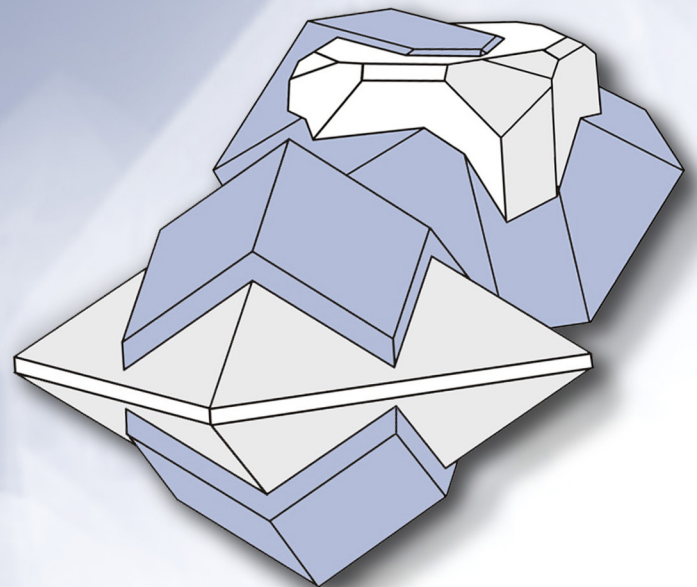


ISSN 2313-545X (Print)
ISSN 2782-2044 (Online)

МИНЕРАЛОГИЯ MINERALOGY

Том 12 № 1 2026



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

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

МИНЕРАЛОГИЯ

Том 12 № 1 2026 г. Апрель

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 12 No 1 2026 April
Founded 2014
Issued 4 times a year

МИНЕРАЛОГИЯ, 2026. Том 12. № 1

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 минералогия и минерогению, минералогия полезных ископаемых, технологическую минералогия, онтогению минералов и топоминералогия, эко- и биоминералогия и археологическую минералогия. 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. Брусницын, СПбГУ (г. Санкт-Петербург, Россия); И.О. Галускина, Силезский университет (г. Катовице, 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 456137, 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 2026. VOL. 12. NO. 1

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 minerageny, 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, Syktывkar, 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 Udachin (SU FRC MG UB RAS, Miass, Russia); Yuri Voytekhovsky (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

12(1), 2026

МИНЕРАЛЫ И МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ

- Гускрикит из Булатовского каменного карьера (Южный Урал):
первая находка в России
А.В. Касаткин, Н.В. Чуканов, В.А. Попов, А.М. Кузнецов 5

МИНЕРАЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

- Минералого-геохимические особенности хромититов Апшакской площади
(ультрамафитовый массив Южный Крак, Южный Урал)
Т.Д. Шабутдинов, Д.Е. Савельев, Р.А. Гатауллин 17
- Гранаты из скарнов Новониколаевского месторождения меди (Южный Урал)
В.В. Хребтиевский, О.Ю. Плотинская 44
- Сульфостаннаты в рудах текущей добычи Правоурмийского Cu-Sn месторождения
(Дальний Восток России)
*М.В. Заботина, Е.В. Белогуб, К.А. Новоселов, Е.А. Аширбаева, К.Н. Евстихеев,
М.А. Рассомахин, И.А. Блинов* 60

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ

- Условия кристаллизации гранитоидов массива Южный
(Северо-Восточный Таймыр, Россия)
Ю.В. Кисельников, А.Г. Шнейдер, В.Ф. Проскурнин 85

БИОМИНЕРАЛОГИЯ

- Двухстадийное преобразование костного апатита при нагреве
*А.А. Бибко, Р.Ю. Шендрик, О.В. Бухарова, М.С. Антонов,
М.О. Хрущева, Д.В. Лычагин*..... 105

CONTENTS

12(1), 2026

MINERALS AND MINERAL ASSEMBLAGES

- Goosecreekite from the Bulatovo stone quarry (South Urals): the first find in Russia
A.V. Kasatkin, N.V. Chukanov, V.A. Popov, A.M. Kuznetsov..... 5

MINERALOGY OF ORE DEPOSITS

- Mineralogical and geochemical features of chromitites of the Apshak area
(South Kraka ultramafic massif, South Urals)
T.D. Shabutdinov, D.E. Saveliev, R.A. Gataullin 17
- Skarn garnets of the Novonikolaevskoe copper deposit (South Urals)
V.V. Khrebtievsky, O.Yu. Plotinskaya..... 44
- Sulfostannates in exploited ores of the Pravaya Urma Cu-Sn deposit (Far East Russia)
M.V. Zabolotina, E.V. Belogub, K.A. Novoselov, E.A. Ashirbaeva, K.N. Evstikheev,
M.A. Rassomakhin, I.A. Blinov 60

CONDITIONS OF FORMATION OF ROCKS AND MINERALS

- Crystallization conditions of granites of the Yuzhny pluton (Northeast Taimyr, Russia)
Yu.V. Kisel'nikov, A.G. Shneider, V.F. Proskurnin 85

BIOMINERALOGY

- Two stage reorganization of bone apatite during heating
A.A. Bibko, R.Yu. Shendrik, O.V. Bukharova, M.S. Antonov,
M.O. Khrushcheva, D.V. Lychagin..... 105



<https://doi.org/10.35597/2313-545X-2026-12-1-1>
УДК 549.67 (470.55)

Гускрикит из Булатовского каменного карьера (Южный Урал): первая находка в России

А.В. Касаткин¹, Н.В. Чуканов², В.А. Попов³, А.М. Кузнецов⁴

¹Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН, Ленинский пр., 18-2, г. Москва,
119071 Россия; anatoly.kasatkin@gmail.com

²Федеральный исследовательский центр проблем химической физики и медицинской химии РАН,
Московская обл., пр. Академика Семенова 1, г. Черноголовка, 142432 Россия

³Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН,
г. Миасс, Челябинская обл., 456317 Россия

⁴ул. Октябрьская 5-337, г. Челябинск, 454071 Россия

Статья поступила в редакцию 02.02.2026 г., после доработки 14.02.2026 г., принята к печати 20.02.2026 г

Аннотация. В гранитных пегматитах Булатовского каменного карьера (Челябинская обл., Южный Урал) впервые на территории Российской Федерации установлен редкий цеолит гускрикит $\text{CaAl}_2\text{Si}_6\text{O}_{16} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. Он образует щетки субизометричных бесцветных и белых прозрачных со стекляннм блеском кристаллов размером до 0.4 см на микроклине и кварце в ассоциации с клинохлором, стильбитом-Са и флогопитом. Химический состав минерала (мас. %, среднее по 12 анализам, содержание H_2O рассчитано по стехиометрии): K_2O 0.21, CaO 9.33, Al_2O_3 16.53, SiO_2 58.77, H_2O (расч.) 14.71, сумма 99.55. Эмпирическая формула, рассчитанная на 21 атом О: $\text{Ca}_{1.02}\text{K}_{0.03}\text{Al}_{1.99}\text{Si}_{1.99}\text{O}_{16} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. Главные линии порошковой рентгенограммы [$d, \text{\AA}(\bar{h}kl)$]: 6.997(50)(001), 4.856(67)($\bar{1}21$), 4.503(70)(130), 4.472(100)(031), 3.302(60)(220). Рассчитанные по порошковой диаграмме параметры моноклинной элементарной ячейки: $a = 7.4008(9)$, $b = 17.421(3)$, $c = 7.288(1) \text{ \AA}$, $\beta = 105.42(2)^\circ$, $V = 905.8(2) \text{ \AA}^3$. Волновые числа сильных полос в ИК спектре (cm^{-1}): 3567, 3484, 3313, 1635, 1173, 1032, 980, 724, 576, 535, 421.

Ключевые слова: гускрикит, цеолит, пегматиты, Булатовский карьер, Южный Урал, первая находка в России.

Финансирование. ИК спектроскопическое исследование выполнено в соответствии с темой государственного задания ФИЦ проблем химической физики и медицинской химии РАН (номер государственной регистрации 124013100858-3).

Благодарности. Авторы признательны А.С. Гилеву за предоставленные образцы для исследований и подробную информацию о находке, С.Г. Епанчинцеву и М.Д. Мильшиной – за помощь в изготовлении рисунков и В.В. Гуржию – за обсуждение материала. Авторы также благодарят рецензента за конструктивные замечания, которые помогли улучшить статью.

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

Вклад авторов. А.В. Касаткин – разработка концепции, оптико-микроскопические исследования, химические и рентгеновские анализы, написание рукописи; Н.В. Чуканов – инфракрасная спектроскопия, написание рукописи; В.А. Попов – измерение и чертёж кристалла, написание рукописи; А.М. Кузнецов – поиск литературных источников, оформление иллюстраций, написание рукописи. Все авторы одобрили финальную версию статьи перед публикацией.

Для цитирования: Касаткин А.В., Чуканов Н.В., Попов В.А., Кузнецов А.М. Гускрикит из Булатовского каменного карьера (Южный Урал): первая находка в России. *Минералогия*, 12(1), 5–16. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2026-12-1-1>.

Goosecreekite from the Bulatovo stone quarry (South Urals): the first find in Russia

A.V. Kasatkin¹, N.V. Chukanov², V.A. Popov³, A.M. Kuznetsov⁴

¹Fersman Mineralogical Museum RAS, Leninskiy pr. 18-2, Moscow, 119071 Russia; anatoly.kasatkin@gmail.com

²Federal Research Center of Problems of Chemical Physics and Medicinal Chemistry RAS, pr. Akademika Semenova 1, Chernogolovka, Moscow region, 142432 Russia

³South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS, Miass, Chelyabinsk region, 456317 Russia;

⁴5-337, ul. Oktyabrskaya, Chelyabinsk, 454071 Russia

Received 02.02.2026, revised 14.02.2025 accepted 20.02.2026

Abstract. A rare zeolite goosecreekite, $\text{CaAl}_2\text{Si}_6\text{O}_{16} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$, was found for the first time in Russia in granitic pegmatites of the Bulatovo stone quarry (Chelyabinsk region, South Urals). It forms clusters of subhedral colorless and white transparent crystals with vitreous luster up to 0.4 cm in size on microcline and quartz in assemblage with clinocllore, stilbite-Ca and phlogopite. The chemical composition of the mineral is as follows (wt. %, mean of twelve analyses, the H_2O content is calculated by stoichiometry): K_2O 0.21, CaO 9.33, Al_2O_3 16.53, SiO_2 58.77, H_2O (calc.) 14.71, total 99.55. The empirical formula based on 21 O atom per formula unit is $\text{Ca}_{1.02}\text{K}_{0.03}\text{Al}_{1.99}\text{Si}_{1.99}\text{O}_{16} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. The strongest reflections of the powder X-ray diffraction diagram are [$d, \text{\AA}(l)$ (hkl)]: 6.997(50)(001), 4.856(67)($\bar{1}21$), 4.503(70)(130), 4.472(100)(031), 3.302(60)(220). The parameters of the monoclinic unit cell calculated from the powder X-ray data are as follows: $a = 7.4008(9)$, $b = 17.421(3)$, $c = 7.288(1) \text{ \AA}$, $\beta = 105.42(2)^\circ$, $V = 905.8(2) \text{ \AA}^3$. The wavenumbers of the strongest bands of the IR spectrum are (cm^{-1}): 3567, 3484, 3313, 1635, 1173, 1032, 980, 724, 576, 535, and 421.

Keywords: goosecreekite, zeolite, pegmatites, Bulatovo quarry, South Urals, first find in Russia.

Funding. The IR spectroscopic studies were supported by state contract of the Federal Research Center of Problems of Chemical Physics and Medicinal Chemistry RAS no. 124013100858-3.

Acknowledgements. We are grateful to Alexander S. Gilyov for samples for studies and detailed information about the locality, Sergey G. Epanchintsev and Maria D. Milshina for help with figures and Vladislav V. Gurzhiy for discussion. We also thank an anonymous reviewer for constructive comments.

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

Author contribution. A.V. Kasatkin – conceptualization, physical properties, chemical and X-ray analyses, writing of the manuscript; N.V. Chukanov – infrared spectroscopy, writing of the manuscript; V.A. Popov – crystal measurement and drawing, writing of the manuscript; A.M. Kuznetsov – literature data, preparation of figures, writing of the manuscript. All the authors approved the final version of the manuscript prior to publication.

For citation: Kasatkin A.V., Chukanov N.V., Popov V.A., Kuznetsov A.M. Goosecreekite from the Bulatovo stone quarry (South Urals): the first find in Russia. *Mineralogy*, 12(1), 5–16. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2026-12-1-1>.

ВВЕДЕНИЕ

Гускрикит, минерал из группы цеолитов с идеальной формулой $\text{CaAl}_2\text{Si}_6\text{O}_{16} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$, был впервые обнаружен и описан группой американских и канадских ученых в образцах из карьера Гус Крик (*Goose Creek*) в штате Виргиния, США (Dunn et al., 1980). Свое название минерал получил по месту первой находки. Гускрикит из Виргинии образует

поликристаллические агрегаты или несовершенные индивиды размером до 2 мм в полостях диабазы и ассоциирует с полевым шпатом, актинолитом, хлоритом, эпидотом, бабингтонитом, кварцем, титанитом, пренитом и стильбитом (Dunn et al., 1980). Авторы первого описания гускрикита без структурных данных предположили, что он может быть родственен брюстериту и эпистильбиту, а также является членом серии гейландита.

Расшифровка кристаллической структуры гускрикита (Rouse, Peacor, 1986) показала, что он кристаллизуется в моноклинной сингонии ($a = 7.401(3)$, $b = 17.439(6)$, $c = 7.293(3)$ Å, $\beta = 105.44(4)^\circ$, $V = 907.31$ Å³; пространственная группа $P2_1$), является диморфом эпистильбита и имеет некоторые элементы структуры, сходные с таковой брюстерита. В структуре гускрикита можно выделить три группы пересекающихся каналов, расположенных вдоль осей a , b и c . Каналы содержат атомы Са, координированные двумя атомами О в составе каркаса, и пятью молекулами H₂O с образованием искаженного одношапочного октаэдра. Каркас состоит из тетраэдров SiO₄ и AlO₄, сгруппированных в четырех-, шести- и восьмичленные кольца, объединенные через общие ребра в деформированные слои, которые ориентированы параллельно плоскости (010). В отличие от неупорядоченного эпистильбита (Slaughter, Kane, 1969) в структуре гускрикита упорядочение Si-Al почти совершенное с двумя из шести тетраэдрических позиций, демонстрирующих незначительное изоморфное замещение. Слои, параллельные (010), напоминают таковые в структуре брюстерита, но объединяются в трехмерный каркас несколько иным способом. Структуру гускрикита также можно описать с помощью комплексов T₉O₁₈, которые образуют вершинно-связанные цепочки, вытянутые вдоль оси b , тогда как соседние цепочки связаны в направлениях a и c четырехчленными кольцами. Расшифровка структуры гускрикита также показала, что этот цеолит не может быть отнесен ни к одной из известных серий, включая серию гейландита (Rouse, Peacor, 1986).

Гускрикит относится к редким минералам. В месте его первой находки было найдено всего около 25 образцов (Dunn et al., 1980). В последующие годы гускрикит был достоверно установлен в различных карьерах района Нашик (Насик) в штате Махараштра, Индия (Ottens, Hochleitner, 1985; Ottens, 2003; Ottens et al., 2019), в амфиболитовом карьере Обербаумюле (*Oberbaumühle*) в немецкой Баварии (Hampel, Keck, 1990), в известняковом карьере Дженсен (*Jensen*) в Калифорнии, США (Gaines et al., 1997), в моренных отложениях вокруг озера Ювватн (*Juvvatn*) в Норвегии (Nordrum, 2002; Raade, Berg, 2002) и в андезитовых конгломератах рядом с поселком Педерналь в Коста-Рике (Zeledón, 2004).

В России, насколько известно авторам, данный цеолит ранее не отмечался. Нами он найден

в образцах из Булатовского каменного карьера на Южном Урале и изучен современными аналитическими методами. Это первая достоверная находка гускрикита на территории Российской Федерации.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О МЕСТЕ НАХОДКИ

Булатовский каменный карьер (54°34'11" с.ш., 60°25'23" в.д.) расположен в 1.5 км северо-восточнее дер. Булатово Уйского района Челябинской области, примерно в 100 км к юго-западу от г. Челябинск. В геологическом отношении Булатовский карьер находится на площади Большаковского габброноритового массива силурийского возраста (рис. 1). Массив залегает в ядре антиклинальной структуры, сложенной породами краснокаменной, булатовской и шеметовской толщ. Вмещающими породами являются базальты, содержащие прослой кремнистых туффинов и яшмоидов. Площадь массива составляет около 40 км². В плане он имеет овально-изометричную форму ~ 8 × 6 км с кольцевым внутренним строением. Длинная ось массива ориентирована субмеридионально. Массив сформирован в три фазы. Наиболее ранними являются преобладающие в его составе оливин-пироксеновые габбро. Их прорывают тела пироксен-амфиболовых лабрадоровых габбро. Позднее сформировались габбро-порфириды, состоящие из гиперстена, клинопироксена, роговой обманки, небольшого количества биотита, зонального лабрадора, магнетита и апатита (Попов и др., 2017).

Небольшой относительно новый Булатовский карьер размером примерно 80 × 20 м заложен в первой половине 2010-х гг. для добычи облицовочного камня. В 2016 г. С.Г. Епанчинцевым здесь были впервые обнаружены небольшие пегматитовые жилы с цеолитовой минерализацией. Жильные граниты и гранитные пегматиты, пространственно ассоциирующие с Большаковским массивом, являются более поздними по отношению к габбро и, предположительно, связаны со становлением гранитоидов Камбулатовского комплекса. В стенках карьера тела гранитных пегматитов выглядят системой жильных тел снежно-белого цвета, рассекающих блоки габбро, или мелкими разноориентированными жилами. Строение и минеральный состав пегматитов Булатовского карьера подробно описаны в работе (Попов и др., 2017).

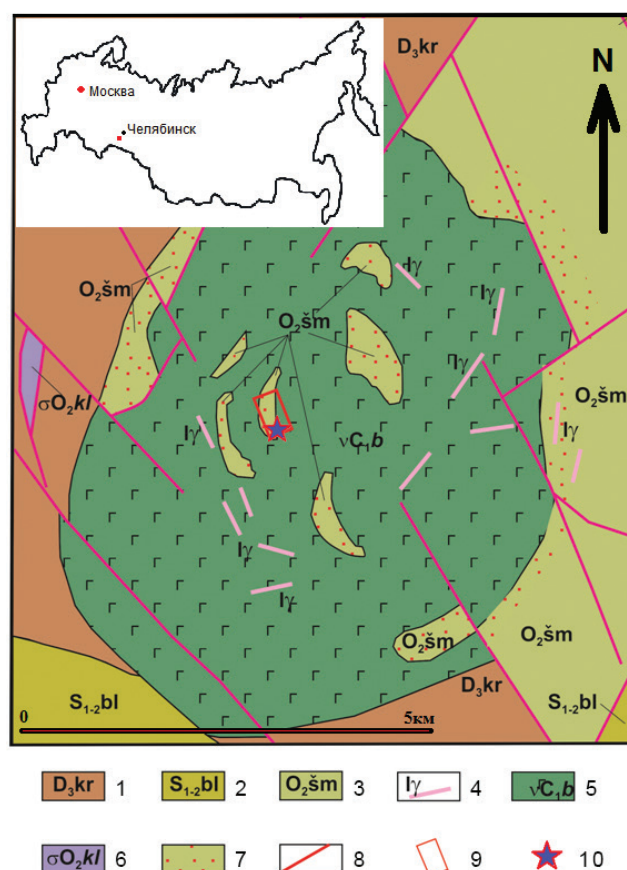
В последние годы добычные работы в карьере не ведутся, а сам объект периодически посещается любителями камня для сбора коллекционного ма-

Рис. 1. Географическое положение Булатовского карьера и геологическая схема Большаковского массива с изменениями и упрощениями по (Пужаков и др., 2018).

1 – поздний девон, краснокаменная толща: лавы, лавобрекчии, туфы трахибазальтов, трахиандезибазальтов, трахиандезитов, андезитов и дацитов, туффиты; 2 – ранний-поздний силур, булатовская толща: сланцы углисто-кремнистые, базальты и их туфы, вулканогенные песчаники и туфопесчаники; 3 – поздний ордовик, шеметовская толща: лавы и туфы трахибазальтов, базальтов, трахиандезибазальтов и риодацитов, прослои кремнистых туффитов, яшмоидов; 4 – дайки лейкогранитов; 5 – Большаковский габброноритовый массив: габбро, габбронориты, нориты, долериты; 6 – Куликовский габбро-дунит-гарцбургитовый массив: апогарцбургитовые, аполерцолитовые, антигоритовые серпентиниты; 7 – породы контактового метаморфизма; 8 – разрывные нарушения; 9 – контур геологического отвода Булатовского участка; 10 – Булатовский карьер.

Fig. 1. Geographical location of the Bulatovo quarry and geological map of the Bolshakovsky pluton, modified and simplified after (Puzhakov et al., 2018).

1 – Late Devonian Krasnokamenskaya Formation: lava, lava breccia, tuff of trachybasalt, trachybasaltic andesite, trachyandesite, andesite and dacite, tuffite; 2 – Early-Late Silurian Bulatovo Formation: carbonaceous-siliceous shale, basalt and their tuff, volcanic sandstone and tuffaceous sandstone; 3 – Late Ordovician Shemetovo Formation: lava and tuff of trachybasalt, basalt, trachybasaltic andesite and rhyodacite, interbeds of siliceous tuffite, jasperoid; 4 – leucogranitic dikes; 5 – Bolshakovsky gabbro-noritic pluton: gabbro, gabbro-norite, norite, dolerite; 6 – Kulikovsky gabbro-dunite-harzburgite massif: antigorite serpentinite after harzburgite and lherzolite; 7 – contact metamorphic rocks; 8 – faults; 9 – geological contour of the Bulatovo area; 10 – Bulatovo quarry.



териала. В образцах из карьера нами были в разные годы установлены такие цеолиты, как гейландит-Са, ломонтит, стеллерит, стильбит-Са и шабазит-Са (Попов и др., 2017; неопубликованные авторские данные). В июне 2025 г. при разборе пегматитового тела длиной около 1.5 м и мощностью 0.5 м в северной стенке карьера (рис. 2) А.С. Гилевым была вскрыта миарола размером приблизительно 0.3 × 0.1 × 0.1 м с кристаллами неизвестного цеолита, впоследствии диагностированного как гускрикит. Всего из миаролы извлечено около 20 небольших (первые сантиметры) образцов с этим редким минералом.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Физические свойства гускрикита описаны по результатам наблюдений под стереомикроскопом Zeiss Discovery V8. Химический состав изучался с использованием сканирующего электронного

микроскопа (СЭМ) Hitachi FlexSEM 1000 с энергодисперсионным (ЭД) детектором Xplore Contact 30 и системой анализа Oxford AZtecLive STD при ускоряющем напряжении 20 кВ, диаметре зонда 2 мкм и поглощенном токе 5 нА на металлическом кобальте (аналитик А.В. Касаткин). Определявшиеся элементы, аналитические рентгеновские линии и стандарты: AlKα – кианит; SiKα – SiO₂; KKα – KBr; CaKα – волластонит. Содержания остальных элементов с атомными номерами выше, чем у бериллия, оказались ниже пределов обнаружения ЭДС анализом.

Порошковая рентгенограмма получена на дифрактометре PowDiX 600 (CoKα – излучение, фильтр Fe 50 мкм, ускоряющее напряжение 40 кВ, ток 15 мА, непрерывный режим, скорость сканирования 1°/мин, расстояние образец–детектор 150 мм; аналитик А.В. Касаткин). Дифракционные данные проинтегрированы в программном комплексе ALMAZ, версия 1.0.

Рис. 2. Пегматитовое тело Булатовского карьера, в котором найден гускрикит (указано стрелкой). Поле зрения ~20 м. Июль 2025 г. Фото А.М. Кузнецова.

Fig. 2. Pegmatite body in the Bulatovo quarry, where goosecreekite was found (shown with an arrow). Field of view ~20 m. July 2025. Photo by A.M. Kuznetsov.



Рис. 3. Гускрикит и ассоциирующие минералы из Булатовского карьера: а – бесцветные кристаллы гускрикита и более мелкие белые кристаллы микроклина на белом массивном микроклине в сростании с кварцем и темным клинохлором; б – увеличенный фрагмент образца на рис. 3а; в – белые кристаллы гускрикита на дымчатом кварце. Фото: а, б – А.М. Кузнецов и М.Д. Мильшина; в – А.С. Гилёв и М.Д. Мильшина.

Fig. 3. Goosecreekite from the Bulatovo quarry: а – colorless goosecreekite crystals and smaller white microcline crystals on white massive microcline and quartz with dark clinocllore; б – enlarged fragment of specimen from Fig. 3а; в – white goosecreekite crystals on smoky quartz.

Photo: а, б – А.М. Kuznetsov and M.D. Milshina; в – А.С. Gilyov and M.D. Milshina.

ИК спектры порошка гускрикита и родственных ему цеолитов, запрессованных в таблетки с KBr, сняты на Фурье спектрометре ALPHA FTIR (Bruker Optics, Германия) в диапазоне волновых чисел $360\text{--}3800\text{ см}^{-1}$ при разрешающей способности 4 см^{-1} и числе сканирований, равном 16 (аналитик Н.В. Чуканов). В качестве образца сравнения, ИК спектр которого автоматически вычитался, использована таблетка KBr, не содержащая минерала.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Гускрикит из Булатовского карьера образует бесцветные кристаллы размером $0.2\text{--}0.4\text{ см}$ в

щетках размером до $5 \times 3\text{ см}$ на массивном белом микроклине в тесном сростании с кварцем, клинохлором (рис. 3а, б) и иногда – флогопитом. Размер индивидов гускрикита сопоставим с размером находящихся в тех же щетках кристаллов кварца и микроклина. Кварц дымчатый, прозрачный, образует короткопризматические кристаллы размером до 0.5 см . Кристаллы микроклина более мелкие (до 0.2 см), изометричные, непрозрачные, белого цвета, сдвойникованы по альбитовому закону. Микроклин диагностирован по химическому составу (его эмпирическая формула $(\text{K}_{0.89}\text{Na}_{0.05})_{\Sigma 0.94}\text{Al}_{1.02}\text{Si}_{3.00}\text{O}_8$) и ИК спектру. В этой же ассоциации присутствует стильбит-Са, образующий сноповидные агрегаты

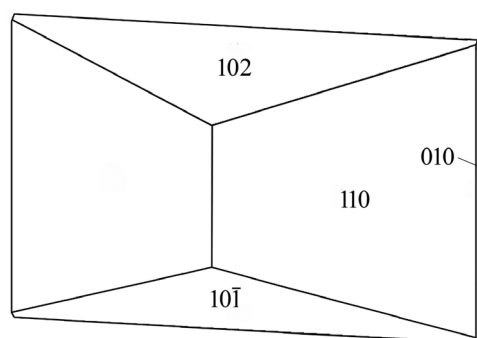


Рис. 4. Чертеж кристалла гускрикита.
 Fig. 4. Drawing of the goosecreekite crystal.

белых расщепленных кристаллов до 3 см. Также гускрикит установлен в виде бесцветных и белых кристаллов до 0.4 см на нескольких одиночных кристаллах дымчатого кварца длиной до 3 см (рис. 3в). На одном из подобных кристаллов кварца из той же миаролы обнаружен пренит в виде белой сферолитовой корки размером 2 см.

Кристаллы гускрикита из Булатовского карьера прозрачны, имеют стеклянный блеск и белую черту. Твердость по шкале Мооса, определенная методом царапания эталонными минералами, составляет $\sim 4\frac{1}{2}$, аналогично значению твердости типового гускрикита из США. Плотность южноуральского минерала, измеренная уравниванием его зерен в растворе жидкости Клеричи, равна $2.24(2)$ г/см³, что совпадает с показателем расчетной плотности 2.236 г/см³, полученным с использованием эмпирической формулы и рассчитанных по порошковой параметрам элементарной ячейки, а также соответствует измеренной плотности ($2.21(2)$ г/см³) гускрикита из карьера Гус Крик (Dunn et al., 1980).

В литературе неоднократно отмечались несовершенная форма кристаллов гускрикита из разных местонахождений, изогнутость и скрученность граней, не позволяющая корректно проиндцировать их формы (Dunn et al., 1980; Raade, Berg, 2002; Ottens, 2003). Гониометрические измерения кристаллов гускрикита из места первой находки позволили определить индексы $\{100\}$ и $\{001\}$ только для двух пинакоидов, в то время как остальные грани оказались сильно искривлены (Dunn et al., 1980). По аналогичной причине не были проиндцированы грани кристаллов гускрикита из других объектов.

Кристаллы гускрикита из Булатовского карьера оказались более совершенными, что позволило впервые для данного минерального вида заполнить чертеж его кристалла (рис. 4). Кристаллы

имеют субизометричный облик, слабо удлинённый по второй кристаллографической оси $[010]$, габитус образован гранями ромбической призмы $\{110\}$ и пинакоидов $\{102\}$, $\{10\bar{1}\}$, $\{010\}$. Грани второго пинакоида $\{010\}$ узкие, по ним видна совершенная спайность. Пинакоиды $\{102\}$ $\{10\bar{1}\}$ грубоблочные, видна небольшая скрученность граней.

В отличие от многих других цеолитов, гускрикит является минералом с постоянной стехиометрией. Приводимые в литературе химические составы близки к идеальной формуле минерала, в том числе по содержанию воды и отсутствию или малому количеству примесных элементов (Dunn et al., 1980; Raade, Berg, 2002). Это в полной мере относится и к российскому цеолиту. Гускрикит из Булатовского карьера устойчив под пучком электронного зонда и однороден в режиме отраженных электронов. В его составе отмечена только небольшое содержание K_2O (до 0.31 мас. %). Усредненный химический состав минерала (среднее значение по двенадцати анализам) показан в таблице 1. Он отвечает эмпирической формуле, рассчитанной на 21 атом О: $Ca_{1.02}K_{0.03}Al_{1.99}Si_{1.99}O_{16} \cdot 5H_2O$. Аналогичная южноуральскому гускрикиту небольшая примесь К (до 0.07 а.ф.) ранее отмечалась только в гускриките из Норвегии (Raade, Berg, 2002).

Порошковая рентгенограмма гускрикита из Булатовского карьера близка к эталонной рентгенограмме минерала из места его первой находки (табл. 2). Все измеренные межплоскостные расстояния и интенсивности соответствуют показателям, рассчитанным из структурных данных (Rouse, Reasor, 1986). Параметры моноклинной элементарной ячейки, рассчитанные по данным порошковой с помощью программы UnitCell (Holland, Redfern, 1997): $a = 7.4008(9)$, $b = 17.421(3)$, $c = 7.288(1)$ Å, $\beta = 105.42(2)^\circ$, $V = 905.8(2)$ Å³. Они близки к параметрам ячейки гускрикита, полученным для голотипа в результате монокристаллической съемки (табл. 2).

ИК спектр гускрикита из Булатовского карьера (кривая 1 на рис. 5) близок к спектру гускрикита из трапповой формации Индии (кривая 2 на рис. 5), отличаясь от последнего более слабой разрешенностью полос в областях валентных ($900\text{--}1200$ см⁻¹), смешанных ($600\text{--}800$ см⁻¹) и деформационных (ниже 600 см⁻¹) колебаний алюмосиликатного каркаса, что указывает на частичную (но незначительную) разупорядоченность Al и Si. Водородные связи, образуемые молекулами воды в гускриките из Булатовского карьера, немного ослаблены по

Таблица 1. Химический состав гускрикита из Булатовского карьера (Южный Урал)
Table 1. Chemical composition of goosecreekite from Bulatovo quarry (South Urals)

Оксид	Мас. % ($n = 12$)	Разброс значений	Стандартное отклонение
SiO ₂	58.77	57.90–59.65	0.49
Al ₂ O ₃	16.53	16.11–17.12	0.42
CaO	9.33	9.12–9.66	0.16
K ₂ O	0.21	0.12–0.31	0.08
H ₂ O	14.71		
Сумма	99.55		

Примечание. Содержание H₂O рассчитано по стехиометрии (H = 10 а.ф.)
Note. The H₂O content is calculated by stoichiometry (H = 10 apfu).

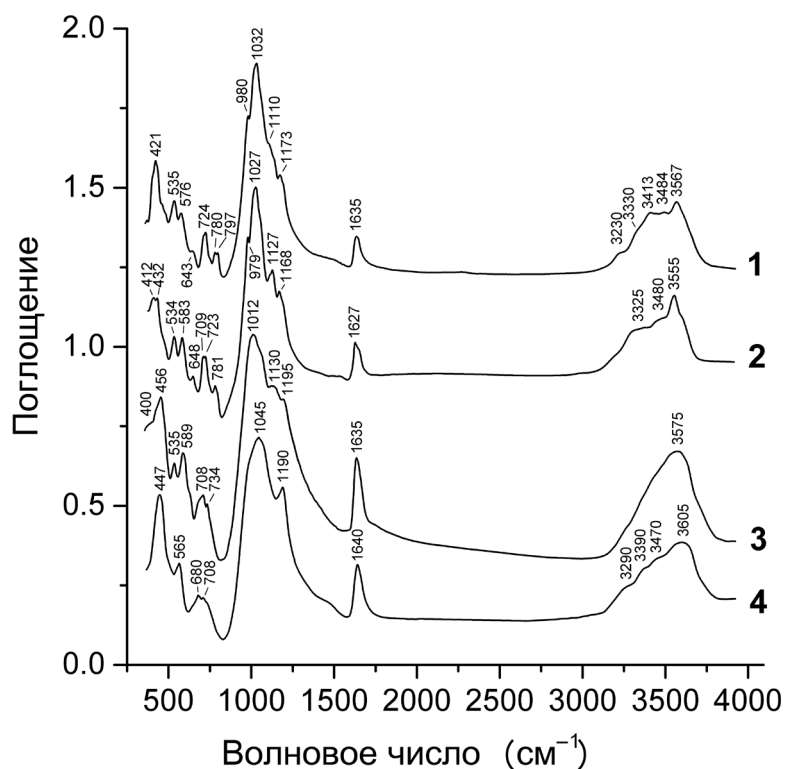


Рис. 5. Инфракрасные спектры цеолитов: 1, 2 – гускрикит из Булатовского карьера (1) и карьера близ г. Насик, Махараштра, Индия (2); 3 – брюстерит-Sr с эмпирической формулой $(\text{Sr}_{1.4}\text{Ba}_{0.6}\text{K}_{0.1})(\text{Si}_{11.9}\text{Al}_{4.1}\text{O}_{32}) \cdot n\text{H}_2\text{O}$ из рудника Уайтсмит, Стронтиан, Шотландия; 4 – эпистильбит из карьера Шиаторска Буковинка, Банска Бистрица, Словакия.

Fig. 5. Infrared spectra of zeolites: 1, 2 – goosecreekite from the Bulatovo quarry (1) and a quarry near Nashik township, Maharashtra, India (2); 3 – brewsterite-Sr with empirical formula $(\text{Sr}_{1.4}\text{Ba}_{0.6}\text{K}_{0.1})(\text{Si}_{11.9}\text{Al}_{4.1}\text{O}_{32}) \cdot n\text{H}_2\text{O}$ from the Whitesmith Mine, Strontian, Scotland; 4 – epistilbite from the Šiatorská Bukovinka quarry, Banská Bystrica region, Slovakia.

сравнению с водородными связями в гускриките из Индии, что проявляется в небольших сдвигах полос в области О–Н-валентных колебаний (3200–3600 см⁻¹) в высокочастотную область.

ИК спектр брюстерита-Sr – цеолита, структурно родственного гускрикиту и характеризующе-

гося частичной упорядоченностью Al и Si (кривая 3 на рис. 5) – подобен ИК спектру гускрикита, отличаясь от последнего большими величинами ширины и расщеплений полос валентных, смешанных и деформационных колебаний каркаса, а также более слабыми водородными связями. Еще большей раз-

Таблица 2. Порошковые рентгенограммы гускрикита из Булатовского карьера (Южный Урал) и карьера Гус Крик (Виргиния, США)

Table 2. Powder X-ray diffraction data of goosescreekite from the Bulatovo quarry (South Urals) and Goose Creek quarry (Virginia, USA)

Гускрикит, Булатовский карьер		Гускрикит, карьер Гус Крик (JCPDS 84-1163)		<i>hkl</i>
<i>d</i> , Å	<i>I</i> , %*	<i>d</i> , Å	<i>I</i> , %	
8.693	15	8.7195	14	0 2 0
7.138	41	7.1339	43	1 0 0
6.997	50	7.0297	62	0 0 1
		6.6027	3	1 1 0
6.527	3	6.5199	3	0 1 1
5.849	4	5.8453	5	$\bar{1}$ 0 1
5.545	27	5.5422	45	$\bar{1}$ 1 1, 1 2 0
5.473	19	5.4727	32	0 2 1
4.856	67	4.8552	77	$\bar{1}$ 2 1
4.503	70	4.5063	67	1 3 0
4.472	100	4.4797	100	0 3 1
		4.3597	1	0 4 0
4.309	5	4.3116	7	1 1 1
4.117	22	4.1217	24	$\bar{1}$ 3 1
3.960	15	3.9635	12	1 2 1
3.699	9	3.7200	7	1 4 0
		3.7050	7	0 4 1
3.574	30	3.5898	6	$\bar{2}$ 0 1
		3.5669	9	2 0 0
		3.5498	7	$\bar{1}$ 0 2
		3.5334	9	1 3 1
3.491	34	3.5161	17	$\bar{2}$ 1 1, 0 0 2
		3.4946	27	$\bar{1}$ 4 1, 2 1 0
		3.4785	23	$\bar{1}$ 1 2
3.442	9	3.4456	8	0 1 2
3.325	34	3.3195	23	$\bar{2}$ 2 1
3.302	60	3.3013	48	2 2 0
3.257	39	3.2599	35	0 2 2
3.119	33	3.1333	19	1 5 0
		3.1243	25	0 5 1
		3.1141	18	1 4 1
3.037	44	3.0543	11	$\bar{2}$ 3 1
		3.0402	38	2 3 0
		3.0296	27	$\bar{1}$ 3 2
2.999	36	3.0078	38	0 3 2
2.892	23	2.9226	7	$\bar{2}$ 0 2
		2.9065	12	0 6 0
		2.8824	2	2 0 1, $\bar{2}$ 1 2
2.844	10	2.8472	10	2 1 1
		2.8271	3	1 1 2
2.772	10	2.7712	15	$\bar{2}$ 4 1, $\bar{2}$ 2 2
		2.7607	10	2 4 0

Продолжение таблицы
Continuation of Table

Гускрикит, Булатовский карьер		Гускрикит, карьер Гус Крик (JCPDS 84-1163)		<i>hkl</i>
<i>d</i> , Å	<i>I</i> ,%*	<i>d</i> , Å	<i>I</i> ,%	
2.749	14	2.7527	13	1 4 2
		2.7450	11	1 5 1
		2.7397	11	2 2 1, 0 4 2
		2.7218	3	1 2 2
2.687	15	2.6916	16	1 6 0
		2.6859	16	0 6 1
2.596	9	2.6111	4	2 3 2
		2.6025	9	1 6 1
		2.5849	8	2 3 1
		2.5698	7	1 3 2
2.478	4	2.5015	3	2 5 1
		2. 4937	3	2 5 0
		2. 4878	4	1 5 2
		2. 4757	2	0 5 2
		2. 4601	2	3 0 1
2.424	6	2. 4276	9	2 4 2, 1 0 3
		2. 4064	2	2 4 1, 1 1 3
		2. 3943	3	1 4 2
2.376	9	2. 3779	2	3 0 0
		2. 3677	5	3 2 1
		2. 3519	3	3 1 0, 1 7 0
2.337	24	2. 3432	7	0 0 3
		2. 3371	14	1 2 3
		2. 3223	1	0 1 3
2.264	11	2. 2918	7	3 2 0, 1 7 1
		2.2629	5	3 3 1, 0 2 3
		2.2589	6	2 6 1
		2.2509	3	2 0 3, 3 1 2
2.237	8	2.2401	11	2 5 2, 0 6 2
		2.2343	8	2 1 3
		2.2234	2	2 0 2, 2 5 1
2.200	4	2.2138	3	1 5 2
		2.2070	5	2 1 2
		2.2009	3	3 3 0
		2.1966	2	3 2 2
Параметры моноклинной ячейки*				
<i>a</i> = 7.4008(9) Å		<i>a</i> = 7.401(3) Å		
<i>b</i> = 17.421(3) Å		<i>b</i> = 17.439(6) Å		
<i>c</i> = 7.288(1) Å		<i>c</i> = 7.293(3) Å		
β = 105.42(2)°		β = 105.44(4)°		
<i>V</i> = 905.8(2) Å ³		<i>V</i> = 907.31 Å ³		

Примечание. Жирным шрифтом выделены наиболее сильные отражения. * – Параметры моноклинной ячейки рассчитаны из порошкограммы для гускрикита из Булатовского карьера; монокристалльные данные – для гускрикита из карьера Гус Крик.

Note. The strongest reflections are typed in bold. * – The unit cell parameters are calculated from the powder X-ray data for goosecreekite from the Bulatovo quarry; single-crystal X-ray data are given for goosecreekite from the Goose Creek quarry.

Таблица 3. Сравнительная характеристика некоторых кальциевых цеолитов
 Table 3. Comparative data for several Ca-dominant zeolites

Минерал	Гускрикит		Эпистильбит	Гейландит-Са	Ломонтит	Стеллерит	Стильбит-Са	Шабазит-Са
	Булатовский карьер	Гус Крик, США						
Идеальная формула	CaAl ₂ Si ₆ O ₁₆ ·5H ₂ O		CaAl ₂ Si ₆ O ₁₆ ·5H ₂ O	(Ca,Na,K) ₃ (Si ₂₇ Al ₉)O ₇₂ ·26H ₂ O	CaAl ₂ Si ₄ O ₁₂ ·4H ₂ O	Ca ₄ (Si ₂₈ Al ₈)O ₇₂ ·28H ₂ O	NaCa ₄ (Si ₂₇ Al ₉)O ₇₂ ·28H ₂ O	Ca ₂ [Al ₄ Si ₈ O ₂₄]·13H ₂ O
Сингония, пространственная группа	Моноклиная P2 ₁		Моноклиная C2/m, Cm или C2	Моноклиная C2/m	Моноклиная C2/m	Ромбическая Fmm	Моноклиная F2/m	Гексагональная R3m
a, Å	7.4008(9)	7.401(3)	9.08(1)	17.77(2)	14.724(9)	13.599(4)	13.6334	13.790(5)
b, Å	17.421(3)	17.439(6)	17.74(1)	17.95(2)	13.075(6)	18.222(4)	18.2443	
c, Å	7.288(1)	7.293(3)	10.25(1)	7.435(7)	7.559(2)	17.863(3)	17.8449	15.040(4)
β, °	105.42(2)	105.44(4)	124.54(5)	116.46(5)	112.01(3)		90.32	
V, Å ³	905.8(2)	907.31	1360.03	2123.12	1349.17	4426.47	4438.53	2476.89
Z	2	2	3	4	4	8	1	1
Сильные рефлексы на порошковой рентгенограмме	6.997(50) 4.856(67) 4.503(70) 4.472(100) 3.302(60)	7.19(50) 5.59(50) 4.91(50) 4.53(100) 3.350(40)	8.89(90) 6.89(60) 4.91(65) 3.87(70) 3.45(100)	8.84(80) 7.80(70) 5.096(70) 3.917(100) 3.420(70)	9.50(60) 6.84(40) 4.16(100) 3.51(80) 3.27(55)	9.03(100) 4.655(15) 4.057(45) 3.028(23) 3.003(10)	9.13(100) 4.679(16) 4.065(58) 3.028(36) 2.780(21)	9.35(50) 5.02(30) 4.32(75) 3.87(30) 2.925(100)
Цвет	Бесцветный, белый	Бесцветный, белый	Бесцветный, белый, розоватый, желтоватый	Бесцветный, белый, серый, желтый, красный, розовый, оранжевый, коричневый, черный	Белый, серый, розовый, желтоватый, коричневатый, золотисто-коричневый	Бесцветный, белый	Белый, желтоватый, серый, розовый, красноватый, оранжевый, коричневый	Белый, бесцветный, желтый, розовый, красный
Блеск	Стеклянный	Стеклянный до жемчужного	Стеклянный	Стеклянный до жемчужного	Стеклянный до жемчужного	Стеклянный	Стеклянный до жемчужного	Стеклянный
Плотность, г/см ³ : Измеренная Расчетная	2.24(2) 2.236	2.21(2) 2.23	2.22 – 2.28 2.266	2.10 – 2.20 2.17	2.23 – 2.41 2.25	2.13(1) 2.12	2.19(1) 2.23	2.05 – 2.20 2.035
Источник	Настоящая статья	Dunn et al. (1980); Rouse, Reacor (1986)	Anthony et al. (2000)			Anthony et al. (2000); www.minicryst.iem.ac.ru		Anthony et al. (2000)

порядоченностью Al и Si и, соответственно, слабой разрешенностью полос колебаний каркаса, а также еще более слабыми водородными связями характеризуется диморф гускрикита эпистильбит (кривая 4 на рис. 5). Интенсивные полосы на всех четырех спектрах в диапазоне 1627–1640 см⁻¹ относятся к деформационным колебаниям молекул H₂O.

Последовательность минералообразования в гранитных пегматитах, вскрытых Булатовским карьером, подробно описана в работе (Попов и др., 2017). Кристаллизация началась с образования мелкографических сростаний кварца с микроклином и альбитом. Одновременно с ними кристаллизовался биотит (флогопит). Далее образовались агрегаты с тригональным кварцем, пренитом, клинохлором и другими минералами. Все диагностированные нами цеолиты, включая гускрикит, являются поздними минералами пегматитов и имеют кальциевую специализацию. Сравнительная характеристика некоторых Са-доминантных цеолитов приведена в таблице 3. Цеолиты нарастают на ранние минералы в полостях и щелях, нередко после некоторого растворения этих ранних минералов. Интересно отметить, что при отделении измеренного кристалла гускрикита от друзы кварца и микроклина вскрылась небольшая индукционная поверхность их совместного одновременного роста, что говорит об их парагенетичности в конце роста дымчатого кварца и полевого шпата.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате детального исследования при помощи современных методов в одной из пегматитовых жил Булатовского каменного карьера на Южном Урале впервые на территории Российской Федерации обнаружен и охарактеризован редкий минерал из группы цеолитов гускрикит CaAl₂Si₆O₁₆ · 5H₂O. Полученные данные химического состава, порошковая рентгенограмма и инфракрасный спектр хорошо согласуются с опубликованными в литературе данными для гускрикита. Впервые выполнен чертеж природного кристалла и проиндентированы все его грани. Находка гускрикита свидетельствует в пользу целесообразности дальнейших работ по поиску других редких цеолитов на Булатовском карьере.

ЛИТЕРАТУРА

- Попов В.А., Епанчинцев С.Г., Касаткин А.В. (2017) Минералогия гранитных пегматитов в районе Булатово Уйского района Челябинской области. *Всероссийские научные чтения памяти ильменского минералога В.О. Полякова*. Миасс, ИМин УрО РАН, 12–22.
- Пужаков Б.А., Шох В.Д., Щулькина Н.Е., Щулькин Е.П., Долгова О.Я., Орлов М.В., Попова Т.А., Тарелкина Е.А., Иванов А.В. (2018) Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000, 2-е изд. Серия Южноуральская. Лист N-41-XIII (Пласт). М., Московский филиал ФГБУ ВСЕГЕИ, 205 с.
- Anthony J.W., Bideaux R.A., Bladh K.W., Nichols M.C. Eds. (2000) *Handbook of Mineralogy*. Mineralogical Society of America, Chantilly, VA 20151-1110, USA.
- Dunn P.J., Peacor D.R., Newberry N., Ramik R.A. (1980) Goosecreekite, a new calcium aluminum silicate hydrate, possibly related to brewsterite and epistilbite. *The Canadian Mineralogist*, 18, 323–327.
- Gaines R.V., Skinner H.C.W., Foord E.E., Mason B., Rosenzweig A. (1997) Goosecreekite. *Dana's New Mineralogy*, 8th ed., 1695–1696.
- Hampel W., Keck E. (1990) Goosecreekite von der Oberbaumühle bei Windisch-Eschenbach (Oberpfalz). *Lapis*, 13, 40–41 (in German).
- Holland T.J.B., Redfern S.A.T. (1997) Unit cell refinement from powder diffraction data: the use of regression diagnostics. *Mineralogical Magazine*, 61, 65–77. <https://doi.org/10.1180/minmag.1997.061.404.07>
- Nordrum F.S. (2002) Nyfunn av mineraler i Norge 2001–2002. *STEIN. Nordisk magasin for populær geologi*, 29, 4–10 (in Norwegian).
- Ottens B. (2003) Minerals of the Deccan traps, India. *The Mineralogical Record*, 34, 1–82.
- Ottens B., Hochleitner R. (1985) Goosecreekite aus den indischen Zeolith-Lagerstätten. *Lapis*, 10, 22 (in German)
- Ottens B., Götze J., Schuster R., Krenn K., Hauzenberger C., Zsolt B., Vennemann T. (2019) Exceptional multi stage mineralization of secondary minerals in cavities of flood basalts from the Deccan volcanic province, India. *Minerals*, 9(6), 351; <https://doi.org/10.3390/min9060351>.
- Raade G., Berg H.-J. (2002) Powder X-ray diffraction data for goosecreekite [CaAl₂Si₆O₁₆ · 5H₂O]. *Powder Diffraction*, 17, 247–249. <https://doi.org/10.1154/1.1469024>.
- Rouse R.C., Peacor, D.R. (1986) Crystal structure of the zeolite mineral goosecreekite CaAl₂Si₆O₁₆·5H₂O. *American Mineralogist*, 71, 1494–1501.
- Slaughter M., Kane W.T. (1969) The crystal structure of a disordered epistilbite. *Zeitschrift für Kristallographie*, 130, 68–87.
- Zeledón L.A. (2004) Zeolitas del Valle Central de Costa Rica y sus alrededores. *Revista Geológica de América Central*, 31, 67–80 (in Spanish).

