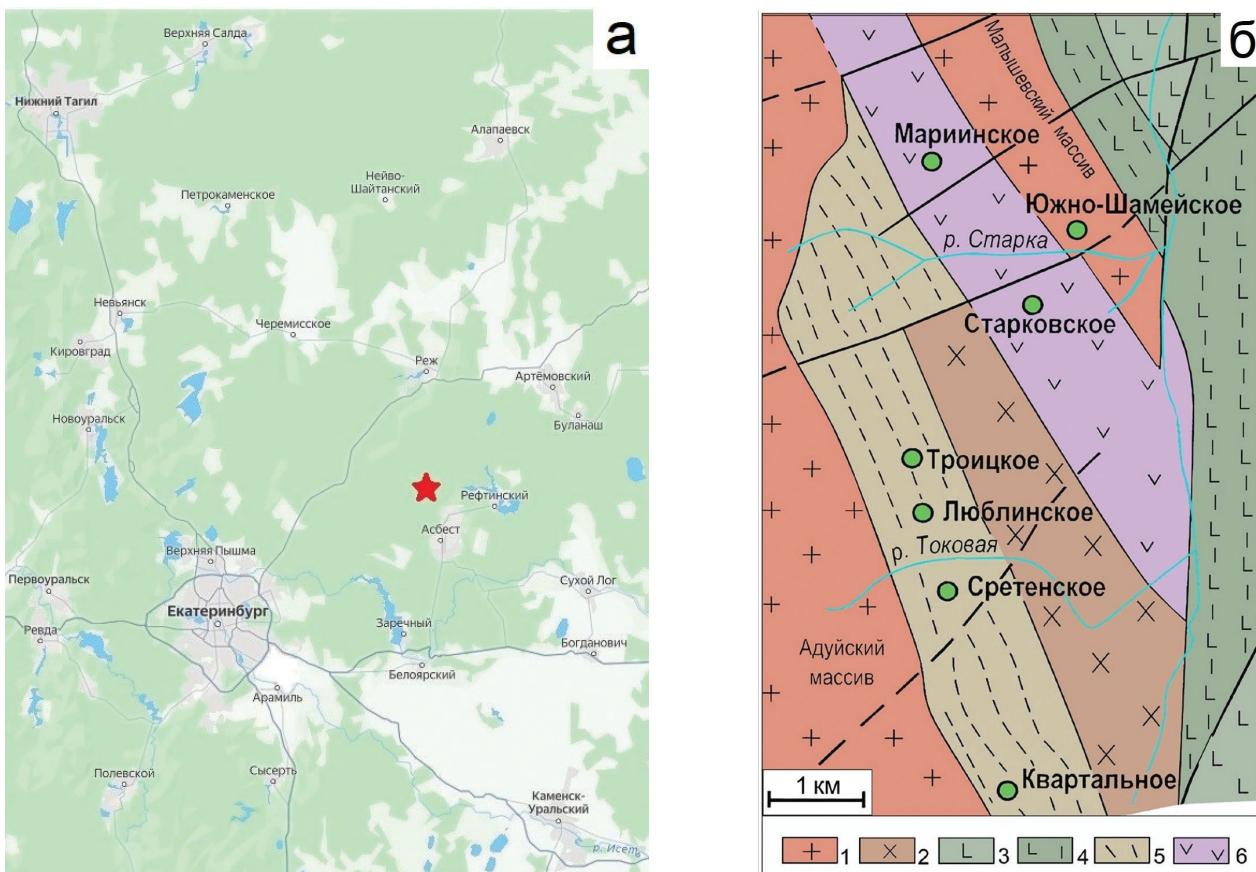


Рис. 1. Географическое положение Мариинского (Малышевского) месторождения (отмечено звездочкой) (а) и схема геологического строения центрального участка Изумрудных копей по (Жернаков, 2009; Попова и др., 2023) (б).

1 – граниты; 2 – диориты; 3 – амфиболовые сланцы; 4 – амфиболиты; 5 – тальк-тремолит-хлоритовые сланцы и кварциты; 6 – серпентинитовый меланж.

Fig. 1. Geographical location of the Mariinskoe (Malyshevskoe) deposit (red star) (a) and geological scheme of the central area of the Emerald mines after (Zhernakov, 2009; Popova et al., 2023) (b).

1 – granite; 2 – diorite; 3 – amphibole schist; 4 – amphibolite; 5 – talc-tremolite-chlorite schist, quartzite; 6 – serpentinite mélange.

(Власов, Кутукова, 1960). К сожалению, полный химический анализ материала первой находки не производился, шабазит был диагностирован по оптическим константам и данным спектрального анализа.

Позднее шабазит из этого же месторождения был описан В.И. Жернаковым. По его данным, шабазит встречается главным образом в маломощных жилах альпийского типа среди амфиболитов, которые выполнены агрегатом корродированного плагиоклаза, пренита и кальцита. Реже в них присутствуют эпидот, титанит и кварц. Шабазит в этих жилах обычно образует мелкие зубчатые двойники пространствия и отдельные ромбоэдрические кристаллы в пустотах пренитового агрегата. Минерал бесцветный, полупрозрачный; замутнение кристаллов обусловлено включениями тонких чешуек хлорита

(Жернаков, 1985, 2009). Шабазит диагностирован по оптическим константам и рентгенограмме; химический состав минерала не определялся.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Нами изучены три образца шабазита из Мариинского (Малышевского) месторождения: образец № 97408 из систематической коллекции Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана РАН (ММФ РАН, г. Москва, Россия), отобранный в 1990-х гг., и два образца из частных коллекций, отобранных в шахте месторождения в 1970-х гг. Для минерала получены электронно-зондовые анализы, ИК-спектры и порошковые рентгенограммы, рассчитаны параметры элементарной ячейки.



Рис. 2. Бесцветные кристаллы шабазита-К из Мариинского (Малышевского) месторождения на прените с присыпками пирита.

Поле зрения 4.5 см. Обр. № 97408 из коллекции ММФ РАН. Фото: Н.А. Пекова.

Fig. 2. Colorless chabazite-K crystals from the Mariinskoe (Malyshevskoe) deposit on prehnite with pyrite crystals.

Field of view is 4.5 cm. FMM RAS specimen № 97408. Photo: N.A. Pekova.

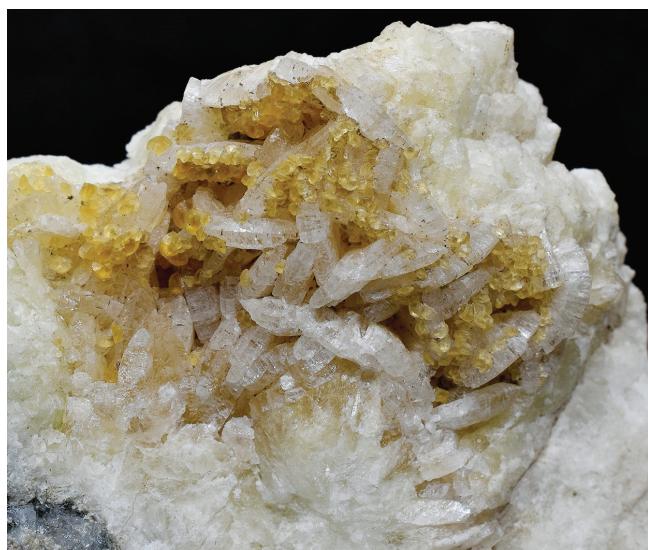


Рис. 3. Желтые кристаллы шабазита-Са из Мариинского (Малышевского) месторождения на прените. Поле зрения 4 см. Образец из коллекции А.О. Карпова. Фото: Н.А. Пекова.

Fig. 3. Yellow chabazite-Ca crystals from the Mariinskoe (Malyshevskoe) deposit on prehnite.

Field of view is 4 cm. Specimen from collection of A.O. Karpov. Photo: N.A. Pekova.

Все исследования проводились в лаборатории ММФ РАН. Химический состав шабазита изучен на электронно-зондовом микроанализаторе JCXA Superprobe 733 фирмы JEOL с энергодисперсионным Si(Li)-детектором с ультратонким окном ATW2 и системой анализа INCA Energy 350 фирмы Oxford Instruments. Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 1 нА, диаметр электронного зонда 1–2 мкм. Аналитические линии и стандарты (образцы сравнения) Ка: Na, Al – альбит, Mg – хромит, Si – SiO_2 ; К – микроклин; Ca – волластонит; La: Sr – SrSO_4 ; Cs – $\text{Cs}_2\text{Nb}_4\text{O}_{11}$. Расчет эмпирических формул шабазита проводился на 24 атома кислорода. ИК спектры шабазита получены на инфракрасном Фурье-спектрометре ФСМ 2201 (ООО «Инфраспек», Россия). Спектры снимались в суспензии с вазелиновым маслом на пластинах-подложках из KBr. Параметры съемки: диапазон волновых чисел 370–4000 cm^{-1} (диапазон длин волн 27–2.5 мкм), разрешение 4 cm^{-1} , 50 сканов. Порошковые рентгенограммы шабазита получены на дифрактометре ДРОН-2 (Fe Кα-излучение, Mn-фильтр, эталон – кварц).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Морфология шабазита. Шабазит Мариинского (Малышевского) месторождения в образце из коллекции ММФ РАН (по результатам нашего исследования это шабазит-К) образует бесцветные чечевицеобразные («факолитовые») двойники по (0001) до 2 мм на друзе светло-бежевых дисковидных кристаллов пренита до 1.5 см, покрывающих поверхность трещины в сланцеватой амфиболсодержащей породе с примазками талька. Пренит присыпан мелкими кубооктаэдрами пирита (рис. 2). Образцы из частных коллекций сходны между собой. В них шабазит (шабазит-Са) образует мелкие (около 1 мм) светло-желтые чечевицеобразные двойники и их корки, обрастающие кристаллы бесцветного пренита до 1 см (рис. 3), которые выполняют полости в массивном агрегате зеленоватого пренита, ассоциирующего с кальцитом, а также с бавенитом и редкими зернами флюорита.

Химический состав. В изученных образцах нами диагностированы шабазит-Са (желтые кристаллы) и шабазит-К (бесцветные кристаллы). Химический состав шабазита представлен в табл. 1 и 2. Главными катионами, заселяющими каналы структуры, являются Ca и K, примесны-

Таблица 1. Химический состав шабазита-Са из Мариинского (Малышевского) месторождения
Table 1. Chemical composition of chabazite-Ca from the Mariinskoe (Malyshevskoe) deposit

№ анализа	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Mac. %																
Na ₂ O	0.46	0.35	0.47	0.32	0.42	0.43	0.47	0.39	0.27	0.32	0.37	0.42	0.56	0.42	0.34	0.23
K ₂ O	2.17	1.98	2.26	2.36	2.44	2.31	2.07	2.24	2.09	2.26	2.18	2.29	2.24	2.13	2.31	2.26
Cs ₂ O	0.60	1.20	0.63	0.71	1.16	0.97	0.78	0.74	1.10	0.89	0.98	0.80	0.67	0.79	1.01	0.96
CaO	6.47	6.42	6.08	6.07	6.09	6.41	6.51	6.11	6.17	6.36	6.58	6.64	6.85	6.82	6.34	6.70
SrO	1.14	1.29	0.89	1.07	1.12	1.27	1.23	1.00	0.76	0.88	1.11	1.18	1.16	0.66	0.94	1.49
MgO	0.64	0.54	0.81	0.90	0.73	0.75	0.76	0.78	0.82	0.96	0.88	0.98	1.02	0.88	0.78	0.98
Al ₂ O ₃	18.03	18.29	17.80	17.65	17.97	18.67	18.48	17.74	18.12	18.08	18.10	19.35	19.31	19.36	18.42	18.62
SiO ₂	47.10	47.19	47.07	46.16	46.72	48.59	48.19	46.85	48.26	48.41	47.41	50.03	50.02	50.61	49.16	48.67
Сумма	76.61	77.26	76.01	75.24	76.65	79.40	78.49	75.85	77.59	78.16	77.61	81.69	81.83	81.67	79.30	79.91
Коэффициенты формулы, рассчитанные на 24 О																
Na	0.16	0.12	0.16	0.11	0.14	0.14	0.16	0.13	0.09	0.11	0.12	0.13	0.18	0.13	0.11	0.08
K	0.49	0.44	0.51	0.54	0.55	0.50	0.45	0.51	0.46	0.50	0.48	0.48	0.47	0.45	0.50	0.49
Cs	0.05	0.09	0.05	0.05	0.09	0.07	0.06	0.06	0.08	0.07	0.07	0.06	0.05	0.06	0.07	0.07
Ca	1.22	1.20	1.15	1.17	1.15	1.17	1.20	1.16	1.14	1.17	1.23	1.17	1.21	1.20	1.15	1.22
Sr	0.12	0.13	0.09	0.11	0.11	0.13	0.12	0.10	0.08	0.09	0.11	0.11	0.11	0.06	0.09	0.15
Mg	0.17	0.14	0.21	0.24	0.19	0.19	0.19	0.21	0.21	0.25	0.23	0.24	0.25	0.22	0.20	0.25
$\Sigma_{\text{BH.K.}}$	2.20	2.13	2.17	2.22	2.24	2.20	2.18	2.17	2.07	2.17	2.25	2.20	2.26	2.11	2.13	2.24
Al	3.73	3.78	3.71	3.73	3.75	3.75	3.74	3.71	3.70	3.67	3.72	3.76	3.75	3.74	3.68	3.72
Si	8.28	8.27	8.31	8.27	8.26	8.27	8.27	8.31	8.35	8.33	8.26	8.25	8.23	8.30	8.34	8.25
Σ_k	12.01	12.04	12.02	12.00	12.01	12.02	12.01	12.02	12.05	12.00	11.97	12.01	11.98	12.04	12.03	11.97

*Таблица 1 (продолжение)**Table 1 (continued)*

№ анализа	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	Среднее
Mac. %																
Na ₂ O	0.37	0.65	0.54	0.67	0.55	0.68	0.63	0.46	0.53	0.68	0.56	0.68	0.65	0.73	0.71	0.49
K ₂ O	2.21	3.55	2.46	2.55	2.52	2.47	2.34	2.55	2.17	2.49	2.46	2.39	2.56	2.37	2.51	2.36
Cs ₂ O	0.87	0.97	0.83	1.06	0.80	0.84	0.99	0.77	0.96	0.85	0.69	0.86	0.78	0.78	0.86	0.87
CaO	6.72	6.41	6.15	6.29	6.33	6.04	6.25	6.34	6.46	6.47	6.17	6.25	6.19	6.52	6.12	6.37
SrO	1.15	0.90	0.19	0.68	0.74	0.28	0.57	0.51	0.31	0.48	0.14	0.53	0.45	0.36	0.60	0.81
MgO	0.59	0.82	0.90	0.80	0.92	0.73	0.78	0.81	1.03	0.71	0.91	0.89	0.79	0.85	0.71	0.82
Al ₂ O ₃	19.15	18.52	18.72	18.34	18.24	18.71	18.35	17.94	18.45	18.74	18.58	18.87	18.82	19.25	18.70	18.50
SiO ₂	48.66	49.08	49.59	49.90	49.59	48.75	48.89	48.94	49.84	50.00	50.29	49.99	50.03	49.75	50.14	48.83
Сумма	79.72	80.90	79.38	80.29	79.69	78.50	78.80	78.32	79.75	80.42	79.80	80.46	80.27	80.61	80.35	79.05
Коэффициенты формулы, рассчитанные на 24 О																
Na	0.12	0.21	0.18	0.22	0.18	0.22	0.21	0.15	0.17	0.22	0.18	0.22	0.21	0.24	0.23	0.16
K	0.48	0.76	0.53	0.55	0.54	0.54	0.51	0.56	0.46	0.53	0.52	0.51	0.54	0.50	0.53	0.51
Cs	0.06	0.07	0.06	0.08	0.06	0.06	0.07	0.06	0.07	0.06	0.05	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06
Ca	1.22	1.16	1.11	1.13	1.14	1.10	1.14	1.16	1.16	1.16	1.10	1.12	1.11	1.16	1.09	1.16

Окончание таблицы
 End of the table

№ анализа	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	Среднее
Коэффициенты формулы, рассчитанные на 24 O																
Sr	0.11	0.09	0.02	0.07	0.07	0.03	0.06	0.05	0.03	0.05	0.01	0.05	0.04	0.03	0.06	0.08
Mg	0.15	0.21	0.23	0.20	0.23	0.19	0.20	0.21	0.26	0.18	0.23	0.22	0.20	0.21	0.18	0.21
$\Sigma_{\text{вн.к.}}$	2.14	2.49	2.12	2.24	2.23	2.14	2.19	2.19	2.15	2.19	2.10	2.18	2.16	2.20	2.15	2.19
Al	3.82	3.67	3.71	3.63	3.63	3.76	3.69	3.62	3.65	3.69	3.66	3.71	3.70	3.77	3.68	3.71
Si	8.23	8.26	8.35	8.37	8.36	8.31	8.34	8.38	8.36	8.34	8.40	8.33	8.35	8.27	8.37	8.31
Σ_{κ}	12.05	11.93	12.06	12.00	11.99	12.08	12.03	12.00	12.01	12.03	12.05	12.04	12.05	12.04	12.05	12.02

Примечание. Здесь и в табл. 2, $\Sigma_{\text{вн.к.}}$ – сумма внекаркасных катионов; Σ_{κ} – сумма атомов каркаса.

Note. Here and in Table 2, $\Sigma_{\text{вн.к.}}$ – sum of extra-framework cations; Σ_{κ} – sum of framework atoms.

Таблица 2. Химический состав шабазита-К из Мариинского (Малышевского) месторождения
 Table 2. Chemical composition of chabazite-K from the Mariinskoe (Malyshevskoe) deposit

№ ан.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	Среднее
	мас. %															
Na ₂ O	0.73	0.87	0.78	0.85	0.82	0.71	0.68	0.79	0.68	0.74	0.78	0.80	0.87	0.72	0.71	0.77
K ₂ O	5.59	5.78	5.80	5.66	5.57	5.68	5.23	5.09	5.25	5.36	5.64	5.58	5.22	5.52	5.49	5.50
Cs ₂ O	0.54	0.68	0.46	0.59	0.39	0.53	0.45	0.43	0.56	0.55	0.28	0.73	0.46	0.75	0.46	0.52
CaO	5.07	4.78	5.19	5.09	5.19	5.07	5.28	5.06	5.04	5.25	5.63	5.60	5.59	5.36	5.32	5.23
MgO	0.57	0.47	0.49	0.54	0.50	0.52	0.49	0.50	0.56	0.39	0.62	0.40	0.34	0.33	0.47	0.48
Al ₂ O ₃	17.91	17.99	18.17	17.78	17.72	18.26	17.30	17.46	17.52	17.76	17.68	18.29	18.10	18.32	18.09	17.89
SiO ₂	48.81	48.83	48.69	48.73	48.98	48.47	47.76	47.47	47.70	48.60	48.75	49.02	48.45	48.87	48.96	48.54
Сумма	79.22	79.40	79.58	79.24	79.17	79.24	77.19	76.80	77.31	78.65	79.38	80.42	79.03	79.87	79.50	78.94
	Коэффициенты формулы, рассчитанные на 24O															
Na	0.24	0.29	0.26	0.28	0.27	0.24	0.23	0.27	0.23	0.25	0.26	0.26	0.29	0.24	0.23	0.26
K	1.22	1.26	1.27	1.24	1.22	1.24	1.17	1.15	1.18	1.18	1.23	1.21	1.14	1.20	1.20	1.21
Cs	0.04	0.05	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04	0.02	0.05	0.03	0.05	0.03	0.04
Ca	0.93	0.88	0.95	0.94	0.95	0.93	0.99	0.96	0.95	0.97	1.03	1.02	1.03	0.98	0.97	0.97
Mg	0.15	0.12	0.12	0.14	0.13	0.13	0.13	0.13	0.15	0.10	0.16	0.10	0.09	0.08	0.12	0.12
$\Sigma_{\text{вн.к.}}$	2.58	2.60	2.63	2.64	2.60	2.58	2.56	2.54	2.54	2.54	2.70	2.64	2.58	2.56	2.56	2.59
Al	3.62	3.64	3.66	3.60	3.58	3.69	3.58	3.63	3.62	3.61	3.57	3.66	3.67	3.68	3.64	3.63
Si	8.37	8.37	8.33	8.37	8.40	8.32	8.39	8.37	8.37	8.39	8.35	8.32	8.33	8.33	8.36	8.36
Σ_{κ}	11.99	12.01	11.99	11.97	11.97	12.01	11.98	12.00	12.00	12.00	11.92	11.97	11.99	12.02	12.00	11.99

ми – Na, Mg, Sr и Cs. Шабазит Мариинского (Малышевского) месторождения обогащен Cs: от 0.6 до 1.2 мас. % Cs₂O (до 0.1 к.ф. Cs) содержится в шабазите-Са и от 0.30 до 0.75 мас. % Cs₂O (до 0.05 к.ф. Cs) в шабазите-К. Шабазит-Са также содержит до 1.50 мас. % SrO (до 0.15 к.ф. Sr) в отличие от шабазита-К, во всех анализах которого содержание стронция ниже предела обнаружения. Магний фиксируется в обоих цеолитах: до 1 мас. % MgO

(до 0.25 к.ф. Mg) в шабазите-Са и до 0.60 мас. % MgO (до 0.15 к.ф. Mg) в шабазите-К. Усредненная формула шабазита-Са – (Ca_{1.16}K_{0.51}Mg_{0.21}Na_{0.16}Sr_{0.08} Cs_{0.06})(Al_{3.71}Si_{8.31})O₂₄·11.9H₂O (n = 30), шабазита-К – (K_{1.21}Ca_{0.97}Na_{0.26}Mg_{0.12}Cs_{0.04})(Al_{3.63}Si_{8.36})O₂₄·12.1H₂O (n = 15) (содержание воды в минерале рассчитано по дефициту суммы электронно-зондового анализа). Изученные кристаллы шабазита в отраженных электронах однородны и незональны.

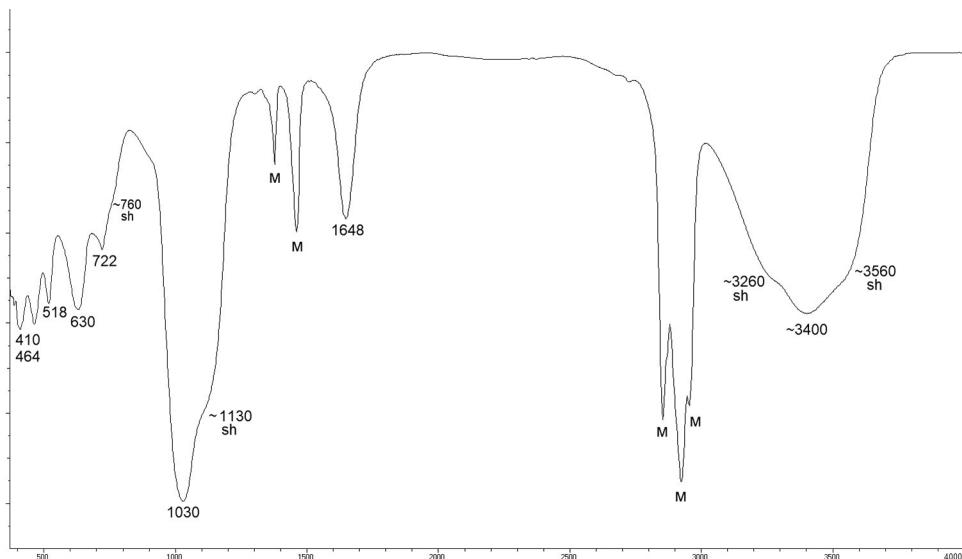


Рис. 4. Инфракрасный спектр шабазита-Са из Мариинского (Малышевского) месторождения. sh – плечо, м – полоса вазелинового масла.

Fig. 4. Infrared spectra of chabazite-Ca from the Mariinskoe (Malyshevskoe) deposit. sh – shoulder, m – nujol band.

Как показывает анализ литературных данных, цезий – нехарактерный примесный элемент для шабазита. Ранее Cs-содержащий шабазит-Са был описан А.В. Волошиным с соавторами в образцах из гранитных пегматитов Вороньих Тундр (центральная часть Кольского полуострова). Минерал представлен двумя разновидностями: мелкокристаллическими корками бесцветных ромбоэдров шабазита-I, содержащих 1.25 мас. % Cs_2O , и нарастающими на них темно-красными ромбоэдрами Fe-содержащего (5.5–11.3 мас. % FeO)¹ шабазита-II размером до 1 мм, которые содержат 3.1–3.4 мас. % Cs_2O^2 . Шабазит ассоциирует с файрфилдитом, сподуменом и обогащенным цезием (17.25 мас. % Cs_2O) анальцимом (Белоконева и др., 1985; Волошин и др., 1986). До 0.4 мас. % Cs_2O содержит шабазит-Са, замещающий и обрастающий совместно с гармотомом более ранний поллюцит в поллюцит-гармотом-шабазитовых «гнездах» из гранитного пегматита Вежна I (*Věžná I*) в Чехии (Toman, Novák, 2018). До 0.13 мас. % Cs_2O содер-

жит шабазит-Са, замещающий олигоклаз в пегматоидных лейкогранитах батолита О’Грэди (*O’Grady batholith*) в Канаде (Ercit et al., 2003). Таким образом, хотя синтетический Cs-замещенный шабазит был получен десятками групп исследователей (см. выше), в природе даже незначительная примесь Cs в составе этого цеолита является редкой.

Ранее на Мариинском (Малышевском) месторождении был описан Cs-содержащий (до 4.2 мас. % Cs_2O) анальцим, также ассоциирующий с пренитом (Житова и др., 2017). Мы предполагаем, что повышенное содержание Cs в цеолитах может быть в целом характерно для поздних гидротермальных образований Мариинского месторождения³.

Инфракрасная спектроскопия. Полученные нами ИК-спектры шабазита-Са и шабазита-К Малышевского месторождения практически идентичны между собой (рис. 4) и близки к опубликован-

¹ Примесь Fe нехарактерна для шабазита, и содержание Fe в минерале из Вороньих Тундр – самое высокое из известных для этого цеолита. О проблеме Fe-содержащего шабазита см.: Toman, 2011 и ссылки в этой работе.

² Шабазит-I также содержит примесь Sr (1.8 мас. % SrO), а в шабазите-II содержание Sr ниже предела обнаружения методом электронно-зондового анализа (Волошин и др., 1986).

³ Слюдитовые комплексы Изумрудных копей Урала в целом обогащены Cs (а также Li и Rb): содержание Cs_2O в рудных телях Мариинского (Малышевского) месторождения достигает 0.1 мас. % (Ласковенков, Золотухин, 1982). Собственные минералы Cs здесь неизвестны, и Cs, главным образом, изоморфно замещает K во флогопите слюдитов. Берилл Мариинского (Малышевского) месторождения содержит, по разным оценкам, от 200 до 1000 г/т Cs (Власов, Кутукова, 1960; Бидный и др., 2011; Попов, 2014; Aurisicchio et al., 2018; Karampelas et al., 2019; Popov et al., 2021; Гаврильчик и др., 2021; Zheng et al., 2024).

Таблица 3. Результаты расчета рентгеновских порошковыхограмм шабазита-Са и шабазита-К из Мариинского (Малышевского) месторождения

Table 3. X-ray powder diffraction data of chabazite-Ca and chabazite-K from the Mariinskoe (Malyshevskoe) deposit

Шабазит-Са		Шабазит-К				
<i>I</i>	<i>d</i> _{изм.} (\AA)	<i>I</i>	<i>d</i> _{изм.} (\AA)	<i>h</i>	<i>k</i>	<i>l</i>
49	9.34	53	9.35	1	0	1
14	6.90	10	6.91	1	1	0
6	6.35	5	6.37	0	1	2
20	5.56	22	5.55	0	2	1
42	5.00	40	5.00	0	0	3
5	4.68	10	4.68	2	0	2
100	4.33	100	4.33	2	1	1
4	4.05	3	4.05	1	1	3
10	3.99	9	3.98	3	0	0
26	3.87	26	3.87	1	2	2
29	3.57	27	3.58	1	0	4
15	3.45	14	3.45	2	2	0
8	3.24	7	3.23	1	3	1
11	3.18	18	3.18	0	2	4
80	2.932	80	2.931	4	0	1
8	2.906	15	2.907	0	1	5
43	2.884	50	2.885	2	1	4
4	2.838	6	2.839	2	2	3
9	2.776	6	2.776	0	4	2
9	2.680	5	2.679	2	0	5
16	2.609	18	2.609	4	1	0
5	2.575	6	2.573	2	3	2
18	2.496	18	2.499	1	2	5
4	2.309	5	2.311	4	1	3
7	2.302	7	2.998	3	3	0
2	2.275	4	2.276	5	0	2
2	2.122	3	2.123	5	1	1
14	2.091	9	2.090	3	3	3
4	2.062	3	2.063	1	5	2
5	1.914	4	1.913	5	2	0
5	1.869	9	1.869	5	0	5
10	1.804	13	1.803	4	2	5
5	1.787	3	1.786	5	2	3
3	1.770	3	1.771	6	1	2
2	1.731	3	1.731	1	2	8
7	1.725	8	1.726	4	4	0

ным в литературе спектрам шабазита (Юхневич и др., 1961; Юхневич, Сендеров, 1963; Панеш и др., 1967; Белицкий, Голубова, 1972; Pechar, Rykl, 1983; Ѓуда et al., 1984; Волошин и др., 1986; Архипенко и др., 1995; Пеков и др., 2000; Пеков и др., 2004; Зонхоеva, Санжанова, 2011; Chukanov, 2014; Дампилова, Зонхоеva, 2019).

Спектр этого цеолита имеет простое строение: наиболее интенсивная полоса при 1030 см^{-1} (осложенная плечом при $\sim 1130 \text{ см}^{-1}$) отвечает антисимметричным валентным колебаниям $(\text{Si},\text{Al})-\text{O}$, усиленная полоса с максимумом при $\sim 720 \text{ см}^{-1}$, осложненная плечом при $\sim 760 \text{ см}^{-1}$ – симметричным валентным колебаниям $(\text{Si},\text{Al})-\text{O}$, а полосы в диапазоне 370 – 550 см^{-1} (при ~ 410 , 465 и 520 см^{-1}) – деформационным $\text{O}-(\text{Si},\text{Al})-\text{O}$ колебаниям тетраэдров каркаса и так называемым решеточным колебаниям. Полоса при 630 см^{-1} , интенсивная полоса при $\sim 1650 \text{ см}^{-1}$ и «колокол» в диапазоне 3000 – 3700 см^{-1} (с максимумом при $\sim 3400 \text{ см}^{-1}$) отвечают соответственно либрационным, деформационным и валентным колебаниям ОН-групп молекул H_2O (Брек, 1976; Pechar, Rykl, 1983). По формуле, предложенной в работе (Пеков и др., 2004), по частоте наиболее интенсивной $(\text{Si},\text{Al})-\text{O}$ полосы в ИК-спектре цеолита (v_{\max}) можно оценить его глиноземистость, т. е. отношение $\text{Al} : \text{Si}$ (x). Для шабазита Малышевского месторождения $x \sim 0.44$, а v_{\max} (1030 см^{-1}) несколько ниже теоретической v_{\max} (1042 см^{-1}) при таком значении x , что может указывать на частичное упорядочение Al и Si в тетраэдрах каркаса.

Порошковая рентгенография. Рентгеновские порошковые изученных шабазита-Са и шабазита-К Мариинского (Малышевского) месторождения также практически идентичны. Результаты расчета рентгенограмм приведены в табл. 3. Оба шабазита кристаллизуются в тригональной сингонии (пр. гр. $R-3m$); параметры элементарных ячеек, вычисленные по порошковой методике: $a = 13.798$ (1) Å, $c = 14.990$ (3) Å, $V = 2471.6$ (9) Å³ для шабазита-Са; $a = 13.796$ (1) Å, $c = 14.996$ (3) Å, $V = 2472.0$ (9) Å³ для шабазита-К. Полученные результаты хорошо согласуются с данными для шабазита из справочной литературы и из базы данных ICDD PDF, а зафиксированной примеси Cs недостаточно для существенного влияния на метрику ячейки.

ВЫВОДЫ

Таким образом, в образцах из Мариинского (Малышевского) месторождения (Уральские Изумрудные копи) обнаружены два родственных цеолита – шабазит-Са и шабазит-К, образующие сдвоинкованные кристаллы до 1–2 мм на прените. Полученные для минералов инфракрасные спектры и порошковые рентгенограммы хорошо согласуются с опубликованными в литературе данными для шабазита. Шабазит-Са и шабазит-К месторождения представлены необычными Cs-содержащими разновидностями: они содержат до 1.2 и 0.7 мас. % Cs_2O (т. е. до 0.10 и 0.05 к.ф. Cs) соответственно. Шабазит-Са также содержит примесь Sr (до 1.50 мас. % $\text{SrO} = 0.15$ к.ф. Sr) в отличие от шабазита-К. Ранее из Мариинского месторождения был описан Cs-содержащий анальцим (Житова и др., 2017), из чего можно предположить, что обогащение цеолитов в целом характерно для поздних гидротермальных образований месторождения. Наша находка Cs-содержащего шабазита-Са является первой на Урале и, вероятно, второй в России; примесь Cs в шабазите-К зафиксирована впервые.

ЛИТЕРАТУРА

- Архипенко Д.К., Валуева Г.П., Мороз Т.Н. (1995) Выяснение пространственной группы шабазита. *Журнал структурной химии*, 36(1), 192–197.
- Белицкий И.А., Голубова Г.А. (1972) Инфракрасные спектры природных цеолитов. *Материалы по генетической и экспериментальной минералогии*, 7, 310–322.
- Белоконева Е.Л., Максимов Б.А., Верин И.А., Сирота М.И., Волошин А.В., Пахомовский Я.А. (1985) Кристаллическая структура железистого шабазита при 293 и 570 К и ее сопоставление со структурами других природных шабазитов. *Кристаллография*, 30(5), 874–879.
- Бидный А.С., Бакшеев И.А., Попов М.П., Аносова М.О. (2011) Сравнительная характеристика берилла из месторождений уральской изумрудоносной полосы по данным ЛА-ИСП-МС- и ИК-спектроскопии. *Вестник Московского университета. Серия 4. Геология*, 2, 34–41.
- Брек Д. (1976) Цеолитовые молекулярные сита (пер. с англ.). М., Мир, 781 с.
- Власов К.А., Кутукова Е.И. (1960) Изумрудные копи. М., АН СССР, 251 с.
- Волошин А.В., Пахомовский Я.А., Белоконева Е.Л. (1986) Шабазиты необычного состава из гранитных пегматитов Кольского полуострова / Новые данные по минералогии магматических и метаморфических комплексов Кольского полуострова. Апатиты, Кольский филиал АН СССР, 87–91.

- Гаврильчик А.К., Скублов С.Г., Котова Е.Л. (2021) Особенности редкоэлементного состава берилла из Уральских изумрудных копей. *Минералогия*, 7(3), 32–46. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2021-7-3-2>
- Дампилова Б.В., Зонхеева Э.Л. (2019) ИК-спектроскопическое исследование природных цеолитов и их лантансодержащих форм. *Сорбционные и хроматографические процессы*, 19(1), 52–58. <https://doi.org/10.17308/sorgchrom.2019.19/648>
- Жернаков В.И. (1985) Цеолиты восточной экзоконтактовой полосы Адуйского массива / Минералы месторождений Южного и Среднего Урала. Свердловск, УНЦ АН СССР, 28–32.
- Жернаков В.И. (2009) Изумрудные копи Урала: заметки о минералогии. *Минералогический альманах*, 14(2), 128 с.
- Жернаков В.И. (2011) Изумрудные копи. Изумруд. Александрит. Фенакит. Онтогенез и филогенез. Екатеринбург, УГГУ, 201 с.
- Житова Е.С., Попов М.П., Золотарёв А.А. мл. (2017) Цезийсодержащий анальцим Мариинского месторождения (Уральские изумрудные копи, Средний Урал, Россия) и его кристаллическая структура. *Записки Российского минералогического общества*, 146(4), 111–120.
- Золотухин Ф.Ф. (1996) Мариинское (Малышевское) месторождение изумруда, Средний Урал. СПб, СПбГУ, 70 с.
- Золотухин Ф.Ф., Жернаков В.И., Попов М.П. (2004) Геология и закономерности распределения драгоценных камней Малышевского месторождения (Уральские Изумрудные копи). *Уральская минералогическая школа-2004*. Екатеринбург, УГГА, с. 75.
- Зонхеева Э.Л., Санжанова С.С. (2011) ИК-спектроскопическое исследование сорбции селена (IV) на природных цеолитах. *Журнал физической химии*, 85(7), 1339–1342.
- Панеш В.И., Наседкина В.Х., Наседкин В.В. (1967) Минерало-петрографическая характеристика и особенности дегидратации минералов группы цеолитов / Водные вулканические стекла и поствулканические минералы (о природе воды в вулканических стеклах и цеолитах и условиях цеолитообразования). М., Наука, 56–92.
- Пеков И.В., Турчкова А.Г., Ловская Е.В., Чуканов Н.В. (2004) Цеолиты щелочных массивов. М., Ассоциация Экост, 168 с.
- Пеков И.В., Турчкова А.Г., Чуканов Н.В., Задов А.Е., Гришин В.Г. (2000) Шабазит-Sr ($\text{Sr}, \text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) – новый цеолит из Ловозерского массива, Кольский полуостров. *Записки Российского минералогического общества*, 129(4), 54–58.
- Попов М.П. (2014) Геолого-минералогические особенности редкометальной минерализации в восточном экзоконтакте Адуйского массива в пределах уральской изумрудоносной полосы. Екатеринбург, УГГУ, 136 с.
- Попов М.П., Жернаков В.И., Золотухин Ф.Ф., Самсонов А.В. (1998) Уральские Изумрудные копи: история изучения, геологический очерк, минералогический кадастр, библиография. Екатеринбург, УГГА, 90 с.
- Попов М.П., Жернаков В.И., Золотухин Ф.Ф., Самсонов А.В. (2008) Уральские Изумрудные копи: история изучения, геологический очерк, минералогический кадастр, библиография. 2-е изд. Екатеринбург, УГГУ, 76 с.
- Попова В.И., Попов В.А., Рассомахин М.А. (2023) Дополнения к составу уральских бериллов и о включениях в них сингенетических минералов. *Минералогия*, 9(4), 5–16. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2023-9-4-1>
- Юхневич Г.В., Сендеров Э.Э. (1963) Изучение состояния воды в некоторых цеолитах. *Геохимия*, 1, 48–57.
- Юхневич Г.В., Калякин А.В., Хитаров Н.И., Сендеров Э.Э. (1961) Сравнительная характеристика некоторых цеолитов методом инфракрасной спектроскопии и форма связи воды в натролите. *Геохимия*, 10, 849–854.
- Якубович О.В., Масса В., Гавриленко П.Г., Пеков И.В. (2005) Кристаллическая структура шабазита-К. *Кристаллография*, 50(4), 595–604.
- Abtahi M., Fakhri Y., Sarafraz M., Keramati H., Conti G.O., Amanidaz N., Hosseini P.R., Moradi B.B., Baninameh Z. (2018) Removal of cesium through adsorption from aqueous solutions: a systematic review. *Journal of Advances in Environmental Health Research*, 6(2), 96–106. <https://doi.org/10.22102/jaehr.2018.104959.1048>
- Ames Jr. L.L. (1961) Cation sieve properties of the open zeolites chabazite, mordenite, erionite and clinoptilolite. *American Mineralogist*, 46(9–10), 1120–1131.
- Ames Jr. L.L. (1966) Alkali metal cation equilibria with chabazite. *The Canadian Mineralogist*, 8(5), 572–581.
- Aono H., Takeuchi Y., Itagaki Y., Johan E. (2020) Synthesis of chabazite and merlinoite for Cs^+ adsorption and immobilization properties by heat-treatment. *Solid State Sciences*, 100, 106094. <https://doi.org/10.1016/j.solidstatesciences.2019.106094>
- Aurisicchio C., Conte A.M., Medeghini L., Ottolini L., De Vito C. (2018) Major and trace element geochemistry of emerald from several deposits: Implications for genetic models and classification schemes. *Ore Geology Reviews*, 94, 351–366. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.02.001>
- Baek W., Ha S., Hong S., Kim S., Kim Y. (2018) Cation exchange of cesium and cation selectivity of natural zeolites: chabazite, stilbite, and heulandite. *Microporous and Mesoporous Materials*, 264, 159–166. <https://doi.org/10.1016/j.micromeso.2018.01.025>
- Baerlocher Ch., McCusker L.B., Olson D.H. (2007) Atlas of zeolite framework types. Sixth revised edition. Amsterdam, Elsevier Science, 398 p.
- Barrer R.M. (1950) Ion-exchange and ion-sieve processes in crystalline zeolites. *Journal of the Chemical Society (Resumed)*, 2342–2350. <https://doi.org/10.1039/JR9500002342>
- Barrer R.M., Baynham J.W. (1956) Synthetic chabazites: correlation between isomorphous replacements, stability, and sorption capacity. *Journal of the Chemical*

- Society (Resumed)*, 2892–2903. <https://doi.org/10.1039/JR9560002892>
- Barrer R.M., Davies J.A., Rees L.V.C. (1969) Thermodynamics and thermochemistry of cation exchange in chabazite. *Journal of Inorganic and Nuclear Chemistry*, 31(1), 219–232. [https://doi.org/10.1016/0022-1902\(69\)80071-0](https://doi.org/10.1016/0022-1902(69)80071-0)
- Barrer R.M., Sammon D.C. (1955) Exchange equilibria in crystals of chabazite. *Journal of the Chemical Society (Resumed)*, 2838–2849. <https://doi.org/10.1039/JR9550002838>
- Barrer R.M., Langley D.A. (1958) Reactions and stability of chabazite-like phases. Part I. Ion-exchanged forms of natural chabazite. *Journal of the Chemical Society (Resumed)*, 3804–3811. <https://doi.org/10.1039/JR9580003804>
- Barrer R.M., Bartholomew R.F., Rees L.V.C. (1963) Ion exchange in porous crystals part I. Self-and exchange-diffusion of ions in chabazites. *Journal of Physics and Chemistry of Solids*, 24(1), 51–62. [https://doi.org/10.1016/0022-3697\(63\)90041-6](https://doi.org/10.1016/0022-3697(63)90041-6)
- Battsetseg B., Kim H.S., Choo H., Lim H.S., Nath S., Kim Y.H., Lim W.T. (2024) Exploring Mongolian natural zeolites as effective adsorbents for radioactive Cs and Sr. *Journal of Porous Materials*, 31(2), 747–758. <https://doi.org/10.1007/s10934-023-01553-w>
- Borai E.H., Harjula R., Paajanen A. (2009) Efficient removal of cesium from low-level radioactive liquid waste using natural and impregnated zeolite minerals. *Journal of Hazardous Materials*, 172(1), 416–422. <https://doi.org/10.1016/j.jhazmat.2009.07.033>
- Bosc D'Antic L. (1792) Mémoire sur la chabazie. *Journal d'Histoire Naturelle*, 2, 181–184. (in French)
- Breithaupt A. (1818) Ergänzungen und Berichtigungen zu dem applikativen Theil. *Handbuch der Mineralogie von C.A.S. Hoffmann*, 4(2). Freiberg, p. 41. (in German)
- Calligaris M., Mezzetti A., Nardin G., Randaccio L. (1986) Crystal structures of the hydrated and dehydrated forms of a partially cesium-exchanged chabazite. *Zeolites*, 6(2), 137–141. [https://doi.org/10.1016/S0144-2449\(86\)80012-4](https://doi.org/10.1016/S0144-2449(86)80012-4)
- Chae run R.I., Soonthornwiphat N., Toda K., Kuroda K., Niu X., Kikuchi R., Otake T., Elakneswaran Y., Provis J.L., Sato T. (2022) Retention mechanism of cesium in chabazite embedded into metakaolin-based alkali activated materials. *Journal of Hazardous Materials*, 440, 29732. <https://doi.org/10.1016/j.jhazmat.2022.129732>
- Chukanov N.V. (2014) Infrared spectra of mineral species. Extended Library. Volume 1. Dordrecht, Springer, 1726 p.
- Coombs D.S., Alberti A., Armbruster T., Artioli G., Colella C., Galli E., Grice J.D., Liebau F., Mandarino J.A., Minato H., Nickel E.H., Passaglia E., Peacor D.R., Quartieri S., Rinaldi R., Ross M., Sheppard R.A., Tillmanns E., Vezzalini G. (1997) Recommended nomenclature for zeolite minerals; report of the Subcommittee on Zeolites of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *The Canadian Mineralogist*, 35(6), 1571–1606.
- de Gennaro B., Colella A., Aprea P., Colella C. (2003) Evaluation of an intermediate-silica sedimentary chabazite as exchanger for potentially radioactive cations. *Microporous and Mesoporous Materials*, 61(1–3), 159–165. [https://doi.org/10.1016/S1387-1811\(03\)00363-9](https://doi.org/10.1016/S1387-1811(03)00363-9)
- Dent L.S., Smith J.V. (1958) Crystal structure of chabazite, a molecular sieve. *Nature*, 181(4626), 1794–1796. <https://doi.org/10.1038/1811794b0>
- Ďud'a R., Mrázek Z., Košuth M. (1984) Postmagmatická zeolitová mineralizácia Cerovej vrchoviny. *Mineralia Slovaca*, 16(2), 157–172. (in Slovak)
- Dyer A., Zubair M. (1998) Ion-exchange in chabazite. *Microporous and Mesoporous Materials*, 22(1–3), 135–150. [https://doi.org/10.1016/S1387-1811\(98\)00069-9](https://doi.org/10.1016/S1387-1811(98)00069-9)
- Ercit T.S., Groat L.A., Gault R.A. (2003) Granitic pegmatites of the O'Grady batholith, NWT, Canada: a case study of the evolution of the elbaite subtype of rare-element granitic pegmatite. *The Canadian Mineralogist*, 41(1), 117–137. <https://doi.org/10.2113/gscammin.41.1.117>
- Fan S., Jiang L., Jia Z., Yang Y., Hou L.A. (2023) Comparison of adsorbents for cesium and strontium in different solutions. *Separations*, 10(4), 266. <https://doi.org/10.3390/separations10040266>
- Figueiredo B.R., Cardoso S.P., Portugal I., Rocha J., Silva C.M. (2018) Inorganic ion exchangers for cesium removal from radioactive wastewater. *Separation Purification Reviews*, 47(4), 306–336. <https://doi.org/10.1010/15422119.2017.1392974>
- Fischer R.X., Kahlenberg V., Lengauer C.L., Tillmanns E. (2008) Thermal behavior and structural transformation in the chabazite-type zeolite willhendersonite, $KCaAl_3Si_3O_{12} \cdot 5H_2O$. *American Mineralogist*, 93(8–9), 1317–1325. <https://doi.org/10.2138/am.2008.2745>
- Gottardi G., Galli E. (1985) Natural zeolites. Minerals and Rocks Series, Vol. 18. Berlin, Springer, 409 p.
- Karampelas S., Al-Shaybani B., Mohamed F., Sangsawong S., Al-Alawi A. (2019) Emeralds from the most important occurrences: chemical and spectroscopic data. *Minerals*, 9(9), 561. <https://doi.org/10.3390/min9090561>
- Kawata N., Furuhashi R., Fujiwara K., Ohkawa M., Nakatsuka A. (2024) Single-crystal X-ray diffraction study of a largely Cs-exchanged natural Ca-chabazite: Crystal-chemical factors for its excellent Cs-exchange ability. *Microporous and Mesoporous Materials*, 379, 113262. <https://doi.org/10.1016/j.micromeso.2024.113262>
- Kong M., Liu Z., Vogt T., Lee Y. (2016) Chabazite structures with Li^+ , Na^+ , Ag^+ , K^+ , NH_4^+ , Rb^+ and Cs^+ as extra-framework cations. *Microporous and Mesoporous Materials*, 221, 253–263. <https://doi.org/10.1016/j.micromeso.2015.09.031>
- Lee K.-Y., Kim K.-W., Park M., Kim J., Oh M., Lee E.-H., Chung D.-Y., Moon, J.-K. (2016) Novel application of nanozeolite for radioactive cesium removal from high-salt wastewater. *Water Research*, 95, 134–141. <https://doi.org/10.1016/j.watres.2016.02.052>

Mazzi F., Galli E. (1983) The tetrahedral framework of chabazite. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte*, 10, 461–480.

Mimura H., Kanno T. (1985) Distribution and fixation of cesium and strontium in zeolite A and chabazite. *Journal of Nuclear Science and Technology*, 22(4), 284–291. <https://doi.org/10.1080/18811248.1985.9735658>

Mimura H., Kimura M., Akiba K., Onodera Y. (1999) Selective removal of cesium from sodium nitrate solutions by potassium nickel hexacyanoferrate-loaded chabazites. *Separation Science and Technology*, 34(1), 17–28. <https://doi.org/10.1081/SS-100100633>

Misaelides P., Sarri S., Kantiranis N., Noli F., Filippidis A., de Blochouse B., Maes A., Breynaert E. (2018) Investigation of chabazitic materials as Cs-137 sorbents from cementitious aqueous solutions. *Microporous and Mesoporous Materials*, 266, 183–188. <https://doi.org/10.1016/j.micromeso.2018.02.048>

Montagna G., Bigi S., Konya P., Szakall S., Vezzalini G. (2010) Chabazite-Mg: a new natural zeolite of the chabazite series. *American Mineralogist*, 95(7), 939–945. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3449>

Pansini M. (1996) Natural zeolites as cation exchangers for environmental protection. *Mineralium Deposita*, 31(6), 563–575. <https://doi.org/10.1007/BF00196137>

Parsons D.S., Nearhous A., Griffiths B.L., Ashbrook S.E., Hriljac J.A. (2024) Mechanistic insights into Cs-ion exchange in the zeolite chabazite from in situ powder X-ray diffraction. *The Journal of Physical Chemistry C*, 128(23), 9735–9741. <https://doi.org/10.1021/acs.jpcc.4c02145>

Passaglia E. (1970) The crystal chemistry of chabazites. *American Mineralogist*, 55(7–8), 1278–1301.

Peacor D.R., Dunn P.J., Simmons W.B., Tillmanns E., Fischer R.X. (1984) Willhendersonite, a new zeolite isostructural with chabazite. *American Mineralogist*, 69(1–2), 186–189.

Pechar F., Rykl D. (1983) Study of the complex vibrational spectra of natural zeolite chabazite. *Zeolites*, 3(4), 333–336. [https://doi.org/10.1016/0144-2449\(83\)90178-1](https://doi.org/10.1016/0144-2449(83)90178-1)

Popov M.P., Solomonov V.I., Spirina A.V., Ivanov M.A., Kuptsova V.V., Nikolaev A.G. (2021) An analysis of geochemical features of crystallization of emeralds as an approach to determine the deposit of them. *Izvestiya UGGU (News of the Ural State Mining University)*, 62(2), 16–21. <https://doi.org/10.21440/2307-2091-2021-2-16-21>

Toman J. (2011) Chování železa v přírodních zeolitech; Fe-bohatý chabazit ze Strzegomí. Diplomová práce. Brno, Masarykova univerzita v Brně (Přírodovědecká fakulta). 69 p. (in Czech)

Toman J., Novák M. (2018) Textural relations and chemical composition of minerals from a pollucite + harmotome + chabazite nodule in the Věžná I pegmatite, Czech Republic. *The Canadian Mineralogist*, 56(4), 375–392. <https://doi.org/10.3749/canmin.1800014>

von Born I. (1772) Lithophylacium bornianum, Prague, 157 p. (in Latin)

Watanabe Y., Kawabata R., Taoka N., Kaneda T., Oshima S., Tamura K. (2022) Hydrothermal modification of chabazite for the fixation of cesium ions. *Journal of Ion Exchange*, 33(4), 122–126. <https://doi.org/10.5182/jiae.33.122>

Wyart J. (1933) Recherches sur les zéolites. *Bulletin de la Société française de Minéralogie*, 56(4–5), 81–187. <https://doi.org/10.3406/bulmi.1933.4167>

Yang H.M., Park C.W., Kim I., Yoon I.H., Sihn Y. (2021) Sulfur-modified chabazite as a low-cost ion exchanger for the highly selective and simultaneous removal of cesium and strontium. *Applied Surface Science*, 536, 147776. <https://doi.org/10.1016/j.apsusc.2020.147776>

Zhang L., Ren Z., Dong X., Zhao Y., Cen Q. (2023) Fabrication of hierarchically porous CHA-type zeolite composites derived from industrial solid waste for cesium removal. *Journal of Sol-Gel Science and Technology*, 106(2), 602–615. <https://doi.org/10.1007/s10971-023-06038-5>

Zheng Y.-Y., Yu X.-Y., Xu B., Gao Y.-J. (2024) Characterizing Malysheva emeralds (Urals, Russia) by microscopy, spectroscopy, trace element chemistry, and machine learning. *Crystals*, 14(8), paper 683. <https://doi.org/10.3390/cryst14080683>

REFERENCES

Abtahi M., Fakhri Y., Sarafraz M., Keramati H., Contri G.O., Amanidaz N., Hosseini P.R., Moradi B.B., Baninameh Z. (2018) Removal of cesium through adsorption from aqueous solutions: a systematic review. *Journal of Advances in Environmental Health Research*, 6(2), 96–106. <https://doi.org/10.22102/jaehr.2018.104959.1048>

Ames Jr. L.L. (1961) Cation sieve properties of the open zeolites chabazite, mordenite, erionite and clinoptilolite. *American Mineralogist*, 46(9–10), 1120–1131.

Ames Jr. L.L. (1966) Alkali metal cation equilibria with chabazite. *The Canadian Mineralogist*, 8(5), 572–581.