REFERENCES

- Anthony J.W., Bideaux R.A., Bladh K.W., Nichols M.C. Eds. (2000) Handbook of Mineralogy. Mineralogical Society of America, Chantilly, VA 20151-1110, USA.
- Dunn P.J., Peacor D.R., Newberry N., Ramik R.A. (1980) Goosecreekite, a new calcium aluminum silicate hydrate, possibly related to brewsterite and epistilbite. *The Canadian Mineralogist*, 18, 323–327.
- Gaines R.V., Skinner H.C.W., Foord E.E., Mason B., Rosenzweig A. (1997) Goosecreekite. *Dana's New Mineralogy*, 8th ed., 1695–1696.
- Hampel W., Keck E. (1990) Goosecreekite von der Oberbaumühle bei Windisch-Eschenbach (Oberpfalz). *Lapis*, 13, 40–41 (in German).
- Holland T.J.B., Redfern S.A.T. (1997) Unit cell refinement from powder diffraction data: the use of regression diagnostics. *Mineralogical Magazine*, 61, 65–77. <https://doi.org/10.1180/minmag.1997.061.404.07>
- Nordrum F.S. (2002) Nyfunn av mineraler i Norge 2001-2002. *STEIN. Nordisk magasin for populær geologi*, 29, 4–10 (in Norwegian).
- Ottens B. (2003) Minerals of the Deccan traps, India. *The Mineralogical Record*, 34, 1–82.
- Ottens B., Hochleitner R. (1985) Goosecreekite aus den indischen Zeolith-Lagerstätten. *Lapis*, 10, 22 (in German)
- Ottens B., Götze J., Schuster R., Krenn K., Hauzenberger C., Zsolt B., Vennemann T. (2019) Exceptional multi stage mineralization of secondary minerals in cavities of flood basalts from the Deccan volcanic province, India. *Minerals*, 9(6), 351; <https://doi.org/10.3390/min9060351>.
- Popov V.A., Epanchintsev S.G., Kasatkin A.V. (2017) Mineralogy of granitic pegmatites near Bulatovo, Uy region, Chelyabinsk oblast. *Vserossiyskie nauchnye chteniya imeni ilmenskogo mineralog V.O. Polyakova (All-Russian Scientific Readings in Memory of the Ilmeny Mineralogist V.O. Polyakov)*. Miass, IMin UrO RAN, 12–22 (in Russian).
- Puzhakov B.A., Shokh V.D., Shchulkin N.E., Shchulkin E.P., Dolgova O.Ya., Orlov M.V., Popova T.A., Tarelkina E.A., Ivanov A.V. (2018). State geological map of the Russian Federation. Scale 1 : 200 000, 2nd ed. South Urals series. Sheet N-41-XIII (Plast). Moscow, VSEGEI, 205 p. (in Russian)
- Raade G., Berg H.-J. (2002) Powder X-ray diffraction data for goosecreekite [$\text{CaAl}_2\text{Si}_6\text{O}_{16} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$]. *Powder Diffraction*, 17, 247–249; DOI: 10.1154/1.1469024.
- Rouse R.C., Peacor, D.R. (1986) Crystal structure of the zeolite mineral goosecreekite $\text{CaAl}_2\text{Si}_6\text{O}_{16} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. *American Mineralogist*, 71, 1494–1501.
- Slaughter M., Kane W.T. (1969) The crystal structure of a disordered epistilbite. *Zeitschrift für Kristallographie*, 130, 68–87.
- Zeledón L.A. (2004) Zeolitas del Valle Central de Costa Rica y sus alrededores. *Revista Geológica de América Central*, 31, 67–80 (in Spanish).

Информация об авторах

Касаткин Анатолий Витальевич – ведущий специалист, Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН, г. Москва, Россия; anatoly.kasatkin@gmail.com

Чуканов Никита Владимирович – доктор физико-математических наук, главный научный сотрудник, Федеральный исследовательский центр проблем химической физики и медицинской химии РАН, г. Черноголовка, Московская обл., Россия; nikchukanov@yandex.ru

Попов Владимир Анатольевич – доктор геолого-минералогических наук, научный сотрудник, Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, г. Миасс, Челябинская обл., Россия; popov@mineralogy.ru

Кузнецов Алексей Михайлович – коллекционер, г. Челябинск, Россия, alexmith@mail.ru.

Information about the authors

Anatoly V. Kasatkin – Leading Researcher, Fersman Mineralogical Museum RAS, Moscow, Russia; anatoly.kasatkin@gmail.com.

Nikita V. Chukanov – Doct. Sci. (Phys.-Math.), Chief Researcher, Federal Research Center of Problems of Chemical Physics and Medicinal Chemistry RAS, Chernogolovka, Moscow region, Russia; nikchukanov@yandex.ru

Vladimir A. Popov – Doct. Sci. (Geol.-Mineral.), Scientific Researcher, South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS, Miass, Chelyabinsk region, Russia; popov@mineralogy.ru

Alexey M. Kuznetsov – Collector, Chelyabinsk, Russia; alexmith@mail.ru



<https://doi.org/10.35597/2313-545X-2026-12-1-2>

УДК 553.086

Минералого-геохимические особенности хромититов Апшакской площади (ультрамафитовый массив Южный Крак, Южный Урал)

Т.Д. Шабутдинов, Д.Е. Савельев, Р.А. Гатауллин

Институт геологии УФИЦ РАН, ул. Карла Маркса 16/2, г. Уфа,
450077 Россия; timurgeolog11@gmail.com

Статья поступила в редакцию 28.12.2025 г., после доработки 31.01.2026 г., принята к печати 11.03.2026 г

Аннотация. Изучен минеральный состав хромититов Апшакской площади в северо-западной части массива Южного Крака (самого большого представителя офиолитов Кракинской группы), приуроченного к северному замыканию Зилаирского синклинория на западном склоне Южного Урала. Большая часть рудопроявлений хромититов сложена высокохромистыми шпинелидами (55.0–66.0 мас. % Cr_2O_3 , < 12.0 мас. % Al_2O_3), значительно менее распространены глиноземистые составы (40.3–45.0 (реже до 50.0) мас. % Cr_2O_3 , 18.0–28.9 мас. % Al_2O_3). Главным интерстициальным минералом хромититов является серпентин, который представлен α -лизардитом. В хромититах также обнаружены форстерит, диопсид, энстатит, Са-амфибол (паргасит), клинохлор, уваровит, андрадит, фторстрофит, фторкафит, стронцийсодержащий фторapatит, аварунит, кобальтсодержащий пентландит, хизлевудит, миллерит, анилит, маухерит, орселит, самородная медь, перовскит, барит. Минералы платиновой группы представлены сульфидами и сульфарсенидами Ru-Os-Ir (лауритом, эрликманитом, купроиридситом, ирарситом) и реже – арсенидами Rh (закаринитом). Определенные по минеральным геотермометрам и оксибарометру условия минеральных равновесий между оливином и хромшпинелидом оцениваются в 650–850 °С. Фугитивность кислорода ($\Delta\log(f\text{O}_2)$) варьирует от +0.1 до +2.6, что может свидетельствовать о переуравновешивании минеральных ассоциаций в субсолидусных условиях. Хромититы из серпентинитовых зон испытали более интенсивную переработку в коровых условиях с участием флюидов, на что указывает ассоциация вторичных минералов с хлоритом, гранатами, минералами надгруппы апатита, сплавами, большей частью сульфидов, арсенидами, перовскитом, баритом. Амфиболы характеризуются неоднозначным генезисом с заметной ролью мантийного и корово-мантийного источников. Механизм концентрации платиноидов остается дискуссионным. Одним из наиболее вероятных представляется реститовый генезис, причем элементы платиновой группы могли поступать либо из существовавших первичных сульфидов, либо при твердофазном перераспределении в хромитовых зернах примесных атомов платиноидов в ходе пластической деформации.

Ключевые слова: хромититы, Южный Крак, Апшакская площадь, минералы платиновой группы, минералы надгруппы апатита, уваровит, андрадит, сульфиды и сульфарсениды Ru-Os-Ir, закаринит.

Финансирование. Исследования выполнены за счет государственного задания № FMRS-2025-0014.

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

Вклад авторов. Шабутдинов Т.Д. – анализ спектров минералов, расчеты формул и T - $f\text{O}_2$ параметров, интерпретация результатов, написание черновика рукописи, редактирование финального варианта рукописи; Савельев Д.Е. – электронно-микроскопические исследования минералов, формулировка идеи, постановка задач, редактирование финального варианта рукописи; Гатауллин Р.А. – редактирование и оформление финального варианта рукописи. Все авторы одобрили финальную версию статьи перед публикацией.

Для цитирования: Шабутдинов Т.Д., Савельев Д.Е., Гатауллин Р.А. Минералого-геохимические особенности хромититов Апшакской площади (ультрамафитовый массив Южный Крак, Южный Урал). Минералогия, 12(1), 17–43. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2026-12-1-2>.

Mineralogical and geochemical features of chromitites of the Apshak area (South Kraka ultramafic massif, South Urals)

T.D. Shabutdinov, D.E. Saveliev, R.A. Gataullin

*Institute of Geology, Ufa Federal Research Centre, Russian Academy of Sciences, ul. Karla Marksa 16/2, Ufa, 450077
Russia; timurgeolog11@gmail.com*

Received 28.12.2025, revised 31.01.2026 accepted 11.03.2026

Abstract. Mineral composition of chromitites of the Apshak area in the northwestern part of the South Kraka massif (the largest representative of the Kraka group ophiolites), which is confined to the northern closure of the Zilair Synclinorium on the western slope of the South Urals, is studied. Most chromitite occurrences are composed of high-Cr spinels (55.0–66.0 wt. % Cr_2O_3 , <12.0 wt. % Al_2O_3) and subordinate Al-enriched spinel (40.3–45.0 (rarely up to 50.0) wt. % Cr_2O_3 , 18.0–28.9 wt. % Al_2O_3). Serpentine (α -lizardite) is a major interstitial mineral of chromitites. They also contain forsterite, diopside, enstatite, Ca-amphibole (edenite), clinocllore, uvarovite, andradite, fluorstrophite, fluorcafit, Sr-bearing fluorapatite, awaruite, Co-bearing pentlandite, heazlewoodite, millerite, anilite, maucherite, orcelite, native copper, perovskite, and barite. Platinum group minerals (PGMs) include Ru-Os-Ir sulfides and sulfarsenides (laurite, erlichmanite, cuproiridisite, and irarsite) and less common Rh arsenides (zaccariniite). The conditions of mineral equilibria between olivine and chromian spinel determined from mineral geothermometers and oxybarometer are estimated at 650–850 °C. Oxygen fugacity ($\Delta\log(f\text{O}_2)$) ranges from +0.1 to +2 possibly indicating re-equilibration of mineral assemblages under subsolidus conditions. Chromitites from the serpentinite zones experienced more intense crustal fluid reworking as indicated by the assemblage of secondary minerals (chlorite, garnets, apatite supergroup minerals, alloys, most sulfides, arsenides, perovskite, and barite). Amphiboles in chromitites have ambiguous genesis with a noticeable role of mantle and crust-mantle sources. The mechanism of the formation of the PGMs remains controversial. The most possible restitic genesis could be related to the extraction of platinum group elements (PGE) from primary sulfides or during solid-phase redistribution of trace PGE atoms in chromite grains during plastic deformation.

Keywords: chromitites, South Kraka, Apshak area, platinum group minerals, apatite supergroup minerals, uvarovite, andradite, Ru-Os-Ir sulfides and sulfarsenides, zaccariniite.

Funding. This work was supported by state contract no. FMRS-2025-0014.

Conflict of interest. The authors declare no conflicts of interest.

Author contribution. Shabutdinov T.D. – analysis of mineral spectra, calculation of mineral formulas and T - $f\text{O}_2$ parameters, interpretation of results, writing and editing the manuscript; Saveliev D.E. – electron microscopic studies of minerals, formulation of the research idea, definition of objectives, editing the final version of the manuscript; Gataullin R.A. – editing and formatting the final version of the manuscript.

All authors approved the final version of the article before publication.

For citation: Shabutdinov T.D., Saveliev D.E., Gataullin R.A. Mineralogical and geochemical features of chromitites of the Apshak area (South Kraka ultramafic massif, South Urals). *Mineralogy*, 12(1), 17–43. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2026-12-1-2>.

ВВЕДЕНИЕ

Традиционно разрез офиолитовых комплексов делится на две части – мантийную и коровую (Nicolas et al., 1971; Coleman, 1977). Первая представлена ультрамафитами лерцолит-гарцбургитового состава с подчиненными дунитами, при этом породообразующие минералы повсеместно обнаруживают признаки высокотемпературного течения и часто в литературе называются «мантийными

тектонитами» (Nicolas et al., 1971; Coleman, 1977). Коровая часть разреза представлена габброидами, параллельными дайками долеритов, подушечными лавами базальтов и перекрывающими глубоководными осадками (Ringwood, 1975). Между мантийной и коровой частями разреза часто присутствует так называемая переходная зона, в строении которой ведущая роль принадлежит пироксенитам и верлитам.

Под термином «подиформные хромититы» в офиолитовых комплексах обычно понимают неравномерно распределенные линзовидные, жилкообразные и неправильной формы тела хромититов (Thayer, 1964; Cassard et al., 1981; Zhou et al., 2014). Подиформные залежи хромититов залегают внутри мантийного разреза и всегда вмещаются дунитами. При этом можно выделить два крайних структурно-текстурных типа рудных тел: 1) протяженные уплощенно-линзовидные залежи, локализованные непосредственно ниже границы мантийного и корового разреза, которые, как правило, сложены вкрапленными полосчатыми рудами и приурочены к крупным дунитовым телам; и 2) линзы и столбообразные тела (поды) массивных и густовкрапленных хромититов среди мантийных гарцбургитов, окруженные маломощными дунитовыми оболочками. Размеры и запасы подиформных месторождений варьируют от нескольких тонн (типичные поды содержат первые тысячи тонн согласно (Thayer, 1969)) до нескольких сотен миллионов тонн (например, в юго-восточной части Кемпирсайского массива, Казахстан). Главным отличием подиформных хромититов от стратиформных является непременная приуроченность к дунитам, широкие вариации размера и морфологии и незакономерное распределение по разрезу массивов.

Генезис подиформных хромититов до сих пор является предметом дискуссий. В современной литературе их образование, в основном, связывают с взаимодействием расплава и рестита в надсубдукционных зонах (Zhou et al., 1996; Gonzalez-Jimenez et al., 2014a, 2014b), реже – с воздействием на мантийные перидотиты «магнезиальных» или «восстановленных флюидов» (Москалева, 1974; Варлаков, 1978; Чашухин, Вотяков, 2009), гидротермальных растворов (Arai, Akizawa, 2014; Johan et al., 2017), или твердофазными процессами – пластическим течением на фоне частичного плавления рестита в ходе подъема мантийного диапира (Савельев, Федосеев, 2019). Многие исследователи подчеркивают значение минеральных включений в хромите для интерпретации генезиса месторождений (Zhou et al., 2014; Gonzalez-Jimenez et al., 2009; 2014a, 2014b). Наряду с включениями, типичными для ультрамафических пород (оливин, пироксены, серпентин, хлорит, минералы платиновой группы (МПГ), аваруит) и обычных ОН-содержащих фаз (амфиболы, флогопит), описаны так называемые экзотические минеральные включения (циркон, бадделейт, монацит, углеродсодержащие фазы)

(Borisova et al., 2012; Johan et al., 2017), а также минералы высоких давлений, включая алмазы (Tian et al., 2015; Xiong et al., 2017; Wu et al., 2021). В связи с обилием экзотических минералов во включениях все чаще делаются выводы о влиянии флюидно-гидротермальных процессов (Arai, Akizawa, 2014; Johan et al., 2017) и локальных условий сверхвысокого давления и/или переработки материала коры – «рециклинга» (Tian et al., 2015; Wu et al., 2021).

Включения в хромитах мафит-ультрамафитовых комплексов Уральского пояса рассмотрены во многих работах (Melcher et al., 1997; Distler et al., 2008; Zaccarini et al., 2004; 2008; 2016; 2018; Garuti et al., 2021; Malitch et al., 2021; Xiong et al., 2020; Попова и др., 2022; Saveliev et al., 2023; Савельев, 2024; Saveliev, 2024), в том числе в массивах офиолитовых ультрамафитов, таких как Рай-Из, Верх-Нейвинский, Карабашский, Алапаевский, Уфалейский, Нурали, Кемпирсай. Однако несмотря на широкое региональное распространение ультрамафических офиолитовых пород и связанных с ними подиформных тел в Уральском поясе (Перевозчиков и др., 2000), многие массивы остаются недостаточно исследованными.

Хотя минералогия хромититов массивов Крака освещена в нескольких более ранних публикациях (Савельев и др., 2014; Рахимов и др., 2021; Garuti et al., 2021; Савельев, 2024), они не охватывают и половины месторождений и рудопроявлений, известных в пределах этого одного из крупнейших офиолитовых комплексов Урала. Внимание данной работы сконцентрировано на детальной минералогической характеристике небольших рудопроявлений Апшакской площади, в пределах которой Д.Е. Савельев участвовал в поисковых работах на хромититы в 2002–2004 гг. (Савельева, 2007; Савельев и др., 2008; Савельев, 2018). Основной целью исследования является восполнение существующего пробела в знаниях о составе хромититов и их акцессорной минерализации, а также оценка условий и определение последовательности образования последних.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Апшакская площадь (36 км²) находится в северо-западной части массива Южный Крака (рис. 1). Расположенные на данной территории хромитовые объекты известны с 30-х годов прошлого века. Они были открыты партией С.Ф. Тиховидова. В последующем эта площадь, как и весь массив

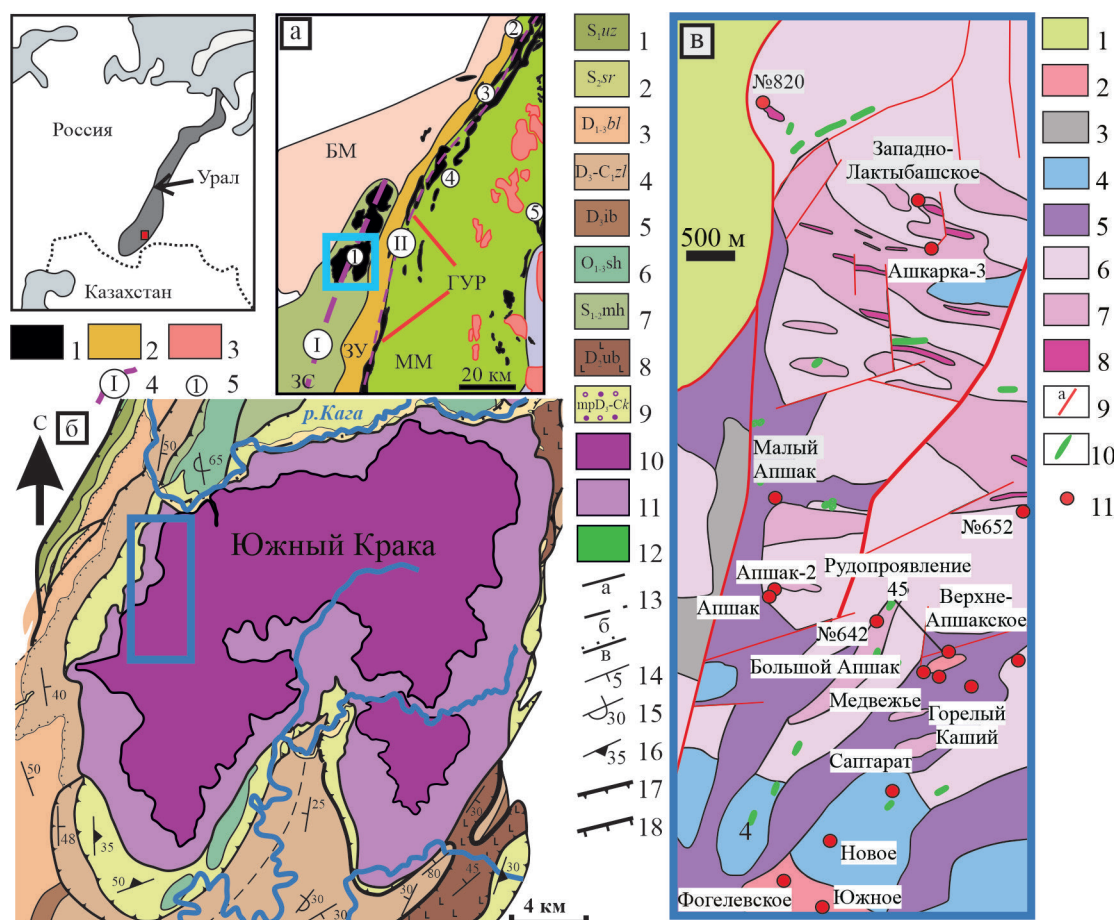


Рис. 1. Обзорная карта (а), расположение Апшакской площади на территории массива Южный Крака (б) и ее геологическое строение (в) (Князев, Князева, 2006; Савельев и др., 2008; Князев и др., 2013; Ларионов и др., 2015; Saveliev et al., 2022).

Рис. 1а: 1 – ультрамафиты; 2 – метаморфиты; 3 – гранитоиды; 4 – офиолитовые пояса (I – Медногорско-Кракинский; II – пояс Главного-Уральского разлома); 5 – офиолитовые массивы (1 – Крака; 2 – Нурали; 3 – Калкан; 4 – Миндяк; 5 – Куликовский); БМ – Башкирский мегантиклинорий; ЗС – Зилаирский синклиний; ЗУ – Зона Уралтау; ГУР – Главный Уральский разлом; ММ – Магнитогорский мегасинклиний;

Рис. 1б: 1–4 – свиты: 1 – узьянская; 2 – сермневская; 3 – бельская; 4 – зилаирская; 5–8 – толщи: 5 – ибрагимовская; 6 – сухоядская; 7 – михалкинская; 8 – узьянбашская; 9 – полимиктовый меланж; 10 – ультрамафиты; 11 – серпентиниты; 12 – габброиды; 13 – геологические границы: (а – достоверные; б – предполагаемые; в – несогласные); 14–16 – элементы залегания: 14 – наклонные, 15 – опрокинутые, 16 – кливаж; 17 – шарьяж; 18 – надвиг;

Рис. 1в: 1 – вмещающие породы; 2 – преимущественно аподунитовые серпентиниты; 3, 4 – нерасчлененные дуниты-гарцбургиты: 3 – дуниты 10–20 %; 4 – дуниты 30–50 %; 5 – преимущественно рассланцованные серпентиниты; 6 – гарцбургиты; 7 – гарцбургиты и дуниты (дуниты 10–30 %); 8 – преимущественно дуниты (>50 %); 9 – разрывные нарушения; 10 – габброиды; 11 – изученные рудопроявления;

Fig. 1. Overview map (а), location of the Apshak area within the Southern Kraka massif (б) and its geological structure (в) (Knyazev, Knyazeva, 2006; Saveliev et al., 2008, 2022; Knyazev et al., 2013; Larionov et al., 2015);

Fig. 1а: 1 – ultramafic rocks; 2 – metamorphic rocks; 3 – granitoids; 4 – ophiolite belts (I – Mednogorsk-Kraka, II – Main Urals Fault belt); 5 – ophiolite massifs (1 – Kraka; 2 – Nurali; 3 – Kalkan; 4 – Mindyak; 5 – Kulikovskiy); БМ – Bashkir Meganticlinorium; ЗС – Zilair Synclinorium; ЗУ – Uraltau Zone; ГУР – Main Urals Fault; ММ – Magnitogorsk Megasynclinorium;

Fig. 1б: 1–4 – formations: 1 – Uzyan; 2 – Sermenevo; 3 – Belskaya; 4 – Zilair; 5–8 – sequences: 5 – Ibragimovo; 6 – Sukholyad; 7 – Mikhalkinskaya; 8 – Uzyanbash; 9 – polymictic mélange; 10 – ultramafic rocks; 11 – serpentinite; 12 – gabbroids; 13 – geological boundaries (а – reliable; б – inferred; в – unconformable); 14–16 – bedding elements: 14 – inclined; 15 – overturned; 16 – cleavage; 17 – overthrust; 18 – thrust;

Fig. 1в: 1 – host rocks; 2 – mostly serpentinite after dunite; 3, 4 – undifferentiated dunite-harzburgite: 3 – dunite (10–20 %); 4 – dunite (30–50 %); 5 – mostly foliated serpentinite; 6 – harzburgite; 7 – harzburgite and dunite (10–30 %); 8 – mostly dunite (>50 %); 9 – faults; 10 – gabbroids; 11 – ore occurrences;

Южный Крака, изучалась П.Г. Фарафонтьевым, А.В. Клочихиным, В.В. Радченко, А.В. Буряченко, Г.А. Соколовым, Д.Е. Савельевым, В.И. Сначевым, Е.Н. Савельевой и др. (Тиховидов, 1932ф; Фарафонтьев, 1937ф; Клочихин и др., 1969ф; Савельева, 1987; Савельева, 2007; Савельев и др., 2008; Савельев, 2018).

В северо-западной части площади обнажаются вмещающие зеленовато-серые граувакки зилаирской свиты (D_3-C_{1Zl}) переменного гранулометрического состава – от гравелито-песчаников до пород пелитовой размерности (Келлер, 1949; Ларионов и др., 2015). Приконтактная часть площади представлена зоной серпентинитового меланжа. В северной части площади она очень узкая шириной десятки-первые сотни метров, но резко расширяется южнее крутого перегиба долины руч. Малый Апшак, где достигает двух и более километров (рис. 1в). В составе меланжевых существенно хризотилowych серпентинитов в значительных количествах встречается пылевидный магнетит, благодаря чему породы характеризуются более высокой магнитной восприимчивостью по сравнению с неизмененными ультрамафитами и α -лизардитовыми серпентинитами. Серпентиниты интенсивно расщеплены, рассечены многочисленными трещинами, заполненными либо минералами группы серпентина, либо карбонатами. В строении зоны меланжа также принимают участие блоки серпентинизированных гарцбургитов, дунитов и лерцолитов с сохранившимися «псевдоморфными» структурами первичных пород (Савельев и др., 2008). Однако они играют здесь подчиненную роль и характеризуются закономерным расположением.

Большая часть изученной территории сложена породами дунит-гарцбургитового комплекса с разным относительным количеством дунитов. Для монотонных разрезов офиолитовых ультрамафитов хорошо себя зарекомендовал метод картирования «дунитовой составляющей», широко применяемый на массивах Полярного Урала (Макеев, Брянчанинова, 1999). Он заключается в определении доли дунитов по отношению к пироксеновым породам (гарцбургитам, лерцолитам) в каждой точке наблюдения (в обнажениях либо в высыпках элювия). На этой основе нами было проведено картирование Апшакской площади (рис. 1).

Минимальная дунитовая составляющая (<10 %) характерна для центральной части территории, разрез которой почти целиком представлен гарцбургитами. Переход к разрезу с дунитовой со-

ставляющей в количестве 10–30 % постепенный. В этом типе разреза, расположенном, преимущественно, в северной и северо-восточной части территории, дуниты образуют изолированные тела мощностью до 100 м. В третьем типе разреза дунит-гарцбургитового комплекса, характерном для южной части территории, дуниты составляют от 30 до 50 %. Преобладание дунитов (>50 %) над гарцбургитами характеризует самую южную часть изученной площади (участок проявления Южное). Наряду с серпентинизированными дунитами со степенью серпентинизации 60–80 об. %, в этой части территории широко распространены аподунитовые серпентиниты. Содержание серпентина в последних может превышать 80–90 об. %. Чаще всего ими сложены пониженные участки рельефа. В отличие от серпентинитов зон меланжа для аподунитовых серпентинитов характерно сохранение структуры первичных пород, отсутствие вторичного магнетита и метаморфических преобразований акцессорных хромшпинелидов.

Для Апшакской площади характерны дайки мелкозернистых габброидов и долеритов, пересекающих породы вышеперечисленных разрезов. Благодаря большей устойчивости к выветриванию, они образуют характерные гривки в рельефе как субширотного, так и субмеридионального простирания (Савельев и др., 2008).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для изучения минералогии хромититов Д.Е. Савельевым в 2002–2004 гг. отобраны образцы наиболее богатых руд из 18 рудопоявлений Апшакской площади (табл. 1). Из образцов изготовлено 38 аншлифов, которые изучены на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega 4 Compact с анализатором Xplorer 15 (Oxford Instruments, Великобритания) в Институте геологии УФИЦ РАН, г. Уфа (аналитик Д.Е. Савельев). Спектры обрабатывались автоматически при помощи программного пакета AzTec One с использованием методики TrueQ. При расчете спектров использован встроенный комплект эталонов Oxford Instruments Standards, представленный природными и синтетическими соединениями. Съемка проводилась при следующих параметрах: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 3–4 нА, время накопления спектра в 60 секунд в точечном режиме, диаметр пучка составлял ~3 мкм.

Таблица 1. Изученные хромитовые рудопоявления
Апшакской площади
Table 1. Studied chromite occurrences of the Apshak area

№ п/п	№ образца	Хромитовый объект
1	A-508	Апшак
2	A-509	Фогелевское
3	A-512	Новое
4	A-525	Южное
6	A-529	Саптарат
7	A-543	Ашкарка-3
8	A-642	№ 642
9	A-652	№ 652
10	A-667	Медвежье
11	A-671	Большой Апшак
12	A-707	Малый Апшак
13	A-511 A-714 A-715	Апшак-2
14	A-732	Западно-Лактыбашское
15	A-756	Рудопоявление 45
16	A-757	Верхне-Апшакское
17	A-764	Горелый Каший
18	A-820	№ 820

Формулы следующих минералов рассчитаны на атомы кислорода: три – для перовскита, четыре – оливина, хромшпинелидов и барита, пять – серпентина, шесть – пироксена, 12 – граната и минералов надгруппы апатита, 20 – хлорита и 22 – амфибола. Количество двух- и трехвалентного железа в хромшпинелидах определялось по стехиометрии минерала. Формулы сульфидов, интерметаллидов, арсенидов Fe, Ni, Cu и МПГ рассчитывались на сумму атомов: один для самородной меди, два – миллерита, три – ирарсита, лаурита, эрликманита и закаринита, четыре – аваруита, пять – хизлевудита, 6.75 – орселита, семь – купроиридита, 11 – анилита, 17 – пентландита и 19 – маухерита. Для хлоритов и серпентина содержание ОН группы рассчитывалось в соответствии с их формулами. Расчет амфиболов проводился по методике, описанной в работе (Leake et al., 1997). Температура равновесия ассоциации оливин-хромшпинелид оценена по геотермометрам из работ (Fabries, 1979; Roeder et al., 1979; Ono, 1983; Ballhaus et al., 1991), фугитивность кислорода и давление – по работе (Ballhaus et al., 1991).

Аббревиатуры, использованные на рисунках, соответствуют таковым, утвержденным Международной минералогической ассоциацией (Warr, 2021). Реестр минералов, установленных в изученных образцах хромититов, приведен в таблице 2.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Текстурно-структурные особенности хромититов

Проявления хромититов на территории Апшакской площади распределены неравномерно (рис. 1в). По морфологии тел и текстурно-структурным особенностям их можно разделить на три основных типа. Для зоны серпентинитового меланжа и примыкающим к ней зон разломов, также сложенных рассланцованными серпентинитами, наиболее характерны гнездообразные скопления массивных хромититов незначительных размеров (первые – десятки метров по протяженности и 0.5–2.0 м по мощности) при высоком содержании Cr_2O_3 в руде (до 50 мас. %). К данному типу относятся рудопоявления Апшак-1, 2, Медвежье, Верхне-Апшакское, Фогелевское и № 45. Хромититы этого типа обладают обычно массивными либо густовкрапленными текстурами (рис. 2а, в). Структуры крупнозернистые, размер зерен варьирует в пределах 2–10 мм, морфологические особенности заключаются в преобладании гипидиоморфных и ксеноморфных зерен, на контакте с силикатами типичны скругленные очертания. Часто зерна катаклазированы, пересечены многочисленными трещинами, залеченными серпентином, хлоритом.

Второй тип проявлений приурочен к телам дунитов мощностью от первых до 50 м среди гарцбургитов, в целом, с низкой дунитовой составляющей. Они вмещают относительно богатое хромитовое оруденение (25–40 мас. % Cr_2O_3) при малой мощности рудных тел, обычно не более 0.5–1.0 м. В то же время, иногда отмечается значительная протяженность рудных тел (до 250 м). Рудопоявления этого типа преобладают в северной части территории (Западно-Лактыбашское, Ашкарка-3). Хромититы характеризуются вкрапленной, часто – полосчатой текстурой (рис. 2б, г, д), часто отмечается складчатость, прерывистость слоев и скопления рудного вещества. Структура хромититов варьируют от мелкозернистой (0.1–1.0 мм) в редковкрапленных разновидностях до среднезернистой (1–3 мм) в средне- и густовкрапленных. В редких слу-

Таблица 2. Породообразующие и акцессорные минералы хромититов Апшакской площади
 Table 2. Rock-forming and accessory minerals of chromitites of the Apshak area

№ п/п	Минерал	Химическая формула	Распространение
1	Хромшпинелид	$(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})(\text{Cr}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+})\text{O}_4$	++++
2	Оливин	$(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$	++
3	Ортопироксен	$\text{MgFe}(\text{Si}_2\text{O}_6)$	+
4	Клинопироксен	$\text{CaMg}(\text{Si}_2\text{O}_6)$	++
5	Сerpентин	$\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$	+++
6	Хлорит	$(\text{Mg}, \text{Fe})_{12}(\text{Si}, \text{Al})_8\text{O}_{20}(\text{OH})_{16}$	++
7	Уваровит	$\text{Ca}_3\text{Cr}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	++
8	Андрадит	$\text{Ca}_3\text{Fe}^{3+}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	++
9	Фторкафит	$\text{SrCaCa}_3(\text{PO}_4)_3\text{F}$	+
10	Фторстрофит	$\text{SrCaSr}_3(\text{PO}_4)_3\text{F}$	+
11	Фторапатит	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$	+
12	Аваруит	Ni_3Fe	++
13	Орселит	$\text{Ni}_{5-x}\text{As}_2$ ($x = 0.25$)	+
14	Хизлевудит	Ni_3S_2	+
15	Миллерит	NiS	+
16	Маухерит	$\text{Ni}_{11}\text{As}_8$	+
17	Анилит	Cu_7S_4	+
18	Медь самородная	Cu	+
19	Барит	BaSO_4	+
20	Перовскит	CaTiO_3	+
21	Кобальтсодержащий пентландит	$(\text{Ni}, \text{Fe}, \text{Co})_9\text{S}_8$	+
22	Паргасит	$\text{NaCa}_2(\text{Mg}_4\text{Al})\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	+
23	Лаурит	RuS_2	++
24	Ирарсит	$(\text{Ir}, \text{Ru}, \text{Rh}, \text{Pt})\text{AsS}$	+
25	Купроиридсит	$(\text{Cu}, \text{Fe})\text{Ir}_2\text{S}_4$	+
26	Эрликманит	OsS_2	+
27	Заккаринит	RhNiAs	+

Примечание. Минералы: ++++ – главные, +++ – второстепенные, ++ – акцессорные, + – единичные находки.

Note. Minerals: ++++ – major, +++ – subordinate, ++ – accessory, + – single findings.

чаях отмечается скопление зерен хромита вплоть до формирования массивных линз и гнезд, в которых размер зерен увеличивается до 5–8 мм. Хромит характеризуется идиоморфными кристаллами со сглаженными очертаниями в редковкрапленных рудах с постепенным уменьшением степени идиоморфизма в густовкрапленных и массивных.

В южной части территории, в пределах дунит-гарцбургитового комплекса с высокими значениями дунитовой составляющей распространены рудопроявления редковкрапленных хромититов. Как правило, подобные объекты характеризуются

невысоким содержанием Cr_2O_3 (5–35 мас. %, обычно 10–20 мас. %), мелкозернистой структурой руд с постепенным переходом к вмещающим породам. К данному типу относятся рудопроявления Южное и Саптарат. На рудопоявлении Южное хромититы представлены исключительно редковкрапленными мелкозернистыми рудами (0.1–1.0 мм), а на рудопоявлении Саптарат встречаются более богатые участки, в которых размер зерен увеличивается до 3–5 мм, в редких случаях – до 1 см (рис. 2е).

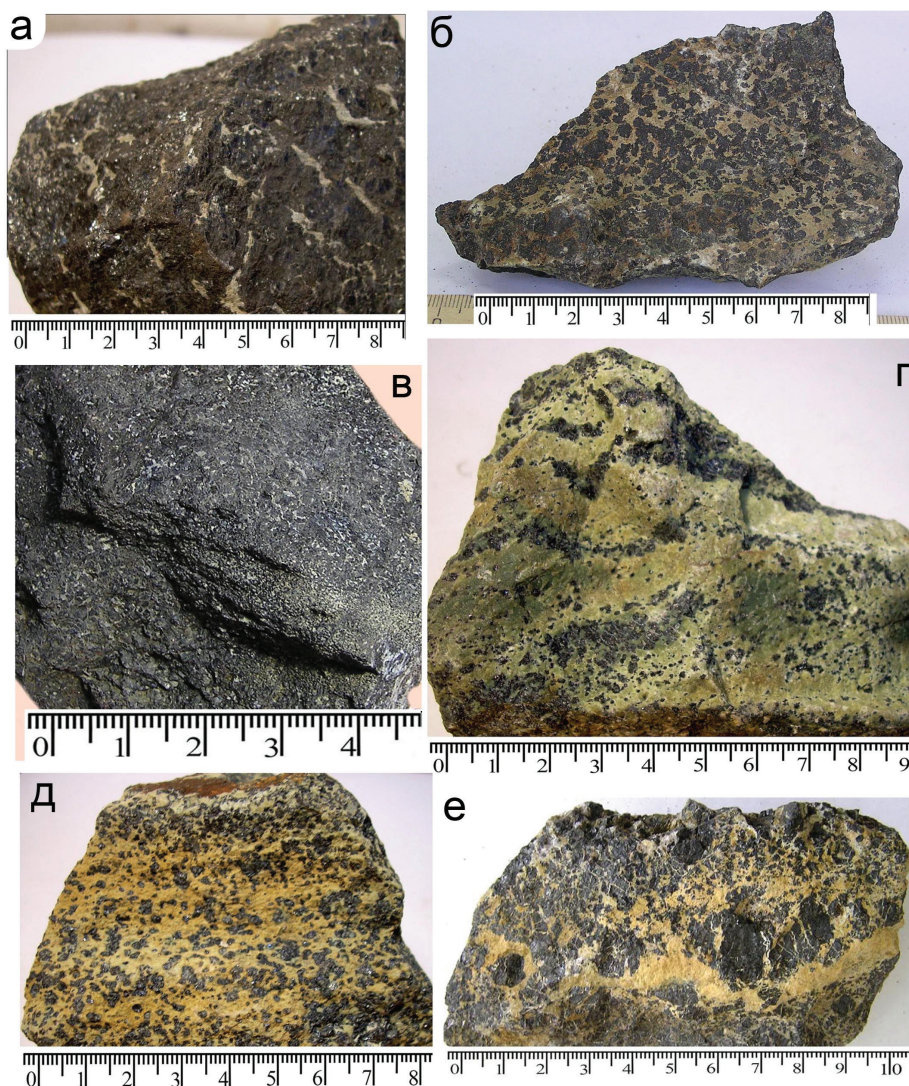


Рис. 2. Хромититы из рудопроявлений Апшакской площади: а, в – массивные (Фогелевское (а), Апшак (в)); б – нодулярно-густовкрапленный (Ашкарка-3); г, д – редко- и средневкрапленный (Западно-Лактыбашское); е – густовкрапленный с линзовидно-полосчатой текстурой (Саптарат).

Fig. 2. Chromitites of the Apshak occurrences: а, в – massive (Fogelevskoe (а), Apshak (в)); б – nodular-densely disseminated (Ashkarka-3); г, д – weakly and moderately disseminated (West Laktybash); е – densely disseminated with lenticular-banded texture (Saptarat).

Химический состав минералов хромититов

Несмотря на дискуссионность многих вопросов генезиса подформных хромититов, общепринято, что их образование происходило в верхней мантии (Zhou et al., 1996; Gonzalez-Jimenez et al., 2014a, 2014b; Савельев, Федосеев, 2019), а в дальнейшем они испытали трансформацию в относительно низкотемпературных условиях земной коры (Arai, Akizawa, 2014; Johan et al., 2017). В связи с этим, минералы описаны в соответствии с их мантийным («первичным») или коровым («вторич-

ным») парагенезисом, хотя это деление не всегда однозначно, в частности, для МПГ.

Ассоциация мантийных минералов хромититов включает хромшпинелиды (главные) и оливин и пироксены (акцессорные) (рис. 3). Содержание хромшпинелидов достигать 90–95 % (электронное приложение (ЭП) № 1). Химический состав рудообразующих минералов следующий (мас. %): 40.20–65.96 Cr_2O_3 , 1.23–28.85 Al_2O_3 , 5.96–16.47 MgO , 11.90–24.02 FeO , 1.14–20.03 Fe_2O_3 , 0.36–0.79 MnO , 0.13–0.33 TiO_2 , 0.21–0.26 V_2O_5 (табл. 3). Магнезиальность (#Mg) хромшпинелидов составляет

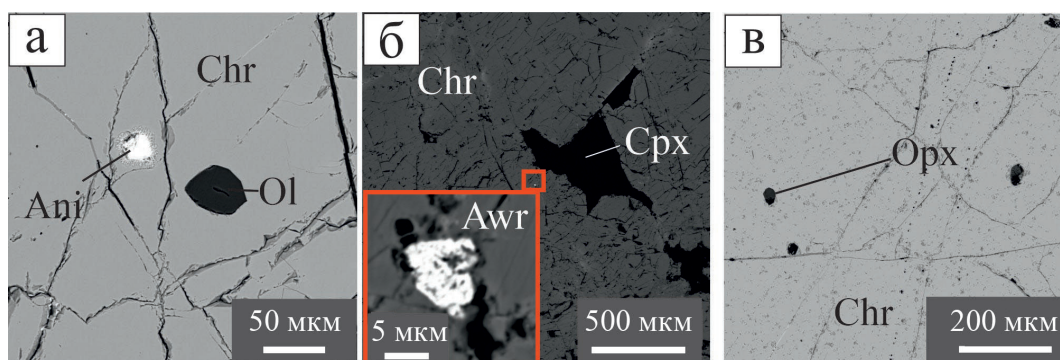


Рис. 3. Включения акцессорных минералов первичной ассоциации в хромититах из рудопроявлений Апшакской площади: а – включение оливина (Ol) и анилита (Ani) в хромшпинелиде (Chr) (рудопроявление № 820); б – интерстициальный клинопироксен (Cpx) между рудными зернами и включение аваруита (Awr) в краевой части хромшпинелида (рудопроявление Апшак-2); в – включение ромбического пироксена (Opx) в хромшпинелиде (рудопроявление Новое). Здесь и на рис. 5 и 7: обзорные снимки шлифов с местоположениями участков приведены в электронном приложении № 1.

Fig. 3. Inclusions of accessory minerals of primary assemblage in chromitite occurrences from the Apshak area: а – inclusion of olivine (Ol) and anilite (Ani) in chromian spinel (occurrence no. 820); б – interstitial clinopyroxene (Cpx) between ore grains and inclusion of awaruite (Awr) at the margin of chromian spinel (Apshak-2 occurrence); в – inclusion of orthopyroxene (Opx) in chromian spinel (Novoe occurrence).

Here and in Figs. 5 and 7: overview images of polished thin sections with location of areas are given in Electron Supplementary Materials no. 1.

0.12–0.81, хромистость ($\#Cr$) – 0.47–0.95 (рис. 4а). Согласно классификации (Deer et al., 1992) хромшпинелиды относятся к хромиту и алюмохромиту, редко – к хромпикотиту и феррихромиту. Рассчитанные формульные коэффициенты располагаются в левой части классификационной диаграммы, формируя Al-Cr тренд (рис. 4б).

Оливин сохранился в виде включений округлой формы (20–350 мкм) (рис. 3а) в хромшпинелиде и реликтов в интерстициях. Химический состав минерала (мас. %): 40.95–41.68 SiO_2 , 52.46–55.52 MgO , 2.61–6.42 $FeO_{общ}$, 0.53–0.91 NiO , 0.15–0.20 MnO (ЭП № 2, табл. Т1). По химическому составу соответствует форстериту ($Fo = 0.94–0.97$). По составу сосуществующих оливина из включений и хромшпинелида рассчитанное равновесие между оливином и хромшпинелидом достигалось при температурах 650–850 °C. Фугитивность кислорода ($\Delta \log(fO_2)$) варьирует от +0.1 до +2.6.

Округлые изометричные зерна и реликты пироксенов обнаружены как внутри рудообразующего хромшпинелида, так и в интерстициях (рис. 3б, в), в первом случае их размер составляет от 6 до 20 мкм, во втором отмечаются более крупные зерна (0.3–0.7 мм). Химический состав минералов (мас. %): 52.97–58.21 SiO_2 , 17.38–38.26 MgO , 0.26–25.91 CaO , 0.25–2.17 Al_2O_3 , 0.19–1.51 Cr_2O_3 , 0.14–0.41 Na_2O , 0.98–2.77 $FeO_{общ}$, 0.13–0.31 TiO_2 (табл. 4). По составу пироксены соответствуют диопси-

ду ($En_{48–50}Wo_{47–50}Fs_{1–3}$) и в одном случае энстатиту ($En_{96}Fs_4$) (рис. 4в).

Ассоциация вторичных минералов представлена (по частоте встречаемости) серпентином, хлоритом, гранатами, минералами надгруппы апатита, большей частью сульфидов, сплавами, арсенидами Ni, Fe, Cu, самородными фазами, баритом и перовскитом (рис. 5).

Серпентин заполняет интерстиции между хромшпинелидами, развиваясь по оливинолу и ромбическому пироксену, а также ассоциирует с другими вторичными минералами (рис. 5а). Химический состав минерала (мас. %): 38.82–44.87 SiO_2 , 36.60–40.91 MgO , 1.87–4.27 $FeO_{общ}$, 0.22–2.15 NiO , 0.44–0.72 Al_2O_3 , 0.16 MnO , 0.12–0.21 CaO , 0.30–0.95 Cr_2O_3 (ЭП № 2, табл. Т2). По классификациям (Варлаков, 1986; D'Antonio, Kristensen, 2004) серпентин относится к мелкопетельчатому и свободному от магнетита лизардиту (рис. 6а).

Интерстициальный хлорит (рис. 5б) содержит (мас. %) 30.04–39.20 SiO_2 , 32.53–40.36 MgO , 0.50–6.28 $FeO_{общ}$, 0.10–0.85 CaO , 0.19–0.59 NiO , 11.3–28.3 Al_2O_3 , 0.25–0.41 TiO_2 (ЭП № 2, табл. Т3). По классификации (Zane, Weiss, 1998) хлорит относится к клинохлору (рис. 6б).