Aono H., Takeuchi Y., Itagaki Y., Johan E. (2020) Synthesis of chabazite and merlinoite for Cs⁺ adsorption and immobilization properties by heat-treatment. *Solid State Sciences*, 100, 106094. <https://doi.org/10.1016/j.solidstatesciences.2019.106094>

Arkhipenko D.K., Valueva G.P., Moroz T.N. (1995) Determination of the space group of chabazite. *Journal of Structural Chemistry*, 36(1), 171–174. <https://doi.org/10.1007/BF02577766>

Aurisicchio C., Conte A.M., Medeghini L., Ottolini L., De Vito C. (2018) Major and trace element geochemistry of emerald from several deposits: Implications for genetic models and classification schemes. *Ore Geology Reviews*, 94, 351–366. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.02.001>

Baek W., Ha S., Hong S., Kim S., Kim Y. (2018) Cation exchange of cesium and cation selectivity of natural zeolites: chabazite, stilbite, and heulandite. *Microporous and Mesoporous Materials*, 264, 159–166. <https://doi.org/10.1016/j.micromeso.2018.01.025>

- Baerlocher Ch., McCusker L.B., Olson D.H. (2007) Atlas of zeolite framework types. Sixth revised edition. Amsterdam, Elsevier Science, 398 p.
- Barrer R.M. (1950) Ion-exchange and ion-sieve processes in crystalline zeolites. *Journal of the Chemical Society (Resumed)*, 2342–2350. <https://doi.org/10.1039/JR9500002342>
- Barrer R.M., Baynham J.W. (1956) Synthetic chabazites: correlation between isomorphous replacements, stability, and sorption capacity. *Journal of the Chemical Society (Resumed)*, 2892–2903. <https://doi.org/10.1039/JR9560002892>
- Barrer R.M., Langley D.A. (1958) Reactions and stability of chabazite-like phases. Part I. Ion-exchanged forms of natural chabazite. *Journal of the Chemical Society (Resumed)*, 3804–3811. <https://doi.org/10.1039/JR9580003804>
- Barrer R.M., Sammon D.C. (1955) Exchange equilibria in crystals of chabazite. *Journal of the Chemical Society (Resumed)*, 2838–2849. <https://doi.org/10.1039/JR9550002838>
- Barrer R.M., Bartholomew R.F., Rees L.V.C. (1963) Ion exchange in porous crystals part I. Self-and exchange-diffusion of ions in chabazites. *Journal of Physics and Chemistry of Solids*, 24(1), 51–62. [https://doi.org/10.1016/0022-3697\(63\)90041-6](https://doi.org/10.1016/0022-3697(63)90041-6)
- Barrer R.M., Davies J.A., Rees L.V.C. (1969) Thermodynamics and thermochemistry of cation exchange in chabazite. *Journal of Inorganic and Nuclear Chemistry*, 31(1), 219–232. [https://doi.org/10.1016/0022-1902\(69\)80071-0](https://doi.org/10.1016/0022-1902(69)80071-0)
- Battsetseg B., Kim H.S., Choo H., Lim H.S., Nath S., Kim Y.H., Lim W.T. (2024) Exploring Mongolian natural zeolites as effective adsorbents for radioactive Cs and Sr. *Journal of Porous Materials*, 31(2), 747–758. <https://doi.org/10.1007/s10934-023-01553-w>
- Belitskiy I.A., Golubova G.A. (1972) Infrared spectra of natural zeolites. *Materialy po geneticheskoy i eksperimental'noy mineralogii (Materials on Genetic and Experimental Mineralogy)*, 7, 310–322. (in Russian)
- Belokoneva E.L., Maksimov B.A., Verin I.A., Sirota M.I., Voloshin A.V., Pakhomovsky Ya.A. (1985) Crystal structure of ferrous chabazite at 293 and 570 K and its comparison with the structures of other natural chabazites. *Soviet Physics, Crystallography*, 30(5), 507–510.
- Bidnyy A.S., Baksheev I.A., Popov M.P., Anosova M.O. (2011) Beryl from deposits of the Ural Emerald belt, Russia: ICP-MS-LA and infrared spectroscopy study. *Moscow University Geology Bulletin*, 2, 108–115. <https://doi.org/10.3103/S0145875211020037>
- Borai E.H., Harjula R., Paajanen A. (2009) Efficient removal of cesium from low-level radioactive liquid waste using natural and impregnated zeolite minerals. *Journal of Hazardous Materials*, 172(1), 416–422. <https://doi.org/10.1016/j.jhazmat.2009.07.033>
- Bosc D'Antic L. (1792) Mémoire sur la chabazie. *Journal d'Histoire Naturelle*, 2, 181–184. (in French)
- Breck D.W. (1974) Zeolite molecular sieves: structure, chemistry, and use. New York, John Wiley & Sons, 771 p.
- Breithaupt A. (1818) Ergänzungen und Berichtigungen zu dem applikativen Theil. *Handbuch der Mineralogie von C.A.S. Hoffmann*, 4(2). Freiberg, p. 41. (in German)
- Calligaris M., Mezzetti A., Nardin G., Randaccio L. (1986) Crystal structures of the hydrated and dehydrated forms of a partially cesium-exchanged chabazite. *Zeolites*, 6(2), 137–141. [https://doi.org/10.1016/S0144-2449\(86\)80012-4](https://doi.org/10.1016/S0144-2449(86)80012-4)
- Chaerun R.I., Soonthornwiphat N., Toda K., Kuroda K., Niu X., Kikuchi R., Otake T., Elakneswaran Y., Provis J.L., Sato T. (2022) Retention mechanism of cesium in chabazite embedded into metakaolin-based alkali activated materials. *Journal of Hazardous Materials*, 440, 29732. <https://doi.org/10.1016/j.jhazmat.2022.129732>
- Chukanov N.V. (2014) Infrared spectra of mineral species. Extended Library. Volume 1. Dordrecht, Springer. 1726 p.
- Coombs D.S., Alberti A., Armbruster T., Artigli G., Colella C., Galli E., Grice J.D., Liebau F., Mandarino J.A., Minato H., Nickel E.H., Passaglia E., Peacor D.R., Quartieri S., Rinaldi R., Ross M., Sheppard R.A., Tillmanns E., Vezzalini G. (1997) Recommended nomenclature for zeolite minerals; report of the Subcommittee on Zeolites of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *The Canadian Mineralogist*, 35(6), 1571–1606.
- Dampilova B.V., Zonkhoeva E.L. (2019) IR spectroscopic research of natural zeolites and their lanthanum-containing forms. *Sorbionnye i khromatograficheskie processy (Sorption and Chromatographic Processes)*, 19(1), 52–58. <https://doi.org/10.17308/sorpchrom.2019.19/648> (in Russian)
- de Gennaro B., Colella A., Aprea P., Colella C. (2003) Evaluation of an intermediate-silica sedimentary chabazite as exchanger for potentially radioactive cations. *Microporous and Mesoporous Materials*, 61(1–3), 159–165. [https://doi.org/10.1016/S1387-1811\(03\)00363-9](https://doi.org/10.1016/S1387-1811(03)00363-9)
- Dent L.S., Smith J.V. (1958) Crystal structure of chabazite, a molecular sieve. *Nature*, 181(4626), 1794–1796. <https://doi.org/10.1038/1811794b0>
- Ďud'a R., Mrázek Z., Košuth M. (1984) Postmagmaticá zeolitová mineralizácia Cerovej vrchoviny. *Mineralia Slovaca*, 16(2), 157–172. (in Slovak)
- Dyer A., Zubair M. (1998) Ion-exchange in chabazite. *Microporous and Mesoporous Materials*, 22(1–3), 135–150. [https://doi.org/10.1016/S1387-1811\(98\)00069-9](https://doi.org/10.1016/S1387-1811(98)00069-9)
- Ercit T.S., Groat L.A., Gault R.A. (2003) Granitic pegmatites of the O'Grady batholith, NWT, Canada: a case study of the evolution of the elbaite subtype of rare-element granitic pegmatite. *The Canadian Mineralogist*, 41(1), 117–137. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.41.1.117>
- Fan S., Jiang L., Jia Z., Yang Y., Hou L.A. (2023) Comparison of adsorbents for cesium and strontium in

- different solutions. *Separations*, 10(4), 266. <https://doi.org/10.3390/separations10040266>
- Figueiredo B.R., Cardoso S.P., Portugal I., Rocha J., Silva C.M. (2018) Inorganic ion exchangers for cesium removal from radioactive wastewater. *Separation Purification Reviews*, 47(4), 306–336. <https://doi.org/10.1080/15422119.2017.1392974>
- Fischer R.X., Kahlenberg V., Lengauer C.L., Tillmanns E. (2008) Thermal behavior and structural transformation in the chabazite-type zeolite willhendersonite, $\text{KCaAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}\cdot 5\text{H}_2\text{O}$. *American Mineralogist*, 93(8–9), 1317–1325. <https://doi.org/10.2138/am.2008.2745>
- Gavrilchik A.K., Skublov S.G., Kotova E.L. (2021) Features of trace element composition of beryl from the Uralian Izumrudnye kopi. *Mineralogiya (Mineralogy)*, 7(3), 32–46. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2021-7-3-2> (in Russian)
- Gottardi G., Galli E. (1985) Natural zeolites. Minerals and Rocks Series, Vol. 18. Berlin, Springer, 409 p.
- Karampelas S., Al-Shaybani B., Mohamed F., Sangsawong S., Al-Alawi A. (2019) Emeralds from the most important occurrences: chemical and spectroscopic data. *Minerals*, 9(9), 561. <https://doi.org/10.3390/min9090561>
- Kawata N., Furuhashi R., Fujiwara K., Ohkawa M., Nakatsuka A. (2024) Single-crystal X-ray diffraction study of a largely Cs-exchanged natural Ca-chabazite: Crystal-chemical factors for its excellent Cs-exchange ability. *Microporous and Mesoporous Materials*, 379, 113262. <https://doi.org/10.1016/j.micromeso.2024.113262>
- Kong M., Liu Z., Vogt T., Lee Y. (2016) Chabazite structures with Li^+ , Na^+ , Ag^+ , K^+ , NH_4^+ , Rb^+ and Cs^+ as extra-framework cations. *Microporous and Mesoporous Materials*, 221, 253–263. <https://doi.org/10.1016/j.micromeso.2015.09.031>
- Lee K.-Y., Kim K.-W. Park M., Kim J., Oh M., Lee E.-H., Chung D.-Y., Moon, J.-K. (2016) Novel application of nanozeolite for radioactive cesium removal from high-salt wastewater. *Water Research*, 95, 134–141. <https://doi.org/10.1016/j.watres.2016.02.052>
- Mazzi F., Galli E. (1983) The tetrahedral framework of chabazite. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte*, 10, 461–480.
- Mimura H., Kanno T. (1985) Distribution and fixation of cesium and strontium in zeolite A and chabazite. *Journal of Nuclear Science and Technology*, 22(4), 284–291. <https://doi.org/10.1080/18811248.1985.9735658>
- Mimura H., Kimura M., Akiba K., Onodera Y. (1999) Selective removal of cesium from sodium nitrate solutions by potassium nickel hexacyanoferrate-loaded chabazites. *Separation Science and Technology*, 34(1), 17–28. <https://doi.org/10.1081/SS-100100633>
- Misaelides P., Sarri S., Kantiranis N., Noli F., Filippidis A., de Blochouse B., Maes A., Breynaert E. (2018) Investigation of chabazitic materials as Cs-137 sorbents from cementitious aqueous solutions. *Microporous and Mesoporous Materials*, 266, 183–188. <https://doi.org/10.1016/j.micromeso.2018.02.048>
- Montagna G., Bigi S., Konya P., Szakall S., Vezzalini G. (2010) Chabazite-Mg: a new natural zeolite of the chabazite series. *American Mineralogist*, 95(7), 939–945. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3449>
- Panesh V.I., Nasedkina V.Kh., Nasedkin V.V. (1967) Mineralogical and petrographical characteristics and features of zeolite group minerals dehydration. In: Water Volcanic Glasses and Post-Volcanic Minerals (about Nature of Water in Volcanic Glasses and Zeolites and Their Formation Conditions). Moscow, Nauka, 56–92. (in Russian)
- Pansini M. (1996) Natural zeolites as cation exchangers for environmental protection. *Mineralium Deposita*, 31(6), 563–575. <https://doi.org/10.1007/BF00196137>
- Parsons D.S., Nearchou A., Griffiths B.L., Ashbrook S.E., Hriljac J.A. (2024) Mechanistic insights into Cs-ion exchange in the zeolite chabazite from in situ powder X-ray diffraction. *The Journal of Physical Chemistry C*, 128(23), 9735–9741. <https://doi.org/10.1021/acs.jpcc.4c02145>
- Passaglia E. (1970) The crystal chemistry of chabazites. *American Mineralogist*, 55(7–8), 1278–1301.
- Peacor D.R., Dunn P.J., Simmons W.B., Tillmanns E., Fischer R.X. (1984) Willhendersonite, a new zeolite isostructural with chabazite. *American Mineralogist*, 69(1–2), 186–189.
- Pechar F., Rykl D. (1983) Study of the complex vibrational spectra of natural zeolite chabazite. *Zeolites*, 3(4), 333–336. [https://doi.org/10.1016/0144-2449\(83\)90178-1](https://doi.org/10.1016/0144-2449(83)90178-1)
- Pekov I.V., Turchkova A.G., Chukanov N.V. Zadov A.E., Grishin V.G. (2000) Chabazite-Sr(Sr, Ca) $[\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, a new zeolite mineral from Lovozero massif, Kola peninsula. *Zapiski Rossiyskogo mineralogicheskogo obshchestva (Proceedings of the Russian Mineralogical Society)*, 129(4), 54–58. (in Russian)
- Pekov I.V., Turchkova A.G., Lovskaya E.V., Chukanov N.V. (2004) *Zeolites of alkaline massifs*. Moscow, Assotsiatsiya Ekost, 168 p. (in Russian)
- Popov M.P. (2014) Geological and mineralogical features of rare-metal mineralization in the eastern contact of the Adyut pluton within the Ural Emerald Belt. Yekaterinburg, UGGU, 136 p. (in Russian)
- Popov M.P., Zhernakov V.I., Zolotukhin F.F., Samsonov A.V. (1998) Ural Emerald mines: history of study, geology, mineral cadaster, bibliography. Yekaterinburg, UGGA, 90 p. (in Russian)
- Popov M.P., Zhernakov V.I., Zolotukhin F.F., Samsonov A.V. (2008) Ural Emerald mines: history of study, geology, mineral cadaster, bibliography. 2nd edition. Yekaterinburg, UGGU, 76 p. (in Russian)
- Popov M.P., Solomonov V.I., Spirina A.V., Ivanov M.A., Kuptsova V.V., Nikolaev A.G. (2021) An analysis of geochemical features of crystallization of emeralds as an approach to determine the deposit of them. *Izvestiya UGGU (News of the Ural State Mining University)*, 62(2), 16–21. <https://doi.org/10.21440/2307-2091-2021-2-16-21>
- Popova V.I., Popov V.A., Rassomakhin M.A. (2023) Supplementary to the composition of the Ural beryls and inclusions of syngenetic minerals in them. *Mineralogiya*

(*Mineralogy*), 9(4), 5–16. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2023-9-4-1> (in Russian)

Toman J. (2011) Chování železa v přírodních zeolitech; Fe-bohatý chabazit ze Strzegomí. Diplomová práce. Brno, Masarykova univerzita v Brně (Přírodovědecká fakulta). 69 p. (in Czech)

Toman J., Novák M. (2018) Textural relations and chemical composition of minerals from a pollucite + harmotome + chabazite nodule in the Věžná I pegmatite, Czech Republic. *The Canadian Mineralogist*, 56(4), 375–392. <https://doi.org/10.3749/canmin.1800014>

Vlasov K.A., Kutukova E.I. (1960) Emerald mines. Moscow, AN SSSR, 251 p. (in Russian)

Voloshin A.V., Pakhomovsky Ya.A., Belokoneva E.L. (1986) Unusual composition chabazites from granitic pegmatites of the Kola Peninsula. In: *Novye dannye po mineralogii magmaticheskikh i metamorficheskikh kompleksov Kol'skogo poluostrova (New Data on Mineralogy of Igneous and Metamorphic Complexes of the Kola Peninsula)*. Apatity, Kolsky filial AN SSSR, 87–91. (in Russian)

von Born I. (1772) Lithophylacium bornianum, Prague. 157 p. (in Latin)

Watanabe Y., Kawabata R., Taoka N., Kaneda T., Oshima S., Tamura K. (2022) Hydrothermal modification of chabazite for the fixation of cesium ions. *Journal of Ion Exchange*, 33(4), 122–126. <https://doi.org/10.5182/jiae.33.122>

Wyart J. (1933) Recherches sur les zéolites. *Bulletin de la Société française de Minéralogie*, 56(4–5), 81–187. <https://doi.org/10.3406/bulmi.1933.4167>

Yakubovich O.V., Massa W., Gavrilenco P.G., Pelevkov I.V. (2005) Crystal structure of chabazite -K. *Crystallography Reports*, 50(4), 544–553. <https://doi.org/10.1134/I.1996728>

Yang H.M., Park C.W., Kim I., Yoon I.H., Sihn Y. (2021) Sulfur-modified chabazite as a low-cost ion exchanger for the highly selective and simultaneous removal of cesium and strontium. *Applied Surface Science*, 536, 147776. <https://doi.org/10.1016/j.apsusc.2020.147776>

Yukhnevich G.V., Senderov E.E. (1963) Study of water condition in some zeolites. *Geokhimiya (Geochemistry)*, 1, 48–57. (in Russian)

Yukhnevich G.V., Karyakin A.V., Khitarov N.I., Senderov E.E. (1961) Comparative characteristics of some zeolites using infrared spectroscopy and the water bond in natrolite. *Geokhimiya (Geochemistry)*, 10, 849–854. (in Russian)

Zhang L., Ren Z., Dong X., Zhao Y., Cen Q. (2023) Fabrication of hierarchically porous CHA-type zeolite composites derived from industrial solid waste for cesium removal. *Journal of Sol-Gel Science and Technology*, 106(2), 602–615. <https://doi.org/10.1007/s10971-023-06038-5>

Zheng Y.-Y., Yu X.-Y., Xu B., Gao Y.-J. (2024) Characterizing Malysheva emeralds (Urals, Russia) by microscopy, spectroscopy, trace element chemistry, and machine learning. *Crystals*, 14(8), paper 683. <https://doi.org/10.3390/crust14080683>

Zhernakov V.I. (1985) Zeolites of the eastern contact band of the Aduy pluton. In: Minerals of the South and Middle Ural deposits. Sverdlovsk, UNTs AN SSSR, 28–32. (in Russian)

Zhernakov V.I. (2009) Ural Emerald mines: notes on mineralogy. *Mineralogical Almanac*, 14(2), 128 p.

Zhernakov V.I. (2011) Emerald mines. Emerald. Alexandrite. Phenakite. Ontogeny and phylogeny. Yekaterinburg, UGGU, 201 p. (in Russian)

Zhitova E.S., Popov M.P., Zolotarev A.A., jr. (2017) Analcime of the Mariinskoe deposit (Urals Emerald mines, the Middle Urals): chemical composition and crystal structure. *Zapiski Rossiyskogo mineralogicheskogo obshchestva (Proceedings of the Russian Mineralogical Society)*, 146(4), 111–120. (in Russian)

Zolotukhin F.F. (1996) Mariinskoe (Malyshevskoe) emerald deposit, Middle Urals. St. Petersburg, SPbGU, 70 p. (in Russian)

Zolotukhin F.F., Zhernakov V.I., Popov M.P. (2004) Geology and precious stones distribution patterns of the Malyshevskoe deposit (Ural Emerald mines). *Ural'skaya mineralogicheskaya shkola-2004 (Ural Mineralogical School-2004)*. Yekaterinburg, UGGA, p. 75 (in Russian)

Zonkhoeva E.L., Sanzhanova S.S. (2011) Infrared spectroscopy study of the sorption of selenium(IV) on natural zeolites. *Russian Journal of Physical Chemistry A*, 85(7), 1233–1236. <https://doi.org/10.1134/S0036024411070399>

Информация об авторах

Карпов Андрей Олегович – аспирант, Московский государственный университет, г. Москва, Россия; музейный хранитель, Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН, г. Москва, Россия; karpovao@my.msu.ru

Агаханов Атали Акмурадович – кандидат геолого-минералогических наук, заместитель директора по научной работе, Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН, г. Москва, Россия; atali99@mail.ru

Information about the authors

Andrey O. Karpov – Graduate Student, Moscow State University, Moscow, Russia; Museum Curator, Fersman Mineralogical Museum RAS, Moscow, Russia; karpovao@my.msu.ru

Atali A. Agakhanov – Cand. Sci. (Geol.-Mineral.), Deputy Director, Fersman Mineralogical Museum RAS, Moscow, Russia; atali99@mail.ru.



УДК 549.744.1(470.55)
<https://doi.org/10.35597/2313-545X-2025-11-4-2>

Поздняя гидротермальная минерализация в фенитовом ореоле Ильменогорского щелочного массива (Южный Урал)

М.А. Рассомахин¹, Е.В. Белогуб¹, М.С. Авдонцева², В.Н. Бочаров²

¹ Южно-Уральский федеральный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, г. Миасс, Челябинская обл., 456317 Россия; Miha_Rassomahin@mail.ru

² Санкт-Петербургский государственный университет, Университетская наб. 7/9,
г. Санкт-Петербург, 199034 Россия

Статья поступила в редакцию 17.10.2025 г., после доработки 17.11.2025 г., принята к печати 03.12.2025 г.

Аннотация. В фенитовом ореоле западного экзоконтакта Ильменогорского миаскитового массива (Южный Урал) методами сканирующей электронной микроскопии, рамановской спектроскопии и рентгеноструктурного анализа изучены поздние гидротермальные жилы, вскрытые в северном борту Нового щебеночного карьера. Жилы заполняют открытые трещины, на стенках которых развиты друзы полевых шпатов с хлорит-смектитовыми корками, на которые нарастают кальцит, пирит и ильменит, а завершается гидротермальный процесс формированием ассоциации цеолитов – гармотома и клиноптилолита-Са. С пирит-ильменитовой ассоциацией связаны акцессорные колумбит-(Fe), фергусонит-(Y) и синтаксические срастания минералов полисоматической серии бастнезит–синхизит (гидроксилbastнезит-(Ce), паризит-(Ce), рентгенит-(Ce)) и гидроксильные аналоги паризита-(Ce), рентгенита-(Ce) и синхизита-(Ce). КР спектры карбонатов в области колебаний до 1800 см⁻¹ сходны с ранее опубликованными; основные полосы незначительно смещаются в зависимости от соотношения Ca : РЗЭ. Ассоциация ильменита, колумбита-(Fe) и фергусонита-(Y) в поздних гидротермальных жилах Ильменогорского комплекса установлена впервые.

Ключевые слова: полисоматическая серия, карбонаты редких земель, гармотом, клиноптилолит, Ильменогорский массив, фениты.

Финансирование. Аналитические работы выполнены в рамках государственного задания Южно-Уральского федерального научного центра минералогии и геоэкологии УрО РАН (г. Миасс, Россия № 125020601683-2. Структура цеолитов исследована в центре «Рентгенодифракционные методы исследования» Научного парка Санкт-Петербургского государственного университета (СПбГУ, г. Санкт-Петербург, Россия) в рамках проекта № 125021702335-5. Спектры комбинационного рассеяния получены при поддержке гранта СПбГУ № 124032000029-9.

Благодарности. Авторы благодарны А.В. Касаткину за конструктивную рецензию, которая позволила усовершенствовать рукопись, а также директору ООО «ЖБИ-Сервис» А.Н. Комчугову и главному инженеру Г.И. Гребенюку за содействие в изучении карьера.

Конфликт интересов. Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанных с рукописью.

Вклад авторов. М.А. Рассомахин – полевые работы, разработка концепции, оптико-микроскопические исследования, СЭМ-ЭДС исследования, написание рукописи; Е.В. Белогуб – аналитические работы, написание рукописи; М.С. Авдонцева – аналитические работы, написание рукописи; В.Н. Бочаров – аналитические работы, написание рукописи. Все авторы одобрили финальную версию статьи перед публикацией.

Для цитирования: Рассомахин М.А., Белогуб Е.В., Авдонцева М.С., Бочаров В.Н. Поздняя гидротермальная минерализация в фенитовом ореоле Ильменогорского щелочного массива (Южный Урал). *Минералогия*, 2025, 11(4), 21–38. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2025-11-4-2>

Late hydrothermal mineralization in a fenitic halo of the Ilmenogorsk alkaline complex (South Urals)

M.A. Rassomakhin¹, E.V. Belogub¹, M.S. Avdontceva², V.N. Bocharov²

¹South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS, Miass, Chelyabinsk region, 456317 Russia;
Miha_Rassomahin@mail.ru

²St. Petersburg State University, Universitetskaya nab. 7/9, 199034 St. Petersburg, Russia

Received 17.10.2025, revised 17.11.2025 accepted 03.12.2025

Abstract. Late hydrothermal veins exposed in the northern wall of the Novy pebble quarry are studied in a fenitic halo of the western contact of the Ilmenogorsk miaskite complex (South Urals) using scanning electron microscopy, Raman spectroscopy and X-ray diffraction. The veins fill open fractures, the walls of which are covered by feldspar clusters with chlorite-smectite crusts overgrown by calcite, pyrite and ilmenite. The final stage of the hydrothermal process is related to the formation of a zeolite assemblage with harmotome and clinoptilolite-Ca. The pyrite-ilmenite assemblage contains accessory columbite-(Fe), fergusonite-(Y) and syntactic intergrowths of minerals of the polysomatic bastnäsite-synchysite series (hydroxylbastnaesite-(Ce), parisite-(Ce), röntgenite-(Ce)), and hydroxyl analogs of parisite-(Ce), röntgenite-(Ce) and synchysite-(Ce). The Raman spectra of carbonates in vibrational region up to 1800 cm⁻¹ are similar with previously published ones; the main bands are slightly shifted depending on a Ca/ Σ REE ratio. The assemblage of ilmenite, columbite-(Fe) and fergusonite-(Y) in late hydrothermal veins of the Ilmenogorsk complex is found for the first time.

Keywords: polysomatic series, rare earth fluorocarbonates, harmotome, clinoptilolite, Ilmenogorsk complex, fenite.

Thanks: We are grateful to A.V. Kasatkin for a constructive review, which allowed us to improve the manuscript, and Director of OJSC ZhBI-Service A.N. Komchugov and Chief Engineer G.I. Grebenyuk for their assistance in study of the quarry.

Funding. The analytical work was supported by state contract of the South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS (Miass, Russia) no. 125020601683-2. The structures of zeolites were studied in the Center for X-Ray Diffraction Analytical Methos of the Research Park of the St. Petersburg State University (St. Petersburg, Russia) within the project no. 125021702335-5. The Raman studies were supported by the St. Petersburg State University, project no. 124032000029-9.

Conflict of interests. The authors declare that there is no conflict of interest related to the manuscript.

Author contribution. M.A. Rassomakhin – field works, concept development, optical microscopy studies, SEM-EDS studies, writing the manuscript; E.V. Belogub – analytical work, writing the manuscript; M.S. Avdontceva – analytical work, writing the manuscript; V.N. Bocharov – analytical work, writing the manuscript. All the authors approved the final version of the manuscript prior to publication.

For citation: Rassomakhin M.A., Belogub E.V., Avdontceva M.S., Bocharov V.N. Late hydrothermal mineralization in a fenitic halo of the Ilmenogorsk alkaline complex (South Urals). *Mineralogy*, 2025, 11(4), 21–38. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2025-11-4-2>

ВВЕДЕНИЕ

История горных работ в Ильменских горах насчитывает более 250 лет. Первые научные исследования были проведены около 200 лет назад: в образцах из коллекции Иоганна Менге химиками Густавом и Гейнрихом Розе были описаны новые минералы – ильменит, монацит и эшинит (Попов, Попова, 2006). В это время интерес исследователей практически полностью был прикован к мине-

ралам пегматитов, т. к. из них добывали крупные кристаллы самоцветов и редких минералов. Только в середине XX в. ученые обратились к минералогии других пород, в результате чего был значительно расширен кадастр минералов Ильменских гор и открыты новые минеральные виды (Кобяшев и др., 2000; Рассомахин, Касаткин, 2020). Однако из-за сильной задернованности и незначительных размеров горных выработок, часто не выходящих за пределы пегматитовых тел, поздние жильные тела

в Ильменских горах, в отличие от генетически родственных и географически близких Вишневых гор, практически не изучены.

В Вишневых горах минеральные ассоциации поздних гидротермальных жил охарактеризованы в многочисленных карьерах, заложенных как в щелочных пегматитах, так и в карбонатитах и сопутствующих им метасоматитах (Никандров, 1989; Попова и др., 2021). В Ильменских горах подобные образования описаны только в миаскитах и фенитах, вскрытых глубокой скважиной (Макагонов и др., 2003; Макагонов, Котляров, 2017) и упоминались в щебеночном карьере, расположенному на границе г. Миасса и Ильменского заповедника (в литературе он известен как Новый щебеночный карьер, НЦК) (Попов, Попова, 2006). Таким образом, по сравнению с Вишневыми горами, поздняя гидротермальная минерализация Ильменских гор изучена значительно хуже. Данная работа является попыткой восполнить этот пробел.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ИЗУЧЕННЫХ ПОЗДНИХ ЖИЛ

Ильменогорский щелочной массив занимает центральную часть южной оконечности ильмено-вишневогорского полиметаморфического комплекса (ИВК), залегающего в крупной региональной сдвиговой зоне (Ленных, Вализера, 2006). Массив сложен щелочными породами сиенит-карбонатовой ассоциации (Левин и др., 1997; Ленных, Вализера, 2006). Он образует тело каплевидной формы размером около 18.0×4.5 км и имеет сложное и неоднородное строение, определяемое соотношением крупных блоков нефелиновых сиенитов (миаскитов) и расположенными между ними зонами и телами нерасчлененных щелочных пород (сиениты, фениты и др.). В экзоконтакте массива по метаморфическим породам селянкинской серии развиты щелочные метасоматиты различного состава (рис. 1). Структура комплекса осложнена многочисленными разновозрастными разрывными нарушениями, с которыми связано формирование различных тектонитов (Медведева и др., 2013), щелочных и гранитоидных пегматитов, карбонатитов и гидротермальных жил.

Наиболее представительно породы фенитового ореола Ильменогорского массива вскрыты в НЦК, заложенном на западном экзоконтакте массива практически в черте г. Миасса. Карьер расположен между основным телом миаскитов и его

западным апофизом. В карьере вскрыты пироксеновые фениты с субсогласными прослойками биотитовых и амфиболовых сиенитов и многочисленными жильными телами различного состава (Левин, 1974). Здесь охарактеризованы многочисленные щелочные магматические и метасоматические породы (Попов, Баженов, 2009; Попов, Муфтахов, 2017).

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Образцы для исследований отобраны М.А. Рассомахиным в октябре 2024 г. в северной части нижнего уступа НЦК. Предварительная разбраковка образцов проведена визуально и при помощи стереомикроскопа МБС-9.

Морфологические особенности минеральных агрегатов и химический состав минералов изучены с помощью растрового электронного микроскопа Tescan Vega3 SBU, с ЭДС Oxford Instruments X-act при ускоряющем напряжении 20 кВ, времени набора 120 с и диаметре зонда 1 мкм (Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН (ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс, Россия). Количественный анализ проведен с использованием эталонов MINM-25-53 фирм «ASTIMEX ScientificLimited» (стандарт № 01-044) и «Microanalysis Consultants Ltd.» (стандарт № 1362). В качестве стандартов использовались:

– для ильменита: FeK_α – Fe_2O_3 , TiK_α – TiO_2 , TaM_α – Та металлический, NbL_α – Nb металлический, MnK_α – родонит, CaK_α – плагиоклаз;

для колумбита-(Fe) FeK_α – Fe_2O_3 , TiK_α – TiO_2 , TaM_α – Та металлический, WM_α – W металлический, NbL_α – Nb металлический, MnK_α – родонит;

для фергусонита-(Y) FeK_α – Fe_2O_3 , TiK_α – TiO_2 , NbL_α – Nb металлический, CaK_α – плагиоклаз, YL_α , DyL_α , YbL_α – ксенотим, NdL_α , SmL_α , GdL_α – монацит-(Ce), ErL_α – Er_2O_3 ;

– для торита: SiK_α – санидин, CaK_α – плагиоклаз, FeK_α – Fe_2O_3 , ThM_α – ThO_2 , UM_α – UO_2 ; для мусковита AlK_α , SiK_α , KK_α – мусковит, MgK_α – клинохлор, FeK_α – биотит;

– для шамозита и железистого смектита: MgK_α , AlK_α , SiK_α – клинохлор, CaK_α – плагиоклаз, TiK_α – TiO_2 , MnK_α – родонит, FeK_α – биотит;

– для гармотома и клиноптилолита-Са: NaK_α , AlK_α , SiK_α – альбит, KK_α – санидин, CaK_α – плагиоклаз, BaL_α – BaSO_4 ;

– для кальцита: CaK_α – плагиоклаз, MnK_α – родонит;

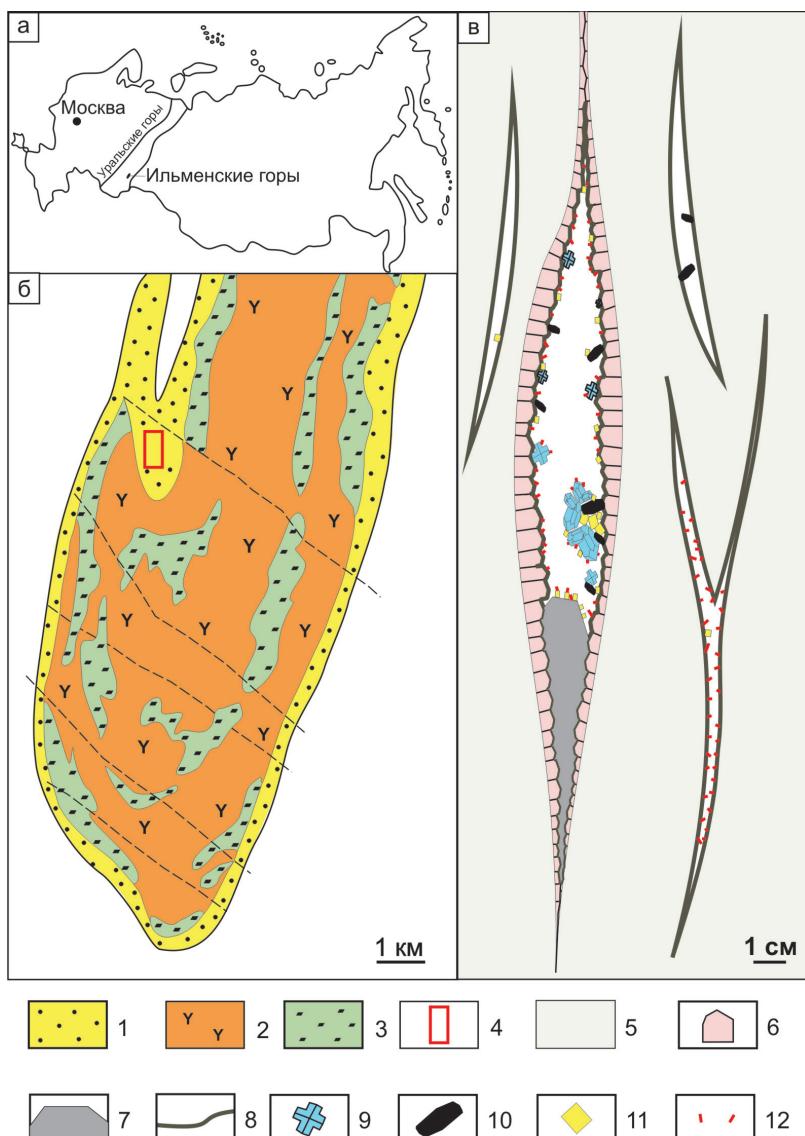


Рис. 1. Расположение объекта исследования: а – ильменогорский комплекс на схематической карте Российской Федерации; б – геологическая карта Ильменогорского миаскитового массива (Левин и др., 1997); в – схема строения гидротермальной жилы из карьера НЦК.

1 – фениты; 2 – биотитовые миаскиты; 3 – амфиболовые миаскиты; 4 – расположение карьера НЦК; 5 – альбитовый пегматоид; 6 – кристаллы микроклина; 7 – кальцит; 8 – корка шамозита; 9 – гармотом; 10 – ильменит; 11 – пирит; 12 – клиноптилолит-Са.

Fig. 1. Location of the studied object: a – Ilmenogorsk complex in schematic map of Russia; б – geological map of the Ilmenogorsk miaskite complex (Levin et al., 1997); в – scheme of the hydrothermal vein.

1 – fenites; 2 – biotite miaskite; 3 – amphibole miaskite; 4 – location of the quarry; 5 – albite pegmatoid; 6 – microcline crystals; 7 – calcite; 8 – chamosite rim; 9 – harmotome; 10 – ilmenite; 11 – pyrite; 12 – clinoptilolite-Ca.

– для карбонатов редкоземельных элементов (РЗЭ): CaK_α – плагиоклаз, LaL_α , CeL_α , PrL_α , NdL_α – монацит-(Ce), ThM_α – ThO_2 , FK_α – фторапатит.

Полевые шпаты и слоистые силикаты диагностированы методом рентгеновской дифрактометрии на порошковом рентгеновском дифрактометре Shimadzu XRD-6000, Cu-К α излучение с графито-

вым монохроматором, интервал съемки 4–70°, скорость съемки 2°/мин (ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН).

Для рентгеноструктурного анализа отобраны монокристаллы двух минералов, относящихся к группе цеолитов, предположительно гармотома, и цеолита ряда клиноптилолит-гейланит для установления их принадлежности к конкретному

минеральному виду. Образцы исследовались с использованием моноцистального дифрактометра Rigaku XtaLAB Synergy-S (MoKa-излучение, 50 кВ/1.0 мА), оснащенного монохроматическим острофокусным источником рентгеновского излучения PhotonJet-S и высокоскоростным детектором HyPix-6000HE (Центр «Рентгенодифракционные методы исследования», Научный парк, Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ), г. Санкт-Петербург, Россия). Интенсивности скорректированы с помощью программного комплекса CrysAlisPro (2015), поправка на поглощение введена с использованием алгоритма SCALE3 ABSPACK. Кристаллические структуры обоих минералов решены с помощью алгоритма двойного пространства SHELXT и уточнены методом наименьших квадратов в анизотропном приближении (Sheldrick, 2015), интегрированных в оболочку Olex2 (Dolomanov et al., 2009).

Спектры комбинационного рассеяния (КР) света для карбонатов РЗЭ получены на рамановском спектрометре Horiba LabRam HR800 при комнатной температуре (СПбГУ). Спектрометр оснащен твердотельным лазером с длиной волны излучения 532 нм и микроскопом Olympus BX-41. Номинальная мощность лазера составляет 100 мВт, на образце было до 5 мВт. Использовался 100 кратный объектив. Пространственное разрешение достигало 1 мкм, а спектральное – 2 см⁻¹. Целостность образца проверялась после регистрации каждого спектра.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Строение поздних гидротермальных жил в фенитах

В северном борту карьера, сложенном преимущественно сиенитами и пироксеновыми фенитами с линзами альбитовых метасоматитов, развита сеть секущих трещин, частично или полностью заполненных различными минеральными агрегатами, формирующими жильные тела небольшой мощности. Жилы тяготеют к массивной до неяснополосчатой породе, структура которой меняется от среднезернистой до пегматоидной. Эта порода преимущественно состоит из альбита, а второстепенные и акцессорные минералы представлены микроклином, биотитом и цирконом, что соответствует лейкоократовому сиениту. По современным взглядам порода имеет метасоматическое происхождение (Левин и др., 1997).

Порода рассечена разномасштабными и разнорасположенными трещинами мощностью от первых миллиметров до сантиметров, заполненными поздними минеральными агрегатами. В разных трещинах, расположенных даже на незначительном расстоянии друг от друга, заполняющие их минеральные ассоциации значительно отличаются. Поздние минералы нарастают как на сколовые поверхности вмещающей породы, так и на щетки кристаллов полевых шпатов (микроклина и альбита), растущие на стенках трещин. Часто поздняя ассоциация отделяется от породы или полевых шпатов коркой шамозита.

По преобладающим минералам на этом участке карьера можно выделить четыре типа разновозрастных минеральных ассоциаций поздних жил: 1 – пластинчатый кальцит (папиршпат), пирит; 2 – шамозит с присыпкой клиноптилолита-Са и редким пиритом; 3 – кристаллы ильменита и ассоциирующие оксиды на дружах полевых шпатов; 4 – сложная полиминеральная ассоциация, включающая первые три.

Мощность жил с минерализацией первого типа достигает 3 см, второго и третьего – <1 см, четвертого – около 4–5 см, падение большинства жил субвертикальное. Размер сохранившейся при отработке карьера части жил по падению и простиранию достигает первых дециметров.

Краевая зона наиболее богатой жилы с минерализацией четвертого типа сложена щетками кристаллов белого непрозрачного микроклина размером ~1 см с редкими кристаллами прозрачного бесцветного и зеленоватого альбита. Границы микроклина часто корродированы. На поверхности кристаллов полевых шпатов обычно развиты корки шамозита. Вблизи нижнего выклинивания жила полностью заполнена кальцитом, выходящим в полость в виде идиоморфных кристаллов. На шамозит и кальцит нарастают ильменит и пирит, наиболее поздняя ассоциация представлена цеолитами (гармотом и клиноптилолит-Са). Помимо перечисленных основных минералов в жиле установлены железистый смектит, колумбит-(Fe), фергусонит-(Y), халькопирит, торит, галенит, мусковит, апатит, барит и карбонаты РЗЭ.

Минералы поздних гидротермальных жил в фенитах

Пирит в жилах представлен двумя морфологическими типами: 1) идиоморфными кристаллами кубической формы размером от 0.5 до 8.0 мм, образо-

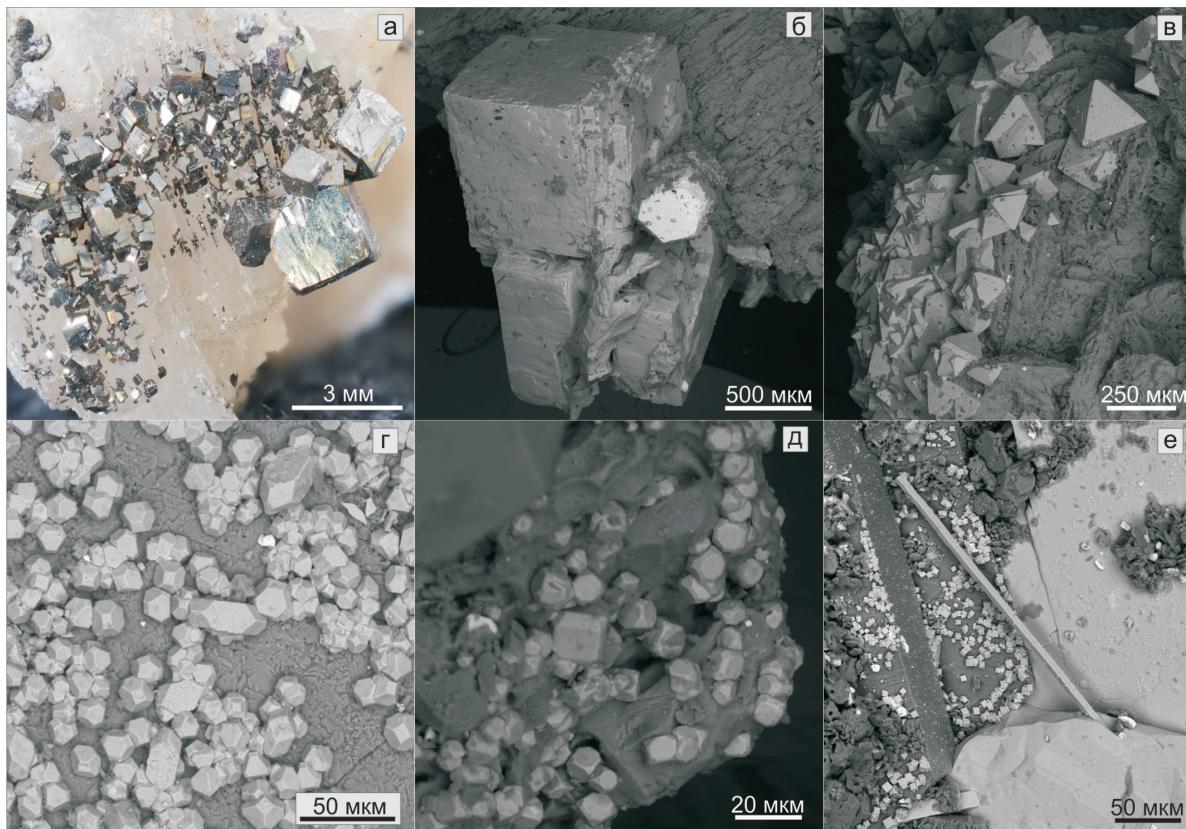


Рис. 2. Морфология агрегатов пирита: а – кубические кристаллы на кальците; б – кубические кристаллы с кристаллом карбонатов РЗЭ на корродированном микроклине; в – октаэдрические кристаллы на сферолитах шамозита; г – кубооктаэдрические кристаллы, в том числе вытянутые, на кальците; д – кристаллы с комбинацией граней куба, октаэдра и пентагонододекаэдра на шамозите, е – удлиненный кристалл, растущий из ильменита, и присыпка кубических кристаллов пирита на гармотоме.

Рис. а – фотокамера Olympus OM-D EM1 Mark II; б–е – BSE фото.

Fig. 2. Morphology of pyrite aggregates: a – cubic crystal on calcite; б – cubic crystal with a REE carbonate crystal on microcline; в – octahedral crystal on chamosite spherolites; г – cubooctahedron crystal on calcite; д – crystal with a combination of cube, octahedron and dodecahedron on chamosite; е – elongated crystal and small cubic crystal on ilmenite and harmotome.

Fig. a – an Olympus OM-D EM1 Mark II photocamera; б–е – BSE images.

вавшимися синхронно с ильменитом на корке шамозита и кристаллах кальцита (рис. 2а) и полевых шпатов (рис. 2б) и 2) более мелкими кристаллами (10–50 мкм) с различной огранкой в разных участках жил – кубами, октаэдрами, кубооктаэдрами, редко кубооктаэдрами с гранями пентагонододекаэдра (рис. 2в–д). Иногда кристаллы сильно искажены и вытянуты перпендикулярно грани куба, максимальное удлинение составляет более 30 : 1 (рис. 2е). Кристаллы пирита второго типа врастает во внешние зоны ильменита (рис 2е) и гармотома параллельно с дорастанием кристаллов первого типа. В составе пирита обоих типов примеси не установлены.

В пирите обнаружены включения халькопирита размером до 100 мкм, не содержащего приме-

сей, и торита сечением ~50 мкм в срастании с галенитом (~2 мкм). Химический состав торита (мас. %): 15.13 SiO₂, 2.40 CaO, 2.13 FeO_{об}, 59.46 ThO₂, 24.19 UO₂, сумма 83.31. Дефицит суммы, вероятно, обязан высокой степени метамиктации минерала.

Ильменит образует таблитчатые кристаллы размером до 1 см, часто с грубой ростовой штриховкой, вплоть до формирования блочной и скелетной структур. Часто срастается с пиритом. В составе ильменита незначительно варьирует отношение Fe/Mn при небольших колебаниях Ta и Nb (табл. 1). Для ильменита характерны включения колумбитита-(Fe) (табл. 1) и, предположительно, фергусонита-(Y) (табл. 2), образующих неправильные и субизометрические зерна размером до 100–150 мкм.

Таблица 1. Химический состав ильменита и ферроколумбита (мас. %)
 Table 1. Chemical composition of ilmenite and ferrocolumbite (wt. %)

№ ан.	CaO	TiO ₂	MnO	FeO	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	WO ₃	Сумма	Кристаллохимическая формула
Ильменит (расчет на O = 3)									
1	—	48.28	1.15	48.89	0.75	0.81	—	99.89	Fe _{1.06} Mn _{0.03} Ti _{0.94} Nb _{0.01} Ta _{0.01} O ₃
2	—	50.36	2.29	46.05	0.59	0.70	—	99.98	Fe _{0.98} Mn _{0.05} Ti _{0.97} Nb _{0.01} O ₃
3	0.42	50.15	1.82	47.17	—	—	—	99.55	Fe _{1.01} Mn _{0.04} Ca _{0.01} Ti _{0.97} O ₃
4	—	50.10	3.08	46.64	—	—	—	99.82	Fe _{1.00} Mn _{0.07} Ti _{0.97} O ₃
Ферроколумбит (расчет на O = 6)									
5	—	2.25	1.66	21.00	74.19	1.09	—	100.19	Fe _{0.99} Mn _{0.08} Nb _{1.88} Ti _{0.09} Ta _{0.02} O ₄
6	—	2.71	9.98	12.32	73.67	0.93	—	99.61	Fe _{0.58} Mn _{0.48} Nb _{1.87} Ti _{0.11} Ta _{0.01} O ₄
7	—	1.33	6.47	15.61	74.67	1.34	—	99.42	Fe _{0.74} Mn _{0.31} Nb _{1.91} Ti _{0.06} Ta _{0.02} O ₄
8	—	3.16	7.36	14.25	70.10	1.53	3.30	99.70	Fe _{0.68} Mn _{0.36} Nb _{1.82} Ti _{0.14} W _{0.03} Ta _{0.02} O ₄

Примечание. Здесь и далее в таблицах, прочерк – не установлено.

Note. Hereinafter in Tables, dash – not detected.

Таблица 2. Химический состав фергусонита-(Y) (мас. %)

Table 2. Chemical composition of fergusonite-(Y) (wt. %)

№ ан.	CaO	TiO ₂	FeO	Y ₂ O ₃	Nb ₂ O ₅	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Gd ₂ O ₃	Dy ₂ O ₃	Er ₂ O ₃	Yb ₂ O ₃	Сумма
1	0.66	0.63	0.87	25.84	47.69	3.92	2.42	6.01	3.35	2.42	6.00	99.81
2	0.46	—	0.35	26.40	49.15	3.68	2.02	5.39	3.27	3.12	5.73	99.57
3	0.57	—	0.51	26.00	48.24	3.94	3.21	6.59	2.68	3.60	4.36	99.70
Кристаллохимическая формула (расчет на O = 4)												
1	Y _{0.62} Gd _{0.09} Yb _{0.08} Nd _{0.06} Dy _{0.05} Sm _{0.04} Er _{0.03} Ca _{0.03} Nb _{0.97} Fe _{0.03} Ti _{0.02} O ₄											
2	Y _{0.63} Gd _{0.08} Yb _{0.06} Nd _{0.06} Dy _{0.05} Er _{0.04} Sm _{0.03} Ca _{0.02} Nb _{1.00} Fe _{0.01} O ₄											
3	Y _{0.63} Gd _{0.10} Yb _{0.06} Nd _{0.06} Sm _{0.05} Er _{0.05} Dy _{0.04} Ca _{0.03} Nb _{0.99} Fe _{0.02} O ₄											

Таблица 3. Химический состав раннего (1) и позднего (2) кальцита (мас. %)

Table 3. Chemical composition of early (1) and late (2) calcite (wt. %)

№ ан.	CaO	MnO	CO ₂ расч.	Сумма расч.	Кристаллохимическая формула
1	54.09	1.80	43.55	99.44	Ca _{0.97} Mn _{0.03} CO ₃
2	52.75	3.43	43.52	99.70	Ca _{0.95} Mn _{0.05} CO ₃

Примечание. Содержание CO₂ рассчитано по стехиометрии.

Note. The CO₂ content is calculated by stoichiometry.

Кальцит серый, полупрозрачный. На выклинике жилы крупнозернистый массивный, в полости образует гексагональные пластинчатые кристаллы. Более поздний кальцит имеет желтый цвет, непрозрачен, образует рыхлые агрегаты. В составе кальцита присутствует только примесь Mn, количество которого увеличивается от кальцита ранних генераций к более поздним, где содержание MnO достигает 3.5 мас. % (табл 3).

В виде включений и срастаний с ильменитом, пиритом и гармотомом в изученной ассоциации обнаружены кристаллы карбонатов РЗЭ поли-

соматической серии бастнезит–синхизит. Размер красноватых дипирамидальных бочонковидных кристаллов карбонатов достигает 1 мм в длину и 0.5 мм в поперечнике. В режиме отраженных электронов (BSE) видно, что монокристаллы представляют собой синтаксические срастания ламелей, отвечающих разным минеральным видам (рис. 3). В результате анализа состава наиболее крупных пластин из разных кристаллов были диагностированы гидроксилbastnезит-(Ce), паризит-(Ce), рентгенит-(Ce) и гидроксильные аналоги паризита-(Ce), рентгенита-(Ce) и синхизита-(Ce), на данный

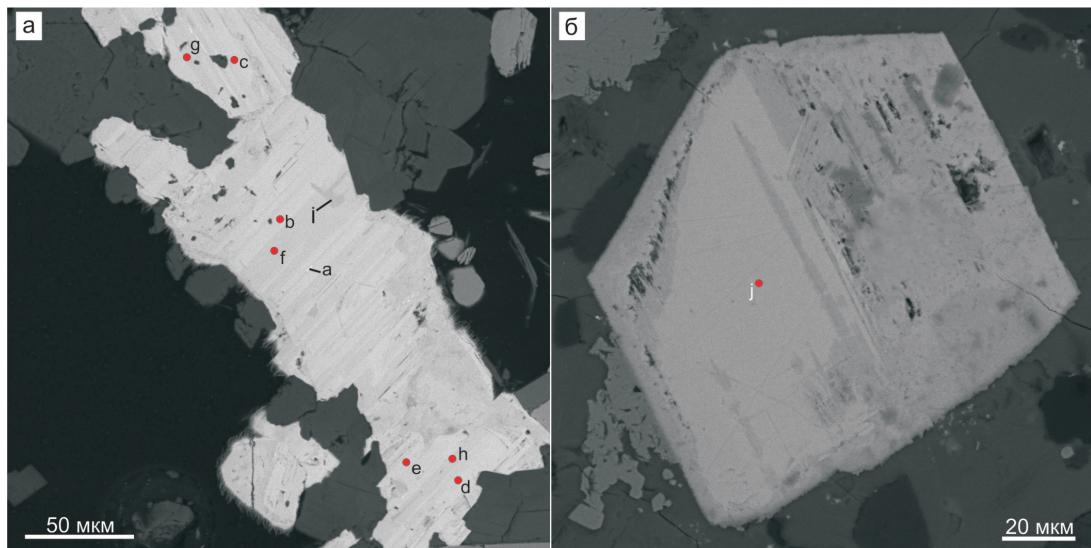


Рис. 3. Внутреннее строение кристаллов карбонатов РЗЭ: а – сечение кристалла с зонами, отвечающими составам гидроксилбастнезита-(Се) (точка а), паризита-Се (точки б, с, д, е), рентгенита-(Се) (точки ф, г, х) и ОН-аналога синхизита-(Се) (точка и); б – кристалл ОН-аналога паризита-(Се) (точка ж) частично замещенный продуктами изменения (более темная оторочка и правая половина кристалла).

Здесь и рис. 5 – BSE фото.

Fig. 3. Structure of REE carbonate crystals: a – crystal section with zones corresponding to the composition of hydroxylbastnäsite-(Ce) (point a), parisite-Ce (points b, c, d, e), röntgenite-Ce (points f, g, h) and OH-analog of synchysite-(Ce) (point i); б – crystal of OH-analog of parisite-(Ce) (point j) partly replaced by alteration products (the darker rim and the right half of the crystal).

Here and in Fig. 5 – BSE images.

момент не зарегистрированные Международной комиссией по новым минералам, номенклатуре и классификации Международной минералогической ассоциации. Все шесть составов в одном кристалле зафиксированы не были.

В составе РЗЭ во всех карбонатах преобладает Се, для всех анализов характерно уменьшение содержаний в ряду Ce–La–Nd–Pr. Содержание более тяжелых РЗЭ ниже предела обнаружения метода ЭДС (табл. 4). Соотношение различных РЗЭ в разных карбонатах изменяется незначительно. Количество коэффициентов в формуле (к. ф.) Ce, La, Nd и Pr составляет 0.51–0.57, 0.21–0.30, 0.15–0.19 и 0.4–0.6, соответственно. В пределах этих же кристаллов выделяются неоднородные пористые зоны, более темные в BSE (рис. 3б), содержащие высокое количество примесей Si, Fe, Th, Y и не соответствующие по составу известным карбонатам. Вероятно, эти зоны являются продуктами изменения карбонатов РЗЭ. На грани кристаллов карбонатов нарастают тонкопластинчатые или волокнистые агрегаты с толщиной индивидов в доли микрометров, состав которых по оценочному спектру сходен с зонами изменения.

Барит образуется последним в виде пластинчатых кристаллов размером до 50 мкм, нарастающих на ранее образовавшиеся минералы. Состав минерала соответствует идеальной формуле.

Шамозит образует два вида агрегатов – гладкую микрозернистую корку и сферолитовые агрегаты пластинчатых кристаллов размером до 100 мкм. Шамозит содержит ~0.3 мас. % TiO₂ и MnO и до 5 мас. % MgO. Гладкая поверхность корок шамозита обусловлена заполнением пространства между его пластинками рентгеноаморфным Fe-доминантным силикатом, состав которого отвечает минералу группы смектитов, предположительно, ферросапониту или его Fe³⁺-аналогу (рис. 4, табл. 5). В сыпучке из полости жилы найдены черные блестящие округлые образования, состоящие из агрегата полевых шпатов – обломков вмещающей породы, полностью покрытых такой коркой. На части поверхности полевошпатовых друз корка шамозита не развита, и более поздние минералы кристаллизовались непосредственно на гранях кристаллов.