Гранат развивается по хромшпинелиду и образует отдельные агрегаты, ассоциирующие с серпентином и минералами надгруппы апатита в интерстиционном пространстве (рис. 5а, г). Химичес-

Таблица 3. Химический состав рудообразующих хромшпинелидов Апшакской площади (мас. %)
Table 3. Chemical composition of chromites from chromites of the Apshak area (wt. %)

№ обр.	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MgO	FeO	MnO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	V ₂ O ₅	Сумма	#Cr	#Mg	Кристаллографические формулы	Минерал
A-508-a	63.59	7.95	11.96	14.93	0.43	1.60	—	—	100.47	0.83	0.59	(Mg _{0.58} Fe ²⁺ _{0.41} Mn _{0.01}) _{1.00} (Cr _{1.65} Al _{0.31} Fe ³⁺ _{0.04}) _{2.00} O _{4.00}	Хромит
A-509a	58.78	11.49	13.19	12.96	—	3.60	0.25	—	100.28	0.74	0.64	(Mg _{0.63} Fe ²⁺ _{0.35}) _{0.98} (Cr _{1.49} Al _{0.43} Fe ³⁺ _{0.09} Ti _{0.01}) _{2.02} O _{4.00}	Хромит
A-511a	43.18	25.75	15.40	12.89	0.39	3.00	0.29	—	100.90	0.51	0.68	(Mg _{0.68} Fe ²⁺ _{0.32} Mn _{0.01}) _{1.01} (Cr _{1.01} Al _{0.90} Fe ³⁺ _{0.07} Ti _{0.01}) _{1.99} O _{4.00}	Алюмохромит
A-511a	40.20	28.85	16.47	11.98	—	2.41	0.24	—	100.15	0.47	0.71	(Mg _{0.72} Fe ²⁺ _{0.29}) _{1.01} (Al _{1.00} Cr _{0.93} Fe ³⁺ _{0.05} Ti _{0.01}) _{1.99} O _{4.00}	Хромпикотит
A-511b	46.22	22.00	14.95	12.94	0.42	3.57	0.33	—	100.44	0.56	0.67	(Mg _{0.68} Fe ²⁺ _{0.33}) _{1.01} (Cr _{1.11} Al _{0.79} Fe ³⁺ _{0.08} Ti _{0.01}) _{1.99} O _{4.00}	Алюмохромит
A-512a	61.31	8.76	12.98	13.31	0.47	3.96	0.15	—	100.93	0.78	0.63	(Mg _{0.63} Fe ²⁺ _{0.36} Mn _{0.01}) _{1.00} (Cr _{1.57} Al _{0.33} Fe ³⁺ _{0.10}) _{2.00} O _{4.00}	Хромит
A-525	61.32	10.92	10.63	17.48	—	—	0.17	—	100.52	0.79	0.52	(Mg _{0.52} Fe ²⁺ _{0.48}) _{1.00} (Cr _{1.58} Al _{0.42}) _{2.00} O _{4.00}	Хромит
A-529(a)	61.03	8.55	13.07	13.72	—	3.98	0.15	—	100.50	0.79	0.63	(Mg _{0.63} Fe ²⁺ _{0.37}) _{1.01} (Cr _{1.57} Al _{0.33} Fe ³⁺ _{0.10}) _{1.99} O _{4.00}	Хромит
A-529(a)	60.60	8.59	13.08	13.95	—	4.12	—	—	100.34	0.78	0.63	(Mg _{0.63} Fe ²⁺ _{0.38}) _{1.01} (Cr _{1.56} Al _{0.33} Fe ³⁺ _{0.10}) _{1.99} O _{4.00}	Хромит
A-543/2(a)	61.23	9.41	12.93	14.17	—	2.97	0.17	—	100.88	0.78	0.62	(Mg _{0.62} Fe ²⁺ _{0.38}) _{1.00} (Cr _{1.56} Al _{0.36} Fe ³⁺ _{0.07}) _{2.00} O _{4.00}	Хромит
A-642/2	56.77	12.20	12.99	12.94	0.36	5.02	0.24	—	100.50	0.71	0.64	(Mg _{0.62} Fe ²⁺ _{0.35} Mn _{0.01}) _{0.98} (Cr _{1.44} Al _{0.46} Fe ³⁺ _{0.12}) _{2.02} O _{4.00}	Хромит
A-652/1	44.53	25.07	14.91	12.92	—	3.03	0.18	—	100.65	0.53	0.67	(Mg _{0.67} Fe ²⁺ _{0.32}) _{0.99} (Cr _{1.05} Al _{0.88} Fe ³⁺ _{0.07}) _{2.01} O _{4.00}	Алюмохромит
A-667/1a	51.46	18.17	15.26	11.93	—	3.33	0.22	0.26	100.62	0.63	0.70	(Mg _{0.70} Fe ²⁺ _{0.31}) _{1.01} (Cr _{1.25} Al _{0.66} Fe ³⁺ _{0.08}) _{1.99} O _{4.00}	Алюмохромит
A-671-1a	58.72	3.92	9.75	17.90	—	9.76	0.33	0.21	100.59	0.80	0.49	(Fe ²⁺ _{0.51} Mg ²⁺ _{0.49}) _{1.00} (Cr _{1.58} Al _{0.16} Fe ³⁺ _{0.25} Ti _{0.01}) _{2.00} O _{4.00}	Хромит
A-671-1b	55.24	15.65	14.66	11.90	—	3.11	0.30	—	100.87	0.68	0.69	(Mg _{0.68} Fe ²⁺ _{0.31}) _{0.99} (Cr _{1.36} Al _{0.57} Fe ³⁺ _{0.07} Ti _{0.01}) _{2.01} O _{4.00}	Алюмохромит
A-671-2 (a)	60.68	7.31	11.01	15.98	—	5.05	0.13	—	100.16	0.79	0.55	(Mg _{0.55} Fe ²⁺ _{0.44}) _{0.99} (Cr _{1.59} Al _{0.29} Fe ³⁺ _{0.13}) _{2.01} O _{4.00}	Хромит
A-707	57.08	11.99	13.08	13.95	0.38	3.71	0.20	—	100.39	0.73	0.63	(Mg _{0.62} Fe ²⁺ _{0.37} Mn _{0.01}) _{1.00} (Cr _{1.45} Al _{0.45} Fe ³⁺ _{0.09} Ti _{0.01}) _{2.00} O _{4.00}	Хромит
A-732/1(a)	60.73	9.12	14.00	11.98	—	4.17	0.14	—	100.14	0.78	0.68	(Mg _{0.67} Fe ²⁺ _{0.32}) _{0.99} (Cr _{1.55} Al _{0.35} Fe ³⁺ _{0.10}) _{2.00} O _{4.00}	Хромит
A-732/1(a)	60.91	9.02	13.87	11.99	—	4.32	—	—	100.10	0.78	0.67	(Mg _{0.67} Fe ²⁺ _{0.32}) _{0.99} (Cr _{1.56} Al _{0.34} Fe ³⁺ _{0.11}) _{2.01} O _{4.00}	Хромит
A-756(a)	65.96	3.64	10.14	16.97	—	3.29	0.16	—	100.18	0.89	0.52	(Mg _{0.51} Fe ²⁺ _{0.48}) _{0.99} (Cr _{1.77} Al _{0.13} Fe ³⁺ _{0.08}) _{2.00} O _{4.00}	Хромит
A-757b	55.14	11.40	5.96	24.02	0.67	2.33	0.18	0.21	99.92	0.74	0.31	(Fe ²⁺ _{0.68} Mg _{0.30} Mn _{0.02}) _{1.00} (Cr _{1.48} Al _{0.45} Fe ³⁺ _{0.06} V _{0.01}) _{2.00} O _{4.00}	Хромит
A-764a	50.57	1.23	7.90	19.08	0.79	20.03	0.26	—	99.86	0.71	0.42	(Fe ²⁺ _{0.56} Mg _{0.42} Mn _{0.02}) _{1.00} (Cr _{1.41} Fe ³⁺ _{0.53} Al _{0.05} Ti _{0.01}) _{2.00} O _{4.00}	Феррихромит
A-764a	53.36	1.29	7.83	19.40	0.59	17.87	0.21	0.21	100.75	0.74	0.42	(Fe ²⁺ _{0.57} Mg _{0.41} Mn _{0.02}) _{1.00} (Cr _{1.47} Fe ³⁺ _{0.47} Al _{0.05} V _{0.01}) _{2.00} O _{4.00}	Хромит
A-820a	59.40	12.19	11.72	15.86	0.41	1.14	0.18	—	100.89	0.76	0.57	(Mg _{0.56} Fe ²⁺ _{0.43} Mn _{0.01}) _{1.00} (Cr _{1.51} Al _{0.46} Fe ³⁺ _{0.03}) _{2.00} O _{4.00}	Алюмохромит

Примечание. Здесь и в таблицах 3–6, прочерк – не обнаружено. Пробы из рудопроявлений: A-508-a – Апшак; A-509a – Фогелевское; A-511a, A-511b – Апшак-2; A-512a – Новое; A-525 – Южное; A-529(a) – Саптарат; A-543/2 – Апшак; A-543/2 – Апшак-3; A-642/2 – № 642; A-652/1 – № 652; A-667/1a – Медвежье; A-671-1a, A-671-1b, A-671-2(a) – Большой Апшак; A-707 – Малый Апшак; A-732/1(a) – Западно-Лактыбашское; A-756(a) – Рудопроявление 45; A-757b – Верхне-Апшакское; A-764a – Горелый Каший; A-820a – № 820. #Cr = Cr / (Cr + Al + Fe³⁺); #Mg = Mg / (Mg + Fe²⁺)

Note. Here and in Tables 3–6, dash – not detected. Samples from occurrences: A-508-a – Apshak; A-509a – Fogelevskoe; A-511a, A-511b – Apshak-2; A-512a – Novoe; A-525 – Yuzhnoe; A-529(a) – Saphtar; A-543/2 – Ashkarka-3; A-642/2 – no. 642; A-652/1 – no. 652; A-667/1a – Medvezh'e; A-671-1a, A-671-1b, A-671-2(a) – Bolshoy Apshak; A-707 – Maly Apshak; A-732/1 (a) – West Laktybashi; A-756(a) – Rudoproyavlenie 45; A-757b – Upper Apshak; A-764a – Gorely Kashy; A-820a – no. 820. #Cr = Cr / (Cr + Al + Fe³⁺); #Mg = Mg / (Mg + Fe²⁺).

Таблица 4. Химический состав пироксенов из хромититов Апшакской площади (мас. %)

Table 4. Chemical composition of pyroxenes from chromitites of the Apshak area (wt. %)

№ п/п	№ обр.	SiO ₂	CaO	MgO	FeO	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Na ₂ O	TiO ₂	Сумма	En	Fs	Wo
Диопсид													
1	A-511a	53.54	24.64	18.02	1.39	1.56	0.79	0.14	0.17	100.25	0.49	0.02	0.49
2	A-511a	53.86	25.91	17.74	0.98	1.28	0.44	—	0.31	100.51	0.48	0.01	0.50
3	A-511a	54.36	25.52	18.21	1.01	0.90	0.34	—	0.27	100.62	0.49	0.02	0.49
4	A-511a	54.09	25.13	18.23	1.31	1.11	0.33	—	0.22	100.42	0.49	0.02	0.49
5	A-511a	54.69	25.44	18.43	0.98	0.59	0.19	—	0.15	100.47	0.49	0.01	0.49
6	A-642/2	54.12	24.98	18.07	1.06	0.63	1.36	—	—	100.22	0.49	0.02	0.49
7	A-642/2	53.93	24.86	18.17	1.11	0.64	1.33	—	—	100.03	0.50	0.02	0.49
8	A-652/1	53.47	23.52	17.58	1.97	2.05	1.42	0.34	0.13	100.47	0.49	0.03	0.48
9	A-652/1	53.12	23.78	17.38	2.02	1.99	1.51	0.41	—	100.20	0.49	0.03	0.48
10	A-652/1	52.97	24.14	17.49	1.65	2.17	1.17	0.30	—	99.90	0.49	0.03	0.49
11	A-652/1	53.75	24.07	17.82	1.64	1.64	0.89	0.28	—	100.09	0.49	0.03	0.48
12	A-652/1	53.82	24.21	18.02	1.48	1.76	0.90	0.20	0.17	100.55	0.50	0.02	0.48
13	A-652/1	53.86	23.89	17.99	1.80	1.65	0.90	0.28	0.13	100.50	0.50	0.03	0.47
Энстатит													
14	A-5126	58.21	0.26	38.26	2.77	0.25	0.92	—	—	100.67	0.96	0.04	0.00
Кристаллохимическая формула													
1	A-511a	(Ca _{0.95} Na _{0.01}) _{0.96} (Mg _{0.97} Fe ²⁺ _{0.04} Cr _{0.02} Ti _{0.01}) _{1.04} (Si _{1.93} Al _{0.07}) _{2.00} O _{6.00}											
2	A-511a	Ca _{1.00} (Mg _{0.95} Fe ²⁺ _{0.03} Cr _{0.01} Ti _{0.01}) _{1.00} (Si _{1.94} Al _{0.05}) _{1.99} O _{6.00}											
3	A-511a	Ca _{0.98} (Mg _{0.98} Fe ²⁺ _{0.03} Cr _{0.01} Ti _{0.01}) _{1.03} (Si _{1.95} Al _{0.04}) _{1.99} O _{6.00}											
4	A-511a	Ca _{0.97} (Mg _{0.98} Fe ²⁺ _{0.04} Cr _{0.01} Ti _{0.01}) _{1.04} (Si _{1.95} Al _{0.05}) _{2.00} O _{6.00}											
5	A-511a	Ca _{0.98} (Mg _{0.99} Fe ²⁺ _{0.03} Cr _{0.01}) _{1.03} (Si _{1.97} Al _{0.03}) _{2.00} O _{6.00}											
6	A-642/2	Ca _{0.97} (Mg _{0.97} Fe ²⁺ _{0.03} Cr _{0.04}) _{1.04} (Si _{1.96} Al _{0.03}) _{1.99} O _{6.00}											
7	A-642/2	Ca _{0.97} (Mg _{0.98} Fe ²⁺ _{0.03} Cr _{0.04}) _{1.05} (Si _{1.95} Al _{0.03}) _{1.98} O _{6.00}											
8	A-652/1	(Ca _{0.91} Na _{0.02}) _{0.93} (Mg _{0.95} Fe ²⁺ _{0.06} Al _{0.02} Cr _{0.04}) _{1.07} (Si _{1.93} Al _{0.07}) _{2.00} O _{6.00}											
9	A-652/1	(Ca _{0.92} Na _{0.03}) _{0.95} (Mg _{0.94} Fe ²⁺ _{0.06} Al _{0.01} Cr _{0.04}) _{1.05} (Si _{1.92} Al _{0.08}) _{2.00} O _{6.00}											
10	A-652/1	(Ca _{0.94} Na _{0.02}) _{0.96} (Mg _{0.95} Fe ²⁺ _{0.05} Al _{0.01} Cr _{0.03}) _{1.04} (Si _{1.92} Al _{0.08}) _{2.00} O _{6.00}											
11	A-652/1	(Ca _{0.93} Na _{0.02}) _{0.95} (Mg _{0.96} Fe ²⁺ _{0.05} Al _{0.01} Cr _{0.03}) _{1.05} (Si _{1.94} Al _{0.06}) _{2.00} O _{6.00}											
12	A-652/1	(Ca _{0.93} Na _{0.01}) _{0.94} (Mg _{0.97} Fe ²⁺ _{0.04} Al _{0.01} Cr _{0.03} Ti _{0.01}) _{1.06} (Si _{1.94} Al _{0.06}) _{2.00} O _{6.00}											
13	A-652/1	(Ca _{0.92} Na _{0.02}) _{0.94} (Mg _{0.97} Fe ²⁺ _{0.05} Al _{0.01} Cr _{0.03}) _{1.06} (Si _{1.94} Al _{0.06}) _{2.00} O _{6.00}											
14	A-5126	(Mg _{1.92} Fe ²⁺ _{0.08} Cr _{0.02} Ca _{0.01}) _{2.03} (Si _{1.96} Al _{0.01}) _{1.97} O _{6.00}											

Примечание. Пробы из рудопроявлений: A-511a – Апшак-2; A-5126 – Новое; A-642/2 – № 642; A-652/1 – № 652. En = Mg / (Mg + Fe²⁺ + Ca); Fs = Fe²⁺ / (Mg + Fe²⁺ + Ca); Wo = Ca / (Mg + Fe²⁺ + Ca).

Note. Samples from occurrences: A-511a – Apshak-2; A-5126 – Novoe; A-642/2 – no. 642; A-652/1 – no. 652. En = Mg / (Mg + Fe²⁺ + Ca); Fs = Fe²⁺ / (Mg + Fe²⁺ + Ca); Wo = Ca / (Mg + Fe²⁺ + Ca).

кий состав (мас. %): 32.12–36.94 SiO₂, 29.21–35.08 CaO, 1.11–28.34 FeO_{общ}, 0.37–2.19 MgO, 0.22–27.53 Cr₂O₃, 0.18–10.30 Al₂O₃ (ЭП № 2, табл. Т4). Гранат представлен уваровитом и андрадитом (рис. 6в).

Минералы надгруппы апатита встречаются в виде изометричных включений как внутри зерен хромшпинелида, так и в интерстициях. Также они образуют удлиненные агрегаты с уваровитом, развивающимся по хромшпинелиду (рис. 5в–д). Химический состав минералов надгруппы апатита сильно варьирует (мас. %): 3.71–49.77 Sr, 6.09–40.45 Ca,

13.15–18.64 P, 0.18–1.01 Si, 29.06–40.64 O, 0.44–2.60 F (ЭП № 2, табл. Т5). По составу минералы могут быть отнесены к фторкафиту, фторстрофиту и их промежуточным разновидностям, а также стронцийсодержащему фторапатиту.

Аваруит, сульфиды, арсениды и самородные фазы, обнаруженные в виде изометричных угловатых включений как внутри рудных зерен, так и в интерстициях между ними, имеют размер зерен от 2 до 460 мкм (рис. 5е, ж, и). Химический состав аваруита (мас. %): 68.26–79.84 Ni, 0.39–3.61

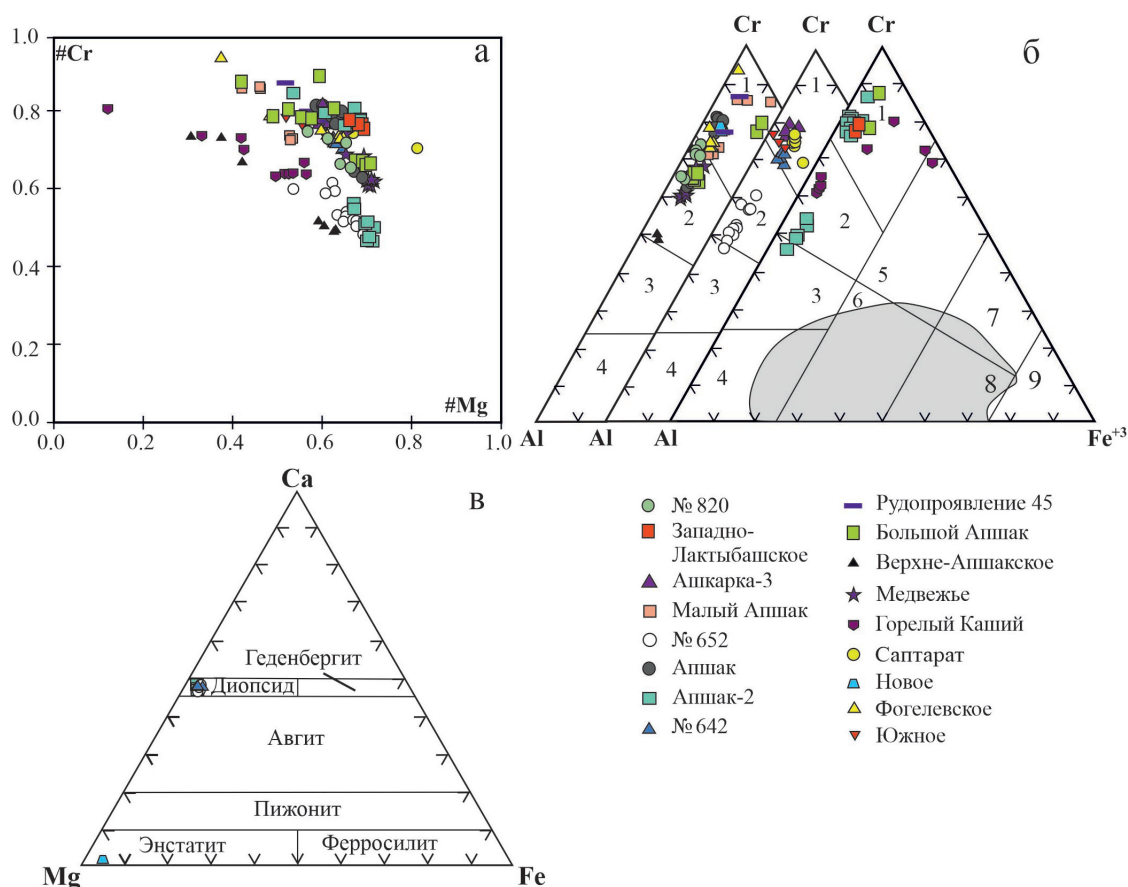


Рис. 4. Составы породообразующих и акцессорных минералов хромититов: а, б – хромшпинелиды на диаграмме #Mg–#Cr (а) и классификационной диаграмме (Deer et al., 1992) (б); в – пироксены на классификационной диаграмме (Morimoto, 1989).

1 – хромит; 2 – алюминохромит; 3 – хромпикотит; 4 – пикотит; 5 – феррихромит; 6 – феррипикотит; 7 – хроммагнетит; 8 – алюминомагнетит; 9 – магнетит.

Fig. 4. Composition of rock-forming and accessory minerals of chromitites on classification diagrams: а, б – chrome spinels on #Mg–#Cr (а) diagram and classification diagram of (Deer et al., 1992) (б); в – pyroxenes on classification diagram of (Morimoto, 1989);

1 – chromite; 2 – aluminum chromite; 3 – chromian picotite; 4 – picotite; 5 – ferrichromite; 6 – ferripicotite; 7 – chromian magnetite; 8 – aluminum-magnetite; 9 – magnetite.

Со, 18.55–28.36 Fe (ЭП № 2, табл. Т6). Сульфиды представлены кобальтсодержащим пентландитом, хизлевудитом, миллеритом и анилитом (ЭП № 2, табл. Т7). Арсениды по химическому составу относятся к маухериту и орселиту (ЭП № 2, табл. Т8). Самородные фазы ассоциируют с хизлевудитом и миллеритом в интерстициях (рис. 5ж) и по составу близки к самородной меди с примесями Ni, Fe и S (мас. %): 90.55–91.39 Cu, 7.17–8.83 Ni, 0.39–0.62 Fe, 0.22–0.23 S (ЭП № 2, табл. Т9).

Перовскит встречается в виде зерен (35–50 мкм) в интерстициональном пространстве хромититов (рис. 5в), а барит – в виде призматических включений размером 5 мкм в хромшпинелиде (рис. 5з). Химический состав перовскита (мас. %):

27.63–29.32 Ca, 34.97–35.43 Ti, 35.55–36.34 O (ЭП № 2, табл. Т10). Барит содержит (мас. %) 55.85–64.08 Ba, 0.95–6.66 Sr, 1.37 Cu, 34.75–35.29 S (ЭП № 2, Т11).

Часть минералов хромититов не может быть однозначно отнесена к мантийным или коровым (амфиболы, МПГ). Амфиболы представлены изометричными округлыми включениями (рис. 5и) размером 15–30 мкм в хромшпинелидах и реликтами (35–200 мкм) в интерстициях. Химический состав (мас. %): 2.16–2.74 Na₂O, 11.63–12.92 CaO, 19.23–22.45 MgO, 1.49–2.77 FeO_{общ.}, 7.29–11.94 Al₂O₃, 2.12–3.01 Cr₂O₃, 0.45–1.26 TiO₂, 46.36–50.25 SiO₂ (табл. 5). Согласно классификации (Leake et al., 1997), минерал близок к паргаситу (рис. 6г).

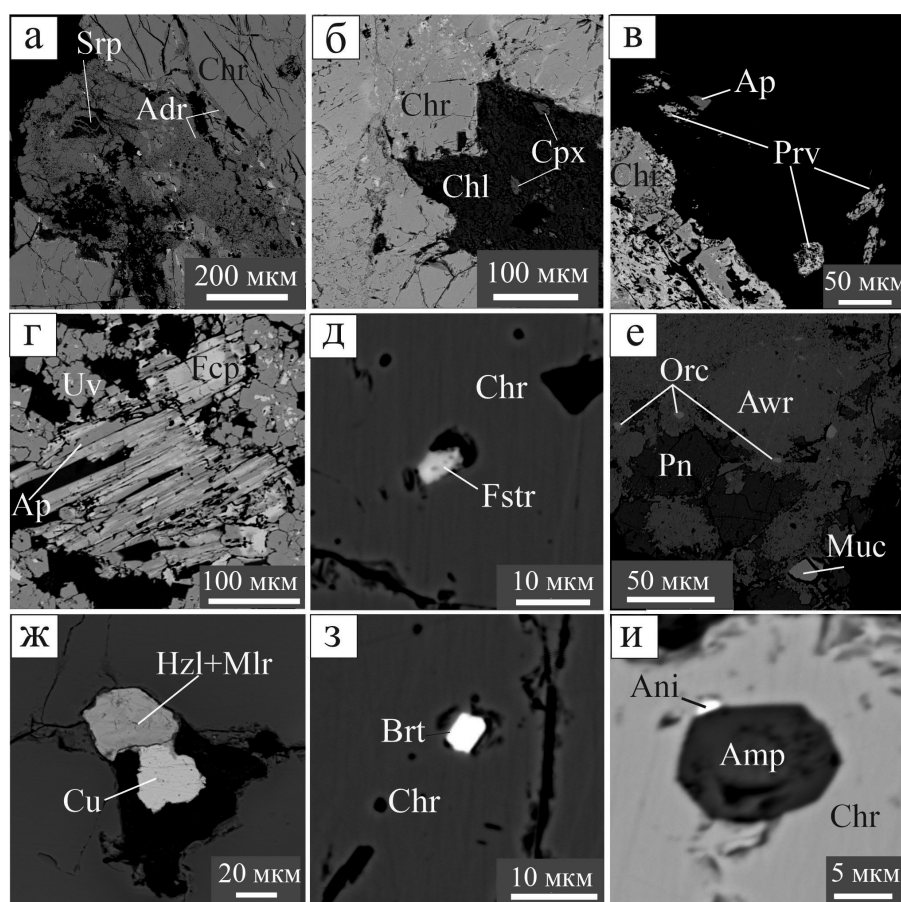


Рис. 5. Минералы вторичной ассоциации в хромититах рудопроявлений Апшакской площади: а – андрадит (Adr), развитый по зернам хромшпинелидов (Chr) и ассоциирующий с ним серпентин (Srp) (рудопроявление № 820); б – хлорит (Chl), замещающий моноклинный пироксен (Cpx) (рудопроявление Апшак-2); в – реликты зерен минерала надгруппы апатита (Ap) и перовскита (Prv) (Верхне-Апшакское рудопроявление); г – прожилки граната (Uv) с минералами надгруппы апатита (рудопроявление Апшак-2); д – включения фторстробита (Fstr) в хромшпинелиде (рудопроявление Апшак-2); е, ж – интерстициальные включения сплавов, сульфидов, арсенидов и самородных фаз между рудными зернами (е – Рудопроявление 45; ж – рудопроявление № 652); з, и – барит (Brt), амфибол (Amp) и анилит (Ani) в хромшпинелиде (з – Апшак-2; и – рудопроявление Новое).

Здесь и далее: Awr – аварунит; Cu – самородная медь; Fcp – фторкафит; Hzl – хизлеудит; Mlr – миллерит; Muc – маухерит; Orc – орселит; Pn – пентландит.

Fig. 5. Minerals of secondary assemblage in chromitite occurrences of the Apshak area: а – andradite (Adr) after chrome spinel (Chr) and associated with serpentine (Srp) (occurrence no. 820); б – chlorite (Chl) after clinopyroxene (Cpx) (Apshak-2 occurrence); в – relic grains of the mineral of the apatite supergroup (Ap) and perovskite (Prv) (Upper Apshak occurrence); г – veinlets of garnet (Uv) associated with minerals of the apatite supergroup (Apshak-2 occurrence); д – inclusions of fluorite (Fstr) in chromite spinel (Apshak-2 occurrence); е, ж – interstitial alloys, sulfides, arsenides and native phases between ore grains (е – Rudoproyavlenie 45; ж – occurrence no. 652); з, и – barite (Brt), amphibole (Amp) and anilite (Ani) in chromite spinel (з – Apshak-2 occurrence; и – Novoe occurrence).

Here and after: Awr – awaruite; Cu – native copper; Fcp – fluorcaphite; Hzl – heazlewoodite; Mlr – millerite; Muc – maucherite; Orc – orcelite; Pn – pentlandite.

МПП, обнаруженные внутри хромшпинелидов и в интерстициональном пространстве между ними, представлены однородными ($n = 21$) и полифазными ($n = 8$) изометричными и, реже, удлиненными включениями, размер которых, как правило, не превышает 10 мкм, редко, до 30 мкм. Включения характеризуются различной морфологией срезом:

несимметрично-трапецевидной (рис. 7а), брусковидной (рис. 7б), идиоморфной (рис. 7в), удлиненно-гантелеобразной (рис. 7г), призматической (рис. 7д), удлиненно-треугольной (рис. 7е), комковатой, округлой. Наибольшее количество МПП наблюдается в хромититах из рудопроявлений Западно-Лактыбашское ($n = 5$), Рудопроявление № 45 ($n = 3$),

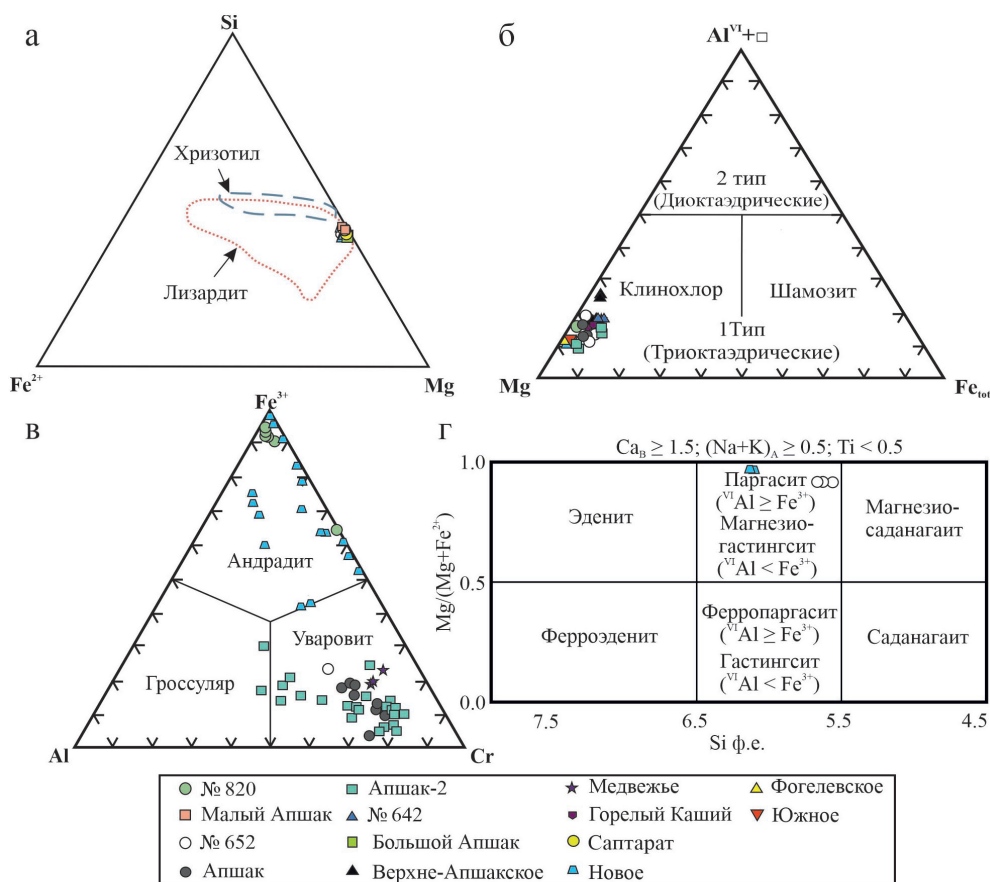


Рис. 6. Составы аксессуарных минералов в хромититах рудопоявлений Апшакской площади на классификационных диаграммах: а – серпентин (D'Antonio, Kristensen, 2004); б – хлорит (Zane, Weiss, 1998); в – гранаты (Štubňa et al., 2019); г – амфиболы (Leake et al., 1997).

Fig. 6. Composition of accessory minerals in chromitite occurrences of the Apshak area on classification diagrams: а – serpentine (D'Antonio, Kristensen, 2004); б – chlorite (Zane and Weiss, 1998); в – garnets (Štubňa et al., 2019); г – amphiboles (Leake et al., 1997).

Саптарат ($n = 3$), Новое ($n = 3$) (рис. 8а). По составу МПП соответствуют сульфидам и сульфосаренидам Ru-Os-Ir, реже арсенидам Rh (рис. 8б, табл. 6). Самым распространенным МПП является лаурит ($n = 25$ или 78 % всех находок), за которым следуют ирарсит ($n = 3$) и купроиридсит ($n = 2$), единичные находки представлены эрликманитом и закаринитом (рис. 8в).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Наши исследования позволили расширить минералогию хромититов изученной площади по сравнению с предыдущими данными. Несмотря на то, что составы рудообразующих хромшпинелидов изученных рудопоявлений варьируют, в целом, отмечается преобладание высокохромистых разновидностей, что типично для хромититов мантийного

разреза массивов Крака (Савельев, 2018) и отличается от многих других массивов Южного (Кемпирсай) и Полярного (Рай-Из, Сыум-Кей, Войкаро-Сыньинский) Урала, которые содержат руды со значительными вариациями состава хромшпинелидов по отношению Cr/Al (Макеев, Брянчанинова, 1999; Перевозчиков и др., 2000).

Оценка Р-Т условий формирования хромититов

Хромититы изученных проявлений отличаются степенью и условиями проявления наложенных процессов. Хромититы, локализованные в серпентинитах, наиболее катаклазированы, минеральный состав интерстициального пространства в них самый разнообразный. Сохранение состава первичного хромита и отсутствие «железистого»

Таблица 5. Химический состав паргасита из хромититов Апшакской площади (мас. %)
Table 5. Chemical composition of pargasite from chromitites of the Apshak area (wt. %)

№ п/п	№ обр.	SiO ₂	MgO	CaO	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Na ₂ O	FeO	TiO ₂	NiO	Сумма
1	A-5126	50.25	22.45	11.68	7.47	3.01	2.74	1.50	0.46	–	99.57
2	A-5126	49.61	22.17	11.63	7.29	2.99	2.74	1.56	0.45	–	98.45
3	A-652/1	46.66	19.59	12.76	11.74	2.12	2.34	2.63	1.22	–	99.07
4	A-652/1	46.36	19.23	12.92	11.14	2.34	2.16	2.64	1.11	0.17	98.08
5	A-652/1	46.45	19.64	12.89	11.94	2.17	2.33	2.77	1.26	0.17	99.62
№ п/п	№ обр.	Кристаллохимическая формула									
1	A-5126	Na _{1.00} (Ca _{1.53} Na _{0.30} Fe ²⁺ _{0.15} Mg _{0.01}) _{2.00} (Mg _{4.08} (Cr _{0.58} Al _{0.30} Ti _{0.04}) _{0.92}) _{5.00} (Si _{6.14} Al _{1.86}) _{8.00} O _{22.00} (OH) _{2.00}									
2	A-5126	Na _{1.00} (Ca _{1.54} Na _{0.32} Fe ²⁺ _{0.14}) _{2.00} (Mg _{4.09} (Cr _{0.58} Al _{0.26} Ti _{0.04} Fe ²⁺ _{0.02}) _{0.91}) _{5.00} (Si _{6.14} Al _{1.86}) _{8.00} O _{22.00} (OH) _{2.00}									
3	A-652/1	Na _{1.00} (Ca _{1.65} Fe ²⁺ _{0.26} Na _{0.09}) _{2.00} (Mg _{3.52} (Al _{0.96} Cr _{0.40} Ti _{0.11} Fe ²⁺ _{0.01}) _{1.48}) _{5.00} (Si _{5.62} Al _{2.38}) _{8.00} O _{22.00} (OH) _{2.00}									
4	A-652/1	Na _{1.00} (Ca _{1.70} Fe ²⁺ _{0.27} Na _{0.03}) _{2.00} (Mg _{3.52} (Al _{0.91} Cr _{0.45} Ti _{0.10} Ni _{0.02}) _{1.48}) _{5.00} (Si _{5.69} Al _{2.31}) _{8.00} O _{22.00} (OH) _{2.00}									
5	A-652/1	Na _{1.00} (Ca _{1.66} Fe ²⁺ _{0.26} Na _{0.08}) _{2.00} (Mg _{3.51} (Al _{0.93} Cr _{0.41} Ti _{0.11} Ni _{0.02} Fe ²⁺ _{0.02}) _{1.49}) _{5.00} (Si _{5.56} Al _{2.44}) _{8.00} O _{22.00} (OH) _{2.00}									

Примечание. Пробы из рудопроявлений: A-5126 – Новое; A-652/1 – № 652.

Note. Samples from ore occurrences: A-5126 – Novoe; A-652/1 – no. 652.

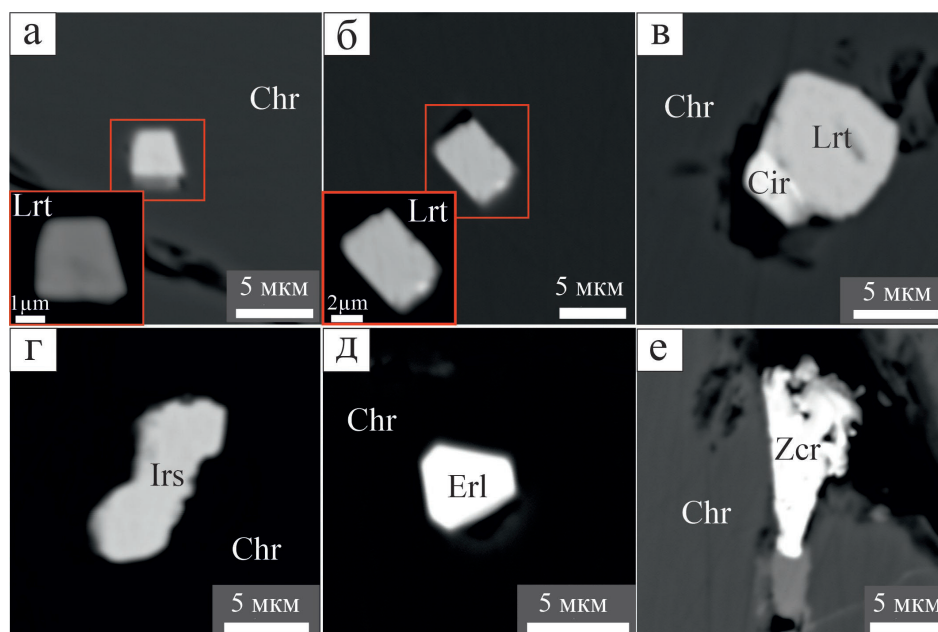


Рис. 7. Акцессорные минералы рудопроявлений Ашкарка-3 (а), Западно-Лактыбашское (б), Саптарат (в), Апшак (г), Медвежье (д) и Новое (е): а–д – включения лаурита (Lrt), купроиридита (Cir), ирарсита (Irs) и эрликманита (Erl) в хромшпинелиде; е – заккаринит (Zcr) в интерстиции между рудными зернами.

Fig. 7. Accessory minerals of the Ashkarka-3 (a), West Laktybash (б), Saptarat (в), Apshak (г), Medvezh'e (д) and Novoe (е) occurrences: а–д – inclusions of laurite (Lrt), cuproiridsite (Cir), irarsite (Irs) and erlichmanite (Erl) in chromian spinel; е – interstitial zaccarinite (Zcr) between ore grains.

тренда указывает на относительно низкую температуру изменений, соответствующую цеолитовой и низам зеленосланцевой фаций (<300 °C) (Савельев и др., 2009), в отличие от хромититов месторождений Полярного Урала, претерпевших коровый метаморфизм амфиболитовой фации (Макеев, Брянчанинова, 1999; Вахрушева и др., 2017).

Для большинства изученных образцов хромититов характерны субсолидусные температуры равновесий (650–850 °C) в паре оливин-хромшпинелид и положительные значения фугитивности кислорода ($\Delta \log f_{O_2}(FMQ) = +0.1...+2.6$) (рис. 9), что типично для подформных хромититов (Чашухин, Вотяков, 2009; Вахрушева и др., 2017; Saveliev,

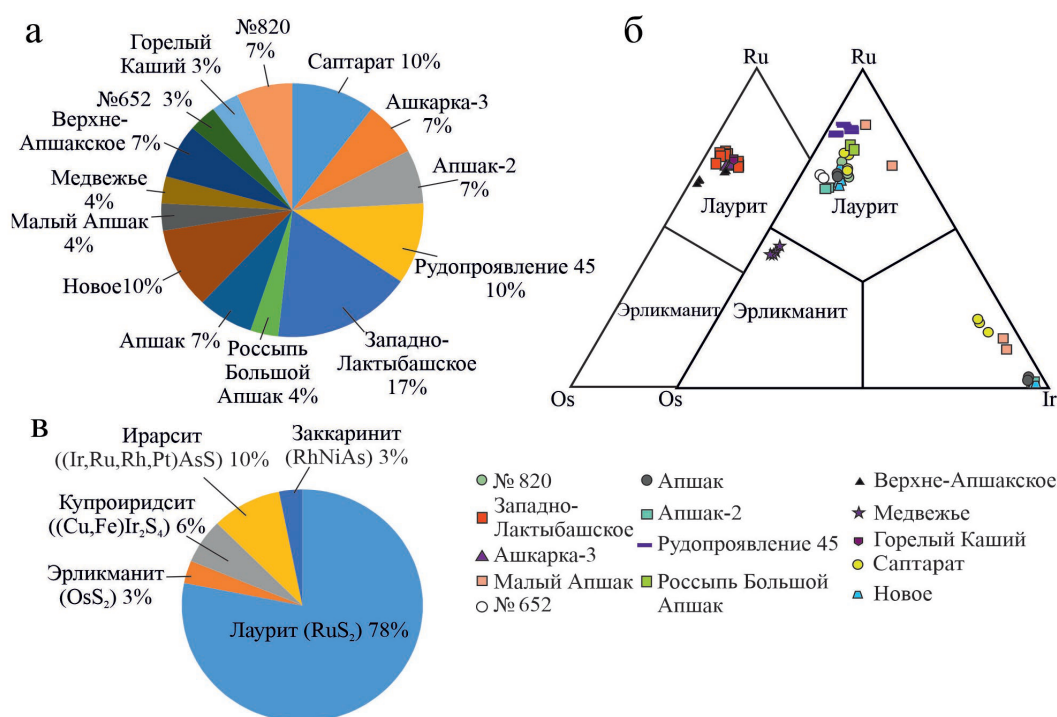


Рис. 8. Распределение МПГ в хромититах рудопроявлений Апшакской площади: а – количество включений МПГ (n = 29); б – треугольные диаграммы для тугоплавких платиноидов; в – количество обнаруженных минеральных фаз (n = 32).

Fig. 8. PGM distribution in chromitite occurrences of the Apshak area: а – number of PGM inclusions (n = 29); б – ternary diagrams for IPGM; в – number of identified mineral phases (n = 32).

2024). Положительные значения фугитивности кислорода отражают окислительные условия формирования пород в мантии. Это подтверждается высокими форстеритовым миналом ($Fo = 0.94–0.97$) (ЭП № 2, табл. Т1) в оливине и хромистостью ($\#Cr = 0.70–0.95$) в хромшпинелидах (рис. 4а, табл. 3). Температуры и фугитивность кислорода, а также содержание форстеритового минала в оливине, скорее всего, являются результатом катионного обмена Mg^{2+} и Fe^{2+} между оливином и хромитом на субсолидусной стадии (Melcher et al., 1997; Hu et al., 2022) и фиксируют стадию остывания рестиата.

Считается, что температуры, рассчитанные по оливин-хромшпинелевым геотермометрам, фиксируют завершение обменных реакций между этими минералами, оторванные по времени от процесса частичного плавления (например, Базылев, 2003). В работе (Hu et al., 2022) показано, что и оценка фугитивности кислорода в данном случае будет завышена. Авторами цитируемой работы получена аналогичная нашей оценка fO_2 и проведен пересчет на предполагаемую температуру частичного плавления мантийного источника (1300–1400 °C), что дало скорректированную оценку значе-

ний в диапазоне $\Delta \log fO_2(FMQ)$ от +0.2 до +0.4. Не подвергая сомнению правильность предложенного подхода, необходимо отметить, что даже нескорректированная оценка fO_2 во вмещающих перидотитах обычно дает интервал $\Delta \log fO_2(FMQ)$ от –1.5 до –0.5 (Saveliev et al., 2022).