Мусковит, как и шамозит, образует корки пластинчатых и столбчатых кристаллов на полевых шпатах. На некоторых образцах мусковитовая

Таблица 4. Химический состав редкоземельных карбонатов (мас. %)
 Table 4. Chemical composition of REE carbonates (wt. %)

№ ан.	CaO	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	ThO ₂	F	CO ₂ расчет	H ₂ O расчет	Сумма	Кристаллохимическая формула	
											(Ce _{0.55} La _{0.25} Nd _{0.14} Pr _{0.04} Ca _{0.02}) _{1.00} (CO ₃) _{1.00} (OH _{0.55} F _{0.45}) _{1.00}	(Ce _{0.55} La _{0.24} Nd _{0.13} Pr _{0.04} Ca _{0.02} Th _{0.01}) _{1.00} (CO ₃) _{1.00} (OH _{0.56} F _{0.44}) _{1.00}
1a	0.39	18.98	41.78	3.07	10.76	—	3.93	20.28	2.29	99.83	(Ce _{0.55} La _{0.25} Nd _{0.14} Pr _{0.04} Ca _{0.02}) _{1.00} (CO ₃) _{1.00} (OH _{0.55} F _{0.45}) _{1.00}	(Ce _{0.55} La _{0.24} Nd _{0.13} Pr _{0.04} Ca _{0.02} Th _{0.01}) _{1.00} (CO ₃) _{1.00} (F _{1.17} OH _{0.83}) _{2.00}
2	0.49	18.08	41.03	3.09	10.15	1.14	3.81	19.94	2.28	98.41	Ca _{0.98} (Ce _{1.12} La _{0.43} Nd _{0.34} Pr _{0.13}) _{2.02} (CO ₃) ₃ (F _{1.17} OH _{0.83}) _{2.00}	Ca _{0.98} (Ce _{1.12} La _{0.43} Nd _{0.34} Pr _{0.13}) _{2.02} (CO ₃) ₃ (F _{1.17} OH _{0.83}) _{2.00}
3	10.15	13.03	33.96	3.84	10.39	—	4.09	24.05	1.38	99.17	Ca _{1.00} (Ce _{1.10} La _{0.45} Nd _{0.34} Pr _{0.11}) _{2.00} (CO ₃) ₃ (F _{1.06} OH _{0.94}) _{2.00}	Ca _{1.00} (Ce _{1.10} La _{0.45} Nd _{0.34} Pr _{0.11}) _{2.00} (CO ₃) ₃ (F _{1.06} OH _{0.94}) _{2.00}
4b	10.45	13.60	33.68	3.32	10.67	—	3.74	24.58	1.58	100.05	Ca _{1.02} (Ce _{1.11} La _{0.47} Nd _{0.30} Pr _{0.10}) _{1.98} (CO ₃) ₃ (F _{1.39} OH _{0.61}) _{2.00}	Ca _{1.02} (Ce _{1.11} La _{0.47} Nd _{0.30} Pr _{0.10}) _{1.98} (CO ₃) ₃ (F _{1.39} OH _{0.61}) _{2.00}
5c	10.61	14.08	33.74	3.18	9.46	—	4.91	24.50	1.01	99.42	Ca _{1.00} (Ce _{1.15} La _{0.44} Nd _{0.31} Pr _{0.10}) _{2.00} (CO ₃) ₃ (F _{1.02} OH _{0.98}) _{2.00}	Ca _{1.00} (Ce _{1.15} La _{0.44} Nd _{0.31} Pr _{0.10}) _{2.00} (CO ₃) ₃ (F _{1.02} OH _{0.98}) _{2.00}
6d	10.38	13.22	34.92	3.10	9.66	—	3.57	24.43	1.64	99.42	Ca _{1.00} (Ce _{1.12} La _{0.47} Nd _{0.29} Pr _{0.11}) _{1.99} (CO ₃) ₃ (F _{1.78} OH _{0.22}) _{2.00}	Ca _{1.00} (Ce _{1.12} La _{0.47} Nd _{0.29} Pr _{0.11}) _{1.99} (CO ₃) ₃ (F _{1.78} OH _{0.22}) _{2.00}
7e	10.42	14.25	34.03	3.38	9.14	—	6.25	24.45	0.38	99.67	Ca _{0.98} (Ce _{1.13} La _{0.46} Nd _{0.32} Pr _{0.12}) _{2.03} (CO ₃) ₃ (OH _{1.04} F _{0.96}) _{2.00}	Ca _{0.98} (Ce _{1.13} La _{0.46} Nd _{0.32} Pr _{0.12}) _{2.03} (CO ₃) ₃ (OH _{1.04} F _{0.96}) _{2.00}
8	10.12	13.85	34.05	3.56	9.78	—	3.37	24.32	1.72	99.35	Ca _{0.99} (Ce _{1.15} La _{0.43} Nd _{0.31} Pr _{0.12}) _{2.01} (CO ₃) ₃ (OH _{1.19} F _{0.81}) _{2.00}	Ca _{0.99} (Ce _{1.15} La _{0.43} Nd _{0.31} Pr _{0.12}) _{2.01} (CO ₃) ₃ (OH _{1.19} F _{0.81}) _{2.00}
9	10.44	13.09	34.07	3.66	10.94	—	2.90	24.70	2.00	100.58	Ca _{1.00} (Ce _{1.11} La _{0.42} Nd _{0.35} Pr _{0.12}) _{2.00} (CO ₃) ₃ (OH _{1.23} F _{0.77}) _{2.00}	Ca _{1.00} (Ce _{1.11} La _{0.42} Nd _{0.35} Pr _{0.12}) _{2.00} (CO ₃) ₃ (OH _{1.23} F _{0.77}) _{2.00}
10	10.47	12.78	34.28	3.64	11.16	—	2.77	24.76	2.07	100.76	Ca _{0.98} (Ce _{1.15} La _{0.50} Nd _{0.29} Pr _{0.09}) _{2.02} (CO ₃) ₃ (OH _{1.05} F _{0.95}) _{2.00}	Ca _{0.98} (Ce _{1.15} La _{0.50} Nd _{0.29} Pr _{0.09}) _{2.02} (CO ₃) ₃ (OH _{1.05} F _{0.95}) _{2.00}
11j	10.21	14.96	34.86	2.47	9.00	—	3.36	24.18	1.74	99.37	Ca _{1.05} (Ce _{0.98} La _{0.43} Nd _{0.35} Pr _{0.12}) _{2.01} (CO ₃) ₃ (OH _{1.19} F _{0.87}) _{2.00}	Ca _{1.05} (Ce _{0.98} La _{0.43} Nd _{0.35} Pr _{0.12}) _{2.01} (CO ₃) ₃ (OH _{1.19} F _{0.87}) _{2.00}
12	10.96	13.97	29.83	3.79	11.09	1.89	3.08	24.60	1.90	99.81	Ca _{1.98} (Ce _{1.63} La _{0.65} Nd _{0.57} Pr _{0.17}) _{3.02} (CO ₃) ₅ (F _{2.13} OH _{0.87}) _{3.00}	Ca _{1.98} (Ce _{1.63} La _{0.65} Nd _{0.57} Pr _{0.17}) _{3.02} (CO ₃) ₅ (F _{2.13} OH _{0.87}) _{3.00}
13f	12.81	12.25	30.97	3.24	11.05	—	4.68	25.42	0.90	99.35	Ca _{1.98} (Ce _{1.69} La _{0.67} Nd _{0.49} Pr _{0.17}) _{3.02} (CO ₃) ₅ (F _{2.20} OH _{0.80}) _{3.00}	Ca _{1.98} (Ce _{1.69} La _{0.67} Nd _{0.49} Pr _{0.17}) _{3.02} (CO ₃) ₅ (F _{2.20} OH _{0.80}) _{3.00}
14g	12.99	12.72	32.37	3.26	9.73	—	4.88	25.72	0.85	100.47	Ca _{1.98} (Ce _{1.70} La _{0.67} Nd _{0.50} Pr _{0.16}) _{3.03} (CO ₃) ₅ (F _{1.64} OH _{1.36}) _{3.00}	Ca _{1.98} (Ce _{1.70} La _{0.67} Nd _{0.50} Pr _{0.16}) _{3.03} (CO ₃) ₅ (F _{1.64} OH _{1.36}) _{3.00}
15h	12.93	12.70	32.38	3.00	9.70	—	3.62	25.60	1.43	99.84	Ca _{1.99} (Ce _{1.68} La _{0.63} Nd _{0.52} Pr _{0.18}) _{3.01} (CO ₃) ₅ (OH _{1.58} F _{1.42}) _{3.00}	Ca _{1.99} (Ce _{1.68} La _{0.63} Nd _{0.52} Pr _{0.18}) _{3.01} (CO ₃) ₅ (OH _{1.58} F _{1.42}) _{3.00}
16	12.98	11.89	32.01	3.55	10.23	—	3.14	25.61	1.65	99.74	Ca _{2.00} (Ce _{1.68} La _{0.63} Nd _{0.54} Pr _{0.15}) _{3.00} (CO ₃) ₅ (OH _{1.69} F _{1.31}) _{3.00}	Ca _{2.00} (Ce _{1.68} La _{0.63} Nd _{0.54} Pr _{0.15}) _{3.00} (CO ₃) ₅ (OH _{1.69} F _{1.31}) _{3.00}
17	13.26	12.17	32.59	2.88	10.84	—	2.95	26.04	1.80	101.29	Ca _{0.98} (Ce _{0.57} La _{0.22} Nd _{0.17} Pr _{0.05}) _{1.01} (CO ₃) ₃ (OH _{0.55} F _{0.45}) _{1.00}	Ca _{0.98} (Ce _{0.57} La _{0.22} Nd _{0.17} Pr _{0.05}) _{1.01} (CO ₃) ₃ (OH _{0.55} F _{0.45}) _{1.00}
18i	17.11	11.25	29.12	2.67	8.80	—	2.63	27.31	1.55	99.33	Ca _{1.00} (Ce _{1.15} La _{0.43} Nd _{0.35} Pr _{0.12}) _{2.00} (CO ₃) ₃ (OH _{1.05} F _{0.95}) _{2.00}	Ca _{1.00} (Ce _{1.15} La _{0.43} Nd _{0.35} Pr _{0.12}) _{2.00} (CO ₃) ₃ (OH _{1.05} F _{0.95}) _{2.00}

Примечание. 1, 2 – гидроксиластинезит-(Ce); 3–7 – паризит-(Ce); 8–12 – OH-аналог паризита-(Ce); 13–15 – рентгенит-(Ce); 16, 17 – OH-аналог рентгенита-(Ce); Буква у номера анализа соответствует букве на рис. 3. Формулы рассчитаны на сумму катионов, равную 1 (1, 2), 3 (3–14) и 5 (15–18). Содержание CO₂ и H₂O рассчитано по стехиометрии.

Note. 1, 2 – hydroxylbastnasite-(Ce); 3–7 – parisite-(Ce); 8–12 – OH-analog of parisite-(Ce); 13–15 – röntgenite-(Ce); 16, 17 – OH-analog of röntgenite-(Ce); 18 – OH-analog of synchysite-(Ce). Formulas are recalculated to cation sum of 1 (1, 2), 3 (3–14) and 5 (15–18). The letter in the analysis number correspond to that on Fig. 3. The CO₂ and H₂O content is calculated by stoichiometry.

Таблица 5. Состав шамозита и смектита (мас. %)
 Table 5. Chemical composition of chamosite and smectite (wt. %)

№ ан.	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	TiO ₂	MnO	FeO _{общ}	C _γ ММА _{расчет}
1	4.42	15.44	24.56	—	0.34	0.39	43.46	88.61
2	0.94	2.61	42.35	3.07	—	0.56	32.78	82.31

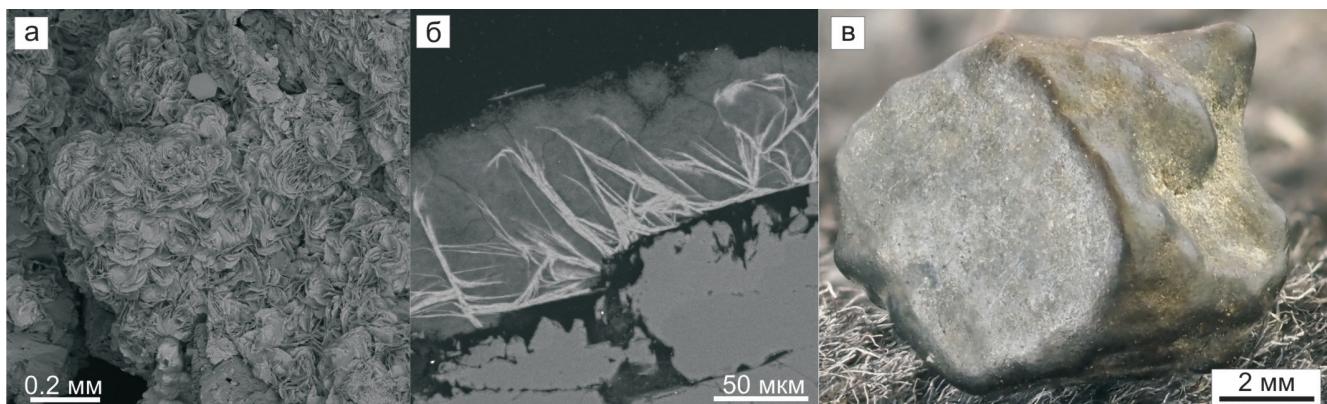


Рис. 4. Морфология агрегатов шамозита и смектита: а – сростки пластинчатых кристаллов шамозита; б – сечение корки шамозит-смектитового состава на микроклине; в – обломок полевого шпата, полностью покрытый коркой шамозит-смектитового состава. Рис. а, б – BSE фото; в – фотокамера Olympus OM-D EM1 Mark II.

Fig. 4. Morphology of chamosite and smectite aggregates: a – intergrowths of lamellar chamosite crystals; б – cross-section of the chamosite-smectite crust on microcline; в – feldspar clast covered with the chamosite-smectite crust. Figs. a, б – BSE images; в – an Olympus OM-D EM1 Mark II photocamera.

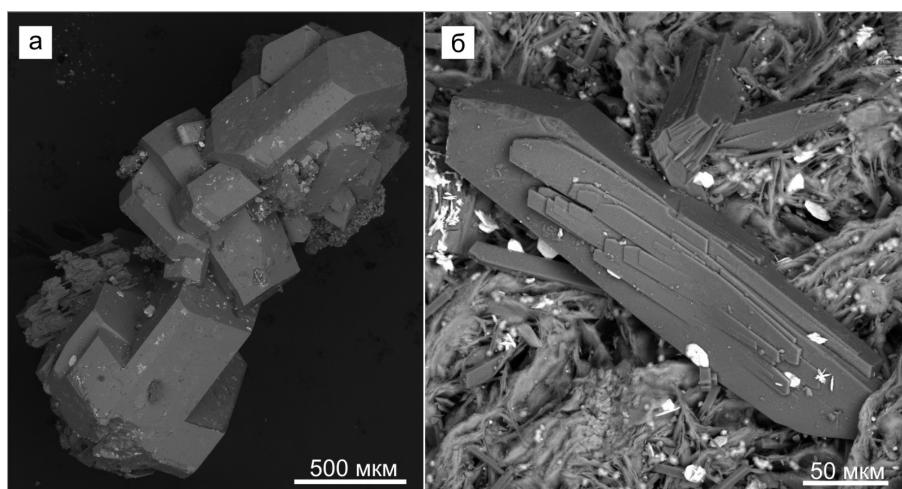


Рис. 5. Морфология агрегатов цеолитов: а – сросток двойниковых кристаллов гармотома; б – клиноптилолит-Са с чешуйками барита на шамозите.

Fig. 5. Morphology of zeolite aggregates: a – twinned harmotome crystals; б – clinoptilolite-Ca and platy barite crystal on chamosite.

корка постепенно сменяется шамозитовой. Состав мусковита характеризуется примесями Fe, Mg и Ti (табл. 6). В агрегате мусковита зафиксирован вросток фторапатита.

Из цеолитов в изученных образцах наиболее распространен гармотом, который образует идиоморфные крестообразные двойники по {110} (рис. 5) размером до 1 см, нарастающие на шамозит и полевые шпаты одиночными двойниками и сростками или образующие сложные объемные сростки в полости жилы. Гармотом срастается с пиритом,

ильменитом и кальцитом. В составе фиксируются Na, K, Ca и Fe, вариации состава незначительны (табл. 6). Принадлежность минерала к конкретному виду обоснована рентгеноструктурными исследованиями (см. ниже).

Одним из наиболее поздних минералов исследованной ассоциации является цеолит ряда клиноптилолит-гейланит, по формальным признакам ($\text{Si}/\text{Al} \geq 4$) соответствующий клиноптилолиту-Са (Coombs et al., 1997). Он срастается с внешними зонами кристаллов гармотома и покрыва-

Таблица 6. Химический состав силикатов (мас. %)
 Table 6. Chemical composition of silicates (wt. %)

№ ан.	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	FeO	BaO	H ₂ O _{расч}	Сумматац.	Кристаллохимическая формула	
											Мусковит	Гармотом
1	—	0.96	31.35	45.91	11.43	—	5.09	—	4.42	99.46	K _{0.99} Al _{1.50} Fe _{0.09} Mg _{0.10} Ti _{0.02} Al _{1.00} Si _{3.11} O ₁₀ (OH) ₂	
2	—	—	16.42	47.09	0.41	0.60	0.46	20.48	14.93	100.39	Ba _{1.93} Ca _{0.15} K _{0.13} Fe _{0.09} (Si _{11.36} Al _{4.66})O ₃₂ ·12H ₂ O	
3	0.20	—	15.13	49.04	0.44	0.30	—	20.94	15.02	101.07	Ba _{1.96} K _{0.13} Na _{0.09} Ca _{0.08} (Si _{11.73} Al _{4.27})O ₃₂ ·12H ₂ O	
4	0.42	—	16.20	46.78	0.86	0.66	—	20.40	14.80	100.12	Ba _{1.94} K _{0.27} Na _{0.20} Ca _{0.7} (Si _{11.36} Al _{4.64})O ₃₂ ·12H ₂ O	
5	0.33	—	15.61	48.01	0.47	0.43	—	20.98	14.92	100.75	Ba _{1.98} Na _{0.15} K _{0.14} Ca _{0.11} (Si _{11.57} Al _{4.43})O ₃₂ ·12H ₂ O	
6	0.36	—	15.80	48.11	0.36	0.29	—	19.81	14.99	99.72	Ba _{1.86} Na _{0.17} K _{0.11} Ca _{0.07} (Si _{11.53} Al _{4.47})O ₃₂ ·12H ₂ O	
7	0.29	—	15.12	48.77	0.32	0.26	—	20.70	14.96	100.42	Ba _{1.95} Na _{0.14} K _{0.10} Ca _{0.07} (Si _{11.72} Al _{4.28})O ₃₂ ·12H ₂ O	
											Клиноптиолит-Са	
8	—	1.12	13.36	63.46	0.47	4.18	—	2.39	—	84.98	(Ca _{2.03} Mg _{0.75} Ba _{0.42} K _{0.27}) _{3.47} [Al _{7.16} Si _{28.84} O ₇₂]·nH ₂ O (n = 20–24)	
9	—	1.11	13.16	63.20	0.52	3.92	—	2.84	—	84.76	(Ca _{2.02} Mg _{0.76} Ba _{0.44} K _{0.30}) _{3.42} [Al _{7.09} Si _{28.91} O ₇₂]·nH ₂ O (n = 20–24)	
10	—	1.11	12.78	62.01	0.40	4.12	—	2.43	—	82.85	(Ca _{2.06} Mg _{0.77} Ba _{0.44} K _{0.34}) _{3.61} [Al _{7.04} Si _{28.96} O ₇₂]·nH ₂ O (n = 20–24)	

Примечание. Мусковит содержит 0.30 мас. % TiO₂. Содержание H₂O рассчитано по стехиометрии.
 Note. Muscovite contains 0.30 wt. % TiO₂. The H₂O content is calculated by stoichiometry.

ет грани других минералов россыпью мельчайших иголок (до 0.5 мм). В образцах из других жил клиноптиолит нарастает на корки шамозита. Состав клиноптиолита выдержан и содержит Mg и Ba, а содержания Na ниже предела обнаружения (табл. 6). Принадлежность минерала к структурному типу гейланитда-клиноптиолита обоснована рентгеноструктурными исследованиями (см. ниже).

Структура цеолитов из поздних гидротермальных жил в фенитах

Кристаллическая структура гармотома ($P2_1/m$, $a = 9.8693(4)$, $b = 14.1098(3)$, $c = 8.6778(2)$ Å, $\beta = 124.792(2)^\circ$, $V = 992.39(6)$ Å³) уточнена до $R_1 = 0.025$ по 2346 независимым рефлексам с $I \geq 2\sigma(I)$. Полученные данные хорошо коррелируют с описанными ранее (Stuckenschmidt et al., 1990). В основе кристаллической структуры гармотома лежит алюмосиликатный каркас, где все четыре независимые тетраэдрические позиции имеют смешанную заселенность ($\langle T1-O \rangle = 1.653$ Å, $\langle T2-O \rangle = 1.644$ Å, $\langle T3-O \rangle = 1.656$, $\langle T4-O \rangle = 1.642$). Тетраэдры формируют слои из четырех- и восьмичленных колец вдоль направления [100] с UUDD конфигурацией. Между собой слои соединены четырехчленными кольцами, которые формируют двойные цепи типа коленчатого вала. В кристаллической структуре гармотома имеется три типа каналов, расположенных параллельно осям a , b и c , соответственно. Внекаркасные позиции заняты преимущественно катионами Ba, также в полостях каркаса располагаются молекулы воды.

Кристаллическая структура цеолита ряда клиноптиолит-гейланит ($C2/m$, $a = 17.7121(5)$, $b = 17.9345(3)$, $c = 7.4245(2)$ Å, $\beta = 116.402(4)$, $V = 2112.45(12)$ Å³) уточнена до $R_1 = 0.051$ по 2632 независимым рефлексам с $I \geq 2\sigma(I)$. В основе кристаллической структуры данного минерала лежит алюмосиликатный каркас HEU конфигурации, где Al и Si распределены по пяти независимым позициям ($\langle T1-O \rangle = 1.628$ Å, $\langle T2-O \rangle = 1.644$ Å, $\langle T3-O \rangle = 1.625$, $\langle T4-O \rangle = 1.621$). Исходя из полученных данных, наибольшее содержание Al предполагается в позиции T2, что согласуется с предыдущими исследованиями (Armbruster, 1993). В структуре встречаются три вида каналов, расположенных в плоскости (010). Два из них параллельны оси c и образованы десятичленными и восьмичленными кольцами. Еще один канал располагается параллельно оси a и также представляет собой восьмичленное коль-

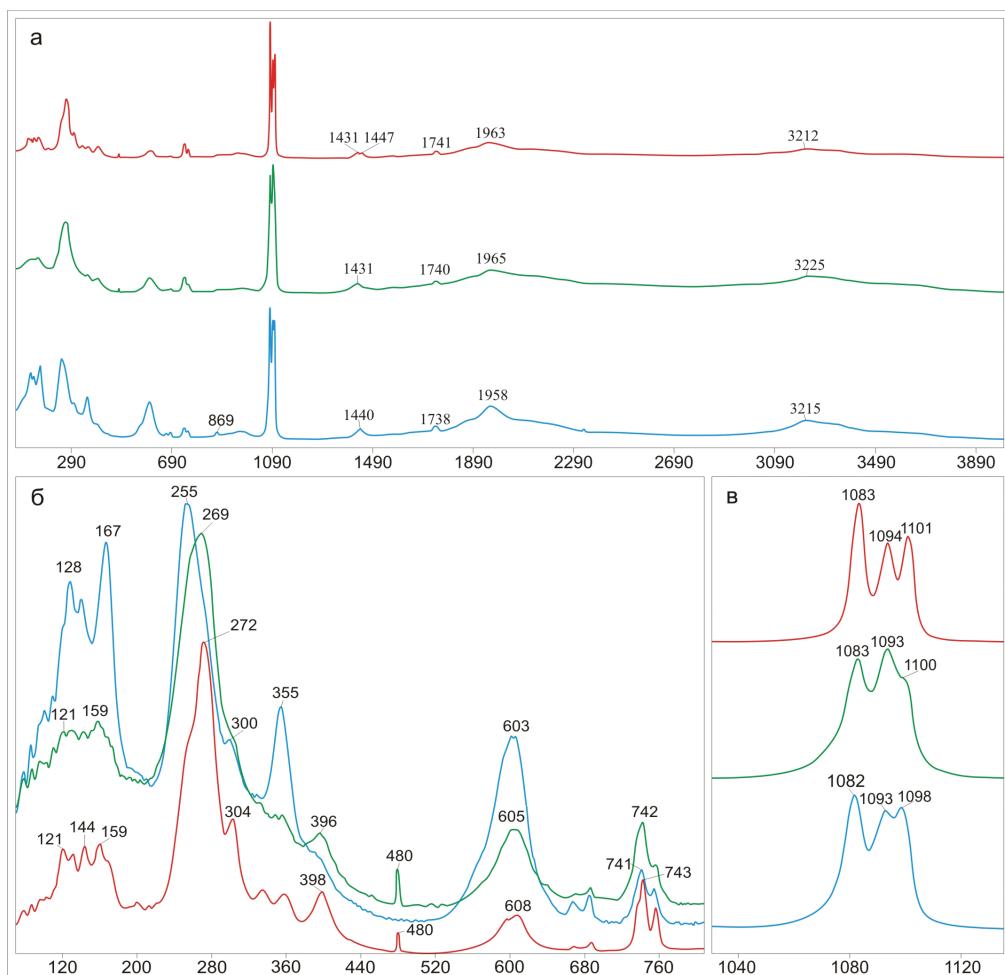


Рис. 6. КР спектры паризита-(Ce) (красный), бастнезита-(Ce) (зеленый) и рентгенита-(Ce) (синий): а – полный КР спектр; б – фрагмент спектра в области 80–800 см⁻¹; в – фрагмент спектра в области 1000–1200 см⁻¹.

Fig. 6. Raman spectra of parisite-(Ce) (red), bastnaesite-(Ce) (green), and röntgenite-(Ce) (blue): a – full spectrum; b – spectrum fragment in area of 80–800 cm⁻¹; c – spectrum fragment in area of 1000–1200 cm⁻¹.

цо. Согласно данным химического состава, каналы преимущественно заняты катионами Ca, Mg, Ba, а также молекулами воды.

КР спектроскопия карбонатов РЗЭ из поздних гидротермальных жил в фенитах

КР спектры зарегистрированы в точках, для которых проанализирован состав карбонатов РЗЭ. Наиболее разрешенные спектры получены для рентгенита-(Ce) и бастнезита-(Ce) с незначительным доминированием OH над F, в паризите-(Ce) атомные количества OH и F примерно равны.

Колебательные спектры изученных минералов типичны для карбонатов (Frost, Dickfoss, 2007; Frost, Palmer, 2011; Frezzotti et al., 2012). Наблюдаемые полосы соответствуют колебаниям группы CO_3^{2-} . Дополнительные детали могут быть обусловлены

наличием нескольких таких групп, которые могут быть неэквивалентны или искажены. Это приводит к расщеплению или появлению дополнительных полос в спектре (Adler, Kerr, 1963). Наиболее интенсивные полосы на КР спектрах исследованных минералов расположены в области 1080–1100 см⁻¹ (рис. 6). Они относятся к симметричным валентным колебаниям анионов $\text{CO}_3^{2-}(v_1)$ (Frost, Dickfoss, 2007). У паризита-(Ce) и рентгенита-(Ce) это выраженный триплет с пиками 1083, 1094, 1101 см⁻¹ и 1082, 1093, 1098 см⁻¹, соответственно, для бастнезита-(Ce) характерен сдвоенный пик 1083–1093 см⁻¹ с плечом около 1100 см⁻¹. Симметричные деформационные колебания v_2 группы CO_3^{2-} проявлены только у рентгенита-(Ce) в виде полосы 869 см⁻¹. В области v_3 (асимметричные валентные колебания анионов CO_3^{2-}) у паризита-(Ce) двойная полоса 1431–1447 см⁻¹, у бастнезита-

(Ce) одинарный 1431 см^{-1} , а у рентгенита-(Ce) 1440 см^{-1} , а также очень слабая полоса около 1560 см^{-1} у рентгенита-(Ce) и паризита-(Ce). Полосы в диапазоне $560\text{--}760 \text{ см}^{-1}$ отвечают v_4 (асимметричным деформационным колебаниям анионов CO_3^{2-}) и при сходном наборе полос минералы отличаются сдвигом полос в сторону увеличения частот в ряду рентгенит–бастнезит–паризит на $2\text{--}4 \text{ см}^{-1}$. Аналогичный сдвиг полос наблюдается в области менее 400 см^{-1} , интерпретируемых как решеточные колебания. Для наиболее интенсивного пика это выражается в цифрах 255 (рентгенит-(Ce)) – 269 (bastnезит-(Ce)) – 272 (паризит-(Ce)) см^{-1} . В этой области выделяется рентгенит-(Ce), на спектре которого присутствует интенсивный пик на 355 см^{-1} и отсутствует пик 480 см^{-1} . Полоса в области $1738\text{--}1740 \text{ см}^{-1}$ интерпретируется как обертон v_2 (Gillet et al., 1996). Появление широкой полосы $1800\text{--}2100 \text{ см}^{-1}$, скорее всего, связано с люминесценцией образца ввиду присутствия РЗЭ. В области $3000\text{--}3500 \text{ см}^{-1}$ наблюдается широкая полоса с небольшим перегибом в районе 3320 см^{-1} . Здесь обычно находятся полосы, связанные с колебаниями OH групп. Зоны изменения и волокнистые агрегаты, нарастающие на грани, не дают четких спектров. Чаще всего это спектр в виде шума, иногда со слабыми пиками в области $1080\text{--}1090 \text{ см}^{-1}$. Качественный спектр синхизита-(Ce) получить не удалось.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Обзор поздней гидротермальной минерализации Ильменских гор

Детальное исследование поздней прожилковой минерализации позволило увеличить список минеральных видов Ильменских гор на три минеральных вида – гармотом, клиноптилолит-Са и рентгенит-(Ce) (Рассомахин, Касаткин, 2020). Также в изученных жилах был обнаружен Федоминантный силикат, по химическому составу близкий к смектиту типа ферросапонита, ранее в Ильменах не известного, однако дальнейшие исследования выявили его рентгеноаморфный характер.

Цеолиты развиваются в низкотемпературных ассоциациях широкого генетического спектра пород. В Ильменских горах они известны в миаскитовых, сиенитовых и гранитных пегматитах (Минералы..., 1949; Поляков, Белогуб, 1988; Попов, Попова, 2006). Для их диагностики в основном использовались оптические и рентгеновские методы. Были описаны

Ca-, K-, Na-цеолиты (ряд натролит–мезолит, анальцим, гейландит, шабазит, сколецит, филлипсит-К, томсонит-Са), но содержание Ba в них не определялось, соответственно бариевые цеолиты до настоящего времени в Ильменах не были установлены.

Тем не менее бариевая минерализация, в частности минералы ряда банальцит–стрональцит, установлена в сандынатах (Медведева и др., 2016) и канкринитизированных миаскитах (Макагонов, Котляров, 2017), где они образовались в результате метасоматического изменения нефелина, связанного с тектоническими процессами в Ильмено-Вишневогорской сдвиговой зоне (Медведева и др., 2016). Барийсодержащие полевые шпаты – гиалофан и цельзиан, встреченные в метамафитах (Кориневский, 2004) и амфибол–плагиоклаз–пироксен–скаполитовой породе (Чередниченко, Дубинина, 2017), также связаны с метасоматическими преобразованиями пород, вмещающих щелочной массив.

В изученных нами поздних жилах обнаружены бариевый цеолит гармотом, барийсодержащий клиноптилолит-Са и поздний барит, возникновение которых связано с наиболее поздними гидротермальными процессами, вероятно, также инициированными тектоническими факторами.

Ранее в Ильменских горах были описаны бастнезит-(Ce), синхизит-(Ce) и паризит-(Ce), а также бербанкит и анкилит-(Ce) в различных ассоциациях из карбонатитовых жил с эшинитом-(Ce) и поляковитом-(Ce) копи № 97 (Попов и др., 2020). В цеолитизированных миаскитах из керна скважины описаны близкие к ним карбонаты РЗЭ и Sr/Ba анкилит-(Ce), бербанкит и эвальдит (Макагонов, Котляров, 2017). Минералы полисоматической серии бастнезит–синхизит ранее описаны в поздней жиле из фенитов Вишневогорского щелочного массива (Касаткин и др., 2019). В ассоциации из Вишневых гор все минералы этой серии фтордоминантные. В породах фенитового ореола Ильменогорского массива карбонаты РЗЭ нами описаны впервые. Изученная нами серия характеризуется переменным отношением F и OH, часто близким к единице. Зафиксированы как фтор-, так и гидроксиломинантные члены серии. Но в связи с наложением аналитических линий F и Ce, достоверное определение содержания F в Ce-содержащих минералах методом ЭДС невозможно и эти минералы требуют изучения более точными методами. Гидроксиломинантные аналоги паризита-(Ce), рентгенита-(Ce) и синхизита-(Ce) являются потенциально новыми минеральными видами. Наша находка свидетель-

ствует об общности поздних гидротермальных процессов в пределах всего Ильмено-Вишневогорского магмато-метаморфического комплекса.

КР спектроскопия карбонатов РЗЭ

КР спектры карбонатов РЗЭ сходны со спектрами других карбонатов в области валентных колебаний CO_3^{2-} . Основные полосы незначительно смещаются в зависимости от соотношения $\text{Ca} : \Sigma\text{РЗЭ}$. В водной области широкая полоса с незначительными максимумами 3210 и 3320 cm^{-1} близка к значениям 3180 и 3316 cm^{-1} , описанным для паризита из гидротермального месторождения флюорита и РЗЭ Сноуберд (Snowbird mine) в Монтане, США (Frost, Dickfoss, 2007). По слаженной форме спектра с нечеткими максимумами в этой области предполагается, что полоса относится к колебаниям молекул воды, т. к. полосы, соответствующие колебаниям группы $(\text{OH})^-$, обычно имеют более выраженные максимумы (Frezzotti et al., 2012). Так, (Yang et al., 2008) приводит спектр гидроксилбастнезита-(Ce) на котором присутствуют четыре дополнительных максимума, отвечающих колебаниям OH-групп ($3235, 3493, 3568$, и 3638 cm^{-1}). В наших спектрах такие индивидуализированные полосы не зафиксированы. Возможность появления широкой полосы, связанной с сильной водородной связью между разными (OH) -блоками внутри кристаллической ячейки, отмечена (Frost, Dickfoss, 2007). В то же время, возможно проявление люминесценции, отмеченной как в работе (Yang et al., 2008), так и в работе (Касаткин и др., 2019).

Полученные нами КР спектры рентгенита-(Ce), паризита-(Ce), синхизита-(Ce) и бастнезита-(Ce) близки к таковым из минералов Вишневых гор (Касаткин и др., 2019). Основные отличия КР спектров вишневогорских карбонатов РЗЭ состоят в смещении полос на -7 – 12 cm^{-1} в области асимметричных валентных колебаний CO_3^{2-} (1400 – 1450 cm^{-1}) и на -5 – 14 cm^{-1} в области решеточных колебаний (250 – 270 cm^{-1}). Возможно, наблюдаемые сдвиги связаны с различиями в соотношении видеообразующих катионов – в ильменских минералах значительно преобладает Ce, тогда как в вишневогорских соотношение Ce : La близко к $1 : 1 - 1.5 : 1.0$. Незначительные незакономерные сдвиги, близкие к точности метода, наблюдаются и для других полос. Для КР спектров карбонатов РЗЭ из Вишневых гор характерно отсутствие полос $\sim 1960 \text{ cm}^{-1}$ у всех минералов и 480 cm^{-1} у бастнезита и паризита.

Последовательность минералообразования в поздних гидротермальных жилах

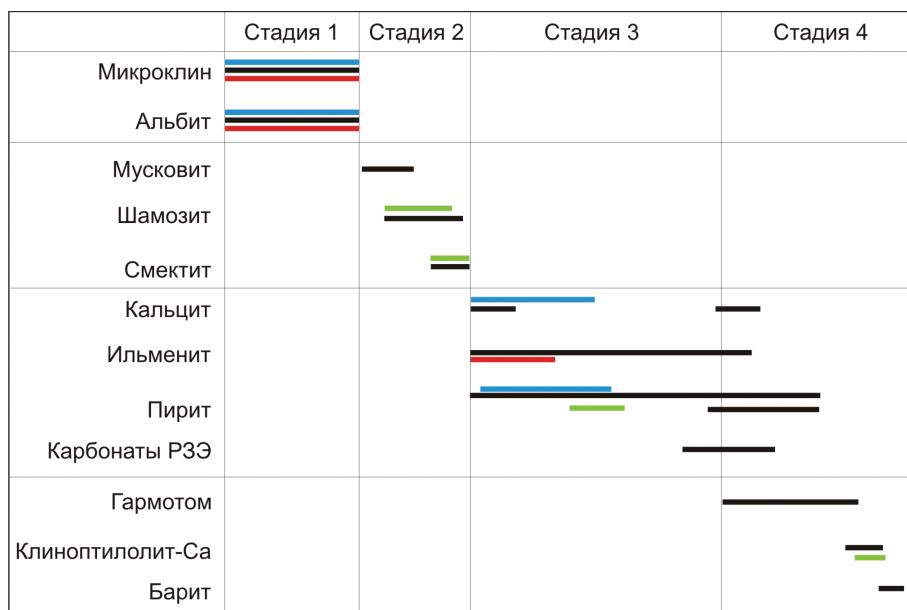
На основании онтогенетических наблюдений можно предположить, что описанная нами жильная система формировалась в несколько стадий, каждой из которых соответствует своя минеральная ассоциация (рис. 7).

На первой стадии на стенках тектонических трещин сформировались кристаллы микроклина и альбита. По нашим наблюдениям сходные полевошпатовые друзовые полости небольшого объема, иногда с кварцем, мусковитом, кальцитом, флюоритом и пиритом широко распространены в пределах НЩК. Попов, Попова (2006) упоминают только находки кальцита и пирита в них без детального описания жил.

Вторая стадия характеризуется образованием шамозит-смектитовых/мусковитовых корок на полевых шпатах, иногда корки такого состава развиваются непосредственно на стенках трещин. Наличие черных блестящих округлых образований вмещающих пород, полностью покрытых коркой шамозита, в полости жилы свидетельствует о непрерывном поступлении флюида под давлением, достаточным для удержания фрагментов породы от прирастания к стенкам трещины.

Поздняя гидротермальная ассоциация третьей стадии представлена ильменитом, пиритом и кальцитом с акцессорными галенитом, халькопиритом, торитом, фергусонитом-(Y), колумбитом-(Fe) и карбонатами РЗЭ. В наиболее мощной жиле после шамозита кристаллизовался кальцит, образовавший на выклиниках жилы массивный агрегат. В полости жилы кальцит представлен гексагональными таблитчатыми кристаллами. Ильменит и пирит кристаллизовались синхронно с внешней зоной роста кальцита.

На четвертой стадии кристаллизуются цеолиты (гармотом и клиноптилолит-Са) и продолжается рост пирита, ильменита и карбонатов РЗЭ. После окончания роста ильменита образуется поздний, более марганцовистый кальцит в виде желтоватых рыхлых агрегатов: он растет синхронно с гармотомом, но гармотом продолжает расти и после кальцита. Во время роста гармотома продолжается рост кристаллов пирита первого морфотипа и формируются мелкие кристаллы второго морфотипа, которые захватываются гармотомом или выпадают на поверхности других минералов в виде гравитационного отвеса. Последними в ассоциации образуются клиноптилолит-Са и барит.



Rис. 7. Последовательность минералообразования в гидротермальных жилах.
 Цвета обозначают типы жил: синий – 1; светло-зеленый – 2; красный – 3; черный – 4.
Fig. 7. Sequence of mineral formation in hydrothermal veins.
 Colors indicate vein types: blue – 1; light green – 2; red – 3; black – 4.

В кристаллах пирита первого морфотипа отмечены включения халькопирита, галенита и торита, в ильмените – колумбита-(Fe) и фергусонита-(Y). Синхронизировать их формирование с определенной стадией не представляется возможным.

В пределах НЦК минерализованные трещины и секущие прожилки распространены достаточно широко. Их состав варьирует даже на небольшом расстоянии друг от друга, пересечения разных по минеральному составу трещин не встречены. В жилах, расположенных на незначительном расстоянии друг от друга, минеральные ассоциации могут частично перекрываться. Так, на расстоянии менее одного метра от жилы четвертого типа вмещающая порода рассекается прожилками, содержащими только отдельные минералы из ассоциации: ильменит в виде ограненных кристаллов в щелевидной полости (третий тип), либо пирит и клиноптилолит-Са на корке шамозита (второй тип). На основании этого можно сделать вывод, что формирование описанной поздней минерализации происходило в условиях активного тектонического режима.

Присутствие нетипичных для низкотемпературных гидротермальных ассоциаций сложных оксидов (ильменита, колумбита-(Fe), фергусонита-(Y)), характерных больше для магматических пород, по-видимому, обусловлено особенностями флюида, имевшего щелочной характер, способ-

ствующего подвижности таких элементов, как Nb, Ti и РЗЭ (Браунлоу, 1984).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В фенитовом ореоле Ильменогорского щелочного массива описаны поздние гидротермальные минеральные ассоциации, состоящие из пирита, халькопирита, галенита, ильменита, фергусонита-(Y), колумбита-(Fe), микроклина, альбита, торита, мусковита, шамозита, железистого смектита, гармотома, клиноптилолита-Са, кальцита, апатита, барита и карбонатов РЗЭ полисоматической серии бастнезит-рентгенит.

Ассоциация формировалась в открытых трещинах с геометрическим отбором кристаллов от стенок трещин и ростом идиоморфных кристаллов минералов в полостях.

Последовательное формирование ассоциации можно условно разделить на четыре стадии: 1) формирование друзовых агрегатов полевых шпатов, 2) развитие корки слоистых силикатов, преимущественно шамозита, 3) кристаллизация кальцита, пирита, ильменита и акцессорных минералов, включая карбонаты РЗЭ, и 4) рост цеолитов и барита. В жилах может быть проявлена как одна ассоциация, так и несколько последовательно.

Клиноптилолит-Са, гармотом и рентгенит-(Се) впервые описаны в Ильменских горах. Гидроксильные аналоги паризита, рентгенита и синхизита являются потенциально новыми минералами и требуют дальнейшего изучения.

ЛИТЕРАТУРА

- Браунлоу А.Х. (1984) Геохимия. М., Недра, 463 с.
- Касаткин А.В., Шкода Р., Нестола Ф., Кузнецов А.М., Белогуб Е.В., Агаханов А.А. (2019) Рентгенит-(Се) и другие фторкарбонаты РЗЭ из жилы № 35, Вишневые горы, Южный Урал. *Минералогия*, 5(2), 10–22. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2019-5-2-10-22>
- Кобяшев Ю.С., Никандров С.Н., Вализера П.М. (2000). Минералы Ильменских гор. Миасс, ИГЗ УрО РАН, 119 с.
- Кориневский В. Г. (2004) Первая находка гиалофана на Урале. *Доклады РАН*, 394(5), 669–672.
- Левин В.Я. (1974) Щелочная провинция Ильменских-Вишневых гор (формации нефелиновых сиенитов Урала). М., Наука, 222 с.
- Левин В.Я., Роненсон Б.М., Самков В.С., Левина И.А., Сергеев Н.С., Киселев А.П. (1997) Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала. Екатеринбург, Уралголком, 274 с.
- Ленных В.И., Вализера П.М. (2006) К геологической схеме Ильменогорского комплекса. *Геология и минералогия Ильменогорского комплекса: ситуация и проблемы*. Миасс, ИГЗ УрО РАН, 20–27.
- Макагонов Е.П., Котляров В.А. (2017) Карбонаты РЗЭ, Ba, Sr и Na в миаскитах Ильменогорского массива (Южный Урал). *Минералогия*, 3(2), 22–29.
- Макагонов Е.П., Баженов А.Г., Вализера Н.И., Новокрещенова Л.Б., Плохих Н.А., Варлаков А.С. (2003) Глубинное строение Ильменогорского миаскитового массива. Миасс, ИМин УрО РАН, 180 с.
- Медведева Е.В., Котляров В.А., Немов А.Б. (2013) Милонитизированные породы ильменогорского комплекса (Южный Урал). *Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН*, (11), 7–10.
- Медведева Е.В., Немов А.Б., Котляров В.А. (2016) Банальсит–стрональсит из сандыкита Ильменогорского миаскитового массива (Южный Урал). *Минералогия*, 2(1), 3–8.
- Минералы Ильменского заповедника (1949) Под ред. А.Н. Заварицкого. М.–Л., АН СССР, 659 с.
- Никандров С.Н. (1989) Поздняя минерализация Вишневогорского месторождения ниobia. Дисс. на соиск. степ. канд. геол.-мин. наук. Миасс, ИГЗ, 197 с.
- Поляков В.О., Белогуб Е.В. (1988) Псевдоморфные ромбододекаэдры из щелочных пегматитов северной части Ильменских гор. *Новые данные по минерологии Урала*. Свердловск, УНЦ АН СССР, 44–47.
- Попов В.А., Баженов А.Г. (2009) О строении северо-западного экзоконтакта Ильменогорского миаскитового массива. *Десятые Всероссийские научные чтения памяти ильменского минералога В.О. Полякова*. Миасс, ИМин УрО РАН, 23–29.
- Попов В.А., Муфтахов В.А. (2017) О взаимоотношениях минеральных тел в фенитовом ореоле Западного экзоконтакта Ильменогорского миаскитового массива. *Минералогия*, 3(3), 37–47.
- Попов В.А., Попова В.И. (2006). Минералогия пегматитов Ильменских гор. *Минералогический Альманах*, 9, 152 с.
- Попова В.И., Попов В.А., Макагонов Е.П., Никандров С.Н., Касаткин А.В., Кузнецов А.М. (2021) Минералы Вишневых гор. *Минералогический альманах*, 25(3), 128 с.
- Попов В.А., Рассомахин М.А., Колисниченко С.В. (2020) Уникальное проявление поляковита-(Се) в Ильменских горах, Южный Урал – новые находки. *Минералогия*, 6(1), 17–32.
- Рассомахин М.А., Касаткин А.В. (2020) Дополнения к кадастру минералов Ильменских гор. *Минералогия*, 6(2), 18–26. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2020-6-2-2>
- Чередниченко С.В., Дубинина Е.В. (2017) Баритевые полевые шпаты Ильмено-Вишневогорского комплекса (Южный Урал). *Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН*, 8, 17–22.
- Adler H.H., Kerr P.F. (1963) Infrared absorption frequency trends for anhydrous normal carbonates. *American Mineralogist*, 48, 839 p.
- Armbruster T. (1993) Dehydration mechanism of clinoptilolite and heulandite: single-crystal X-ray study of Na-poor, Ca-, K-, Mg-rich clinoptilolite at 100 K. *American Mineralogist*, 78, 260–263.
- Coombs D.S., Alberti A., Armbruster T., Artioli G., Colella C., Galli E., Grice J.D., Liebau F., Mandarino J.A., Minato H., Nickel E.H., Passaglia E., Peacor D.R., Quartieri S., Rinaldi R., Ross M., Sheppard R.A., Tillmanns E., Vezzalini G. (1997) Recommended nomenclature for zeolite minerals: report of the subcommittee on zeolites of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Mineralogical Magazine*, 62(4), 533–571. <https://doi.org/10.1180/002646198547800>
- CRYSTALISPRO Software System, version 1.171.39.44. (2015) Rigaku Oxford Diffraction: Oxford, UK.
- Dolomanov O.V., Bourhis L.J., Gildea R.J., Howard J.A.K., Puschmann H. (2009) OLEX2: a complete structure solution, refinement and analysis program. *Applied Crystallography*, 42, 339–341.
- Frezzotti M.L., Tecce F., Casagli A. (2012) Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis. *Journal of Geochemical Exploration*, 112, 1–20. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2011.09.009>

- Frost R.L., Dickfos M.J. (2007) Raman spectroscopy of halogen-containing carbonates. *Journal of Raman Spectroscopy*, 38(11), 1516–1522. <https://doi.org/10.1002/jrs.1806>
- Frost R.L., Palmer S.J. (2011) Raman spectrum of decrespiignyite $[(Y,\text{REE})_4\text{Cu}(\text{CO}_3)_4\text{Cl}(\text{OH})_5 \cdot 2\text{H}_2\text{O}]$ and its relation with those of other halogenated carbonates including bastnasite, hydroxybastnasite, parisite and northupite. *Journal of Raman Spectroscopy*, 42, 2042–2048. <https://doi.org/10.1002/jrs.2959>
- Gillet P., McMillan P., Schott J., Badro J., Grzechuk A. (1996) Thermodynamic properties and isotopic fractionation of calcite from vibrational spectroscopy of ^{18}O -substituted calcite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(18), 3471–3485.
- Sheldrick G.M. (2015) Crystal structure refinement with SHELXL. *Acta Crystallographica. Structural chemistry*. 71(1), 3–8. <https://doi.org/10.1107/s053229614024218>
- Stuckenschmidt E., Fuess H., Kvick A. (1990) Investigation of the structure of harmotome by X-ray (293 K, 100 K) and neutron diffraction (15 K). *European Journal of Mineralogy*. 2, 861–874.
- Yang H., Dembowski R. F., Conrad P. G., Downs R.T. (2008) Crystal structure and Raman spectrum of hydroxyl-bastnasite-(Ce), $\text{CeCO}_3(\text{OH})$. *American Mineralogist*, 93 (4) 698–701 <https://doi.org/10.2138/am.2008.2827>
- Dolomanov O.V., Bourhis L.J., Gildea R.J., Howard J.A.K., Puschmann H. (2009) OLEX2: a complete structure solution, refinement and analysis program. *Applied Crystallography*. 42, 339–341
- Frezzotti M.L., Tecce F., Casagli A. (2012) Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis. *Journal of Geochemical Exploration*, 112, 1–20. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2011.09.009>
- Frost R.L., Dickfos M.J. (2007) Raman spectroscopy of halogen-containing carbonates. *Journal of Raman Spectroscopy*, 38(11), 1516–1522. <https://doi.org/10.1002/jrs.1806>
- Frost R.L., Palmer S.J. (2011) Raman spectrum of decrespiignyite $[(Y,\text{REE})_4\text{Cu}(\text{CO}_3)_4\text{Cl}(\text{OH})_5 \cdot 2\text{H}_2\text{O}]$ and its relation with those of other halogenated carbonates including bastnasite, hydroxybastnasite, parisite and northupite. *Journal of Raman Spectroscopy*, 42, 2042–2048. <https://doi.org/10.1002/jrs.2959>
- Gillet P., McMillan P., Schott J., Badro J., Grzechuk A. (1996) Thermodynamic properties and isotopic fractionation of calcite from vibrational spectroscopy of ^{18}O -substituted calcite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(18), 3471–3485.
- Kasatkin A.V., Škoda R., Nestola F., Kuznetsov A.M., Belogub E.V., Agakhanov A.A. (2019) Röntgenite-(Ce) and other REE fluorocarbonates from vein No. 35, Vishnevye Mountains, South Urals. *Mineralogiya (Mineralogy)*, 5(2), 10–22. (in Russian)
- Kobyashev Yu.S., Nikandrov S.N., Valizer P.M. (2000). Minerals of the Ilmeny Mountains. Miass, IGZ UrO RAN, 119 p. (in Russian)
- Korinevskiy V.G. (2004) The first find of hyalophane in the Urals. *Doklady Earth Sciences*, 395(2), 202–205.
- Levin V.Ya. (1974) The alkaline province of the Ilmeny-Vishnevye Mountains (the complexes of the Urals nepheline syenites). Moscow, Nauka, 222 p. (In Russian)
- Levin V.Ya., Ronenson B.M., Samkov V.S., Levina I.A., Sergeev N.S., Kiselev A.P. (1997) Alkaline carbonatite complexes of the Urals. Yekaterinburg, Uralgeolkom, 274 p. (In Russian)
- Lennykh V.I., Valizer P.M. (2006) Geological scheme of the Ilmenogorsk complex. *Geologiya i mineralogiya Ilmenogorskogo kompleksa: situatsia i problemy (Geology and Mineralogy of Ilmenogorsk Complex: Situation and Problems)*. Miass, IGZ UrO RAN, 20–27. (in Russian)
- Makagonov E.P., Kotlyarov V.A. (2017) REE, Ba, Sr and Na carbonates in miaskites of the Ilmenogorsk block (South Urals). *Mineralogiya (Mineralogy)*, 3(2), 22–29. (in Russian)
- Makagonov E.P., Bazhenov A.G., Valizer Y.I., Novokreshenova L.B., Plokikh N.A., Varlakov A.C. (2003) Deep structure of the Ilmenogorsk myaskite massif. Miass, IMin UrO RAN, 180 p. (in Russian)
- Medvedeva E.V., Kotlyarov A.V., Nemov A.B. (2013) Mylonitic rocks from the Ilmenogorsk complex

REFERENCES

- Adler H.H., Kerr P.F. (1963) Infrared absorption frequency trends for anhydrous normal carbonates. *American Mineralogist*, 48, 839 p.
- Armbruster T. (1993) Dehydration mechanism of clinoptilolite and heulandite: single-crystal X-ray study of Na-poor, Ca-, K-, Mg-rich clinoptilolite at 100 K. *American Mineralogist*, 78, 260–263.
- Brownlow A.H. (1984) Geochemistry. Moscow, Nedra, 463 p. (in Russian)
- Cherednichenko S.V., Dubinina E.V. (2017) Barium feldspars of the Ilmeno-Vishnevogorsky complex (South Urals). *Vestnik IG Komi NTs UO RAN (Bulletin of the Institute of Geology Komi Science Center UB RAS)*, 8, 17–22. (in Russian)
- Coombs D.S., Alberti A., Armbruster T., Artioli G., Colella C., Galli E., Grice J.D., Liebau F., Mandarino J.A., Minato H., Nickel E.H., Passaglia E., Peacor D.R., Quartieri S., Rinaldi R., Ross M., Sheppard R.A., Tillmanns E., Vezzalini G. (1997) Recommended nomenclature for zeolite minerals: report of the subcommittee on zeolites of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Mineralogical Magazine*, 62(4), 533–571. <https://doi.org/10.1180/002646198547800>
- CRYSTALISPRO Software System, version 1.171.39.44. (2015) Rigaku Oxford Diffraction: Oxford, UK.

(South Urals). *Vestnik IG Komi NTs UO RAN (Bulletin of the Institute of Geology Komi Science Center UB RAS)*, (11), 7–10. (in Russian)

Medvedeva E.V., Nemov A.B., Kotlyarov V.A. (2016) Banalsite–stronalsite from sandyites of the Ilmenogorsky miaskite massif (South Ural). *Mineralogiya (Mineralogy)*, 2(1), 3–8. (in Russian)

Minerals of the Ilmeny Nature Reserve (1949) Edited by A.N. Zavaritsky. Moscow–Leningrad, USSR Academy of Sciences, 659 p. (in Russian)

Nikandrov S.N. (1989) Late mineralization of the Vishnevogorský Nb deposit. *Dis. Cand. Geol.-Mineral. Sci.* Miass, IGZ, 197 p. (in Russian).

Polyakov V.O., Belogub E.V. (1988) Pseudomorphic rhombic dodecahedron from alkali pegmatites in the northern part of the Ilmeny Mountains. *Novye dannye po mineralogii Urala (New Data on Mineralogy of the Urals)*. Sverdlovsk, UNTs AN SSSR, 44–47. (in Russian).

Popov V.A., Bazhenov A.G. (2009) Structure of the northwestern contact of the Ilmenogorsky miaskite complex. *Nauchnye chteniya pamjati ilmenskogo mineraloga V.O. Polyakova (Scientific Meeting in Memory of Ilmeny Mineralogist V.O. Polyakov)*. Miass, IMin UrO RAN, 23–29. (in Russian).

Popov V.A., Muftakhov V.A. (2017) Interrelations between mineral bodies in fenite halo of the western contact of the Ilmenogorsky miaskite complex. *Mineralogiya (Mineralogy)*, 3(3), 37–47. (in Russian).

Popov V.A., Popova V.I. (2006) Mineralogy of pegmatites of the Ilmeny Mountains. *Mineralogicheskiy Almanakh (Mineralogical Almanac)*, 9. Moscow, Ekost, 156 p. (in Russian)

Popova V.I., Popov V.A., Makagonov E.P., Nikandrov S.N., Kasatkin A.V., Kuznetsov A.M. (2021) Minerals of Vishnevye Mountains. *Mineralogichesky almanakh (Mineralogical Almanac)*, 25(3), 128 p. (in Russian)

Popov V.A., Rassomakhin M.A., Kolisnichenko S.V. (2020) A unique ore locality of polyakovite-(Ce) in the Ilmeny Mountains, South Urals – new finds. *Mineralogiya (Mineralogy)*, 6(1), 17–32. (in Russian)

Rassomakhin M.A., Kasatkin A.V. (2020) Additions to mineral catalog of the Ilmeny Mountains. *Mineralogiya (Mineralogy)*, 6(2), 18–26. (in Russian) <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2020-6-2-2>

Sheldrick G.M. (2015) Crystal structure refinement with SHELXL. *Acta Crystallographica. Structural chemistry*. 71(1), 3–8. <https://doi.org/10.1107/s2053229614024218>

Stuckenschmidt E., Fuess H., Kvick A. (1990) Investigation of the structure of harmotome by X-ray (293 K, 100 K) and neutron diffraction (15 K). *European Journal of Mineralogy*. 2, 861–874.

Yang H., Dembowski R.F., Conrad P.G., Downs R.T. (2008) Crystal structure and Raman spectrum of hydroxyl-bastnasite-(Ce), CeCO₃(OH). *American Mineralogist*, 93 (4) 698–701 <https://doi.org/10.2138/am.2008.2827>

Информация об авторах

Рассомахин Михаил Анатольевич – младший научный сотрудник, Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, г. Миасс, Челябинская обл., Россия; miha_rassomahin@mail.ru

Белогуб Елена Витальевна – доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник, Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, г. Миасс, Челябинская обл., Россия; belogub@mineralogy.ru

Авдонцева Маргарита Сергеевна – кандидат геолого-минералогических наук, доцент, Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия; m.avdonteveva@spbu.ru

Бочаров Владимир Николаевич – специалист, Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия; w.bocharow@spbu.ru

Information about the authors

Mikhail A. Rassomakhin – Junior Researcher, South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS, Miass, Chelyabinsk region, Russia; miha_rassomahin@mail.ru

Elena V. Belogub – Doctor Sci.(Geol.-Mineral.), Key Researcher, South Urals Federal Scientific Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS, Miass, Chelyabinsk region, Russia; belogub@mineralogy.ru

Margarita S. Avdonteveva – Cand. Sci.(Geol.-Mineral.), Associate Professor, Institute of Earth Sciences, St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia; m.avdonteveva@spbu.ru

Vladimir N. Bocharov – Specialist, St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia; w.bocharow@spbu.ru



<https://doi.org/10.35597/2313-545X-2025-11-4-3>

УДК. 553.81 (234.83)

Пиропы Цилемского поднятия (Средний Тиман) как индикаторы коренных источников алмазов

А.А. Пархачев^{1,2}, Ю.В. Глухов¹, К.Г. Пархачева¹, Б.А. Макеев¹, М.Ю. Сокерин¹

¹Институт геологии ФИЦ Коми научный центр УрО РАН, ул. Первомайская 54, г. Сыктывкар, 167982 Россия;

Andrey_Parhachev@karpinskyinstitute.ru

² Всероссийский научно-исследовательский институт им. ак. А.П. Карпинского, Сыктывкарский сектор, Октябрьский пр. 127, г. Сыктывкар, 167005 Россия

Статья поступила в редакцию 14.08.2025 г., после доработки 27.11.2025 г., принята к печати 04.12.2025 г.

Аннотация. В статье представлены результаты изучения пиропов Цилемского поднятия (северная часть Среднего Тимана) из четвертичных отложений и среднедевонских терригенных пород бассейна р. Цильмы. По типоморфным свойствам (внутреннее строение, химический состав, микровключения, морфология) они имеют определенное сходство с пиропами других районов Среднего Тимана. Состав подавляющей части изученных гранатов соответствует пиропам из низкохромистых лерцолитов. Отдельные зерна пиропов относятся к верлитовому и дунит-гарцбургитовому парагенезисам. Пиропы из области фазовой стабильности алмаза не обнаружены. Дальность транспортировки основной массы пиропов от коренного источника оценивается в десятки и сотни километров, однако наличие зерен с низкой степенью изношенности не исключает присутствия более близкого коренного источника. Минкрабугорчатый рельеф большинства зерен пиропов указывает на их растворение в условиях гипергенеза, что типично для пиропов из промежуточных осадочных коллекторов. На Цилемском поднятии такими являются терригенные породы среднего девона, с которыми связываются перспективы обнаружения алмазов. Для увеличения точности прогноза алмазоносности территории целесообразны специализированные поисковые работы с крупнообъемным опробованием промежуточных коллекторов и современных аллювиальных комплексов.

Ключевые слова: пироп, хромшпинелиды, алмазоносность, кимберлитовые спутники алмазов, Цилемское поднятие, Средний Тиман.

Финансирование. Исследования выполнены в рамках государственного задания Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар, Россия) по теме «Фундаментальные проблемы минералогии и минералообразования, минералы как индикаторы петро- и рудогенеза, минералогия рудных районов и месторождений Тимано-Североуральского региона и арктических территорий» № 122040600009-2

Благодарности. Авторы благодарны Н.Х. Хачатурян за извлечение пиропов из шлиховых концентратов, операторам электронного микроскопа Е.М. Тропникову, А.С. Шуйскому и В.А. Радаеву, коллективу Сыктывкарского сектора Института им. А.П. Карпинского, сотруднику ГБУ РК «ЦЕНТР ПО ООПТ» А.А. Бушеневу, а также редакторам журнала за скрупулезное редактирование рукописи.

Конфликт интересов. Авторы заявляет об отсутствии конфликта интересов, связанных с рукописью.

Вклад авторов: А.А. Пархачев, Ю.В. Глухов, К.Г. Пархачева, М.Ю. Сокерин – аналитические исследования, написание рукописного варианта статьи, редактирование рукописи; А.А. Пархачев – полевые исследования; Б.А. Макеев – математические расчеты минальных компонентов, графическое построение комбинированной тригонограммы Павлова.

Для цитирования: Пархачев А.А., Глухов Ю.В., Пархачева К.Г., Макеев Б.А., Сокерин М.Ю. Пиропы Цилемского поднятия (Средний Тиман) как индикаторы коренных источников алмазов. *Минералогия*, 2025, 11(4), 39–55. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2025-11-4-3>

Pyrope of the Tsilma Uplift (Middle Timan) as an indicator of primary diamond sources

A.A. Parkhachev^{1,2}, Yu.V. Glukhov¹, K.G. Parkhacheva¹, B.A. Makeev¹, M.Yu. Sokerin¹

¹*Institute of Geology, Federal Research Center of the Komi Science Center UB RAS, ul. Pervomayskaya 54, Syktyvkar, 167982 Russia; Andrey_Parkhachev@karpinskyinstitute.ru*

²*Karpinsky Russian Geological Research Institute, Syktyvkar sector, Oktyabrsky pr. 127, Syktyvkar, 167005 Russia*

Received 14.08.2025, revised 27.11.2025 accepted 04.12.2025

Abstract. The paper presents the results of study of pyrope from the Tsilma Uplift (northern Middle Timan) in Quaternary sediments and Middle Devonian terrigenous rocks of the Tsilma River basin. Based on their inner structure, chemical composition, microinclusions, and morphology, it is concluded that they are similar to pyrope from other Middle Timan regions. According to the chemical composition, most studied pyrope grains belong to a low-Cr lherzolite type, whereas some grains derived from wehrlite and dunite-harzburgite assemblages. No pyrope is identified from the diamond phase stability zone. Most pyrope grains were transported from their source for tens or hundreds of kilometers; however, the presence of weakly weared grains indicates the possible presence of a closer source. The microtuberular surface of most pyrope grains points to their supergene dissolution that is typical of pyrope from intermediate sedimentary reservoirs, e.g., the Middle Devonian terrigenous rocks of the Tsilma Uplift promising for diamond finding. More accurate forecast of diamond potential of the area requires specific exploration works with large-scale sampling of intermediate reservoirs and Quaternary alluvial complexes.

Keywords: pyrope, garnets, chromite, diamond-bearing properties, kimberlite diamond satellites, Tsilma Uplift, Middle Timan.

Funding. This work was supported by state contract of the Institute of Geology, Federal Research Center of the Komi Science Center UB RAS (Syktyvkar, Russia) “Fundamental Problems of Mineralogy and Mineral Formation, Minerals as Indicators of Petro- and Ore Genesis, Mineralogy of Ore Regions and Deposits of the Timan-Severouralsk Region and Arctic Territories” № 122040600009-2.

Acknowledgments. We are grateful to N.Kh. Khachaturyan for extraction of pyrope from heavy concentrates, E.M. Tropnikov, A.S. Shuisky, and V.A. Radaev for electron microscopic studies, staff of the Syktyvkar sector of the Karpinsky Russian Geological Research Institute, A.A. Bushenev from the State Budgetary Institution of the Komi Republic “Center for Protected Natural Areas”, and editors of the journal for the thorough editing the manuscript.

Conflict of interest. The authors declare that they have no conflicts of interest.

Authors contributions. A.A. Parkhachev, Yu.V. Glukhov, K.G. Parkhacheva, B.A. Makeev, M.Yu. Sokerin – analytical studies, writing and editing the manuscript; A.A. Parkhachev – field studies; B.A. Makeev – mathematical calculations of minimum components, plotting the combined Pavlov trigonogram.

For citation: Parkhachev A.A., Glukhov Yu.V., Parkhacheva K.G., Makeev B.A., Sokerin M.Yu. Pyrope of the Tsilema uplift (Middle Timan) as an indicator of primary diamond sources. *Mineralogy*, 2025, 11(4), 39–55. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2025-11-4-3>

ВВЕДЕНИЕ

Пиропы в россыпях являются основным индикаторным спутником алмаза, который широко используется при поисках кимберлитовых тел и оценке их алмазоносности (Marshall, Baxter-Brown, 1995; Харьков и др., 1995; Nowicki et al., 2007; Хмельков, 2008). Интерес к изучению алмазоносности Цилемского поднятия (Средний Тиман) проявился после находок алмазов и пиропов в аллю-

вии рр. Цильмы, Мезенской и Печорской Пижмы (Апенко и др., 1960; Чернов, 1960), однако специализированные поисковые работы не проводились. В ходе геолого-съемочных работ в 1976–1980 гг. были выявлены шлиховые потоки минералов-спутников алмаза (МСА) в аллювии нескольких водотоков и единичные алмазы в верховьях рр. Цильмы и Крутой (Шилов и др., 2010). Результаты этих исследований, представленные только визуальным описанием и географической привязкой, изложе-

ны в серии опубликованных работ (Плякин, Дудар, 2001; Плякин, Щербаков, 2006; Харитонов, 2011).

Юго-восточнее Цилемского поднятия в северной части Вольско-Вымской гряды были поставлены специализированные поисково-разведочные работы, в ходе которых выявлены три кимберлитовые трубы (Умбинская, Водораздельная и Средненская), содержащие МСА (пиропы, хромшпинелиды, хромдиопсид и пикроильменит). В породах Умбинской трубы обнаружен мелкий осколок алмаза (Шилов и др., 2009). На северном замыкании этой гряды разведана небольшая алмаз-золото-редкоземельно-редкометалльная палеороссыль Ичетью, локализованная в базальном горизонте кварцевых псефитов среднедевонских яранской и пижемской свит (Плякин, Ершова, 2012). К югу от района исследований на примыкающем Четласском поднятии известны единичные находки алмазов в аллювиальных отложениях рр. Увью (Пыстин и др., 2023) и Косью (Шилов и др., 2009). Основные перспективы алмазоносности большинством исследователей связываются с современными и палеороссыльями (Шилов и др., 2009). Сходство геологического строения Цилемского и Четласского поднятий, а также Вольско-Вымской гряды, широкое распространение потенциально алмазоносных пижемской, яранской и лиственичной свит среднего девона, присутствие шлиховых потоков МСА и находки алмазов в современном аллювии указывают на возможный минерагенический потенциал алмазоносности Цилемского поднятия по аналогии с северной частью Вольско-Вымской гряды и Четласским поднятием. Для обоснованного прогноза необходимо проведение комплекса геолого-геофизических и минералогических исследований, первым шагом из которых является изучение МСА. Эта задача была одной из основных при геолого-съемочных работах на Цилемском поднятии, проведенных Сыктывкарским сектором Института Карпинского в 2022–2023 гг. Целью предлагаемой статьи является оценка потенциальной алмазоносности этой территории на основе изучения типоморфных особенностей пиропов, отобранных в ходе этих работ.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА

Цилемское поднятие – положительная блоково-надвиговая структура, выделяемая в северной части Среднего Тимана и имеющая общее северо-западное (тиманское) простирание (рис. 1). Район

характеризуется сложным строением с присутствием крупных тектонических блоков, моноклинальным залеганием пород и крупными высокоамплитудными складками. По основным крупным разломам происходило движение тектонических блоков, которые, надвигаясь друг на друга и на структуры Восточно-Европейской платформы, сформировали систему разновысотных выступов и депрессий рифейского фундамента. В некоторых работах (Шилов и др., 2009) при описании структурно-формационных зон фундамента Цилемский вал (25×100 км) вместе с Четласским горстом и Обдырским (Обдырско-Синдорским) валом описывается в составе Четласско-Цилемского мегавала (80×325 км). С запада Цилемское поднятие с прилегающими Урдюгской и Рочугской моноклиналями ограничено Западно-Тиманским надвигом, с востока – Цилемским сбросом. По длинной оси Цилемского поднятия разбивается Кислоручейским сбросом на два тектонических блока, имеющих структуру блок-моноклиналей – Западно-Цилемский и Восточно-Цилемский.

Приподнятые части блоков наиболее эродированы. В них выходят на дневную поверхность средне- и позднерифейские породы, представленные слабометаморфизованными терригенными и карбонатно-терригенными формациями. Крылья Цилемского поднятия и развитые на нем депрессии перекрыты средне- и позднедевонскими терригенными отложениями. В западной части Цилемского поднятия закартированы выходы более молодых терригенных и морских отложений от среднего карбона до средней юры.

В составе рифейского комплекса района исследований выделяются породы кислоручейской и быстринской серий. Кислоручейская серия объединяет среднерифейские образования kleоновской и пижемской свит. Kleоновская свита сложена слюдистыми кварцитопесчаниками, кварцитовидными алевролитами и кварц-слюдистыми сланцами. Пижемская свита имеет более сланцеватый состав – сланцы кварц-слюдистые и хлорит-кварц-слюдистые, часто магнетитсодержащие известковистые, реже углеродсодержащие. Быстринская серия объединяет рочугскую, павьюгскую и паунскую свиты верхнего рифея. Рочугская свита сложена терригенно-сланцевыми, карбонатно-сланцевыми и карбонатными отложениями. В составе павьюгской свиты участвуют в основном доломиты, в том числе стромалитовые и реже известняки. Паунская свита, завершающая разрез рифея, сложена

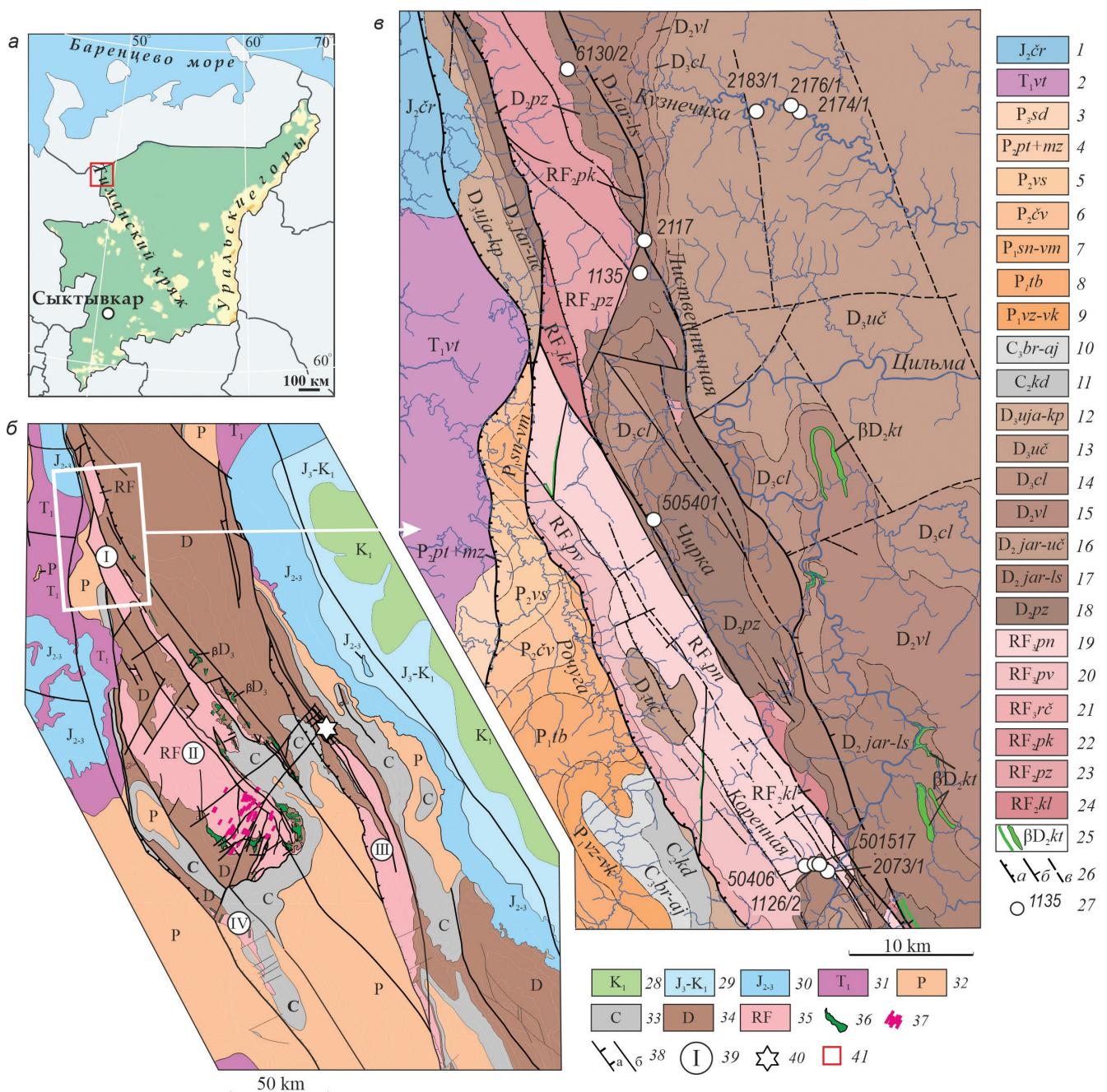


Рис. 1. Геологическая позиция (а) и схема геологического строения Среднего Тимана (б), составленная по (Пармизин и др., 2015, 2016) с картой врезкой участка исследований (в) по материалам (Пачуковский и др, 1994ф) с собственными уточнениями и изменениями.

1 – чуркинская свита: глины, пески кварцевые; 2 – ветлужская серия: переслаивание глин и песчаников; 3 – северодвинская серия: глинистые известняки, алевролиты; 4 – пытырьюсская и мезенская свиты: мергели, алевролиты, песчаники и глины; 5 – веслянская свита: известняки с прослойми глин, мергели; 6 – чевьюсская свита: песчаники, алевролиты, мергели; 7 – синдорская, вычегодская и вымская свиты: алевролиты, мергели, прослои известняков; 8 – тобысская толща: алевролиты с прослойми песчаников, известняков и доломитов; 9 – вожегская и верхнекулойская свиты: известняки, доломиты, прослои глин, мергелей, алевролитов, песчаников; 10 – буркемская, одесская, айювинская свиты: известняки, доломиты, песчаники; 11 – кодачская свита: известняки, доломиты; 12 – устьяргская и крайпольская свиты: переслаивание песчаников, алевролитов, аргиллитов и глин, глинистых известняков и известняковистых глин; 13 – устьчиркинская свита: переслаивание глин, аргиллитов, алевролитов, песчаников; 14 – цилемская свита: переслаивание глин, аргиллитов, алевролитов, песчаников; 15 – валсовская свита: туфы, туффиты, туфопесчаники, туфоаргиллиты, прослои

алевролитов, песчаников, аргиллитов, базальты; 16 – яранская, лиственничная, валсовская, цилемская, устьчириканская свиты: переслаивание аргиллитов, песчаников, прослои алевролитов; 17 – яранская и лиственничная свиты: песчаники, прослои и линзы мелкогалечных кварцевых конгломератов, переслаивание алевролитов, глин и песчаников; 18 – пижемская свита: кварцевые песчаники, прослои гравелитов, алевролитов и аргиллитов; 19 – паунская свита: известняки, алевритистые сланцы, доломиты, углистые сланцы; 20 – павьюгская свита: доломиты; 21 – рочугская свита: глинистые сланцы с прослойями алевролитов, доломитов; 22 – покьюсская свита: кварцитопесчаники с прослойями черных углеродистых сланцев и алевролитов; 23 – пижемская свита: сланцы; 24 – клеоновская свита: кварцитопесчаники и кварцитовидные алевролиты; 25 – долериты среднедевонского каннино-тиманского комплекса; 26 – разрывные нарушения: а – надвиги; б – сбросы; в – разломы; 27 – место отбора проб; 28 – нижнемеловые терригенные отложения; 29 – верхнеюрские-нижнемеловые терригенные отложения; 30 – средне-верхнеюрские терригенные отложения; 31 – нижнетриасовые терригенные отложения; 32 – пермские карбонатные, терригенно-карбонатные отложения; 33 – каменоугольные карбонатные, терригенно-карбонатные отложения; 34 – девонские терригенные, терригенно-карбонатные, карбонатные отложения, базальты; 35 – рифейские терригенные, терригенно-карбонатные, карбонатные отложения; 36 – каннино-тиманский гипабиссальный позднедевонский долеритовый комплекс: штоки, дайки, силлы базальтов, долеритов; 37 – четласский позднерифейский комплекс щелочных пикритов и карбонатитов; 38 – разрывные нарушения: а – надвиги; б – разломы; 39 – области выходов рифейского фундамента (поднятия): I – Цилемское; II – Четласское; III – Вольско-Вымское; IV – Обдырское; 40 – алмаз-золото-редкоземельно-редкометалльная палеороссыпь Ичетью; 41 – участок работ (только на обзорной схеме).

Fig. 1. Fig. 1. Geological position (a) and scheme of geological structure of the Middle Timan (b), modified after (Parmuzin et al., 2015, 2016) with an inset map of the studied area (c) based on materials of (Pachukovsky et al., 1994).

1 – Churka Formation: clay, quartz sand; 2 – Vetyluga Group: intercalation of clay and sandstone; 3 – Severnaya Dvina Group: clayey limestone, siltstone; 4 – Pytyr'yu and Mezen formations: marl, siltstone, sandstone, clay; 5 – Veslyana Formation: limestone with clay interbeds, marl; 6 – Chev'yu Formation: sandstone, siltstone, marl; 7 – Sindor, Vychechda and Vym formations: siltstone, marl, limestone interbeds; 8 – Tobys Sequence: siltstone with interbeds of sandstone, limestone and dolomite; 9 – Vozhega and Upper Kuloy formations: limestone, dolomite, interbeds of clay, marl, siltstone and sandstone; 10 – Burkem, Odessa, Ayyuva formations: limestone, dolomite, sandstone; 11 – Kodach Formation: limestone, dolomite; 12 – Ust'yarega and Kraipol'e formations: intercalated sandstone, siltstone, claystone and clay, clayey limestone and calcareous clay; 13 – Ust Chirka Formation: intercalated clay, claystone, siltstone and sandstone; 14 – Tsilma Formation: intercalated clay, claystone, siltstone and sandstone; 15 – Valsa Formation: tuff, tuffite, tuffaceous sandstone, tuffaceous claystone, interbeds of siltstone, sandstone, claystone and basalt; 16 – Yaran, Listvennaya, Valsa, Tsilema, Ust Chirka formations: intercalated claystone, sandstone, interbeds of siltstone; 17 – Yaran and Listvennaya formations: sandstone, interbeds and lenses of small-pebble conglomerate, intercalation of siltstone, clay and sandstone; 18 – Pizhma Formation: quartz sandstone, interbeds of gravelite, siltstone and claystone; 19 – Paun Formation: limestone, silty shale, dolomite, carbonaceous shale; 20 – Pav'yug Formation: dolomite; 21 – Rochug Formation: clayey shale with of siltstone and dolomite interbeds; 22 – Pok'yu Formation: quartzite sandstone with black carbonaceous shale and siltstone interbeds; 23 – Pizhma Formation: shale; 24 – Kleon Formation: quartzite sandstone and quartzite-like siltstone; 25 – dolerite of the Middle Devonian Kanin-Timan complex; 26 – faults: а – thrusts; б – normal fault, в – fault; 27 – sampling areas; 28–31 – terrigenous deposits: 28 – Lower Cretaceous; 29 – Upper Jurassic-Lower Cretaceous; 30 – Middle-Upper Jurassic; 31 – Lower Triassic; 32, 33 – carbonate and terrigenous-carbonate deposits: 32 – Permian; 33 – Carboniferous; 34 – Devonian terrigenous, terrigenous-carbonate, carbonate deposits, basalt; 35 – Riphean terrigenous, terrigenous-carbonate, carbonate deposits; 36 – Late Devonian Kanin-Timan hypabyssal dolerite complex: stocks, dikes and sills of basalt and dolerite; 37 – Late Riphean Chetlas complex of alkali picrite and carbonatite; 38 – faults: а – overthrusts; б – faults; 39 – outcrops of Riphean basement (uplifts): I – Tsilma; II – Chetlas; III – Vol-Vym; IV – Obdyr; 40 – Ichet'yu diamond-gold-rare earth-rare metal paleoplacer; 41 – working area (only on the overview scheme).

в нижней части сланцами, включая углеродистые и известковистые разности, с редкими прослойями доломитов и известняков. Выше сланцы чередуются с пачками метаалевролитов, метапесчаников и кварцитопесчаников.

Палеозойские (девонские, каменоугольные и пермские) отложения залегают с угловым и стратиграфическим несогласием на рифейском фундаменте. Среднедевонские отложения представлены континентальными кварцевыми песчаниками с

линзами и прослойями конгломератов, алевролитами, аргиллитами, вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными породами. Наибольший интерес как возможные промежуточные коллекторы алмазов вызывают яранская и лиственничная свиты, в которых обнаружены пиропы. Свиты представлены кварцевыми песчаниками (нередко с гравием), а также прослойями и линзами мелкогалечных конгломератов. Выше залегают переслаивающиеся алевролиты, глины (аргиллиты) и

Таблица 1. Характеристика изученных шлиховых проб с пиропами
 Table 1. Characteristic of studied heavy concentrate samples with pirope

№ пробы	Водоток	Характеристика и возраст отложений	Количество зерен пиропа
1126/2	р. Коренная	Структурный элювий сланцев паунской свиты (RF_3pn)	1
501517		Кварцевый песчаник яранской и лиственничной свит ($D_2jar-ls$)	2
2073/1		Русловый аллювий (голоцен)	1
50406		Террасовый аллювий (голоцен)	1
2183/1	р. Кузнечиха		1
2174/1			12
2176/1			1
6130/2	р. Кузнецыхская Рассоха	Русловый аллювий (голоцен)	1
1135/1	р. Лиственничная		1
2117/1			1
505401	р. Чирка		2

песчаники с примесью пирокластического материала. Верхнедевонские отложения представлены терригенными и реже терригенно-карбонатными отложениями, сложенными песчаниками, алевропесчаниками, алевролитами, аргиллитами, глинами и глинистыми известняками.

Каменноугольные и пермские отложения развиты в западной части Западно-Цилемского блока в пределах Западного Притиманья и Мезенской впадины и представлены, преимущественно, карбонатными и карбонатно-сульфатными отложениями. Триасовые отложения сложены пестроцветными континентальными глинами и песчаниками, юрские – мелководно- и прибрежно-морскими песками и глинами.

Четвертичные отложения в пределах рассматриваемой территории развиты практически повсеместно и представлены осадками плейстоцена и голоцен, среди которых выделены ледниковые отложения печорского, вычегодского, лайского и полярного горизонтов; межледниковые отложения озерно-аллювиального, аллювиально-озерного и аллювиального генезиса; аллювий второй и первой надпойменных террас, а также современный русловой и пойменный аллювий.

Магматические образования, связанные с герцинским тектономагматическим циклом, представлены субинтрузивными телами долеритов и габбродолеритов канино-тиманского комплекса среднедевонского (живетского) возраста.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Шлихи для исследований были отобраны из четвертичных отложений надпойменных террас, современного руслового аллювия и береговых коренных выходов р. Цильмы и ее притоков – рр. Кузнечихи, Кузнецыхской Рассохи, Лиственничной, Чирки и Коренной (табл. 1). Большинство пиропов найдено в пробах из областей развития среднедевонских пижемской, яранской и лиственничной свит. Объем шлиховых проб варьировал от 0.02 до 0.20 м³. Количество зерен пиропа составило 24 зерна.

Все лабораторные исследования минералов проводились в Центре коллективного пользования «Геонаука» Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар, Россия). Определение размера зерен пиропов и их фотографирование проведены с использованием стереомикроскопов МБС-9 и Ломо XC2307. Детали микрорельефа поверхности гранатов изучены на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) Axia ChemiSEM компании Thermo Fischer Scientific (Чехия) при ускоряющем напряжении 10 кВ. Химический состав гранатов и микровключений в них изучался на СЭМ Tescan VEGA 3 LMN с энергодисперсионным спектрометром (ЭДС) INCA Energy 450 X-MAX 50 mm² (EDS) Oxford Instruments при ускоряющем напряжении 20 кВ, размере пучка 180 нм, области возбуждения до 5 мкм, давлении в камере 0.02 Па, накоплении импульсов около 600 000 и времени накопления

спектров 1–2 мин. Анализ состава приполированых срезов пиропов проводился в двух точках – геометрическом центре и на периферии зерен. При пересчете химического состава гранатов на миналы использовались методические принципы, изложенные (Булах, 1964). Двух и трехвалентное железо распределялось, исходя из представления о стехиометрических соотношениях в теоретической формуле граната. В использованном алгоритме расчета долей миналов кноррингитовый компонент рассчитывался последним. Эмпирические формулы микровключений в пиропах рассчитывались катионным методом (Булах, 1964). Дальность переноса пиропа от коренного источника оценена по механическому износу их поверхности на основе принципов классификации, предложенной Л.А. Зиминым (Хмельков, 2008).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Морфологическая характеристика пиропов Цилемского поднятия

Мелкообъемные (0.02 м^3) шлиховые пробы в среднем содержат по одному-двум зернам пиропа. Они имеют характерный лиловый цвет разной насыщенности с фиолетовым и красным оттенками (рис. 2, 3). Размер зерен варьирует в относительно узком интервале от 0.3 до 0.8 мм и по среднему размеру пиропы попадают в два гранулометрических класса: +0.25–0.50 мм (67 %) и +0.5–1.0 мм (33 %).

Для подавляющего большинства зерен пиропов характерны обломочные формы, среди которых выделяются умеренно-уплощенные, умеренно-удлиненные, угловато-округлые и округло-угловатые обломки (рис. 2). Преобладают зерна округлой и овальной формы (рис. 2а, в, г).

Зерна пиропов характеризуются глянцевой (леденцовой) поверхностью с зеркальным блеском (рис. 2а–д). Глянец наблюдается как на круглых криволинейных участках, так и на плоских сколовых поверхностях. Под электронным микроскопом отчетливо видно, что на гладких участках с зеркальным блеском (рис. 4а–г) присутствуют ямки растворения (травления), имеющие геометрически правильные, одинаковые контуры и кристаллографически упорядоченное расположение (рис. 4б, з).

Изученные зерна пиропа имеют бугорчатый микрорельеф, чаще обнаруживаемый в пробах, отобранных в области развития среднедевонских пород (рис. 2л, м, п, р, 4а, б, ж, з). Типичной особен-

ностью всех изученных пиропов являются сколы, включая крупные выбоины. В некоторых образцах заметны внутренние трещины.

Пиропы класса I (с минимальным износом) встречаются редко, составляя 17 % (4 зерна). Они характеризуются угловатой формой, редкими выбоинами на бугорках, острыми ребрами и вершинами. По одному зерну такой морфологии найдено в грубообломочном современном аллювии р. Кузничихи (рис. 2п, 4а, б) и р. Чирки (рис. 3а) в поле развития среднедевонских существенно кварцевых пород. Два пироповых зерна с хорошо сохранившейся поверхностью найдены в протолочной пробе из кварцевых песчаников среднедевонских яранской и лиственничной свит (рис. 3в, г), отобранный в бассейне р. Коренной.

Пиропы класса II являются самыми распространенными (50 %). В стереомикроскопе истерпость ребер и вершин пиропов этого класса представлена как матировка при сохранении зеркального блеска первичных поверхностей (рис. 2е). Под электронным микроскопом видно, что изношенные ребра изобилуют хаотически расположенными микроскопическими ямками и микробороздами (рис. 4в, г). Десять из двенадцати зерен пиропов этого класса найдены в пробах из современного аллювия р. Кузничихи. Еще два пиропа обнаружены в двух пробах долины р. Коренной. Одно из них найдено в структурном элювии паунской свиты на контакте с породами яранской и лиственничной свит (рис. 3д). Второе выделено из шлиховой пробы, отобранный из современного аллювиального псефита (рис. 3е).

Пиропы класса III (с интенсивным износом) также распространены (33 %) и найдены практически во всех водотоках, где отбирались шлиховые пробы. Эти зерна почти лишены зеркального блеска, непрозрачны или полупрозрачны, их поверхность шероховатая, матовая (рис. 2ж). Под электронным микроскопом видно, что значительная часть поверхности пиропов этого класса покрыта многочисленными хаотически расположенным разноразмерными ямками и выбоинами (рис. 4д, е).

Химический состав пиропов Цилемского поднятия

Содержание MgO в изученных гранатах изменяется от 17.5 до 22.4 мас. % (табл. 2). Содержание расчетного пиропового минала $\text{Mg}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$ составляет 62–78 %. Содержание FeO в гранатах варьирует от 5.8 до 10.4 мас. % и обуславливает со-

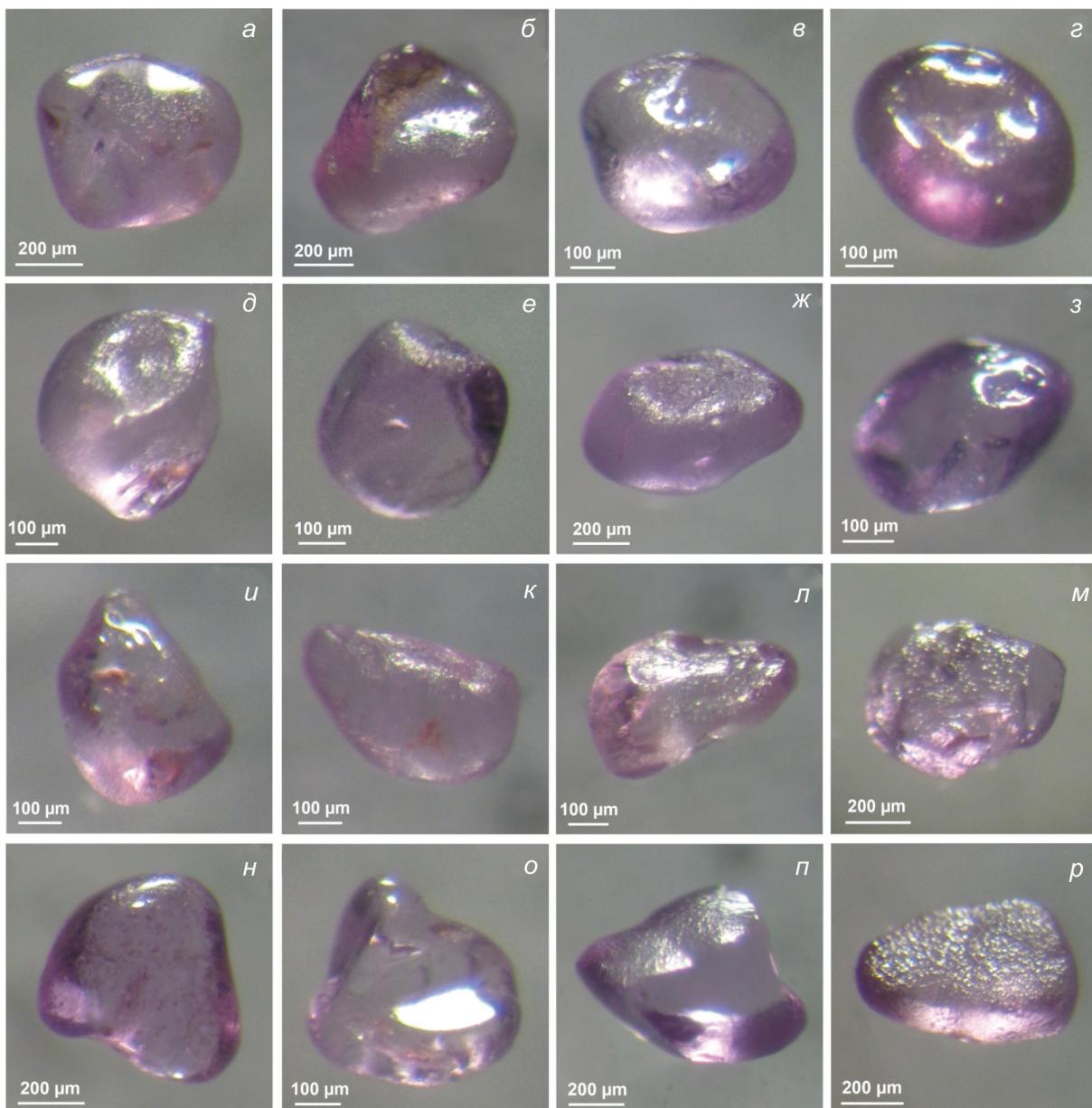


Рис. 2. Морфология и поверхность пиропов из современных аллювиальных псефитов бассейнов рр. Лиственничная (а, б) и Кузнециха (в–п).

Fig. 2. Morphology and surface of pyrope from present-day alluvial psephites of the Listvennichnaya (a, b) and Kuznechikha (в–п) river basins.

держание второго по значимости (после пиропового) альмандинового минала $\text{Fe}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$, содержание которого варьирует от 11 до 21 %. Содержание Cr_2O_3 составляет 1.6–8.1 мас. %, соответственно, содержание уваровитового минала $\text{Ca}_3\text{Cr}_2(\text{SiO}_4)_3$ изменяется в интервале от 4 до 12 %. Для двух зерен с повышенным содержанием Cr_2O_3 (6.8 и 8.1 мас. %) минальный состав рассчитан из предполагаемого присутствия кноррингитового минала $\text{Mg}_3\text{Cr}_2(\text{SiO}_4)_3$, содержания которого со-

ставляют 8–11 %. Содержание CaO составляет 3.2 до 6.3 мас. %, соответственно, содержание гроссулярового минала $\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$ – 1–7 %. Гранаты содержат MnO , содержание которого варьирует от 0.2 до 0.7 мас. %, соответственно, содержание спессартинового минала $\text{Mn}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$ не превышает 1 %. Незначительное количество расчетного трехвалентного железа дает вклад андрадитового минала $\text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)_3$, не превышающий 1 %.

Рис. 3. Морфология пиропов из современных аллювиальных псефитов р. Чирки (а, б) и разновозрастных коллекторов долины р. Коренной (в–ж): в, г – кварцевый песчаник яранской и лиственничной свит; д – рифейский структурный элювий на границе с перекрывающими породами яранской и лиственничной свит; е – современный аллювиальный псефит; ж – четвертичный аллювиальный псефит первой надпойменной террасы.

Fig. 3. Morphology of pyrope from present-day alluvial psephites of the Chirka River (a, b) and various reservoirs of the Korennaya River valley (в–ж): в, г – quartz sandstone of the Yaran and Listvennaya formations; д – Riphean structural residue at the boundary with overlying rocks of the Yaran and Listvennaya formations; е – present-day alluvial psephite; ж – Quaternary alluvial psephite of the first floodplain terrace.

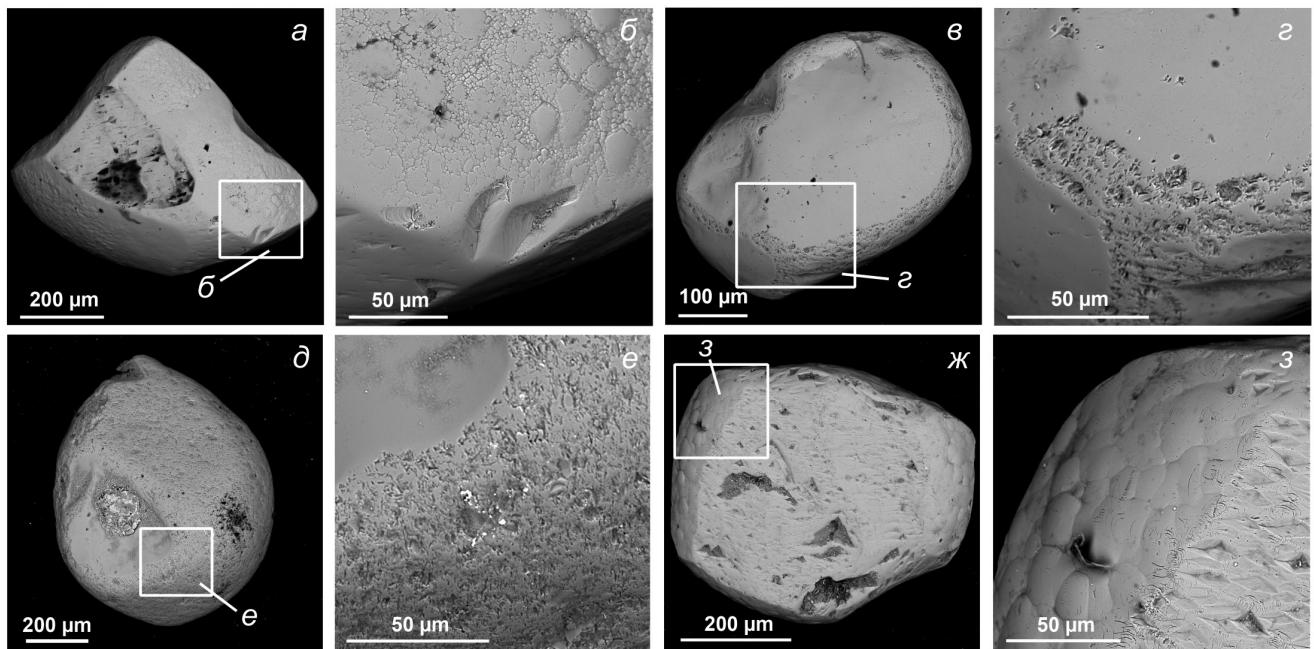
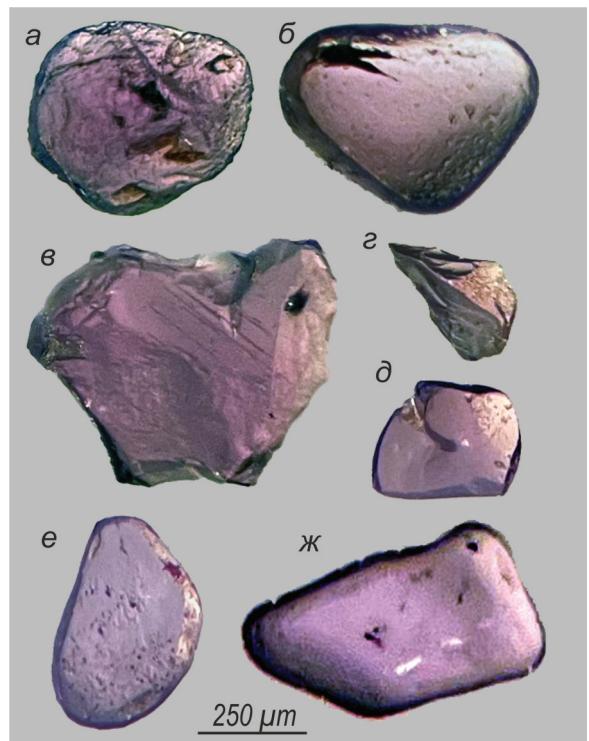


Рис. 4. Классы механического износа поверхности и детали микрорельефа пиропов: а, б – I; в, г – II; д, е – III; ж, з – элементы гипергенного-модифицированной поверхности «псевдокубоида». Здесь и на рис. 6 – BSE фото.

Fig. 4. Classes of mechanical wear of pyrope surface and its details: а, б – I; в, г – II; д, е – III; ж, з – elements of the supergene surface of “pseudocuboid”. Here and in Fig. 6 – BSE images.

Таблица 2. Химический состав пиропов Цилемского поднятия
 Table 2. Chemical composition of pyrope from the Tsilma uplift

№ обр.	Область анализа	Компонент, мас. %							Минальный состав
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	
р. Лиственничная									
1135/1	ц	41.44	22.32	2.59	7.30	0.44	20.28	5.21	99.58
	к	41.95	22.31	2.64	7.47	0.37	20.07	5.43	100.24
2117/1	ц	41.52	21.88	2.90	7.86	0.55	19.74	5.69	100.14
	к	41.66	22.14	2.88	7.52	0.53	19.94	5.58	100.25
р. Кузнецыха									
2174/1/1	ц	41.56	22.23	2.46	8.43	0.48	19.38	5.51	100.05
	к	41.49	21.99	2.46	8.28	0.51	19.41	5.52	99.66
2174/1/2	ц	42.01	22.58	2.31	6.89	0.38	20.63	5.57	100.37
	к	41.84	22.69	2.23	6.63	0.26	21.02	5.43	100.10
2174/1/3	ц	41.84	23.00	1.59	8.95	0.39	19.79	4.86	100.42
	к	41.85	22.88	1.61	8.51	0.49	19.75	5.05	100.14
2174/1/4	ц	42.54	22.51	2.31	6.86	0.39	22.31	3.32	100.24
	к	42.31	22.67	2.19	6.98	0.33	22.37	3.21	100.06
2174/1/5	ц	42.09	22.30	2.34	6.48	0.24	20.81	5.70	99.96
	к	41.89	22.02	2.42	6.32	0.28	20.86	5.64	99.43
2174/1/6	ц	41.65	21.87	3.16	7.52	0.47	19.74	5.83	100.24
	к	41.30	21.64	3.10	7.60	0.52	19.51	5.74	99.41
2174/1/7	ц	42.19	22.38	2.42	6.19	0.37	21.58	5.11	100.24
	к	41.95	22.47	2.56	5.76	0.39	21.43	5.13	99.69
2174/1/8	ц	41.61	21.53	3.31	7.81	0.46	19.33	5.95	100.00
	к	41.34	21.61	3.29	7.74	0.40	19.33	6.01	99.72
2174/1/9	ц	41.22	22.24	2.20	10.32	0.60	17.46	6.33	100.37
	к	41.20	22.37	2.11	10.45	0.69	17.75	6.03	100.60
2174/1/10	ц	41.27	17.71	8.13	6.81	0.41	20.25	5.48	100.30
	к	41.56	17.77	7.95	6.80	0.49	20.45	5.44	100.70
2174/1/11	ц	41.89	21.28	3.36	7.53	0.46	19.94	5.64	100.10
	к	41.36	21.55	3.39	7.46	0.43	19.89	5.65	99.73
2174/1/12	ц	41.74	22.30	2.48	7.44	0.39	19.98	5.62	99.95
	к	41.46	22.11	2.33	7.71	0.46	19.82	5.54	99.43
2176/1	ц	41.92	22.49	2.33	7.61	0.57	20.27	5.37	100.56
	к	41.65	22.15	2.23	7.59	0.46	20.27	5.17	99.52
2183/1	ц	41.67	22.20	2.69	7.36	0.41	20.07	5.74	100.14
	к	41.65	22.07	2.78	7.07	0.42	20.06	5.64	99.69
р. Кузнецихская Рассоха (правый исток р. Кузнецыхи)									
6130/2	ц	41.31	21.21	3.88	7.94	0.43	19.15	6.27	100.19
	к	41.62	21.16	3.65	7.82	0.32	19.11	6.24	99.92
р. Коренная									
1126/2	ц	41.53	21.86	2.57	8.60	0.50	19.44	5.46	99.97
2073/1	ц	41.62	22.72	1.73	9.00	0.48	19.52	5.05	100.13
2073/1	ц	41.63	21.53	3.51	7.75	0.47	20.32	5.01	100.22
501517/1	ц	41.66	21.64	3.58	7.64	0.38	20.26	4.99	100.15
501517/2	ц	41.72	22.12	2.53	7.94	0.42	19.83	5.37	99.93
р. Чирка									
505401/1	ц	41.68	18.48	6.80	6.57	0.30	20.61	5.75	100.52
505401/2	ц	41.77	22.62	1.62	9.22	0.40	19.51	4.96	100.10

Примечание. ц – центр, к – кайма. Миналы: Prp – пироповый, Alm – альмандиновый, Uv – уваровитовый, Grs – гроссуляровый, Sps – спессартиновый, Adr – андрадитовый, Krr – кноррингитовый. Содержание TiO₂ в обр. 2174/10 в центре и на краю зерна – 0.24 мас. %, в обр. 505401/1 в центре – 0.33 мас. %.

Note. ц – center, к – rim. Garnet end-members: Prp – pyrope, Alm – almandine, Uv – uvarovite, Grs – grossular, Sps – spessartine, Adr – andradite, Krr – knorrtingite. The TiO₂ content of pyrope is 0.24 wt. % (sample 2174/10 both in the center and the rim) and 0.33 wt.% (sample 505401/1 in the center).

На дискриминантной диаграмме Н.В. Соболева наибольшая часть фигуративных точек изученных пиропов локализована в поле лерцолитового парагенезиса (рис. 5). Наиболее плотное поле

точек находится в узком диапазоне содержаний Cr₂O₃ (1.7–3.6 мас. %) и CaO (4.9–6.2 мас. %). В это поле попадают составы пиропов практически из всех мест пробоотбора, за исключением пиропа из

аллювия р. Кузнечихской Рассохи – правого истока р. Кузнечихи. Его состав отличается повышенным содержанием CaO (6.3 мас. %) и формально попадает в поле верлитового парагенезиса. Пиропы из среднедевонского коллектора р. Коренной в пределах лерцолитового поля несколько обособляются от общей группы. Еще один состав пиропа с повышенным содержанием Cr₂O₃ (6.8 мас. %) выходит за пределы основного поля. В поле дунитов-гарцбургитов попадает два зерна пиропов из пробы, отмытой в р. Кузнечихе. В одном случае это бледно-лиловый гранат с низким содержанием CaO (3.3 мас. %), в другом – темно-лиловый гранат с самым высоким содержанием Cr₂O₃ (8.0 мас. %).

Микровключения в пиропах Цилемского поднятия

По особенностям внутреннего строения изученные пиропы можно подразделить на два подтипа. Первый подтип характеризуется однородным строением и является самым распространенным (83 % в выборке). Второй менее распространенный подтип с неоднородным строением содержит микровключения гипогенных минералов в пиропах различных водотоков Цилемского поднятия, за исключением р. Чирки. В одном пироповом зерне из бассейна р. Кузнечихи обнаружены многочисленные двухфазные включения, состоящие из овально-вытянутых сростков хромшпинелидов и энстатита размером от 1 до 10 мкм (рис. 6д, е). Распределение относительно крупных включений (десятка микрометров) выглядит незакономерно, а более мелкие включения (первые микрометры) по длинной оси ориентированы согласно кристаллографическим направлениям вмещающего минерала (рис. 6е, з). Установлены единичные включения, представленные упорядоченно расположеннымми пироксеном и хромшпинелидом, в которых одновременно находилось несколько фаз. Также в пиропах отмечены обособленные друг от друга включения пироксена и хромшпинелида.

В одном зерне из бассейна р. Кузнечихи обнаружены редкие случайно расположенные однофазные и полифазные включения размером 0.5–24.0 мкм (рис. бж, з). Самое крупное трехфазное включение состоит из ортопироксена, хромшпинелида и рутила. Двухфазное включение представлено сростком ортопироксена и хромшпинелида. Выявлено также несколько однофазных включений хромшпинелида (~5 мкм) и мельчайших (доли микрометра) включений рутила.

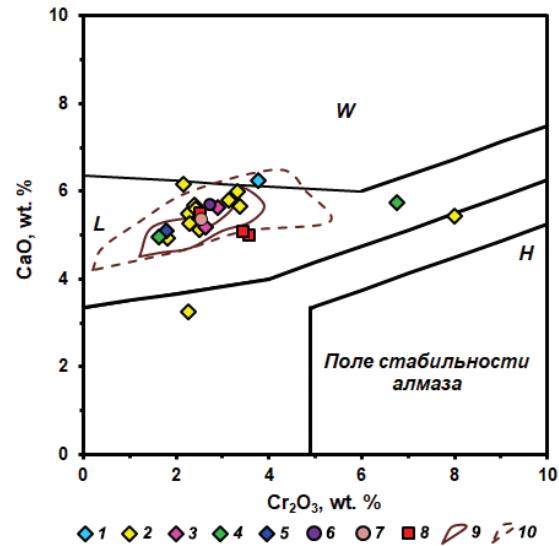


Рис. 5. Состав пиропов Цилемского поднятия (1–8) и Умбинского кимберлитового поля (9, 10) на диаграмме Н.В. Соболева (1974). Поля гранатов различных парагенезисов: W – верлиты; L – лерцолиты; H – дуниты и гарцбургиты.

1–5 – четвертичные аллювиальные псефиты: 1 – р. Кузнечихская Рассоха; 2 – р. Кузнечиха; 3 – р. Лиственничная; 4 – р. Чирка; 5 – р. Коренная; 6, 7 – четвертичные аллювиальные псефиты надпойменных террас: 6 – р. Кузнечиха; 7 – р. Коренная; 8 – среднедевонский кварцевый песчаник и структурный элювий пород яранской и лиственничной свит (р. Коренная); 9, 10 – контуры плотности точек состава пиропов Умбинской трубы (Саблуков и др., 2009): 9 – высокая; 10 – низкая.

Fig. 5. Composition of pyrope from the Tsilma area (1–8) and Umba kimberlite field (9, 10) in diagram of Sobolev (1974). Fields of garnets of various assemblages: W – werlite; L – lherzolite; H – dunite and harzburgite.

1–5 – Quaternary alluvial psephite: 1 – Kuznetsikhinskaya Rassokha River; 2 – Kuznechikha River; 3 – Listvennichnaya River; 4 – Chirka River; 5 – Korennaya River; 6, 7 – Quaternary alluvial psephite of the upper floodplain terraces: 6 – Kuznechikha River; 7 – Korennaya River; 8 – Middle Devonian quartz sandstone and structural residue of rocks of the Yaran and Listvennichnaya formations (Korennaya River); 9, 10 – density contours of pyrope composition of the Umba pipe (Sablukov et al., 2009): 9 – high; 10 – low.

В единственном зерне пиропа из бассейна р. Лиственничной обнаружены многочисленные микровключения хромшпинелидов изометричной или вытянутой пластинчатой формы размером от долей микрометра до 4 мкм (рис. бв, г). Распределение микровключений в зерне незакономерное, однако, по их длинной оси просматривается ориентировка по кристаллографическим направлениям пиропа.

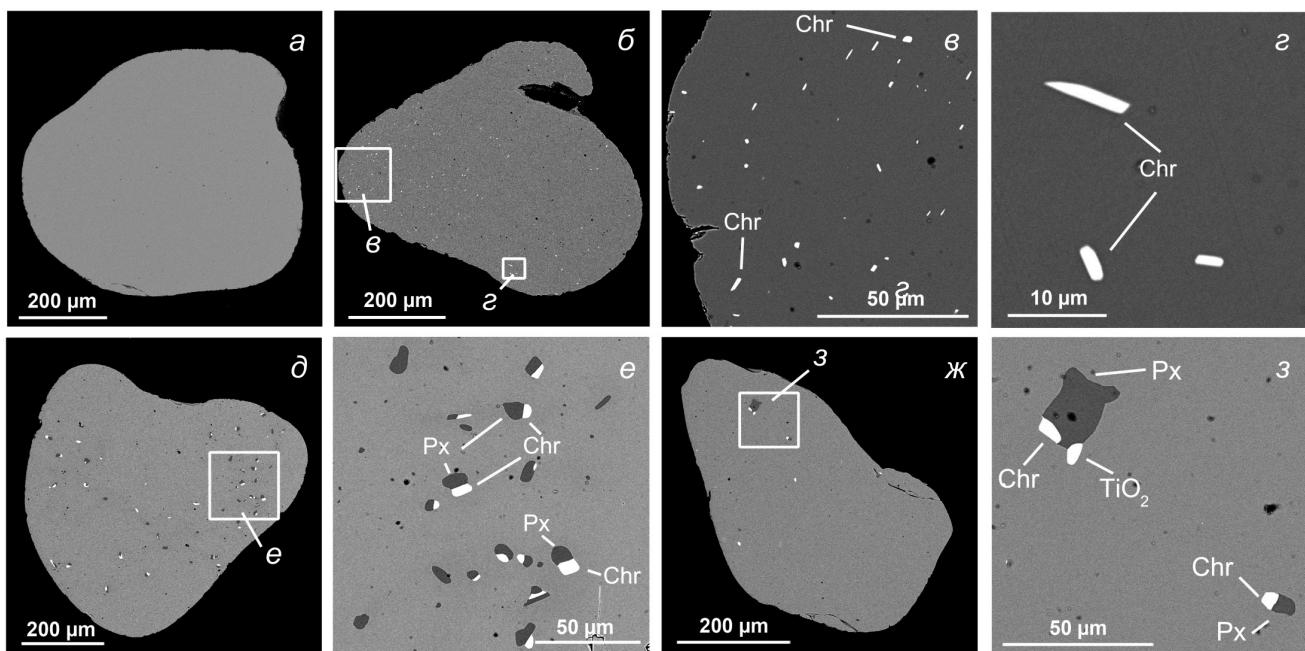


Рис. 6. Внутреннее строение пиропов Цилемского поднятия и микровключения в них: а – однородное, б–з – неоднородное с микровключениями хромшпинелидов (Chr), ортопироксена (Px) и рутилоподобной фазы (TiO_2).

Fig. 6. Inner structure of pyrope of the Tsilma Uplift with microinclusions: а – homogeneous; б–з – heterogeneous with microinclusions of chromite (Chr), orthopyroxene (Px) and rutile-like phase (TiO_2).