Условия образования второстепенных и акцессорных минералов хромититов

Вторичные минералы по генезису можно подразделить на три подгруппы. Первая связана с минералами, сформировавшимися в ходе процессов низкотемпературной серпентинизации при температурах ниже 300 °C (цеолитовая и низы зеленосланцевой фаций). К этой группе относится серпентин. Вторая подгруппа включает минералы, сформировавшиеся в результате проработки хромититов флюидами различного состава (содержащие хлориды, фтор и другие соединения) в коровых условиях при температурах 300–500 °C (зеленосланцевая фация) (Банников, 1983; Melcher et al., 1997). В данную группу входят хлориты, минералы надгруппы апатита, гранаты, сульфиды (за исключением кобальтсодержащего пентландита), арсениды,

Таблица 6. Химический состав некоторых зерен МПГ в хромититах Апшакской площади (мас. %)
 Table 6. Chemical composition of selected grains of platinum group minerals from chromitites of the Apshak area (wt. %)

№ обр.	Ir	Os	Ru	Rh	Ni	Fe	Cu	Pd	As	S	Сумма	Кристаллохимическая формула	Минерал
A-508-а	64.05	—	0.66	1.86	—	0.82	—	—	21.39	10.97	99.74	$(\text{Ir}_{1.00}\text{Rh}_{0.05}\text{Fe}_{0.04}\text{Ru}_{0.02})_{1.11}\text{As}_{0.86}\text{S}_{1.03}$	Ирарсит
A-508-а	56.80	—	0.76	3.26	—	0.67	—	—	25.39	13.02	99.89	$(\text{Ir}_{0.81}\text{Rh}_{0.09}\text{Fe}_{0.03}\text{Ru}_{0.02})_{0.95}\text{As}_{0.93}\text{S}_{1.12}$	Ирарсит
A-508б	9.34	16.77	35.80	1.66	—	0.87	—	0.42	1.31	33.68	99.85	$(\text{Ru}_{0.67}\text{Os}_{0.17}\text{Ir}_{0.09}\text{Rh}_{0.03}\text{Fe}_{0.03}\text{Pd}_{0.01})_{1.01}(\text{S}_{1.98}\text{As}_{0.03})_{2.01}$	Лаурит
A-512а	8.69	14.48	35.98	2.33	—	1.11	2.08	—	0.31	34.86	99.83	$(\text{Ru}_{0.65}\text{Os}_{0.14}\text{Ir}_{0.08}\text{Cu}_{0.06}\text{Rh}_{0.04}\text{Fe}_{0.04})_{1.01}(\text{S}_{1.99}\text{As}_{0.01})_{2.00}$	Лаурит
A-512б	—	—	—	42.97	25.08	1.05	—	—	30.83	—	99.93	$\text{Rh}_{0.98}(\text{Ni}_{1.01}\text{Fe}_{0.04})_{1.05}\text{As}_{0.97}$	Заккаринит
A-512б	—	—	—	42.96	24.98	1.04	—	—	30.95	—	99.92	$\text{Rh}_{0.98}(\text{Ni}_{1.00}\text{Fe}_{0.04})_{1.04}\text{As}_{0.97}$	Заккаринит
A-529(а)	55.93	—	—	6.75	0.22	1.07	10.23	—	—	25.64	99.84	$(\text{Cu}_{0.84}\text{Ni}_{0.02}\text{Fe}_{0.10})_{0.96}(\text{Ir}_{1.52}\text{Rh}_{0.34})_{1.86}\text{S}_{4.18}$	Купроиридсит
A-529(а)	56.70	—	—	6.70	0.21	1.27	10.56	—	—	24.20	99.64	$(\text{Cu}_{0.89}\text{Ni}_{0.02}\text{Fe}_{0.12})_{1.03}(\text{Ir}_{1.38}\text{Rh}_{0.35})_{1.93}\text{S}_{4.04}$	Купроиридсит
A-529(а)	11.05	13.45	37.69	1.20	0.39	0.72	—	0.41	—	34.98	99.90	$(\text{Ru}_{0.69}\text{Os}_{0.13}\text{Ir}_{0.11}\text{Fe}_{0.02}\text{Rh}_{0.02}\text{Ni}_{0.01}\text{Pd}_{0.01})_{0.99}\text{S}_{2.01}$	Лаурит
A-543/2(а)	8.27	17.23	37.26	0.61	0.23	0.79	—	0.50	—	34.98	99.87	$(\text{Ru}_{0.68}\text{Os}_{0.17}\text{Ir}_{0.08}\text{Fe}_{0.03}\text{Rh}_{0.01}\text{Pd}_{0.01}\text{Ni}_{0.01})_{0.99}\text{S}_{2.02}$	Лаурит
A-652/1	5.88	20.35	34.10	—	0.69	3.21	1.72	0.64	—	32.69	99.28	$(\text{Ru}_{0.63}\text{Os}_{0.20}\text{Fe}_{0.11}\text{Ir}_{0.06}\text{Cu}_{0.05}\text{Ni}_{0.02}\text{Pd}_{0.01})_{1.08}\text{S}_{1.92}$	Лаурит
A-667/1б	4.29	41.40	20.46	—	—	0.84	—	—	—	32.91	99.90	$(\text{Os}_{0.44}\text{Ru}_{0.41}\text{Ir}_{0.05}\text{Fe}_{0.03})_{0.93}\text{S}_{2.08}$	Эрликманит
A-667/1б	5.04	41.68	20.65	—	—	—	—	—	—	32.51	99.89	$(\text{Os}_{0.45}\text{Ru}_{0.42}\text{Ir}_{0.05})_{0.92}\text{S}_{2.08}$	Эрликманит
A-671-2(а)	8.37	9.94	42.85	1.59	—	0.70	—	0.40	—	36.05	99.91	$(\text{Ru}_{0.76}\text{Os}_{0.09}\text{Ir}_{0.08}\text{Fe}_{0.02}\text{Rh}_{0.03}\text{Pd}_{0.01})_{0.99}\text{S}_{2.01}$	Лаурит
A-707	19.51	—	32.23	3.10	2.32	3.13	—	—	9.84	29.72	99.86	$(\text{Ru}_{0.60}\text{Ir}_{0.19}\text{Fe}_{0.10}\text{Ni}_{0.07}\text{Rh}_{0.06})_{1.02}(\text{S}_{1.73}\text{As}_{0.25})_{1.98}$	Лаурит
A-715/1б	9.30	20.63	34.28	0.56	—	0.59	—	—	0.90	33.60	99.87	$(\text{Ru}_{0.65}\text{Os}_{0.21}\text{Ir}_{0.09}\text{Fe}_{0.02}\text{Rh}_{0.01})_{0.98}(\text{S}_{2.00}\text{As}_{0.02})_{2.02}$	Лаурит
A-715/1б	8.89	21.03	34.17	0.55	—	0.66	—	—	0.88	33.69	99.87	$(\text{Ru}_{0.64}\text{Os}_{0.21}\text{Ir}_{0.09}\text{Fe}_{0.02}\text{Rh}_{0.01})_{0.97}(\text{S}_{2.00}\text{As}_{0.02})_{2.02}$	Лаурит
A-715/1б	57.16	—	0.65	2.38	0.69	0.69	—	—	25.52	12.79	99.88	$(\text{Ir}_{0.82}\text{Rh}_{0.06}\text{Fe}_{0.03}\text{Ni}_{0.03}\text{Ru}_{0.02})_{0.96}\text{As}_{0.94}\text{S}_{1.10}$	Ирарсит
A-715/1б	57.08	—	0.61	3.63	0.25	0.60	—	—	25.57	12.18	99.91	$(\text{Ir}_{0.83}\text{Rh}_{0.10}\text{Fe}_{0.03}\text{Ni}_{0.01}\text{Ru}_{0.02})_{0.99}\text{As}_{0.95}\text{S}_{1.06}$	Ирарсит
A-732/1(б)	3.50	18.72	41.36	—	—	0.70	—	—	—	35.58	99.86	$(\text{Ru}_{0.74}\text{Os}_{0.18}\text{Ir}_{0.03}\text{Fe}_{0.02})_{0.97}\text{S}_{2.02}$	Лаурит
A-756(а)	2.29	10.50	45.11	4.26	—	0.48	—	—	—	37.26	99.91	$(\text{Ru}_{0.78}\text{Os}_{0.10}\text{Rh}_{0.07}\text{Ir}_{0.02}\text{Fe}_{0.02})_{0.99}\text{S}_{2.02}$	Лаурит
A-757а	7.82	19.23	36.66	—	—	1.04	—	—	—	35.16	99.91	$(\text{Ru}_{0.67}\text{Os}_{0.19}\text{Ir}_{0.08}\text{Fe}_{0.03})_{0.97}\text{S}_{2.03}$	Лаурит
A-764а	7.87	15.40	39.76	—	—	0.97	—	—	—	35.89	99.90	$(\text{Ru}_{0.71}\text{Os}_{0.15}\text{Ir}_{0.07}\text{Fe}_{0.03})_{0.96}\text{S}_{2.03}$	Лаурит
A-820а	8.89	14.49	39.23	0.92	—	0.80	—	0.36	—	35.18	99.87	$(\text{Ru}_{0.71}\text{Os}_{0.14}\text{Ir}_{0.08}\text{Fe}_{0.03}\text{Rh}_{0.02}\text{Pd}_{0.01})_{0.99}\text{S}_{2.01}$	Лаурит
A-820а	8.45	14.16	40.11	1.00	—	0.81	—	—	—	35.35	99.88	$(\text{Ru}_{0.72}\text{Os}_{0.14}\text{Ir}_{0.08}\text{Fe}_{0.03}\text{Rh}_{0.02})_{0.99}\text{S}_{2.02}$	Лаурит

Примечание. Пробы из рудопроявлений: A-508-а, A-508б – Апшак; A-512а, A-512б – Новое; A-529(а) – Саптарат; A-543/2(а) – Апшак-3; A-652/1 – № 652; A-667/1б – Медвежье; A-671-2(а) – Большой Апшак; A-707 – Фогелевское; A-715/1б – Апшак-2; A-732/1(б) – Западно-Лактыбашское; A-756(а) – Рудопроявление 45; A-757а – Верхне-Апшакское; A-764а – Горелый Каший; A-820а – № 820.

Note. Samples from ore occurrences: A-508-а, A-508б – Apshak; A-512а, A-512б – Novoe; A-529 (a)– Sapatarat; A-543/2(a) – Ashkarka-3; A-652/1 – no. 652; A-667/1б – Medvezh'e; A-671-2(a) – Bolshoy Apshak; A-707 – Foglevskoe; 715/1б – Apshak-2; A-732/1(a) – West Laktybash; A-756(a) – Rudoproyavlenie 45; A-757а – Upper Apshak; A-764а – Gorely Kashy; A-820а – no. 820.

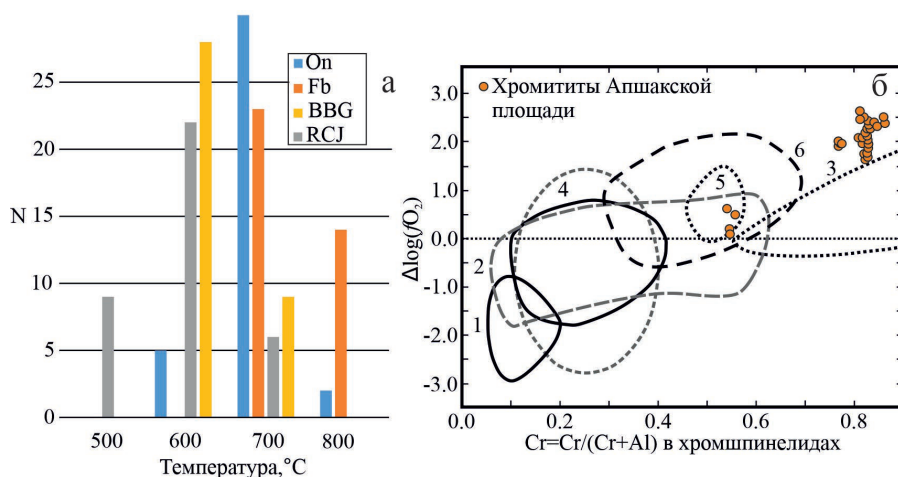


Рис. 9. Температуры минеральных равновесий в парах оливин-хромшпинелид (а) и фугитивность кислорода (б) для хромитов Апшакской площади, рассчитанные по геотермометрам и геобарометрам (Fabries, 1979; Roeder et al., 1979; Ono, 1983; Ballhaus et al., 1991).

а: On – Ono, 1983; Fb – Fabries, 1979; BBG – Ballhaus-Berry-Green (1991); RCJ – Roeder-Campbel-Jamieson (1979).

б: 1–3 – перидотитовые ксенолиты: 1 – примитивные; 2 – слабометасоматизированные; 3 – интенсивно метасоматизированные; 4; 5 – абиссальные перидотиты; 6 – перидотиты островных дуг (Ahmed et al., 2016; Arai, Ishimaru, 2008; Parkinson, Pearce, 1998).

Fig. 9. Temperatures of mineral equilibria in olivine-chromian spinel pairs (a) and oxygen fugacity (б) for chromitites of the Apshak area calculated using geothermometers and geobarometers from (Fabries, 1979; Roeder et al., 1979; Ono, 1983; Ballhaus et al., 1991).

а: On – Ono, 1983; Fb – Fabries, 1979; BBG – Ballhaus-Berry-Green (1991); RCJ – Roeder-Campbel-Jamieson (1979).

б: 1–3 – peridotite xenoliths: 1 – primitive; 2 – weakly metasomatized; 3 – intensely metasomatized; 4; 5 – abyssal peridotites; 6 – island arc peridotites (Ahmed et al., 2016; Arai, Ishimaru, 2008; Parkinson, Pearce, 1998).

самородные фазы, перовскит и барит. Помимо обнаруженных низкотемпературных акцессорных минералов другими исследователями в хромититах Кемпир-сая установлены гидрогранаты, Mn-ильменит, сфен, циркелит (Melcher et al., 1997). Миллерит, анилит, самородная медь и хизлевудит, как и арсениды, могли образоваться в коровых условиях (Klein, Bach, 2009). Хизлевудит образовался из пентландита при температурах ниже 550 °C (Bussolesi et al., 2022). Никелевые арсениды (маухерит, орселит) вероятно образовались при низких температурах (<500 °C) в результате проработки хромититов флюидами, насыщенными As и Ni, как это характерно для диенерита и гарутита в хромититах массива Средний Крака (Garuti et al., 2021). К третьей можно отнести аварунит, который не попадает в вышеперечисленные подгруппы из-за неоднозначного механизма образования. Он мог образоваться при десульфуризации пентландита (Kutyrev et al., 2023) или при замещении оливина в процессе серпентинизации (Klein, Bach, 2009; Сандиминова и др., 2016; Britten, 2017). В лерцолитах массива Северный Крака аварунит и хизлевудит образовались из пентландита, что можно предположить и для изученной площади (Савельев, Гатауллин, 2023).

Большая часть амфиболов из включений в хромититах рудопроявлений Апшакской площади имеет магматический генезис. Об этом свидетельствует расположение фигуративных точек их составов на дискриминантных диаграммах в поле магматических амфиболов (рис. 10а), для которых предполагается мантийный источник (рис. 10б). Сохранность высокоглиноземистых составов амфиболов во включениях из зерен хромита может объясняться следующим образом. Ранее зафиксированы ассоциации сосуществующих необластов хромшпинелида и амфибола, выделившихся в результате деформационно-индуцированного распада энстатита (Савельев и др., 2017; Saveliev et al., 2022; Saveliev, 2021), причем в некоторых случаях отмечался неполный захват зерен амфибола растущими кристаллами хромшпинелида. Мы полагаем, что в ходе прогрессирующего пластического течения ультрамафитов происходило укрупнение зерен хромита («сильная фаза»), а захваченные им включения силикатов («слабые фазы») капсулировались в нем, как в непроницаемом контейнере. При этом ионный обмен между рудообразующим хромшпинелидом и заключенным в нем амфиболом был

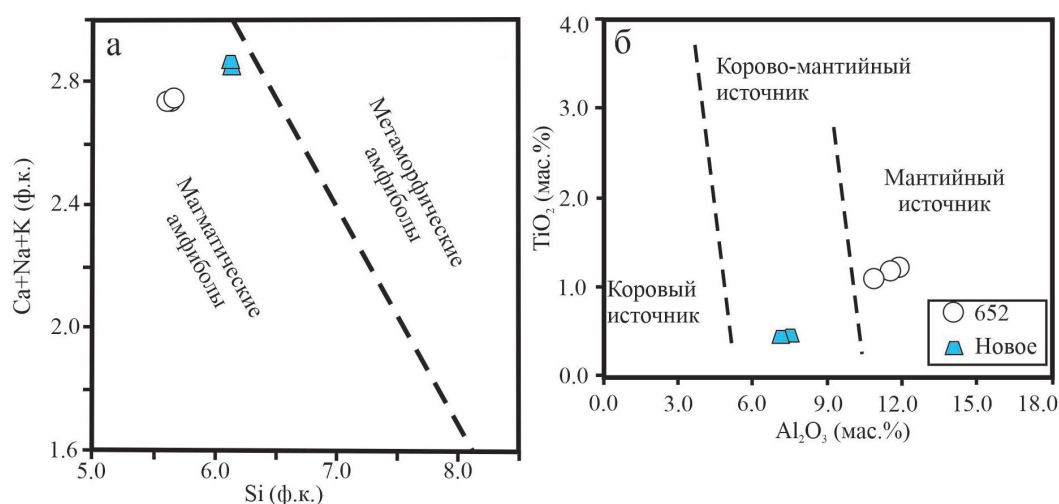


Рис. 10. а – Распределение формульных коэффициентов в амфиболах на диаграмме Si – Ca + Na + K (Czamanske, Wones, 1973); б – соотношение Al_2O_3 и TiO_2 (мас. %) в амфиболах (Changyi, Sanyuan, 1984).

Fig. 10. а – Distribution of formula units in amphiboles on Si – Ca + Na + K diagram (Czamanske, Wones, 1973); б – correlation between Al_2O_3 and TiO_2 (wt. %) in amphiboles (Changyi, Sanyuan, 1984).

затруднен, что подтверждается высокими значениями хромистости рудообразующих хромшпинелидов в подавляющем большинстве рудопроявлений ($\#Cr = 0.7-0.9$). Некоторые фигуративные точки на дискриминационных диаграммах попадают в поле амфиболов со смешанным (корово-мантийным) источником (рис. 10б). Не исключено, что они могли образоваться, как и вышеперечисленные вторичные минералы, в коровых условиях.

Механизм образования МПГ в хромититах дискусионен. В работе (González-Jiménez et al., 2014a) предложено три сценария происхождения МПГ во внутренних частях зерен хромита из офиолитовых хромититов. Первый предполагает реститовый генезис МПГ. В частности, остаточные фазы, такие как лаурит или сплавы Os-Ir, могли образоваться в результате распада ранее существовавших первичных сульфидов (пирротин, пентландит, халькопирит), содержавших небольшие количества элементов платиновой группы (ЭПГ). Накопление ЭПГ вплоть до образования МПГ могло происходить при твердофазном росте кристаллов хромита в ходе пластического течения рестита (Савельев, 2024; Saveliyev, 2024). Второй механизм предполагает, что МПГ образовались после хромититов. Хромиты могут быть перенесены вглубь мантии в результате процессов субдукции. Они, вероятнее всего, проработаны метасоматическими флюидами/расплавами, которые способствовали осаждению МПГ. Третий механизм включает частичное или полное разрушение МПГ и их перекристаллизацию

в ходе полифазного метаморфизма или рециклинга хромититов в более глубокой мантии.

Сульфоарсениды Ir и арсениды Rh могли образоваться в результате гидротермальной проработки хромититов в условиях континентальной коры (Савельев, 2024). Для последних МПГ (закаринита) также предлагается генезис, обусловленный растворением мантийных сульфидов Os-Ir-Ru метасоматическими астеносферными флюидами (Киселева и др., 2014). Для более точного понимания генезиса включений МПГ в хромититах Апшакской площади и массивов Крака в целом необходимо вовлечение в исследование большего числа образцов, увеличение статистики и более детальные прецизионные исследования, возможно – с применением методов микроструктурного анализа.

ВЫВОДЫ

Изучен минеральный состав хромититов Апшакской площади массива Южный Крака. Породообразующие и акцессорные минералы по условиям образования можно разделить на три группы: 1) первичные, образовавшиеся в мантийных условиях (хромшпинелиды, оливин, ромбический и моноклинный пироксен); 2) вторичные, сформировавшиеся в коровых условиях (серпентин, хлорит, гранаты, минералы надгруппы апатита, сплавы, подавляющее большинство сульфидов, арсениды, самородные фазы Fe, Ni, Cu, перовскит, барит); 3) с неоднозначным генезисом (амфиболы, МПГ).

По химическому составу хромшпинелиды соответствуют хромиту, алюмохромиту (реже – хромпикотиту, феррихромиту). Оливин представлен форстеритом (Fo_{94-97}); пироксены – энстатитом и диопсидом; серпентин – лизардитом; хлориты – клинохлором; гранаты – уваровитом и андрадитом; минералы надгруппы апатита – фторкафитом, фторстрофитом, их промежуточными разностями, стронций-содержащим фторапатитом; сплавы – аварунитом; сульфиды – кобальтсодержащим пентландитом, хизлевудитом, миллеритом, анилитом; арсениды – маухеритом, орселитом; самородные фазы – медью; амфиболы – паргаситом; платиноиды – лауритом, эрликманитом, купроиридситом, ирарситом, закаринитом.

Образование хромитов происходило в условиях верхней мантии, завершившись в субсолидусных условиях и окислительной обстановке. Об этом свидетельствуют расчетные температуры ($650\text{--}850\text{ }^{\circ}\text{C}$) и фугитивность кислорода ($\Delta\log(f\text{O}_2) = +0.1 \dots +2.6$). Температуры и фугитивность кислорода, а также содержание форстеритового минала в оливине ($\text{Fo} = 0.94\text{--}0.97$), скорее всего, являются результатом катионного обмена Mg^{2+} и Fe^{2+} между оливином и хромитом на субсолидусной стадии и фиксируют стадию остывания рестита. В дальнейшем они испытали холодную ($300\text{--}500\text{ }^{\circ}\text{C}$) тектоническую переработку при подъеме массивов в верхние горизонты земной коры, что сопровождалось воздействием на них гидротермальных растворов. На этой стадии образовалась ассоциация вторичных минералов. Аварунит и хизлевудит, скорее всего, имеют мантийную природу.

Неоднозначный генезис характерен для амфиболов. На магматическую природу паргасита указывает содержания Al_2O_3 11.14–11.94 мас. %. В тоже время некоторые составы попадают на дискриминационной диаграмме $\text{Al}_2\text{O}_3\text{--TiO}_2$ в поле с корово-мантийным источником.

Механизм концентрации МПГ остается дискуссионным. Одним из наиболее вероятных для сульфидов Ru-Os-Ir представляется реститовый генезис, причем поступление ЭПГ могло осуществляться либо из ранее существовавших сульфидов, содержащих ЭПГ, либо при твердофазном перераспределении в хромитовых зернах примесных атомов ЭПГ в ходе пластической деформации. Сульфиды арсениды и арсениды, вероятнее всего, кристаллизовались в результате гидротермальной проработки хромитов при низких температурах ($<500\text{ }^{\circ}\text{C}$).

ЛИТЕРАТУРА

Базылев Б.А. (2003) Петролого-геохимическая эволюция мантийного вещества в литосфере: сравнительное изучение океанических и альпинотипных шпинелевых перидотитов. Дисс. на соиск. степ. докт. геол.-мин. наук. Москва, 438 с.

Банников О.Л. (1983) Баланс вещества при серпентинизации альпинотипных гипербазитов и некоторые общие проблемы генезиса серпентинитов / Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Новосибирск, ИГТ СО АН СССР, 2, 5–18.

Варлаков А.С. (1978) Генезис хромитового оруденения в альпинотипных гипербазитах Урала / Петрография ультраосновных и щелочных пород Урала. Свердловск, УНЦ АН СССР, 63–82.

Варлаков А.С. (1986) Петрология процессов серпентинизации гипербазитов складчатых областей. Свердловск, УНЦ АН СССР, 224 с.

Вахрушева Н.В., Ширяев П.Б., Степанов А.Е., Богданова А.Р. (2017) Петрология и хромитовосность ультраосновного массива Рай-Из (Полярный Урал). Екатеринбург, ИГТ УрО РАН, 265 с.

Келлер Б.М. (1949) Флишевая формация палеозоя в Зилаирской синклинии на Южном Урале и сходные с ней образования. Труды Института геологических наук СССР, вып. 104, геологическая серия, 34, 172 с.

Киселева О.Н., Жмодик С.М., Дамдинов Б.Б., Агафонов Л.В., Белянин Д.К. (2014) Состав и эволюция платинометальной минерализации в хромитовых рудах Ильчирского офиолитового комплекса (Оспино-Китойский и Харанурский массивы, Восточный Саян). Геология и геофизика, 55(2), 333–349. <http://dx.doi.org/10.15372/GiG201400209>

Клочихин А.В., Радченко В.В., Буряченко А.В. (1969ф) Геологическое строение северной части Зилаирского мегасинклинория и сопредельных территорий: отчет Кагармановской геолого-съемочной партии о геологической съемке масштаба 1 : 50 000 за 1962–1969 гг. Уфа, БТГФ, Т. 1, 364 с.

Князев Ю.Г., Князева О.Ю. (2006) Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XXIII. Белорецк. Объяснительная записка. Уфа, ОАО «Башкиргеология», 194 с.

Князев Ю.Г., Князева О.Ю., Сначев В.И., Жданов А.В., Каримов Т.Р., Айдаров Э.М., Масагутов Р.Х., Арсланова Э.Р. (2013) Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист N-40 (Уфа). Объяснительная записка. СПб, Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 512 с.

Ларионов Н.Н., Бергазов И.Р., Грановская Н.В., Нигматуллина А.М. (2015) Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-

XXII (Тузан). Объяснительная записка. М., МФ ВСЕ-ГЕИ, 247 с.

Макеев А.Б., Брянчанинова Н.И. (1999) Топоми-нералогия ультрабазитов Полярного Урала. СПб, Наука, 252 с.

Москалева С.В. (1974) Гипербазиты и их хроми-тоносность. Л., Недра, 279 с.

Перевозчиков Б.В., Булыкин Л.Д., Попов И.И., Орфаницкий В.Л., Андреев М.И., Сначев В.И., Данилен-ко С.А., Черкасов В.Л., Ченцов А.М., Жарикова Л.Н., Ключ-ко А.А. (2000) Реестр хромитопоявлений в альпинотипных гипербазитах Урала. Пермь, КамНИИКИГС, 474 с.

Попова В.И., Белогуб Е.В., Рассомахин М.А., Попов В.А., Попов В.А., Хворов П.В. (2022) Мине-ралогия Поклонной горы Карабашского массива на Южном Урале. *Минералогия*, 8(4), 15–33. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2022-8-4-2>

Рахимов И.Р., Савельев Д.Е. Вишневецкий А.В. (2021) Платинометаллическая минерализация магматиче-ских комплексов Южного Урала: геолого-геодинами-ческая характеристика формаций, вопросы генезиса и перспективы. *Геодинамика и тектонофизика*, 12(2), 409–434. <https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-2-0531>

Савельев Д.Е. (2018) Ультрамафитовые массивы Крака (Южный Урал): особенности строения и состава перидотит-дунит-хромитовых ассоциаций. Уфа, Баш-кирская энциклопедия, 204 с.

Савельев Д.Е. (2024) МПГ в хромититах масси-вов Крака (Южный Урал): разнообразие и происхожде-ние. *Георесурсы*, 26(4), 275–286. <https://doi.org/10.18599/grs.2024.4.8>

Савельев Д.Е., Бажин Е.А., Сначев В.И., Черни-кова Т.И. (2009). Серпентинизация ультрабазитов Кыш-тымской площади. *Геологический сборник*, 8, 129–137.

Савельев Д.Е., Белогуб Е.В., Зайков В.В., Сна-чев В.И., Котляров В.А., Блинов И.А. (2014) Платиноме-таллическая минерализация в ультрамафитах массива Сред-ний Крака, Южный Урал. *Руды и металлы*, 6, 33–42.

Савельев Д.Е., Гатауллин Р.А. (2021) Лерцолиты Азнагуловской площади (Южный Урал): состав и Р–Т–fO₂ условия образования. *Вестник Академии наук РБ*, 40(3), 15–25. <https://doi.org/10.24412/1728-5283-2021-3-15-25>

Савельев Д.Е., Гатауллин Р.А. (2023) Акцессор-ная платиноидная минерализация в лерцолитах масси-ва Северный Крака (Южный Урал). *Георесурсы*, 25(3), 208–215. <https://doi.org/10.18599/grs.2023.3.24>

Савельев Д.Е., Пучков В.Н., Сергеев С.Н., Муса-билов И.И. (2017) О деформационно-индуцированном распаде энстатита в мантийных перидотитах и его зна-чении для процессов частичного плавления и хромито-образования. *Доклады академии наук*, 276(2), 200–204. <https://doi.org/10.7868/S0869565217260176>

Савельев Д.Е., Сначев В.И., Савельева Е.Н., Ба-жин Е.А. (2008) Геология, петрогеохимия и хромитонос-ность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа, ДизайнПолиграфСервис, 320 с.

Савельев Д.Е., Федосеев В.Б. (2019) Твёрдофазное перераспределение минеральных частиц в восходящем мантийном потоке как механизм концентрации хромита в офиолитовых ультрамафитах (на примере офиолитов Крака, Южный Урал). *Георесурсы*, 21(1), 31–46. <https://doi.org/10.18599/GRS.2019.1.31-46>

Савельева Г.Н. (1987) Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М., Наука, 246 с.

Савельева Е.Н. (2007) Хромитоносность габбро-гипербазитовых массивов Крака. Дисс. на соиск. степ. канд. геол.-мин. наук. Москва, 156 с.

Сандиминова Е.И., Сидоров Е.Г., Чубаров В.М. (2016) Акцессорные минералы железа и никеля гипер-базитового массива горы Попутной (Восточная Камчат-ка). *Записки Российского минералогического общества*, 144(2), 71–82.

Тиховидов С.Ф. (1932ф) Промышленный и со-кращенный предварительный геологический отчет на-чальника I Хромитовой ГРП Башгеолтреста о геолого-разведочных работах в Кагинском, Башартском и Хами-товском районах республики за 1931 г. Уфа, БТГУ, 42 с.

Фарафонтнев П.Г. (1937ф) Геология и хромитовые месторождения района перидотитовых массивов Крака на Южном Урале. Уфа, БТГУ, 238 с.

Чашухин И.С., Вотяков С.Л. (2009) Поведение эле-ментов семейства железа, оксибаро-метрия и генезис уни-кальных хромитовых месторождений Кемпирсайского мас-сива. *Геология рудных месторождений*, 51(2), 140–156.

Ahmed A.H., Moghazi A.K.M., Moufti M.R., Dawood Y.H., Ali K.A. (2016) Nature of the lithospheric mantle beneath the Arabian Shield and genesis of Al-spinel micropods: Evidence from the mantle xenoliths of Harrat Kishb, Western Saudi Arabia. *Lithos*, 240–243, 119–139. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.11.016>

Arai S., Akizawa N. (2014) Precipitation and dissolution of chromite by hydrothermal solutions in the Oman ophiolite: New behavior of Cr and chromite. *American Mineralogist*, 99(1), 28–34. <https://doi.org/10.2138/am.2014.4473>

Arai S., Ishimaru S. (2008) Insights into petrological characteristics of the lithosphere of mantle wedge beneath arcs through peridotite xenoliths: a review. *Journal of Petrology*, 49, 665–695. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm069>

Ballhaus C., Berry R.F., Green D.H. (1991) High-pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 107, 27–40.

Borisova A.Y., Ceuleneer G., Kamenetsky V.S., Arai S., B'ejina F., Abily B., Bindeman I.N., Polv'e M., De Parseval P., Aigouy T., Pokrovski G.S. (2012) A new view on the petrogenesis of the Oman ophiolite chromitites from microanalyses of chromite-hosted inclusions. *Journal of Petrology*, 53, 2411–2440. <https://doi.org/10.1093/petrology/egs054>

- Britten R. (2017) Regional metallogeny and genesis of a new deposit type-disseminated awaruite (Ni_3Fe) mineralization hosted in the cache Creek Terrane. *Economic Geology*, 112(3), 517–550. <https://doi.org/10.2113/econgeo.112.3.517>
- Bussolesi M., Grieco G., Zaccrini F., Cavallo A., Tzamos E., Storni N. (2022) Chromite compositional variability and associated PGE enrichments in chromitites from the Gomati and Nea Roda ophiolite, Chalkidiki, Northern Greece. *Mineralium Deposita*, 57, 1323–1342. <https://doi.org/10.1007/s00126-022-01109-z>
- Cassard D., Nicolas A., Rabinowitch M., Moutte J., Leblanc M., Prinzhofer A. (1981) Structural classification of chromite pods in Southern New Caledonia. *Economic Geology*, 76, 805–831. <https://doi.org/10.2113/econgeo.76.4.805>
- Changyi J., Sanyuan A. (1984) On chemical characteristics of calcic amphiboles from igneous rocks and their petrogenesis significance. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 3, 1–9.
- Coleman R.G. (1977) Ophiolites: ancient oceanic lithosphere? Berlin, Springer, 229 p. <http://dx.doi.org/10.1007/978-3-642-66673-5>
- Czamanske G.K., Wones D.R. (1973) Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarks Complex, Oslo Area, Norway: Part 2, the mafic silicate. *Journal of Petrology*, 14 (3), 349–380.
- D'Antonio M., Kristensen M.B. (2004) Serpentine and brucite of ultramafic clasts from the South Chamorro Seamount (Ocean Drilling Program Leg 196, Site 1200): Inferences for the serpentinization of the Mariana forearc mantle. *Mineralogical Magazine*, 68, 887–904. <https://doi.org/10.1180/0026461046860229>
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. (1992) An introduction to the rock-forming minerals. Harlow, UK, 695 p.
- Distler V., Kryachko V., Yudovskaya M. (2008) Ore petrology of chromite-PGE mineralization in the Kempirsai ophiolite complex. *Mineralogy and Petrology*, 92, 31–58. <https://doi.org/10.1007/s00710-007-0207-3>
- Fabries J. (1979) Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 69, 329–336. <https://doi.org/10.1007/BF00372258>
- Garuti G., Pushkarev E.V., Gottman I.A., Zaccarini F. (2021) Chromite-PGM mineralization in the Iherzolite mantle tectonite of the Kraka ophiolite complex (Southern Urals, Russia). *Minerals*, 11, 1287. <https://doi.org/10.3390/min11111287>
- Gonzalez-Jimenez J.M., Gervilla F., Proenza J.A., Aude T., Kerestedjian T. (2009) Distribution of platinum-group minerals in ophiolitic chromitites. *Applied Earth Science (formerly Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy, Section B)*, 118 (3/4), 100–110. <https://doi.org/10.1179/174327509X12550990457924>
- Gonzalez-Jimenez J.M., Griffin W.L., Proenza A., Gervilla F., O'Reilly S.Y., Akbulut M., Pearson N.J., Arai S. (2014b) Chromitites in ophiolites: how, where, when, why? Part II. The Crystallisation of Chromitites. *Lithos*, 189, 148–158. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.09.008>
- Gonzalez-Jimenez J.M., Griffin W.L., Gervilla F., Proenza J.A., O'Reilly S.Y., Pearson N.J. (2014a) Chromitites in ophiolites: How, where, when, why? Part I. A review and new ideas on the origin and significance of platinum-group minerals. *Lithos*, 189, 127–139. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.06.016>
- Hu W.-J., Zhou M.-F., Yudovskaya M.A., Vikentyev I.V., Malpas J., Zhang P.-F. (2022) Trace elements in chromite as indicators of the origin of the giant podiform chromite deposit at Kempirsai, Kazakhstan. *Economic Geology*, 117(7), 1629–1655. <https://doi.org/10.5382/econgeo.4955>
- Johan Z., Martin R.F., Ettler V. (2017) Fluids are bound to be involved in the formation of ophiolitic chromite deposits. *European Journal of Mineralogy*, 29, 543–555. <https://doi.org/10.1127/ejm/2017/0029-2648>
- Klein F., Bach W. (2009) Fe-Ni-Co-O-S phase relations in peridotite-seawater interactions. *Journal of Petrology*, 50(1), 37–59. <https://doi.org/10.1093/petrology/egn071>
- Kutyrev A., Kamenetsky V.S., Kontonikas-Charos A., Savelyev D.P., Yakich T.Yu., Belousov I.A., Sandimirova E.I., Moskaleva S.V. (2023) Behavior of Platinum-group elements during hydrous metamorphism: constraints from awaruite (Ni_3Fe) mineralization. *Lithosphere*, (126), 1–15. https://doi.org/10.2113/2023/lithosphere_2023_126
- Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne W.C., Kato A., Kisch K.J., Krivovichev V.G., Lithout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.A., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G. (1997) Nomenclature of amphiboles; report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association commission on new minerals and mineral names. *The Canadian Mineralogist*, 35, 219–246. <https://doi.org/10.1127/ejm/9/3/0623>
- Malitch K.N., Badanina I.Y., Belousova E.A., Murzin V.V., Velivetskaya T.A. (2021) Origin of Ru-Os Sulfides from the Verkh-Neivinsk ophiolite massif (Middle Urals, Russia): compositional and S-Os isotope evidence. *Minerals*, 11, 329. <https://doi.org/10.3390/min11030329>
- Melcher F., Grum W., Simon G., Thallhammer T.V., Stumpf E.F. (1997) Petrogenesis of the ophiolitic giant chromite deposits of Kempirsai, Kazakhstan: a study of solid and fluid inclusions in chromite. *Journal of Petrology*, 38(10), 1419–1458. <https://doi.org/10.1093/petrology/38.10.1419>
- Morimoto N. (1989) Nomenclature of pyroxenes. *The Canadian Mineralogist*, 27, 143–156. <https://doi.org/10.2465/minerj.14.198>
- Nicolas A., Bouchez J.L., Boudier F., Mercier J.C. (1971) Textures, structures and fabrics due to solid state flow in some European Iherzolites. *Tectonophysics*, 12, 55–86.
- Ono A. (1983) Fe-Mg partitioning between spinel and olivine. *Journal of the Japanese Association of*

- Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists*, 78, 115–122. <https://doi.org/10.2465/ganko1941.78.115>
- Parkinson I.J., Pearce J.A. (1998) Peridotites from the Izu–Bonin–Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt–mantle interaction in a supra-subduction zone setting. *Journal of Petrology*, 39, 1577–1618. <https://doi.org/10.1093/ptro/39.9.1577>
- Ringwood A.E. (1975) Composition and petrology of the Earth's mantle. London, New York, and Sydney (McGraw-Hill), 618 p.
- Roeder R.L., Campbell I.H., Jamieson H.E. (1979) A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 68, 325–334. <https://doi.org/10.1007/BF00371554>
- Saveliev D.E. (2021) Chromitites of the Kraka ophiolite (South Urals, Russia): geological, mineralogical and structural features. *Mineralium Deposita*, 56, 1111–1132. <https://doi.org/10.1007/s00126-021-01044-5>
- Saveliev D.E. (2024) Chromitites and associated mineralization of the Akkarga ophiolitic massif in the southeastern Urals (Russia). *Journal of Asian Earth Sciences*, 273, 1–24. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2024.106273>
- Saveliev D.E., Makatov D.K., Vishnevskiy A.V., Gataullin R.A. (2023) Accessory Minerals in the Chromitite Ores of Dzharlybutak Ore Group of Kempirsai Massif (Southern Urals, Kazakhstan): Clues for Ore Genesis. *Minerals*, 13(2), 263. <https://doi.org/10.3390/min13020263>
- Saveliev D.E., Shilovskikh V.V., Makatov D.K., Gataullin R.A. (2022) Accessory Cr-spinel from peridotite massifs of the South Urals: morphology, composition and origin. *Mineralogy and Petrology*, 116, 407–427. <https://doi.org/10.1007/s00710-022-00791-1>
- Štubna J., Bacík P., Fridrichová J., Hanus R., Illášová L., Milovská S., Škoda R., Vaculovic T., Cernanský S. (2019) Gem-quality green cr-bearing andradite (var. demantoid) from Dobšiná, Slovakia. *Minerals*, 9(3), 1–12. <https://doi.org/10.3390/min9030164>
- Thayer T.P. (1964) Principal features and origin of podiform chromite deposits, and some observations on the Guleman-Soridag District, Turkey. *Economic Geology*, 59, 1497–1524. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.59.8.1497>
- Thayer T.P. (1969) Gravity differentiation and magmatic re-emplacement of podiform chromite deposits. In: Magmatic Ore Deposits. *Economic Geology Monograph Series*, 4, 132–146.
- Tian Y., Yang J., Robinson P.T., Xiong F., Li Y., Zhang Z., Liu Z., Niu X. (2015) Diamond discovered in high-Al chromitites of the Sartohay ophiolite, Xinjiang province, China. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 89, 332–340. <https://doi.org/10.1111/1755-6724.12433>
- Warr L.N. (2021) IMA–CNMNC approved mineral symbols. *Mineralogical Magazine*, 85, 291–320. <https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43>
- Wu W., Yang J., Lian D., Rui H. (2021) New Concepts in Ophiolites and Oceanic Lithosphere (Podiform Chromites). In: *Encyclopedia of Geology, Second Edition*. Elsevier Academic Press, 968–993. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-102908-4.00074-6>
- Xiong F., Yang J., Robinson P.T., Dilek Y., Milushi I., Xu X., Zhou W., Zhang Z., Rong H. (2017) Diamonds discovered from high–Cr podiform chromitites of Bulqiza, Eastern Mirdita ophiolite. Albania. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 91, 455–468. <https://doi.org/10.1111/1755-6724.13111>
- Xiong F., Zoheir B., Robinson P., Yang J., Xu X., Meng F. (2020) Genesis of the Ray–Iz chromitite, Polar Urals: Inferences to mantle conditions and recycling processes. *Lithos*, 374–375, 105699. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105699>
- Zaccarini F., Garuti G., Pushkarev E., Thalhammer O. (2018) Origin of platinum group minerals (PGM) inclusions in chromite deposits of the Urals. *Minerals*, 8, 379. <https://doi.org/10.3390/min8090379>
- Zaccarini F., Pushkarev E., Garuti G. (2008) Platinum-group element mineralogy and geochemistry of chromitite of the Kluchevskoy ophiolite complex, central Urals (Russia). *Ore Geology Reviews*, 33, 20–30. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2006.05.007>
- Zaccarini F., Pushkarev E., Garuti G., Kazakov I. (2016) Platinum-group minerals and other accessory phases in chromite deposits of the alapaevsk ophiolite, Central Urals, Russia. *Minerals*, 6, 108. <https://doi.org/10.3390/min6040108>
- Zaccarini F., Pushkarev E.V., Fershtater G.B., Garuti G. (2004) Composition and mineralogy of PGE-rich chromitites in the Nurali lherzolite–gabbro complex. *The Canadian Mineralogist*, 42, 545–562. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.42.2.545>
- Zane A., Weiss Z. (1998) A procedure for classifying rock-forming chlorites based on microprobe data. *Rendiconti Lincei. Scienze Fisiche e Naturali*, 9, 51–56. <https://doi.org/10.1007/BF02904455>
- Zhou M.-F., Robinson P.T., Malpas J., Li Z. (1996) Podiform chromitites in the Luobusa Ophiolite (Southern Tibet): Implications for melt–rock interaction and chromite segregation in the upper mantle. *Journal of Petrology*, 37, 3–21. <https://doi.org/10.1093/PETROLOGY/37.1.3>
- Zhou M.-F., Robinson P.T., Su B.-X., Gao J.F., Li J.W., Yang J.S., Malpas J. (2014) Compositions of chromite, associated minerals, and parental magmas of podiform chromite deposits: The role of slab contamination of asthenospheric melts in suprasubduction zone environments. *Gondwana Research*, 26, 262–283. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.12.011>

REFERENCES

- Ahmed A.H., Moghazi A.K.M., Moufti M.R., Dawood Y.H., Ali K.A. (2016) Nature of the lithospheric mantle beneath the Arabian Shield and genesis of Al-spinel micropods: Evidence from the mantle xenoliths of Harrat

- Kishb, Western Saudi Arabia. *Lithos*, 240–243, 119–139. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.11.016>
- Arai S., Akizawa N. (2014) Precipitation and dissolution of chromite by hydrothermal solutions in the Oman ophiolite: New behavior of Cr and chromite. *American Mineralogist*, 99(1), 28–34. <https://doi.org/10.2138/am.2014.4473>
- Arai S., Ishimaru S. (2008) Insights into petrological characteristics of the lithosphere of mantle wedge beneath arcs through peridotite xenoliths: a review. *Journal of Petrology*, 49, 665–695. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm069>
- Ballhaus C., Berry R.F., Green D.H. (1991) High-pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 107, 27–40.
- Bannikov O.L. (1983) Matter balance during serpentinization of Alpine-type ultramafic rocks and some general problems of serpentinite genesis. In: Giperbazitovye assotsiatsii sklachatnykh oblastey (*Ultramafic Associations of Folded Regions*). Novosibirsk, IGG SO AN SSSR, 2, 5–18. (in Russian)
- Bazylev B.A. (2003) *Petrological and geochemical evolution of mantle matter in the lithosphere: a comparative study of oceanic and Alpine-type spinel peridotites*. (Doctor dissertation) Moscow, 438 p. (in Russian)
- Borisova A.Y., Ceuleneer G., Kamenetsky V.S., Arai S., B'ejina F., Abily B., Bindeman I.N., Polv'e M., De Parseval P., Aigouy T., Pokrovski G.S. (2012) A new view on the petrogenesis of the Oman ophiolite chromitites from microanalyses of chromite-hosted inclusions. *Journal of Petrology*, 53, 2411–2440. <https://doi.org/10.1093/petrology/egs054>
- Britten R. (2017) Regional metallogeny and genesis of a new deposit type-disseminated awaruite (Ni₃Fe) mineralization hosted in the cache Creek Terrane. *Economic Geology*, 112(3), 517–550. <https://doi.org/10.2113/econgeo.112.3.517>
- Bussolesi M., Grieco G., Zaccrini F., Cavallo A., Tzamos E., Storni N. (2022) Chromite compositional variability and associated PGE enrichments in chromitites from the Gomati and Nea Roda ophiolite, Chalkidiki, Northern Greece. *Mineralium Deposita*, 57, 1323–1342. <https://doi.org/10.1007/s00126-022-01109-z>
- Cassard D., Nicolas A., Rabinowitch M., Moutte J., Leblanc M., Prinzhofer A. (1981) Structural classification of chromite pods in Southern New Caledonia. *Economic Geology*, 76, 805–831. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.76.4.805>
- Changyi J., Sanyuan A. (1984) On chemical characteristics of calcic amphiboles from igneous rocks and their petrogenesis significance. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 3, 1–9.
- Chashchukhin I.S., Votyakov S.L. (2009) Behavior of iron group elements, oxybarometry, and genesis of unique chromite deposits in the Kempirsai massif. *Geology of Ore Deposits*, 51, 123–138. <https://doi.org/10.1134/S1075701509020044>
- Coleman R.G. (1977) Ophiolites: ancient oceanic lithosphere? Berlin, Springer, 229 p. <http://dx.doi.org/10.1007/978-3-642-66673-5>
- Czamaske G.K., Wones D.R. (1973) Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarks Complex, Oslo Area, Norway: Part 2, the mafic silicate. *Journal of Petrology*, 14 (3), 349–380.
- D'Antonio M., Kristensen M.B. (2004) Serpentine and brucite of ultramafic clasts from the South Chamorro Seamount (Ocean Drilling Program Leg 196, Site 1200): Inferences for the serpentinization of the Mariana forearc mantle. *Mineralogical Magazine*, 68, 887–904. <https://doi.org/10.1180/0026461046860229>
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. (1992) An introduction to the rock-forming minerals. Harlow, UK, 695 p.
- Distler V., Kryachko V., Yudovskaya M. (2008) Ore petrology of chromite-PGE mineralization in the Kempirsai ophiolite complex. *Mineralogy and Petrology*, 92, 31–58. <https://doi.org/10.1007/s00710-007-0207-3>
- Fabries J. (1979) Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 69, 329–336. <https://doi.org/10.1007/BF00372258>
- Farafontiev P.G. (1937) Unpublished report on geology and chromite deposits of the Kraka peridotite massif in the South Urals. Ufa, BTSU, 238 p. (in Russian)
- Garuti G., Pushkarev E.V., Gottman I.A., Zaccarini F. (2021) Chromite-PGM mineralization in the Iherzolite mantle tectonite of the Kraka ophiolite complex (Southern Urals, Russia). *Minerals*, 11, 1287. <https://doi.org/10.3390/min11111287>
- Gonzalez-Jimenez J.M., Gervilla F., Proenza J.A., Auge T., Kerestedjian T. (2009) Distribution of platinum-group minerals in ophiolitic chromitites. *Applied Earth Science (formerly Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy, Section B)*, 118 (3/4), 100–110. <https://doi.org/10.1179/174327509X12550990457924>
- Gonzalez-Jimenez J.M., Griffin W.L., Gervilla F., Proenza J.A., O'Reilly S.Y., Pearson N.J. (2014a) Chromitites in ophiolites: How, where, when, why? Part I. A review and new ideas on the origin and significance of platinum-group minerals. *Lithos*, 189, 127–139. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.06.016>
- Gonzalez-Jimenez J.M., Griffin W.L., Proenza A., Gervilla F., O'Reilly S.Y., Akbulut M., Pearson N.J., Arai S. (2014b) Chromitites in ophiolites: how, where, when, why? Part II. The Crystallisation of Chromitites. *Lithos*, 189, 148–158. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.09.008>
- Hu W.-J., Zhou M.-F., Yudovskaya M.A., Vikentyev I.V., Malpas J., Zhang P.-F. (2022) Trace elements in chromite as indicators of the origin of the giant podiform chromite deposit at Kempirsai, Kazakhstan. *Economic Geology*, 117(7), 1629–1655. <https://doi.org/10.5382/econgeo.4955>

- Johan Z., Martin R.F., Ettler V. (2017) Fluids are bound to be involved in the formation of ophiolitic chromite deposits. *European Journal of Mineralogy*, 29, 543–555. <https://doi.org/10.1127/ejm/2017/0029-2648>
- Keller B.M. (1949) Paleozoic flysch formation of the Zilair Synclinorium in the South Urals and similar formations. *Trudy Instituta geologicheskikh nauk SSSR (Proceedings of the Institute of Geological Sciences of the Academy of Sciences of the USSR)*, is. 104, geological series, 34, 172 p. (in Russian)
- Kiseleva O.N., Zhmodik S.M., Damdinov B.B., Agafonov L.V., Belyanin D.K. (2014) Composition and evolution of PGE mineralization in chromite ores from the Il'chir ophiolite complex (Ospa-Kitoy and Khara-Nur areas, East Sayan). *Russian Geology and Geophysics*, 55, 259–272. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2014.01.010>
- Klein F., Bach W. (2009) Fe-Ni-Co-O-S phase relations in peridotite-seawater interactions. *Journal of Petrology*, 50(1), 37–59. <https://doi.org/10.1093/petrology/egn071>
- Klochikhin A.V., Radchenko V.V., Buryachenko A.V. (1969) Unpublished report of the Kagarman geological survey party on geological survey on a scale of 1 : 50 000 for 1962–1969: Geological structure of the northern part of the Zilair Megasyntinorium and adjacent territories. Ufa, BTGF, vol. 1, 264 p. (in Russian)
- Knyazev Yu.G., Knyazeva O.Yu. (2006) State geological map of the Russian Federation. Scale 1 : 200 000. Second edition. South Urals Series. Sheet N-40-XXIII. Beloretsk. Explanatory note. Ufa, Bashkirgeologiya, 194 p. (in Russian)
- Knyazev Yu.G., Knyazeva O.Yu., Snachev V.I., Zhdanov A.V., Karimov T.R., Aidarov E.M., Masagutov R.Kh., Arslanova E.R. (2013) State geological map of the Russian Federation. Scale 1 : 1 000 000 (third generation). Urals Series. Sheet N-40 (Ufa). Explanatory note. St. Petersburg, Kartograficheskaya fabrika VSEGEI, 512 p. (in Russian)
- Kutyrev A., Kamenetsky V.S., Kontonikas-Charos A., Savelyev D.P., Yakich T.Yu., Belousov I.A., Sandimirova E.I., Moskaleva S.V. (2023) Behavior of Platinum-group elements during hydrous metamorphism: constraints from awaruite (Ni₃Fe) mineralization. *Lithosphere*, (126), 1–15. https://doi.org/10.2113/2023/lithosphere_2023_126
- Larionov N.N., Bergazov I.R., Granovskaya N.V., Nigmatullina A.M. (2015) State geological map of the Russian Federation. Scale 1: 200 000. Second edition. South Urals series. Sheet N-40-XXII (Tukan). Explanatory note. M., MF VSEGEI, 247 p. (in Russian)
- Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne W.C., Kato A., Kisch K.J., Krivovichev V.G., Lithout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.A., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G. (1997) Nomenclature of amphiboles; report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association commission on new minerals and mineral names. *The Canadian Mineralogist*, 35, 219–246. <https://doi.org/10.1127/ejm/9/3/0623>
- Makeev A.B., Brianchaninova N.I. (1999) Topomineralogy of ultramafic rocks of the Polar Urals. St. Petersburg, Nauka, 198 p. (in Russian)
- Malitch K.N., Badanina I.Y., Belousova E.A., Murzin V.V., Velivetskaya T.A. (2021) Origin of Ru-Os Sulfides from the Verkh-Neivinsk ophiolite massif (Middle Urals, Russia): compositional and S-Os isotope evidence. *Minerals*, 11, 329. <https://doi.org/10.3390/min11030329>
- Melcher F., Grum W., Simon G., Thallhammer T.V., Stumpf E.F. (1997) Petrogenesis of the ophiolitic giant chromite deposits of Kempirsai, Kazakhstan: a study of solid and fluid inclusions in chromite. *Journal of Petrology*, 38(10), 1419–1458. <https://doi.org/10.1093/petrology/38.10.1419>
- Morimoto N. (1989) Nomenclature of pyroxenes. *The Canadian Mineralogist*, 27, 143–156. <https://doi.org/10.2465/minerj.14.198>
- Moskaleva S.V. (1974) Ultramafic rocks and their chromite potential. Leningrad, Nedra, 279 p. (in Russian)
- Nicolas A., Bouchez J.L., Boudier F., Mercier J.C. (1971) Textures, structures and fabrics due to solid state flow in some European lherzolites. *Tectonophysics*, 12, 55–86.
- Ono A. (1983) Fe-Mg partitioning between spinel and olivine. *Journal of the Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists*, 78, 115–122. <https://doi.org/10.2465/ganko1941.78.115>
- Parkinson I.J., Pearce J.A. (1998) Peridotites from the Izu–Bonin–Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt–mantle interaction in a supra-subduction zone setting. *Journal of Petrology*, 39, 1577–1618. <https://doi.org/10.1093/petroj/39.9.1577>
- Perevozchikov B.V., Bulykin L.D., Popov I.I., Orfanitsky V.L., Andreev M.I., Snachev V.I., Danilenko S.A., Cherkasov V.L., Chentsov A.M., Zharikova L.N., Klochko A.A. (2000) Register of chromite occurrences in Alpine-type ultramafic rocks of the Urals. Perm, KamNIIGKS, 474 p. (in Russian)
- Popova V.I., Belogub E.V., Rassomakhin M.A., Popov V.A., Popov V.A., Khvorov P.V. (2022) Mineralogy of Mt. Poklonnaya of the Karabash massif in the South Urals. *Mineralogiya (Mineralogy)*, 8(4), 15–33. (in Russian) <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2022-8-4-2>
- Rakhimov I.R., Saveliev D.E., Vishnevskii A.V. (2021) Platinum-metal mineralization of igneous complexes in the South Urals: geological and geodynamic characteristics of formations, genesis issues, and prospects. *Geodinamika i tektonofizika (Geodynamics and Tectonophysics)*, 12(2), 409–434. (in Russian) <https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-2-0531>
- Ringwood A.E. (1975) Composition and petrology of the Earth's mantle. London, New York, and Sydney (McGraw-Hill), 618 p.
- Roeder R.L., Campbell I.H., Jamieson H.E. (1979) A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 68, 325–334. <https://doi.org/10.1007/BF00371554>

- Sandimirova E.I., Sidorov E.G., Chubarov V.M. (2016) Accessory iron and nickel minerals from the Mt. Poputnaya ultramafic massif, Eastern Kamchatka, Russia. *Geology of Ore Deposits*, 58(7), 586–593. <https://doi.org/10.1134/S1075701516070114>
- Saveliev D.E. (2018) Kraka ultramafic massifs (South Urals): features of structure and composition of peridotite-dunite-chromite associations. Ufa, Bashkirskaia entsiklopedia, 204 p. (in Russian)
- Saveliev D.E. (2021) Chromitites of the Kraka ophiolite (South Urals, Russia): geological, mineralogical and structural features. *Mineralium Deposita*, 56, 1111–1132. <https://doi.org/10.1007/s00126-021-01044-5>
- Saveliev D.E. (2024) Chromitites and associated mineralization of the Akkarga ophiolitic massif in the southeastern Urals (Russia). *Journal of Asian Earth Sciences*, 273, 1–24. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2024.106273>
- Saveliev D.E. (2024) PGM in chromitites of the Kraka massifs (South Urals): diversity and origin. *Georesursy (Georesources)*, 26, 275–286. (in Russian) <https://doi.org/10.18599/grs.2024.4.8>
- Saveliev D.E., Gataullin R.A. (2021) Lherzolites of the Aznagul area (South Urals): composition and P–T–fO₂ formation conditions. *Vestnik Akademii nauk RB (Herald of the Academy of Sciences of the Republic of Bashkortostan)*, 40(3), 15–25. (in Russian) <https://doi.org/10.24412/1728-5283-2021-3-15-25>
- Saveliev D.E., Gataullin R.A. (2023) Accessory platinum group mineralization in lherzolites of the Northern Kraka massif (South Urals). *Georesursy (Georesources)*, 25(3), 208–215 (in Russian) <https://doi.org/10.18599/grs.2023.3.24>
- Saveliev D.E., Fedoseev V.B. (2019) Solid-state redistribution of mineral particles in the upwelling mantle flow as a mechanism of chromite concentration in ophiolite ultramafic rocks: example of Kraka ophiolite, South Urals. *Georesursy (Georesources)*, 21 (1), 31–46. (in Russian) <https://doi.org/10.18599/GRS.2019.1.31-46>
- Saveliev D.E., Bazhin E.A., Snachev V.I., Chernikova T.I. (2009) Serpentinization of ultramafic rocks of the Kyshtym area. *Geologicheskii sbornik (Geological Collection)*, 8, 129–137. (in Russian)
- Saveliev D.E., Belogub E.V., Zaykov V.V., Snachev V.I., Kotlyarov V.A., Blinov I.A. (2014) Platinum-metal mineralization in ultramafic rocks of the Sredny Kraka massif, South Urals. *Rudy i metally (Ores and Metals)*, 6, 33–42. (in Russian)
- Saveliev D.E., Makatov D.K., Vishnevskiy A.V., Gataullin R.A. (2023) Accessory Minerals in the Chromitite Ores of Dzharlybutak Ore Group of Kempirsai Massif (Southern Urals, Kazakhstan): Clues for Ore Genesis. *Minerals*, 13(2), 263. <https://doi.org/10.3390/min13020263>
- Saveliev D.E., Puchkov V.N., Sergeev S.N., Musabirov I.I. (2017) Deformation-induced decomposition of enstatite in mantle peridotite and its role in partial melting and chromite formation. *Doklady Earth Science*, 476, 1058–1061. <https://doi.org/10.1134/S1028334X17090161>
- Saveliev D.E., Shilovskikh V.V., Makatov D.K., Gataullin R.A. (2022) Accessory Cr-spinel from peridotite massifs of the South Urals: morphology, composition and origin. *Mineralogy and Petrology*, 116, 407–427. <https://doi.org/10.1007/s00710-022-00791-1>
- Saveliev D.E., Snachev V.I., Savelieva E.N., Bazhin E.A. (2008) Geology, petrogeochemistry and chromite potential of gabbro-ultramafic massifs of the South Urals. Ufa, DizainPoligrafServis, 320 p. (in Russian)
- Savelieva E.N. (2007) Chromite potential of the Kraka gabbro-ultramafic massifs. Dissertation of Candidate of Geological and Mineralogical Sciences. Moscow, 156 p. (in Russian)
- Savelieva G.N. (1987) Gabbro-ultramafic assemblages of the Urals ophiolites and their analogs in modern oceanic crust. Moscow, Nauka, 246 p. (in Russian)
- Štubna J., Bacík P., Fridrichová J., Hanus R., Illášová L., Milovská S., Škoda R., Vaculovic T., Cernanský S. (2019) Gem-quality green cr-bearing andradite (var. demantoid) from Dobšiná, Slovakia. *Minerals*, 9(3), 1–12. <https://doi.org/10.3390/min9030164>
- Thayer T.P. (1964) Principal features and origin of podiform chromite deposits, and some observations on the Guleman-Soridag District, Turkey. *Economic Geology*, 59, 1497–1524. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.59.8.1497>
- Thayer T.P. (1969) Gravity differentiation and magmatic re-emplacement of podiform chromite deposits. In: Magmatic Ore Deposits. *Economic Geology Monograph Series*, 4, 132–146.
- Tian Y., Yang J., Robinson P.T., Xiong F., Li Y., Zhang Z., Liu Z., Niu X. (2015) Diamond discovered in high-Al chromitites of the Sartohay ophiolite, Xinjiang province, China. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 89, 332–340. <https://doi.org/10.1111/1755-6724.12433>
- Tikhovidov S.F. (1932) Unpublished industrial and reduced preliminary geological report of the head of the first Chromite geological exploration party of Bashgeoltrest on geological exploration work in the Kaga, Bashart and Khamitovo districts of the Republic in 1931. Ufa, BTGU, 42 p. (in Russian)
- Vakhrusheva N.V., Shiryayev P.B., Stepanov A.E., Bogdanova A.R. (2017) Petrology and chromite potential of the Rai-Iz ultramafic massif (Polar Urals). Yekaterinburg, IGG UrO RAN, 265 p (in Russian).
- Varlakov A.S. (1978) Genesis of chromite mineralization in Alpine-type ultramafic rocks of the Urals. In: Petrografiya ul'troosnovnyh i shchelochnyh porod Urala (*Petrography of Ultramafic and Alkaline Rocks of the Urals*). Sverdlovsk, UNTs AN SSSR, 63–82. (in Russian)
- Varlakov A.S. (1986) Petrology of serpentinization processes of ultramafic rocks in folded regions. Sverdlovsk, UNTs AN SSSR, 224 p. (in Russian)
- Warr L.N. (2021) IMA–CNMNC approved mineral symbols. *Mineralogical Magazine*, 85, 291–320. <https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43>

- Wu W., Yang J., Lian D., Rui H. (2021) New Concepts in Ophiolites and Oceanic Lithosphere (Podiform Chromites). In: *Encyclopedia of Geology, Second Edition*. Elsevier Academic Press, 968–993. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-102908-4.00074-6>
- Xiong F., Yang J., Robinson P.T., Dilek Y., Milushi I., Xu X., Zhou W., Zhang Z., Rong H. (2017) Diamonds discovered from high-Cr podiform chromitites of Bulqiza, Eastern Mirdita ophiolite, Albania. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 91, 455–468. <https://doi.org/10.1111/1755-6724.13111>
- Xiong F., Zoheir B., Robinson P., Yang J., Xu X., Meng F. (2020) Genesis of the Ray-Iz chromitite, Polar Urals: Inferences to mantle conditions and recycling processes. *Lithos*, 374–375, 105699. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105699>
- Zaccarini F., Garuti G., Pushkarev E., Thalhammer O. (2018) Origin of platinum group minerals (PGM) inclusions in chromite deposits of the Urals. *Minerals*, 8, 379. <https://doi.org/10.3390/min8090379>
- Zaccarini F., Pushkarev E., Garuti G. (2008) Platinum-group element mineralogy and geochemistry of chromitite of the Kluchevskoy ophiolite complex, central Urals (Russia). *Ore Geology Reviews*, 33, 20–30. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2006.05.007>
- Zaccarini F., Pushkarev E., Garuti G., Kazakov I. (2016) Platinum-group minerals and other accessory phases in chromite deposits of the alapaevsk ophiolite, Central Urals, Russia. *Minerals*, 6, 108. <https://doi.org/10.3390/min6040108>
- Zaccarini F., Pushkarev E.V., Fershtater G.B., Garuti G. (2004) Composition and mineralogy of PGE-rich chromitites in the Nurali lherzolite–gabbro complex. *The Canadian Mineralogist*, 42, 545–562. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.42.2.545>
- Zane A., Weiss Z. (1998) A procedure for classifying rock-forming chlorites based on microprobe data. *Rendiconti Lincei. Scienze Fisiche e Naturali*, 9, 51–56. <https://doi.org/10.1007/BF02904455>
- Zhou M.-F., Robinson P.T., Malpas J., Li Z. (1996) Podiform chromitites in the Luobusa Ophiolite (Southern Tibet): Implications for melt-rock interaction and chromite segregation in the upper mantle. *Journal of Petrology*, 37, 3–21. <https://doi.org/10.1093/PETROLOGY/37.1.3>
- Zhou M.-F., Robinson P.T., Su B.-X., Gao J.F., Li J.W., Yang J.S., Malpas J. (2014) Compositions of chromite, associated minerals, and parental magmas of podiform chromite deposits: The role of slab contamination of asthenospheric melts in suprasubduction zone environments. *Gondwana Research*, 26, 262–283. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.12.011>

Информация об авторах

Шабутдинов Тимур Денисович – младший научный сотрудник, Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа, Россия; timurgeolog11@gmail.com

Савельев Дмитрий Евгеньевич – доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник, Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа, Россия; sav171@mail.ru

Гатауллин Руслан Азатович – младший научный сотрудник, Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа, Россия; rusgatln97@gmail.com

Information about the authors

Timur D. Shabutdinov – Junior Researcher, Institute of Geology UFRS RAS, Ufa, Russia; timurgeolog11@gmail.com
Dmitry E. Saveliev – Doct. Sci. (Geol.-Mineral.), Chief Researcher, Institute of Geology UFRS RAS, Ufa, Russia; sav171@mail.ru

Ruslan A. Gataullin – Junior Researcher, Institute of Geology UFRS RAS, Ufa, Russia; rusgatln97@gmail.com



<https://doi.org/10.35597/2313-545X-2026-12-1-3>

УДК 553.2

Гранаты из скарнов Новониколаевского месторождения меди (Южный Урал)

В.В. Хребтиевский¹, О.Ю. Плотинская²

¹Московский государственный университет, Ленинские горы 1, г. Москва, Россия, st064292@gmail.com

²Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Старомонетный пер. 35, г. Москва, Россия, plotin-olga@ya.ru

Статья поступила в редакцию 02.02.2026 г., после доработки 03.03.2026 г., принята к печати 12.03.2026 г

Аннотация. В статье рассмотрен состав гранатов из скарнов Новониколаевского месторождения меди (Южный Урал), который сопоставлен с составом гранатов из Гумёшевского и Тарутинского скарново-медно-порфировых месторождений на Урале. На Новониколаевском месторождении выделено три генерации граната серии андрадит-гроссуляр, что характерно для скарновых месторождений. Медианное содержание TiO_2 в гранатах первой и второй генерации составляет 0.37 мас. %, в гранатах третьей генерации – 2.38 мас. %. Такие содержания TiO_2 и умеренно железистый состав (And_{40-54}) части гранатов Новониколаевского месторождения, возможно, свидетельствуют об увеличении температуры формирования гранатов на проградной стадии от ранней генерации к поздней, а также об относительно более высокотемпературных условиях формирования гранатов месторождения по сравнению с таковыми из Тарутинского и Гумёшевского месторождений. Другой причиной присутствия умеренно железистых гранатов в экскарнах может являться относительно слабый окислительный потенциал флюида, который, вероятно, также повлиял и на образование большего количества магнетита на Новониколаевском месторождении по сравнению с Тарутинским месторождением. Состав гранатов Новониколаевского и Гумёшевского месторождения характерен для Au-Fe-Cu скарновых объектов, а Тарутинского – Cu скарновых месторождений.

Ключевые слова: скарны, гранат, андрадит, гроссуляр, скарново-медно-порфировые месторождения, Южный Урал, Михеевское месторождение, Новониколаевское месторождение.

Финансирование. Работа выполнена в рамках государственного задания Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (г. Москва, Россия).

Благодарности. Авторы выражают благодарность руководству ОАО «Михеевский ГОК» (Челябинская обл., Россия) за предоставленные материалы для исследования, сотрудникам Лаборатории локальных методов исследования вещества Московского государственного университета (г. Москва, Россия) и сотрудникам Лаборатории кристаллохимии минералов Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (г. Москва, Россия) за электронно-микроскопический анализ. Авторы признательны рецензенту к.г.-м.н. Ю.Д. Гриценко за конструктивные замечания.

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

Вклад авторов. Хребтиевский В.В. – разработка концепции, исследование, визуализация, написание рукописи; Плотинская О.Ю. – разработка концепции, редактирование финального варианта рукописи.

Для цитирования: Хребтиевский В.В., Плотинская О.Ю. Гранаты из скарнов Новониколаевского месторождения меди (Южный Урал). *Минералогия*, 12(1), 44–59. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2026-12-1-3>.

Skarn garnets of the Novonikolaevskoe copper deposit (South Urals)

V.V. Khrebtievsky¹, O.Yu. Plotinskaya²

¹Moscow State University, Leninskie gory 1, Moscow, Russia, st064292@gmail.com

²Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS,
Staromonetny per. 35, Moscow, Russia, plotin-olga@ya.ru

Received 02.02.2026, revised 03.03.2026 accepted 12.03.2026

Abstract. The paper describes the composition of skarn garnets of the Novonikolaevskoe Cu deposit (South Urals) in comparison with that of garnets of the Gumesheki and Tarutino skarn copper porphyry deposits in the Urals. Three generations of the andradite-grossular group garnets typical of skarn deposits are distinguished at the Novonikolaevskoe deposit. The median TiO₂ content of garnet-1 and garnet-2 is 0.37 wt. % reaching 2.38 wt. % in garnet-3. This TiO₂ content of garnets and relatively low Fe contents in some garnets from exoskarns (And₄₀₋₅₄) possibly indicates a temperature increase during the skarn formation stage of garnets at the Novonikolaevskoe deposit, as well as relatively higher-temperature conditions of formation of garnet at the deposit compared to those from the Tarutino and Gumesheki deposits. Low fluid redox conditions during the formation of skarns at the Novonikolaevskoe deposit compared to the Tarutino deposit may be another reason for the low Fe contents in exoskarn garnets. According to the composition of garnet, the Novonikolaevskoe and Gumesheki deposits can be classified as Au-Fe-Cu skarn deposits, whereas the Tarutino deposit can be ascribed to a Cu-skarn deposit.

Keywords: skarns, garnet, andradite, grossular, skarn copper porphyry deposits, South Urals, Mikheevskoe deposit, Novonikolaevskoe deposit.

Funding. This work is supported by state contract of the Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS (Moscow, Russia).

Acknowledgements. The authors express their gratitude to the management of the "Mikheevsky GOK" (Chelyabinsk region, Russia) for materials, staff of the Laboratory of Local Analytical Methods of the Moscow State University (Moscow, Russia) and staff of the Laboratory of Crystal Mineral Chemistry of the Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry RAS (Moscow, Russia) for electron microscopic analysis.

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

Author contribution. Khrebtievsky V.V. – concept development, research, visualization (data visualization/display); Plotinskaya O.Yu. – concept development, editing the final version of the manuscript.

For citation: Khrebtievsky V.V., Plotinskaya O.Yu. Skarn garnets of the Novonikolaevskoe copper deposit (South Urals). *Mineralogy*, 12(1), 44–59. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2026-12-1-3>.

ВВЕДЕНИЕ

Новониколаевское месторождение меди расположено на территории Варненского муниципального района Челябинской области на Южном Урале (рис. 1а). В 8 км на северо-северо-восток от него располагается Михеевское медно-порфировое месторождение – одно из крупнейших месторождений меди в России. При первом геологическом описании Новониколаевское месторождение было отнесено к медно-порфировому типу (Белгородский и др., 1991) по аналогии с Михеевским месторождением. С тех пор исследования на данной территории были сфокусированы на последнем (Гирфанов

и др., 1991; Шаргородский и др., 2005; Грабежев, Ронкин, 2011; Плотинская и др., 2015; Плотинская, Ковальчук, 2022; Plotinskaya et al., 2018). Новониколаевское месторождение практически не изучалось, за исключением работы (Горбунов и др., 2019), где дана только краткая характеристика рудной минерализации. Скарны на Новониколаевском месторождении отмечались (Белгородский и др., 1991), однако информация об их составе и связи с оруденением отсутствует.

Цель настоящей работы – сравнение состава гранатов из скарнов Новониколаевского месторождения с составами гранатов скарново-медно-порфировых месторождений Южного Урала (Гумё-

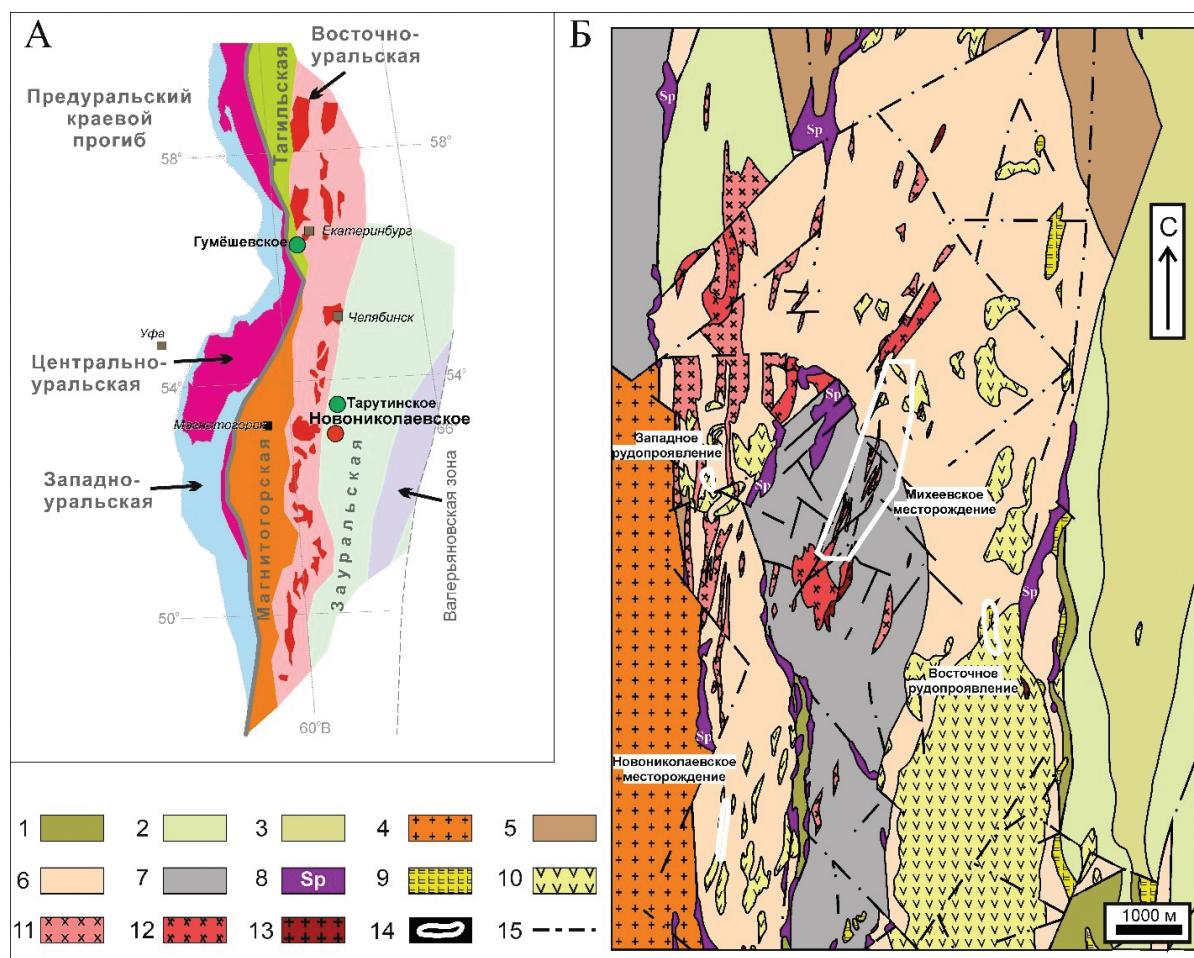


Рис. 1. Тектоническая схема Южного и Среднего Урала и положение месторождений, рассматриваемых в данной работе (Puchkov, 2017; Плотинская, 2023; Рыбалка и др., 2007) (А) и схематическая геологическая карта Михеевского рудного узла по данным ОАО «ЮУГРК» (Шаргородский и др. 2005, с изменениями) (Б).

1 – амфиболиты (Pz1?); 2 – углисто-глинистые, кремнисто-углистые сланцы (S1); 3 – туфы основного состава, алевриты, силициты (S1-S2); 4 – плагиограниты (C1?); 5 – тогузакская толща (D1): базальты; 6 – вулканогенно-осадочная толща (D3): известняки, алевропесчаники, туфопесчаники, песчаники аркозовые, алевриты, грубо- и разнообломочная порода преимущественно основного состава, андезитобазальты и их туфы, базальты; 7 – афировые базальты и их лавокластиты и туфы, силициты, песчаники, углисто-кремнистые породы (D3); 8 – серпентиниты и хлорит-карбонатные породы по серпентинитам (D3); 9 – ульяновский субвулканический комплекс (D3-C1): дайки и дайкообразные тела диабазов и габбродиабазов; 10 – штоки и дайки андезитовых порфиров, их брекчий, малые тела дацитов, риодацитов; 11 – михеевский интрузивный комплекс (D3-C1): дайки диоритовых порфиров; 12 – штоки и дайки кварцевых диоритов и плагиогранитов; 13 – дайки плагиогранит-порфиров, плагиогранодиорит-порфиров; 14 – месторождения и рудопроявления медно-порфировых руд, 15 – разрывные нарушения.

Fig. 1. Tectonic scheme of South and Central Urals and position of the deposits considered in this work (Puchkov, 2017; Plotinskaya, 2023; Rybalka et al., 2007) (A) and schematic geological map of the Mikheevsky ore cluster, modified after (Shargorodsky et al. 2005) (B).

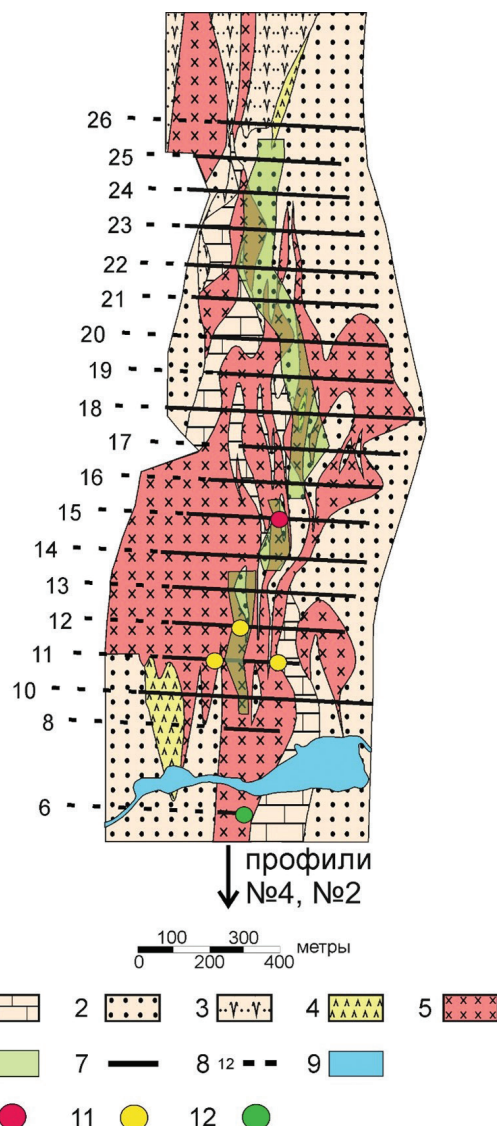
1 – amphibolite (Pz1?); 2 – carbonaceous-clayey and siliceous-carbonaceous shale (S1); 3 – mafic tuff, siltstone, silicite (S1-S2); 4 – Novonikolaevsky complex (S2?): plagiogranite, granite gneiss; 5 – Toguzak Sequence (D1): basalt; 6 – volcanosedimentary sequence (D3): limestone, silty sandstone, tuffaceous sandstone, arkose sandstone, siltstone, mostly mafic coarse- and mixed-clastic rocks, basaltic andesite and tuff, basalt; 7 – aphyric basalt and lava clastite; tuff, silicite, sandstone, carbonaceous-siliceous rocks (C1); 8 – serpentinites and chlorite-carbonate rocks after serpentinites (C1); 9 – Ulyanovsky subvolcanic complex (D3-C1): dikes of diabase and gabbrodiabase; 10 – stocks and dikes of andesite porphyry, their breccias, small bodies of dacite and rhyodacite; 11 – Mikheevsky intrusive complex (D3-C1): dikes of diorite porphyry; 12 – stocks and dikes of quartz diorite and plagiogranite; 13 – dikes of plagiogranite porphyry, plagiogranodiorite porphyry; 14 – deposits and occurrences of porphyry copper ores; 15 – faults.

Рис. 2. Схематическая геологическая карта Новониколаевского месторождения со снятым чехлом рыхлых отложений по данным АО РМК «Михеевский ГОК».

Вулканогенно-осадочная толща D3: 1 – известняки; 2 – алевролиты, песчаники; 3 – переслаивание туфов, алевролитов, песчаников; 4 – ульяновский субвулканический комплекс (D3-C1): риодациты, андезиты; 5 – михеевский интрузивный комплекс (D3-C1): диоритовые порфириды; 6 – контур тела первичных сульфидных руд Cu; 7 – разведочный профиль; 8 – номер разведочного профиля; 9 – русловая часть р. Караталы-Аят; 10–12 – места отбора гранатосодержащих скарнов: 10 – гранатовый; 11 – эпидот-гранатовый; 12 – пироксен-гранатовый.

Fig. 2. Schematic geological map of the Novonikolaevskoe deposit without Quaternary deposits after materials of JSC RMK "Mikheevsky GOK".

Volcanosedimentary sequence D₃: 1 – limestone; 2 – siltstone, sandstone; 3 – interbedding of tuff, siltstone, sandstone; 4 – Ulyanovsky subvolcanic complex (D₃-C₁): rhyodacite, andesite; 5 – Mikheevsky intrusive complex (D₃-C₁): diorite porphyry; 6 – contour of primary Cu sulfide ore body; 7 – exploration profile; 8 – number of exploration profile; 9 – Karataly-Ayat River; 10–12 – sampling points of garnet-bearing skarns: 10 – garnet; 11 – epidote-garnet; 12 – pyroxene-garnet.



шевское и Тарутинское) и возможная геолого-промышленная типизация рассматриваемых месторождений по составу граната (Meinert, 1992).

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Новониколаевское и Михеевское месторождения, а также ряд менее изученных рудопроявлений меди приурочены к Тарутинско-Новониколаевской рудной подзоне и Михеевскому рудному узлу (рис. 16). В структурном плане Новониколаевское месторождение расположено в Зауральской мегазоне, локализовано в восточном экзоконтакте одноименного гранитоидного массива и относится к западному крылу Михеевской грабен-синклинали, которое осложнено субмеридиональным магмо- и

рудоконтролирующим Тарутинско-Джетыгаринским разломом (Шаргородский и др., 2005).

В геологическом строении Новониколаевского месторождения принимают участие верхнедевонские вулканогенно-осадочные образования, представленные алевролитами, песчаниками, известняками и туфами (рис. 2). Они прорваны штоками и дайками Михеевского комплекса, который подразделяют на ульяновский андезит-дацит-риодацитовый и михеевский диорит-порфировый комплексы (Шаргородский и др., 2005; Тевелев и др., 2018). U-Pb (SHRIMP-II) возраст циркона из порфировидного кварцевого диорита Михеевского комплекса составляет 356 ± 6 Ма (Грабежев, Ронкин, 2011), что позволяет отнести эти комплексы к позднему девону – раннему карбону. В сильно подчиненном количестве также встречаются сер-

пентиниты, образовавшиеся, предположительно, по ультраосновным породам Дружининского комплекса. Гидротермальные изменения выражаются в скарнировании, пропилитизации, кварц-карбонат-серицитовых изменениях и аргиллизации (Белгородский и др., 1991; Шаргородский и др., 2005). Скарновые изменения проявлены, преимущественно, в южной части месторождения (профили 6-16), а в северной части проявлены слабо (профили 17-26) (рис. 2). Оруденение представлено субмеридиональным линейным штокверком, прослеживаемым по простирацию на 1.6 км и образованным крутопадающими кварц-карбонат-хлоритовыми прожилками, вкрапленностью, а также мелко-гнездовыми агрегатами пирита и халькопирита.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Изучено 11 гранатсодержащих образцов, отобранных из керна пяти скважин, расположенных в южной части месторождения (рис. 2). Морфология гранатов, их структурно-текстурные особенности и взаимоотношения с другими минералами изучены в прозрачно-полированных шлифах с помощью поляризационного микроскопа Olympus BX-51. Химический состав гранатов исследован в Лаборатории локальных методов исследования вещества Геологического факультета Московского государственного университета (г. Москва, Россия) с помощью сканирующего электронного микроскопа JSM

IT-500 («Jeol», Japan) с энергодисперсионным детектором рентгеновского излучения X-Max^N (Oxford Instruments, GB), сверхтонким окном и площадью активной зоны кристалла 50 мм² и при ускоряющем напряжении 20 кВ и силе тока электронного зонда 0.7 нА (аналитики В.О. Япаскурт, Н.Н. Коротаева) и в Лаборатории кристаллохимии минералов Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (г. Москва, Россия) с помощью сканирующего электронного микроскопа JSM-5610LV («Jeol», Japan) с энергодисперсионным детектором рентгеновского излучения ULTIM MAX 100 (Oxford Instruments, GB), площадью активной зоны кристалла 50 мм² и при ускоряющем напряжении 25 кВ и силе тока 0.7 нА (аналитики Л.А. Иванова, Л.А. Левицкая). Такие же условия измерения и продолжительность экспозиции (100 с) задавались и при измерении стандарта, в качестве которого использовался природный гранат USNM-143968. Систематическая погрешность измерения главных (более 10 мас. %)

компонентов, оцененная по указанному выше стандарту, не превышала 1 отн. %. Для второстепенных компонентов (от 1 до 10 мас. %) величина относительной погрешности находилась в пределах 5 %. Пределы обнаружения для всех анализируемых элементов не превышают 0.03–0.05 мас. %.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

На Новониколаевском месторождении гранат является главным породообразующим минералом скарнов. Он встречается в экзо- и эндоскарнах. Экзоскарны макроскопически представляют собой буроватые тонко- и мелкокристаллические породы с массивной или пятнистой текстурой (рис. 3А). Эндоскарны – желтоватые породы с реликтовой порфировой структурой (порфиновые вкрапления представлены плагиоклазом, обычно полностью замещенным серицитом, и амфиболом, чаще всего полностью замещенным хлоритом) и мелко-, тонкокристаллической основной массой (рис. 3Б). Микроскопически скарны характеризуются порфиробластовой структурой с выделяющимися на фоне основной массы зернами граната и лепидогранобластовой структурой основной массы, которая сложена кварцем, карбонатом и хлоритом (рис. 4). Содержание граната в шлифах сильно варьирует от содержания хлорита, карбоната и кварца, которые замещают его при апоскарновых изменениях. В наименее измененных скарнах содержание граната в шлифах достигает 60 %. Помимо основных сульфидов (пирита и халькопирита) в скарнах часто встречается магнетит. Он образует густую вкрапленность в скарнах, иногда составляя до 50 % площади шлифа. Также на месторождении часто встречаются породы, сложенные магнетитом до 70 %, тесно ассоциирующие с гранат-содержащими скарнами, которые можно отнести к полнопроявленным ретроградным (апоскарновым) метасоматитам.

В шлифах гранат почти всегда встречается совместно с магнетитом, эпидотом, хлоритом, кварцем и карбонатом, которые всегда обрастают или пересекают его по трещинам (рис. 4, 5). Только в одном образце гранат ассоциирует с диопсидом, который образует мелкие ксеноморфные зерна до 10 мкм, почти полностью замещенные карбонатом (рис. 5Г).

Все изученные гранаты относятся к серии андрадит-гроссуляр и имеют состав And_{17–98} (табл. 1). Содержание пиропового минала в отдельных гранатах не превышает 4 %, альмандинового – 5 %, а



Рис. 3. Гранатовый экоскарн с магнетитом, карбонатом и сульфидами (А) и гранатовый эндоскарн с хлоритом и карбонатом (Б), Новониколаевское месторождение.

Fig. 3. Garnet exoskarn with magnetite, carbonate and sulfides (A) and garnet endoskarn with chlorite and carbonate (B), Novonikolaevskoe deposit.

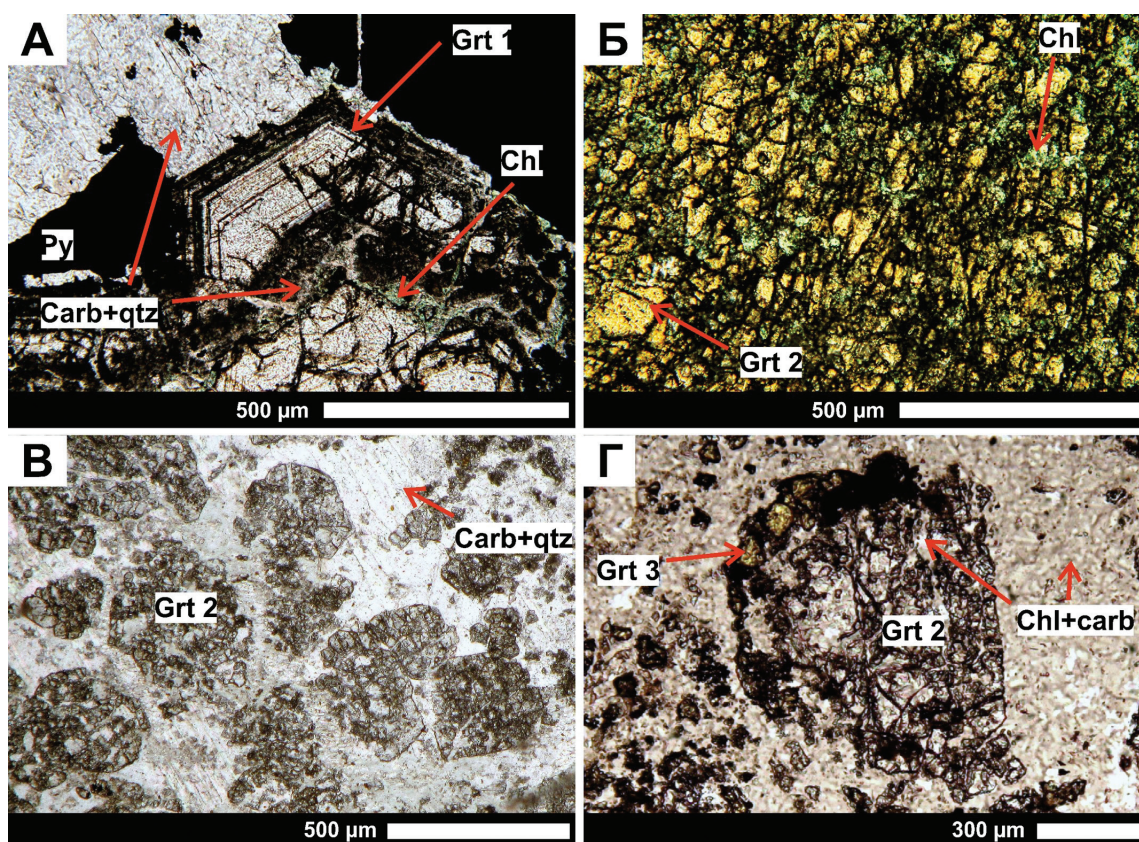


Рис. 4. Минеральные ассоциации с гранатом Новониколаевского месторождения: А – идиоморфный бесцветный гранат-1 (Grt-1) с осцилляторной зональностью, контактирующий с пиритом (Py) и просечками кварца (Qtz), карбоната (Carb) и хлорита (Chl) в экоскарне; Б – ксеноморфный оранжевый гранат-2 (Grt-2) в экоскарне с хлоритом, развитым по трещинам в гранате; В – идиоморфный бесцветный гранат-2 в эндоскарне с интерстициальными карбонатом и кварцем; Г – изометричный желтоватый гранат-3 (Grt-3) вокруг бесцветного ксеноморфного гранат-2 в эндоскарне с хлоритом и карбонатом в трещинах.

Проходящий свет (никели ||).

Fig. 4. Mineral assemblages with garnet of the Novonikolaevskoe deposit: A – euhedral colorless garnet-1 (Grt-1) with oscillatory zoning at the contact with pyrite (Py) crossed by quartz (Qtz), carbonate (Carb), and chlorite (Chl) veinlets in exoskarn; Б – anhedral orange garnet-2 (Grt-2) in exoskarn with chlorite along the fractures in garnet; В – euhedral colorless garnet-2 in endoskarn with interstitial carbonate and quartz; Г – isometric yellowish garnet-3 (Grt-3) overgrowing anhedral colorless garnet-2 in endoskarn with chlorite and carbonate along the fractures in garnet.

Transmitted light (nicols ||).

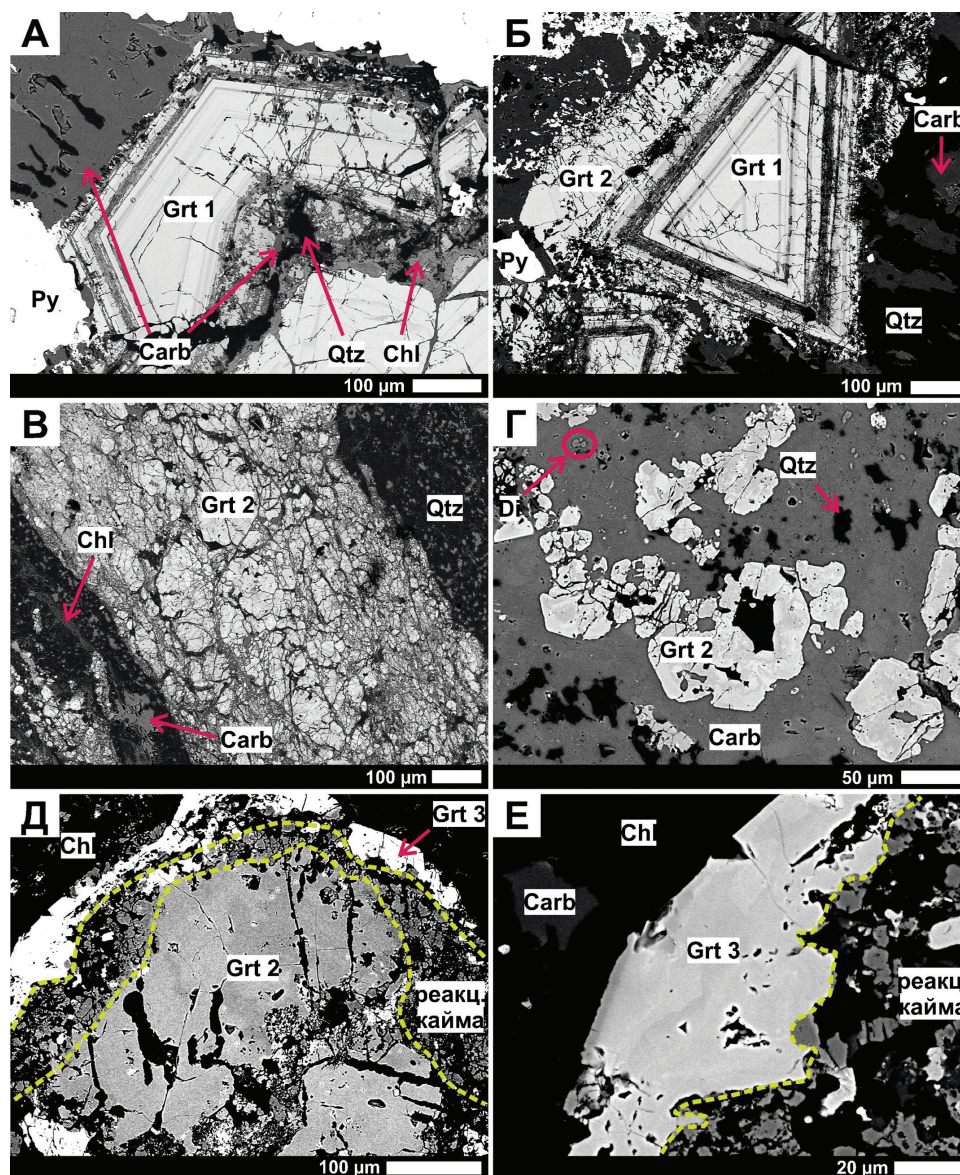


Рис. 5. Агрегаты граната и ассоциирующих минералов Новониколаевского месторождения: А – фрагмент кристалла граната-1 (Grt-1) с осцилляционной зональностью, рассеченное прожилком хлорита (Chl), кварца (Qtz) и карбоната (Carb) в экзоскарне; Б – кристалл граната-1 с осцилляционной зональностью и каймой граната-2 (Grt-2) секториального строения в экзоскарне; В – прожилковидные скопления граната-2 с мозаичной зональностью в экзоскарне и хлоритом, карбонатом и кварцем, обрастающими и рассекающими гранат по трещинам; Г – гранат-2 с мозаичной зональностью и корродированное зерно диопсида (Di) в эндоскарне, обрастающие карбонатом и кварцем; Д – реакционная кайма на контакте граната-2 с секториальной зональностью и титанистого граната-3 (Grt-3) в эндоскарне, которую пересекает и обрастает хлорит; Е – гранат-3 с секториальной зональностью в ассоциации с хлоритом и карбонатом в эндоскарне.

Фотографии в отраженных электронах.

Fig. 5. Garnets and associated minerals of the Novonikolaevskoe deposit: A – garnet-1 (Grt-1) with oscillatory zoning crossed by chlorite (Chl), quartz (Qtz), and carbonate (Carb) veinlet in exoskarn; Б – garnet-1 with oscillatory zoning overgrown by garnet-2 (Grt-2) with sectorial zoning in exoskarn; В – veinlet-like garnet-2 with mosaic zoning in exoskarn and chlorite, carbonate, and quartz overgrowing and crossing the garnets along the fractures; Г – garnet-2 with mosaic zoning and corroded diopside (Di) grain in endoskarn, which are overgrown and crossed by carbonate and quartz; Д – reaction rim at the contact of garnet-2 with sectorial zoning and Ti-bearing garnet-3 (Grt-3) in endoskarn, which is overgrown and crossed by chlorite; Е – garnet-3 with sectorial zoning in assemblage with chlorite and carbonate in endoskarn.

BSE images.