В единственном зерне пиропа из бассейна р. Коренной обнаружены единичные вытянутые микровключения хромшпинелидов размером 5 × 10 мкм (рис. 6).

Состав микровключений в пиропах и соответствующие эмпирические формулы приведены в таблице 3. Точки состава хромшпинелидов из микровключений (рис. 7) на диаграмме Н.В. Павлова (Павлов, 1949) локализуются на границе между полями хромпикотита, феррихромпикотита и алюмохромита. На рисунке 7 фигуративные точки образуют три условных поля, которые не связаны с географией пробоотбора шлиховых проб. Некоторые отличия состава хромшпинелидов из пиропов связаны с варьирующим содержанием Cr_2O_3 и расчетными соотношениями двухвалентного и трехвалентного железа.

В хромшпинелидах всегда фиксируется ванадий (0.2–0.4 мас. % V_2O_5), спорадически – цинк (0.2–0.4 мас. % ZnO), в одном случае – марганец (0.3 мас. % MnO) и титан (0.1–0.8 мас. % TiO_2). В энстатите присутствует железо – от 3 до 5 мас. % FeO , а также кальций, алюминий и хром.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Пиропы Цилемского поднятия по морфологии, составу, характеру микровключений и внутреннему строению, а, следовательно, и по генезису, во многом схожи с пиропами других районов Среднего Тимана (бассейн р. Увью на Четгасском поднятии; Умбинское кимберлитовое поле на Вольско-Вымской гряде).

Преобладание магматически овализованных («леденцовых») и обломочных угловато-округлых форм с характерным зеркальным блеском свидетельствует о взаимодействии изученных пиропов с кимберлитовым расплавом. Предполагается, что овализация пиропов происходит в глубинных обстановках и является результатом оплавления гранатовых зерен при взаимодействии с кимберлитовым расплавом (Афанасьев и др., 2001).

Еще одна особенность морфологии пиропов – экзогенная механическая изношенность. Традиционно под механическим износом пироповых зерен подразумевается их окатанность, которая так же, как и магматическое растворение, способствует округлению. Однако у механического износа есть свои особенности. Если для округленных преимущественно вследствие растворения в мантии пиро-

Таблица 3. Химический состав минеральных включений в пиропах
 Table 3. Chemical composition of mineral inclusions in pyrope

№ п/п	№ обр.	Компонент, мас. %									Эмпирическая формула
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₅	FeO	MgO	CaO*	ZnO	Сумма	
Хромшпинель											
1	2117/1	16.03*	24.23	27.73	0.23	13.64	16.74	2.12	—	101.03	(Mg _{0.86} Fe _{0.13} Mn _{0.01})(Al _{0.98} Cr _{0.75} Fe _{0.26} V _{0.01}) ₂ O ₄
2		10.64*	24.74	32.95	0.24	14.89	16.49	1.37	—	101.45	(Mg _{0.80} Fe _{0.20})(Al _{0.95} Cr _{0.84} Fe _{0.20} V _{0.01}) ₂ O ₄
3		12.32*	22.74	31.25	—	14.96	15.56	2.05	—	98.88	(Mg _{0.80} Fe _{0.20})(Al _{0.92} Cr _{0.85} Fe _{0.23}) ₂ O ₄
4		11.71*	24.45	31.77	—	14.53	16.07	1.86	—	100.39	(Mg _{0.80} Fe _{0.20})(Al _{0.96} Cr _{0.84} Fe _{0.20}) ₂ O ₄
5	2174/1/3	0.20*	33.54	35.38	0.38	12.84	16.07	0.08	0.24	98.73	(Mg _{0.70} Fe _{0.29} Zn _{0.01})(Al _{1.15} Cr _{0.82} Fe _{0.02} V _{0.01}) ₂ O ₄
6		1.44*	31.03	36.77	0.41	13.23	15.55	—	0.41	99.59	(Mg _{0.68} Fe _{0.31} Zn _{0.01})(Al _{1.09} Cr _{0.86} Fe _{0.02} Ti _{0.02} V _{0.01}) ₂ O ₄
7		—	26.16	44.78	0.26	11.52	16.50	0.14	—	99.36	Mg _{0.73} Fe _{0.27})(Cr _{1.05} Al _{0.92} Fe _{0.02} V _{0.01}) ₂ O ₄
8	2174/1/7	0.30*	26.28	44.33	0.22	11.29	16.46	—	—	98.88	(Mg _{0.73} Fe _{0.27})(Cr _{1.05} Al _{0.93} Fe _{0.02}) ₂ O ₄
9		0.40*	26.58	43.94	0.28	11.08	16.93	0.16	0.26	99.63	(Mg _{0.75} Fe _{0.24} Zn _{0.01})(Cr _{1.03} Al _{0.93} Fe _{0.03} V _{0.01}) ₂ O ₄
Пироксен											
10	2174/1/3	57.32	1.42*	0.31*	—	4.56	36.00	0.24	—	99.85	(Mg _{0.92} Fe _{0.07} Ca _{0.01})SiO ₃
11		56.88	1.41*	0.38*	—	4.79	35.23	0.27	—	98.96	(Mg _{0.92} Fe _{0.07} Ca _{0.01})SiO ₃
12	2174/1/7	54.36	2.36*	3.55*	—	3.48	36.65	0.18	—	100.58	(Mg _{0.95} Fe _{0.04} Ca _{0.01})SiO ₃
13		57.59	1.46*	0.44*	—	3.09	36.99	0.26	—	99.83	(Mg _{0.95} Fe _{0.04} Ca _{0.01})SiO ₃
14		58.17	1.41*	0.51*	—	3.03	37.05	0.22	—	100.39	(Mg _{0.95} Fe _{0.04} Ca _{0.01})SiO ₃

Примечание. * – содержания CaO обусловлены влиянием пиропа. Содержание TiO₂ составляет 0.13 и 0.75 мас. % в ан. №№ 2 и 6 соответственно; содержание MnO в ан. № 1 – 0.31 мас. %. Прочерк – не обнаружено.

Note. * – the presence of CaO reflects the influence of pyrope. The TiO₂ content is 0.13 and 0.75 wt. % in analyses nos. 2 and 6, respectively; the MnO content of analysis no. 1 is 0.31 wt. %. Dash – not detected.

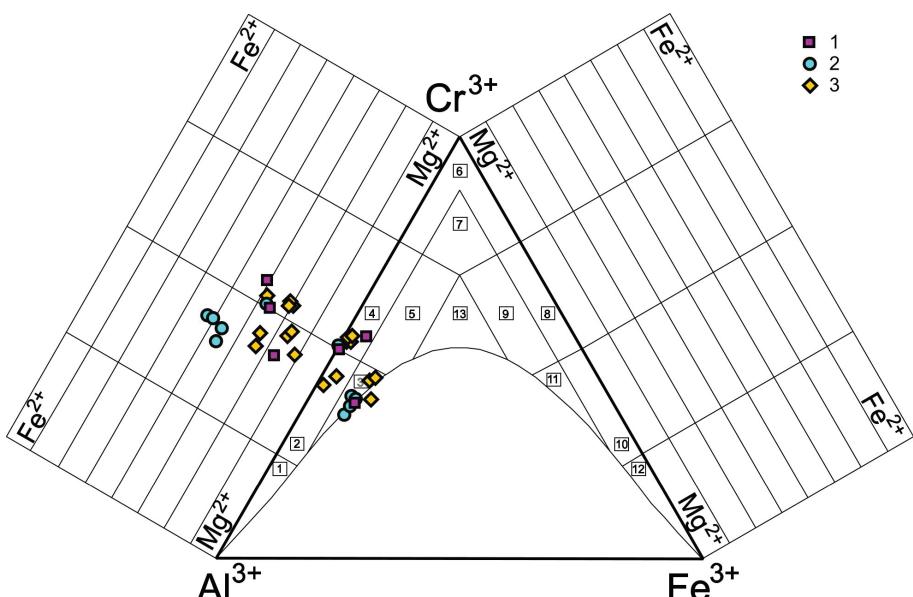


Рис. 7. Al³⁺–Cr³⁺–Fe³⁺–Mg²⁺–Fe²⁺ тригонограмма состава включений хромшпинелидов в пиропах Цилемского поднятия (3), бассейна р. Увью на Четласском Камне (1) и Кыввожского золотороссынного поля Вольско-Вымской гряды (2). Числа в квадратах – классификационные поля составов шпинелей в системе твердых растворов хромит–пикотит–магнетит по (Павлов, 1949): 1 – пикотит; 2 – хромпикотит; 3 – субферрихромпикотит; 4 – алюмохромит; 5 – субферриалюмохромит; 6 – хромит; 7 – субферрихромит; 8 – феррихромит; 9 – субалюмоферрихромит; 10 – хроммагнетит; 11 – субалюмохроммагнетит; 12 – магнетит; 13 – ферриалюмохромит.

Fig. 7. Al³⁺–Cr³⁺–Fe³⁺–Mg²⁺–Fe²⁺ trigonogram of the composition of chromite inclusions in pyrope of the Tsilma Uplift (3), Uv'yu River basin on the Chetlas Kamen (1) and the Kyvvozh gold placer field of the Vol-Vym Range (2).

Numbers in squares are the compositional fields of spinel in the chromite-picotite-magnetite solid solution system after (Pavlov, 1949): 1 – picotite; 2 – chrompicotite; 3 – subferrichrompicotite; 4 – aluminochromite; 5 – subferrialuminochromite; 6 – chromite; 7 – subferrichromite; 8 – ferrichromite; 9 – subalumoferrichromite; 10 – chrommagnetite; 11 – subalumochrommagnetite; 12 – magnetite; 13 – ferrialuminochromite.

пов присущ зеркальный блеск, то при экзогенном механическом изнашивании происходит эрозионная матировка поверхности, и зерна пиропов теряют блеск. Большая часть исследованных пиропов характеризуется существенно изношенными поверхностями, соответствующими по классификации Л.А. Зимина II и III классам, что может свидетельствовать об удаленности от коренных источников на расстояние от десятков до сотен километров (Хмельков, 2008). Пиропы с незначительно изношенной поверхностью крайне редки, но тем не менее тоже встречаются.

Микробугорчатый рельеф поверхности большинства пиропов вместе с присутствием близких к «кубоиду» зерен указывает на растворение в условиях гипергенеза и является типичным для пиропов из промежуточных осадочных коллекторов (Афанасьев и др., 2001; Савко и др., 2007). По нашим данным, гипергенный бугорчато-черепитчатый микрорельеф имеется также у пиропов из элювиированной части кимберлитовой трубы Водораздельная на севере Вольско-Вымской гряды. Учитывая, что большинство пиропов найдено в шлиховых пробах из аллювиальных отложений в области развития среднедевонских пород и в протолочных пробах этих пород, логично предположить, что именно они являются промежуточными коллекторами. Более широкое распространение этих пород на Цилемском поднятии по сравнению с северной частью Вольско-Вымской гряды и Четласским поднятием дает основание полагать сопоставимый потенциал алмазоносности этих территорий.

Присутствие на поверхности изученных зерен сколов, крупных выбоин, а также внутренних трещин является типичной особенностью кимберлитовых пироповых гранатов. Однако вопрос о природе трещиноватости и, как следствие, оскольчатости кимберлитовых МСА в настоящее время нельзя считать окончательно решенным. С одной стороны, высокая скорость подъема глубинных алмазосодержащих магм, порождающая резкую смену давления и температуры, должна способствовать трещиноватости или нахождению кимберлитовых пиропов в напряженном состоянии в течение какого-то времени до периода полной релаксации (Силаев и др., 2008). С другой стороны, имеются данные, что их трещиноватость вызвана эпигенетическими процессами, а растрескивание формируется непосредственно при выветривании (Афанасьев и др., 2001).

Анализ составов исследуемых пиропов показывает, что среди них доминируют пиропы из

пород верхней мантии (Соболев, 1974). Локализация преобладающей части пиропов на диаграмме Cr_2O_3 - CaO в поле лерцолитового парагенезиса наблюдается и в других районах Среднего Тимана с некоторыми региональными особенностями, выраженные иным положением областей сгущения точек составов (Харьков, 1995; Саблуков и др., 2009; Глухов и др., 2020; Пыстин и др., 2023).

Пиропы с умеренно-повышенными содержаниями Cr_2O_3 (6.8–8.1 мас.%) и кноррингитовым миналом (8–11 %), к сожалению, не попадают в поле стабильности алмазов. Но на Среднем Тимане в бассейне р. Увью в пределах Четласского Камня юго-восточнее Цилемского поднятия отмечаются высокохромистые пиропы из гарцбургит-дунитового парагенезиса, ассоциирующегося с алмазами (Пыстин и др., 2023). Учитывая при этом имеющиеся россыпные алмазы на Среднем Тимане, имеются перспективы обнаружения их коренных источников (Макеев и др., 1999; Пыстин и др., 2023).

Микровключения хромшпинелидов по составу близки к включениям хромшпинелидов в пиропах Кыбвожского золотороссыпного поля на Вольско-Вымской гряде (Глухов и др., 2020, 2021) и бассейна р. Увью на Четласском Камне (Пыстин и др., 2023). Можно отметить, что состав включений хромшпинелидов в гранатах Среднего Тимана близок к составам основной массы шпинелей из ряда магматических и россыпных объектов этого же региона, включая хромшпинелиды из среднедевонских псевфитов алмаз-золото-редкометалльной россыпи Ичетью и позднерифейских щелочных ультрабазитов Четласского дайкового комплекса (Глухов и др., 2021).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований установлено, что пиропы Цилемского поднятия (Средний Тиман) по составу, внутреннему строению, характеру микровключений и морфологии, а, следовательно, и по генезису, подобны пиропам других районов Среднего Тимана. Большинство изученных пиропов относится к ряду альмандин-пироп с низким содержанием хромистого уваровитового минала и относится к группе лерцолитовых пиропов. Отдельные зерна пиропов соответствуют верлитовому и дунит-гарцбургитовому парагенезису. Пиропы из области фазовой стабильности алмаза не обнаружены. Дальность переноса от магматического коренного источника основной массы

пиропов оценивается в десятки и сотни километров, однако присутствие зерен с низкой степенью изношенности не исключает возможного присутствия более близкого коренного источника. Роль промежуточных коллекторов пиропов, вероятнее всего, принадлежит терригенным породам среднедевонского возраста, которые являются наиболее перспективными в отношении потенциальной алмазоносности Цилемского поднятия.

ЛИТЕРАТУРА

- Апенко М.А., Матвеева Г.В., Плотникова М.И. (1960) Открытие алмазов на Тимане и перспективы его алмазоносности. *Труды ВСЕГЕИ «Материалы по изучению алмазов и алмазоносных районов СССР»*. Ленинград, 40, 5–13.
- Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похilenko Н.П. (2001). Морфология и морфогенез индикаторных минералов кимберлитов. Новосибирск, Филиал «Гео» Издательства СО РАН, Издательский дом «Манускрипт», 276 с.
- Булах А.Г. (1964) Руководство и таблицы для расчета формул минералов. М., Недра. 132 с.
- Глухов Ю.В., Макеев Б.А., Сокерин М.Ю. (2020) Типоморфизм глубинных акцессорных минералов Вымской горстовой структуры (Средний Тиман). Оливин, пиропы. *Вестник геонаук*, 10(310), 3–10. <https://doi.org/10.19110/geov.2020.10.1>.
- Глухов Ю.В., Макеев Б.А., Сокерин М.Ю. (2021) Типоморфизм хромшпинелидов из голоценовых псефитов Кыневожского золотороссыпного поля (Вольско-Вымская гряда, Средний Тиман). *Вестник геонаук*, 8(320), 3–15. <https://doi.org/10.19110/geov.2021.8.1>.
- Макеев А.Б., Дудар В.А., Лютоев В.П., Деревянко И.В., Глухов Ю.В., Исаенко С.И., Филлипов В.Н. (1999) Алмазы Среднего Тимана. Сыктывкар, Геопринг, 80 с.
- Павлов Н.В. (1949) Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов. *Труды института геологических наук. Серия рудных месторождений*, 103(13), 88 с.
- Пармузин Н.М., Мазуркевич К.Н., Семенова Л.Р., Коссовая О.Л., Алексеев М.А., Вукс В.Я., Гаврилова В.А., Горбацевич Н.Р., Евдокимова И.О., Котляр Г.В., Петров Б.В., Степунин А.В., Толмачева Т.Ю., Шаметько В.Г., Шарпенок Л.Н., Якобсон К.Э. (2015) Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Мезенская. Лист Q-39 – Нарьян-Мар. Объяснительная записка. СПб, Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 393 с.
- Пармузин Н.М., Якобсон К.Э., Вовшина А.Ю., Воинова О.А., Семенова Л.Р., Мазуркевич К.Н., Горбацевич Н.Р., Шаметько В.Г., Никонова А.С., Петров Б.В., Евдокимова И.О., Коссовая О.Л., Котляр Г.В., Гаврилова В.А., Вукс В.Я., Алексеев М.А. (2016) Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Мезенская. Лист Р-39 – Нарьян-Мар. Объяснительная записка. СПб, Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 478 с.
- Пачуковский В.М. (1994) Производство геологического доизучения масштаба 1: 50 000 площади Цилемского Камня на листах Q-39-87-А; Б-а, в; В-б, г; Г; Q-39-99-Б-а, б; Q-39-100-А-а, б. Сыктывкар, ГБУ «ТФИ РК».
- Плякин А.М., Дудар В.А. (2001) Алмазы Тимана. Основные этапы и результаты изучения. *Материалы Всероссийского совещания «Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона»*. Сыктывкар, Геопринг, 25–26.
- Плякин А.М., Ершова О.В. (2012) Золото Тимана. История открытия и изучения. *Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН*, 12, 20–22.
- Плякин А.М., Щербаков Э.С. (2006) История изучения алмазоносности Среднего Тимана. *Материалы Всероссийского совещания «Алмазы и благородные металлы Тимано-Уральского региона»*. Сыктывкар, Геопринг, 114–117.
- Пыстин А.М., Глухов Ю.В., Бушенев А.А. (2023) Новая находка алмаза и перспективы коренной алмазоносности Четласского поднятия (Средний Тиман). *Записки Горного института*, 264, 6, 842–855. <https://doi.org/10.31857/S2686739721010187>
- Саблюков С.М., Саблюкова Л.И., Гриффин В.Л. (2009) Распределение редких элементов в глубинных минералах кимберлитов как признак плутоновых процессов на Севере Русской платформы. *Труды IX международного семинара «Глубинный магматизм, его источники и пломбы»*. Иркутск, Институт географии СО РАН, 1, 134–157.
- Савко А.Д., Шевырев Л.Т., Ильяш В.В., Чашка А.И. (2007) Новые находки высокобарических минералов в осадочном чехле Воронежской антеклизы – значение для поисков коренных источников алмаза. *Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология*, 1, 43–74.
- Силаев В.И., Чайковский И.И., Ракин В.И., Тетерин И.П. (2008) Признаки осколкообразующей фации алмазов в уральских месторождениях. *Литосфера*, 6, 54–62.
- Соболев Н.В. (1974) Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск, Наука, 263 с.
- Шилов Л.П., Плякин А.М., Алексеев В.И. (2009) Тиманский кряж. Литология и стратиграфия, геофизическая характеристика земной коры, тектоника, минерально-сырьевые ресурсы. Т. 2. Ухта, УГГУ, 437 с.
- Шилов Л.П., Плякин А.М., Алексеев В.И. (2010) Тиманский кряж. История, география, жизнь: Монография. Т. 1. Ухта, УГГУ, 339 с.
- Харитонов Т.В. (2011) Библиография по алмазоносности Урала. Пермь, 836 с.

Харьков А.Д. (1995) Типизация коренных источников и шлиховых ореолов индикаторных минералов кимберлитов Восточно-Европейской платформы. *Геология и геофизика*, 36(1), 46–56.

Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. (1995) Геолого-генетические основы шлихоминералогического метода поисков алмазных месторождений. М., Недра, 348 с.

Хмельков А.М. (2008) Основные минералы кимберлитов и их эволюция в процессе ореолообразования (на примере Якутской алмазоносной провинции). Новосибирск, АРТА, 252 с.

Чернов А.А. (1960) О перспективах нахождения алмазов в Коми АССР. *Геология и полезные ископаемые Северного Урала и Тимана*. Сыктывкар, Труды Коми филиала АН СССР, 10, 129–134.

Marshall T.R., Baxter-Brown R. (1995) Basic principles of alluvial diamond exploration *Journal of Geochemical Exploration*, 53, 277–292. [https://doi.org/10.1016/0375-6742\(94\)00067-L](https://doi.org/10.1016/0375-6742(94)00067-L)

Nowicki T.E., Moore R.O., Gurney J.J., Baumgartner M.C. (2007) Chapter 46. Diamonds and associated heavy minerals in kimberlite: a review of key concepts and applications. *Developments in Sedimentology: Heavy Minerals in Use*, 58, 1235–1267. [https://doi.org/10.1016/s0070-4571\(07\)58046-5](https://doi.org/10.1016/s0070-4571(07)58046-5)

REFERENCES

Apenko M.A., Matveeva G.V., Plotnikova M.I. (1960) Discovery of diamonds in Timan and its diamondiferous potential. *Trudy VSEGEI "Metarialy po izucheniyu almaza i alamazonosnykh rayonov SSSR"* (Proceedings of VSEGEI "Materials on Study of Diamonds And Diamondiferous Regions of the USSR"). Leningrad, 40, 5–13. (in Russian)

Afanasyev V.P., Zinchuk N.N., Pokhilenko N.P. (2001). Morphology and morphogenesis of index minerals in kimberlites. Novosibirsk, Geo, Manuscript, 276 p. (in Russian)

Bulakh A.G. (1964) Guide and tables for calculating mineral formulas. Moscow, Nedra, 132 p. (in Russian)

Chernov A.A. (1960) Prospects for finding the diamonds in the Komi ASSR. *Geologiya i poleznye iskopaemye Severnogo Urala i Tamana* (Geology and Useful Mineral Deposits of the Northern Urals and Timan). Syktyvkar, Trudy Komi filiala AN SSSR (Transactions of the Komi Branch of the Academy of Sciences of the USSR), 10, 129–134. (in Russian)

Glukhov Yu.V., Makeev B.A., Sokerin M.Yu. (2020) Typomorphism of deep accessory minerals of the Vym horst structure (Middle Timan). Olivine, pyropes. *Vestnik geonauk (Bulletin of Geosciences)*, 10 (310), 3–10. <https://doi.org/10.19110/geov.2020.10.1> (in Russian)

Glukhov Yu.V., Makeev B.A., Sokerin M.Yu. (2021) Typomorphism of chrome spinels from the Holocene

psephites of the Kyvvozh gold placer field (Vol-Vym Ridge, Middle Timan). *Vestnik geonauk (Bulletin of Geosciences)*, 8 (320), 3–15. <https://doi.org/10.19110/geov.2021.8.1> (in Russian)

Kharitonov T.V. (2011) Bibliography on diamond potential of the Urals. Perm, 836 p. (in Russian)

Kharkiv A.D. (1995) Classification of primary sources and heavy concentrate halos of index minerals in kimberlites of the East European Platform. *Geologiya i geofizika (Geology and Geophysics)*, 36(1), 46–56. (in Russian)

Kharkiv A.D., Zinchuk N.N., Kryuchkov A.I. (1995) Geological and genetic basis of the heavy concentrate method of prospecting for diamond deposits. Moscow, Nedra, 348 p. (in Russian)

Khmelkov A.M. (2008) Main kimberlite minerals and their evolution during halo formation: example of the Yakut diamondiferous province. Novosibirsk, ARTA, 252 p. (in Russian)

Makeev A.B., Dudar V.A., Lyutoev V.P., Derevyanko I.V., Glukhov Yu.V., Isaenko S.I., Filippov V.N. (1999) Diamonds of the Middle Timan. Syktyvkar, Geoprint, 80 p. (in Russian)

Marshall T.R., Baxter-Brown R. (1995) Basic principles of alluvial diamond exploration *Journal of Geochemical Exploration*, 53, 277–292. [https://doi.org/10.1016/0375-6742\(94\)00067-L](https://doi.org/10.1016/0375-6742(94)00067-L)

Nowicki T.E., Moore R.O., Gurney J.J., Baumgartner M.C. (2007) Chapter 46. Diamonds and associated heavy minerals in kimberlite: a review of key concepts and applications. *Developments in Sedimentology: Heavy Minerals in Use*, 58, 1235–1267. [https://doi.org/10.1016/s0070-4571\(07\)58046-5](https://doi.org/10.1016/s0070-4571(07)58046-5)

Pavlov N.V. (1949) Chemical composition of chrome spinels related to petrographic composition of ultramafic intrusive rocks. *Trudy instituta geologicheskikh nauk. Seriya rudnykh mestorozhdeniy (Proceedings of the Institute of Geological Sciences. Ore Deposit Series)*, 103(13), 88 p. (in Russian)

Parmuzin N.M., Mazurkevich K.N., Semenova L.R., Kossovaya O.L., Alekseev M.A., Vuks V.Ya., Gavrilova V.A., Gorbatshevich N.R., Evdokimova I.O., Kotlyar G.V., Petrov B.V., Stepunin A.V., Tolmacheva T.Yu., Shametko V.G., Sharpenok L.N., Yakobson K.E. (2015) State geological map of the Russian Federation. Scale 1 : 1000 000 (third generation). Mezen series. Sheet Q-39 – Naryan-Mar. Explanatory note. St. Petersburg, VSEGEI, 2015. 393 p. (in Russian)

Parmuzin N.M., Yakobson K.E., Vovshina A.Yu., Voinova O.A., Semenova L.R., Mazurkevich K.N., Gorbatshevich N.R., Shametko V.G., Nikanova A.S., Petrov B.V., Evdokimova I.O., Kossovaya O.L., Kotlyar G.V., Gavrilova V.A., Vuks V.Ya., Alekseev M.A. (2016) State geological map of the Russian Federation. Scale 1 : 1000 000 (third generation). Mezen series. Sheet R-39 – Naryan-Mar. Explanatory note. St. Petersburg, VSEGEI, 478 p. (in Russian)

- Pachukovsky V.M. (1994) Additional geological study on a scale of 1:50000 of the Tsilema Kamen area on sheets Q-39-87-A; B-a, c; B-b, d; G; Q-39-99-B-a, b; Q-39-100-A-a, b. Syktyvkar, GBU "TFI RK". (in Russian)
- Plyakin A.M., Dudar V.A. (2001) Timan Diamonds. Main stages and results of study. *Materialy Vserossiyskogo soveshchaniya "Almazy i alamazonosnost Timano-Uralskogo regiona"* (Proceedings of the All-Russian Conference "Diamonds and Diamond Potential of the Timan-Ural Region"). Syktyvkar, Geoprint, 25–26. (in Russian)
- Plyakin A.M., Ershova O.V. (2012) Timan Gold. History of discovery and study. *Vestnik Instituta geologii Komi NTs UrO RAN* (Bulletin of the Institute of Geology Komi SC UB RAS), 12, 20–22. (in Russian)
- Plyakin A.M., Shcherbakov E.S. (2006) History of study of diamond potential of the Middle Timan. *Materialy Vserossiyskogo soveshchaniya "Almazy i alamazonosnost Timano-Uralskogo regiona"* (Proceedings of the All-Russian Conference "Diamonds and Diamond Potential of the Timan-Ural Region"). Syktyvkar, Geoprint, 114–117. (in Russian)
- Pystin A.M., Glukhov Yu.V., Bushenev A.A. (2023) New diamond discovery and prospects for primary diamond potential of the Chetlas Uplift (Middle Timan). *Zapiski Gornogo Instituta* (Proceedings of Mining Institute), 264, 6, 842–855. <https://doi.org/10.31857/S2686739721010187> (in Russian)
- Sablukov S.M., Sablukova L.I., Griffin V.L. (2009) Distribution of rare elements in deep kimberlite minerals as an indication of plume processes in the northern Russian Platform. *Trudy IX mezdunarodnogo seminara "Glubinny magmatizm, ego istochiki i plyumy"* (Proceedings of the IX International Seminar "Deep Magmatism, Its Sources and Plumes"). Irkutsk, Institut geografii SO RAN, 1, 134–157. (in Russian)
- Savko A.D., Shevyrev L.T., Ilyash V.V., Chashka A.I. (2007) New findings of high-pressure minerals in sedimentary cover of the Voronezh antecline – significance for searching the primary diamond sources. *Vestnik Voronezhskogo gosudarstvennogo universiteta. Seriya: Geologiya* (Bulletin of the Voronezh State University. Series: Geology), 1, 43–74. (in Russian)
- Silaev V.I., Chaikovsky I.I., Rakin V.I., Teterin I.P. (2008) Signatures of the fragment-forming facies of diamonds in the Urals deposits. *Litosfera* (Lithosphere), 6, 54–62. (in Russian)
- Sobolev N.V. (1974) Deep inclusions in kimberlites and the problem of the upper mantle composition. Novosibirsk, Nauka, 263 p. (in Russian)
- Shilov L.P., Plyakin A.M., Alekseev V.I. (2010). Timan Ridge. History, geography, life: Monograph. Vol. 1. Ukhta, USTU, 339 p. (in Russian)
- Shilov L.P., Plyakin A.M., Alekseev V.I. (2009) Timan Ridge. Lithology and stratigraphy, geophysical characteristics of the crust, tectonics, and mineral resources. Vol. 2. Ukhta, UGTU, 437 p. (in Russian)

Информация об авторах

Пархачев Андрей Александрович – аспирант, ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН; ведущий геолог, Всероссийский научно-исследовательский институт им. А.П. Карпинского (Сыктывкарского сектора), г. Сыктывкар, Россия; Andrey_Parkhachev@karpinskyinstitute.ru

Глухов Юрий Валентинович – кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия; Glukhov@geo.komisc.ru

Пархачева Ксения Геннадьевна – младший научный сотрудник, ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия; ksparhacheva@yandex.ru

Макеев Борис Александрович – кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник, ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия; makboris@mail.ru

Сокерин Михаил Юрьевич – кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник, ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия; sokerin@geo.komisc.ru

Information about the authors

Andrey A. Parkhachev – Graduate Student, Institute of Geology FRC Komi SC UB RAS; Leading Geologist, Karpinsky Russian Geological Research Institute (Syktyvkar sector), Syktyvkar, Russia; Andrey_Parkhachev@karpinskyinstitute.ru

Yuri V. Glukhov – Cand. Sci. (Geol.-Mineral.), Senior Researcher, Institute of Geology FRC Komi SC UB RAS, Syktyvkar, Russia; Glukhov@geo.komisc.ru

Ksenia G. Parkhacheva – Junior Researcher, Institute of Geology FRC Komi SC UB RAS, Syktyvkar, Russia; ksparhacheva@yandex.ru

Boris A. Makeev – Cand. Sci. (Geol.-Mineral.), Researcher, Institute of Geology FRC Komi SC UB RAS, Syktyvkar, Russia; makboris@mail.ru

Mikhail Y. Sokerin – Cand. Sci. (Geol.-Mineral.), Researcher, Institute of Geology FRC Komi SC UB RAS, Syktyvkar, Russia; sokerin@geo.komisc.ru



<https://doi.org/10.35597/2313-545X-2025-11-4-4>

УДК 553.068.54

Оценка золотоносности Кваркушской площади (Западный склон Урала, Пермский край)

М.Д. Шамсутдинов, С.В. Петров

Санкт-Петербургский государственный университет, Университетская наб. 7-9-11,
г. Санкт-Петербург, 199034 Россия; shamsutdinov.michail@yandex.ru

Статья поступила в редакцию 15.09.2025 г., после доработки 30.11.2025 г., принята к печати 16.12.2025 г.

Аннотация. В работе исследованы морфология и состав самородного золота из россыпей Кваркушского района (Пермский край). Методами оптической и электронной микроскопии изучено 149 зерен самородного золота из трех россыпей района, среди которых преобладают слабо- и полуокатанные изометрические, с фрагментами кристаллической огранки и угловатые частицы. Пробность золота варьирует от 802 до 999 %, большинство зерен – высокопробное и очень высокопробное; для многих зерен характерно наличие высокопробных (>990 %) оболочек и прожилков. Основная примесь – Cu (до 2.89 мас. %), реже определяются Fe и Te. В 120 зернах золота обнаружены микровключения 23 различных минералов, часто в полиминеральных ассоциациях. Морфология зерен золота и многочисленные минеральные включения указывают на близкое расположение источника сноса. Первоначально предполагаемый источник в виде пород таборной свиты верхнего кембрия-нижнего ордовика (аналог алькесвожской) исключен из рассмотрения после сравнения состава слюд и хромшпинелидов. На основе анализа состава золота и минеральных включений предполагается, что вероятными коренными источниками являются метасоматиты березит-лиственитовой формации и кварцевые жилы малосульфидного типа.

Ключевые слова: Северный Урал, западный склон Урала, Кваркушский район, россыпное золото, типоморфизм золота, минеральные включения в золоте, прогноз коренных источников.

Благодарности. Авторы выражают признательность Н.С. Власенко (Ресурсный центр «Геомодель», Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия) за помощь в проведении лабораторных исследований, Д.В. Зархидзе, А.Е. Цыбульской, Л.И. Богатыреву и А.А. Соболовой (Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург, Россия) за помощь в отборе полевых материалов, а также редакторам журнала за тщательное редактирование рукописи.

Конфликт интересов. Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанных с рукописью.

Вклад авторов: С.В. Петров – разработка концепции; М.Д. Шамсутдинов – программное обеспечение, визуализация, написание черновика рукописи; С.В. Петров, М.Д. Шамсутдинов – исследование, аналитические и экспериментальные работы, редактирование финального варианта рукописи. Все авторы одобрили финальную версию статьи перед публикацией.

Для цитирования: Шамсутдинов М.Д., Петров С.В. Оценка золотоносности Кваркушской площади (Западный склон Урала, Пермский край). *Минералогия*, 2025, 11(4), 56–77. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2025-11-4-4>

Assessing gold-bearing potential of the Kvarhush area (Western slope of the Urals, Perm krai)

M.D. Shamsutdinov, S.V. Petrov

St. Petersburg State University, Universitetskaya nab. 7-9-11, St. Petersburg, 199034 Russia;
shamsutdinov.michail@yandex.ru

Received 15.09.2025, revised 30.11.2025 accepted 16.12.2025

Abstract. The paper examines the morphology and composition of native gold from placers of the Kvarkush region (Perm krai). Using optical and electron microscopy, 149 native gold grains from three placers are studied. Weakly and semirounded isometric and angular particles and partly facet grains are dominant. The fineness of native gold varies from 802 to 999 %; most native gold grains have high and very high fineness; many native gold grains contain high-fineness (>990 %) rims and veins. Copper is the main trace element (up to 2.89 wt. %); Fe and Te are less common. Microinclusions of 23 various minerals are found in 120 grains, often in polymineral assemblages. The morphology of native gold grains and the presence of numerous mineral inclusions indicate the proximity of primary deposits. The rocks from the Upper Cambrian-Lower Ordovician Tabor Formation (an analog of the Alkesvozh Formation), which were previously considered a possible source, were excluded from the consideration as primary deposits after the comparison of the composition of micas and chromite. Based on the analysis of the composition of native gold and mineral inclusions, the beresites, listvenites, and low-sulfide quartz veins are suggested to be the possible sources.

Keywords: Northern Urals, Urals western slope, Kvarkush area, placer gold, gold typomorphism, mineral inclusions, primary source forecast.

Acknowledgements. We are grateful to N.S. Vlasenko (Geomodel Resource Center, St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia) for the assistance in laboratory studies, D.V. Zarkhidze, A.E. Tsybulskaya, L.I. Bogatyrev and A.A. Soboleva (Karpinsky Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, Russia) for help in field sampling and editors of the journal for careful editing the manuscript.

Conflict of interest. The authors declare that they have no conflicts of interest.

Author contribution. S.V. Petrov – concept development; M.D. Shamsutdinov – software, visualization, writing the manuscript; S.V. Petrov, M.D. Shamsutdinov – research, analytical and experimental work, editing the final version of the manuscript; . All authors approved the final version of the article before publication.

For citation: Shamsutdinov M.D., Petrov S.V. Assessing gold-bearing potential of the Kvarhush area (Western slope of the Urals, Perm krai). *Mineralogy*, 2025, 11(4), 56–77. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2025-11-4-4>

ВВЕДЕНИЕ

Поисковые работы на золото на территории Кваркушской площади Красновишерского золотоносного района Пермского края начались в 1830–1840-х годах. Первые находки золота сделаны в долинах рр. Вишера, Большая и Малая Мойва, Улс, Язьва и их притоках. Наиболее богатые россыпи обнаружены в бассейне р. Большая Мойва, где в 1850-х гг. началась активная добыча золота (Копылов и др., 2015).

Геологическое изучение Кваркушской площади началось в конце XIX в., когда были составлены первые геологические карты района и описаны золотоносные россыпи (Кротов, 1885ф; Федоров, 1896ф; Чураков, 1910ф). Во второй половине XX в. здесь

проводились средне- и мелкомасштабные геолого-съемочные работы, в результате которых были составлены карты масштаба 1 : 200 000, 1 : 100 000 и 1 : 50 000 (Ненахов и др., 1948ф; Есипов и др., 1950ф; Курбацкий и др., 1964ф; Попов и др., 1966ф). В настоящее время специалисты Кваркушской партии ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.П. Карпинского» проводят региональные геолого-съемочные работы с целью составления нового поколения карты масштаба 1 : 200 000.

Россыпи Красновишерского золотоносного района приурочены к обширной речной сети, сформировавшейся в плиоцен-четвертичный период (Наумов, Коврижных, 2018). Большинство россыпей связано с мезозойскими структурно-эрэзион-

ными депрессиями. На этой территории выявлено семь россыпных месторождений золота, среди которых наиболее перспективными являются Сурья-Казанская (р. Сурья на всем протяжении), Саменская (нижнее и среднее течение р. Саменка) и Благодатная (верхнее течение р. Саменка). Наибольшими запасами характеризуются Сурья-Казанская и Саменская россыпи (>1500 кг каждая), тогда как Благодатная россыпь отличается высоким содержанием Au (>1100 мг/м³) (Попов, 2017).

В настоящей работе исследованы морфология, минеральные включения и химический состав самородного золота из россыпей Кваркушской площади, на основании чего прогнозируются его возможные коренные источники.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА

Исследованный участок расположен в пределах листа Р-40-XXXV (Кваркушская площадь) на Тимано-Уральском стыке, в зоне сочленения крупных тектонических структур Урала: Западно-Уральской мегазоны и Центрально-Уральского поднятия, что определяет особенности его геологического строения. Западно-Уральская мегазона занимает западный и северо-западный секторы площади, а Центрально-Уральское поднятие локализовано в восточной и юго-восточной частях. Стратиграфический разрез площади включает осадочные, вулканогенные и метаморфические толщи, охватывающие интервал от среднего рифея до нижней перми (Милановский, 1996).

В геологическом строении участка выделяются два структурных этажа (рис. 1). Нижний структурный этаж (ишеримская, мойвинская, першинская, вильвинская свиты; басегская серия) представлен сланцами и кварцитами верхнерифейско-венского возраста, которые прорываются вендинскими габродолеритовыми силлами и кембрийскими гранитами. Верхний структурный этаж (таборная, хапхарская, чувальская, тошовская свиты; доломитовая толща) сложен сланцами и терригенными породами кембрийско-силурийского возраста. Они прорываются комплексом ордовикских штоков и даек пикритового и дунит-перидотитового состава, клинопироксенит-дунитовым массивом и девонскими габбро-долеритовыми дайками (Захаров, 2023ф).

На изученной территории известно несколько точек минерализации коренного золота, которые

относятся к золото-кварцевой малосульфидной формации. Мощность кварцевых жил меняется от 5 до 20 см при протяженности первые метры. Характерно наличие убогой вкрапленности пирита и халькопирита, содержание Au варьирует от 0.3 до 17.0 г/т. Вмещающими породами являются слабо-пиритизированные гематит-магнетитовые сланцы ишеримской свиты среднего рифея. В сравнительно близко расположенному Вёлсовскому массиве известна Расынская группа рудопроявлений золота в кварц-кальцитовых жилах (Сazonov и др., 2001).

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Полевые материалы для исследований отбирались сотрудниками Кваркушской партии в ходе сезонов 2023 и 2024 гг., всего изучено 32 шлиховых пробы песчано-гравийного материала из десяти точек наблюдений в пределах Сурья-Казанской, Саменской и Благодатной россыпей.

В ходе лабораторных работ пробы были издроблены; крупные частицы (>1 мм) отделены от мелких (<1 мм) при помощи сита; легкая и тяжелая фракции разделены на концентрационном столике с последующей доводкой; тяжелая фракция разделена на магнитную, электромагнитную и немагнитную фракции при помощи постоянного неодимового магнита. При изучении форм и размеров зерен золота использовалась классификация, предложенная Н.В. Петровской (1973).

Всего из тяжелой фракции шлихов выделено 149 зерен золота, из них 134 – из Сурья-Казанской россыпи, десять – из Саменской и пять – из Благодатной. В ходе пробоподготовки зерна помещались в круглую шайбу из эпоксидной смолы, а затем полировались (ООО «ЛИМС», К. Любашев). Для изучения морфологии самородного золота использовалось оборудование ресурсного центра Санкт-Петербургского государственного университета (СПбГУ) «Рентгенодифракционные методы исследования» (г. Санкт-Петербург, Россия). Минералы описаны при помощи оптического микроскопа Keyence VHX1000 с цифровой приставкой. Определение содержаний элементов-примесей в золоте и изучение минералов-включений проводилось на сканирующем электронном микроскопе Hitachi S-3400N (ресурсный центр СПбГУ «Геомодель», аналитик Н.С. Власенко, г. Санкт-Петербург, Россия), оснащенном энергодисперсионным спектрометром Oxford Instruments X-Max 20 с Si полупроводниковым детектором. Результаты обработаны с

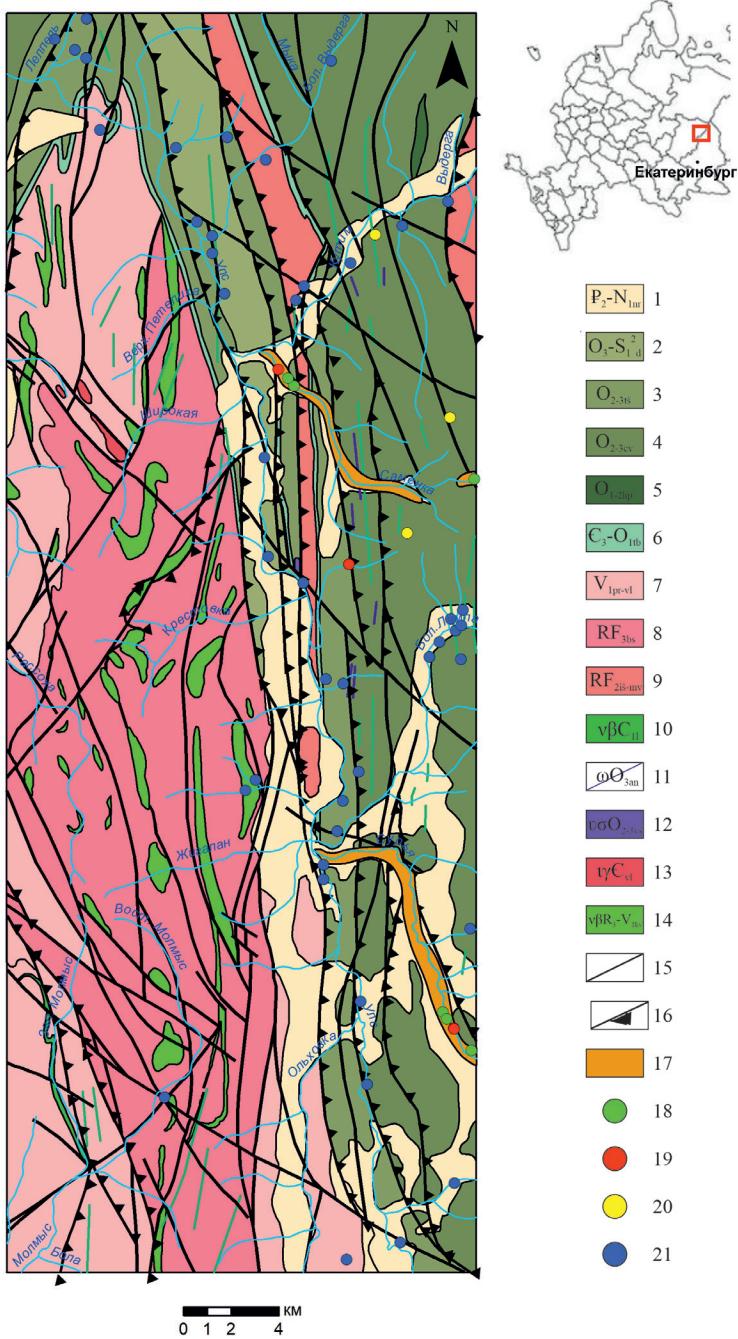


Рис. 1. Геологическая схема участка Кваркуш, составлена М.Д. Шамсутдиновым с использованием материалов И.Н. Захарова (2023ф).

1 – эоцен–миоцен, наурзумская свита: кварцевые галечники, желто-цветные каолинит-гидрослюдистые глины, красноцветные запесоченные каолинит-гидрослюдисто-монтмориллонитовые глины; 2 – верхний ордовик–нижний силур, доломитовая толща: доломиты; 3 – средний–верхний ордовик, тошовская свита: известняки, глинистые известняки, доломиты, глинистые сланцы; 4 – средний–верхний ордовик, чувальская свита: серицит-хлорит-кварцевые и серицит-альбит-кварцевые сланцы, мраморизованные известняки, лавы базальтов и трахибазальтов и их туфы; 5 – нижний–средний ордовик, хапхарская свита: кварцевые конгломераты, гравелиты и песчаники часто с фукситом, серицит-кварцевые и известковистые сланцы; 6 – верхний кембрий–нижний ордовик, таборная свита: фуксит-содержащие песчаники с базальными конгломератами, глинистые сланцы; 7 – нижний венд, першинская и вильвенская свиты: серицит-хлоритовые и серицит-кварцевые сланцы, кварцито-песчаники, кварциты, гравелиты, лавы и туфы метабазальтов, метатрахибазальтов, метапикробазальтов и базальтов; 8 – верхний рифей, басегская серия: углисто-слюдисто-кварцевые и серицит-кварцевые сланцы, кварцито-песчаники, доломиты, известковистые алевролиты, базальты; 9 – средний рифей, ишеримская и мойвинская свиты: хлорит-серицит-кварцевые и графит-кварцевые сланцы, кварцито-песчаники, кальцитовые и доломитовые мраморы, прослои титан-циркониевых гематитовых руд; 10 – нижний карбон, лыпинский гипабиссальный габбродолеритовый комплекс: дайки долеритов, габбродолеритов; 11 – верхний ордовик, антипинский гипабиссальный пикритовый комплекс: дайки пикритов и метапикритов; 12 – средний–верхний ордовик, вишерский клинопироксенит-дунит-перидотитовый плутонический комплекс: штоки апоперидотитовых серпентинитов, пироксенитов; 13 – кембрий, велсовский гранит-лейкогранитовый комплекс: риодалиты, риолиты, гранит-порфиры; 14 – нижний венд, кваркушский габбродолеритовый комплекс: силлы, линзовидные тела габбродолеритов, пикритов и пикродолеритов; 15 – достоверные разломы; 16 – достоверные надвиги; 17 – россыпи; 18–21 – места отбора проб: 18 – пробы с золотом; 19 – пробы без золота; 20 – точки минерализации золота в дочернегородичных отложениях; 21 – литохимические аномалии золота.

Fig. 1. Geological scheme of the Kvarkush area, modified by M.D. Shamsutdinov after materials of I.N. Zakharov (2023).

1 – Eocene–Miocene, Naurzum Formation: quartz pebble, yellow-colored kaolinite-hydrous clay, red-colored sandy kaolinite-hydrous-montmorillonite clay; 2 – Upper Ordovician–Lower Silurian, Dolomite strata: dolomite; 3 – Middle–Upper Ordovician Tosov Formation: limestone, clay limestone, dolomite, clay shale; 4 – Middle–Upper Ordovician Chuval Formation: sericite-chlorite-quartz and sericite-albite-quartz schist, marbled limestone, lava of basalt and trachybasalt and their tuff; 5 – Lower–Middle Ordovician Haphara Formation: quartz conglomerate, gravelite and sandstone often with fuchsite, sericite-quartz and

calcareous shale; 6 – Upper Cambrian–Lower Ordovician Tabor Formation: fuchitized sandstone with basal conglomerate, clay shale; 7 – Lower Vendian Pershino and Vilven formations: sericite-chlorite and sericite-quartz shale, quartzite sandstone, quartzite, gravelite, lava and tuff of metabasalt, metatrachybasalt, metapicrobasalts and basalt; 8 – Upper Riphean Baseg Formation: carbonaceous micaceous quartz and sericite-quartz shale, quartzite sandstone, dolomite, calcareous siltstone, basalt; 9 – Middle Riphean Isherim and Moivin formations: chlorite-sericite-quartz and graphite-quartz shale, quartzite sandstone, calcite and dolomite marble, interbeds of titanium-zirconium hematite ores; 10 – Lower Carboniferous Lypinsky gabbrodolerite hypabyssal complex: dolerite and gabbrodolerite dikes; 11 – Upper Ordovician Antipinsky picrite hypabyssal complex: picrite and metapicrite dikes; 12 – Middle–Upper Ordovician Vishera clinopyroxenite-dunite-peridotite plutonic complex: stocks of serpentinite, pyroxenite; 13 – Cambrian Velsov granite-leucogranite complex: rhyodacite, rhyolite, granite porphyry; 14 – Lower Vendian Kvarkush gabbrodolerite complex: sills, lenticular bodies of gabbrodolerite, picrite, picrodolerite; 15 – proven faults; 16 – proven thrusts; 17 – placers; 18–21 – sampling areas: 18 – samples with native gold; 19 – samples without native gold; 20 – occurrences of gold in pre-Quaternary rocks; 21 – lithochemical anomalies of gold.

использованием программного обеспечения Hitachi S-3400N Scanning Electron Microscope, версия 7.3, и AZtek 2.2 SP1. Анализ осуществлялся при ускоряющем напряжении 20 кВ, силе тока зонда 1.8 нА и рабочем расстоянии 10 мм. Продолжительность накопления спектра составляла 20 с. Использовались стандарты природных минералов и стекол. Для калибровки использовался металлический кобальт.

В статье используется следующая классификация пробности самородного золота: весьма высокопробное (951–999 %), высокопробное (900–950 %), среднепробное (800–899 %) и относительно низкопробное (700–799 %) (Николаева, Михайлов, 2015). Пробность определялась в центральных и краевых частях золотин.

Для сравнения кембрий-ордовикских пород алькесвожской и таборной свит изучен минеральный состав пород таборной свиты. Исследовано 18 плоско-полированных шлифов, изготовленных из образцов песчаников и гравелитов таборной свиты, отобранных из водоотводной канавы на россыпи Саменская.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Морфология и химический состав самородного золота

Золото Саменской россыпи (табл. 1; электронное приложение (ЭП) 1) представлено мелкими и средними (0.15–1.10 мм) вытянутыми, уплощенными, с фрагментами кристаллической огранки и изометрическими зернами (рис. 2). Некоторые зерна покрыты налетом черных гидроксидов Mn. Пробность золота варьирует от 865 до 999 %. Для зерен золота характерны новообразованные оторочки с повышенной пробностью, визуально не отличимые от центральной части. Высокопробное

золото составляет 30 % от общего числа, весьма высокопробное – 70 %. Из элементов-примесей установлены Ag (0.00–14.02 мас. %), Cu (0.30–2.89 мас. %) и Fe (0.29–3.80 мас. %).

Золото Сурья-Казанской россыпи (табл. 1; ЭП 1) представлено мелкими и средними (0.20–1.25 мм) вытянутыми, уплощенными, с фрагментами кристаллической огранки и изометрическими зернами (рис. 3). Некоторые зерна местами покрыты налетом гидроксидов Fe и Mn коричневого и черного цветов. Пробность золота варьирует от 802 до 999 %. Золото средней пробности составляет 9 % от общего числа, высокой – 53 %, весьма высокой – 38 %. Некоторые зерна полностью состоят из весьма высокопробного золота (999 %) (рис. 4), для них характерно комковатое строение. Из элементов-примесей фиксируются Ag (0.93–13.53 мас. %), Cu (0.26–2.20 мас. %) и Fe (0.18–3.42 мас. %). В одном анализе установлена примесь Te 0.49 мас. %.

Золото Благодатной россыпи (табл. 1; ЭП 1) представлено мелкими и средними (0.30–1.25 мм) вытянутыми и гипидиоморфными зернами (рис. 5). Пробность золота варьирует от 923 до 985 % (рис. 6). Золото высокой пробности составляет 20 % от общего числа, весьма высокой – 80 %. Из элементов-примесей установлены Ag (1.48–7.68 мас. %), Cu (0.27–0.53 мас. %) и Fe (0.24–0.28 мас. %).

Самое низкопробное золото (<900 %) присутствует только в Сурья-Казанской россыпи. Для золота Благодатной и Саменской россыпей характерна пробность 950–970 %, тогда как пробность золота Сурья-Казанской россыпи несколько ниже (940–960 %) (рис. 6а). Для золота Саменской и Сурья-Казанской россыпей характерны высокопробные (>990 %) оторочки.

Таблица 1. Средний химический состав (мас. %) и пробность самородного золота из россыпей Кваркушской площади Красновишерского золотоносного района

Table 1. Average chemical composition (wt. %) and fineness of native gold from the Kvarhush area placers of the Krasnaya Vishera gold region

№ п/п	Au	Ag	Cu	Fe	Te	Сумма	Пробность, ‰
Саменская россыпь							
1	95.11 ± 1.11	4.54 ± 1.47	0.28 ± 0.76	0.07 ± 0.20	0.00 ± 0.00	100.00	951.17 ± 11.10
Сурья-Казанская россыпь							
2	93.99 ± 2.70	5.90 ± 2.72	0.12 ± 0.28	0.01 ± 0.04	0.001 ± 0.01	100.00	939.79 ± 27.63
Благодатная россыпь							
3	95.96 ± 1.47	3.93 ± 1.56	0.08 ± 0.12	0.03 ± 0.06	0.00 ± 0.00	100.00	959.55 ± 14.70

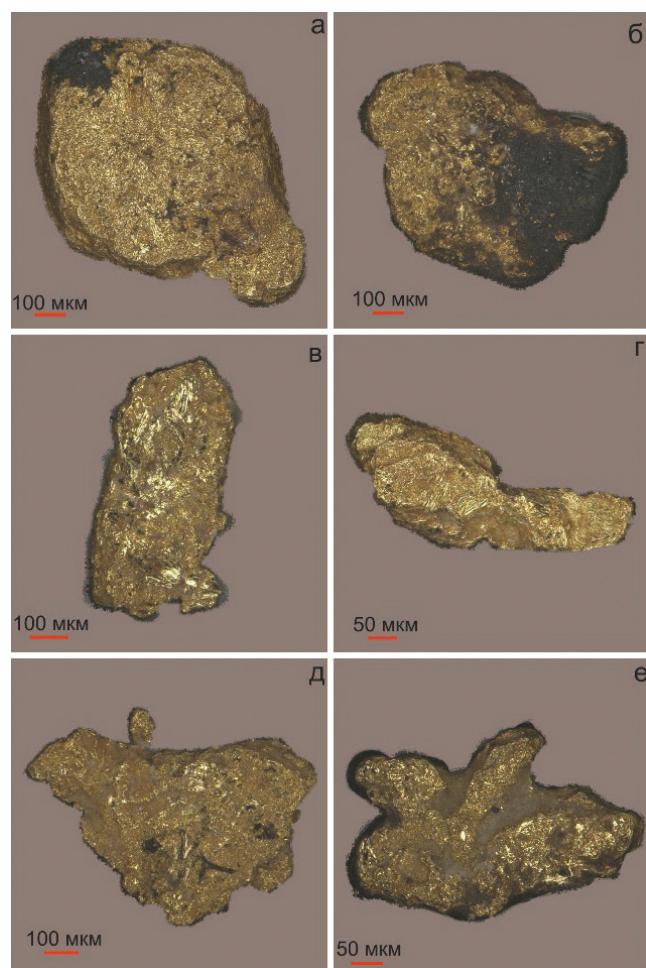


Рис. 2. Полуокатанные и плохо окатанные зерна самородного золота уплощенной с налетом гидроксидов марганца (а, б), вытянутой (в, г) и угловатой (д, е) морфологии из Саменской россыпи.

Fig. 2. Semirounded and poorly rounded gold grains of the Samenka placer of flattened (with coating of Mn hydroxides) (a, б), elongated (в, г) and angular (д, е) morphology.