Таблица 1. Состав граната Новониколаевского месторождения
Table 1. Chemical composition of garnet at the Novonikolaevskoe deposit

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
Структурная позиция	Содержание, мас. %																						
	Na ₂ O	—	—	—	0.11	—	—	0.16	0.27	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	MgO	0.20	—	—	0.11	0.27	0.06	0.20	0.21	—	0.20	—	—	0.18	—	—	0.21	—	0.39	0.62	0.31	0.50	0.44
	MnO	0.16	0.27	0.15	0.18	—	0.24	0.09	—	0.25	0.10	0.13	0.24	0.09	0.07	0.82	0.16	0.11	0.17	0.29	0.08	0.21	0.24
	FeO _{общ}	27.63	17.55	19.34	15.94	27.99	13.06	27.48	23.50	15.76	26.13	26.30	21.88	26.59	22.03	27.15	19.95	26.66	26.51	6.00	12.62	12.11	6.22
	CaO	32.48	34.55	34.42	34.51	32.97	35.14	32.55	32.88	32.82	31.44	31.52	32.93	31.97	32.73	31.20	32.97	32.16	31.74	35.46	34.57	34.86	34.99
	Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.02	0.17	—	—	—
	Al ₂ O ₃	0.12	8.80	7.41	9.98	0.13	12.49	0.11	3.32	9.42	0.38	0.19	4.78	0.21	4.34	0.32	6.21	0.54	0.28	17.29	9.98	12.44	18.31
	TiO ₂	—	—	—	0.10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.09	—	0.41	2.40	0.65	0.33	0.29
	SiO ₂	34.74	35.69	37.03	37.17	35.25	37.53	35.78	36.45	35.52	34.56	35.53	35.65	35.80	36.19	35.10	37.02	35.37	35.39	38.67	37.01	38.32	39.18
	Сумма	95.33	96.86	98.35	98.10	96.61	98.52	96.37	98.21	94.72	93.96	96.02	95.92	95.39	97.19	95.41	97.16	96.70	95.93	98.53	97.45	98.90	99.77
A ₃	Формульные коэффициенты (расчет на 8 катионов)																						
	Na	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Mg	0.03	0.00	0.00	0.01	0.03	0.01	0.03	0.03	0.00	0.03	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00	0.05	0.07	0.04	0.06	0.05
	Mn	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.06	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01
	Fe ²⁺	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03	0.01	0.01	0.02	0.04	0.06	0.01	0.03	0.00	0.00	0.01	0.06
	Ca	2.99	3.02	2.98	2.96	2.99	2.98	2.95	2.93	2.96	2.96	2.94	2.97	2.95	2.95	2.90	2.93	2.96	2.96	2.94	2.98	2.94	2.87
B ₂	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
	Al ^{VI}	0.00	0.76	0.70	0.92	0.01	1.13	0.01	0.33	0.92	0.04	0.02	0.47	0.02	0.43	0.03	0.61	0.05	0.03	1.58	0.93	1.15	1.64
	Fe ³⁺	1.98	1.20	1.30	1.07	1.98	0.87	1.95	1.64	1.08	1.92	1.89	1.53	1.90	1.53	1.93	1.32	1.91	1.90	0.39	0.85	0.79	0.34
	Ti	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.15	0.04	0.02
T ₃	Al ^{IV}	0.01	0.09	0.01	0.02	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
	Si	2.98	2.91	2.99	2.98	2.98	2.97	3.03	3.03	2.99	3.04	3.09	3.00	3.08	3.04	3.04	3.07	3.04	3.00	2.98	3.02	3.00	3.00
Продолжение таблицы 1 Continuation of Table 1																							
Оксиды	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	
Структурная позиция	Содержание мас. %																						
	Na ₂ O	—	—	—	—	0.16	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.09	—	—	—	—	—	—
	MgO	0.47	0.59	0.36	0.21	0.08	—	0.22	0.08	0.20	—	—	0.25	—	0.12	0.12	0.08	0.17	0.51	0.26	—	0.90	0.66
	MnO	0.27	0.19	0.16	0.08	0.13	0.64	—	0.12	0.42	0.93	0.40	0.27	0.65	0.07	0.25	0.29	0.11	—	—	—	—	0.08
	FeO _{общ}	6.01	11.04	11.48	22.12	23.54	27.36	26.98	12.55	13.97	19.43	25.06	15.46	28.14	23.21	25.15	25.47	19.91	16.35	17.74	18.01	17.69	2.36
	CaO	34.60	34.96	34.29	33.22	31.71	32.03	31.98	33.73	33.71	32.14	31.57	33.82	31.50	32.64	31.16	31.14	33.11	33.83	34.06	33.3	31.87	35.93
	Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	0.07	—	0.08	—	—	—	—	—	—	—	0.10	—	—	—	—	—	—	—
	Al ₂ O ₃	18.07	14.08	13.20	4.45	4.69	0.23	—	11.97	11.22	6.79	2.54	9.91	0.07	3.12	3.55	3.23	6.10	8.59	8.02	6.60	6.43	20.61
	TiO ₂	0.29	0.30	0.43	0.29	0.25	—	—	0.15	0.18	0.10	0.29	0.30	—	0.22	0.60	0.48	0.54	3.44	1.44	2.09	2.66	—
	SiO ₂	38.92	38.38	37.19	35.92	35.86	35.74	35.00	37.48	37.54	36.35	35.49	37.02	34.45	35.26	35.82	35.71	36.04	35.63	36.66	32.8	32.69	39.57
	V ₂ O ₅	—	—	0.08	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.08	—	—	—	—
Сумма	98.63	99.54	97.19	96.29	96.49	97.65	94.27	96.73	98.09	96.45	96.29	97.04	95.97	95.93	97.99	96.50	95.98	98.43	98.18	92.78	92.24	99.21	

Окончание таблицы 1
End of Table 1

		Формульные коэффициенты (расчет на 8 катионов)																							
	Оксиды	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45		
A ₃	Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
	Mg	0.05	0.07	0.04	0.03	0.01	0.00	0.03	0.01	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.02	0.01	0.02	0.06	0.03	0.00	0.12	0.07		
	Mn	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.05	0.00	0.01	0.03	0.07	0.03	0.02	0.05	0.01	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01		
	Fe ²⁺	0.06	0.01	0.01	0.01	0.12	0.02	0.00	0.05	0.04	0.06	0.09	0.01	0.03	0.00	0.17	0.15	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00		
	Ca	2.87	2.91	2.94	2.97	2.84	2.93	2.97	2.97	2.93	2.91	2.87	2.88	2.94	2.92	2.99	2.80	2.81	2.95	2.93	2.95	3.07	2.95	2.92	
B ₂	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
	Al ^{VI}	1.65	1.27	1.21	0.44	0.46	0.02	0.00	1.15	1.06	0.67	0.26	0.95	0.00	0.31	0.35	0.32	0.60	0.69	0.73	0.50	0.48	1.84		
	Fe ³⁺	0.33	0.71	0.76	1.54	1.52	1.94	1.96	0.80	0.90	1.29	1.70	1.03	2.01	1.66	1.60	1.64	1.37	1.09	1.18	1.30	1.28	0.15		
	Ti	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.00	0.01	0.04	0.03	0.03	0.21	0.09	0.14	0.17	0.00	
	V	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
T ₃	Al ^{IV}	0.00	0.02	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.03	0.17	0.17	0.00		
	Si	3.01	2.98	2.97	3.00	2.99	3.05	3.04	3.04	3.02	3.03	3.03	3.00	2.98	3.01	3.01	3.00	3.00	2.88	2.97	2.83	2.83	3.00		

Примечание. Анализы: 1–18 – гранат-1 из экзоскарнов; 19–26 – гранат-2 из экзоскарнов; 27–40 – гранат-2 из экзоскарнов; 41–44 – гранат-3 из экзоскарнов; 45 – реакционная кайма между гранатом-2 и гранатом-3. Прочерк – ниже предела обнаружения.

Note. Analyses: 1–18 – garnet-1 from exoskarns; 19–26 – garnet-2 from exoskarns; 27–40 – garnet-2 from exoskarns; 41–44 – garnet-3 from endoskarns; 45 – reaction rim between garnet-2 and garnet-3. Dash – below detection limit.

спессартинового – 2 %, уваровитового – 1 %, суммы шорломитового и моримотоитового – 11 %.

На основании микроскопического описания полированных шлифов и изучения образцов с помощью сканирующего электронного микроскопа на Новониколаевском месторождении выделено три генерации граната.

Гранат первой генерации (Grt-1) встречается в экзоскарнах. В шлифах он образует слабо розоватые или почти бесцветные идиоморфные кристаллы размером 300–500 мкм (рис. 4А), которые обрастают гранатом второй генерации (рис. 5Б). Гранат первой генерации слабо анизотропен и имеет осцилляторную зональность, которая выражается в колебании содержаний Fe и Al (рис. 5А, Б). По составу он отвечает And_{43–98} (табл. 1, анализы 1–18, рис. 6А). Состав ядерных и периферийных участков внутри отдельных гранатов первой генерации заметно не отличается. При этом максимальные вариации состава в пределах зерна составляют And₄₃–And₉₈. Медианное содержание MgO в гранатах первой генерации составляет 0.15 мас. % (здесь и далее в скобках указано максимальное значение – до 0.27 мас. %) и MnO – 0.16 мас. % (до 0.82 мас. %) (табл. 2). Содержание NaO и TiO₂ в редких случаях составляет 0.11–0.27 мас. % и 0.09–0.1 мас. %, соответственно (табл. 2).

Гранат второй генерации (Grt-2) встречается как в экзо-, так и в эндоскарнах (рис. 4Б–Г, рис. 5Б–Д). Он формирует оранжеватые, красноватые или бесцветные, обычно ксеноморфные или гипидиоморфные зерна размером 100–300 мкм (в единичных случаях до 1000 мкм) (рис. 4Б, В), которые обрастают гранатом третьей генерации (рис. 5Д). Гранат второй генерации изотропен, имеет мозаичную или секториальную зональность (рис. 5Б–Д). В эндоскарнах состав граната варьирует от And₁₇ до And₄₀ (табл. 1, анализы 19–26), в экзоскарнах – от And₄₀ до And₉₈ (табл. 1, анализы 27–40). Максимальные вариации состава внутри зерен граната второй генерации в эндоскарнах составляют And₂₀–And₄₀ (табл. 1, анализы 19, 20), в экзоскарнах – And₄₀–And₉₈ (табл. 1, анализы 30, 31).

Медианное содержание MgO в гранатах второй генерации в эндоскарнах составляет 0.42 мас. % (до 0.62 мас. %), MnO – 0.2 мас. % (до 0.29 мас. %) и TiO₂ – 0.37 мас. % (до 2.40 мас. %) (табл. 2). В редких случаях фиксируется Cr (до 0.17 мас. % Cr₂O₃) (табл. 2). В гранатах второй генерации в экзоскарнах медианное значение MgO составляет 0.17 мас. % (до 0.25 мас. %), MnO – 0.24 мас. % (до 0.93 мас. %)

Таблица 2. Медианное, минимальное и максимальное содержание некоторых примесных оксидов в гранатах разных генераций Новониколаевского месторождения (мас. %)
Table 2. Median, minimum, and maximum content of some trace oxides in various generation garnets at the Novonikolaevskoe deposit (wt. %)

Генерация граната	Тип	n	TiO ₂			MgO			MnO			Cr ₂ O ₃			Na ₂ O			V ₂ O ₅		
			мин.	мед.	макс.	мин.	мед.	макс.	мин.	мед.	макс.	мин.	мед.	макс.	мин.	мед.	макс.	мин.	мед.	макс.
1	Экскарны	18	—	0.00	0.10	—	0.15	0.27	—	0.16	0.82	—	0.00	0.00	—	0.00	0.27	—	0.00	—
2	Эндоскарны	8	0.29	0.37	2.40	0.31	0.46	0.62	0.08	0.22	0.29	—	0.00	0.17	—	0.00	—	—	0.00	0.08
	Экскарны	14	—	0.24	0.60	—	0.10	0.25	—	0.26	0.93	—	0.00	0.10	—	0.00	0.16	—	0.00	—
3	Эндоскарны	4	1.44	2.38	3.44	—	0.39	0.90	—	0.00	—	—	0.00	—	—	0.00	—	—	0.00	0.08

Примечание. Прочерк – ниже предела обнаружения; n – число замеров; мин., мед., макс. – минимальное, медианное и максимальное содержания, соответственно.

Note. Dash – below detection limit; n – number of measurements; мин., мед., макс. – minimum, median and maximum contents, respectively.

и TiO₂ – 0.24 мас. % (до 0.60 мас. %). Натрий и Cr фиксируются редко, и их содержание варьирует в пределах 0.09–0.16 мас. % NaO и 0.07–0.10 мас. % Cr₂O₃ (табл. 2). Гранаты второй генерации обладают более широким диапазоном составов, чем гранаты первой, в некоторых случаях имея крайне глиноземистый состав до Grs₈₃ (рис. 6Б).

Гранат третьей генерации (Grt-3) встречается в эндоскарнах. В шлифах он образует желтоватые ксеноморфные зерна размером 50–100 мкм (рис. 4Г). Гранат-3 изотропен и имеет секториальную зональность (рис. 5Е). Состав граната третьей генерации соответствует And_{55–65} (табл. 1, анализы 41–44, рис. 8А). При обрастании граната-2 гранатом-3 зафиксировано образование более глиноземистой и магнезиальной реакционной каймы, по составу отвечающей And₈ (табл. 1, анализ 45, рис. 5Д, Е). При этом состав граната-2 в данном случае соответствует And_{16–17} (табл. 1, анализы 23, 24), а граната-3 – And_{55–59} (табл. 1, анализы 41, 42). Медианное содержание MgO в гранатах третьей генерации составляет 0.39 мас. % (до 0.9 мас. %) и TiO₂ – 2.38 мас. % (до 3.44 мас. %) (табл. 2). Гранаты третьей генерации занимают промежуточное положение в поле составов двух более ранних генераций гранатов (рис. 6Б).

ОБСУЖДЕНИЕ

На Новониколаевском месторождении гранаты по составу относятся к серии андрадит-гроссуляр, характерной для скарновых месторождений (Meinert, 1992). Общий состав гранатов из эндоскарнов соответствует And_{17–65}, гранатов из экзокскарнов – And_{40–98} (рис. 6Б). По данным (Грабежев и др., 2005; Корякина и др., 2022, 2024; Корякина, Плотинская, 2022) гранат из эндоскарнов Тарутинского месторождения имеет состав And_{42–77}, экзокскарнов – And_{60–98} (рис. 6Б). Для эндоскарнов Гумёшевского месторождения характерен гранат состава And_{18–19}, для экзокскарнов – And_{67–92} (Грабежев и др., 2005) (рис. 6В). В экзокскарнах Новониколаевского месторождения обнаружено небольшое количество умеренно железистых (содержание Fe³⁺ или андрадитового минала) гранатов And_{40–45} второй генерации и And_{43–54} первой генерации (табл. 1, анализы 4, 6, 9, 31, 32), которые не встречаются в экзокскарнах Тарутинского и Гумёшевского месторождений (Грабежев и др., 2005; Корякина и др., 2022, 2024) (рис. 6Б–Г).

В то же время, наблюдается последовательное увеличение содержания TiO₂ в гранатах Ново-

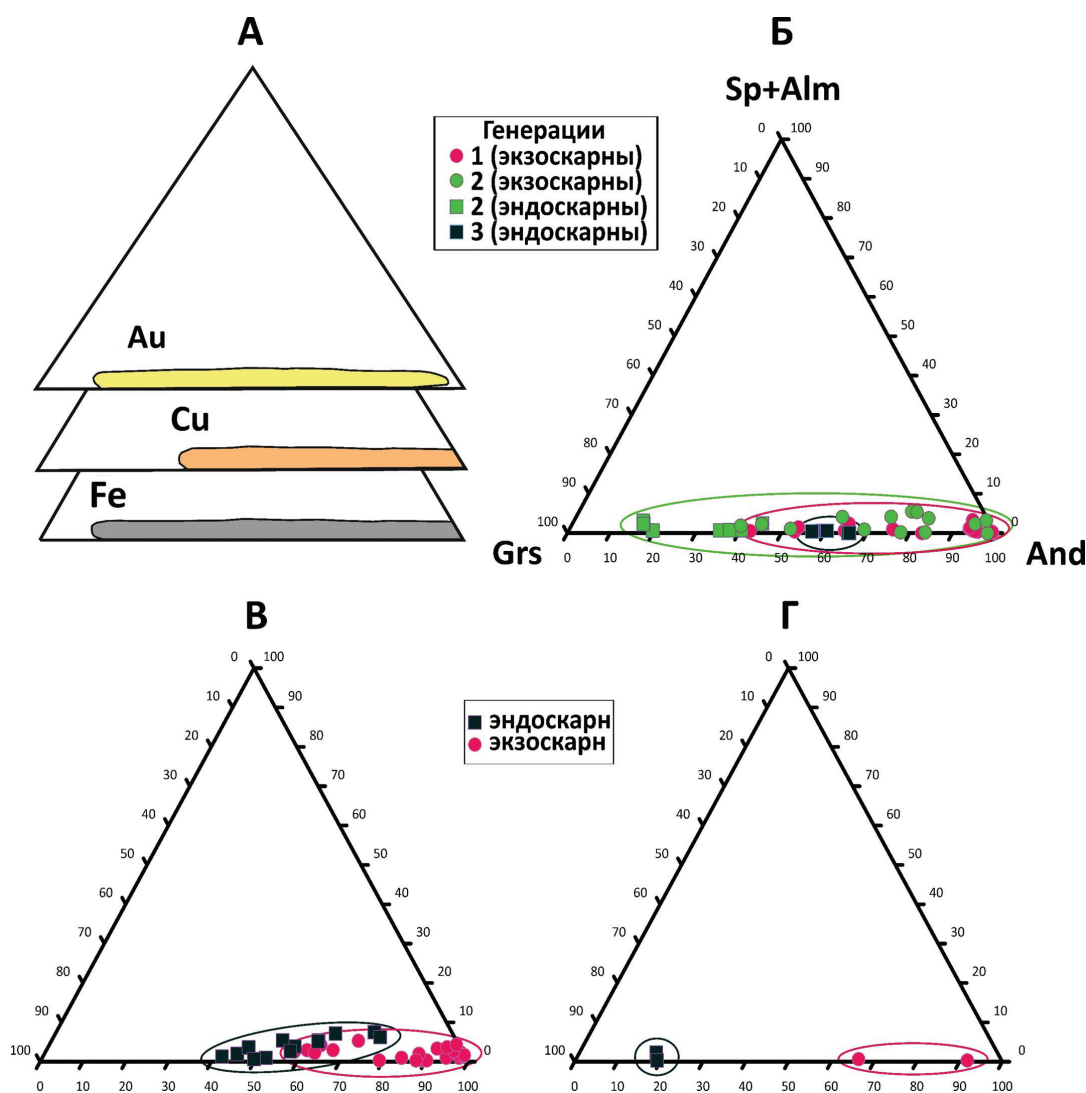


Рис. 6. Составы гранатов из основных геолого-промышленных типов скарнов по данным (Meinert, 1992) (А), а также Новониколаевского (Б), Тарутинского (В) и Гумёшевского (Г) месторождений.

В, Г – по данным (Грабежев и др., 2005; Корякина и др., 2022, Корякина, 2024; Корякина, Плотинская, 2022); Г – по данным (Грабежев и др., 2005).

Fig. 6. Compositions of garnets from main geological-economic skarn types after (Meinert, 1992) (A) and Novonikolaevskoe (B), Tarutino (C) and Gumeshevskiy (G) deposits.

В, Г – after (Grabezhev et al., 2005; Koryakina et al., 2022; Koryakina, 2024; Koryakina, Plotinskaya, 2022); Г – after (Grabezhev et al., 2005).

николаевского месторождения от ранней генерации к поздней (рис. 7А): для граната-1 медианные значения близки нулю, для граната-2 из экзо- и эндоскарнов они близки (0.24 и 0.37 мас. %, соответственно), для граната-3 составляют 2.38 мас. %. По данным (Грабежев и др., 2005; Корякина, 2024) на Тарутинском месторождении (рис. 7Б) медианное содержание TiO_2 в гранатах из экзоскарнов близко к нулю (в единичном случае 0.31 мас. %), в гранатах из эндоскарнов – 0.21 мас. % (в единичном случае 1.02 мас. %), а на Гумёшевском месторождении содержание TiO_2 в гранатах из эндо- и экзоскарнов

близко: 0.03 и 0.06 мас. %, соответственно.

Титансодержащие гранаты широко распространены в природе, в том числе и на месторождениях скарнового типа (Гриценко, 2018; Огородова и др., 2022). Гранаты из ультраосновных щелочных комплексов и карбонатитов характеризуются более высокими содержаниями TiO_2 по сравнению со скарновыми (>70 % и до 25 % моримотоитового и шорломитового миналов в сумме, соответственно) (Стативко и др., 2023). Для большинства скарновых месторождений мира характерны содержания TiO_2 в гранате от первых десятых до первых мас-

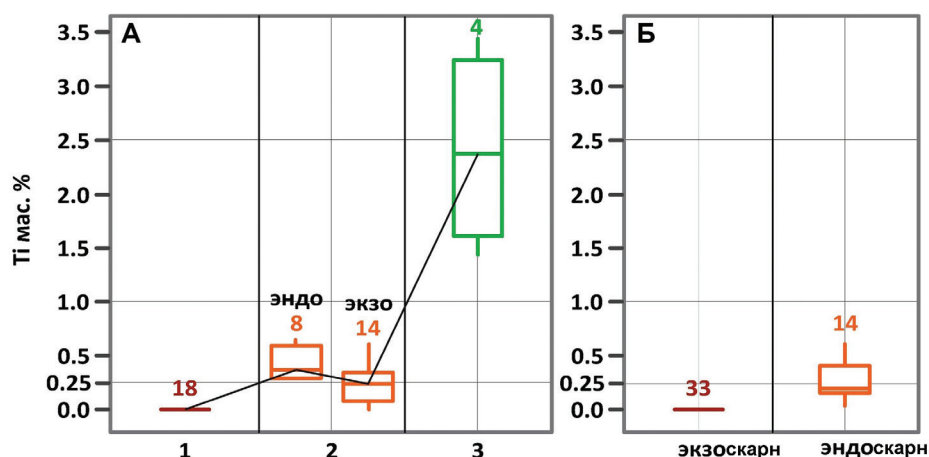


Рис. 7. Распределение медианных содержаний TiO_2 в гранатах Новониколаевского (А) и Тарутинского (Б) месторождений.

1, 2, 3 – генерации граната. Прямоугольники – интерквартильный разброс, «усы» – максимальное и минимальное значения без выбросов. Числа над прямоугольниками – число замеров. Б – по данным (Грабежев и др., 2005; Корякина, 2024).

Fig. 7. Distribution of median TiO_2 content in garnets from the Novonikolaevskoe (A) and Tarutino (B) deposits.

1, 2, 3 – garnet generations. Rectangles – interquartile range, whiskers – maximum and minimum values excluding outliers. Numbers above the rectangles – number of measurements. Б – after (Grabezhev et al., 2005; Koryakina, 2024).

совых процентов (Fei et al., 2019; Tian et al., 2019; Jiang et al., 2020; Duan et al., 2020; Стативко и др., 2023). С увеличением температуры формирования содержание TiO_2 в гранате возрастает (Ackerson et al., 2017), однако на это также влияют давление, содержание гроссуляровой молекулы и Са в гранате и др. По классификации (Жариков, 1968) эпидот-содержащие скарны – самая низкотемпературная фация известковых скарнов. На Новониколаевском месторождении можно выделить три фации проградных скарнов: эпидот-гранатовую, гранатовую без эпидота и пироксен-гранатовую. Самые высокие содержания TiO_2 в гранатах Новониколаевского месторождения зафиксированы в гранатовом скарне без эпидота, что косвенно подтверждает более высокие температуры образования титанистых гранатов. Увеличение содержания TiO_2 от ранней генерации граната к поздней, возможно, говорит о последовательном увеличении температуры при формировании скарновых гранатов Новониколаевского месторождения.

Таким образом, присутствие умеренно железистых гранатов в экзоскарнах первых двух генераций и повышенные содержания TiO_2 в гранатах третьей генерации, вероятно, могут свидетельствовать об относительно более высокотемпературных условиях, определяющих высокую растворимость алюминий- и титансодержащих комплексов (Подлесский, 1979) на проградской скарновой стадии

Новониколаевского месторождения, по сравнению с Тарутинским и Гумёшевским месторождениями (Жариков, 1968; Грабежев и др., 2005). Другой причиной наличия умеренно железистых гранатов экзоскарнов на Новониколаевском месторождении может являться относительно более низкий окислительный потенциал флюида (Жариков, 1968; Грабежев и др., 2005).

На Новониколаевском месторождении распространены эпидотсодержащие скарны с гранатом, но редко встречаются пироксен-гранатовые скарны (разведочный профиль № 6) и скарны, не содержащие эпидота, с титанистым гранатом-3 (разведочный профиль № 15) (рис. 2), что по классификации (Жариков, 1968) позволяет предположить самые высокие температуры образования скарновых гранатов именно в районе профилей №№ 6 и 15.

На треугольных диаграммах, предложенных в работе (Meinert, 1992), составы гранатов Новониколаевского и Гумёшевского месторождений попадают в поле Au-Fe-Cu скарновых месторождений, а Тарутинского – Cu скарновых месторождений (рис. 6). Во второй генерации гранатов Новониколаевского месторождения встречается существенно гроссуляровый гранат (до Grs_{83}). Такое высокое содержание Al_2O_3 в гранате характерно для Гумёшевского месторождения (до Grs_{80}), но не характерно для Тарутинского (до Grs_{57}) (рис. 6Б–Г). На Новониколаевском и Гумёшевском месторождениях ча-

сто встречаются массивные и густовкрапленные магнетитовые руды (Фёдоров, 2016) в отличие от Тарутинского месторождения, где магнетит преимущественно образует редкую вкрапленность в скарнах (Корякина, 2024). Распространенность магнетита, для образования которого помимо Fe^{3+} требуется неокисленное Fe^{2+} , и который обычно на скарновых месторождениях образуется в раннюю ретроградную (апоскарновую) стадию (Жариков и др., 1998), вместе с высоким содержанием TiO_2 в гранате третьей генерации может свидетельствовать об относительно слабом окислительном потенциале флюида на поздней проградной и ретроградной стадии Новониколаевского месторождения и на ретроградной стадии Гумёшевского месторождения по сравнению с Тарутинским месторождением.

ВЫВОДЫ

Таким образом, на Новониколаевском месторождении установлено три генерации граната, которые относятся к андрадит-гроссуляровой серии, характерной для скарновых месторождений. Содержание TiO_2 в гранатах и умеренно железистый состав некоторых гранатов Новониколаевского месторождения, возможно, свидетельствуют об увеличении температуры при формировании гранатов на проградной стадии от ранней генерации к поздней, а также об относительно более высокотемпературных условиях при формировании гранатов Новониколаевского месторождения по сравнению с гранатами Тарутинского и Гумёшевского месторождений. Другой причиной наличия умеренно железистых гранатов экоскарнов может являться относительно слабый окислительный потенциал флюида, который, вероятно, также повлиял и на образование большого количества магнетита на Новониколаевском месторождении в отличие от Тарутинского месторождения. Подчиненное значение пироксена относительно эпидота в скарнах говорит об относительно низкотемпературных условиях формирования скарнов на трёх рассматриваемых месторождениях. Гранаты Новониколаевского и Гумёшевского месторождений характерны для Au-Fe-Cu скарновых объектов, а Тарутинского – Cu скарновых. Этот и вышеперечисленные признаки говорят о сходстве составов гранатов трех месторождений и позволяют предположить, что Новониколаевское месторождение относится к скарново-медно-порфировому типу.

ЛИТЕРАТУРА

- Белгородский Е.А., Черкашов С.А., Грабежев А.И., Шаргородский Б.М. (1991) Медно-порфировый Новониколаевский рудный узел. Свердловск, УрО АН СССР, 54 с.
- Гирфанов М.М., Сергеева Н.Е., Шишаков В.Б. (1991) Рудно-метасоматическая зональность Михеевского медно-порфирового месторождения на Южном Урале. *Вестник Московского университета. Серия 4: Геология*, 5, 75–79.
- Горбунов А.А., Аликин О.В., Захарова А.А., Гусева Т.А., Рудашевский В.Н., Гемель В.А. (2019) Особенности минералогии руд Михеевского месторождения, Новониколаевского и Западного участков (Южный Урал). *Уральская минералогическая школа-2019*. Екатеринбург, УГГУ, 41–44.
- Грабежев А.И., Гмыра В.Г., Вигорова В.Г., Пальгуева Г.В. (2005) Гранаты из скарнов Гумёшевского и Тарутинского скарново-медно-порфировых месторождений. *Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества*, 4, 55–60.
- Грабежев А.И., Ронкин Ю.Л. (2011) U-Pb возраст цирконов из рудоносных гранитоидов медно-порфировых месторождений Южного Урала. *Литосфера*, 11(3), 104–116.
- Гриценко Ю.Д. (2018) Коллекция титановых гранатов Минералогического музея имени А.Е. Ферсмана РАН. *Новые данные о минералах*, 52(1), 3–5.
- Жариков В.А. (1968) Скарновые месторождения. Генезис эндогенных рудных месторождений. М., Недра, 220–302.
- Жариков В.А., Русинов В.Л., Маракушев А.А., Зарайский Г.П., Омеляненко Б.И. (1998) Метасоматизм и метасоматические породы. М., Научный мир, 489 с.
- Корякина А.В. (2024) Минералого-геохимические особенности Тарутинского медно-скарнового месторождения (Южный Урал). Выпускная квалификационная магистерская работа. Москва, МГУ, 144 с.
- Корякина А.В., Плотинская О.Ю. (2022) Особенности минерального состава скарновых пород на Тарутинском медном месторождении (Южный Урал). *Уральская минералогическая школа-2022*. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 88–90.
- Корякина А.В., Грознова Е.О., Плотинская О.Ю. (2022) Особенности минерального состава и условия образования на Тарутинском медном месторождении (Южный Урал): первые данные. *Металлогения древних и современных океанов-2022. От вещественного состава к моделям и прогнозированию месторождений*. Миасс, ИОУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 66–69.
- Огородова Л.П., Гриценко Ю.Д., Вигасина М.Ф., Русаков В.С., Мельчакова Л.В., Бычков А.Ю., Ксенофонов Д.А. (2022) Физико-химическое изучение титаносодержащих гранатов. *Геохимия*, 67(4), 359–375. <https://doi.org/10.31857/S0016752522030050>

- Плотинская О.Ю. (2023) Порфирово-эпитепральные системы Урала: источники вещества, эволюция и зональность. Дисс. на соиск. степ. док. геол.-мин. наук. Москва, ИГЕМ РАН, 312 с.
- Плотинская О.Ю., Ковальчук Е.В. (2022) Блёкые руды Cu-(Mo)-порфировых месторождений Урала. *Минералогия*, 8(3), 5–22. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2022-8-3-1>
- Плотинская О.Ю., Грабежев А.И., Зелтманн Р. (2015) Рений в рудах Михеевского Мо-Cu-порфирового месторождения, Южный Урал. *Геология рудных месторождений*, 57(2), 132–147. <https://doi.org/10.7868/S0016777015020057>
- Подлесский К.В. (1979) Скарны и околорудные метасоматиты железорудных месторождений Урала и Кавказа. М., Наука, 204 с.
- Рыбалка А.В., Кашубина Т.В., Петров Г.А., Кашубин С.Н. (2007) Среднеуральский трансект: новые данные по глубинному строению Урала. *Модели земной коры и верхней мантии по результатам глубинного сейсмопрофилирования*. СПб, ВСЕГЕИ, 186–191.
- Стативко В.С., Скублов С.Г., Смоленский В.В., Кузнецов А.Б. (2023) Редкие и редкоземельные элементы в гранатах из силикатно-карбонатных образований Кусинско-Копанского комплекса (Южный Урал). *Литосфера*, 23(2), 225–246. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-2-225-246>
- Тевелев А.В., Кошелева И.А., Бурштейн Е.Ф. и др. (2018) Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-41-XXV (Карталы). Объяснительная записка. М., Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 175 с.
- Фёдоров С.А. (2016) Типоморфные особенности магнетитовых руд Гумёшевского медно-скарнового месторождения. *XVII Уральская молодежная научная школа по геофизике*. Екатеринбург, Институт геофизики УрО РАН, 182–184.
- Шаргородский Б.М., Новиков И.М. и др. (2005ф) Оценочные работы на Михеевском месторождении медно-порфировых руд. Челябинск, ЗАО «Михеевский ГОК», 1160 с.
- Шаргородский Б.М., Новиков И.М., Аксенов С.А. (2005) Михеевское месторождение медно-порфировых руд на Южном Урале. *Отечественная геология*, 2, 57–61.
- Ackerson M.R., Tailby N.D., Watson E.B. (2017) XAFS spectroscopic study of Ti coordination in garnet. *American Mineralogist*, 102, 173–183. <https://doi.org/10.2138/am-2017-5633>
- Duan X.X., Ju Y.F., Chen B., Wang Z.Q. (2020) Garnet geochemistry of reduced skarn system: implications for fluid evolution and skarn formation of the Zhuxiling W (Mo) deposit, China. *Minerals*, 10(110), 1024. <https://doi.org/10.3390/min10111024>
- Fei X., Zhang Z., Cheng Z., Santosh M. (2019) Factors controlling the crystal morphology and chemistry of garnet in skarn deposits: A case study from the Cuihongshan polymetallic deposit, Lesser Xing'an Range, NE China. *American Mineralogist*, 104(10), 1455–1468. <https://doi.org/10.2138/am-2019-6968>
- Jiang X., Chen X., Zheng Y., Gao S., Zhang Z., Zhang Y., Zhang S. (2020) Decoding the oxygen fugacity of ore-forming fluids from garnet chemistry, the Longgen skarn Pb-Zn deposit, Tibet. *Ore Geology Reviews*, 126(5146). <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103770>
- Meinert L.D. (1992) Skarns and skarn deposits. *Geoscience Canada*, 19, 145–162.
- Plotinskaya O.Yu., Azovskova O.B., Abramov S.S., Groznova E.O., Novoselov K.A., Seltmann R., Spratt J. (2018) Precious metals assemblages at the Mikhheevskoe porphyry copper deposit (South Urals, Russia) as proxies of epithermal overprinting. *Ore Geology Reviews*, 94, 239–260. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.01.025>
- Puchkov V.N. (2017) General features relating to the occurrence of mineral deposits in the Urals: What, where, when and why. *Ore Geology Reviews*, 85, 4–29. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.01.005>
- Tian Z.D., Leng C.B., Zhang X.C., Zafar T., Zhang L.J., Hong W., Lai C.K. (2019) Chemical composition, genesis and exploration implication of garnet from the Hongshan Cu-Mo skarn deposit, SW China. *Ore Geology Reviews*, 112, 103016. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.103016>

REFERENCES

- Girfanov M.M., Sergeeva N.E., Shishakov V.B. (1991) Ore-metasomatic zoning of the Mikheevskoe porphyry copper deposit in the South Urals. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 4: Geologiya (Bulletin of the Moscow State University. Series 4: Geology)*, 5, 75–79. (in Russian)
- Gorbunov A.A., Alikin O.V., Zakharova A.A., Guseva T.A., Rudashevsky V.N., Gemel V.A. (2019) Peculiarities of ore mineralogy of the Mikheevskoe deposit and Novonikolaevskoe and Zapadny areas (South Urals). *Uralskaya mineralogicheskaya shkola-2019 (Urals Mineralogical School-2019)*. Yekaterinburg, UGGU, 41–44. (in Russian)
- Grabezhev A.I., Ronkin Yu.L. (2011) U-Pb age of zircons from ore-bearing granitoids of porphyry copper deposits of the South Urals. *Litosfera (Lithosphere)*, 11(3), 104–116. (in Russian)
- Grabezhev A.I., Gmyra V.G., Vigorova V.G., Palgueva G.V. (2005) Garnets from skarns of the Gumeski and Tarutino skarn porphyry copper deposits. *Vestnik Uralskogo otdeleniya Rossiyskogo mineralogicheskogo obshchestva (Bulletin of the Urals Branch of the Russian Mineralogical Society)*, 4, 55–60. (in Russian)
- Gritsenko Yu.D. (2018) Collection of Ti garnets from the Fersman Mineralogical Museum of the Russian Academy of Sciences. *Novye dannye o mineralakh (New Data on Minerals)*, 52(1), 3–5. (in Russian)
- Jiang X., Chen X., Zheng Y., Gao S., Zhang Z., Zhang Y., Zhang S. (2020) Decoding the oxygen fugacity of ore-forming fluids from garnet chemistry, the Longgen skarn Pb-Zn deposit, Tibet. *Ore Geology Reviews*, 126(5146). <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103770>
- Koryakina A.V. (2024) Mineralogical and geochemical features of the Tarutino copper skarn deposit (South Urals). Master degree thesis. Moscow, MGU, 144 p. (in Russian)
- Koryakina A.V., Plotinskaya O.Yu. (2022) Features of mineral composition of skarn rocks at the Tarutino copper deposit (South Urals). *Uralskaya mineralogicheskaya shkola-2022 (Urals Mineralogical School-2022)*. Yekaterinburg, IGG UrO RAN, 88–90. (in Russian)
- Koryakina A.V., Groznova E.O., Plotinskaya O.Yu. (2022) Features of mineral composition and formation conditions of the Tarutino copper deposit (South Urals): first data. *Metallogeniya drevnikh i sovremennykh okeanov-2022. Ot veshchestvennogo sostava k modelyam i prognozirovaniyu mestorozhdeniy (Metallogeny of Ancient and Modern oceans-2022. From Composition to Models and Forecast of Deposits)*. Miass, YuU FNTs MiG UrO RAN, 66–69. (in Russian)
- Meinert L.D. (1992) Skarns and skarn deposits. *Geoscience Canada*, 19, 145–162.
- Ogorodova L.P., Gritsenko Yu.D., Vigasina M.F., Rusakov V.S., Melchakova L.V., Bychkov A.Yu., Ksenofontov D.A. (2022) Physicochemical study of titanium-bearing garnets. *Geochemistry International*, 67(4), 363–378. <https://doi.org/10.1134/S0016702922030053>
- Plotinskaya O.Yu. (2023) Porphyry-epithermal systems of the Urals: mineral sources, evolution and zoning. (Doctor dissertation). Moscow, IGEM RAN, 312 p. (in Russian)
- Plotinskaya O.Yu., Kovalchuk E.V. (2022) Fahlores of Cu-(Mo) porphyry deposits of the Urals. *Mineralogiya (Mineralogy)*, 8(3), 5–22. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2022-8-3-1> (in Russian)
- Plotinskaya O.Yu., Azovskova O.B., Abramov S.S., Groznova E.O., Novoselov K.A., Seltmann R., Spratt J. (2018) Precious metals assemblages at the Mikheevskoe porphyry copper deposit (South Urals, Russia) as proxies of epithermal overprinting. *Ore Geology Reviews*, 94, 239–260. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.01.025>
- Plotinskaya O.Yu., Grabezhev A.I., Zeltmann R. (2015) Rhenium in ores of the Mikheevskoe porphyry Cu-Mo deposit, South Urals. *Geology of Ore Deposits*, 57(2), 118–132. <https://doi.org/10.1134/S1075701515020051>
- Podlessky K.V. (1979) Skarns and metasomatites of iron deposits of the Urals and Caucasus. Moscow, Nauka, 204 p. (in Russian)
- Puchkov V.N. (2017) General features relating to the occurrence of mineral deposits in the Urals: What, where, when and why. *Ore Geology Reviews*, 85, 4–29. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.01.005>
- Rybalka A.V., Kashubina T.V., Petrov G.A., Kashubin S.N. (2007) Central Urals transect: new data on the deep structure of the Urals. *Modeli zemnoy kory i verkhney mantii po rezul'tatam glubinnogo seysmoprofilirovaniya (Models of the Earth's Crust and Upper Mantle Based on Results of Deep Seismic Profiling)*. St. Petersburg, VSEGEI, 186–191. (in Russian)
- Shargorodsky B.M., Novikov I.M. et al. (2005) Unpublished report on evaluation works at the Mikheevskoe porphyry copper deposit. Chelyabinsk, ZAO Mikheevsky GOK, 1160 p. (in Russian)
- Shargorodsky B.M., Novikov I.M., Aksyonov S.A. (2005) Mikheevskoe porphyry copper deposit in the South Urals. *Otechestvennaya geologiya (National Geology)*, 2, 57–61. (in Russian)
- Stativko V.S., Skublov S.G., Smolensky V.V., Kuznetsov A.B. (2023) Rare and rare-earth elements in garnets from silicate-carbonate rocks of the Kusa-Kopansky complex (South Urals). *Litosfera (Lithosphere)*, 23(2), 225–246. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-2-225-246> (in Russian)
- Tevelev A.V., Kosheleva I.A., Burshtein E.F. et al. (2018) State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1 : 200 000. Second edition. South Urals Series. Sheet N-41-XXV (Kartaly). Explanatory Note. Moscow, Moskovsky filial VSEGEI, 175 p. (in Russian)
- Tian Z.D., Leng C.B., Zhang X.C., Zafar T., Zhang L.J., Hong W., Lai C.K. (2019) Chemical composition, genesis and exploration implication of garnet from the Hongshan Cu-Mo skarn deposit, SW China. *Ore Geology Reviews*, 112, 103016. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.103016>

Zharikov V.A. (1968) Skarn deposits. Genesis of endogenic ore deposits. Moscow, Nedra, 220–302. (in Russian)

Zharikov V.A., Rusinov V.L., Marakushev A.A., Zaisky G.P., Omelyanenko B.I. (1998) Metasomatism and metasomatic rocks. Moscow, Nauchny mir, 489 p. (in Russian)

Информация об авторах

Хребтиевский Владимир Валерьевич – аспирант, Московский государственный университет, г. Москва, Россия; st064292@gmail.com

Плотинская Ольга Юрьевна – доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, Россия; plotin@igem.ru

Information about the authors

Vladimir V. Khrebtievsky – Graduate Student, Moscow State University, Moscow, Russia; st064292@gmail.com

Olga Yu. Plotinskaya – Doct. Sci. (Geol.-Mineral), Leading Researcher, Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, Russia; plotin@igem.ru



<https://doi.org/10.35597/2313-545X-2026-12-1-4>
УДК 549.371

Сульфостаннаты в рудах текущей добычи Правоурмийского Cu-Sn месторождения (Дальний Восток России)

М.В. Заботина¹, Е.В. Белогуб¹, К.А. Новоселов¹, Е.А. Аширбаева^{2, *},
К.Н. Евстихеев², М.А. Рассомахин¹, И.А. Блинов¹

¹Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН,
г. Миасс, Челябинская обл., 456317 Россия; mary_7-88@mail.ru

²ПАО «Русолово» (ООО «Правоурмийский»), ул. Ленина 26А, пос. Горный,
Хабаровский край, 682707 Россия

Статья поступила в редакцию 09.10.2025 г., после доработки 10.02.2026 г., принята к печати 21.02.2026 г

Аннотация. В работе отражено влияние сульфостаннатов Cu и Fe на обогащение руд текущей добычи Правоурмийского месторождения (Дальний Восток России). В результате изучения образцов руды из штолен разных горизонтов и технологических продуктов выявлено увеличение доли сульфостаннатов Cu и Fe от верхнего горизонта 1600 м к более глубоким горизонтам 1580, 1569 и 1560 м. Глубже такая вертикальная зональность не выдерживается. Преобладающие моусонит и станнин на глубоких горизонтах сменяются станноидитом. Сульфостаннаты Cu и Fe тесно ассоциируют с касситеритом, сульфидами Cu и сульфоарсенидами, образуют сложные сростки и взаимные включения. Размеры их зерен колеблются преимущественно в пределах от 10 мкм до 1 мм. Для разделения сульфостаннатов Cu и Fe, сульфидов и касситерита применяется сложная технологическая схема обогащения руды: от предварительной рентген-радиометрической сепарации (PPC) к гравитационным и флотационным концентратам с получением хвостов. Сульфостаннаты Cu и Fe концентрируются в тонких фракциях уже на начальном этапе PPC. Дальнейшее разделение путем применения гравитационных и флотационных методов приводит к концентрированию сульфостаннатов Cu и Fe в тонких фракциях совместно с сульфидами Cu, арсенопиритом и лёллингитом. Поскольку сульфостаннаты Cu и Fe находятся во включениях в касситерите, они также попадают в «касситеритовый» концентрат. При пирометаллургическом воздействии на черновые гравиконцентраты включения сульфостаннатов Cu и Fe в касситерите сохраняются. При флотации хвостов сульфостаннаты Cu и Fe концентрируются в медном сульфидном концентрате. Сохраняется проблема недоизвлечения Sn из руд горизонтов 1600, 1580, 1569 и 1560 м, связанная с увеличением доли сульфостаннатов Cu и Fe, их тесной ассоциацией с сульфоарсенидами, сульфидами и мелкими естественными размерами их зерен.

Ключевые слова: моусонит, станнин, станноидит, Правоурмийское месторождение, Дальний Восток России, технологические продукты, концентраты, хвосты.

Финансирование. Работа частично финансирована государственной бюджетной темой № 122 031600292-6.

Благодарности. Авторы благодарны руководству и специалистам ООО «Правоурмийское» за возможность изучения каменного материала и технологических продуктов.

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

Вклад авторов. М.В. Заботина, Е.В. Белогуб, К.А. Новоселов – разработка концепции, исследование, написание рукописи; Е.А. Аширбаева, К.Н. Евстихеев – предоставление каменного материала и технологических продуктов, редактирование описания технологической цепочки получения промпродуктов; М.А. Рассомахин, И.А. Блинов – аналитические работы. Все авторы одобрили финальную версию статьи перед публикацией.

* Текущее место работы: ООО «Белое Золото».

Для цитирования: Заботина М.В., Белогуб Е.В., Новоселов К.А., Аширбаева Е.А., Евстихеев К.Н., Рассомахин М.А., Блинов И.А. Сульфостаннаты в рудах текущей добычи Правоурмийского Cu-Sn месторождения (Дальний Восток России). *Минералогия*, 2026, 12(1), 60–84. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2026-12-1-4>

Sulfostannates in exploited ores of the Pravaya Urma Cu-Sn deposit (Far East Russia)

M.V. Zabotina¹, E.V. Belogub¹, K.A. Novoselov¹, E.A. Ashirbaeva^{1,*}, K.N. Evstikheev²,
M.A. Rassomakhin¹, I.A. Blinov¹

¹South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS, Miass, Chelyabinsk district, 456317
Russia; mary_7-88@mail.ru

²PJSC Rusolovo (JSC Pravourmiysky), ul. Lenina 26A, settlement of Gornyy,
Khabarovsk krai, 682707 Russia

Received 09.10.2025, revised 10.02.2025 accepted 21.02.2026

Abstract. The work describes the influence of Cu and Fe sulfostannates on ore processing at the Pravaya Urma deposit (Far East Russia). The study of ores from adits of different horizons and ore technological products showed an increase in the amount of Cu and Fe sulfostannates from the upper horizon of 1600 m to deeper horizons of 1580, 1569, and 1560 m. No zonation is typical of the deeper horizons. Mawsonite and stannite, which are dominant at deep horizons, are replaced by stannoidite. The Cu and Fe sulfostannates are associated with cassiterite, Cu sulfides, and sulfoarsenides forming complex intergrowths and inclusion in each other. The size of Cu and Fe sulfostannates grains and aggregates varies from 10 µm to 1 mm. The Cu and Fe sulfostannates, Cu sulfides, and cassiterite are separated using a complex ore processing scheme: from preliminary X-ray radiometric separation (XRS) to gravity and flotation concentrates and tails. The Cu and Fe sulfostannates are found in fine fractions already at the first RRS stage. Further separation using gravity and flotation leads to the concentration of Cu and Fe sulfostannates in fine fractions together with Cu sulfides, arsenopyrite, and löllingite. Because Cu and Fe sulfostannates form inclusions in cassiterite, they also found in its concentrate. The inclusions of Cu and Fe sulfostannates in cassiterite remain after pyrometallurgical treatment of gravity concentrates. During flotation of the technological tails, the Cu and Fe sulfostannates remain in Cu sulfide concentrate. There is a problem of Sn underextraction from ores of horizons of 1600, 1580, 1569, and 1560 m, which is related to the increase in amount of Cu and Fe sulfostannates, their close assemblage with sulfoarsenides and sulfides, and small natural sizes of the grains.

Keywords: mawsonite, stannite, stannoidite, Pravaya Urma deposit, Far East of Russia, technological products, concentrates, technological tails.

Funding. This work was supported by state contract of the South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS no. 122031600292-6.

Acknowledgements. We are grateful to the management and specialists of JSC Pravourmiysky for the possibility of study ores and technological products.

Conflict of interests. The authors declare that there are no conflicts of interest related to this manuscript.

Author contribution. M.V. Zabotina, E.V. Belogub, K.A. Novoselov – concept development, research, manuscript writing; E.A. Ashirbaeva, K.N. Evstikheev – provision of stone material and technological products, editing the description of the technological chain for obtaining industrial products; M.A. Rassomakhin, I.A. Blinov – analytical works. All the authors approved the final version of the manuscript prior to publication.

For citation: Zabotina M.V., Belogub E.V., Novoselov K.A., Ashirbaeva E.A., Evstikheev K.N., Rassomakhin M.A., Blinov I.A. Sulfostannates in exploited ores of the Pravy Urmiy Cu-Sn deposit (Far East Russia). *Mineralogy*, 2026, 12(1), 60–84. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2026-12-1-4>

* Current position: JSC Beloe Zoloto.

ВВЕДЕНИЕ

Технологические свойства руд оловянных месторождений зависят от их минерального состава, размера зерен рудообразующих минералов или их агрегатных скоплений, текстурно-структурных особенностей, а также от содержания и минеральной формы Sn в руде (Методические ..., 2007, Изоитко, 1989). Минералогический анализ руд и продуктов их переработки необходим для совершенствования и оптимизации схем обогащения, что особенно важно для комплексных объектов, к которым относятся многие оловянные месторождения. Олово образует промышленные концентрации в оксидной (касситерит) и сульфидной (сульфостаннаты) формах. Сульфостаннаты объединяют в себя обширный спектр минералов, включая группу станнина с общей формулой A_2DEX_4 ($A = Cu, Ag, Zn$; $D = Fe, Cu, Zn, Cd, Hg, Ag$; $E = As, Ge, In, Sb, Sn, Ga$; $X = S, Se$), а также другие соединения, в которых Sn химически связан с S. В основе структуры минералов группы станнина лежит сфалеритоподобная ячейка, в которой атомы различных металлов упорядочены по позициям Zn в структуре сфалерита (Чвилева и др., 1988). Группа станнина включает в себя станнин Cu_2FeSnS_4 , кестерит $Cu_2(Zn, Fe)SnS_4$, курамит Cu_3SnS_4 , окартит Ag_2FeSnS_4 , пиркитасит Ag_2ZnSnS_4 , станноидит $Cu_8(Fe, Zn)_3Sn_2S_{12}$, моусонит $Cu_6Fe_2SnS_8$ и др. Присутствие сульфостаннатов Cu и Fe в рудах в целом ухудшает их качество, т. к. приводит к «заражению» касситеритовых концентратов «вредными» компонентами (S, Fe, Cu). Сульфостаннаты Cu и Fe встречаются на месторождениях различных формационных типов, включая колчеданные, эпитеральные, золото-сульфидные орогенные и связанные с гранитоидами месторождения грейзеновой формации (табл. 1). Наиболее широко они распространены на объектах грейзеновой формации, но здесь они не являются основной формой Sn.

Правоурмийское месторождение на Дальнем Востоке России – одно из перспективных месторождений Sn, W и Cu, а также попутных In, Bi, Ag, Sb. Ввиду комплексности руд месторождения – тесной ассоциации касситерита с сульфостаннатами Cu и Fe, сульфоарсенидами и жильными минералами и изменением их соотношения в объеме месторождения по мере вовлечения в эксплуатацию руд с более глубоких горизонтов (1580, 1569 и 1560 м) – их разделение сталкивается со сложностями. Целью данной работы является детальная характе-

ристика сульфостаннатов Cu и Fe в рудах текущей добычи и выявление их влияния на обогащение руд Правоурмийского месторождения.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Правоурмийское месторождение находится в Верхнебуреинском районе Хабаровского края, в 117 км от ж/д станции Сулук (БАМ) (рис. 1а). Оно было открыто в результате поисковых работ 1974–1977 гг., а его разработка ведется с 1990 г. С 2011 г. недропользователем месторождения является ООО «Правоурмийское». Месторождение расположено в восточном экзоконтакте Верхнеурмийского массива биотитовых гранитов и приурочено к центральной части крупной Урмийской кальдеры, заполненной покровными и экструзивными породами кислого состава. Месторождение контролируется субширотной рудоносной структурой, которая трассируется на поверхности дайкой гранит-порфиров (Семеняк, 1983, 1987; Гоневчук и др., 2000; Митрофанов, Руднев, 2014).

Рудное поле при ширине 1.0–1.5 км протягивается в субширотном направлении на 6 км, его продолжение намечается к востоку-северо-востоку еще на 3–4 км. Оно сложено породами позднемелового баджальского вулканоплутонического комплекса, включающего вулканиты, субинтрузивные (экструзивные) и интрузивные образования (Семеняк и др., 1997, Семеняк, 2014; Огнянов, 1986) (рис. 1б). Вулканиты представлены, в основном, игнимбритами, туфами риолитов и, меньше, туфами риодацитов и дацитов (рис. 2). Большую часть рудного поля занимают экструзивные фации риолитов, которые выполняют центральную часть кальдерообразной структуры. Рудоконтролирующая дайка гранит-порфиров имеет протяженность более 9 км и мощность от 40–50 до 250–300 м. В лежащем боку дайки локализована зона трещиноватости разлома Контактный, а висячем – Правоурмийская рудовмещающая зона смятия (рис. 3) (Семеняк и др., 1997).

Верхнеурмийский гранитный массив представляет собой крупный (350 км²) выход батолита, распространенного под всем баджальским вулканогенным комплексом (Лишневский, Гершаник, 1992; Алексеев, 1987; Ханчук и др., 2006; Семеняк и др., 2006;). В его формировании выделяется, по мнению разных авторов, три (Болотников и др., 1975; Гоневчук, 2002) или четыре (Брусницын и

Таблица 1. Распространенность сульфостаннатов Cu и Fe в месторождениях различных формационных типов
Table 1. Occurrence of Cu and Fe sulfostannates in deposits of various types

Формация	Месторождения	Сульфостаннаты Cu и Fe	Ассоциация	Ссылка
Колчеданная	Гайское, Молодежное, Учалинское, Подольское, Карабашское (Южный Урал), Сафьяновское (Средний Урал)	Моусонит, станноидит	Vn, Cc, Tn, Ccp, Py	Пшеничный, 1975; Прокин и др., 1988; Колотов, Гмыра, 1990; Зайков, Херрингтон, 1998; Молошаг и др., 2005; Масленников и др., 2014
	им. III Интернационала, Дегтярское (Средний Урал)	Моусонит, станноидит	Vn, Cc, Tn	Зайков, Херрингтон, 1998; Antony et al., 1990; Barriga, Cravalho, 1997
	Белоусовское (Рудный Алтай)	Моусонит	Vn, Vn, Tn, Ccp, Py	
	Маунт-Лайелл (Тасмания)			
	Нью-Брансуик (Канада)			
	Невеш-Корво, Азналкольяр, Сотисель (Иберийский пояс)			
	Провинция Куироко (Япония)			
Эпитермальная	Поле Рейнбоу (САХ)	Станнин	Dg, Vn, Ccp	Масленников и др., 2014
	Березняковское (Южный Урал)	Станноидит, моусонит	Tn, Td, Sph, Py, Ccp	Плотинская и др., 2009
Золото-кварц-сульфидная	Кайгарач (Узбекистан)	моусонит		Коваленкер и др., 1986
	Николаевское (Енисейский край)	Станнин	Py, Po, Ccp, Apy, Sph, Tn	Сафина и др., 2015
	Этыкинское (Приамурье)	Станнин, моусонит, станноидит	Cst, Po, Ccp	Алексеев и др., 2019
	Букукинское (Забайкалье)		Cst, Wt, Sph, Py, Ccp, Bis	Юргенсон, 2021
	Смирновское		Cst, Ccp, Sph, Po, Apy, Gn	Назарова и др., 1981
	Хетинское (Дальний Восток)		Cst, Wt, Vn, Ccp	Попов и др., 1992; Попова и др., 2013
	Тигриное (Дальний Восток)		Cst, Py, Po, Ccp	Коростелев и др., 2016
Кварц-касситерит-сульфидная	Солнечное (Хабаровский край)		Cst, Wt, Ccp, Apy, Vn	Alekseev, Marin, 2021
	Кёстер (Якутия)		Cst,	Чистякова и др., 1982
	Невское (Магаданская область)	Моусонит, станноидит		
Кварц-касситерит-сульфидная	Центральное (Дальний Восток)	Станноидит, станнин	Vn, Ccp, Sph, Apy, Cst, Tn	Шувалов и др., 1990
	Пыркай (Чукотка)	Станнин	Cst, Po, Apy, Sph, Py, Ccp, Gus, Fbr, Bi	Цветков, 1981; Белогуб, Новоселов, 2022ф

Примечание к табл. 1. Здесь, в табл. 3 и на рис. 5–8: Q – кварц, Mu – мусковит, Трз – топаз, Тур – турмалин, Bt – биотит, Flu – флюорит, Cst – касситерит, Wt – вольфрамит, Fbr – ферберит, Ару – арсенопирит, Lo – лёллингит, Py – пирит, Ccp – халькопирит, Bn – борнит, Po – пирротин, Tn – теннантит, Td – тетраэдрит, Sph – сфалерит, Gn – галенит, Cc – халькозин, Dg – дигенит, Stn – станнин, Sta – станноидит, Mou – моусонит, Ro – рокезит, Wtt – виттихенит, Smy – штрмейерит, Gus – густавит, Bis – висмутин, Bi – висмут самородный, Ag – серебро самородное, Ore – рудный минерал (в проходящем свете). Аббревиатуры применимы к таблице 3 и рисункам.

Note to Table 1. Here and in Table 3 and Figs. 5–8: Q – quartz, Mu – muscovite, Trz – topaz, Tur – tourmaline, Bt – biotite, Flu – fluorite, Cst – cassiterite, Wt – wolframite, Fbr – ferberite, Apy – arsenopyrite, Lo – loellingite, Py – pyrite, Ccp – chalcopyrite, Bn – bornite, Po – pyrrhotite, Tn – tennantite, Td – tetrahedrite, Sph – sphalerite, Gn – galena, Cc – chalcocite, Dg – digenite, Stn – stannite, Sta – stannoidite, Mou – mawsonite, Ro – roquesite, Wtt – wittichenite, Smy – stromeyerite, Gus – gustavite, Bis – bismuthinite, Bi – native bismuth, Ag – native silver, Ore – ore mineral (in transmitted light).

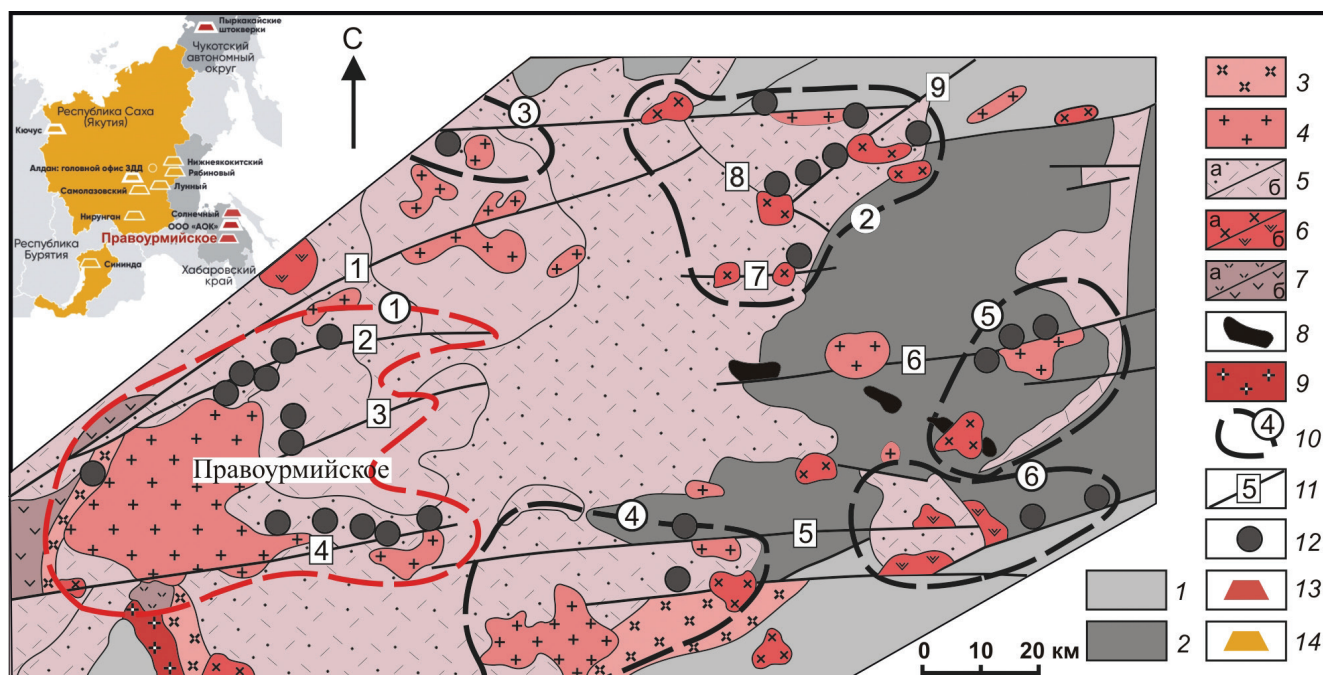


Рис. 1. Геологическая схема Баджалского рудного района, по (Огнянов, 1986) с изменениями по (Семеняк, 2014).

1 – мезозойские терригенные отложения; 2 – палеозойские терригенно-кремнистые отложения; 3 – метаморфизованные породы Буреинского массива; 4–8 – магматические комплексы: 4, 5 – ранне-поздне меловой баджалский (105–90 млн лет): 4 – лейкократовые биотитовые граниты; 5 – риолиты, риодациты: а – покровные; б – экструзивные; 6 – поздне-меловой силинский (92–89 млн лет): а – трахиандезиты; б – габбро-монзонит-диориты, граниты; 7 – раннемеловой лакский (~115 млн лет): а – андезиты; б – преимущественно, гранодиориты; 8 – раннемеловой даянский (~125 млн лет): щелочные базальты и пикриты; 9 – палеозойские гранитоиды; 10 – рудные узлы: 1 – Верхнеурмийский; 2 – Верхнебаджальский; 3 – Талиджакский; 4 – Ярапский; 5 – Сютюингский; 6 – Якуньский; 11 – разломы: 1 – Баджалский; 2 – Ось Баджала; 3 – Правуормийский; 4 – Верхнесынчугинский; 5 – Колбаканский; 6 – Сютюингский; 7 – Холодный; 8 – Азуритовый; 9 – Гранитовый; 12 – месторождения и рудопроявления; 13, 14 – промышленные объекты: 13 – оловорудные; 14 – золоторудные.

Fig. 1. Geological map of the Badzhalsky ore region, modified by (Semenyak, 2014) after (Ognyanov, 1986).

1 – Mesozoic terrigenous deposits; 2 – Paleozoic terrigenous-siliceous deposits; 3 – metamorphic rocks of the Bureya Block; 4–8 – igneous complexes: 4, 5 – Early-Late Cretaceous Badzhalsky (105–90 Ma): 4 – leucocratic biotite granite; 5 – rhyolite and rhyodacite: a – cover; b – extrusive; 6 – Late Cretaceous Silin (92–89 Ma): a – trachyandesite; b – gabbro-monzonite-diorite, granite; 7 – Early Cretaceous Lak (~115 Ma): a – andesite; b – mostly granodiorite; 8 – Early Cretaceous Dayan (~125 Ma): alkali basalt and picrite; 9 – Paleozoic granitoid; 10 – ore clusters: 1 – Upper Urma; 2 – Upper Badzhalsky; 3 – Talidzhak; 4 – Yarap; 5 – Syutyuinga; 6 – Yakun; 11 – faults: 1 – Badzhalsky; 2 – Os' Badzhalsky; 3 – Pravaya Urma; 4 – Upper Synchugin; 5 – Kolbakan; 6 – Syutyuinga; 7 – Kholodny; 8 – Azuritovy; 9 – Granitovy; 12 – deposits and occurrences; 13, 14 – economic objects: 13 – Sn; 14 – Au.

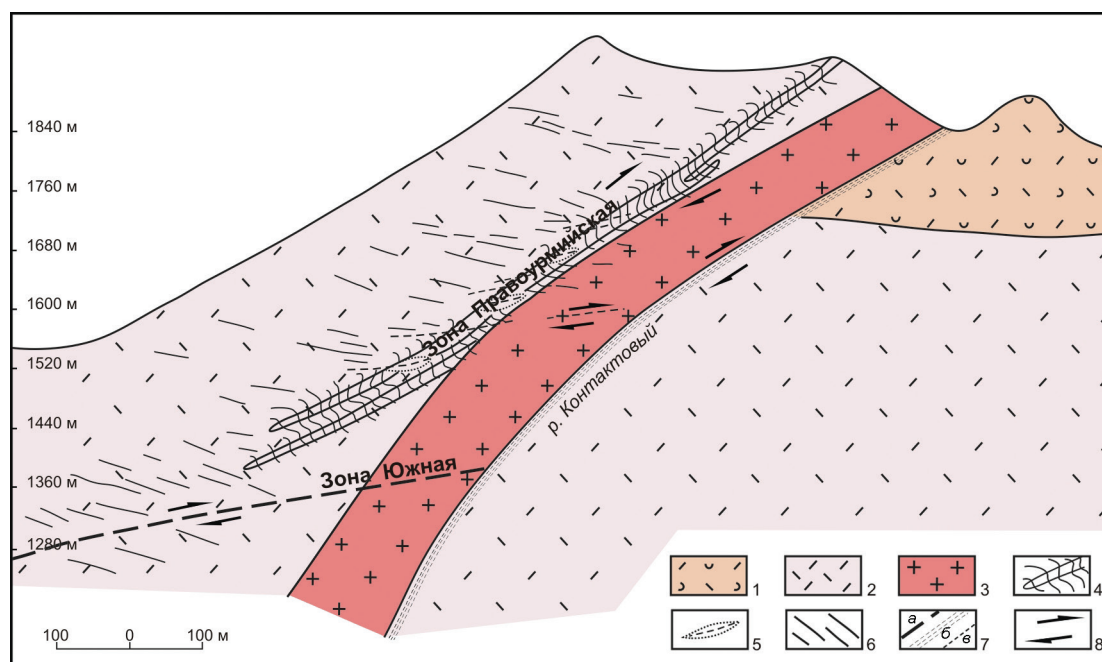


Рис. 3. Обобщенный геологический разрез Правоярмийского месторождения, по материалам Комсомольской ГРЭ ДВНГО с дополнениями (Семеняк и др., 1997).

1 – туфы риолитов и риодацитов; 2 – риолиты; 3 – гранит-порфиры; 4 – зона развития флексуриобразных трещин отделимости, концентрирующих оруденение; 5 – относительно крупные линзовидные тела кварц-топазовых метасоматитов с их продольными осями; 6 – области развития пологозалегающих трещин; 7 – тектонические нарушения: а – зона Южная; б – разлом Контактный; в – мелкие трещины отрыва; 8 – направление перемещений.

Fig. 3. Generalized geological cross-section of the Pravaya Urma deposit, modified by (Semenyak et al., 1997) after materials of the Komsomolsky Geological Exploration Expedition of the Far East Industrial-Geological Union.

1 – rhyolite and dacitic rhyolite tuff; 2 – rhyolite; 3 – granite porphyry; 4 – zone with flexure-like jointing fractures hosting mineralization; 5 – relatively large lenticular bodies of quartz-topaz metasomatites with their longitudinal axes; 6 – areas with gently dipping fractures; 7 – faults: a – South zone; б – Kontaktovy Fault; в – small tension cracks; 8 – direction of displacements.

Таблица 2. Минералы рудной зоны Правоярмийского месторождения

Table 2. Minerals of ore zone of the Pravaya Urma deposit

Породообразующие		Рудообразующие	
Главные и второстепенные	Акцессорные	Главные и второстепенные	Редкие
Топаз, кварц, турмалин, слюды (флогопит, биотит, мусковит, серицит, сидерофиллит, циннвальдит), флюорит, хлорит, полевошпат (микроклин, альбит, адуляр), каолинит, эпидот, карбонат (кальцит?), гранат, актинолит, кордиерит	Циркон, рутил, анатаз, цеолиты, апатит, фергусонит, алланит	Касситерит, арсенопирит, леллингит, станнин, станноидит, моусонит, халькопирит, борнит, вольфрамит	Халькозин, ковеллин, сфалерит, галенит, пирит, марказит, кубанит, молибденит, тунгстенит, рокезит, акантит, висмутин, антимонит, теннантит, тетраэдрит, штромейрит, виттихенит, скиннерит, скородит, бисмит, заваричит, интерметаллид BiAg, самородные висмут и серебро, медь, ильменит, шеелит, феррикестерит

Примечание. Таблица составлена по данным (Семеняк и др., 1983, 1997; Банщикова, Крюкова, 1988; Alekseev, Marin, 2021; Чикишева, 2021) и результатам настоящих исследований.

Note. Table is composed after data of (Semenyak et al., 1983, Semenyak, 1997; Banskchikova, Kryukova, 1988; Alekseev, Marin, 2021; Chikisheva, 2021) and results of our studies.

ралов (табл. 2). По состоянию на 1 января 2022 г. балансовые запасы (категория В+С₁) по месторождению составили: Sn – 48702 т (при среднем содержании 1.17 %), Cu – 4.4 тыс. т (при среднем содержании 0.56 %), WO₃ – 202 т (при среднем содержании 0.026 %) и Ag – 7.2 т (при среднем содержании 9.1024 г/т) (nedradv.ru/nedradv/ru/find). В настоящее время обогащение руд Правоурмийского месторождения проводится на производственном комплексе «Правоурмийский» (дочернее предприятие ПАО «Русолово»). Руды месторождения относятся к труднообогатимым. Для их обогащения применяются сложные гравитационно-флотационные схемы, основанные на разделении зерен касситерита, сульфостаннатов Cu и Fe, арсенопирита и сульфидов Cu по крупности, плотности и поверхностным свойствам. Основной производственный цикл состоит из нескольких этапов: 1) дробильно-сортировочного; 2) стадийного измельчения, флотации, гравитации и флотогравитации; 3) магнитной сепарации. Технологическая схема включает несколько циклов, в которых перерабатываются продукты различной крупности и состава, в результате чего получают черновые концентраты, поступающие на доводку. В производственный комплекс входит флотация не только для удаления сульфидных минералов, содержащих вредные примеси, но и для получения медного концентрата. В связи со сложностью состава руд на обогатительной фабрике проводились эксперименты с применением рентген-радиометрической сепарации (PPC), которая в настоящий момент успешно внедрена в промышленном масштабе.

ОБРАЗЦЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Нами исследованы 19 штучных образцов, отобранных из разных горизонтов (Электронное приложение, табл. 1, 2) и 38 технологических продуктов переработки руды текущей добычи с 2020 по 2022 гг. Технологические продукты представляли собой концентраты и хвосты обогащения:

- продукты предварительной PPC с использованием характеристического излучения Sn и As. Разделение проведено по классам крупности на фракциях –100+60, –60+30 и –30+20 мм с получением концентрата и промпродукта, который подвергался повторной PPC. Полученные концентраты и хвосты были объединены (Электронное приложение, табл. 3);

- продукты гравитационного разделения на концентрационном столе СКО-22.5 с получением касситеритового концентрата;

- продукты различных циклов гравитационного разделения с применением предварительного концентрирования на винтовом сепараторе (1-й цикл) и винтового шлюза СВМ-2-1000 (2-й цикл), предназначенных для обогащения шламов руд редких металлов (Электронное приложение, табл. 4);

- продукты пирометаллургического передела касситеритового гравеоконцентрата, примененного для удаления вредной примеси As (Электронное приложение, табл. 5).

Оптическими методами изучено 28 аншлифов, 38 полированных брикетов и 24 шлифа. Использованы стереомикроскоп STEMI 2000 CZ, поляризационные микроскопы (AxioScope A.1, Axiolab (CZ) и ПОЛАМ-312) и сканирующий электронный микроскоп (СЭМ) Vega 3 Tescan SBU с энергодисперсионным анализатором (ЭДА) Oxford Instruments X-act. Анализ состава минералов проводился в режиме ускоряющего напряжения 20 кВ, время набора спектра составляло 120 с, использовались сертифицированные стандарты № 1362 (Microanalysis Consultants Ltd), MINM25-53 (Astimes Scientific Limited, серийный номер 01-044). Количественный минералогический анализ выполнен при помощи рентгенофазового анализа (дифрактометр Shimadzu XRD-6000, CuK- α , Cu-K α излучение с графитовым монохроматором, скорость съемки 2°/мин, предел обнаружения 0.3 мас. %) методом Ритвельда, ПО SIROQUANT V.4 (Sietronics, 40 Hoskins St, Mitchell, ACT 2911, Australia, лицензия № 11-10419406) (аналитики П.В. Хворов, Е.Д. Зенович). При расчетах использованы стандарты внутренней базы данных, вводились поправки текстурирование минералов с хорошей спайностью, несовершенство структуры и вариации параметров элементарной ячейки, связанные с изоморфными замещениями.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Минералогия руд текущей добычи

Руды текущей добычи Правоурмийского месторождения представляют собой кварц-топазовые, кварц-флюорит-топазовые, кварц-турмалиновые и биотит-топаз-кварцевые метасоматиты грейзеновой формации, развитые по лавам и вулканогенно-обломочным породам кислого состава с неравно-

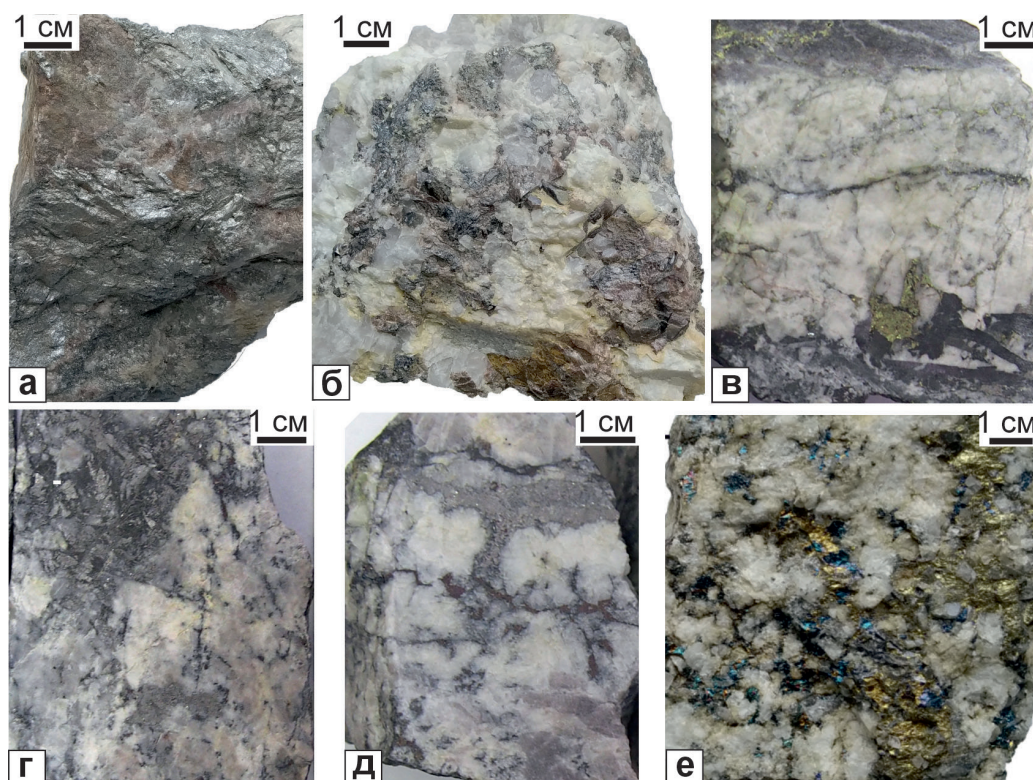


Рис. 4. Рудовмещающие метасоматиты Правоурмийского месторождения: а – кварц-турмалин-топазовый с арсенопиритом (горизонт 1480 м); б – кварц-топазовый с касситеритом (горизонт 1520 м); в – турмалин-топаз-кварцевый с призматическим вольфрамитом и гнездами халькопирита (горизонт 1534 м); г – кварц-турмалин-топазовый с арсенопирит-леллингитовыми прожилками и гнездами (горизонт 1560 м); д – топаз-флюорит-кварцевый с арсенопирит-леллингитовыми прожилками (горизонт 1560 м); е – топаз-кварцевый с прожилково-вкрапленной борнит-халькопиритовой минерализацией (горизонт 1600 м).

Fig. 4. Ore-hosting metasomatites of the Pravaya Urma deposit: а – quartz-tourmaline-topaz with arsenopyrite (horizon of 1480 m); б – quartz-topaz with cassiterite (horizon of 1520 m); в – tourmaline-topaz-quartz with prismatic wolframite and chalcopyrite pockets (horizon of 1534 m); г – quartz-tourmaline-topaz with arsenopyrite-löllingite veinlets and pockets (horizon of 1560 m); д – topaz-fluorite-quartz with arsenopyrite-löllingite veinlets (horizon of 1560 m); е – topaz-quartz with disseminated bornite-chalcopyrite mineralization (horizon of 1600 m).

мерно распределенной продуктивной минерализацией (рис. 4, 5). Руды вкрапленные, прожилково-вкрапленные, гнездовые, имеют массивную, пятнистую, брекчевидную текстуру. По размеру выделений промышленных минералов разделяются на (мм): тонкозернистые (до 0.1), мелкозернистые (до 0.2), среднезернистые (до 1) и крупнозернистые (>1) согласно (Методические ..., 2007).

Основные формы нахождения Sn – касситерит и сульфостаннаты Cu и Fe (станнин, моусонит, станноидит); в рудах также присутствует вольфрамит. Минеральный состав руды меняется с глубиной. В рудах горизонтов 1600, 1580, 1569 и 1560 м наблюдается постепенное возрастание количества сульфостаннатов Cu и Fe. Глубже такая вертикальная зональность не прослеживается. На более глубоких горизонтах 1540, 1534, 1520, 1516 и 1509 м

постепенно уменьшается количество касситерита, а сульфостаннаты Cu и Fe становятся редкими. На горизонтах 1540 и 1534 м резко увеличивается содержание средне- и крупнозернистого вольфрамита (табл. 3). Вольфрамит во всех изученных пробах представлен ферберитом с содержанием MnO около 10 мас. % (табл. 4).

Касситерит представлен короткостолбчатыми и призматическими кристаллами, слагает прожилки и выполняет интерстиции нерудных минералов в кварц-топазовом и кварц-флюорит-топазовом метасоматитах с турмалином. Структура мелко-, среднезернистая, гипидиоморфнозернистая. Касситерит сростается с арсенопиритом, лёллингитом, сульфидами и сульфостаннатами Cu и Fe. Границы зерен искривленные, с незначительным проникновением зерен друг в друга. Касситерит образует

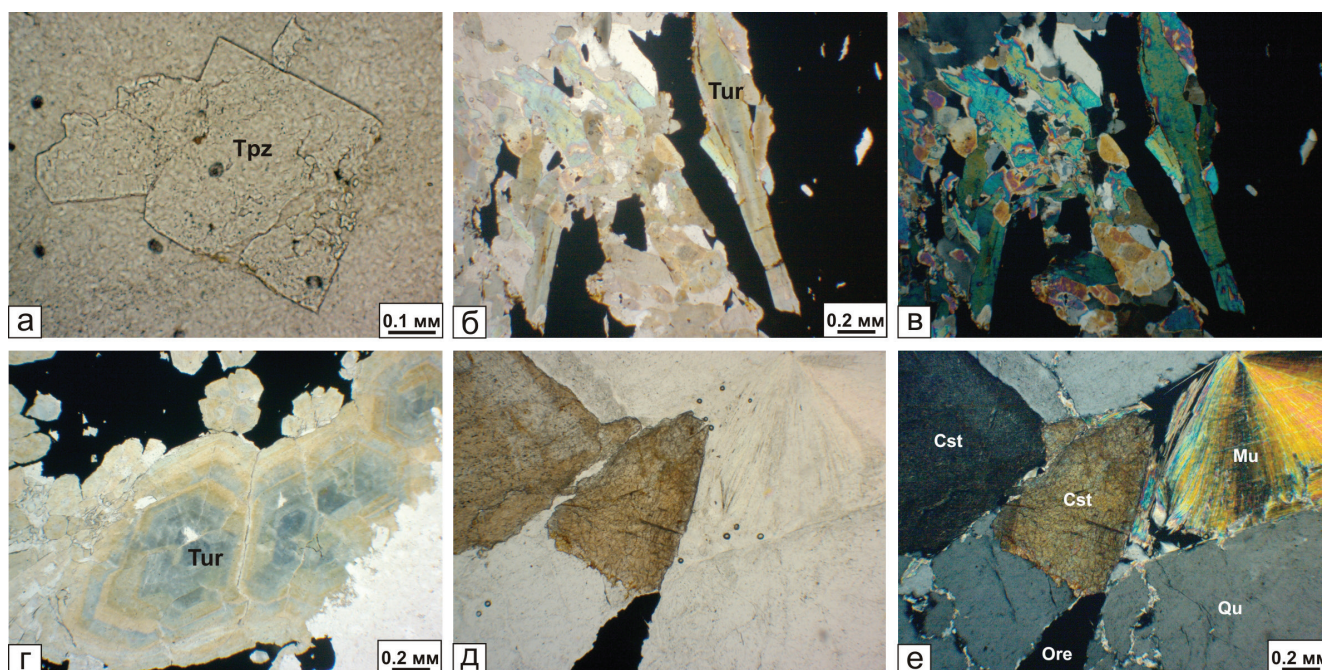


Рис. 5. Минералогические особенности рудовмещающих метасоматитов Правоурмийского месторождения: а – корродированный кристалл топаза с флюидными включениями; б, в – агрегат турмалина на контакте с сульфидами; г – зональный турмалин в сульфидном прожилке; д, е – сросток касситерита, сульфида и мусковита среди зерен кварца.

Проходящий свет, а, б, г, д – с поляризатором, в, е – с анализатором.

Fig. 5. Mineralogical peculiarities of ore-hosting metasomatites of the Pravaya Urma deposit: а – corroded topaz crystal with fluid inclusions; б, в – tourmaline aggregate at contact with sulfides; г – zoned tourmaline in the sulfide veinlet; д, е – cassiterite, sulfide, and muscovite intergrowth in quartz.

Transmitted light, а, б, г, д – with polarizer, в, е – with analyzer.

включения в сульфостаннатах Cu и Fe (либо окаймляется ими) и в арсенопирите. В касситерите присутствуют включения сульфостаннатов Cu и Fe, арсенопирита, халькопирита, борнита, халькозина, иногда вольфрамита и самородного висмута. Размер включений сульфидов в касситерите варьирует от 5 мкм до 0.5 мм. Размер зерен касситерита составляет 0.1–7.0 мм в метасоматитах и 0.1–0.4 мм во включениях.

Станнин, моусонит и станноидит тесно ассоциируют, часто срastaются между собой и с сульфидами Cu (халькопиритом, борнитом, халькозином), сульфоарсенидами (арсенопиритом, лёллингитом), виттихенитом, касситеритом и вольфрамитом. Границы прямолинейные и слабоискривленные. Сульфостаннаты Cu и Fe находятся в интерстициях и трещинах кварца, топаза, турмалина, флюорита и сульфоарсенидах (рис. 6а–г). Мощность прожилков сульфостаннатов Cu и Fe колеблется в пределах 5–50 мкм, участками достигая 0.2 мм.

Станнин отмечался, преимущественно, предшественниками, в настоящей работе обнаружен только в одном случае в гравитационном концен-

трате, полученном из смешанных руд. Минерал срastaется с касситеритом и содержит включения касситерита размером до 30 мкм. Станноидит и моусонит образуют включения в жильных минералах, арсенопирите, лёллингите, сульфидах Cu, касситерите и вольфрамите (рис. 7). Станноидит также образует включения в сульфоарсенидах, касситерите, вольфрамите, тетрадрите и редко в сфалерите. В арсенопирите, касситерите и вольфрамите он срastaется с борнитом, халькозином, халькопиритом и минералами Bi (рис. 6д), в халькопирите – с рокезитом (рис. 6е) и сфалеритом. Станноидит образует каймы мощностью до 50 мкм вокруг халькопирита и содержит включения халькозина, борнита, лёллингита и виттихенита размером до 0.1 мм, ламелли халькопирита до 20 мкм, пластинчатые и изометричные включения сульфида Ag до 20 мкм. В моусоните и станноидите зафиксированы варьирующие примеси Zn (1.19–2.67 мас. %), максимальные значения которого установлены в станноидите (табл. 5). Лёллингит и виттихенит иногда срastaются во включениях. Размер зерен станноидита варьирует от 10 мкм до 5 мм в жильных минералах и

Таблица 3. Характеристика руды по горизонтам в период обработки 2020–2022 гг.
 Table 3. Ore characteristics by horizons in 2020–2022 mining

Гори- зонг	Вмещающий метасоматит	Минеральная ассоциация	Характеристика касситерита	Характеристика сульфостаннагов
1600	Топаз-кварцевый, турмалин-топаз- кварцевый, биотит- флюорит-топаз- кварцевый	Срр, Bn, Ару, Lo, Sph, Wt, Sta, Mou, Td, Tn, Ro	Густая вкрапленность, мелко-, средне-, крупнозернистый, размер 0.1–7.0 мм, в интерстициях Q, Trpz, Bt и Flc, сростки с Ару, Bn, Mou, Sta, прожилки до 2 мм, содержит включения Срр, Sta	Неравномерное распределение, редкая до густой вкрапленность, размер 0.2–0.3 мм, сростки с Срр, Bn и Td в интерстициях Q и Trpz, сростки с Ro в Срр, включения в Ару, Срр, Td, Sph, каймы по Срр, Sta содержит включения Сср
1580	Топаз-кварцевый, топаз-биотит- кварцевый	Ару, Lo, Bn, Cst, Wt, Sta, Mou, Cc, Срр, Wtt, Bi, Ag	Густая до редкой вкрапленность, мелко-, среднезернистый, размер 0.1–4.0 мм, сростки с Bn, в интерстициях Q и Trpz, включения в Ару, содержит многочисленные включения Sta, Bn, Cc, Wt	Многочисленны, размер 0.1–1.0 мм, сростки с Ару, Bn, Cc, Wtt в интерстициях Q и Trpz, включения размером 10.0 мкм–0.2 мм в Cst, Ару, Bn, Cc
1569	Кварц-флюорит- топазовый, кварц- топазовый	Bn, Срр, Sta, Mou, Cc, Cst, Ару, Wtt, Bi	Густая до редкой вкрапленность, среднезернистый, размер 2–5 мм, сростки с Mou, Stn, Bn, содержит включения Bi	Многочисленны, размер 0.1–0.5 мм, сложные сростки с Bn, Cst, включения в Cst, Mou образует каймы по Cst
1560	Кварц-топазовый, кварц-турмалин- топазовый, топаз- флюорит-кварцевый	Ару, Lo, Sta, Mou, Bn, Cc, Ccp, Cst, Wtt, Bi	Редкий, мелко-, среднезернистый, размер 1–2 мм, сростки с Bn, Sta, Mou в интерстициях Qu, Trpz и Tur, содержит включения Bn	Многочисленны, Sta преобладает над Mou. Sta (размер от 50.0 до 5.0 мм) и Mou (размер 0.1–1.0 мм) образуют взаимные сростки, сложные сростки с Bn, Cc, Cst в интерстициях Q, Trpz и Tur. Sta находится в трещинах Ару и Lo, содержит включения Wtt, Cc, Cpy, Lo
1540	Турмалин-топазовый, турмалин-кварц- топазовый	Wt, Срр, Sta, Cst, Ару, Cc, Td, Ro	Редкий, средне-, мелкозернистый, сростки с Wt и Sta, содержит включения Sta и Срр	Редкий Sta, сростки Wt, Cst, Срр, Cc, Ару в интерстициях Q и Trpz, включения в Ару, Wt и Срр. Сростки с Ro (в Срр)
1534	Кварц-турмалин- топазовый, топаз- флюорит-кварцевый, биотит-топаз- кварцевый	Wt, Срр, Bn, Lo, Ару, Sta, Cst, Cc, Wtt, Ro, Td	Редкий, тонко-, мелкозернистый, размер от 10–70 мкм до 0.1–0.4 мм, сростки с Wt в интерстициях Q, Trpz и Bt	Редкий Sta, размер от 10 мкм до 1 мм, сростки с Срр, Bn в интерстициях Q, Trpz, Tur и Bt, включения размером 5.0 мкм–0.2 мм в Срр, Wt, Ару, Lo, Cc, Td. Sta образует сростки с Ro в Срр, сростки с Cc и Bn в Lo.
1520	Кварц-топазовый	Ару, Cst, Bi	Среднезернистый, размер до 5 мм, образует гнезда в Q-Trpz метасоматите (рис. 46), зональный, сростки с Ару, включения в Ару	Не обнаружены
1516	Кварц-мусковитовый	Ару, Cst	Средне-мелкозернистый, размер 0.1–1.5 мм, сростки с Ару в интерстициях Qu и Mu (рис. 5д–е), образует включения в кварце	Не обнаружены
1509	Окварцованный риолит	Bn, Mou, Срр, Cc, Td	Не обнаружен	Редкий Mou размером до 0.2 мм образует сростки с Bn
1480	Кварц-турмалин- топазовый, кварц- турмалиновый	Ару, Bn, Срр, Cst, Wtt	Не обнаружен	Не обнаружены

Таблица 4. Химический состав вольфрамит (мас. %)

Table 4. Chemical composition of wolframite (wt. %)

№ п/п	№ лаб.	WO ₃	FeO	MnO	Сумма	Формула
1	22807с	76.89	13.36	9.75	100.00*	(Fe _{0.56} Mn _{0.42}) _{0.98} W _{1.01} O ₄
2	22807h	76.93	12.82	10.46	100.21	(Fe _{0.53} Mn _{0.43}) _{0.96} W _{1.02} O ₄

Примечание. * – анализ приведен к 100 мас. %. Формулы рассчитаны на четыре атома кислорода.

Note. * – analysis is normalized to 100 wt. %. Formulas are calculated on the basis of 4 O atoms.

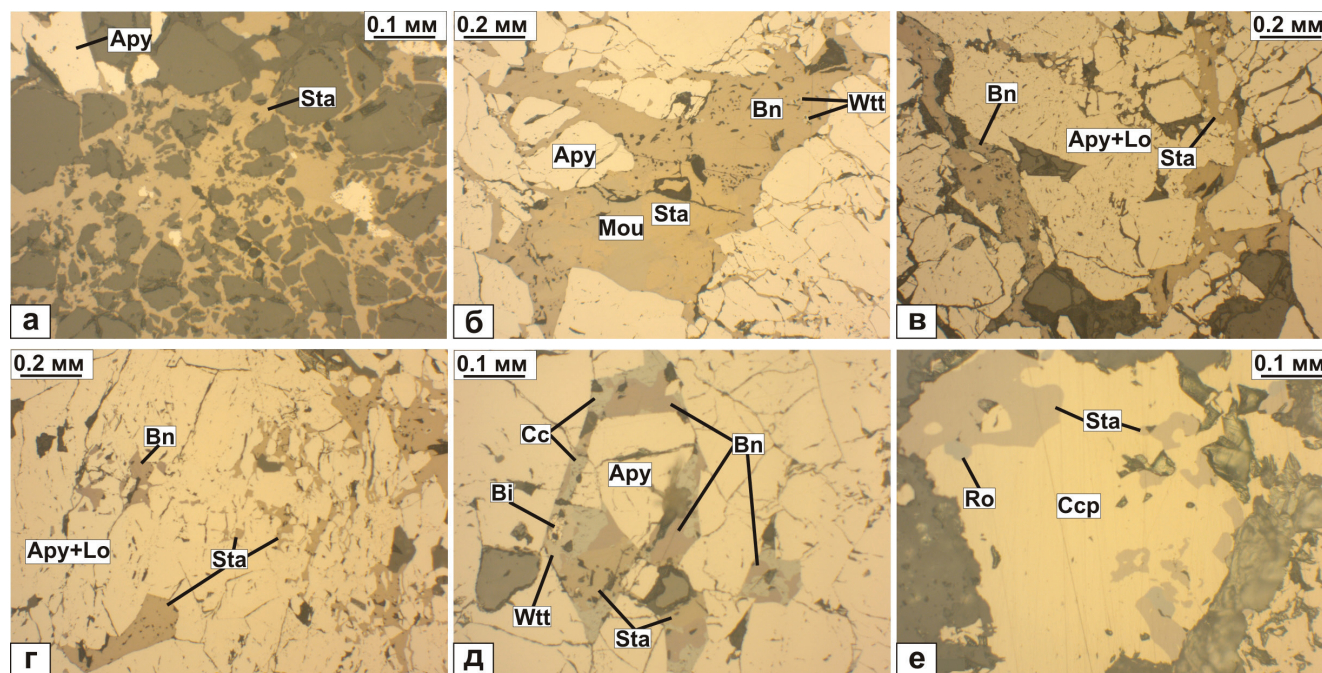


Рис. 6. Ассоциация сульфостаннатов Cu и Fe с сульфидами и сульфоарсенидами в рудах Правоярмийского месторождения: а – станноидит и арсенопирит, цементирующие брекчированный топаз (темное); б – прожилки станноидита, моусонита и борнита с включениями виттехинита в кристаллах арсенопирита; в, г – прожилки станноидита и борнита в брекчированном арсенопирит-леллингитовом агрегате; д – сросток станноидита, борнита, халькозина и виттихенита с включениями самородного висмута в трещинах кристаллов арсенопирита; е – сросток станноидита и рокезита в халькопирите.

Здесь и на рис. 7 – отраженный свет.

Fig. 6. Assemblage of Cu and Fe sulfostannates with Cu sulfides and sulfoarsenides in ores of the Pravaya Urma deposit: а – stannoidite and arsenopyrite among brecciated topaz; б – veinlets of stannoidite, mawsonite, and bornite with wittichenite inclusions in arsenopyrite crystals; в, г – veinlets of stannoidite and bornite in brecciated arsenopyrite-löllingite aggregate; д – intergrowth of stannoidite, bornite, chalcocite, and wittichenite with native bismuth inclusions in fractures of arsenopyrite crystals; е – intergrowth of stannoidite and roquesite in chalcopyrite.

Here and in Fig. 7 – reflected light.

от 5.0 мкм до 0.2 мм в других рудных минералах. Моусонит развивается на границе зерен касситерита, вероятно, замещая его. В моусоните присутствуют субграфические включения сульфида Ag и Cu (штрмейрита) (рис. 8а), ламелли халькопирита и самородного Bi. Размер зерен моусонита составляет 0.1–1.0 мм в метасоматитах – и от 5.0 мкм

до 0.2 мм во включениях. Рокезит, упоминающийся в работах предшественников (Семеняк и др., 1994), часто срастается с сульфостаннатами Cu и Fe (рис. 8е) и виттихенитом (рис. 8б). Самородное серебро найдено нами в виде включения в виттихените (рис. 8в).

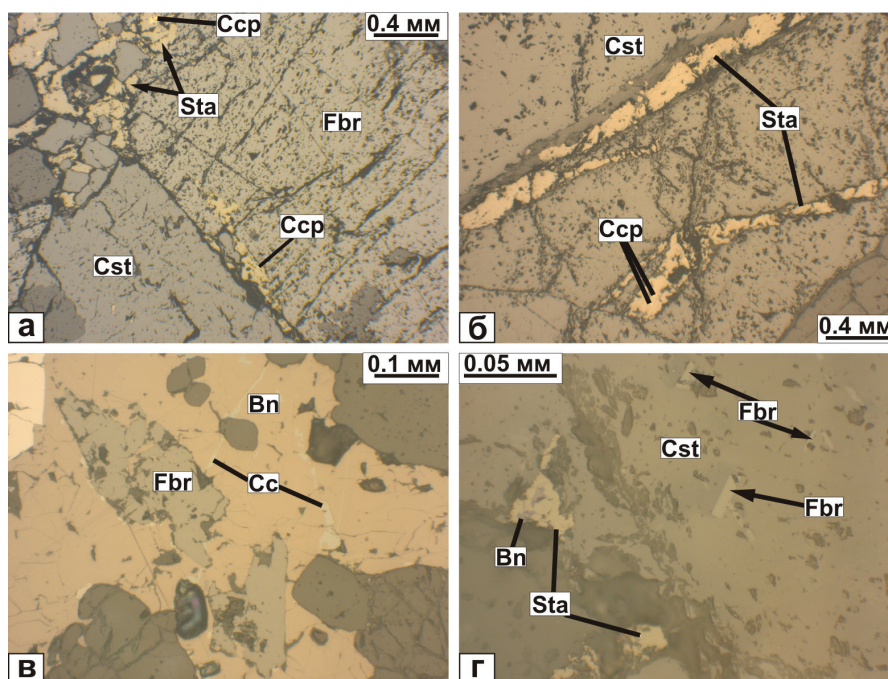


Рис. 7. Ассоциация станноидита с касситеритом, ферберитом, сульфидами Cu и сульфидами Cu и Fe в рудах Правояр-мийского месторождения: а – станноидит в сростках с халькопиритом в интерстициях, трещинах и на границе кассите-рита и ферберита; б – трещины в касситерите, выполненные станноидитом с включениями халькопирита; в – кристалл ферберита с включениями станноидита в борните с ламеллами халькозина; г – включения станноидита с борнитом и призматического вольфрамита в касситерите.

Fig. 7. Assemblage of stannoidite with cassiterite, ferberite, Cu sulfides, and Cu and Fe sulfides in ores of the Pravaya Urma deposit: а – stannoidite intergrown with chalcopyrite in interstices, fractures, and at the boundary of cassiterite and ferberite; б – fractures in cassiterite filled by stannoidite with chalcopyrite inclusions; в – ferberite crystal with stannoidite inclusions in bornite with chalcocite lamellae; г – inclusions of stannoidite with bornite and prismatic wolframite in cassiterite.