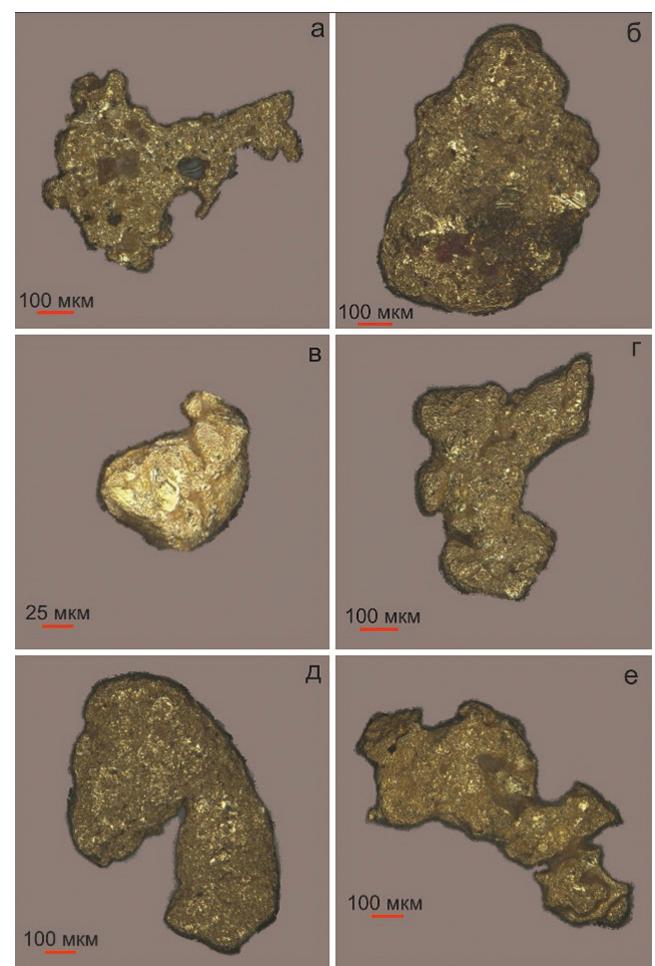


Рис. 3. Полуокатанные зерна самородного золота с фрагментами кристаллической огранки (а), уплощенной с налетом гидроксидов железа (б), угловатой (в–д) и вытянутой (е) морфологии из Сур'я-Казанской россыпи.

Fig. 3. Semirounded gold grains of the Sur'ya-Kazanskaya placer with crystal cut fragments (a), flattened with coating of Fe hydroxides (б), angular (в–д) and elongated (е) morphology.

Рис. 4. Комковатое, предположительно, новообразованное высокопробное зерно самородного золота из Сурья-Казанской россыпи.

Здесь и на рис. 8, BSE фото.

Fig. 4. Lumpy probably newly formed high-fineness gold grain from the Sur'ya-Kazanskaya placer.

Here and in Fig. 8, BSE image.

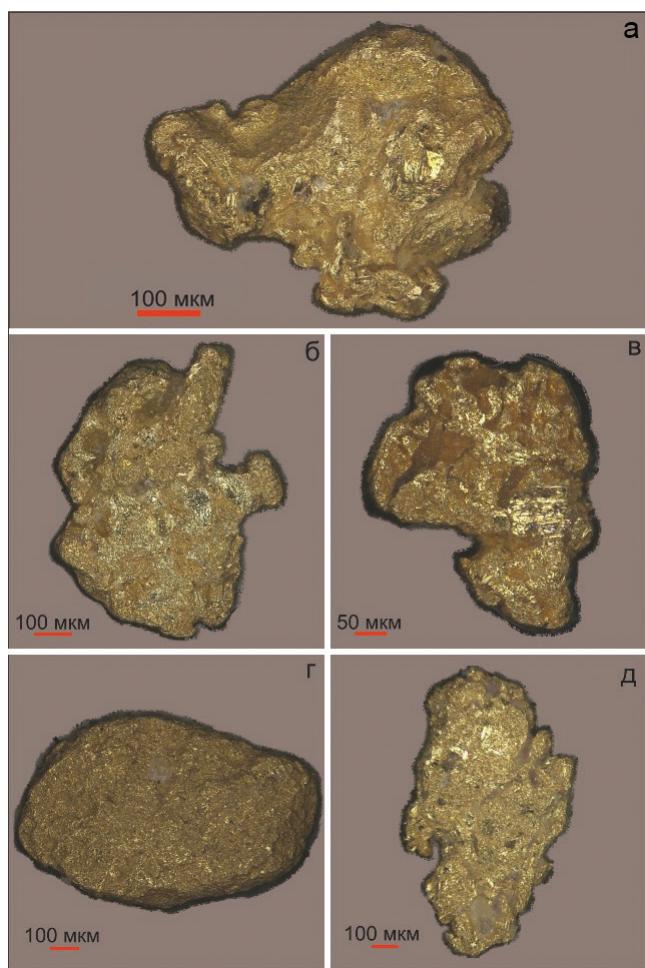
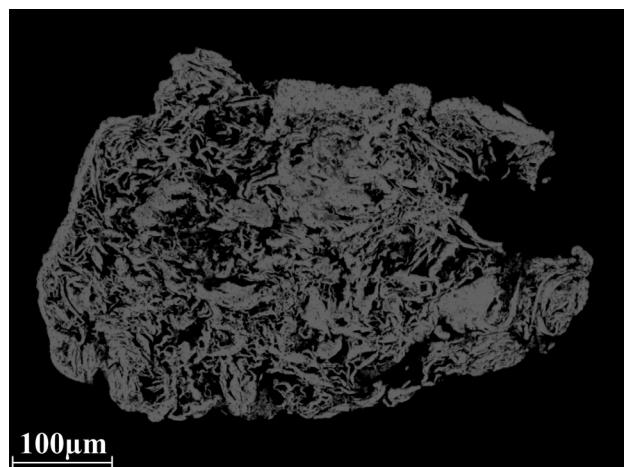


Рис. 5. Полуокатанные зерна самородного золота угловатой (а–в), уплощенной (г) и вытянутой (д) морфологии из Благодатной россыпи.

Fig. 5. Semirounded gold pieces of the Blagodatnaya placer of angular (a–в), flattened (г) and elongated (д) morphology.

В целом, изученные зерна золота из всех россыпей преимущественно высокопробные и очень высокопробные. Наиболее часто фиксируются примеси Ag и Cu (рис. 6б, в); примеси Fe и Te устанавливаются спорадически. Примесь Cu встречается в 50 % зерен золота из Саменской россыпи, 60 % – Благодатной и 35 % – Сурья-Казанской. Самородное золото, содержащее примесь Cu, можно разделить на две группы (рис. 6в, 7): с содержанием Cu более 1.5 мас. %.

Минеральные микроКлючения в самородном золоте

МикроКлючения минералов обнаружены в 120 из 149 изученных зерен золота (80.5 % случаев; табл. 2). Включения локализуются как в периферийных, так и в центральных зонах зерен. Всего идентифицировано 23 минеральных вида (содержание (%) от общего количества зерен золота) в порядке убывания: кварц (51), глинистые минералы (каолинит, иллит, монтмориллонит) (45), рутил (20), гидроксиды Fe (17), циркон (14), мусковит (8), пирит (7), монацит (5), фенгит (4), Cr-содержащий мусковит (фуксит), халькопирит, хлорит, анкерит, альбит, титанит (1), минералы группы халькозина, блеклая руда, галенит, мелонит, ксенотит, алтait, калиевый полевой шпат, борнит (<1). Для 47 из 120 (39 % случаев) зерен золота с микроКлючениями минералов характерно присутствие трех и более различных минеральных видов (рис. 8).

Согласно классификации (Чухров, 1992; Rieder et al., 1999) истинные слюды представлены мусковитом (в том числе Cr-содержащим) и фенгитом: фенгит – $\Sigma(Mg + Fe) > 0.5$ к. ф., $Mg > 1.5$ мас. %; мусковит – $\Sigma(Mg + Fe) < 0.5$ к. ф. Характерной особенностью изученных слюд является дефицит межслоевого катиона.

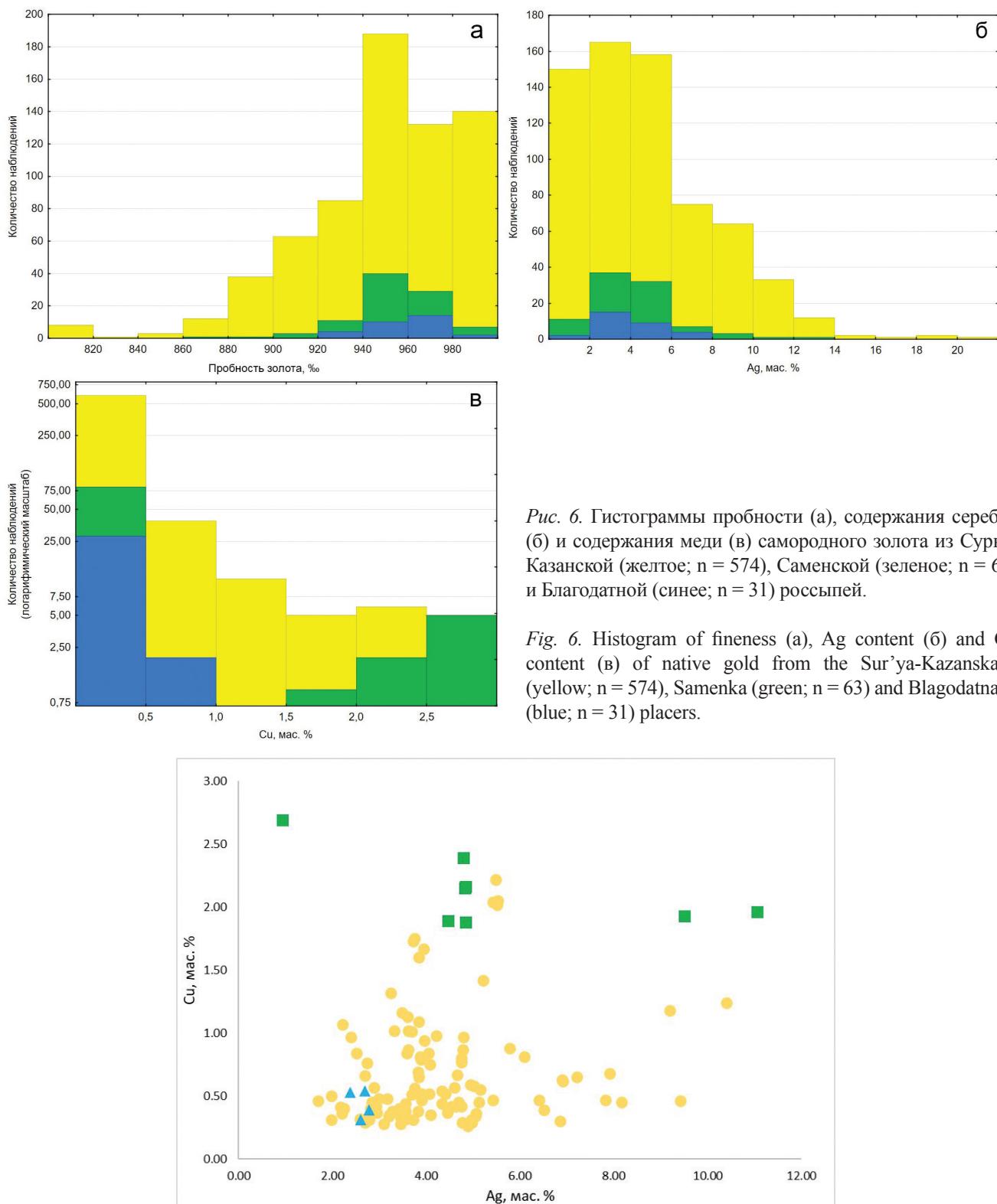


Рис. 6. Гистограммы пробности (а), содержания серебра (б) и содержания меди (в) самородного золота из Сурья-Казанской (желтое; n = 574), Саменской (зеленое; n = 63) и Благодатной (синее; n = 31) россыпей.

Fig. 6. Histogram of fineness (a), Ag content (b) and Cu content (c) of native gold from the Sur'ya-Kazanskaya (yellow; n = 574), Samenka (green; n = 63) and Blagodatnaya (blue; n = 31) placers.

Рис. 7. Соотношение Ag и Cu в самородном золоте Сурья-Казанской (желтое), Саменской (зеленое) и Благодатной (синее) россыпей.

Fig. 7. Au-Cu correlation in native gold from the Sur'ya-Kazanskaya (yellow), Samenka (green) and Blagodatnaya (blue) placers.

Таблица 2. Частота встречаемости минералов-включений в самородном золоте из различных россыпей

Table 2. Frequency of occurrence of mineral inclusions in native gold from different placers

Включение	Количество золотин		
	Сурья-Казанская	Саменская	Благодатная
Кварц	65	6	5
Глинистые минералы	60	5	2
Рутил	28	1	1
Циркон	21	0	0
Гидроксиды железа	24	1	0
Мусковит	12	0	0
Фенгит	5	1	0
Пирит	9	1	0
Монацит	8	0	0
Фуксит	6	0	0
Хлорит	1	1	0
Халькопирит	4	0	0
Анкерит	2	0	0
Халькозин	0	0	1
Блеклая руда	1	0	0
Галенит	1	0	0
Мелонит	1	0	0
Альбит	1	1	0
Ксенотим	1	0	0
Алтait	0	1	0
Титанит	0	1	0
КПШ	1	0	0
Борнит	1	0	0
Без включений	28	2	0

Примечание. Для каждого минерала указано количество зерен золота, в которых он встречается в виде микровключений.

Note. Numbers indicate the amount of gold grains hosting the appropriate mineral inclusions.

Мусковит и Cr-содержащий мусковит обнаружены только в зернах золота из Сурья-Казанской россыпи. Диапазон пробности золота с включениями слюд составляет 896–962 % (мода 920–930 %). Мусковит содержит (мас. %): Fe_2O_3 (1.96–10.07), MgO (0.68–3.65), TiO_2 (0.18–5.47), Na_2O (0.15–1.17), CaO (0.16–0.21) и редко Cl (до 0.11) (табл. 3). Главные минеральные ассоциации мусковита в зернах золота: кварц + гидроксиды Fe + фенгит (здесь и далее минералы указаны в порядке уменьшения частоты встречаемости). Часть изученных зерен мусковита содержит (мас. %) 0.18–0.42 мас. %

Cr_2O_3 , а также Fe_2O_3 (2.19–10.89), Na_2O (0.35–1.89), MgO (0.90–1.91), TiO_2 (0.12–3.28) и CaO (до 0.15) (табл. 3). Cr-содержащий мусковит чаще всего встречается в ассоциации с кварцем, мусковитом, рутилом, глинистыми минералами, гидроксидами Fe, цирконом, фенгитом, пиритом, монацитом и халькопиритом.

Фенгит встречается в Сурья-Казанской и Саменской россыпях. Пробность золота с включениями фенгита варьирует от 896 до 957 % (мода 930–940 %). Характерные примеси фенгита (мас. %): Fe_2O_3 (5.82–11.44), MgO (1.54–3.17), TiO_2 (0.36–3.18), Na_2O (0.20–0.34), CaO (0.24–0.35) (табл. 3). Минерал образует устойчивые ассоциации с кварцем и мусковитом.

Второй по распространенности группой минералов являются глинистые минералы, которые встречаются в зернах золота всех россыпей. Глинистые минералы образуют включения в краевых зонах зерен золота и прожилках. Предположительно, наиболее часто встречающимся минералами являются монтмориллонит, иллит и каолинит. Наиболее распространенными примесями (мас. %) в составе этих минералов являются: P_2O_5 (0.30–1.63), Cl (0.10–1.14), V_2O_3 (0.09–0.25), Cr_2O_3 (0.16–1.05), MnO (0.17–0.71), CuO (до 0.35), NiO (0.24–0.39), SrO (до 0.83) и PbO (до 0.87) (табл. 3).

Хлорит обнаружен в двух зернах золота из Саменской и Сурья-Казанской россыпей с пробностью от 953 до 955 %. Хлорит во включениях железо-магнезиальный с варьирующими соотношениями Fe и Mg и формально может быть отнесен к клинохлору и шамозиту (табл. 3). В большинстве изученных включений хлорита отмечены (мас. %) K_2O (0.12–0.86), CaO (0.16–1.44), TiO_2 (0.18–0.48), Cr_2O_3 (0.13–0.42) и MnO (0.25–0.50). В ассоциации с хлоритом встречаются титанит, альбит и кварц.

Титанит обнаружен в одном зерне золота из Саменской россыпи. Минерал содержит (мас. %) Fe_2O_3 (1.10–1.92 мас. %), Al_2O_3 (0.86–2.03 мас. %) и V_2O_3 (0.38–0.53 мас. %) (табл. 3). В ассоциации с титанитом встречаются хлорит, Cr-содержащий мусковит и альбит.

Полевые шпаты (альбит и калиевый полевой шпат) встречаются в зернах золота из Саменской и Сурья-Казанской россыпей, пробность которых меняется от 945 до 977 %. Единственное найденное зерно золота с примесью Te содержало включение альбита. Из примесей в составе калиевого полевого шпата отмечается Fe (до 0.77 мас. %), состав альбита соответствует стехиометрической формуле (табл. 3). В ассоциации с альбитом встречены ти-

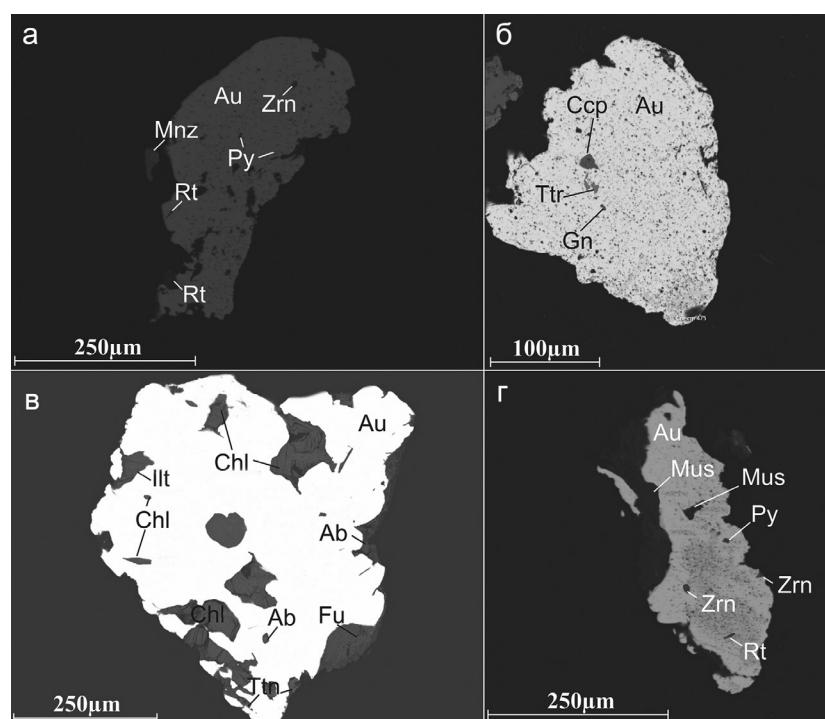


Рис. 8. Минеральные включения в зернах самородного золота (Au) из Сурья-Казанской и Саменской россыпей: а – монацит (Mnz), рутил (Rt) и циркон (Zrn); б – галенит (Gn), тетраэдрит (Ttr) и халькопирит (Ccp); в – альбит (Ab), иллит (Ilt), титанит (Ttn) и хлорит (Chl); г – мусковит (Mus), пирит (Py), рутил и циркон, Fu – Cr-содержащий мусковит (фуксит).

Fig. 8. Mineral inclusions in native gold (Au) grains of the Sur'ya-Kazanskaya and Samenka placers: а – monazite (Mnz), rutile (Rt) and zircon (Zrn); б – galena (Gn), tetrahedrite (Ttr) and chalcocite (Ccp); в – albite (Ab), illite (Ilt), titanite (Ttn) and chlorite (Chl); г – muscovite (Mus), pyrite (Py), rutile and zircon, Fu – Cr-bearing muscovite (fuchsite).

танит, хлорит и глинистые минералы; с калиевым полевым шпатом ассоциирует кварц.

Пробность золота с включениями циркона варьирует от 878 до 963 % (мода 930–940 %). Характерной особенностью циркона является постоянное присутствие HfO_2 (0.91–2.06 мас. %) (табл. 4). Циркон часто ассоциирует с кварцем, рутилом, гидроксидами Fe и монацитом-(Ce) и реже – с пиритом, халькопиритом и сульфосолями.

Кварц является наиболее распространенным минералом-включением в золоте всех исследованных россыпей. Пробность в зернах золота с включениями кварца значительно варьирует от 861 до 985 % (мода 950–960 %). Кварц встречается в ассоциации с большинством выявленных минералов.

Включения рутила также обнаружены в золоте из всех исследованных россыпей. Пробность золота с включениями рутила варьирует от 878 до 975 % с модой 940–950 %. Большинство зерен рутила содержит (мас. %): Fe_2O_3 (0.73–7.24), V_2O_3 (0.32–3.15), Al_2O_3 (0.15–4.97); редко отмечаются Nb_2O_5 (0.31–8.05), WO_3 (0.49–5.93) и Cr_2O_3 (до 0.81

(табл. 4)). Рутил присутствует в совместных включениях в самородном золоте с 12 минералами, наиболее характерными из которых являются кварц, гидроксиды Fe, мусковит, пирит.

Диапазон пробности золота с включениями монацита составляет 912–956 % (мода 930–940 %) (табл. 5). Химический состав монацита-(Ce) (мас. %): Ce_2O_3 (28.94–35.07), La_2O_3 (15.98–24.97), Nd_2O_3 (7.66–14.29), а также ThO_2 (0.71–6.10), Fe_2O_3 (до 5.86) и SiO_2 (0.62–2.59). Основная ассоциация монацита: кварц + рутил + циркон.

Ксенотим-(Y) ассоциирует с фенгитом, рутилом и кварцем и содержит (мас. %) Dy_2O_3 (5.49–5.73 мас. %), Er_2O_3 (3.62–6.17 мас. %) и Yb_2O_3 (3.18–4.97 мас. %) (табл. 6). Ксенотим встречен в одном зерне золота, его пробность составляет 957 %.

Анкерит встречается в двух зернах золота из Сурья-Казанской россыпи, пробность которых меняется от 898 до 944 %. Для состава характерна примесь Mn Mn (0.35–0.45 мас. %) (табл. 7). В ассоциации с анкеритом встречаются кварц, мусковит, рутил, монацит.

Таблица 3. Химический состав микропластинчатых силикатов в самородном золоте из Сурья-Казанской и Саменской россыпей (мас. %)
 Table 3. Chemical composition of silicate microinclusions in native gold from the Sur'ya-Kazanskaya and Samenka placers (wt. %)

№	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MgO	P ₂ O ₅	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	Cr ₂ O ₃	MnO	V ₂ O ₃	Сумма	Кристаллохимическая формула
Глинистые минералы														
Мусковит (O = 11)														
1	36.15	34.39	8.44	8.26	0.30	2.77	1.43	0.05	0.62	0.00	0.00	—	93.52 ¹	
2	40.41	26.66	19.72	0.68	5.95	0.00	2.56	0.35	0.00	0.00	0.00	—	97.16 ²	
3	40.33	35.75	14.50	1.32	1.01	0.00	1.77	0.35	0.32	0.00	0.00	—	95.87 ³	
4	32.33	32.25	20.37	10.16	0.00	1.17	0.30	0.00	0.25	0.00	0.00	0.25	97.08	
5	27.62	24.39	39.40	1.48	0.00	1.60	0.37	0.00	0.32	0.05	0.71	—	96.96	
Сr-содержащий мусковит (O = 11)														
6	50.10	33.86	3.12	1.48	1.15	—	9.80	0.53	0.00	—	—	—	100.15 ⁴	(K _{0.79} Na _{0.07}) _{0.86} (Al _{1.71} Fe _{0.17} Mg _{0.11} Ti _{0.07}) _{2.05} (Si _{3.18} Al _{0.82}) _{4.00} O ₁₀ (OH _{1.89}) _{Cl_{0.11}2.00}
7	52.67	28.81	2.87	0.34	3.67	—	10.73	0.17	0.16	—	—	—	99.42	(K _{0.88} Na _{0.02} Ca _{0.01}) _{0.91} (Al _{1.55} Mg _{0.35} Fe _{0.15} Ti _{0.02}) _{2.07} (Si _{3.37} Al _{0.63}) _{4.00} O ₁₀ (OH) ₂
8	48.54	38.58	2.19	0.52	0.00	—	11.06	0.00	0.00	—	—	—	100.89	K _{0.89} (Al _{1.91} Fe _{0.12} Ti _{0.02}) _{2.05} (Si _{3.05} Al _{0.95}) _{4.00} O ₁₀ (OH) ₂
Феннит (O = 11)														
9	51.70	31.90	3.83	0.42	1.70	—	9.91	0.31	—	0.20	—	—	99.97	(K _{0.80} Na _{0.04}) _{0.84} (Al _{1.68} Fe _{0.20} Mg _{0.16} Ti _{0.02} C _{0.01}) _{2.07} (Si _{3.29} Al _{0.71}) _{4.00} O ₁₀ (OH) ₂
10	49.56	31.96	5.32	0.18	0.91	—	11.20	0.64	—	0.20	—	—	99.97	(K _{0.93} Na _{0.09}) _{1.02} (Al _{1.65} Fe _{0.29} Mg _{0.09} Cr _{0.01} Ti _{0.01}) _{2.05} (Si _{3.21} Al _{0.79}) _{4.00} O ₁₀ (OH) ₂
11	47.00	33.05	2.19	5.47	1.23	—	9.68	0.46	—	0.18	—	—	99.26	(K _{0.79} Na _{0.06}) _{0.85} (Al _{1.52} Ti _{0.26} Cr _{0.01}) _{2.03} (Si _{3.02} Al _{0.98}) _{4.00} O ₁₀ (OH) ₂
Хлорит (O = 14)														
12	52.27	26.36	7.42	0.60	3.16	—	10.93	0.00	—	—	—	—	100.74	(K _{0.89} (Al _{1.39} Fe _{0.40} Mg _{0.30}) _{2.12} (Si _{3.41} Al _{0.59}) _{4.00} O ₁₀ (OH) ₂
13	51.64	26.47	7.61	0.58	2.89	—	11.79	0.00	—	—	—	—	100.98	K _{0.98} (Al _{1.39} Fe _{0.41} Mg _{0.28} Ti _{0.03}) _{2.11} (Si _{3.36} Al _{0.64}) _{4.00} O ₁₀ (OH) ₂
14	51.41	26.75	7.28	0.53	2.70	—	11.68	0.20	—	—	—	—	100.55	(K _{0.97} Na _{0.03}) _{0.90} (Al _{1.41} Fe _{0.40} Mg _{0.26} Ti _{0.03}) _{2.09} (Si _{3.35} Al _{0.65}) _{4.00} O ₁₀ (OH) ₂
Титанит (O = 5)														
15	28.43	16.89	27.19	0.31	11.37	—	0.86	—	0.35	0.34	0.25	—	86.00	(Fe _{2.48} Mg _{1.26} Al _{1.26} K _{0.16} □ _{0.14} Ca _{0.04} Ti _{0.03} C _{0.03} Mn _{0.02}) _{6.00} (Si _{3.09} Al _{0.91}) _{4.00}
16	28.45	16.40	29.50	0.36	10.77	—	0.80	—	0.34	0.00	0.50	—	87.11	(Fe _{2.69} Mg _{1.73} Al _{1.21} □ _{0.13} K _{0.11} Ca _{0.04} Mn _{0.04} Ti _{0.03}) _{5.87} (Si _{3.16} Al _{0.90}) _{4.00} O ₁₀ (OH) ₈
17	25.55	18.63	25.30	0.00	15.61	—	0.00	—	0.00	0.00	0.48	—	85.57	(Mg _{2.53} Fe _{2.30} Al _{1.16} Mn _{0.05}) _{6.03} (Si _{2.78} Al _{1.22}) _{4.00} O ₁₀ (OH) ₈
Полевые шпаты (O = 8)														
18	30.09	0.86	1.10	39.39	—	—	—	—	28.01	—	—	—	0.53	99.98 Ca _{0.98} (Ti _{0.97} Fe _{0.03} V _{0.01}) _{1.01} (Si _{0.98} Al _{0.03}) _{1.01} O ₅
19	30.51	1.11	1.26	38.41	—	—	—	—	27.56	—	—	—	0.51	99.37 Ca _{0.97} (Ti _{0.95} Fe _{0.03} V _{0.01}) _{0.99} (Si _{1.00} Al _{0.04}) _{1.04} O ₅
20	31.01	2.00	1.92	37.30	—	—	—	—	27.37	—	—	—	0.38	99.98 Ca _{0.95} (Ti _{0.91} Fe _{0.05} V _{0.01}) _{0.97} (Si _{1.03} Al _{0.08}) _{1.11} O ₅
21	64.09	19.26	1.80	—	—	—	—	14.24	0.83	—	—	—	—	100.24 (K _{0.83} Na _{0.07}) _{0.90} (Al _{1.04} Fe _{0.06}) _{1.10} Si _{2.94} O ₈
22	69.22	19.77	0.00	—	—	—	—	0.00	11.04	—	—	—	—	100.03 Na _{0.93} Al _{1.01} Si _{3.01} O ₈
23	69.82	19.64	0.00	—	—	—	—	0.00	11.06	—	—	—	—	100.51 Na _{0.93} Al _{1.00} Si _{3.02} O ₈

Примечание. Здесь и в табл. 4, 5, 8 и 9 формулы минералов рассчитаны на количество аниона, указанное в скобках; прочерк – содержание ниже предела обнаружения. Анализы также содержат: ¹ – 0.87 мас. % PbO и 0.24 мас. % NiO; ² – 0.83 мас. % SrO; ³ – 0.18 мас. % Cl и 0.35 мас. % CuO; ⁴ – 0.11 мас. % Cl. Для хлорита содержания железа приведены в пересчете на FeO.

Note. Here and in Tables 4, 5, 8 and 9, formulas of minerals are calculated on the basis of anion sum indicated in parenthesis. The analyses contain: ¹ – 0.87 wt. % PbO and 0.24 wt. % NiO; ² – 0.83 wt. % SrO; ³ – 0.18 wt. % Cl. Dash – the content is below detection limit. The Fe content for chlorite are given as FeO

Таблица 4. Химический состав микровключений циркона и рутила в самородном золоте Сурья-Казанской и Саменской россыпей (мас. %)

Table 4. Chemical composition of zircon and rutile in native gold from the Sur'ya-Kazanskaya and Samenka placers (wt. %)

№ п/п	ZrO ₂	HfO ₂	Al ₂ O ₃	SiO ₂	WO ₃	Nb ₂ O ₅	V ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Сумма	Кристаллохимическая формула
Циркон (O = 4)										
1	66.09	1.41	—	32.53	—	—	—	—	100.02	(Zr _{0.99} Hf _{0.01}) _{1.00} (Si _{1.00} O ₄)
2	66.40	1.02	—	32.55	—	—	—	—	99.98	(Zr _{0.99} Hf _{0.01}) _{1.00} (Si _{1.00} O ₄)
3	65.90	1.35	—	32.70	—	—	—	—	99.95	(Zr _{0.99} Hf _{0.01}) _{1.00} (Si _{1.00} O ₄)
4	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	WO ₃	Nb ₂ O ₅	V ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Сумма	Кристаллохимическая формула
Рутил (O = 2)										
5	89.04	5.77	0.00	—	4.92	0.00	0.64	0.00	11.33	(Ti _{0.92} Fe _{0.06} W _{0.02} V _{0.01}) _{1.01} O ₂
6	89.83	3.23	1.03	—	0.00	4.61	1.30	0.00	10.17	(Ti _{0.92} Fe _{0.03} Nb _{0.03} Al _{0.02} V _{0.01}) _{1.01} O ₂
7	92.34	1.97	4.20	—	0.00	0.00	0.53	0.91	7.61	(Ti _{0.92} Al _{0.07} Fe _{0.02} V _{0.01} Cr _{0.01}) _{1.03} O ₂

Таблица 5. Химический состав микровключений монацита в самородном золоте из Сурья-Казанской россыпи (мас. %)

Table 5. Chemical composition of monazite microinclusions in native gold from the Sur'ya-Kazanskaya placer (wt. %)

№	Ce ₂ O ₃	La ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	ThO ₂	Pr ₂ O ₃	CaO	SiO ₂	Sm ₂ O ₃	P ₂ O ₅	Сумма	Кристаллохимическая формула
1	29.99	17.26	12.00	5.80	2.56	1.05	0.59	0.00	30.70	99.95	(Ce _{0.42} La _{0.25} Nd _{0.17} Th _{0.05} Pr _{0.04} Ca _{0.04}) _{0.97} (P _{1.00} Si _{0.02} O ₄
2	27.80	15.36	11.93	2.75	3.49	0.38	2.49	1.59	27.14	100.05	(Ce _{0.38} La _{0.21} Nd _{0.16} Fe _{0.16} Al _{0.07} Pr _{0.05} Th _{0.02} Sm _{0.02} Ca _{0.02}) _{0.99} (P _{0.87} Si _{0.09}) _{0.96} O ₄
3	31.23	15.85	12.91	2.78	3.24	0.43	0.00	2.53	29.64	99.96	(Ce _{0.45} La _{0.23} Nd _{0.18} Pr _{0.05} Th _{0.03} Sm _{0.03} Gd _{0.02} Ca _{0.02}) _{1.01} P _{0.99} O ₄

Примечание. Анализы №№ 2 и 3 содержат 1.51 мас. % Al₂O₃ / 5.62 мас. % Fe₂O₃ и 1.34 мас. % Gd₂O₃, соответственно. Формула монацита рассчитана на O = 4.

Note. Analyses nos. 2 and 3 contain 1.51 wt. % Al₂O₃ / 5.62 wt. % Fe₂O₃ and 1.34 wt. % Gd₂O₃, respectively. The formula of monazite is based on O = 4.

Таблица 6. Химический состав микровключений ксенотима в самородном золоте из Сурья-Казанской россыпи (мас. %)

Table 6. Chemical composition of xenotime microinclusions in native gold from the Sur'ya-Kazanskaya placer (wt. %)

№	Y ₂ O ₃	Er ₂ O ₃	Yb ₂ O ₃	Dy ₂ O ₃	Gd ₂ O ₃	Ho ₂ O ₃	P ₂ O ₅	Сумма	Кристаллохимическая формула
1	43.84	6.40	5.24	5.99	2.49	1.33	34.39	99.68	(Y _{0.82} Dy _{0.07} Er _{0.04} Yb _{0.04} Gd _{0.03} Ho _{0.01}) _{0.99} P _{1.00} O ₄
2	40.46	7.37	5.91	6.70	3.24	1.19	33.40	99.46	(Y _{0.75} Er _{0.08} Dy _{0.07} Yb _{0.06} Gd _{0.04} Ho _{0.01} Tb _{0.01} Fe _{0.01}) _{1.03} P _{0.98} O ₄
3	46.49	4.01	3.51	6.37	2.86	0.93	35.76	99.92	(Y _{0.79} Dy _{0.07} Er _{0.07} Yb _{0.05} Gd _{0.03} Ho _{0.01}) _{0.99} P _{0.99} O ₄

Примечание. Анализ № 2 содержит 0.55 мас. % Fe₂O₃ и 0.64 мас. % Tb₂O₃. Формула ксенотима рассчитана на O = 4.

Note. Analysis no. 2 contains 0.55 wt. % Fe₂O₃ and 0.64 wt. % Tb₂O₃. The formula of monazite is based on O = 4.

Таблица 7. Химический состав микровключений анкерита в самородном золоте из Сурья-Казанской россыпи (мас. %)

Table 7. Chemical composition of ankerite microinclusions in native gold from the Sur'ya-Kazanskaya placer (wt. %)

№ п/п	Ca	Fe	Mg	Mn	O	Сумма	Кристаллохимическая формула
1	28.52	14.44	8.12	0.44	48.10	99.62	Ca(Fe _{0.43} Mg _{0.56} Mn _{0.01}) _{1.00} CO ₃
2	26.05	15.68	8.86	0.35	48.82	99.76	Ca(Fe _{0.43} Mg _{0.56} Mn _{0.01}) _{1.00} CO ₃
3	26.87	14.90	9.22	0.45	48.41	99.85	Ca(Mg _{0.58} Fe _{0.41} Mn _{0.01}) _{1.00} CO ₃

Примечание. Формула анкерита рассчитана на основе атомных соотношений.

Note. The formula of ankerite is based on atomic ratios.

Таблица 8. Химический состав микровключений сульфидов и сульфосолей в самородном золоте из Сурья-Казанской и Саменской россыпей (мас. %)

Table 8. Chemical composition of sulfide and sulfosalt microinclusions in native gold from the Sur'ya-Kazanskaya and Samenka placers (wt. %)

№ п/п	Fe	Cu	S	Sb	Bi	Zn	As	Pb	Se	Te	Ni	Сумма	Кристаллохимическая формула
Пирит (S = 2)													
1	46.80	—	53.20	—	—	—	—	—	—	—	—	—	$\text{Fe}_{1.01}\text{S}_2$
2	46.91	—	53.09	—	—	—	—	—	—	—	—	—	$\text{Fe}_{1.01}\text{S}_2$
3	46.56	—	53.44	—	—	—	—	—	—	—	—	—	$\text{Fe}_{1.00}\text{S}_2$
Халькопирит (S = 2)													
4	30.47	34.00	35.53	—	—	—	—	—	—	—	—	—	$\text{Cu}_{0.97}\text{Fe}_{0.98}\text{S}_2$
5	30.32	34.73	34.94	—	—	—	—	—	—	—	—	—	$\text{Cu}_{1.00}\text{Fe}_{1.00}\text{S}_2$
6	30.20	35.01	34.78	—	—	—	—	—	—	—	—	—	$\text{Cu}_{1.02}\text{Fe}_{1.00}\text{S}_2$
Борнит (S = 4)													
7	10.45	64.17	25.37	—	—	—	—	—	—	—	—	99.99	$\text{Cu}_{5.10}\text{Fe}_{0.95}\text{S}_4$
8	11.40	62.80	25.70	—	—	—	—	—	—	—	—	99.90	$\text{Cu}_{4.93}\text{Fe}_{1.02}\text{S}_4$
Халькозин (S = 1)													
9	1.91	76.20	21.89	—	—	—	—	—	—	—	—	100.00	$(\text{Cu}_{1.76}\text{Fe}_{0.05})_{1.81}\text{S}$
10	0.70	78.65	20.65	—	—	—	—	—	—	—	—	100.00	$(\text{Cu}_{1.92}\text{Fe}_{0.02})_{1.94}\text{S}$
Галенит (S = 1)													
11	0.20	0.00	13.24	—	—	—	—	86.27	0.25	—	—	99.96	$\text{Pb}_{1.00}(\text{S}_{0.99}\text{Se}_{0.01})_{1.00}$
12	0.63	0.79	13.30	—	—	—	—	85.27	0.00	—	—	99.99	$(\text{Pb}_{0.99}\text{Cu}_{0.03}\text{Fe}_{0.03})_{1.04}\text{S}$
13	0.00	0.00	13.50	—	—	—	—	86.5	0.00	—	—	100.00	$\text{Pb}_{0.99}\text{S}$
Тетраэдрит (S = 13)													
14	2.93	38.75	24.78	21.89	4.51	3.61	3.54	—	—	—	—	100.01	$\text{Cu}_{6.07}\text{Cu}_{4.00}(\text{Zn}_{0.93}\text{Fe}_{0.88}\text{Cu}_{0.19})_{2.00}$ $(\text{Sb}_{3.02}\text{As}_{0.79}\text{Bi}_{0.36})_{4.11}\text{S}_{12}\text{S}_1$
15	2.96	38.47	24.77	21.94	4.62	3.74	3.50	—	—	—	—	100.00	$\text{Cu}_{6.04}\text{Cu}_{4.00}(\text{Zn}_{0.96}\text{Fe}_{0.89}\text{Cu}_{0.15})_{2.00}$ $(\text{Sb}_{3.03}\text{As}_{0.79}\text{Bi}_{0.37})_{4.19}\text{S}_{12}\text{S}_1$

В самородном золоте сохраняются включения сульфидов и сульфосолей. Чаще всего встречается пирит (Сурья-Казанская и Саменская россыпи). Диапазон пробности золота с включениями пирита составляет 883–956 % (мода 940–950 %). Пирит не содержит примесей (табл. 8). Он наблюдается в двух ассоциациях: кварц + рутил + циркон и гидроксиды Fe + монацит-(Ce).

Халькопирит обнаружен в зернах золота Сурья-Казанской россыпи, пробность которых составляет 912–943 % (преобладает 910–920 %). Химический состав без примесей (табл. 8). Минерал образует устойчивые ассоциации: пирит + кварц + циркон и тетраэдрит + галенит.

Борнит встречен в одном зерне золота из Сурья-Казанской россыпи, пробность которого составляет 960 %. В составе борнита примеси не обнаружены (табл. 8). В ассоциации с борнитом другие минералы не встречаются.

Минералы группы халькозина обнаружены в одном зерне золота из Благодатной россыпи, проб-

ность которого составляет 969 %. В химическом составе халькозин содержит Fe (1.91–10.45 мас. %) (табл. 8). В ассоциации с минералами группы халькозина отмечается кварц.

Галенит и блеклая руда, представленная тетраэдритом, ассоциируют друг с другом в одном зерне золота из Сурья-Казанской россыпи, пробность которого составляет 943 %. В галените зафиксированы мас. %: Fe (0.20–0.69), Cu (до 0.79) и Se (до 0.25 м) (табл. 8). Для тетраэдрита характерно присутствие (мас. %): Fe (2.91–2.96), Zn (3.61–3.74), Sb (21.87–21.94), As (3.50–3.62), Bi (4.42–4.62) (табл. 8). В ассоциации с тетраэдритом и галенитом встречаются халькопирит и циркон.

Теллуриды встречены в зернах золота из Сурья-Казанской (мелонит) и Саменской (алтант) россыпей. Пробность золота с алтантом составляет 943 %, с мелонитом – 897 %. С алтантом ассоциируют титанит, кварц и глинистые минералы, с мелонитом – глинистые минералы. Состав теллуридов стехиометричный (табл. 9).

Таблица 9. Химический состав микровключений теллуридов в самородном золоте из Сурья-Казанской и Саменской россыпей (мас. %)

Table 9. Chemical composition of telluride microinclusions in native gold from the Sur'ya-Kazanskaya and Samenka placers (wt. %)

№ п/п	Pb	Se	Te	Ni	Сумма	Кристаллохимическая формула
Алтait (Te = 1)						
1	61.87	–	38.13	–	100.00	Pb _{1.00} Te
Мелонит (Te = 2)						
2	–	–	80.37	18.36	98.73	Ni _{0.99} Te ₂
3	–	–	80.81	18.84	99.65	Ni _{1.01} Te ₂

Характеристика пород таборной свиты

Саменская россыпь залегает на породах таборной свиты, представленных песчаниками и глинистыми сланцами с полимиктовыми конгломератами в основании, для которых характерно высокое содержание Cr-содержащего мусковита. На Приполярном Урале известна аналогичная по составу и структурному расположению золотоносная алькесвожская свита. Изученные образцы пород таборной свиты представляют собой мелко-среднезернистые, средне-крупнозернистые песчаники с частыми включениями обломков крупно- и гигантозернистой размерности. Обломочная часть представлена кварцем (80–85 %), слюдами (10–15 %), хлоритом (до 5 %) и калиевым полевым шпатом (до 5 %). Из акцессорных минералов встречаются турмалин, рутил, циркон, монацит, ксенотим, магнетит и гематит, хромшпинелиды. В отобранных четырех протолочных пробах из наиболее насыщенных фукситом участков таборной свиты золото не обнаружено.

Содержание Cr₂O₃ в мусковите из пород таборной свиты варьирует от 0.62 до 4.42 мас. %, минерал также содержит (мас. %): Na₂O (0.35–1.15), MgO (0.88–4.47), TiO₂ (0.46–2.86), BaO (1.54–2.93), Cl (0.31–1.20) и Fe₂O₃ (1.28–11.56). В хромшпинелидах установлены (мас. %): MgO (0.78–9.09), TiO₂ (до 1.17), MnO (1.43–2.13) и ZnO (0.82–4.26). Хлорит содержит (мас. %): Cr₂O₃ (0.55–1.62), K₂O (0.39–1.60). В рутиле зафиксирован (мас. %): Fe₂O₃ (0.56–2.34) и Al₂O₃ (1.87–3.23); в магнетите (мас. %): TiO₂ (0.90–7.08), MgO (0.62–1.75), Cr₂O₃ (0.51–5.19), CoO (до 0.23) (ЭП 2).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Источники россыпной минерализации региона

Морфология изученных зерен золота из Саменской, Сурья-Казанской и Благодатной россыпей свидетельствуют, что их перенос происходил на сравнительно малые расстояния от коренного источника. Поскольку на Приполярном Урале несколько рудопроявлений золота (Нестеровское, Амфитеатр) относятся к типу палеороссыпей (Антошина и др., 2011; Кузнецова и др., 2018), связанных с породами алькесвожской свиты верхнего кембрая–нижнего ордовика, то на Кваркушской площади, в первую очередь, привлекает внимание таборная свита того же возраста, занимающая аналогичное структурное положение и имеющая сходный вещественный состав. Для алькесвожской свиты характерна золотоносность во всем объеме и особо высокая (до первых десятков граммов на тонну) – в фукситсодержащих горизонтах; типичными акцессорными минералами алькесвожской свиты являются рутил, гематит, магнетит, хромшпинелиды с примесью Zn, монацит, ксенотим и другие минералы (Повонская, Ефанова, 1999).

Таборная свита приурочена к межформационному контакту между рифей-вендинским комплексом доуралид и каледоно-герцинским комплексом уралид. Изученные отложения таборной свиты по петрографической и минеральной характеристике, содержаниям Cr в мусковите (Повонская и др., 1999) и примесей в хромшпинелидах (Онищенко, 1999), в целом, аналогичны алькесвожской свите и, соответственно, могут рассматриваться в качестве возможного источника золота.

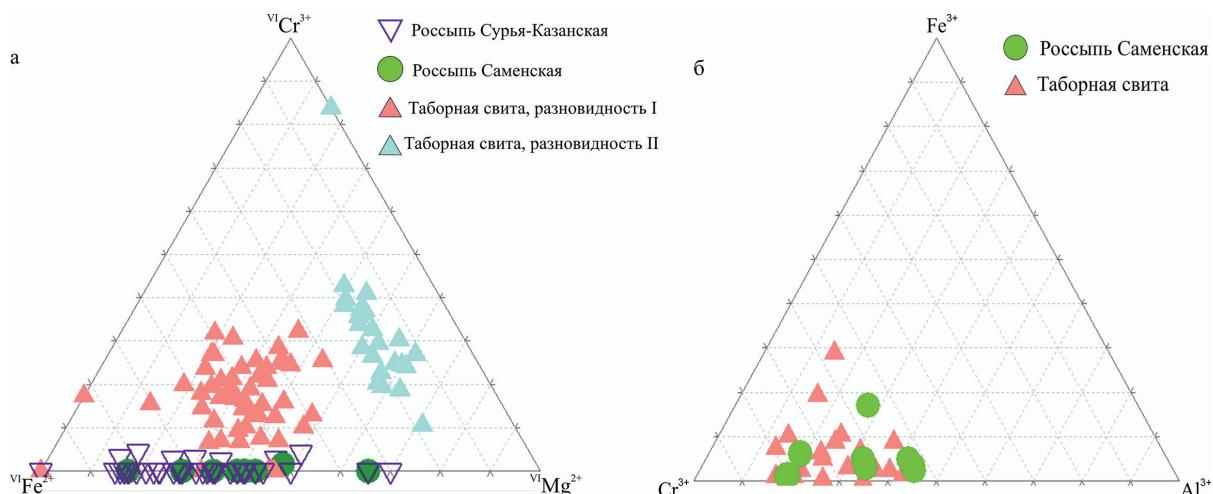


Рис. 9. Соотношение компонентов в слюдах (а) и хромшпинелидах (б) из зерен самородного золота Сурья-Казанской и Саменской россыпей и пород таборной свиты.

Fig. 9. Ratio of components in micas (a) and chromospinels (b) from Sur'ya-Kazanskaya and Samenk gold placers and rocks of the Tabor Formation.

Таборная свита как источник самородного золота

Для определения возможной золотоносности таборной свиты было проведено сравнение состава слюд и хромшпинелидов из пород таборной свиты и из включений в золоте россыпей. Слюды группы мусковита встречаются в виде включений в золоте Саменской и Сурья-Казанской россыпей и в обломочной части пород таборной свиты. Хромшпинелиды встречаются в магнитной фракции изученных проб из Саменской россыпи и в виде акцессорных минералов в породах таборной свиты.

Слюды группы мусковита из таборной свиты можно разделить на две разновидности, которые отличаются друг от друга по соотношению Fe и Mg в октаэдрической позиции и встречаются в примерно равных количествах (рис. 9а). Разновидность I характеризуется отношением Fe : Mg от 2.30 до 0.80. В менее железистой разновидности II это соотношение составляет 0.66–0.33. Включения слюд в золоте из Саменской и Сурья-Казанской россыпей соответствуют этим же разновидностям, однако среди них значительно преобладают слюды разновидности I, к которой относятся все слюды с хромом, тогда как слюды разновидности II хром не содержат. Несколько изученных слюд как из таборной свиты, так и из зерен золота не содержат Mg. Слюды из таборной свиты и включений в золоте из россыпей отличаются по содержанию Cr. Наличие

двух разновидностей слюд может указывать на их происхождение из различных источников. Хромшпинелиды таборной свиты и магнитной фракции Саменской россыпи, в целом, имеют сходный состав (рис. 9б).

Таким образом, отсутствие золота в изученных пробах из таборной свиты, а также отличия в составе, в первую очередь разные содержания Cr, в слюдах группы мусковита из таборной свиты и микроподвключениях в самородном золоте указывают на малую вероятность того, что породы таборной свиты являются основным источником золота исследуемых россыпей.

Сравнение с золотоносными месторождениями Приполярного Урала

Основными особенностями исследуемых россыпей является их приуроченность к породам таборной свиты и наличие включений Cr-содержащего мусковита (фуксита) в золоте. На Приполярном Урале известны два месторождения, в которых золото связано с фукситсодержащими породами – Чудное и Нестеровское.

Месторождение Чудное связано с позднерифейскими метабазальтами и метариолитами саблегорской свиты; золото-палладиевое оруденение приурочено к тонким фукситовым прожилкам, образующим линейные штокверки. Содержание золота в метариолитах с прожилками составляет

2–8 г/т, а на наиболее обогащенных участках достигает сотен граммов на тонну (Онищенко, Кузнецов, 2024). В целом, содержание Au меняется от 65.8 до 92.7 мас. % Ag – от 0.4 до 33.8 мас. %, почти всегда присутствуют Cu (до 12.7 мас. %) и Pd (до 2.9 мас. %), редко встречается Hg (до 1.28 мас. %). Иногда в золоте в виде кайм отмечаются более высокопробные участки (Онищенко, Кузнецов, 2023). Самородное золото часто встречается в сростках с другими минералами: алланитом, кварцем, калиевым полевым шпатом, фукситом, атенеитом, альбитом и мертиитом (Palyanova et al., 2021). Самородное золото изучаемых россыпей отличается гораздо меньшими вариациями пробности и для него не характерно наличие примесей Pd и Hg, а содержания Cu гораздо ниже.

Нестеровское месторождение связано с терригенными породами алькасвожской свиты, золото в нем распределено по всему разрезу и имеет наибольшие содержания в фукситизированных участках. Самородное золото в целом выдержано по химическому составу: пробность варьирует от 978 до 983 %, типичными примесями являются Cu (0.55–2.19 мас. %) и Ag (0.28–0.97 мас. %), редко фиксируются Pd (0.08–1.47 мас. %) и Hg (до 0.2 мас. %). В ассоциации с золотом встречаются минералы Pd, в частности атенеит, а также фуксит, кварц, мусковит. Для зерен золота характерны высокопробные оторочки (Кузнецов и др., 2018). Золото исследуемых россыпей также приурочено к породам таборной свиты, аналогичным алькасвожской свите, однако для самородного золота из россыпей Кваркушского района характерны больший разброс пробности и содержаний Ag, а также не характерны примеси Pd и Hg.

Таким образом, золото Благодатной, Саменской и Сурья-Казанской россыпей значительно отличаются по набору элементов-примесей от такого из месторождений Чудное и Нестеровское. Сходство микровключений минералов наблюдается только для наиболее распространенных минералов (кварц, мусковит, полевые шпаты) и фуксита. В геологическом плане россыпи приурочены к породам, подобным алькасвожской свите, но не имеют связи с породами, подобными саблегорской свите. Скорее всего, рассмотренные золоторудные месторождения Приполярного Урала не являются аналогом коренного источника описываемых россыпей.

Возможный генетический тип коренного источника

Н.В. Петровской (1973) были исследованы парагенетические минеральные ассоциации в золоторудных месторождениях и установлены так называемые «продуктивные» ассоциации в рудах месторождений золота различных формаций. Эти ассоциации представляют собой равновесные минеральные совокупности, формирующиеся в узких интервалах физико-химических параметров в условиях стадиального рудообразования. В рамках этой модели принято, что в каждой стадии формируется одна или несколько парагенетических минеральных ассоциаций (Петровская, 1973).

Современные исследователи выделяют устойчивые, вариабельные и эпизодические ассоциации для основных типов золоторудных месторождений. Минеральные ассоциации, особенно доминирующие, служат важным диагностическим критерием для отнесения золоторудной минерализации к определенному рудно-формационному типу (Николаева и др., 2023). Нами выявлен широкий спектр минералов-включений в золоте, большинство из которых известно в составе золоторудных ассоциаций в различных месторождениях по всему миру (табл. 10). Разнообразие геологических обстановок, в которых формируются золоторудные месторождения, отражается в специфических минеральных ассоциациях и составе элементов-примесей в рудных минералах.

На основе анализа состава, размера и пробности золота и минеральных включений в нем предполагается, что золото изученных россыпей связано с золото-кварцевым малосульфидным и золото-полисульфидно-кварцевым типами месторождений.

На связь с золото-кварцевым малосульфидным типом указывают преобладание высокопробных зерен золота с включениями кварца, редко ассоциирующего с сульфидами, а также характерные для этого типа включения рутила, мусковита, полевых шпатов и хлоритов. Месторождения этого типа формируются на орогенных стадиях развития складчатых областей в условиях больших и средних глубин. Углеродсодержащие терригенные и карбонатно-терригенные толщи, вмещающие золото-кварцевую малосульфидную минерализацию, часто метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации (Николаева, Михайлов, 2015).

Таблица 10. Характеристика основных типов коренных золоторудных месторождений по (Николаева, Михайлов, 2015) с дополнениями
Table 10. Characteristic of main types of gold deposits, modified after (Nikolaeva, Mikhaylov, 2015)

Типы месторождений	Золотоносные минеральные ассоциации	Минералы-включения	Размеры	Пробность	Элементы-примеси	Примеры месторождений
Золото-кварцевый с блеклой полиметаллической арсенопиритовой, сульфидно-полиметаллическая, кварцевая, сульфосольная	Сульфидно-полиметаллическая с блеклой рудой или без, пирит-арсенопиритовая, сульфидно-полиметаллическая, кварцевая, сульфосольная	Карбонаты, мусковит, парагонит, хлорит, альбит, рутил, апатит	Преобладание мелкого (0.25–1.00 мм) золота	Средняя и высокая (850–950 %)	Cu, Fe, Pb, As, Bi, Sb, Te	Советское, Нагалкинское, Ветренское, Совиное
Золото-кварц-сульфидный	Кварц-пирит-арсенопиритовая, сульфидно-полиметаллическая с блеклой рудой или без, кварцевая руда, сульфидно-полиметаллическая	Галенит, халькопирит, сфалерит, блеклая руда, арсенопирит, пирротин	Преимущественно микроскопическое (<0.05 мм)	Средняя и высокая. Для золота ранней генерации типична пробность 900–940 %, поздней – 860–880 %	Fe, Cu, Pb, Bi, Te, As	Сухой Лог, Голец Высочайший, Верникое, Александро-Невское, месторождения пояса Абитиби (Канада, Helt, 2012)
Золото-мышьяковисто-сульфидный	Бертьерит-антимонитовая, халькостигбит-сфалерит-блекловорудная, пирит-арсенопиритовая, сульфидно-полиметаллическая	Пирит, арсенопирит, пирротин, антимонит, бертьерит, ауростигбит, галенит, сфалерит	Преобладает субмикроскопическое и тонкодисперсное (<0.0005–0.01 мм), реже встречается тонкое (0.01–0.1 мм)	Для субмикроскопического и тонкодисперсного — высокая (900–950 %), для более крупного — средняя и высокая (800–950 %)	Cu, Hg, Sb, Pb, As	Олимпиадинское, Майское, Нежданинское, Кючюс, Квадрилаперо Феррифирро (Бразилия; Chauvet et al., 2001), Мурунтау (Узбекистан; Савчук и др., 2018), Кумтор (Киргизия; Борисов и др., 2001)
Золото-антимонит-кварцевый	Бертьерит-антимонитовая, пирит-арсенопиритовая, сульфидно-полиметаллическая	Антимонит, бертьерит, гидрослюды, пирит, арсенопирит, сфалерит, галенит, халькопирит	Преобладает тонкое (0.01–0.1 мм) золото при широком диапазоне размеров: от субмикроскопического до среднего	Преобладает высокопробное золото (900–950 %)	Общая бедность примесями	Сарылах, Сентачан, Малтан

Продолжение таблицы

Типы месторождений	Золотоносные минеральные ассоциации	Минералы-включения	Размеры	Пробность	Элементы-примеси	Примеры месторождений
Золото-полисульфидно-кварцевый	Полисульфидная и сульфидно-полиметаллическая с минералами Bi и Te, сульфидно-теллуридно-висмутовая, теллуридная пирит-арсенопиритовая	Арсенопирит, пирит, шеелит, пирротин, галенит, сфалерит, анкерит, мусковит, блеклые руды, теллуриды	Преобладает мелкое (0.25–1.00 мм)	Преобладает высокопробное золото (900–950 %) при широких вариациях. Зачастую распределение полимодальное	Cu, Fe, Pb, Bi, As, Te, Co, Ni, Zn, Sb	Березовское, Кончарское, Дарасунское, Любавинское, Калтурии (Австралия; Vieleicher et al., 2016)
Золото-скарновый	Медно-сульфидная, висмуто-теллуридная, пирит-арсенопиритовая, кварцевая	Магнетит, гематит, пирит, халькопирит, халькоzin, борнит, пирротин, сфалерит, галенит	Преобладает тонкое и мелкое золото (0.05–0.25 мм)	Преимущественно высокая и средняя (850–950 %)	Cu (до первых %), Bi, As, Te, Sb	Лебедское, Синюхинское, Тарорское, Никель Плейт, Пик Хилл (Австралия; White et al., 1995)
Золото-серебряный	Теллуридная, полисульфидная, блекловорудная, серебро-акантитовая, серебро-сульфосольная, алдуляр-кварцевая	Карбонаты, гидрослюды, алдуляр, глинистые минералы, цеолиты, эпидот, блеклые руды, гематит, антимонит	Преобладает золото (0.05–0.1 мм)	Преобладает низкопробное золото (700–800 %), высокая дисперсия пробности, полимодальное распределение	Fe, As, Cu, Pb, Hg, Sb, Se, Mn	Карамкен, Балейско-Тасеевское, Агинское, Хаканджа, Пуэбло Вьехо (Доминикана; Nelson, 2000), Сакаримб (Румыния; Ciobanu et al., 2005)

Месторождения золото-полисульфидно-кварцевого типа в изучаемом районе, вероятно, связаны с лиственит-березитовыми метасоматитами, на что указывают включения сульфидов (пирит, халькопирит, тетраэдрит, галенит), теллуридов, слюд ряда мусковит-фенгит, анкерита и фуксита, высокая и очень высокая пробность золота с этими включениями (Сазонов, Коротеев, 2009).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Золото Сурья-Казанской, Са-менской и Благодатной россыпей Кваркушского района (Пермский край) характеризуется высокой и очень высокой пробностью: 802–999, 865–999 и 923–985 %, соответственно. Для большинства зерен золота характерны маломощные высокопробные каймы. Наиболее распространеными примесями в золоте являются Ag (до 14.02 мас. %) и Cu (до 2.20 мас. %), спорадически установлены Fe и Te.

В россыпях преобладают плохо- и слабоокатанные зерна золота, в 80 % случаев обнаружены минеральные включения. В связи с этим, предполагается, что транспортировка золота происходила на малые расстояния и коренные источники расположены поблизости. Тонкие высокопробные каймы указывают на слабую степень химической переработки самородного золота.

Наиболее распространенными минеральными включениями в изученном россыпном золоте являются кварц, глинистые минералы, рутил, слюды группы мусковита, циркон, гидроксиды Fe и пирит. В большинстве зерен золота встречаются включения нескольких минералов, из них наиболее часто встречаются следующие ассоциации: кварц и рутил; кварц и пирит; кварц, фенгит, мусковит и Сr-содержащий мусковит; рутил и циркон; монацит-(Ce) и циркон.

По составу и морфологии золото россыпей Кваркушского района заметно отличается от месторождений Приполярного Урала (Чудное, Нестеровское); основные отличия связаны с пробностью, составом элементов примесей и набором минеральных включений самородного золота. Изученные пробы пород таборной свиты не золотоносны, изученные слюды этих пород отличаются от слюдомикровключений в зернах золота, в породах данной свиты отсутствуют известные коренные месторождения; источником золота изучаемых россыпей данные породы скорее всего не являются.

Геологическое строение территории, пробность золота и минеральный состав включений позволяют предположить два основных типа источника: жилы золото-кварцевого малосульфидного типа и лиственит-березитовые метасоматиты золото-полисульфидно-кварцевого типа. Перспективы поиска коренных месторождений в Кваркушском районе связаны, прежде всего, с зонами тектонических нарушений, где могут локализоваться березитизированные и лиственитизированные породы, а также кварцевые жилы. Таким образом, генетическая модель россыпного золота Кваркушского района предполагает его образование в результате разрушения близлежащих гидротермально-метасоматических систем, связанных с магматическими породами кислого состава, а также региональным метаморфизмом. Для уточнения источников необходимы полевые геологические исследования по выявлению зон метасоматических изменений, а также дополнительные геохимические и изотопные исследования.

ЛИТЕРАТУРА

Антошкина А.И., Салдин В.А., Сандула А.Н., Никулова Н.Ю., Пономаренко Е.С., Шадрин А.Н., Шеболкин Д.Н., Канева Н.А. (2011) Палеозойское осадконакопление на внешней зоне шельфа пассивной окраины северо-востока Европейской платформы. Сыктывкар, Геопринт, 200 с. <https://doi.org/10.19110/98491-029>

Борисов Ф.И., Горбанева Т.В., Замалетдинов Т.С., Караев Ю.В., Ларина Т.В., Никоноров В.В., Тольский В.И. (2001) Золото Киргизстана. Книга 1. Геология. Условия локализации. Бишкек, Наси, 271 с.

Есипов П.М., Заболотская М.Ф., Зудин Ф.Д. (1950ф) Геологическая карта Урала масштаба 1 : 200 000, листы Р-40-XXXIV (восточная половина), Р-40-XXXV (западная половина). Отчет Верхне-Вишерской геологосъемочной партии по работам лета 1949 г. Свердловск.

Захаров И.Н. (2023ф) Проектная документация на осуществление работ по объекту: «Проведение в 2023–2025 годах региональных геолого-съемочных работ масштаба 1 : 200 000 на группу листов в пределах Приволжского и Уральского ФО». Санкт-Петербург, 342 с.

Копылов И.С., Наумов В.А., Наумова О.Б., Харитонов Т.В. (2015) Золото-алмазная колыбель России. Пермь, ПГНИУ, 131 с.

Кротов П.И. (1885ф) Предварительный отчет о геологических исследованиях в Пермской губернии, произведенных летом 1885. Санкт-Петербург, тип. А. Якобсона, 34 с.

Кузнецов С.К., Майорова Т.П., Сокерина Н.В., Глухов Ю.В. (2018) Золотоносные районы западного склона Урала и Тимана. *Известия Коми НЦ УрО РАН*, 4(36), 81–94. <https://doi.org/10.19110/1994-5655-2018-4-81-94>

Курбацкий А.М., Шимановский В.А., Клименко Б.В. (1964ф) Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000, листы Р-40 130-В, Г, -131-В. Отчет Кутимской партии о поисково-съемочных работах, проведенных на западном склоне Северного Урала в бассейне рек Улс и Кутим в 1962–1963 гг. Пермь.

Милановский Е.Е. (1996) Геология России и ближнего зарубежья (Северной Евразии). Москва, МГУ, 448 с.

Наумов В.А., Коврижных С.В. (2018) Основные черты формирования золотоносных россыпей на западном склоне Среднего Урала. *Вестник Пермского университета. Геология*, 17(2), 164–170. <http://dx.doi.org/10.17072/psu.geol.17.2.164>

Ненахов М.Е., Попов А.П., Суханова Е.Ф. (1948ф) Геологическая карта Северного Урала масштаба 1 : 100 000, лист Р-40-118 (восточная половина) и лист Р-40-130 (восточная половина). Отчет Вишерской железо-рудной экспедиции по геолого-съемочным и поисковым работам за 1947 г. Свердловск.

Николаева Л.А., Гаврилов А.М., Некрасова А.Н. (2023) Изучение золота при геологоразведочных работах: методические рекомендации. Москва, ЦНИГРИ, 73 с.

Николаева Л.А., Михайлов Б.К. (2015) Самородное золото рудных и россыпных месторождений России: атлас. Москва, Акварель, 200 с.

Николаева Л.А., Яблокова С.В. (2007) Типоморфные особенности самородного золота и их использование при геологоразведочных работах. *Руды и металлы*, 6, 41–57.

Онищенко С.А. (1999) О реликтах хромшпинелидов в базальной части алькесвожской толщи (рудопроявление Нестеровское, приполярный Урал). *Золотоносные конгломераты Урала*, 3, 8–9.

Онищенко С.А., Кузнецов С.К. (2023) Самородное золото Au-Pd месторождения Чудное (Приполярный Урал, Россия). *Геология и геофизика*, 64(2), 233–254. <https://doi.org/10.15372/GiG2022122>

Онищенко С.А., Кузнецов С.К. (2024) Минералы палладия и платины в рудах Au-Pd месторождения Чудное (Приполярный Урал, Россия). *Литосфера*, 24(3), 526–546. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-3-526-546>

Петровская Н.В (1973) Самородное золото. Общая характеристика, типоморфизм, вопросы генезиса. Москва, Наука, 347 с.

Повонская Н.В., Ефанова Л.И. (1999) Типоморфные особенности минералов алькесвожской толщи на участке Нестеровский. *Золотоносные конгломераты Урала*, 3, 9–18.

Попов А.Г. (2017) Золото бассейна р. Вишеры Северного Урала. *Геология и полезные ископаемые Западного Урала*, 17, 49–57.

Попов В.В., Зобачев В.А., Качанов А.Н. (1966ф) Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000, листы Р-40-142-А, В и Б, Г (западная половина). Отчет о работах Яйвинской геологосъемочной партии на западном склоне Северного Урала (хр. Кваркуш) за 1963–1965 гг. Пермь.

Савчук Ю.С., Асадулин Э.Э., Волков А.В., Аристов В.В. (2018) Уникальное месторождение золота Мурунтау (Узбекистан): геодинамическая позиция и происхождение рудообразующей системы. *Геология рудных месторождений*, 60(5), 413–447. <https://doi.org/10.1134/S0016777018050064>

Сазонов В.Н., Коротеев В.А. (2009) Основные золотопродуктивные и сопутствующие метасоматические формации Урала. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 161 с.

Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А. (2001) Месторождения золота Урала. Екатеринбург, УГГА, 622 с.

Федоров Е.С. (1896ф) Детальная геологическая съемка Богословского горного округа. Пермь, Типолит. губ. правл., 25 с.

Чураков И.Ф. (1910ф) Месторождения золота в южной части Северного Урала. *Уральский техник*, 4(9), 3–14.

Чухров Ф.В. (1992) Минералы. Справочник. Том 4. Выпуск 1. Силикаты со структурой, переходной от цепочечной к слоистой. Слоистые силикаты (каолиновые минералы, серпентины, пирофиллит, тальк, слюды). Москва, Наука, 599 с.

Chauvet A., Piantone P., Barbanson L., Nehlig P., Pedroletti I. (2001) Gold deposit formation during collapse tectonics: structural, mineralogical, geochronological, and fluid inclusion constraints in the Ouro Preto gold mines, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Economic Geology*, 96(1), 25–48. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.96.1.25>

Ciobanu C.L., Cook N.J., Capraru N., Damian G., Cristera P. (2005) Mineral assemblages from the vein salband at Sacarimb, Golden Quadrilateral, Romania: I. Sulphides and sulphosalts. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 43, 47–55.

Helt K.M. (2012) The Canadian Malartic deposit: an example of oxidized intrusion-related gold mineralization in the Abitibi Greenstone belt, Quebec, Canada. M.Sc. thesis. Montreal, McGill University, 171 p.

Nelson C.E. (2000) Volcanic domes and gold mineralization in the Pueblo Viejo district, Dominican Republic. *Mineralium Deposita*, 35(6), 511–525. <https://doi.org/10.1007/s001260050258>

Palyanova G., Murzin V., Borovikov A., Karmanov N., Kuznetsov S. (2021) Native gold in the Chudnoe Au-Pd-REE deposit (Subpolar Urals, Russia): composition, minerals in intergrowth and genesis. *Minerals*, 11(5), #451. <https://doi.org/10.3390/min11050451>

Rieder M., Giancarlo C., D'yakonov Yu.S., Frank-Kamenetskii V.A., Gottardi G., Guggenheim S., Koval P.V., Muller G., Neiva A.M.R., Radoslovich E.W., Robert J.-L., Sassi F.P., Takeda H., Wiss Z., Wones D.R. (1999) Nomenclature of micas. *Mineralogical Magazine*, 62(2), 267–279. <https://doi.org/10.1180/minmag.1999.063.2.13>

Vielreicher N.M., Groves D.I., McNaughton N.J. (2016) The giant Kalgoorlie gold field revisited. *Geoscience Frontiers*, 7(3), 359–374. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2015.07.006>

White N.C., Leake M.J., McCaughey S.N., Pariris B.W. (1995) Epithermal gold deposits of the southwest Pacific. *Journal of Geochemical Exploration*, 54(2), 87–136. [https://doi.org/10.1016/0375-6742\(95\)00027-6](https://doi.org/10.1016/0375-6742(95)00027-6)

REFERENCES

Antoshkina A.I., Saldin V.A., Sandula A.N., Nikulova N.Yu., Ponomarenko E.S., Shadrin A.N., Shebolkin D.N., Kaneva N.A. (2011) *Paleozoic sedimentation in the outer shelf part of the NE European platform passive margin*. Syktyvkar, Geoprint, 200 p. (in Russian) <https://doi.org/10.19110/98491-029>

Borisov F.I., Gorbaneva T.V., Zamaletdinov T.S., Karaev Yu.V., Larina T.V., Nikonorov V.V., Tolsky V.I. (2001) *Gold of Kyrgyzstan. Book 1. Geology. Localization conditions*. Bishkek, Nasi, 271 p. (in Russian)

Chauvet A., Piantone P., Barbanson L., Nehlig P., Pedroletti I. (2001) Gold deposit formation during collapse tectonics: structural, mineralogical, geochronological, and fluid inclusion constraints in the Ouro Preto gold mines, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Economic Geology*, 96(1), 25–48. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.96.1.25>

Chukhrov F.V. (1992) Minerals. Guide. Volume 4. Issue 1. Silicates with a transitional chain to layered structure. Layered silicates (kaolinite minerals, serpentines, pyrophyllite, talc, micas). Moscow, Nauka, 599 p. (in Russian)

Churakov I.F. (1910) Unpublished report on gold deposits in the southern part of the North Urals. *Uralsky technik (Urals Engineer)*, 4(9), 3–14. (in Russian)

Ciobanu C.L., Cook N.J., Capraru N., Damian G., Cristera P. (2005) Mineral assemblages from the vein

- salband at Sacarimb, Golden Quadrilateral, Romania: I. Sulphides and sulphosalts. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 43, 47–55.
- Esipov P.M., Zabolotskaya M.F., Zudin F.D. (1950) Geological map of the Urals on a scale of 1 : 200 000, sheets P-40-XXXIV (eastern half) and P-40-XXXV (western half). Unpublished report of the Upper Vishera geological survey party about the summer work of 1949. Sverdlovsk. (in Russian)
- Fedorov E.S. (1896) Detailed geological survey of the Bogoslovsky mining district. Perm, Tipolit. publ. pravl., 25 p. (in Russian)
- Helt K.M. (2012) The Canadian Malartic deposit: an example of oxidized intrusion-related gold mineralization in the Abitibi Greenstone belt, Quebec, Canada. M.Sc. thesis. Montreal, McGill University, 171 p.
- Kopylov I.S., Naumov V.A., Naumova O.B., Kharitonov T.V. (2015) Gold-diamond cradle of Russia. Perm, PGNIU, 131 p. (in Russian)
- Krotov P.I. (1885) Preliminary unpublished report on geological studies in Perm region conducted in summer 1885. St. Petersburg, tip. A. Yakobson, 34 p.
- Kurbatsky A.M., Shimanovsky V.A., Klimenko B.V. (1964) Geological map of the Urals on a scale of 1 : 50 000, sheets R-40 130-V, G, -131-V. Unpublished report of the Kutim party prospecting and survey work in the western slope of the North Urals in the basin of the Uls and Kutim rivers in 1962–1963. Perm. (in Russian)
- Kuznetsov S.K., Mayorova T.P., Sokerina N.V., Glukhov Yu.V. (2018) Gold-bearing regions of the western slope of the Urals and Timan. *Izvestiya Komi NTs UrO RAN (Proceedings of the Komi SC UB RAS)*, 4(36), 81–94. (in Russian) <https://doi.org/10.19110/1994-5655-2018-4-81-94>
- Milanovsky E.E. (1996) Geology of Russia and of CIS countries (Northern Eurasia). Moscow, MGU, 448 p. (in Russian)
- Naumov V.A., Kovrizhnykh S.V. (2018) Main features of the formation of gold-bearing placers on the western slope of the Central Urals. *Vestnik Permskogo universiteta. Geologia (Bulletin of the Perm University. Geology)*, 17(2), 164–170. (in Russian) <http://dx.doi.org/10.17072/psu.geol.17.2.164>
- Nelson C.E. (2000) Volcanic domes and gold mineralization in the Pueblo Viejo district, Dominican Republic. *Mineralium Deposita*, 35(6), 511–525. <https://doi.org/10.1007/s001260050258>
- Nenakhov M.E., Popov A.P., Sukhanova E.F. (1948) Geological map of the North Urals on a scale of 1 : 100 000, sheet P-40-118 (eastern half) and sheet P-40-130 (eastern half). Unpublished report of the Vishera Fe expedition on geological survey and prospecting in 1947. Sverdlovsk. (in Russian)
- Nikolaeva L.A., Mikhailov B.K. (2015) Native gold from ore and placer deposits in Russia: atlas. Moscow, Akvarel, 200 p. (in Russian)
- Nikolaeva L.A., Yablokova S.V. (2007) Typomorphic features of native gold and their use in geological exploration. *Rudy i metally (Ores and Metals)*, 6, 41–57. (in Russian)
- Nikolaeva L.A., Gavrilov A.M., Nekrasova A.N. (2023) Study of gold in geological exploration: methodological recommendations. Moscow, TsNIGRI, 73 p.
- Onishchenko S.A. (1999) Chromite relics in the basal part of the Alkesvozh Formation (Nesterovskoe ore occurrence, Circumpolar Urals). *Zolotonosnye conglomerate Urala (Gold-Bearing Conglomerates of the Urals)*, 3, 8–9. (in Russian)
- Onishchenko S.A., Kuznetsov S.K. (2023) Native gold of the Chudnoe gold-palladium deposit (Subpolar Urals, Russia). *Russian Geology and Geophysics*, 64(2), 191–209. <https://doi.org/10.2113/RGG20214452>
- Onishchenko S.A., Kuznetsov S.K. (2024) Palladium and platinum minerals in Au-Pd ores of the Chudnoye deposit (Subpolar Urals, Russia). *Litosfera (Lithosphere)*, 24(3), 526–546. (in Russian) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-3-526-546>
- Palyanova G., Murzin V., Borovikov A., Karmanov N., Kuznetsov S. (2021) Native gold in the Chudnoe Au-Pd-REE deposit (Subpolar Urals, Russia): composition, minerals in intergrowth and genesis. *Minerals*, 11(5), #451. <https://doi.org/10.3390/min11050451>
- Petrovskaya N.V. (1973) Native gold. General characteristics, typomorphism, questions of genesis. Moscow, Nauka, 347 p. (in Russian)
- Popov A.G. (2017) Gold of the Vishera River basin of the North Urals. *Geologiya i poleznye iskopaemye Zapadnogo Urala (Geology and Mineral Deposits of the Western Urals)*, 17, 49–57. (in Russian)
- Popov V.V., Zobachev V.A., Kachanov A.N. (1966) Geological map of the Urals on a scale of 1 : 50 000, sheets of-40-142- A, C and B, D (western half). Unpublished report on works of the Yayvin geological survey party on the western slope of the North Urals (Kvarkush region) in 1963–1965. Perm. (in Russian)
- Povonskaya N.V., Efanova L.I. (1999) Typomorphic features of minerals of the Alkesvozh Formation at the Nesterovsky area. *Zolotonosnye conglomerate Urala (Gold-Bearing Conglomerates of the Urals)*, 3, 9–18. (in Russian)
- Rieder M., Giancarlo C., D'yakonov Yu.S., Frank-Kamenetskii V.A., Gottardi G., Guggenheim S., Koval P.V., Muller G., Neiva A.M.R., Radoslovich E.W., Robert J.-L., Sassi F.P., Takeda H., Wiss Z., Wones D.R. (1999) Nomenclature of micas. *Mineralogical Magazine*, 62(2), 267–279. <https://doi.org/10.1180/minmag.1999.063.2.13>
- Savchuk Yu.S., Asadulin N.E., Volkov A.V., Aris-tov V.V. (2018) The Muruntau deposit: geodynamic position and variant of genetic model of the ore-forming system. *Geology of Ore Deposits*, 60(5), 365–397. <https://doi.org/10.1134/S0016777018050064> (in Russian)

Sazonov V.N., Koroteev V.A. (2009) *Main gold productive and accompanying metasomatic complexes of the Urals*. Yekaterinburg, IGG UrO RAN, 196 p. (in Russian)

Sazonov V.N., Ogorodnikov V.N., Koroteev V.A., Polenov Yu.A. (2001) *Gold deposits of the Urals*. Yekaterinburg, UGGA, 622 p. (in Russian)

Vielreicher N.M., Groves D.I., McNaughton N.J. (2016) The giant Kalgoorlie gold field revisited. *Geoscience Frontiers*, 7(3), 359–374. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2015.07.006>

White N.C., Leake M.J., McCaughey S.N., Parris B.W. (1995) Epithermal gold deposits of the southwest Pacific. *Journal of Geochemical Exploration*, 54(2), 87–136. [https://doi.org/10.1016/0375-6742\(95\)00027-6](https://doi.org/10.1016/0375-6742(95)00027-6)

Zakharov I.N. (2023) *Unpublished report on project documentation for works “Conducting the 2023–2025 regional geological survey works on a scale of 1 : 200 000 for sheets within the Volga and Urals federal districts.”* St. Petersburg, 342 p. (in Russian)

Информация об авторах

Шамсутдинов Михаил Дмитриевич – бакалавр, Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия; shamsutdinov.michail@yandex.ru

Петров Сергей Викторович – кандидат геолого-минералогических наук, доцент, Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия; petrov64@gmail.com

Information about authors

Mikhail D. Shamsutdinov – Bachelor Student, St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia; shamsutdinov.michail@yandex.ru

Sergey V. Petrov – Cand. Sci. (Geol.-Mineral.), Associate Professor, St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia; petrov64@gmail.com



<https://doi.org/10.35597/2313-545X-2025-11-4-5>

УДК 552.54:553.08

Минералы Zn в магнезитовых породах мурандавской свиты, Дальний Восток России

Е.А. Рожкова¹, М.О. Ким², И.А. Блинов¹

¹Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН,
г. Миасс, Челябинская обл., 456317 Россия; rozhkova95.len@yandex.ru

²ООО «Русское горно-химическое общество», ул. Павловская 7, г. Москва, 115093 Россия

Статья поступила в редакцию 22.10.2025 г., после доработки 24.11.2025 г., принята к печати 04.12.2025 г.

Аннотация. Статья содержит результаты минералого-петрографического и электронно-микроскопического исследования магнезитовых пород мурандавской свиты (Дальний Восток России). Установлено, что основная часть магнезитовых пород сложена криптозернистым магнезитом, а перекристаллизованные карбонаты в прожилках и линзах представлены доломитом и магнезитом. В перекристаллизованных карбонатах и вблизи них обнаружены собственные минералы Zn – гемиморфит ($Zn_4Si_2O_7(OH)_2 \cdot H_2O$), цинксиллит ($Zn_3Si_4O_{10}(OH)_2 \cdot 4H_2O$) и сфалерит (ZnS). Совместно со сфалеритом отмечены галенит (PbS), кёстерит (Cu_2ZnSnS_4) и не диагностированные сульфосоль Pb-Fe-Sn-Sb и сульфид Pb и Cd, а гемиморфит и цинксиллит содержат тонкие включения сульфида Hg. Предположительно, гемиморфит и цинксиллит образовались в результате окисления сфалерита.

Ключевые слова: магнезит, силикаты цинка, сфалерит, мурандавская свита, Малохинганская провинция, Дальний Восток России.

Финансирование. Работа поддержана государственной бюджетной темой № 122031600292-6.

Благодарности. Авторы благодарят Е.В. Белогуб за консультации и ценные замечания.

Конфликт интересов. Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанных с рукописью.

Вклад авторов. Е.А. Рожкова – разработка концепции, оптико-микроскопические исследования, сбор информации, написание черновика рукописи, визуализация; М.О. Ким – написание черновика рукописи; И.А. Блинов – электронная микроскопия. Все авторы одобрили финальную версию статьи перед публикацией.

Для цитирования: Рожкова Е.А., Ким М.О., Блинов И.А. Минералы Zn в магнезитовых породах мурандавской свиты, Дальний Восток России. *Минералогия*, 2025, 11(4), 78–95. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2025-11-4-5>

Zn minerals in magnesite rocks of the Murandavskaya formation, Far East Russia

Е.А. Рожкова¹, М.О. Ким², И.А. Блинов¹

¹South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS, Miass, Chelyabinsk region,
456317 Russia; rozhkova95.len@yandex.ru

²CJSC Russian Mining and Chemical Society, ul. Pavlovskaya 7, Moscow, 115093 Russia

Received 22.10.2025, revised 24.11.2025 accepted 04.12.2025

Abstract. The paper presents the results of mineralogical-petrographic and electron microscopic studies of magnesite rocks of the Murandavskaya Formation (Far East Russia). It is established that the magnesite rocks mainly consist of cryptocrystalline magnesite, whereas recrystallized carbonates in veins and lenses include

dolomite and magnesite. The Zn minerals (hemimorphite $Zn_4Si_2O_7(OH)_2 \cdot H_2O$, zincsilite $Zn_3Si_4O_{10}(OH)_2 \cdot 4H_2O$, and sphalerite ZnS) are found inside and close to recrystallized carbonates. Galena (PbS), kësterite (Cu_2ZnSnS_4) and unidentified Pb–Fe–Sn–Sb sulfosalt and Pd–Cd sulfide occur together with sphalerite, whereas hemimorphite and zincsilite contain fine inclusions of a Hg sulfide. Hemimorphite and zincsilite most likely formed by oxidation of sphalerite.

Keywords: magnesite, zinc silicates, sphalerite, Murandavskaya Formation, Maly Khingan province, Far East Russia.

Funding. This work was supported by state contract no. 122031600292-6.

Acknowledgments. The authors thank E.V. Belogub for consultations and valuable comments.

Conflict of interest. The authors declare no conflicts of interest related to the manuscript.

Author contributions. E.A. Rozhkova – conceptualization, optical microscopic studies, data collection, writing the manuscript, visualization; M.O. Kim – writing the manuscript; I.A. Blinov – electron microscopy. All authors approved the final version of the article before publication.

For citation: Rozhkova E.A., Kim M.O., Blinov I.A. Zn minerals in magnesite rocks of the Murandavskaya formation, Far East of Russia. *Mineralogy*, 2025, 11(4), 78–95. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2025-11-4-5>.

ВВЕДЕНИЕ

На территории России месторождения магнезита известны на Южном Урале, в Енисейском кряже, Восточном Саяне, Забайкалье, а также в Еврейской автономной области на Дальнем Востоке (Малохинганская брусит-магнезитовая провинция). Считается, что они относятся к двум формационным типам – терригенно-карбонатному и ультрамафитовому докембрийского возраста (Методические..., 2007). Малохинганская провинция представляет интерес в связи с выявленными на ее территории Кульдурским и Савкинским гидротермально-метасоматическими месторождениями мономинерального брусита, а также тем, что магнезитоносный комплекс слабометаморфизован и неизначительно перекристаллизован, почти полностью сохранил первичные седиментационные текстуры и структуры пород продуктивной толщи, в связи с чем геологи, проводившие геологическое изучение провинции (С.А. Музылев, М.В. Чеботарев, А.И. Шевелев и др.), признавали их осадочное происхождение (Урасина и др., 1993).

В отличие от остальных перекристаллизованных и метасоматически измененных средне- и крупнозернистых отечественных магнезитов, магнезиты мурандавской свиты (Малохинганская провинция), а также Халиловского месторождения в коре выветривания (Оренбургская область) – криптокристаллические и, вероятно, первично осадочные. Обнаруженные в магнезитовых породах мурандавской свиты силикаты Zn не типичны для магнезитовых пород и представляют определенный

генетический интерес. Детальной характеристике обнаруженных фаз и посвящена статья.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА

Все месторождения и проявления магнезита Малохинганской провинции связаны с вендинижнекембрийской мурандавской свитой ($V-E_1mr$), которая входит в состав хинганской серии, согласно залегает на породах верхнериифейской игинчинской и согласно перекрывается нижнекембрийской лондоковской свитой (рис. 1) (Врублевский и др., 2000; Петрук и др., 2012; Добкин, 2016). Нижняя подсвита мурандавской свиты (Vmr_1) представлена существенно доломитовой толщей (650–750 м), датируемой вендром. В средней части разреза встречаются пачки риолитов (до 110 м). Доломит-магнезитовые породы и магнезиты в виде пластов (до 140 м) и линз (3–60 м) играют заметную роль в существенно доломитовом разрезе подсвиты. Верхняя подсвита мурандавской свиты ($V-E_1mr_2$) мощностью до 900 м отличается от нижней более пестрым составом и представлена углеродисто-кремнистыми, углеродисто-кремнисто-глинистыми и глинисто-серicitовыми сланцами, фтанитами, доломитами, доломитовыми брекчиями, известняками, песчаниками, реже магнетит-гематитовыми, браунит-гематитовыми, родохрозит-гематитовыми рудами и фосфоритами. На границе нижней и верхней толщ иногда наблюдаются седиментационные брекчии, возможно, связанные с проявлениями локального размыва. Общая мощность мурандавской свиты 1300–1650 м.

Отложения хинганской серии (игинчинская, муранданская, лондоковская свиты, кимканная толща) прорываются раннепалеозойскими интрузиями, которые в основном контролируются зонами крупных разломов. Отложения мурандавской свиты прорываются дайками гнейсовидных роговообманковых гранитов и габбро-гранодиорит-гранитных пород, которые, соответственно, относятся к биробиджанскому и тырмо-бууринскому комплексам, и совместно с породами мурандавской свиты подвержены наложенным структурным преобразованиям (Петрук и др., 2012; Добкин, 2016; Смирнова и др., 2016; Сорокин и др., 2016).

Терригенные, кремнисто-терригенно-карбонатные и кремнисто-терригенные формации венда-нижнего кембрия (Байкальский структурный этаж) выполняют Кимканский прогиб. В современном эрозионном срезе отложения прогиба наблюдаются в блоках II порядка, смещенных относительно друг друга Помпейевским разломом, и в останцах кровли палеозойских гранитоидных массивов. Блоки характеризуются сложным складчато-чешуйчатым строением с преобладающим меридиональным простиранием складок (Петрук и др., 2012).

Магнезиты образуют различные по размерам линзо- и пластообразные залежи, вытянутые согласно с вмещающими их доломитами. Центральные части залежей сложены однородными, чистыми по химическому составу магнезитами белого цвета с массивной текстурой и скрытокристаллической структурой. Среди однородных магнезитов встречаются участки окварцевания в виде прожилков и гнезд. Периферийные части залежей слагают брекчиевидные и пятнистые магнезиты, представляющие собой плотную породу, где на белом фоне скрытокристаллического магнезита выделяются участки и прожилки серого мелкозернистого доломита. На некоторых проявлениях залежи магнезитов окаймляются тальк-карбонатными породами (Врублевский и др., 2000).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Все исследования выполнены в Южно-Уральском федеральном научном центре минералогии и геоэкологии УрО РАН (г. Миасс, Россия). Изучено 57 образцов, включая 34 образца доломит-магнезитовых и магнезитовых пород, отобранных на участке развития мурандавской свиты. Оптико-микроскопические исследования в проходящем и отраженном свете выполнены при помощи мик-

скопов ADF U300P и AxioScope A.1. Для уточнения минерального состава пород использован рентгеноструктурный метод (дифрактометр Shimadzu XRD-6000, CuK- α излучение с монохроматором, количественный расчет проведен в программном комплексе SIROQUANT V.2). Отбор материала для рентгеноструктурного анализа произведен в максимально возможной близости от места взятия материала для шлифа.

Микрофотографии в обратно-рассеянных электронах (BSE) и состав минералов получены при помощи сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) Tescan Vega3 SBU с энергодисперсионным спектрометром (ЭДС) Oxford Instruments X-act (ускоряющее напряжение 20 кВ, время набора спектра 120 с). Использованные стандарты: диопсид – Ca и Mg для магнезита и доломита; Ca – цинксиллита; гематит – Fe в карбонатах; гапит – Zn в цинксилите, гемиморфите и карбонатах; оливин – Si в цинксилите и гемиморфите; крокоит – Pb в цинксилите; биотит – K в цинксилите; хлорит – Mg, Si и Fe в тальке; барит – Ba, S в барите; PbS – галенита и Pb и S в сульфосоли Pb-Fe-Sn-Sb; ZnS – сфалерита и Zn в кёстерите; касситерит – Sn в кёстерите и сульфосоли Pb-Fe-Sn-Sb; халькопирит – Cu в сульфосоли Pb-Fe-Sn-Sb и Cu, Fe и S в кёстерите; пирит – Fe и пирагирит – Sb в сульфосоли Pb-Fe-Sn-Sb; металлические Cd и Mn – Cd и Mn.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В пределах изученного участка развиты как осадочные карбонатные породы (доломиты и магнезиты), так и метасоматически измененные (серicitизированные, карбонатизированные, окварцованные) вулканические и субвулканические породы от среднего до основного состава с сохранившимися реликтовыми порфировыми структурами, а также биотит-кварц-хлоритовые и карбонат-хлорит-кварцевые сланцы (рис. 2а, б). Широко распространены тальковые и тальк-карбонатные сланцы (рис. 2в, г), карбонат в которых, по данным рентгеноструктурного анализа, представлен преимущественно доломитом с подчиненным содержанием магнезита, редко соотношение доломит/магнезит близко к 1:1.

Песчанистые доломиты, в которых по данным рентгеноструктурного анализа, доломит преобладает над магнезитом в соотношении примерно 3:1, в проходящем свете имеют градационно-слоистую текстуру и представлены мелко-тонкозернистым агрегатом карбоната с обломками кварца,

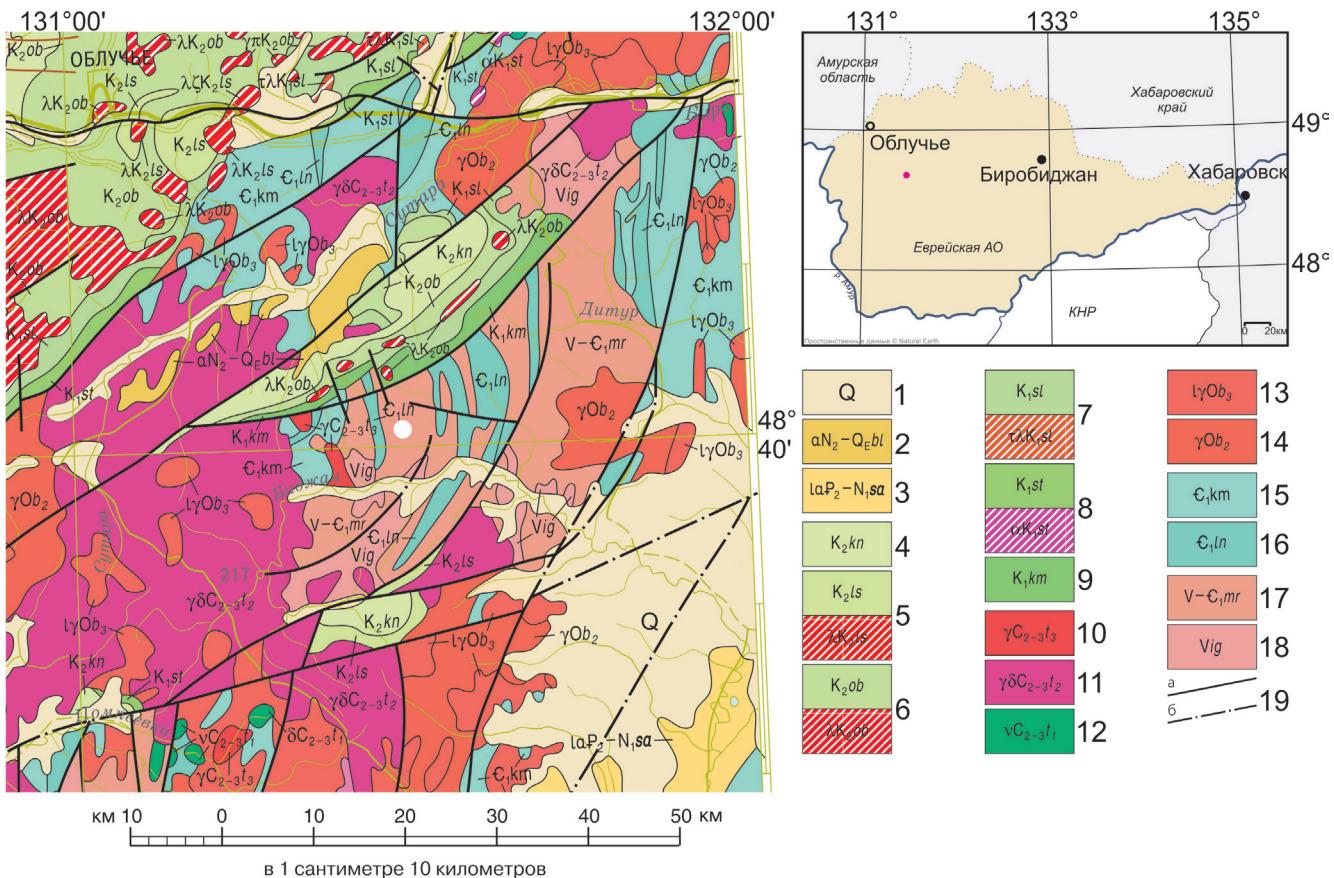


Рис. 1. Фрагмент геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 с упрощениями. Лист М-52. Авторы Н.Н. Петрук, Ю.Р. Волкова, ОАО «Амургеология», 2010 г.

1 – четвертичные образования: галечники, гравийники, алевриты, пески, супеси, суглинки, глины, илы, торфяники, гравийно-галечные и валунно-галечные отложения; 2 – белогорская свита: аллювиальные пески, гравийники, супеси, глины, суглинки; 3 – среднеамурская серия (чернореченская, бирофельдская, головинская и ушумунская свиты): алевриты, глины, пески, реже гравийники, галечники, бурые угли; 4 – кундурская свита: конгломераты, туфоконгломераты, галечники, гравелиты, песчаники, алевролиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, аргиллиты, туфы, каменные угли; 5 – лиственичная свита: риолиты, их туфы, игнимбриты, трахириолиты, туфогенные конгломераты, песчаники, алевролиты, туффиты; субвулканические риолиты и трахириолиты; риодациты ($\lambda\zeta$); 6 – обманийская свита: риолиты, редко трахириолиты и трахириодациты, их туфы, игнимбриты, ксенотуфы; субвулканические риолиты, дацириолиты, их брекции; гранит-порфиры ($\gamma\pi$); 7 – солнечная свита: туфы и лавы риолитов, трахириолитов, дациты, трахириодациты, игнимбриты риолитов и трахириолитов, туффиты, туфогенные алевролиты, песчаники, конгломераты; субвулканические трахириолиты и риолиты; 8 – станолирская свита: андезиты, их лавобрекции, туфы и туффиты, андезибазальты, трахибазальты, дациты, туфогенные песчаники, алевролиты, конгломераты; субвулканические андезиты, базальты, андезибазальты; 9 – каменушинская свита: песчаники, алевролиты, аргиллиты, гравелиты, конгломераты, каменные угли; 10–12 – тырмо-буреинский габбро-гранитный комплекс: 10) граниты; 11) гранодиориты; 12) габбро; диориты, габбродиориты (δ); 13, 14 – биробиджанский габбро-гранитный комплекс: 13) лейкограниты, умереннощелочные лейкограниты, аплиты, пегматиты; 14) граниты, гранодиориты, монцониты, кварцевые монцониты, кварцевые сиениты; 15 – кимканная толща: песчаники, алевролиты, глинистые, углеродисто-глинистые и кремнисто-глинистые сланцы, известняки, доломиты, яшмы, фтаниты, железные и марганцевые руды, прослои графитовых и кварцево-слюдистых сланцев, прослои и линзы риолитов и их туфов; 16 – лондковская свита: известняки, доломиты, кремнисто-глинистые и глинистые сланцы, часто углеродистые, фтаниты, форсфориты, прослои и линзы песчаников, алевролитов, кремнистых пород и кварцитов; 17 – мурандавская свита: доломиты, известковистые доломиты, сланцы глинистые, кремнистые, кремнисто-глинистые, песчаники, алевролиты, известняки, мергели, магнезиты, доломит-магнезитовые породы, фтаниты, железные и марганцевые руды, фосфориты, пласти и линзы риолитов и их туфов; 18 – игинчинская свита: песчаники, алевролиты, аргиллиты, сланцы глинистые, доломиты, известняки; 19 – разрывные нарушения: а – достоверные, б – достоверные, скрытые под более молодыми образованиями. Красной и белой точкой на карте обозначено местоположение объекта исследования.

Fig. 1. Simplified fragment of geological map on a scale of 1 : 1000000. Sheet M-52. Authors N.N. Petruk and Yu.R. Volkova, JSC Amuregology, 2010.

1 – Quaternary pebble, gravel, silt, sand, sandy loam, loam, clay, silt, peat, gravel-pebble and boulder-pebble deposits; 2 – Belya Gora Formation: alluvial sand, gravel, sandy loam, clay, loam; 3 – Middle Amur Group (Chernaya Rechka, Birofeld, Golovinskaya and Ushumun formations): silt, clay, sand, less common gravel, pebble, brown coal; 4 – Kundur Formation: conglomerate, tuff conglomerate, pebble, gravelite, sandstone, siltstone, tuff sandstone, tuff siltstone, mudstone, tuff, coal; 5 – Listvenichnaya Formation: rhyolite, their tuff, ignimbrite, trachyrhyolite, tuffaceous conglomerate, sandstone, siltstone, tuffite; subvolcanic rhyolite and trachyrhyolite; rhyodacites ($\lambda\zeta$); 6 – Obmaniy Formation: rhyolite, rarely trachyrhyolite and trachyrhyodacite, their tuff, ignimbrite, xenotuff, subvolcanic rhyolite, dacryolite and their breccias; granite porphyry ($\gamma\pi$); 7 – Solonechnaya Formation: tuff and lavas of rhyolite, trachyrhyolite, dacite, trachyrhyodacite, ignimbrite of rhyolite and trachyrhyolite, tuffite, tuffaceous siltstone, sandstone, conglomerate; subvolcanic trachyrhyolite and rhyolite; 8 – Stanolirskaya Formation: andesite, their lava breccia, tuff and tuffite, basaltic andesite, trachybasalt, dacite, tuffaceous sandstone, siltstone, conglomerate; subvolcanic andesite, basalt, basaltic andesite; 9 – Kamenushinskaya Formation: sandstone, siltstone, mudstone, gravelite, conglomerate, coal; 10–12 – Tyrmo-Bureya gabbro-granite complex: 10) granite; 11) granodiorite; 12) gabbro; diorite, gabbrodiorite (δ); 13, 14 – Birobidzhan gabbro-granite complex: 13) leucogranite, moderately alkali leucogranite, aplite, pegmatite; 14) granite, granodiorite, monzonite, quartz monzonite, quartz syenite; 15 – Kimkan Sequence: sandstone, siltstone, clayey shale, carbonaceous-clayey shale, siliceous-clayey shale, limestone, dolomite, jasper, chert, iron and manganese ores, interbeds of graphite and quartz-mica shales, interbeds and lenses of rhyolite and their tuff; 16 – Londokovskaya Formation: limestone dolomite, siliceous-clayey and clayey shale (often carbonaceous), chert, phosphorite, interbeds and lenses of sandstone, siltstone, siliceous rock and quartzite; 17 – Murandavskaya Formation: dolomite, calcareous dolomite, clayey shale, siliceous shale, siliceous-clayey shale, sandstone, siltstone, limestone, marls, magnesite, dolomite-magnesite rocks, chert, iron and manganese ores, phosphorite, beds and lenses of rhyolite and their tuff; 18 – Iginchin Formation: sandstone, siltstone, mudstones, clay shale, dolomite, limestone; 19 – faults: а – proven; б – proven but hidden under younger rocks. Red and white dots indicate the position of the studied object.

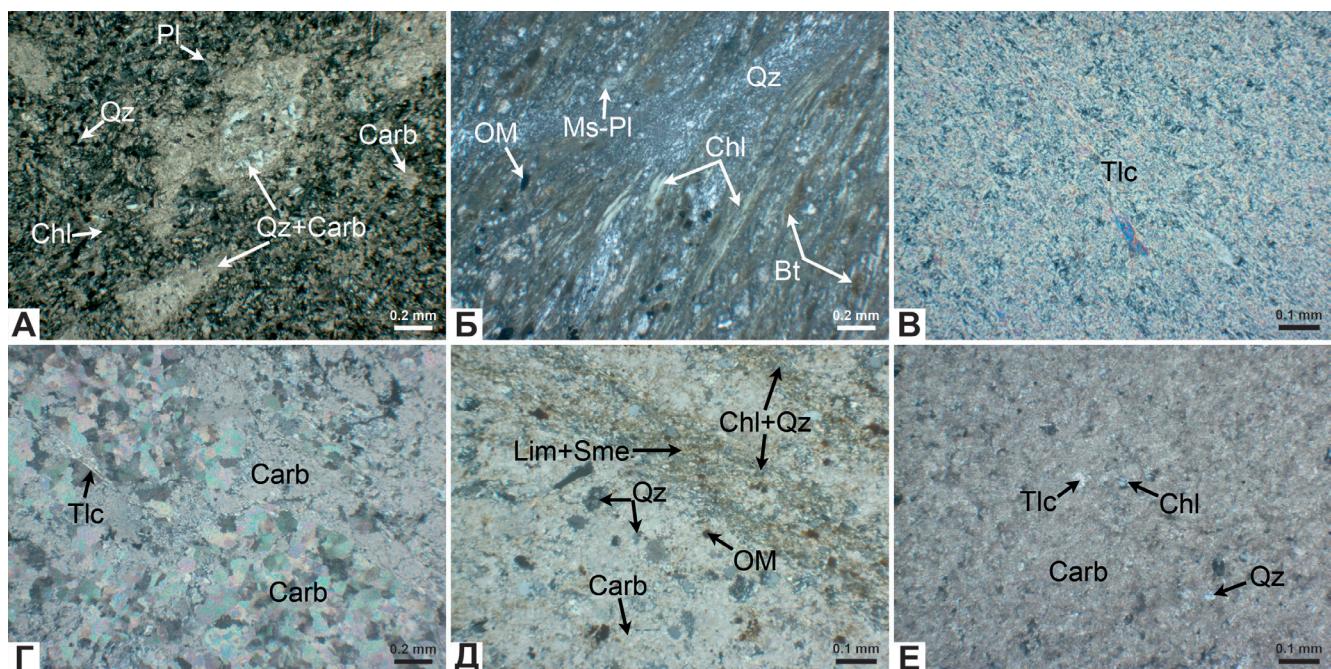


Рис. 2. Метасоматические (А–Г) и осадочные (Д, Е) доломитовые породы: А – кварц-хлорит-карбонатный метасоматит по субвуликанической породе основного (?) состава; Б – биотит-кварц-хлоритовый сланец; В – тальковый сланец; Г – тальк-карбонатный метасоматит; Д – песчанистый доломит; Е – доломитовая порода.

Проходящий свет с анализатором. Здесь и далее: Carb – карбонат; Qz – кварц; Pl – плагиоклаз; Bt – биотит; Chl – хлорит; Tlc – тальк; Ms – мусковит; Sme – глинистый минерал; Lim – Fe гидроксиды; OM – рудный минерал.

Fig. 2. Metasomatic (A – Г) and sedimentary (Д, Е) dolomite rocks: А – quartz-chlorite-carbonate metasomatite after mafic subvolcanic rock; Б – biotite-quartz-chlorite schist; В – talc schist; Г – talc-carbonate metasomatite; Д – sandy dolomite; Е – dolomite rock.

Transmitted light with analyzer. Hereinafter: Carb – carbonate; Qz – quartz; Pl – plagioclase; Bt – biotite; Chl – chlorite; Tlc – talc; Ms – muscovite; Sme – clay mineral; Lim – Fe hydroxides; OM – ore mineral.

чешуйками серицита и хлорита с прослойями из кварца и смектита (рис. 2д).

Доломитовые и магнезит-доломитовые породы серого и темно-серого цвета характеризуются пятнистой текстурой (рис. 3а). По данным рентгеноструктурного анализа в этих породах доломит либо существенно преобладает над магнезитом, либо находится с ним в соотношении ~1:1. В проходящем свете породы имеют крипто-тонкозернистую до мелкозернистой структуры, состоят из агрегата карбонатов с включениями кварца, талька, хлорита и рудного минерала и рассекаются прожилками и просечками гранозернистого карбоната и кварца, иногда с тальком и хлоритом (рис. 2е).

Магнезитовые и доломит-магнезитовые породы белого, редко сероватого или желтоватого цвета характеризуются плотной текстурой и криптозернистой структурой. По данным рентгеноструктурного анализа в этих породах магнезит преобладает над доломитом. Порода часто содержит гнезда и рассекается прожилками тонко-мелкозернистого гранозернистого кварца и карбонатов (магнезит и доломит). Иногда интенсивное прожилкование придает породе брекчевидную текстуру (рис. 3б–д).

Содержания элементов-примесей в магнезитовых породах незначительное, близкое к кларковому, характерному для земной коры.

В проходящем свете магнезитовые и доломит-магнезитовые породы имеют массивную текстуру, иногда пятнистую и полосчатую микротекстуру, представлены криптозернистым агрегатом карбоната, в котором иногда наблюдаются включения тонкозернистого карбоната, изометричных зерен и кристаллов кварца, призматических и игольчатых кристаллов талька (рис. 4а). Кристаллы кварца часто имеют гексагональные сечения и содержат включения криптозернистого карбоната. Иногда в основной массе криптозернистого карбоната наблюдаются трещины (похожие на трещины усыхания), выполненные криптозернистым карбонатом, возможно, с примесью глинистого минерала (рис. 4б). В некоторых образцах отмечены округлые, вытянутые, дугообразные и сложной формы агрегаты тонкозернистого карбоната (рис. 4в), предположительно, псевдоморфозы по органическим остаткам. Породы часто пересекаются тонкими карбонатами, реже кварцевыми просечками, встречаются прожилки и линзы перекристаллизованного гранозернистого и гребенчатого карбоната, часто с кварцем, редко в прожилках отмечен тальк (рис. 4).

В трех образцах магнезитовых пород обнаружены силикаты Zn, которые образуют рассеянную вкрапленность зерен с треугольным и ромбовидным сечением размером 0.02–0.15 мм в криптозернистой массе и прожилках перекристаллизованных карбонатов и кварца (рис. 4д–ж). Еще в одном образце в криптозернистой массе присутствует рассеянная вкрапленность сфалерита, а прожилки и гнезда перекристаллизованных карбонатов содержат сфалерит и галенит (рис. 4з).

С помощью СЭМ изучены образец с силикатами Zn (обр. № 1) и образец с галенит-сфалеритовой минерализацией (обр. № 2). В обоих образцах криптозернистый карбонат представлен магнезитом, а перекристаллизованные карбонаты, слагающие прожилки, гнезда и линзы – магнезитом и доломитом (рис. 5, 6). В химическом составе криптозернистого магнезита из обр. № 1 отмечена незначительная примесь Ca, тогда как перекристаллизованный магнезит содержит Mn и Fe (табл. 1). Помимо Ca в составе криптозернистого магнезита из обр. № 2 присутствуют также Mn и Zn, обнаруженные и в перекристаллизованном магнезите (табл. 1). Кассiterит отмечен в виде единичного включения в криптозернистом магнезите в обр. № 1.

Перекристаллизованный доломит в обр. № 1 содержит Mn, Sr, Zn, Cd и Pb, тогда как доломит в обр. № 2 отличается чистым составом (табл. 2). В образце № 1 в доломите обнаружено включение барита, в составе которого присутствует Sr (2.80 мас. % SrO) и Ca (1.58 мас. % CaO).

Силикаты Zn в обр. № 1 представлены гемиморфитом (водный диоритосиликат $Zn_2Zn_4Si_2O_7(OH)_2 \cdot H_2O$) и цинксилитом (слоистый силикат Zn из группы смектита $Zn_3Si_4O_{10}(OH)_2 \cdot 4H_2O$). Гемиморфит встречается в прожилках и просечках перекристаллизованных магнезита и доломита, редко образует вкрапленность в криптозернистом магнезите (рис. 5а, д, е). В гемиморфите отмечены тонкие включения сфалерита, галенита и сульфида Hg. Состав гемиморфита не имеет примесей (табл. 3).

Цинксилит образует рассеянную вкрапленность в криптозернистом магнезите вблизи прожилков и гнезд перекристаллизованных карбонатов и содержит включения сульфида Hg (рис. 5а, б, ж–и). В составе цинксилита присутствуют примеси Pb, Ca, Mg, K и S, аналитическая сумма характеризуется дефицитом, что, по-видимому, связано как с рыхлой структурой самого минерала, так и с подсветкой вмещающих карбонатов и реликтовых сульфидов (табл. 4).

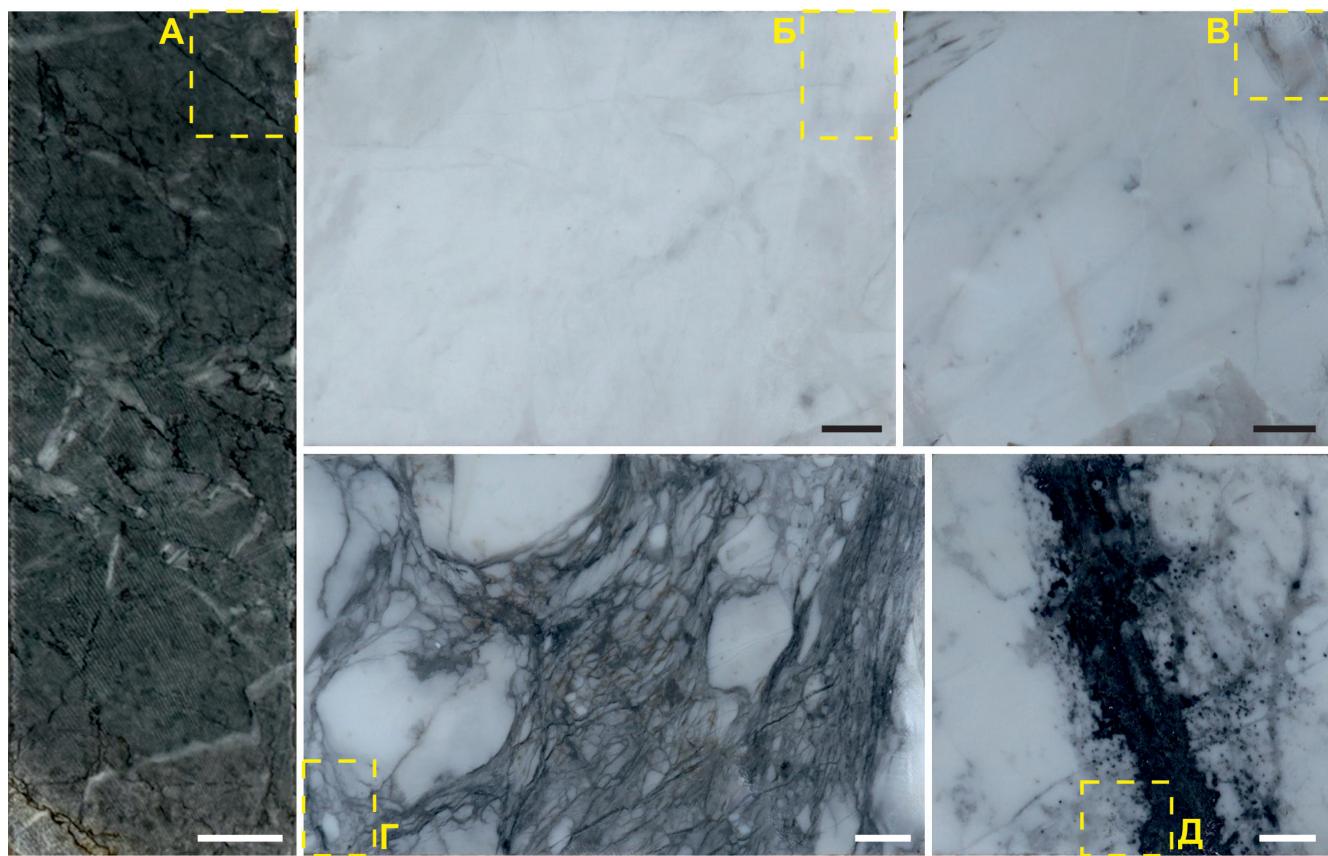


Рис. 3. Структуры изученных карбонатных пород: А – доломитовая порода с тонкозернистой структурой и прожилками мелкозернистого карбоната; Б–Д – магнезитовые породы: Б – массивная магнезитовая порода с криптозернистой структурой и редкими включениями и просечками доломита и кварца; В – массивная магнезитовая порода с криптозернистой структурой и включениями доломита (обр. № 1); Г – брекчииевидная магнезитовая порода; Д – магнезитовая порода с криптозернистой структурой и прожилком и тонкой вкрапленность сфалерита (обр. № 2).

Желтый контур – место взятия материала для шлифов. Масштаб 1 см.

Fig. 3. Structures of the studied carbonate rocks: А – dolomite rock; Б–Д – magnesite rocks: Б – massive magnesite rock with cryptogranular structure and rare dolomite and quartz inclusions and veinlets; В – massive magnesite rock with cryptogranular structure and dolomite inclusions (sample no. 1); Г – brecciated magnesite rock; Д – magnesite rock with cryptogranular structure and sphalerite veinlet and fine dissemination (sample no. 2).

Yellow contour indicates a sampling place for thin sections. Scale bar is 1 cm.

В перекристаллизованном магнезите из обр. № 1 отмечены единичные включения галенита размером до 3 мкм и сфалерита размером до 13 мкм, содержащего тонкое включение не установленного сульфида Pb и Cd (рис. 5г, д).

В образце № 2 сфалерит размером от 5.0 мкм до 2.5 мм образует гнезда и прожилки в перекристаллизованном магнезите, срастается с галенитом и сульфосолью Pb-Fe-Sn-Sb и содержит включения и вrostки кёстерита размером 1–30 мкм (рис. 6). Редко сфалерит отмечен в виде вкрапленности размером 30–150 мкм в криптозернистом магнезите (рис. 6а, б). В отличие от сфалерита агрегаты га-

ленита размером от 5.0 мкм до 1.8 мм встречаются только в перекристаллизованном магнезите, также выполняют интерстиции и срастаются со сфалеритом и сульфосолью Pb-Fe-Sn-Sb (рис. 6а, в–ж). Последняя отмечена в виде срастаний до 10 мкм со сфалеритом и галенитом, слагающих прожилок с перекристаллизованным магнезитом (рис. 6г, д, ж).

В обоих образцах в составе сфалерита отмечен Cd, в кёстерите – Fe (табл. 5). Состав сульфосолей Pb-Fe-Sn-Sb не рассчитывается на известные минеральные виды, но наиболее близок к франкеиту (табл. 6).

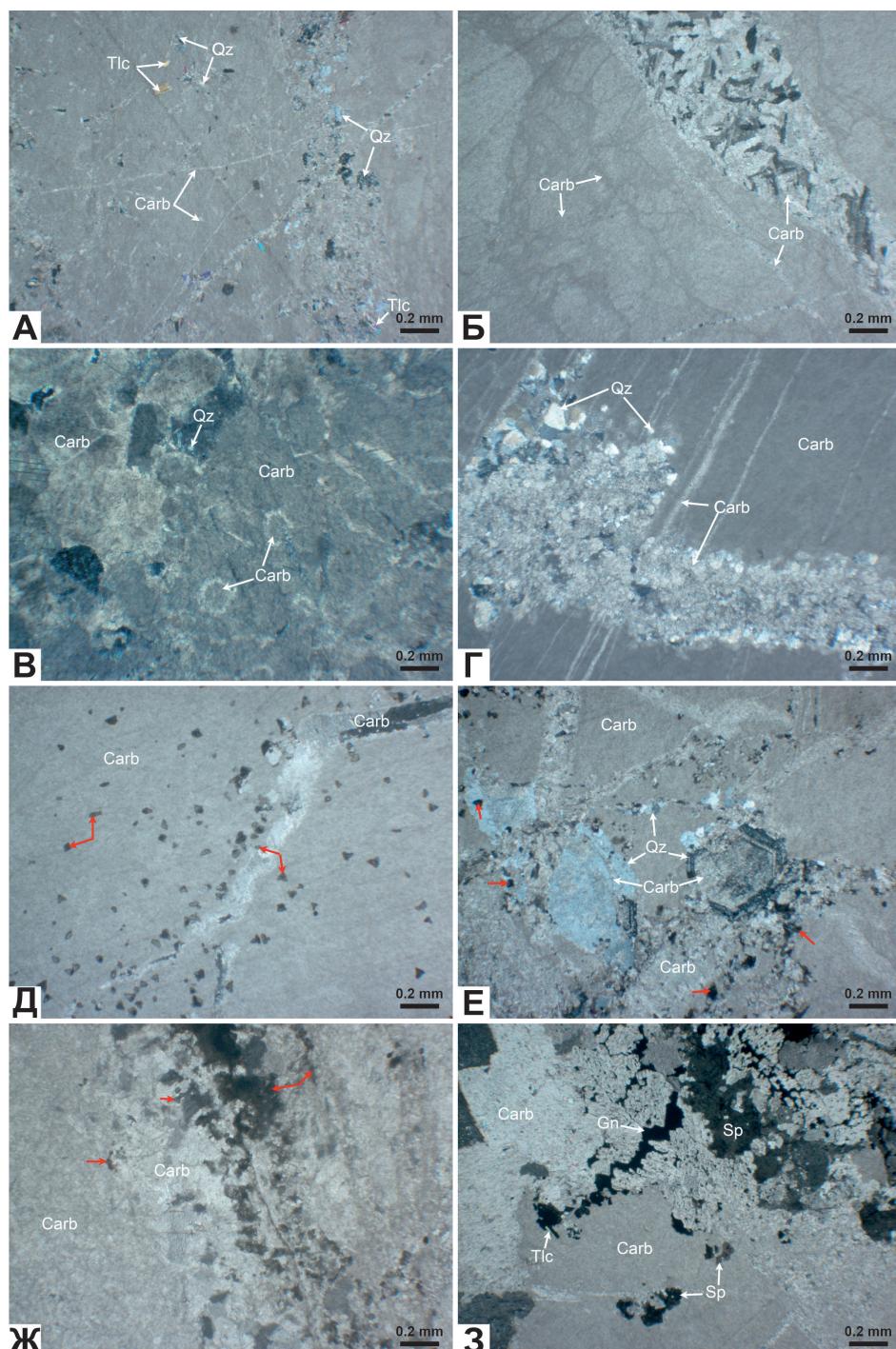


Рис. 4. Породообразующие и акцессорные минералы магнезитовых и доломит-магнезитовых пород: А – криптозернистый карбонат с включениями талька, кварца и тонкозернистого карбоната с карбонатным прожилком и просечками с тальком и кварцем; Б – трещиноватый криптозернистый карбонат с прожилками гребенчатого и тонкозернистого карбоната; В – окружные агрегаты тонкозернистого карбоната в криптозернистом карбонате с прожилком гранозернистого карбоната с кварцем; Г – прожилки и просечки карбоната и кварца в криптозернистом карбонате; Д – рассеянная вкрапленность силикатов Zn (стрелки) в криптозернистом карбонате вблизи прожилка гранозернистого карбоната; Е – вкрапленность силикатов Zn (стрелки) в криптозернистом карбонате и прожилках гранозернистого карбоната и гексагонального кварца; Ж – прожилок гранозернистого карбоната с вкрапленностью силикатов Zn (стрелки) в криптозернистом карбонате; З – прожилок гранозернистого карбоната с галенитом, сфалеритом и тальком в криптозернистом карбонате с вкрапленностью сфалерита.

Проходящий свет с анализатором. Sp – сфалерит, Gn – галенит.

Fig. 4. Rock-forming and accessory minerals of magnesite and dolomite-magnesite rocks: А – cryptogranular carbonate with inclusions of talc, quartz and fine-grained carbonate and carbonate veinlets with talc and quartz; Б – fractured cryptogranular carbonate with veinlets of comb and fine-grained carbonate; В – rounded aggregates of fine-grained carbonate in cryptogranular carbonate with vein of granular carbonate and quartz; Г – carbonate and quartz veins in cryptogranular carbonate; Д – dissemination of Zn silicates (arrows) in cryptogranular carbonate near the granular carbonate vein; Е – dissemination of Zn silicate (arrows) in cryptogranular carbonate and veinlets of granular carbonate and hexagonal quartz; Ж – granular carbonate vein with Zn silicates (arrows) in cryptogranular carbonate; 3 – granular carbonate vein with galena, sphalerite and talc in cryptogranular carbonate with sphalerite inclusions.

Transmitted light with analyzer. Sp – sphalerite, Gn – galena.

Таблица 1. Состав магнезита Мурандавской свиты (мас. %)

Table 1. Composition of magnesite of the Murandavskaya Formation (wt. %)

№ п/п	№ обр.	№ ан.	MgO	CaO	MnO	ZnO	FeO	CO ₂ *	Сумма**	Формулы
Криптозернистый магнезит										
1		24540f	46.32	0.84	–	–	–	51.24	98.38	(Mg _{0.99} Ca _{0.01}) _{1.00} CO _{3.00}
2		24540i	46.80	0.53	–	–	–	51.52	98.84	(Mg _{0.99} Ca _{0.01}) _{1.00} CO _{3.00}
3		24540n	47.17	0.39	–	–	–	51.81	99.37	(Mg _{0.99} Ca _{0.01}) _{1.00} CO _{3.00}
4		25547a	46.68	0.54	–	–	–	51.39	98.60	(Mg _{0.99} Ca _{0.01}) _{1.00} CO _{3.00}
5		24541c	46.40	0.17	0.48	–	–	51.10	98.16	(Mg _{0.992} Mn _{0.006} Ca _{0.003}) _{1.001} CO _{3.00}
6	2	24541f	46.63	–	0.44	0.40	–	51.41	98.89	(Mg _{0.990} Mn _{0.005} Zn _{0.004}) _{0.999} CO _{3.00}
7		25548b	47.86	–	–	–	–	52.26	100.12	Mg _{1.00} CO _{3.00}
Кристаллически-зернистый магнезит										
8		24540b	40.03	–	6.52	–	0.63	48.14	95.32	(Mg _{0.91} Mn _{0.08} Fe _{0.01}) _{1.00} CO _{3.00}
9		24540c	42.67	–	4.16	–	0.52	49.49	96.84	(Mg _{0.94} Mn _{0.05} Fe _{0.01}) _{1.00} CO _{3.00}
10	1	25547b	46.16	–	1.44	–	–	51.30	98.90	(Mg _{0.98} Mn _{0.02}) _{1.00} CO _{3.00}
11		25547c	44.11	–	2.65	–	0.53	50.13	97.43	(Mg _{0.96} Mn _{0.03} Fe _{0.01}) _{1.00} CO _{3.00}
12		25547o	46.32	–	0.83	–	–	51.09	98.24	(Mg _{0.99} Mn _{0.01}) _{1.00} CO _{3.00}
13	2	24541h	46.00	–	1.14	–	–	50.94	98.08	(Mg _{0.99} Mn _{0.01}) _{1.00} CO _{3.00}
14		24541e	46.92	–	–	0.68	–	51.61	99.21	(Mg _{0.99} Zn _{0.01}) _{1.00} CO _{3.00}

Примечание. Здесь и в табл. 2: * – содержание CO₂ рассчитано по стехиометрии; ** – сумма анализа с учетом расчетного содержания CO₂; прочерк – не установлено. Формулы рассчитаны на сумму катионов (Mg + Ca + Mn + Zn + Fe) = 1.

Note. Here and in Table 2: * – the CO₂ content is calculated by stoichiometry; ** – analytical sum takes into account the calculated CO₂ content; dash – not determined. Formulas are calculated on the basis of cation sum (Mg + Ca + Mn + Zn + Fe) = 1.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Аксессорные минералы в магнезитовых породах

В магнезитовых и доломитовых породах известных месторождений России и Китая в виде акцессорных минералов присутствуют другие карбонаты, кварц, слоистые силикаты (хлорит, тальк, гидрослюды), пирит, органическое вещество в форме шунгита или графита (табл. 7). Для некоторых месторождений характерны специфические минералы, связанные с наложенными процессами кон-

тактового или регионального метаморфизма, например, амфибол, биотит, бруцит, серпентин, апатит, пальгорскит, сфалерит, барит.

В изученных магнезитовых породах мурандавской свиты акцессорные минералы представлены кварцем, тальком и глинистыми минералами, а хлорит присутствует в магнезит-доломитовых породах. Собственные минеральные формы Zn, Pb и Sn, такие как водные силикаты Zn, сфалерит, галенит, кёстерит, сульфосоли Pb-Fe-Sn-Sb, кассiterит и сульфид Hg, на других месторождениях и проявлениях магнезита России не описаны, за исключением редких находок сфалерита в магнезитах,

Таблица 2. Состав перекристаллизованного доломита Мурандавской свиты (мас. %)

Table 2. Composition of recrystallized dolomite of the Murandavskaya Formation (wt. %)

№ п/п	№ обр.	№ ан.	MgO	CaO	MnO	ZnO	SrO	CdO	PbO	CO ₂ *	Сумма**
1	1	24540a	$(\text{Ca}_{1.01}\text{Mg}_{0.94}\text{Mn}_{0.05})_{2.00}(\text{CO}_{3.00})_{2.00}$								
			20.30	30.27	2.08					47.21	99.87
		24540h	$(\text{Ca}_{1.03}\text{Mg}_{0.97}\text{Sr}_{0.004})_{2.004}(\text{CO}_{3.00})_{2.00}$								
			21.31	31.40		0.22				48.00	100.93
		24540k	$(\text{Ca}_{1.08}\text{Mg}_{0.85}\text{Zn}_{0.02}\text{Pb}_{0.02}\text{Cd}_{0.02}\text{Sr}_{0.01})_{2.00}(\text{CO}_{3.00})_{2.00}$								
			17.10	30.40		0.90	0.57	1.35	2.10	44.15	96.58
		24540l	$(\text{Mg}_{0.99}\text{Ca}_{0.98}\text{Mn}_{0.01}\text{Sr}_{0.01})_{1.99}(\text{CO}_{3.00})_{2.00}$								
			21.71	30.00	0.50		0.61			47.82	100.64
		24540m	$(\text{Ca}_{1.03}\text{Mg}_{0.96}\text{Mn}_{0.01})_{2.00}(\text{CO}_{3.00})_{2.00}$								
			20.87	31.07	0.39					47.41	99.75
		25547d	$(\text{Ca}_{1.03}\text{Mg}_{0.97})_{2.00}(\text{CO}_{3.00})_{2.00}$								
			20.87	30.91						47.05	98.83
		25547q	$(\text{Ca}_{1.02}\text{Mg}_{0.98})_{2.00}(\text{CO}_{3.00})_{2.00}$								
			21.05	30.37						46.82	98.24
	2	24541b	$(\text{Ca}_{1.03}\text{Mg}_{0.97})_{2.00}(\text{CO}_{3.00})_{2.00}$								
	21.20	31.45						47.83	100.48		

Примечание. Формулы рассчитаны на сумму катионов $(\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Sr} \dots) = 2$.

Note. Formulas are calculated on the basis of cation sum $(\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Sr} \dots) = 2$.

обогащенных углеродисто-хлоритовой примесью (Бочаров и др., 2001), и в доломитовых породах Саткинского месторождения.

Силикаты Zn в магнезитовых породах

Гемиморфит $\text{Zn}_4\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ является типичным минералом кор выветривания свинцово-цинковых месторождений, ассоциирующих с карбонатными толщами в Восточном Забайкалье (Кличинское, Тайнинское и др.), Казахстане (Акжал, Кызыл-Эспе, Гульшад, Шаймерден), Восточных Альпах (Райбл, Блайберг) (Дубинина, Корнилович, 1962; Ивлев, 2007; Паленова, 2008; Бетехтин, 2008; Белогуб, 2009). Известны псевдоморфозы гемиморфита по смитсониту, кальциту, доломиту, флюориту, пиromорфиту, галениту и другим минералам.

На полиметаллических месторождениях Восточного Забайкалья наиболее распространенными минералами Zn в зоне окисления являются карбонаты (монгеймит $(\text{Zn},\text{Fe})\text{CO}_3$, смитсонит ZnCO_3), гемиморфит и реже соконит $\text{Na}_{0.3}\text{Zn}_3((\text{Si},\text{Al})_4\text{O}_{10})(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ (Дубинина, Корнилович, 1962). Гемиморфит является одним из наиболее поздних ми-

нералов Zn в зоне окисления. На поздних стадиях окисления наблюдается замещение гемиморфита соконитом. На Южном Урале гемиморфит упоминается в списке минералов зон окисления Гайского и Яман-Касинского колчеданных месторождений (Белогуб, 2009).

На месторождении Шаймерден в Казахстане описан гемиморфит-смитсонитовый тип руд (Ивлев, 2007; Паленова, 2008; Белогуб, 2009). Гемиморфит в рудах развивается по обломкам глинизированных вулканических пород и цементирующими их массе. Считается, что имело место инфильтрационное накопление Zn, принесенного поверхностными и подземными водами из окисленной части неизвестного свинцово-цинкового проявления, расположенного рядом с месторождением.

Цинксилит $\text{Zn}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ является крайним членом в изоморфном ряду Mg-Zn монтмориллонит – соконит – цинксилит и впервые был найден в 1954 г. в виде псевдоморфозы по диопсиду в выветрелом диопсид-гранатовом скарне с халькопирит-галенит-сфалеритовой минерализацией полиметаллического месторождения Батыстау (Центральный Казахстан) (Яхонтова и др., 1977).

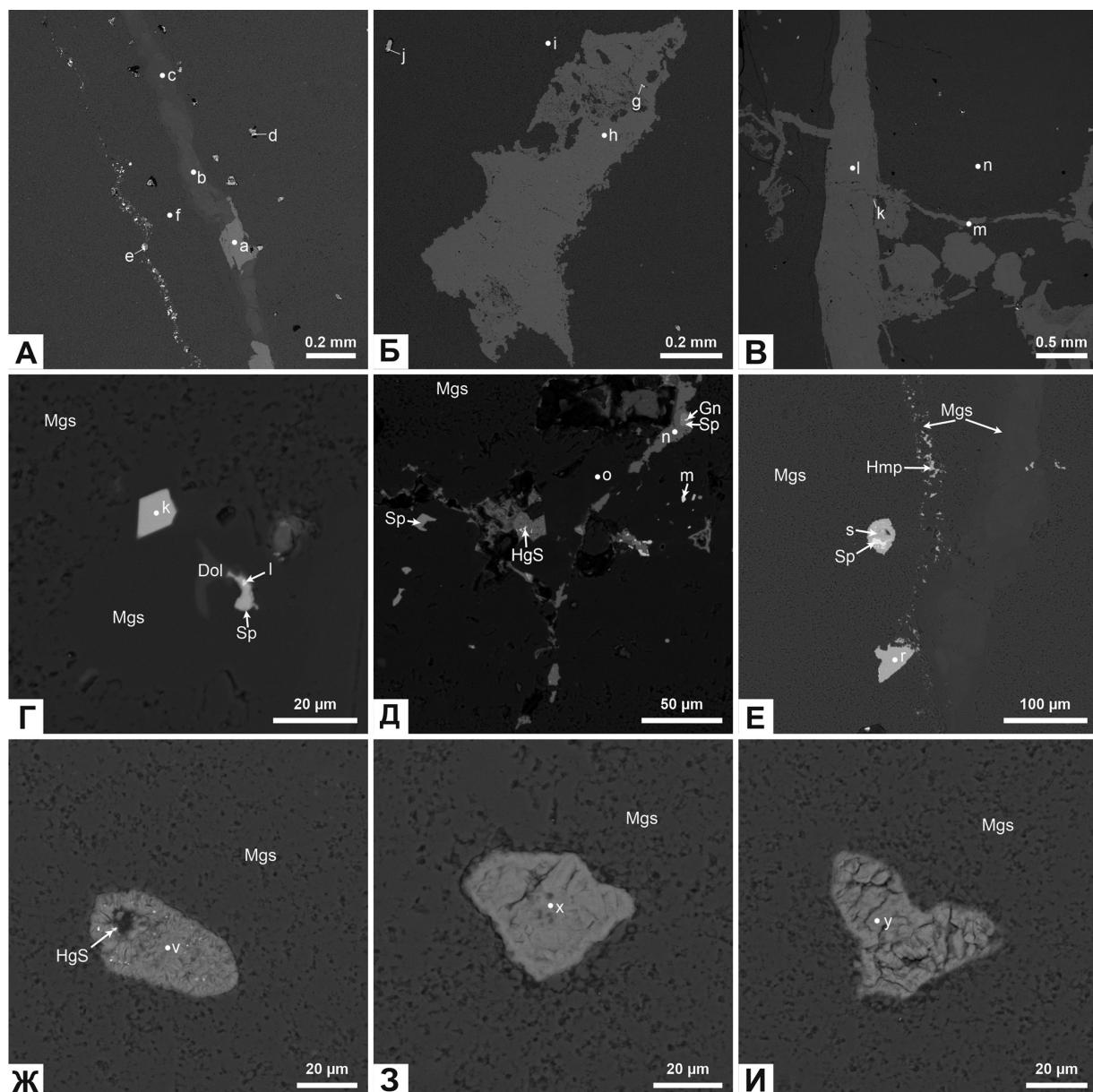


Рис. 5. Морфология породообразующих и акцессорных минералов в магнезите (обр. № 1): А – прожилки магнезита (точки b, c) и доломита (точка a) с гемиморфитом (точка e) в основной массе криптозернистого магнезита (точка f) с вкрапленностью цинксилита (точка d); Б – гнездо доломита (точка h) с вклюением барита (точка g) в криптозернистом магнезите (точка i) с вклюением цинксилита (точка j); В – прожилки доломита (точки k, l, m) в криптозернистом магнезите (точка n); Г – гнездо перекристаллизованного магнезита (Mgs) с включениями доломита (Dol) и сфалерита (точка k), содержащего тонкое включение не установленного сульфида Pb и Cd (точка l); Д – перекристаллизованный магнезит (точка о) с включениями сфалерита и галенита (точка m) с просечками гемиморфита (точка n) с вклюениями галенита, сфалерита и сульфида ртути (HgS); Е – прожилки магнезита с гемиморфитом (Hmp, точка г) в криптозернистом магнезите с вкрапленностью гемиморфита (точка s) с тонким вклюением сфалерита; Ж–И – вкрапленность цинксилита (точки v, x, у) с тонкими вклюениями сульфида ртути в криптозернистом магнезите. BSE фото.

Fig. 5. Morphology of rock-forming and accessory minerals in magnesite (sample no. 1): A – magnesite (points b, c) and dolomite (point a) veinlets with hemimorphite (point e) in cryptogranular magnesite (point f) with zincsilite inclusions (point d); Б – dolomite (point h) with barite inclusion (point g) in cryptogranular magnesite (point i) with zincsilite inclusion (point j); В – dolomite veinlets (points k, l, m) in cryptogranular magnesite (point n); Г – recrystallized magnesite (Mgs) with inclusions of dolomite (Dol) and sphalerite (point k, Sp), which contains a fine inclusion of an unidentified Pb-Cd sulfide (point l); Д – recrystallized magnesite (point o) with sphalerite and galena inclusions (point m) with hemimorphite porphyroblasts (point n) with galena, sphalerite and lead sulfide (HgS) inclusions; Е – magnesite veins with hemimorphite (Hmp, point г) in cryptogranular magnesite with hemimorphite inclusions (point s) with thin sphalerite inclusion; Ж–И – zincsilite inclusions (points v, x, у) with thin lead sulfide inclusions in cryptogranular magnesite. BSE photo.

(point l); Δ – recrystallized magnesite (point o) with sphalerite and galena (point m) inclusions cut by hemimorphite veinlet (point n) with galena, sphalerite and Hg sulfide (HgS) inclusions; E – magnesite veinlets with hemimorphite (Hmp, point r) in cryptograngular magnesite also with hemimorphite (point s) and fine sphalerite inclusion; Ж–И – dissemination of zincsilite (points v, x, y) with fine Hg sulfide inclusions in cryptograngular magnesite.

BSE images.

Таблица 3. Состав гемиморфита (мас. %)

Table 3. Composition of hemimorphite (wt. %)

№ п/п	№ ан.	SiO ₂	ZnO	H ₂ O*	Сумма**	Формулы
1	24540e	26.45	66.07	7.62	100.15	Zn _{3.84} Si _{2.08} O ₇ (OH) ₂ · H ₂ O
2	25547n	24.22	67.21	7.35	98.77	Zn _{4.05} Si _{1.98} O ₇ (OH) ₂ · H ₂ O
3	25547p	24.92	66.53	7.42	98.87	Zn _{3.97} Si _{2.01} O ₇ (OH) ₂ · H ₂ O
4	25547r	25.63	66.86	7.54	100.03	Zn _{3.92} Si _{2.04} O ₇ (OH) ₂ · H ₂ O
5	25547s	24.42	68.19	7.43	100.04	Zn _{4.06} Si _{1.97} O ₇ (OH) ₂ · H ₂ O

Примечание. * – рассчитано по стехиометрии гемиморфита; ** – сумма анализа с учетом расчетной воды. Формулы рассчитаны на сумму зарядов Zn+Si = 16.

Note. * – calculated from stoichiometry of hemimorphite; ** – analytical sum takes into account the calculated water content. Formulas are calculated on the basis of the charge sum Zn+Si = 16.

Таблица 4. Состав цинксилита (мас. %)

Table 4. Composition of zincsilite (wt. %)

№ п/п	№ ан.	MgO	SiO ₂	SO ₃	K ₂ O	CaO	ZnO	PbO	Сумма	OH*	H ₂ O*	Сумма**
1	24540d		37.46	–	–	0.08	38.28	0.67	76.49	5.30	11.23	93.02
2	24540j	3.49	36.97	–	–	–	37.34	0.48	78.28	5.23	11.08	94.60
3	25547e	5.43	39.31	–	–	–	33.59	–	78.33	5.56	11.79	95.68
4	25547h	6.20	41.39	–	–	–	32.72	–	80.31	5.86	12.41	98.58
5	25547t	3.44	36.90	–	–	–	36.56	1.08	77.98	5.22	11.06	94.27
6	25547u	4.90	34.64	–	0.20	0.13	30.52	–	70.38	4.90	10.39	85.67
7	25547v	5.94	38.90	–	–	–	31.75	–	76.59	5.51	11.66	93.76
8	25547w	5.01	33.30	–	–	–	32.55	–	70.86	4.71	9.98	85.56
9	25547x	5.37	35.68	–	–	–	36.56	1.13	78.73	5.05	10.70	94.48
10	25547y	5.45	36.48	0.64	0.17	1.13	35.36	–	79.24	5.16	10.94	95.34
Формулы												
1. (Zn _{3.02} Pb _{0.02} Ca _{0.01}) _{3.05} Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂ · 4H ₂ O												
2. (Zn _{2.98} Mg _{0.56} Pb _{0.01}) _{3.55} Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂ · 4H ₂ O												
3. (Zn _{2.52} Mg _{0.82}) _{3.34} Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂ · 4H ₂ O												
4. (Zn _{2.33} Mg _{0.89}) _{3.22} Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂ · 4H ₂ O												
5. (Zn _{2.93} Mg _{0.56} Pb _{0.03}) _{3.52} Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂ · 4H ₂ O												
6. (Zn _{2.60} Mg _{0.84} K _{0.03} Ca _{0.02}) _{3.49} Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂ · 4H ₂ O												
7. (Zn _{2.41} Mg _{0.91}) _{3.32} Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂ · 4H ₂ O												
8. (Zn _{2.89} Mg _{0.90}) _{3.79} Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂ · 4H ₂ O												
9. (Zn _{3.03} Mg _{0.90} Pb _{0.03}) _{3.96} Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂ · 4H ₂ O												
10. (Zn _{2.86} Mg _{0.89} Ca _{0.13} S _{0.05} K _{0.02}) _{3.95} Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂ · 4H ₂ O												

Примечание. * – рассчитано по стехиометрии цинксилита; ** – сумма анализа с учетом расчетной воды. Формулы рассчитаны на Si = 4. Прочерк – не установлено (здесь и в табл. 5 и 6).

Note. * – calculated from zincsilite stoichiometry; ** – analytical sum takes into account the calculated water content. Formulas are calculated on the basis of Si = 4. Dash – not determined (here and in Table 5 and 6).

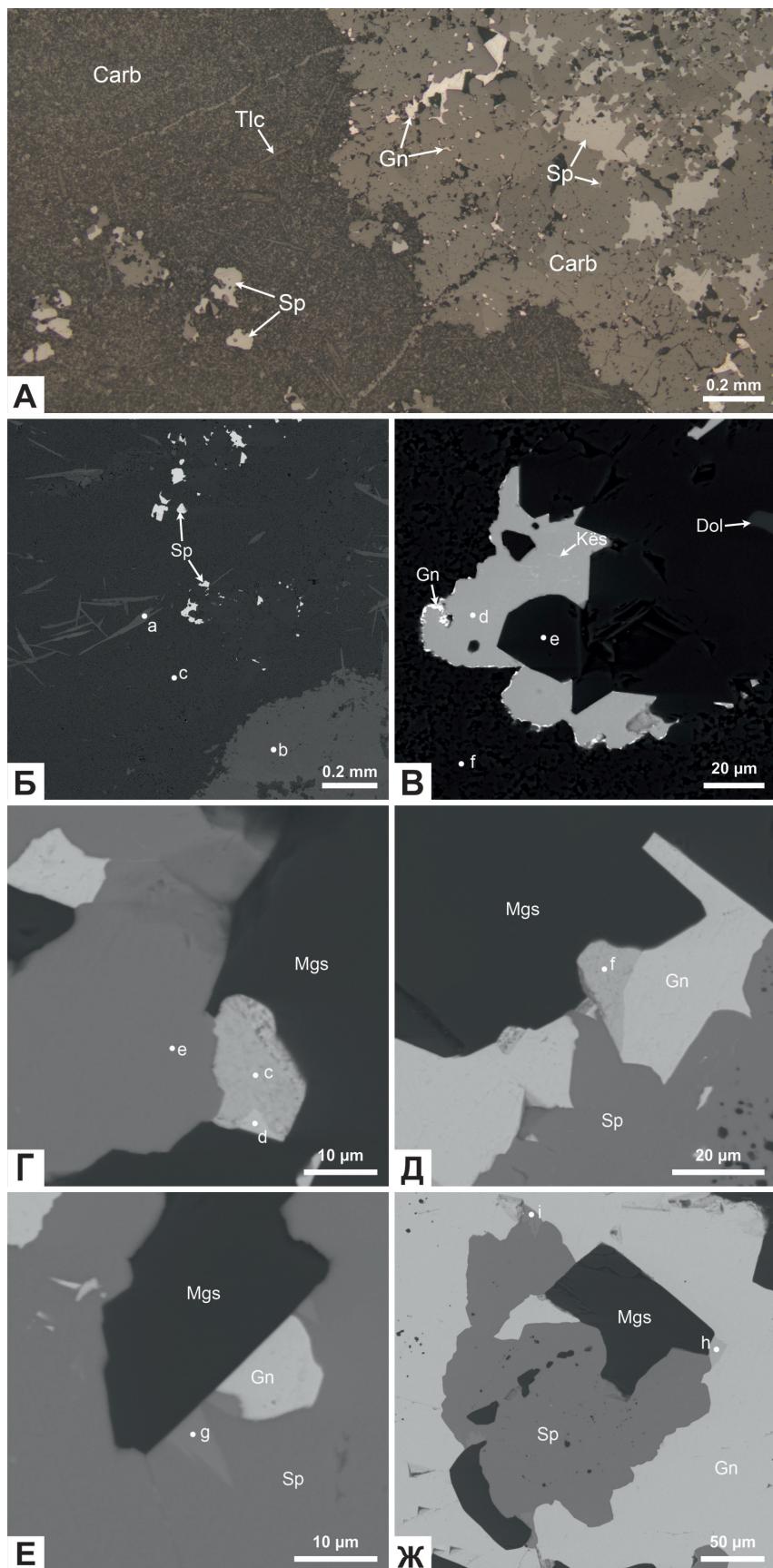


Рис. 6. Морфология породообразующих и акцессорных минералов в магнезите (обр. № 2): А – прожилок и гнезда перекристаллизованных карбонатов (Carb) с вкрапленностью сфалерита и галенита в криптозернистом карбонате с включениями талька (Tlc) и сфалерита; Б – гнездо перекристаллизованного доломита (точка b), чешуйки талька (точка a) и включения сфалерита в криптозернистом магнезите (точка c); В – сросток перекристаллизованного магнезита (точка e) и сфалерита (точка d) с каймой галенита и включениями кёстерита (Kës) в криптозернистом магнезите (точка f); Г – агрегат сфалерита (точка e) с сульфосолью Pb-Fe-Sn-Sb (точка c) и галенитом (точка d) в перекристаллизованном магнезите; Д – сфалерит, галенит и сульфосоль Pb-Fe-Sn-Sb (точка f) в перекристаллизованном магнезите; Е – сросток магнезита с галенитом и кёстеритом (точка g) в сфалерите; Ж – агрегат магнезита со сфалеритом, кёстеритом (точка i) и сульфосолью Pb-Fe-Sn-Sb (точка h) в галените. А – отраженный свет, Б–Ж – BSE фото.

Fig. 6. Morphology of rock-forming and accessory minerals in magnesite (sample № 2): А – veinlet and pockets of recrystallized carbonates (Carb) with sphalerite and galena inclusions in cryptogranular carbonate with talc (Tlc) and sphalerite inclusions; Б – aggregate of recrystallized dolomite (point b) and talc (point a) and sphalerite inclusions in cryptogranular magnesite (point c); В – intergrowth of recrystallized magnesite (point e) and sphalerite (point d) with galena rim and kësterite (Kës) inclusions in cryptogranular magnesite (point f); Г – sphalerite (point e) aggregate with Pb-Fe-Sn-Sb sulfosalt (point c) and galena (point d) in recrystallized magnesite; Д – sphalerite, galena and Pb-Fe-Sn-Sb sulfosalt (point f) in recrystallized magnesite; Е – intergrowth of magnesite with galena and kësterite (point g) in sphalerite; Ж – aggregate of magnesite with sphalerite, kësterite (point i) and Pb-Fe-Sn-Sb sulfosalt (point h) in galena.

А – отраженный свет, Б–Ж – BSE изображения.

Таблица 5. Состав сфалерита, галенита и кёстерита (мас. %)

Table 5. Composition of sphalerite, galena and kësterite (wt. %)

№ п/п	№ обр.	№ ан.	S	Fe	Cu	Zn	Cd	Sn	Pb	Сумма	Формула
1	1	25547k	32.70	–	–	65.86	0.70	–	–	99.26	$(Zn_{0.99}Cd_{0.01})_{1.00}S_{1.00}$
2	2	24541d	33.05	–	–	66.90	0.62	–	–	100.57	$(Zn_{0.99}Cd_{0.01})_{1.00}S_{1.00}$
3		25548e	33.37	–	–	66.07	0.81	–	–	100.27	$(Zn_{0.97}Cd_{0.01})_{0.98}S_{1.00}$
4	1	25547m	13.63	–	–	–	–	–	86.86	100.50	$Pb_{0.99}S_{1.00}$
5		25548d	13.93	–	–	–	–	–	86.17	100.10	$Pb_{0.96}S_{1.00}$
6	2	25548g	28.84	0.18	28.68	15.70	–	27.12	–	100.52	$(Cu_{2.01}Zn_{1.07}Sn_{1.02}Fe_{0.01})_{4.11}S_{4.00}$
7		25548i	28.79	–	29.38	13.84	–	27.29	–	99.31	$(Cu_{2.06}Sn_{1.02}Zn_{0.94})_{4.02}S_{4.00}$

Примечание. Формулы сфалерита и галенита рассчитаны на S = 1, кёстерита – на S = 4.

Note. Formulas are calculated on the basis of S = 1 for sphalerite and galena and S = 4 for kësterite.

Таблица 6. Состав сульфосоли Pb-Fe-Sn-Sb (мас. %)

Table 6. Composition of Pb-Fe-Sn-Sb sulfosalt (wt. %)

№ п/п	№ ан.	S	Mn	Fe	Cu	Zn	Sn	Sb	Pb	Сумма
1	25548c	19.16	–	0.84	–	1.73	11.77	8.90	57.27	99.65
2	25548f	19.64	–	1.16	1.01	3.14	10.91	7.96	56.73	100.56
3	25548h	19.71	0.60	1.02	0.98	1.06	10.95	8.70	57.56	100.60

Цинксилит, как и другие низкотемпературные водные силикаты Zn (Zn-содержащий монтмориллонит, соконит), обнаружен в полостях растворения сфалерита или на расстоянии нескольких сантиметров от них в гидротермально измененных пегматитах Ловозерского щелочного массива: среди натролита в пегматите № 31 (г. Кедыкверпахк) и крупноблокового микроклина в пегматите № 47

(г. Лепхе-Нельм) (Пеков и др., 2004; Пеков и др., 2012; Лыкова, 2015). Предположительно, цинксилит кристаллизовался непосредственно из обогащенных Zn растворов на позднегидротермальных или гипергенных стадиях.

Таким образом, цинксилит и гемиморфит, так или иначе, связаны с зонами окисления свинцово-цинковых и полиметаллических месторождений,

Таблица 7. Аксессорные минералы в карбонатных породах магнезитовых месторождений
Table 7. Accessory minerals in carbonate rocks of magnesite deposits

Карбонаты	Силикаты	Сульфиды	Оксиды	Гидроксиды	Другое
Саткинское месторождение (Южный Урал) (Урасина и др., 1993; Крупенин, 2025)					
Магнезитовые породы					
Доломит	Кварц, тальк, клинохлор	Пирит, сфалерит			Графит
Доломитовые породы					
	Кварц, серицит, гидрослюды, каолин	Пирит, сфалерит			Барит, шунгит
Исмакаевское месторождение (Южный Урал) (Урасина и др., 1993; Крупенин, 2025)					
Магнезитовые породы					
Доломит, кальцит	Кварц, хлорит, альбит, мусковит, тальк	Пирит			Графитовое вещество
Семибратьевское месторождение (Южный Урал) (Урасина и др., 1993)					
Магнезитовые породы					
Доломит, кальцит, брейнерит, сидерит	Кварц, хлорит, тальк, серицит, серпентин, опал, халцедон	Пирит	Магнетит, гематит		
Доломитовые породы					
Магнезит, кальцит, брейнерит, сидерит	Кварц, хлорит, тальк, серицит, мусковит, биотит, флогопит, tremolит, кислый плагиоклаз, брусит, серпентин, опал, халцедон, циркон, титанит	Пирит, пирротин	Магнетит, гематит	Гидроксиды Fe	Графит
Киргизское и Тальское месторождения (Енисейский кряж) (Урасина и др., 1993)					
Магнезитовые породы					
Доломит, кальцит, сидерит	Тальк, кварц, хлорит, палыгорскит	Пирит		Гидроксиды Fe	Углеродисто-графитистое вещество, апатит
Доломитовые породы					
Кальцит	Тальк, кварц, хлорит	Пирит		Гидроксиды Fe	Углеродисто-графитистое вещество
Савинское месторождение (Восточносибирская провинция, Иркутская область) (Урасина и др., 1993)					
Доломит, кальцит	Кварц, хлорит, тальк, серпентин, амфибол, биотит, брусит	Пирит с Со оруденением		Гидроксиды Fe	
Ляонинская провинция (КНР) (Урасина и др., 1993)					
Магнезитовые породы					
Доломит	Тальк, хлорит	Пирит			Графит

где образуются за счет сфалерита или других Zn-содержащих минералов, неустойчивых в поверхностных условиях. Скорее всего, образование цинк-силита и гемиморфита в изученных магнезитовых породах мурандавской свиты тоже связано с окислением Zn-содержащих сульфидов, что подтверждается наличием в них реликтов сфалерита. Стоит

отметить, что силикаты Zn неустойчивы в кислой среде, обычной для зон окисления сульфидных месторождений, где Zn проявляет себя как очень подвижный элемент. В нашем случае карбонатная обстановка нейтрализует кислотность и способствует сохранности силикатов Zn (Hitzman, 2003).

Возможные источники Zn, Pb и Sn в магнезитовых породах

Породы хинганской серии прорываются гранитами Биробиджанского комплекса, с которым генетически связаны скарны и роговики, содержащие повышенные и значительно варьирующие концентрации As и металлов, включая Sn, Mo, Pb, Bi и Au. С гранитоидами, а также с Помпееевским разломом связывают шлиховые ореолы и потоки рассеяния киновари (Петрук и др., 2012). Не исключено, что источником Zn и других металлов для формирования сульфидной минерализации в магнезитовых породах могли служить флюиды, связанные с гранитоидами. На это косвенно указывают находки минералов Sn и ассоциации сфалерита с сульфидаами и сульфосолями полиметаллов в перекристаллизованных карбонатах.

В 3–4 км к югу от изученного участка находится Верхнебиджанская гидротермальная месторождение олова, локализованное в доломитах мурандавской свиты и относящееся к оловорудной силикатно-сульфидной формации. Его образование, предположительно, связано с палеозойскими интрузиями гранитоидов (Петрук и др., 2012). Первичные сульфидные руды здесь сложены буланжеритом и арсенопиритом с кассiterитом, блеклыми рудами, висмутином, пиритом, редкими халькопиритом и сфалеритом. Зона окисления на месторождении распространена до глубины 45 м, из вторичных рудных минералов в ней описаны скородит, церуссит, бинггеймит, гидроксиды Fe, но собственные минералы Zn не упоминаются. Однако обнаруженная в магнезитах и перекристаллизованных карбонатах мурандавской свиты минеральная ассоциация Zn с галенитом, сульфидом Hg, кёстеритом и сульфосолью Pb-Fe-Sn-Sb не установлена на Верхнебиджанском месторождении.

Цинк может изоморфно входить в состав карбонатов группы кальцита и доломита, и при перекристаллизации высвобождаться в поровые растворы. Учитывая редкость находок минералов Zn, нельзя исключить, что источником Zn служили сами осадочные толщи.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В магнезитовых породах мурандавской свиты (Дальний Восток России) впервые установлены нетипичные для этих пород силикаты Zn гемиморфит и цинксилит, а также сфалерит, галенит, кёстерит, кассiterит, сульфосоль Pb-Fe-Sn-Sb и сульфид Hg, которые приурочены в основном к перекристаллизованным карбонатам. Силикаты Zn образовались в результате окисления сфалерита. Ассоциация сфалерита с галенитом и кёстеритом, а силикатов Zn с кассiterитом может указывать на связь первичных концентраций цветных металлов и олова с гранитоидными интрузиями, развитыми в районе.

ЛИТЕРАТУРА

- Белогуб Е.В. (2009) Гипергенез сульфидных месторождений Южного Урала. Дисс. на соиск. степ. док. геол.-мин. наук. Миасс, ИМин УрО РАН, 536 с.
- Бетехтин А.Г. (2008) Курс минералогии: учебное пособие. М., КДУ, 736 с.
- Бочаров Л.Д., Коптелов В.Н., Перепелицын В.А., Афонин Ю.А., Марясов И.Г., Павлова Н.Ю., Устьянцев В.М., Мосейкин Д.Ж. (2001) Особенности вещественного состава саткинских магнезитов. Углеродисто-хлоритовое вещество. *Оgneупоры и техническая керамика*, 10, 21–30.
- Брублевский А.А., Кузин А.А., Иванюк Б.О., Иванюк М.Б. (2000) Месторождения неметаллических полезных ископаемых Еврейской автономной области: Справочник. Хабаровск-Биробиджан, Приамурское географическое общество, 208 с.
- Добкин С.Н. (2016) Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Буреинская, лист М-52-XXX. Объяснительная записка. М., Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 122 с.
- Дубинина В.Н., Корнилович И.А. (1962) К минералогии цинковых окисленных руд полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья. *Труды минералогического музея*, 13, 43–61.
- Ивлев А.И. (2007) Уникальное смитсонит-каламиновое месторождение Шаймерден в Валерьяновском синклиниории Зауралья. *Металлогенез древних и современных океанов-2007. Гидротермальные и гипергенные рудоносные системы*. Миасс, ИМин УрО РАН, 198–204.
- Крупенин М.Т. (2025) Магнезиально-железистые карбонатные руды в рифейских отложениях Башкирского мегантиклиниория (источники вещества, этапы и механизмы образования). Автореферат дисс. на соиск. степ. док. геол.-мин. наук. Новосибирск, ИГМ СО РАН, 46 с.
- Лыкова И.С. (2015) Минералы группы эпистолита: посткристаллизационные преобразования и их кристаллохимические механизмы (природные системы и

модельные эксперименты). Дисс. на соиск. степ. канд. геол.-мин. наук. Москва, 235 с.

Методические рекомендации по применению Классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. Магнезит и бруцит (2007) Москва, ФГУ ГКЗ, 32 с.

Паленова Е.Е. (2008) Карбонаты друзовых окисленных цинковых руд месторождения Шаймерден (Казахстан). *Металлогенез древних и современных океанов-2008. Рудоносные комплексы и рудные фации*. Миасс, ИМиН УрО РАН, 169–173.

Пеков И.В., Чуканов Н.В., Турчкова А.Г., Гришин В.Г. (2004) Новое в минералогии Ловозерского массива. *Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН*, (1), 30–33.

Пеков И.В., Бритвин С.Н., Зубкова Н.В., Чуканов Н.В., Брызгалов И.А., Лыкова И.С., Белаковский Д.И., Пущаровский Д.Ю. (2012) Вигришинит $Zn_2Ti_{4x}Si_4O_{14}(OH, H_2O)_8$ – новый минерал из Ловозерского щелочного массива (Кольский полуостров, Россия). *Записки Российского минералогического общества*, 141 (4), 12–27.

Петрук Н.Н., Волкова Ю.Р., Шилова М.Н., Мялик А.В., Шадрина Н.И., Азарова И.А. (2012) Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист М52 – Благовещенск. Объяснительная записка. СПб, Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 496 с. + 10 вкл.

Смирнова Ю.Н., Сорокин А.А., Котов А.Б., Ковач В.П. (2016) Тектонические условия накопления и источники верхнепротерозойских и нижнепалеозойских терригенных отложений Малохинганского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса. *Стратиграфия и геологическая корреляция*, 24 (3), 3–26. <https://doi.org/10.7868/S0869592X1603008X>

Сорокин А.А., Котов А.Б., Смирнова Ю.Н., Сальникова Е.Б., Плоткина Ю.В., Яковleva С.З. (2016) О возрасте терригенных отложений хинганской серии Малохинганского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. *Доклады Академии наук*, 471 (2), 191–195. <https://doi.org/10.7868/S0869565216320244>.

Урасина Л.П., Другалева Т.А., Смолин П.П. (1993) Главнейшие магнезитовые месторождения. М., Наука, 157 с.

Яхонтова Л.К., Сидоренко Г.А., Сергеева Н.Е., Шумкова Н.Г., Плюснина И.И., Зоткин Ю.М., Свешникова Е.В. (1977) О мореснетите из зоны окисления Ачисайского месторождения. *Новые данные о минералах СССР*, 26, 171–182.

Hitzman M., Reynolds N., Sangster D., Allen C., Carman C. (2003) Classification, genesis, and exploration guides for nonsulfide zinc deposits. *Economic Geology*, 98(4), 685–714. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.98.4.685>.

REFERENCES

- Belogub E.V. (2009) Supergenesis of sulfide deposits of the South Urals (Doctoral dissertation). Miass, IMIN UrO RAN, 536 p. (in Russian)
- Betekhtin A.G. (2008) Mineralogy: training manual. Moscow, KDU, 736 p. (in Russian)
- Bocharov L.D., Koptelov V.N., Perepelitsyn V.A., Afonin Yu.A., Maryasev I.G., Pavlova N.Yu., Ustyanciev V.M., Moseykin D.Zh. (2001) Features of the composition of Satka magnesites. Carbonaceous-chlorite matter. *Ogneupory i tekhnicheskaya keramika (Refractories and Technical Ceramics)*, 10, 21–30. (in Russian)
- Dobkin S.N. (2016) State geological map of the Russian Federation on a scale of 1 : 200 000. Second edition. Bureya series, sheet M-52-XXX. Explanatory note. Moscow, VSEGEI, 122 p. (in Russian)
- Dubinina V.N., Kornilovich I.A. (1962) Mineralogy of Zn oxidized ores of polymetallic deposits of Eastern Transbaikalia. *Trudy Mineralogicheskogo muzeya (Proceedings of the Mineralogical Museum)*, 13, 43–61. (in Russian)
- Hitzman M., Reynolds N., Sangster D., Allen C., Carman C. (2003) Classification, genesis, and exploration guides for nonsulfide zinc deposits. *Economic Geology*, 98(4), 685–714. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.98.4.685>.
- Ivlev A.I. (2007) The unique Shaimerden smithsonite-calamine deposit in the Valerianovsky Synclinorium of the Transurals. *Metallogenyi drevnikh i sovremennoykh okeanov-2007. Gidrotermal'nye i gipergennye rudonosnye sistemy (Metallogeny of Ancient and Modern Oceans-2007. Hydrothermal and Supergene Ore-Bearing Systems)*. Miass, IMIN UrO RAN, 198–204. (in Russian)
- Krupenin M.T. (2025) Magnesian-ferruginous carbonate ores in the Riphean deposits of the Bashkirian Meganticlinorium: matter sources, stages and mechanisms of formation (abstract of Doctoral Dissertation). Novosibirsk, IGM SB RAS, 46 p. (in Russian)
- Lykova I.S. (2015) Minerals of the epistolite group: postcocrystallization transformations and their crystal chemical mechanisms (natural systems and modeling experiments) (Candidate Dissertation). Moscow, 235 c. (in Russian)
- Methodic recommendations for the application of the classification of deposit reserves and forecast resources of solid minerals. Magnesite and Brucite. (2007) Moscow, FGU GKZ, 32 p.
- Palenova E.E. (2008) Carbonates of drusy Zn oxidized ores from the Shaimerden deposit (Kazakhstan). *Metallogenyi drevnikh i sovremennoykh okeanov-2008. Rudonosnye kompleksy i fazy (Metallogeny of Ancient and Modern Oceans-2008. Ore-Bearing Complexes and Facies)*. Miass, IMIN UrO RAN, 169–173. (in Russian)
- Pekov I.V., Chukanov N.V., Turchkova A.G., Grishin V.G. (2004) New in mineralogy of the Lovozero massif. *Trudy Fersmanovskoy nauchnoy sessii GI KNTs RAN (Proceedings*

of the Fersman Scientific Session of the Geological Institute KSC RAS), (1), 30–33. (in Russian)

Pekov I.V., Zubkova N.V., Bryzgalov I.A., Lykova I.S., Pushcharovsky D.Y., Britvin S.N., Chukanov N.V., Belakovskiy D.I. (2013) Vigrishinite, $Zn_2Ti_{4-x}Si_4O_{14}(OH,H_2O)_8$, a new mineral from the Lovozero alkaline complex, Kola Peninsula, Russia. *Geology of Ore Deposits*, 55 (7), 575–586. <https://doi.org/10.1134/S107570151307009X>.

Petruk N.N., Volkova Yu.R., Shilova M.N., Myalik A.V., Shadrina N.I., Azarova I.A. (2012) State geological map of the Russian Federation on a scale of 1 : 1 000 000 (third generation). Far Eastern Series. Sheet M52 – Blagoveschensk. Explanatory Note. St. Petersburg, VSEGEI, 496 p. (in Russian)

Smirnova Y.N., Sorokin A.A., Kotov A.B., Kovach V.P. (2016) Tectonic conditions of sedimentation and source areas of Upper Proterozoic and Lower Paleozoic terrigenous deposits of the Lesser Khingan Terrane of the Central Asian Fold Belt. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 24(3), 219–241. <https://doi.org/10.1134/S0869593816030060>.

Sorokin A.A., Kotov A.B., Smirnova Y.N., Salnikova E.B., Plotkina Y.V., Yakovleva S.Z. (2016) Age of terrigenous deposits of the Khingan Group in the Lesser Khingan terrane in the eastern part of the Central Asian fold belt. *Doklady Earth Sciences*, 471(1), 1126–1130. <https://doi.org/10.1134/S1028334X16110180>.

Urasina L.P., Drugaleva T.A., Smolin P.P. (1993) Main magnesite deposits. Moscow, Nauka, 157 p. (in Russian)

Vrublevsky A.A., Kuzin A.A., Ivanyuk B.O., Ivanyuk M.B. (2000) Deposits of non-metallic minerals of the Jewish autonomous region: reference book. Khabarovsk-Birobidzhan, Priamyrskoe geograficheskoe obshchestvo, 208 p. (in Russian)

Yakhontova L.K., Sidorenko G.A., Sergeeva N.E., Shumkova N.G., Plyusnina I.I., Zotkin Yu.M., Sveshnikova E.V. (1977) Moresnetite from the oxidation zone of the Achisai deposit. *Novye dannye o mineralakh SSSR (New data on minerals of the USSR)*, 26, 171–182. (in Russian)

Информация об авторах

Рожкова Елена Александровна – инженер, Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, г. Миасс, Челябинская обл., Россия; rozhkova95.len@yandex.ru

Ким Майя Олеговна – заместитель генерального директора по развитию МСБ, ООО «Русское горно-химическое общество», г. Москва, Россия; mkim616@yandex.ru

Блинов Иван Александрович – кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник, Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, г. Миасс, Челябинская обл., Россия; ivan_a_blinov@mail.ru

Information about the authors

Elena A. Rozhkova – Engineer, South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS, Miass, Chelyabinsk region, Russia; rozhkova95.len@yandex.ru

Maya O. Kim – Deputy General Director for the Development of the Mineral Resource Base, Russian Mining and Chemical Company, Moscow, Russia; mkim616@yandex.ru

Ivan A. Blinov – Cand. Sci. (Geol.-Mineral.), Scientific Researcher, South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS, Miass, Chelyabinsk region, Russia; ivan_a_blinov@mail.ru

МИНЕРАЛОГИЯ

Том 11 № 4 2025

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



Журнал зарегистрирован Федеральной службой по надзору в сфере
связи информационных технологий и массовых коммуникаций
ПИ № ФС77-78696 от 30 июля 2020 г.

Технический редактор:

И.Ю. Мелекесцева

Оригинал-макет:

О.Л. Бусловская

Корректор:

И.А. Спиринова

Подписано в печать 25.12.2025. Дата выхода в свет: 00.00.2025

Формат 60 × 80%. Печать офсетная. Усл. печ. л. 11.1. Уч.-изд. л. 11.6. Тираж 200 экз. Заказ №

ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН: 456317, г. Миасс Челябинской обл., Ильменский заповедник

Отпечатано с оригинал-макета заказчика в ООО «ПРИНТ»

426035, г. Ижевск, ул. Тимирязева, 5.

Возрастное ограничение 16+. Распространяется бесплатно.

MINERALOGY
2025. Vol. 11. No. 4

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 27.12.2025.

Format 60 × 80%. Offset printing. Printed sheets 4.7. 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 in OOO «Print»
Timiryazeva Str., 5, Izhevsk City, 426035 Russia
Free of charge