Таблица 5. Химический состав сульфостаннатов Cu и Fe (мас. %)

Table 5. Chemical composition of Cu and Fe sulfostannates (wt. %)

№ п/п	№ лаб.	S	Fe	Cu	Zn	Sn	Сумма	Формула
Моусонит								
1	20525g	28.72	12.78	44.17	0.00	13.47	99.14	$\text{Cu}_{6.21}\text{Fe}_{2.04}\text{Sn}_{1.01}\text{S}_8$
2	20525f	28.65	12.18	39.87	0.85	17.76	99.31	$\text{Cu}_{5.62}(\text{Fe}_{1.95}\text{Zn}_{0.12})_{2.07}\text{Sn}_{1.34}\text{S}_8$
3	20525p	27.60	12.20	41.50	1.19	18.34	100.83	$\text{Cu}_{6.07}(\text{Fe}_{2.03}\text{Zn}_{0.17})_{2.20}\text{Sn}_{1.44}\text{S}_8$
4	21156e	29.00	15.10	37.38	0.00	19.21	100.69	$\text{Cu}_{5.20}\text{Fe}_{2.39}\text{Sn}_{1.43}\text{S}_8$
5	22808a	29.29	12.72	43.66	0.00	14.25	99.92	$\text{Cu}_{6.02}\text{Fe}_{1.99}\text{Sn}_{1.05}\text{S}_8$
	Среднее	28.65	13.00	41.32	0.41	16.61	99.98	
	Стандартное отклонение	0.64	1.21	2.80	0.57	2.57	0.77	
Станнин								
6	21157g	27.27	9.01	43.6	0.00	19.55	99.43	$\text{Cu}_{3.23}\text{Fe}_{0.76}\text{Sn}_{0.77}\text{S}_4$
Станноидит								
7	22808d	29.21	11.46	39.24	1.48	18.32	99.72	$\text{Cu}_{8.13}(\text{Fe}_{2.70}\text{Zn}_{0.30})_{3.00}\text{Sn}_{2.03}\text{S}_{12}$
8	22807b	29.37	10.93	39.08	2.04	18.74	100.17	$\text{Cu}_{8.06}(\text{Fe}_{2.56}\text{Zn}_{0.41})_{2.97}\text{Sn}_{2.07}\text{S}_{12}$
9	22807i	29.49	11.25	38.87	1.66	18.59	99.86	$\text{Cu}_{7.98}(\text{Fe}_{2.63}\text{Zn}_{0.33})_{2.96}\text{Sn}_{2.04}\text{S}_{12}$
10	22881b	28.81	11.02	39.05	2.67	18.44	100.00	$\text{Cu}_{8.21}(\text{Fe}_{2.64}\text{Zn}_{0.55})_{3.19}\text{Sn}_{2.07}\text{S}_{12}$
	Среднее	29.22	11.17	39.06	1.96	18.52	99.94	
	Стандартное отклонение	0.30	0.24	0.15	0.53	0.18	0.19	

Примечание. Формулы рассчитаны на 8, 4 и 12 атомов S для моусонита, станнина и станноидита, соответственно.

Note. Formulas are calculated for 8, 4 and 12 S atoms for mawsonite, stannite and stannoidite, respectively.

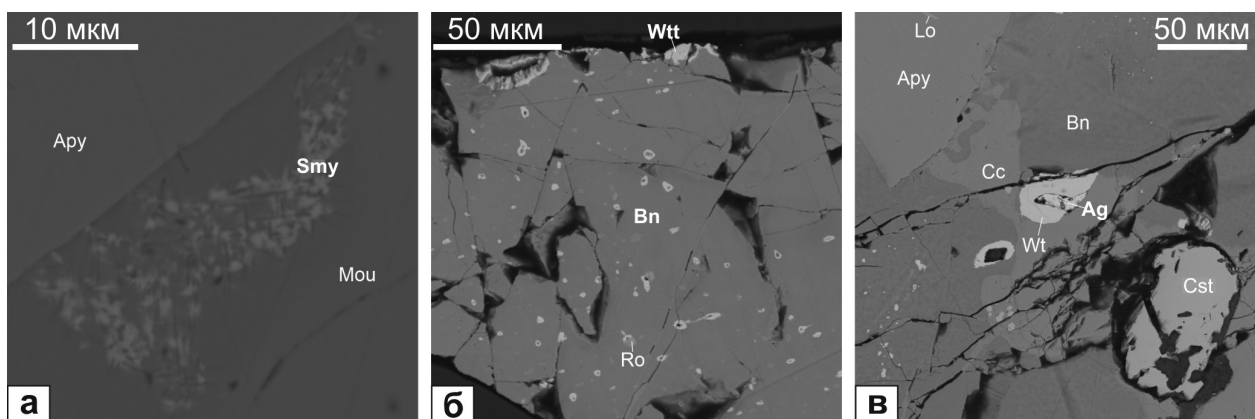
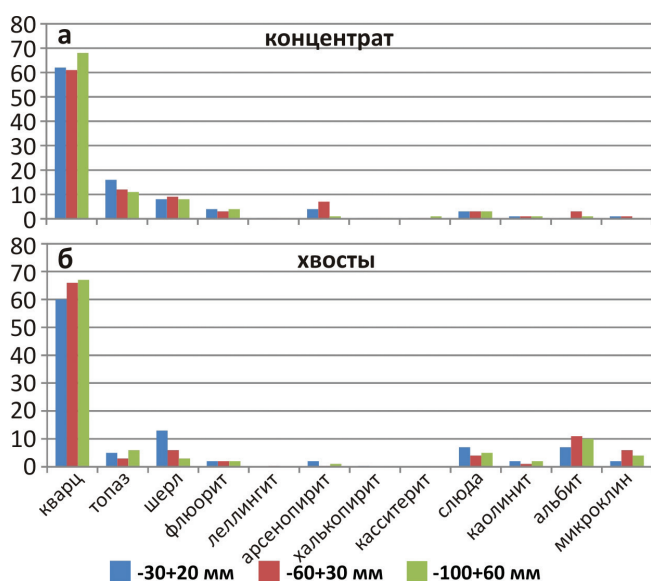


Рис. 8. Ассоциации редких минералов в рудах Правояурмийского месторождения: а – графическая структура штро-
мейерита в моусоните на контакте с арсенопиритом; б – включения виттихенита и рокезита в борните; в – включение
самородного серебра в виттихените, который сростается с халькозином и находится в борните, содержащем кристаллы
арсенопирита и леллингита.

BSE фото.

Fig. 8. Rare mineral assemblage in ores of the Pravaya Urma deposit: a – graphic structure of stromeyerite in mawsonite at the
contact with arsenopyrite; б – wittichenite and roquesite inclusions in bornite; в – native silver inclusion in wittichenite, which
is intergrown with chalcocite and occurs bornite with arsenopyrite and loellingite crystals.

BSE images.



Особенности минерального состава технологических продуктов

Метод РРС не позволил полностью отделить руды от рудовмещающих метасоматитов. В результате в концентрат попали жильные минералы (кварц, топаз, флюорит, турмалин), образующие сростки и содержащие включения рудных минералов (арсенопирит, лёллингит, халькопирит, касситерит) (рис. 9а). По сравнению с концентратами в хвостах увеличивается содержание кварца, полевых шпатов и слоистых силикатов (слюда, каолинита) и

Рис. 9. Распределение минералов в концентратах (а) и хвостах(б) рентген-радиометрической сепарации в зависимости от фракции.

Fig. 9. Distribution of minerals in concentrates (a) and technological tails (б) of X-ray radiometric separation depending on the fraction.

уменьшается количество рудных минералов и ассоциирующих с ними топаза и турмалина (рис. 9б). Рудной ассоциацией, включающей арсенопирит и лёллингит, обогащаются более тонкие гранулометрические классы. Содержание сульфостаннатов Cu и Fe в продуктах ниже предела обнаружения рентгенофазового анализа, но они установлены оптическими методами и подтверждены СЭМ с ЭДА.

В минеральном составе концентратов, полученных как на концентрационном столе (рис. 10а), так и методом флотогравитации (1 цикл) (рис. 10б), значительную долю занимают арсенопирит и лёл-

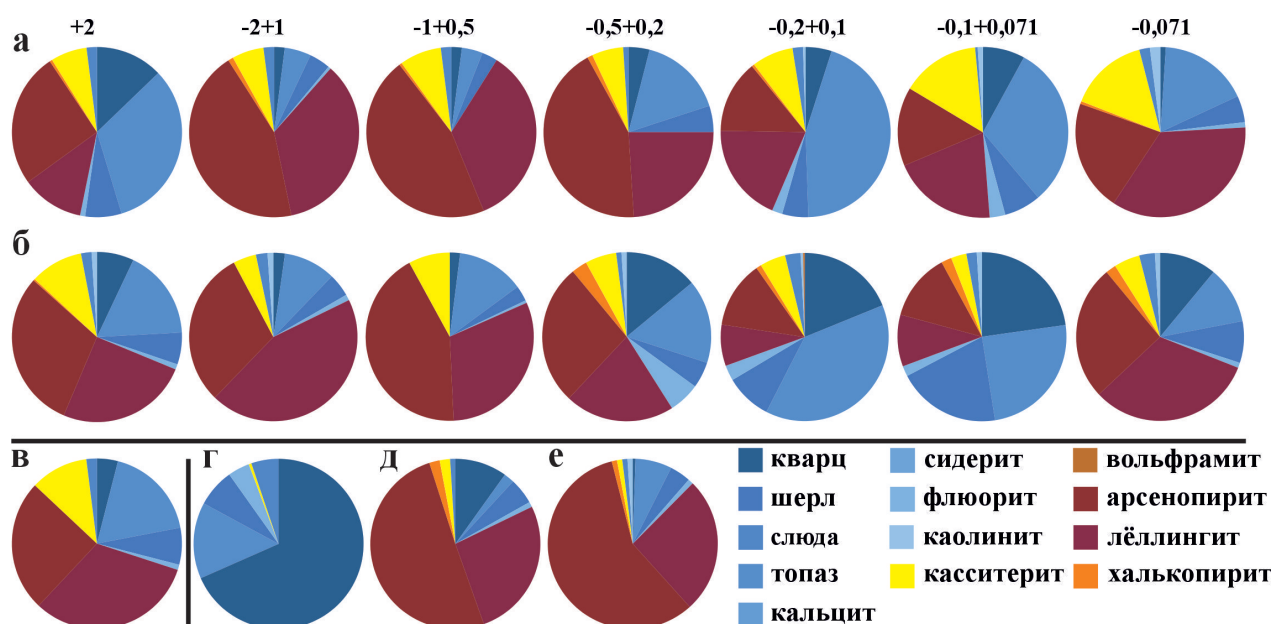


Рис. 10. Распределение минералов по фракциям в концентратах (а-в) и хвостах (г-е) руды Правоурмийского месторождения: а – гравииоконцентрат; б – концентрат флотогравитации первого цикла; в – концентрат флотогравитации после шлюзов; г – отвальные хвосты черного гравииоконцентрата; д – сульфидные хвосты отвальные первого цикла флотогравитации; е – сульфидные суммарные отвальные хвосты.

По результатам количественного рентгенофазового анализа, содержание сульфостаннатов Cu и Fe ниже предела обнаружения метода, они диагностированы оптическими методами и подтверждены СЭМ с ЭДА. Вертикальная черта между рис. 10б и рис. 10г – разделение концентратов и хвостов.

Fig. 10. Distribution of minerals by fractions in concentrates (a-b) and technological tails (г-е) of ore from the Pravaya Urma deposit: а – gravity concentrate; б – first cycle flotation gravity concentrate; в – flotation gravity concentrate after sluices; г – waste technological tails of rough gravity concentrate; д – sulfide technological tails from the first cycle gravity flotation; е – total sulfide technological tails.

According to the results of quantitative X-ray phase analysis, the amount of Cu and Fe sulfostannates is below detection limit, they were identified by optical microscopy and SEM-EDA. The vertical line between Fig. 10б and Fig. 10г is the separation of concentrates and technological tails.

лингит, максимальные содержания которых достигаются во фракциях (мм) от -2 до $+0.2$ и -0.071 (гравииоконцентрат) и $+0.200$ и -0.071 (флотогравииоконцентрат). Количество нерудной составляющей (кварц, полевые шпаты, слюда, турмалин, топаз, флюорит и карбонаты) в концентратах высокое, особенно, во фракциях $+2$ мм и диапазона от -0.2 до $+0.071$ (гравииоконцентрат, рис. 10а) и $+2$ и диапазона от -0.5 до $+0.071$ (флотогравииоконцентрат, рис. 10б). Концентраты флотогравитации от -0.5 до -0.071 мм содержат халькопирит (рис. 10б).

В гравииоконcentратах наименьшее содержание касситерита установлено в самой крупной ($+1$ мм) и самой мелкой (-0.071 мм) фракции. Относительное обогащение касситеритом и сульфостаннатами Cu и Fe наблюдается во фракциях $-0.1+0.071$ и -0.071 мм (рис. 10а). В грубых фракциях $+0.5$ мм до 10 % касситерита находится

в сростках с арсенопиритом. Границы сростаний искривленные, с проникновением зерен арсенопирита в касситерит и касситерита в арсенопирит. Во фракции -0.5 мм касситерит представлен, преимущественно, свободными частицами, содержащими тонкие ангедральные включения сульфостаннатов Cu и Fe, халькопирита, и присутствует в сростках с арсенопиритом и лёллингитом. В хвосты уходит часть касситерита в сростках с жильными минералами (рис. 10г) и в свободной форме.

В концентрате флотогравитации наиболее высокие концентрации касситерита выявлены во фракции $+2$ мм, наиболее низкие – во фракции $-0.1+0.071$ мм (рис. 10б). Здесь касситерит представлен как свободными частицами, так и сростками с арсенопиритом и лёллингитом и жильными минералами со сложными границами между минералами. Начиная с фракции -0.2 мм, частицы

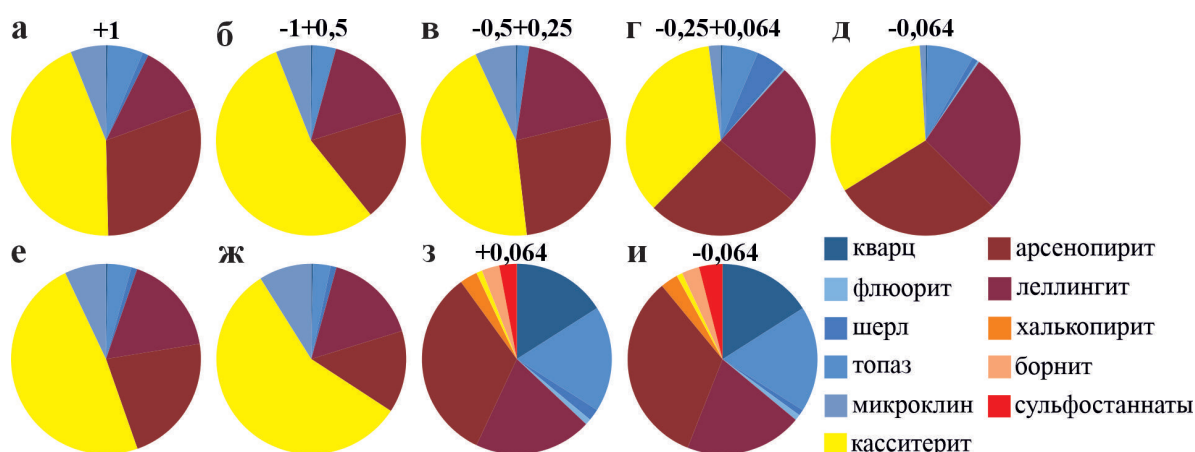


Рис. 11. Распределение минералов в черновых концентратах: исходном гравитационном по фракциям (а–д), продуктов обжига чернового концентрата (е, ж) и концентрата основной флотации общих хвостов –0.2 мм разных фракций (з, и).

Fig. 11. Distribution of minerals in rough concentrates: initial gravity concentrate by fraction (a–d), roasting products of rough concentrate (e, ж), and concentrate of main flotation of all technological tails of –0.2 mm of different fractions (з, и).

касситерита, преимущественно, свободные. В касситерите наблюдаются тонкие включения сульфидов Cu. Относительное обогащение сульфидами и сульфостаннатами Cu и Fe отмечено в тонких классах. В сульфидных отвальных хвостах находится до 2 мас. % касситерита в сростках с арсенопиритом, леллингитом и жильными минералами (рис. 10д).

В продукте, поступающем на винтовой шлюз (хвостах обогащения на концентрационном столе) и в концентрате винтового шлюза содержится меньше 0.5 мас. % касситерита. Концентрат после шлюзов обогащается касситеритом до 11 мас. % (рис. 10в). Частицы касситерита в концентрате, преимущественно, свободные, а также образуют сростки с жильными минералами, арсенопиритом и леллингитом. В касситерите наблюдаются включения сульфостаннатов Cu и Fe.

В суммарных сульфидных отвальных хвостах остается до 1 мас. % касситерита (рис. 10е), который представлен свободными частицами и сростками с жильными минералами, арсенопиритом, сульфидами и сульфостаннатами Cu и Fe. Размер частиц варьирует от 1 мм до шламовой фракции (–0.1 мм).

В черновом гравитационном концентрате (рис. 11а–д) и продуктах его обжига (рис. 11е, ж) преобладает касситерит, арсенопирит и леллингит имеют подчиненное значение. В тонких классах уменьшается содержание касситерита, а суммарное количество леллингита и арсенопирита увеличивается. Содержание леллингита увеличивается относительно арсенопирита. Халькопирит, борнит, сульфостаннаты Cu и Fe имеют подчиненное зна-

чение. Суммарное содержание нерудных минералов составляет около 10 мас. %. Среди них преобладают микроклин, топаз и турмалин; флюорит и кварц находятся в следовых (от >0.3 до <0.5 мас. %) количествах.

В концентрате основной флотации общих хвостов фракций от –0.2 до +0.064 и –0.064 мм (рис. 11з, и) преобладают арсенопирит и леллингит (суммарно 53 мас. % при соотношении ~3 : 2). Халькопирит, борнит и сульфостаннаты Cu и Fe находятся примерно в равных соотношениях, их суммарное содержание около 10 мас. %. Среди жильных минералов преобладают кварц и топаз, в незначительном количестве присутствуют турмалин и флюорит. Состав фракций от –0.2 до +0.064 и –0.064 мм практически идентичен с небольшим накоплением сульфостаннатов Cu и Fe в самой тонкой фракции (рис. 11и).

Таким образом, анализ продуктов технологического передела показывает, что сульфостаннаты Cu и Fe незначительно концентрируются в тонких классах уже на начальном этапе РРС из-за ассоциации с сульфоарсенидами и мелких размеров зерен. На горизонтах 1580, 1569 и 1560 м значительная доля сульфостаннатов Cu и Fe присутствует в виде включений в касситерите, соответственно, в гравитационный концентрат они попадают как совместно с касситеритом, так и в ассоциации с арсенопиритом, леллингитом и сульфидами. РРС и гравитационное обогащение не позволяют эффективно разделить «касситеритовые» и «сульфостаннатные» ассоциации. Дальнейшее разделение путем применения гравитационных и флотационных методов

приводит к концентрированию сульфостаннатов Cu и Fe в тонких фракциях совместно с сульфидами Cu, арсенопиритом и лёллингитом. Касситеритовые концентраты содержат сульфостаннаты Cu и Fe в основном, в виде включений в касситерите. При пирометаллургическом воздействии на черновые гравиконцентраты включения сульфостаннатов Cu и Fe в касситерите сохраняются. Флотация продукта после винтового шлюза позволяет получить сульфидный концентрат, обогащенный сульфостаннатами Cu и Fe.

ОБСУЖДЕНИЕ

Объекты-аналоги

Ближайшими аналогами изученного месторождения по присутствию в рудах парагенезиса касситерита со станнин-моусонит-станноидит-борнит-халькопиритовой минерализацией и висмутовыми сульфосолями являются месторождения Хинганско-Олонойского района на Дальнем Востоке (Хинганское, Верхнее, Каменистое). Хинганское оловорудное месторождение разрабатывалось с 1946 по 2005 гг., в 2006 г. добыча была прекращена. Верхнее месторождение было открыто в 1956 г., а его разработка прекращена в 1990-е гг. Каменистое месторождение было открыто в 1978 г., геологические работы по его изучению проведены в 1979–1990 гг. наземными и подземными выработками. Эксплуатационные работы на месторождении Каменистое не проводились. Эти месторождения локализованы в области постколлизийной тектоно-магматической активизации и генетически связаны с субэвральными излияниями и экструзиями риолитов. Хинганское месторождение приурочено к центральной части вулcano-тектонической структуры, продуктивный парагенезис относится к топаз-слюдистым грейzenам. Верхнее и Каменистое месторождения расположены вблизи контакта вмещающих вулканитов и пород фундамента, прорванных интрузиями гранитоидов. Здесь развиты топаз-слюдистые грейзены с оторочками кварц-турмалиновых и хлоритовых метасоматитов (Коростелев и др., 2000). Вещественный состав руд и метасоматитов этих месторождений отличается высокими концентрациями F, который входит в состав флюорита и топаза, а также повышенным содержанием In и редких металлов (Коростелев и др., 2000).

Подобно месторождениям Хинганско-Олонойского района Правурмийское месторождение также локализовано в нижнемеловой вулcano-тектонической постройке, сложенной, преимущественно, риолитами, прорванными кислыми интрузиями. Считается, что эти постройки являются частями одной крупной Сунхуацзян-Баджальской (Хинганско-Охотской) вулcano-плутаногенной системы (Забродин, 2018). Рудная минерализация перечисленных объектов приурочена к кварц-мусковитовым, кварц-биотитовым, кварц-топазовым, кварц-турмалиновым грейzenами и хлорит-серицитовым метасоматитам (табл. 1). Рудные ассоциации имеют черты сходства, в том числе повышенные концентрации Zn в сульфостаннатах. С описанными геологическими структурами в Баджальском рудном районе связан ряд рудопроявлений и точек оловянной минерализации (Олимпийское и др.), часть из которых недоразведаны. Вероятно, в них следует ожидать сходную минералогическую руд.

Химические особенности сульфостаннатов

Химический состав станнина, моусонита и станноидита в рудах Правурмийского месторождения непостоянен. Формулы отличаются от стехиометрических. Состав изученных нами сульфостаннатов Cu и Fe сходен с составом станнина и моусонита, опубликованным ранее (Chikisheva et al., 2019). На диаграмме (рис. 12) показано, что станнин, моусонит, станноидит и халькопирит формируют область составов с переменными содержаниями Cu, Fe и Sn. Переменный состав сульфидов указывает на их образование в результате распада твердого раствора (Добровольская и др., 2008).

Помимо основных компонентов, станноидит, станнин и моусонит могут содержать некоторое количество Zn. Количество Zn в станноидите Правурмийского месторождения варьирует (мас. %) от 1.48 (Курков и др., 2022ф; Chikisheva et al., 2019) до 2.67 мас. % (табл. 5), в моусоните – от 0.85 до 1.19 мас. % (табл. 5). Станноидит с примесью Zn 3.51–3.90 мас. % описан на Хинганском месторождении (Коростелев и др., 2000). Более низкие содержания Zn (0.39–0.55 мас. %) зафиксированы в станноидите Верхнего месторождения (Коростелев и др., 2000). В составе станнина из месторождения Пыр-кай (Чукотка) примесь Zn достигает 3.74 мас. % (Белогуб и др., 2022ф).

Ранее было экспериментально показано, что станноидит, содержащий 3 мас. % Zn, разлагается

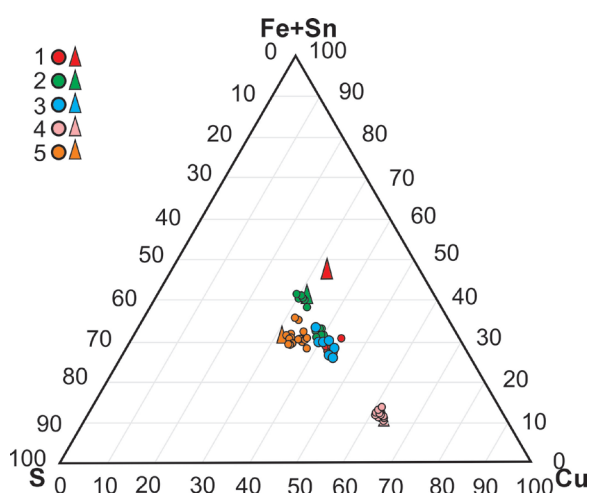


Рис. 12. Сравнительный состав минералов из руд Правоурмийского месторождения (треугольники – идеальный состав, круги – реальные минералы): 1 – моусонит; 2 – станнин (Chikisheva et al., 2019); 3 – сульфостаннаты Cu и Fe – станноидит, станнин, моусонит (наши данные); 4 – борнит; 5 – халькопирит (Chikisheva et al., 2019).

Fig. 12. Comparative composition of some minerals from the Pravaya Urma deposit (triangles – ideal composition, circles – real minerals): 1 – mawsonite; 2 – stannite (Chikisheva et al., 2019); 3 – Cu and Fe sulfostannates – stannoidite, stannite, mawsonite (our data); 4 – bornite; 5 – chalcopyrite (Chikisheva et al., 2019).

на борнит, станнин и халькопирит примерно при температуре 500 °C, а станноидит без Zn стабилен до 800 °C (Lee et al., 1975). Температурный диапазон стабильности цинксодержащего станноидита может сильно варьировать в зависимости от содержания Zn (Lee et al., 1975). Экспериментальными данными также доказано, что температура 462 ± 5 °C является критической для существования твердого раствора халькопирита со станнином, выше которой халькопирит может содержать в твердом растворе станнин до 39 мас. %, в то время как ниже этой температуры – менее 3 мас. % (Moh, 1975). Станноидит устойчив при температуре ниже 410 °C, а в ассоциации с борнитом – выше 385 °C (Чвилева и др., 1988) Установлено также, что образование ассоциации моусонит, станноидит, борнит и халькопирит происходит в условиях более высокой фугитивности S, нежели ассоциации станнин, станноидит, борнит и халькопирит (Lee et al., 1975).

Наличие моусонита и станноидита в ассоциации с халькопиритом и борнитом в рудах, повышенные концентрации Zn в станноидите Правоурмийского месторождения можно трактовать в пользу средних температур (ниже 500 °C, но выше 385 °C) формирования ассоциации станноидит-моусонит-

халькопирит-борнит. Отсутствие станнина на более глубоких горизонтах (1580, 1569 и 1560 м) указывает на возрастание фугитивности S с глубиной.

Вертикальная минералогическая зональность

Вертикальная зональность на Правоурмийском месторождении, проявленная в уменьшении содержания касситерита и увеличении доли сульфостаннатов Cu и Fe с глубиной на горизонтах 1600, 1580, 1569 и 1560 м, может быть связана с разной интенсивностью тектонического напряжения. Периоды сжатия неоднократно сменялись периодами относительного покоя или слабого растяжения, сопровождавшимися поступлением новых порций рудоносных растворов. На глубоких и самых верхних горизонтах стрессовый процесс был проявлен менее значительно (Семеняк и др., 2014).

Станнин, найденный предшественниками (Чижишева, 2021; Семеняк, Недашковский, 1991) и изученный нами в технологических продуктах, полученных из смешанных руд, замещается моусонитом и станноидитом. Касситерит с глубиной встречается реже, становится зональным. На горизонтах 1600, 1580, 1569 и 1560 м он образует более сложные сростки с жильными минералами, сульфидоарсенидами, сульфидами Cu, сульфостаннатами Cu и Fe, содержит включения арсенопирита, халькопирита, борнита, станноидита. Увеличивается количество вольфрамит (ферберита) на горизонтах 1532 м и ниже. Подобная минералогическая зональность описана на вольфрам-оловянном месторождении Тигриное (Дальний Восток), где с глубиной наблюдалось уменьшение доли касситерита и увеличение – станнина от горизонта 770 м к горизонту 850 м с последующим ростом доли касситерита от горизонта 850 м к горизонту 930 м. Состав вольфрамит с глубиной менялся от более марганцовистого к более железистому (Попов, Попова, 1992). Возрастание количества станнина с глубиной отмечалось и на Хетинском месторождении олова (Назарова и др., 1981).

Таким образом, некоторые объекты грейзеновой формации Дальнего Востока характеризуются увеличением роли сульфостаннатов Cu и Fe с глубиной и уменьшением роли касситерита, что может свидетельствовать о росте окислительного потенциала среды и сопряженном уменьшении активности сульфидной серы в объектах, генетически связанных с субэвральным и малоглубинным гранитоидным магматизмом.

Основные сложности при переработке руд

Ранее в рудах Правоурмийского месторождения установлено преобладание касситерита над сульфостаннатами Cu и Fe и вольфрамитом (Семеняк, Недашковский, 1991; Chikisheva et al., 2019, Курков и др., 2022ф), что подтверждается и нашими исследованиями. Среди сульфостаннатов Cu и Fe станнин и моусонит чаще встречались, чем станноидит (Чикишева и др., 2018а). В рудах от горизонта 1600 м к горизонту 1560 м количество станноидита возрастает, и он преобладает над моусонитом. Станнин определен только в одном случае в гравитационном концентрате, полученном из смешанных руд.

Форма, размер зерен, состав минералов Sn и результаты минералогического анализа технологических продуктов указывают на необходимость применения многостадийного дробления с выделением промежуточных продуктов, гравитационного обогащения и последующей селективной флотации промпродуктов для разделения касситерита и сульфостаннатов Cu и Fe и наиболее полного извлечения Sn из руд. При этом следует учитывать возможность переизмельчения и ошламования касситерита (Курков и др., 2022ф). С другой стороны, при недостаточном дроблении касситерит может уходить в хвосты в сростках с нерудными минералами и в виде включений в них, а при использовании флотационных методов – с арсенопиритом и лёллингитом (Чикишева и др., 2018б). Сульфостаннаты Cu и Fe ввиду тесных сростаний с сульфидами Cu и минералами As при проведении флотации будут извлекаться в сульфидный концентрат с высоким содержанием As (Чикишева и др., 2018а). В опытах по прокаливанию черновых гравеоцентрированных в атмосфере воздуха сульфостаннаты Cu и Fe сохранялись во включениях в касситерите.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные формы нахождения Sn на Правоурмийском месторождении – касситерит и сульфостаннаты Cu и Fe (станноидит, моусонит, станнин). Медь концентрируется в сульфостаннатах, халькопирите, борните, халькозине, штроейрите, виттихените и блеклых рудах. Серебро, которое также входит в состав сульфидов (штроейрит), образует изоморфную примесь в халькозине, борните, виттихените и блеклых рудах, также обнаружено в самородной форме. Индий присутствует в форме

рокезита. Сурьма – в форме тетраэдрита. Широко распространены самородный Bi и виттихенит. Вольфрам заключен в вольфрамите, в том числе ферберите.

Вертикальная минералогическая зональность на Правоурмийском месторождении проявлена в уменьшении доли касситерита и увеличении доли сульфостаннатов Cu и Fe с глубиной на горизонтах 1600, 1580, 1569 и 1560 м, ниже такая зональность не прослеживается. В пределах этих горизонтов установлены только моусонит и станноидит с преобладанием последнего с глубиной. Касситерит на горизонтах 1600, 1580, 1569 и 1560 м находится в сложных сростаниях и содержит многочисленные включения сульфидов Cu, сульфидов Cu и Fe, сульфостаннатов Cu и Fe. Глубже количество касситерита уменьшается. Вертикальная зональность связана с увеличением окислительного потенциала и уменьшением фугитивности серы в рудообразующих флюидах в верхних горизонтах месторождения относительно нижних.

Основные потери Sn в хвостах обогащения связаны с переизмельчением касситерита и сростков сульфостаннатов Cu и Fe с халькопиритом, борнитом, халькозином, арсенопиритом и лёллингитом. При флотации хвостов сульфостаннаты Cu и Fe концентрируются в медном сульфидном концентрате. По мере продвижения отработки горизонтальными выработками в пределах горизонтов 1600, 1580, 1569 и 1560 м и соответственного увеличения доли сульфостаннатов Cu и Fe среди форм Sn, проблема недоизвлечения Sn в форме сульфостаннатов Cu и Fe будет возрастать как из-за их склонности образовывать тесные ассоциации с арсенопиритом, лёллингитом и сульфидами, так и в связи с мелкими размерами их зерен.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев В.И. (1987) Структурные условия локализации оловоносных метасоматитов на одном из месторождений Баджальского рудного района (Приамурье). *Записки ЛГИ им. Г.В. Плеханова*, 112, 51–56.
- Алексеев В.И., Марин Ю.Б., Гавриленко В.В. (2019) Редкометалльная минерализация оловорудных проявлений в районе развития литий-фтористых гранитов (Верхнеурмийский рудный узел, Приамурье). *Тихоокеанская геология*, 38(2), 27–40. <https://doi.org/10.30911/0207-4028-2019-38-2-27-40>
- Банщикова Т.С., Крюкова Г.В. (1988) Типоморфные особенности минералов Правоурмийского месторождения / Минералогия месторождений Дальнего Востока. Владивосток, ДВО АН СССР, 50–57.

- Белогуб Е.В., Новоселов К.А., Рожкова Е.А., Блинов И.А., Рассомахин М.А. (2022ф) Вещественный состав руд месторождения Пыркакай. Информационный отчет. Миасс, ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 73 с.
- Болотников А.Ф., Кравченко Н.С., Крутов Н.К. (1975) Магматизм и рудоносность Баджальского района. Хабаровск, ДВИМС, 319 с.
- Брусницын А.И., Панова Е.Г., Смоленский В.В. (1993) Находка гранитов литий-фтористого геохимического типа в пределах Верхнеурмийского рудного узла. *Известия вузов. Геология и разведка*, (6), 150–151.
- Гавриленко В.В., Панова Е.Г. (2001) Геохимия, генезис и типоморфизм минералов месторождений олова и вольфрама. СПб, Невский курьер, 256 с.
- Гавриленко В.В., Ефименко С.А., Ткаченко Г.А., Панова Е.Г., Погребс Н.А. (1992) Геолого-структурные и минералого-геохимические особенности Правоурмийского оловорудного месторождения. *Геология рудных месторождений*, (6), 34–47.
- Гоневчук В.Г. (2002) Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. Владивосток, Дальнаука, 297 с.
- Гоневчук В.Г., Семеняк Б.И., Ишихара С. и др. (1998) Возраст оловоносных грейзенов Приамурья и некоторые вопросы генезиса оловянной минерализации (Россия). *Геология рудных месторождений*, 40(4), 326–335.
- Гоневчук В.Г., Семеняк Б.И., Коростелев П.Г. (2000) Хингано-Охотский металлогенический пояс в концепции террейнов / Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток, Дальнаука, 1, 35–54.
- Гульбин Ю.Л., Евангулова Е.Б. (1987) Гидротермально-метасоматические образования Правоурмийского месторождения. *Записки ЛПИ им. Г.В. Плеханова*, 112, 39–50.
- Добровольская М.Г., Генкин А.Д., Бортников Н.С., Голованова Т.И. (2008) Необычные структуры сростаний сфалерита, халькопирита и станнина в оловорудных месторождениях. *Геология рудных месторождений*, 50(1), 83–94.
- Забродин В.Ю. (2018) Структура и эволюция Баджальского вулканоплутонического ареала (Дальний Восток). *Региональная геология и металлогения*, (75), 49–59.
- Зайков В.В., Херрингтон Р. (1998) Моусонит из продуктов субмарийного окисления Молодежного медноколчеданного месторождения (Южный Урал). *Уральский минералогический сборник*, (8), 26–30.
- Изоитко В.М. (1989) Технологическая минералогия вольфрамовых руд. Л., Наука, 232 с.
- Коваленкер В.А., Некрасов И.Я., Малов В.С. (1986) Минералогия и парагенезисы сульфостаннатов Cu и Fe в золото-серебряных месторождениях. *Геология рудных месторождений*, (3), 67–84.
- Колотов С.В., Гмыра В.Г. (1990) Редкие минералы Молодежного медноколчеданного месторождения. *Ежегодник-1989*. Свердловск, ИГГ УрО АН СССР, 80–82.
- Коростелев В.Ю., Семеняк Б.И., Демашов С.Б., Кокорин А.М., Кокорина Д.К., Недашковский А.П., Сивяков Е.Я. (2000) Некоторые особенности состава руд оловянных месторождений Хингано-Олонойского района / Рудные месторождения континентальной окраины. Владивосток, Дальнаука, 2(1), 202–225.
- Коростелев П.Г., Гоневчук В.Г., Гореликова Н.В., Екимова Н.И., Кононов В.В., Орехов А.А., Семеняк Б.И., Сучков В.И. (2016) Оловянно-редкоземельные грейзены Солнечного касситерит-силикатного месторождения (Дальний Восток, Россия). *Тихоокеанская геология*, 35(1), 66–80.
- Кривовичев В.Г., Брусницын А.И., Зайцев А.Н. (1996) Абсолютный возраст и геохимические особенности гранитов Верхнеурмийского массива (Приамурье, Дальний Восток). *Геохимия*, (2), 106–111.
- Крымский Р.Ш., Гавриленко В.В., Беляцкий Б.В., Смоленский В.В., Левский Л.К. (1997) Возраст и генезис W-Sn минерализации Верхнеурмийского рудного поля (Приамурье) по Sm-Nd и Rb-Sr изотопным данным. *Петрология*, 5(5), 552–560.
- Курков А.В., Ожогина Е.Г., Аввакумова Д.С., Жукова В.Е., Кривошеков Н.Н., Рассулов В.А., Шувалова Ю.Н., Каплин А.И., Кыдзы М.В., Гришаев Г.С., Фокин М.А. (2022ф) Отчет I периода «Проведение технологических исследований на представительной пробе руды Правоурмийского месторождения». М., ВИМС, 54 с.
- Лишневецкий Э.Н., Гершаник С.Ю. (1992) Объемное строение Баджальского оловорудного района в Приамурье. *Геология рудных месторождений*, 34(1), 80–94.
- Масленников В.В., Аюпова Н.Р., Масленникова С.П., Третьяков Г.А., Мелекесцева И.Ю., Сафина Н.П., Белогуб Е.В., Ларж Р.Р., Данюшевский Л.В., Целуйко А.С., Гладков А.Г., Крайнев Ю.Д. (2014) Токсичные элементы в колчеданообразующих системах. Екатеринбург, РИО УрО РАН, 340 с.
- Методические рекомендации по применению Классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых (оловянные руды) (2007). М., ФГУ ГКЗ, МПР России, 42 с.
- Митрофанов Н.П., Руднев В.В. (2014) Состояние и использование минерально-сырьевой базы вольфрама Российской Федерации. *Отечественная геология*, (4), 3–10.
- Молошаг В.П., Викентьев И.В., Гуляева Т.Я., Тесалина С.Г. (2005) Борнитовые руды колчеданных месторождений Урала. *Литосфера*, (3), 99–116.
- Назарова А.С., Рябева Е.Г., Юркина К.В., Зенкина Н.И. (1981) Исследование станнина из месторождений касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формаций. *Новые данные о минералах СССР*, 29, 86–93.
- Огнянов Н.В. (1986) Геология оловорудных районов и месторождений Хингано-Охотской оловоносной области / Геология оловорудных месторождений СССР. М., Недра, т. 2, кн. 1, 340–399.
- Плотинская О.Ю., Грознова Е.О., Коваленкер В.А., Новоселов К.А., Зелтманн Р. (2009) Минералогия и условия образования руд Березняковского рудного поля (Южный Урал, Россия). *Геология рудных месторождений*, 51(5), 414–443.

- Попов В.А., Попова В.И. (1992) Методика и результаты минералогического картирования вольфрамо-оловянного месторождения Тигриное (Приморье). Екатеринбург, Наука, 92 с.
- Попова В.И., Попов В.А., Коростелев П.Г., Орловский В.В. (2013) Минералогия руд W-Sn месторождения Тигриное на Сихотэ-Алине и перспективы его освоения. Екатеринбург, РИО УрО РАН, 132 с.
- Прокин В.А., Нечеухин В.М., Буслаев Ф.П. и др. (1988) Медноколчеданные месторождения Урала. Геологическое строение. Свердловск, УрО АН СССР, 240 с.
- Пшеничный Г.Н. (1975) Гайское медноколчеданное месторождение Южного Урала. М., Наука, 187 с.
- Сафина Н.П., Обухов А.А., Блинов И.А. (2015) Минералы олова и серебра из Николаевского золоторудного месторождения (Енисейский край, Красноярский край, Россия). *Минералогия*, (2), 3–8.
- Семеняк Б.И. (1983) О «цвитерах» Верхнеурмийского рудного узла / Рудные месторождения Дальнего Востока. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 20–25.
- Семеняк Б.И. (1987) Зональность Верхнеурмийского рудного узла / Глубинность распространения и элементы зональности эндогенной минерализации Дальнего Востока. Владивосток, ДВО АН СССР, 155–163.
- Семеняк Б.И. (2014) Тектурно-структурные особенности руд Правоурмийского месторождения как отражение условий его генезиса (Хабаровский край, Россия). *Тихоокеанская геология*, 33(4), 28–41.
- Семеняк Б.И., Недашковский А.П. (1991) Сульфостаннаты Cu и Fe и железа в рудах Правоурмийского месторождения. *Тезисы конференции «Рудные месторождения Дальнего Востока – минералогические критерии прогноза, поисков и оценки»*. Владивосток, ДВГИ ДВО АН СССР, 11–12.
- Семеняк Б.И., Ефименко С.А., Коростелев П.Г., Ткаченко Г.А. (1988) Металлогения Баджалского рудного района / Металлогения главных оловорудных районов Дальнего Востока. Владивосток, ДВО АН СССР, 57–84.
- Семеняк Б.И., Недашковский А.П., Никулин Н.Н. (1994) Минералы индия в рудах Правоурмийского месторождения (Дальний Восток России). *Геология рудных месторождений*, 36(3), 230–236.
- Семеняк Б.И., Пахомова В.А., Залищак Б.Л., Коростелев П.Г. (1997) Некоторые особенности молибденовой минерализации Правоурмийского месторождения (Приамурье). *Тихоокеанская геология*, 16(4), 102–113.
- Семеняк Б.И., Родионов С.М., Гоневчук В.Г., Коростелев П.Г., Кокорин А.М. (2006) Правоурмийское месторождение / Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Владивосток, Дальнаука, кн. 2, с. 604–611.
- Ханчук А.И., Голозубов В.В., Бялобжеский С.Г., Попеко Л.И., Родионов С.М. (2006) Кратоны и орогенные пояса Востока России / Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Владивосток, Дальнаука, кн. 1, с. 93–225.
- Цветков Л.П. (1981) Особенности кристалло-морфологической зональности Пырकाкайских и Пыт-лянских оловорудных штоковерков на Чукотке. *Записки ВМО*, 110(5), 559–569.
- Чвилева Т.Н., Безсмертная М.С., Спиридонов Э.М., Агроскин А.С., Папаян Г.В., Виноградова Р.А., Лебедева С.И., Завьялов Е.Н., Филимонова А.А., Петров В.К., Раутиан Л.П., Смешникова О.Л. (1988) Справочник-определитель рудных минералов в отраженном свете. М., Недра, 504 с.
- Чикишева Т.А., Прокопьев С.А., Прокопьев Е.С., Карпова А.Г. (2018а) Минералого-технологические особенности оловянной руды Правоурмийского месторождения (Хабаровский край). *Разведка и охрана недр*, (10), 55–59.
- Чикишева Т.А. (2021) Минералого-технологические характеристики руды Правоурмийского месторождения олова (Хабаровский край). Дисс. на соиск. степ. канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 139 с.
- Чикишева Т.А., Прокопьев С.А., Карпова А.Г., Прокопьев Е.С., Демин И.А. (2018б) Минералого-технологические особенности касситерита и вольфрамита Правоурмийского месторождения и возможность их комплексного извлечения из руды / Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии. Благовещенск, ИГиП ДВО РАН, 103–106.
- Чистякова Н.И., Нечелюстных Г.Н., Завьялов Е.Н. (1982) Станноидит из Невского оловорудного месторождения. *Минералогический журнал*, 4(4), 58–66.
- Шувалов В.Б., Азина Г.Х., Сапин В.И. (1990) Станноидит из оловянных руд Центрального, Хинганского и Карадубского месторождений / Минеральные ассоциации месторождений олова и вольфрама на Дальнем Востоке. Владивосток, ДВГИ ДВО АН СССР, 116–120.
- Юргенсон Г.А. (2021) Редкие земли в руде Букуинского месторождения вольфрама (Восточное Забайкалье). *Литосфера*. 21(1), 90–102. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-1-90-102>
- Alekseev V.I., Marin Yu.B. (2021) Ferrokösterite and kösterite in greisens associated with lithium–fluorine granites of the Russian Far East. *Geology of Ore Deposits*, (8), 850–856. <https://doi.org/10.1134/S107570152108002X>
- Antony J.W. et al. (1990) Handbook of mineralogy. Vol. V. Tucson, Mineral Date Publishing, 600 p.
- Barriga F.J.A.S., Carvalho D. (eds.) (1997) Geology and VMS deposits of the Iberian Pyrite Belt. Guidbook series. Vol. 27. Lisbon, 192 p.
- Chikisheva T., Prokopyev S., Kolesov E., Kilin V., Karpova A., Prokopyev E., Tukuser V. (2019) Mineralogical and technological features of tin minerals at Pravourmiysky deposit (Khabarovsk region). *14th International Congress for Applied Mineralogy (ICAM 2019)*. Belgorod, Belgorod State Technological University, 49–52.
- Lee M.S., Takenouchi S., Imai H. (1975) Syntheses of stannoidite and mawsonite and their genesis in ore deposits. *Economic Geology*, 70(4), 834–843. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.70.4.834>

Moh G. (1975) Tin-containing mineral systems. Part II: Phase relations and mineral assemblages in the Cu-Fe-Zn-Sn-S system. *Chemie der Erde*, 34, 1–61.

REFERENCES

Alekseev V.I. (1987) Structural localization conditions of Sn-bearing metasomatites at a deposit of the Badzhal ore region (Amur region). *Zapiski LGI im. G.V. Plekhanova (Proceedings of Plekhanov Leningrad State University)*, 112, 51–56. (in Russian)

Alekseev V.I., Marin Yu.B. (2021) Ferrokösterite and kösterite in greisens associated with lithium–fluorine granites of the Russian Far East. *Geology of Ore Deposits*, (8), 850–856. <https://doi.org/10.1134/S107570152108002X>

Alekseev V.I., Marin Yu.B., Gavrilenko V.V. (2019) Rare-metal mineralization of Sn occurrences in the area of Li–F granites (Verkhneurmiskiy ore cluster, Amur region). *Russian Journal of Pacific Geology*, 38(2), 120–131. <https://doi.org/10.1134/S1819714019020027>

Antony J.W. et al. (1990) Handbook of mineralogy. Vol. V. Tucson, Mineral Date Publishing, 600 p.

Banshchikova T.S., Kryukova G.V. (1988) Typomorphic features of minerals of the Pravaya Urma deposit. In: Mineralogiya mestorozhdeniy Dal'nego Vostoka (Mineralogy of deposits of the Far East). Vladivostok, DVO AN SSSR, 50–57. (in Russian)

Barriga F.J.A.S., Carvalho D. (eds.) (1997) Geology and VMS deposits of the Iberian Pyrite Belt. Guidbook series. Vol. 27. Lisbon, 192 p.

Belogub E.V., Novoselov K.A. (2017) Unpublished report on mineral composition of ores from the Pyrkakai deposit. Miass, IMin UrO RAN, 50 p. (in Russian)

Bolotnikov A.F., Kravchenko N.S., Krutov N.K. (1975) Magmatic and ore potential of the Badzhalsky region. Khabarovsk, DVIMS, 319 p. (in Russian)

Brusnitsyn A.I., Panova E.G., Smolensky V.V. (1993) The finding of Li–F granites within the Upper Urma ore cluster. *Izvestiya vuzov. Geologiya i razvedka (Bulletin of Universities. Geology and Exploration)*, (6), 150–151. (in Russian)

Chikisheva T.A. (2021) Mineralogical and technological characteristics of ore of the Pravaya Urma Sn deposit (Khabarovsk krai). Dissertation of Candidate of Geological and Mineralogical Sciences. Irkutsk, 139 p. (in Russian)

Chikisheva T.A., Prokopyev S.A., Prokopyev E.S., Karpova A.G. (2018) Mineralogical and technological features of Sn ore of the Pravaya Urma deposit (Khabarovsk krai). *Razvedka i okhrana nedr (Prospect and Protection of Mineral Resources)*, (10), 55–59. (in Russian)

Chikisheva T.A., Prokopyev S.A., Karpova A.G., Prokopyev E.S., Demin I.A. (2018) Mineralogical and technological features of cassiterite and wolframite of the Pravaya Urma deposit and the possibility of their integrated

extraction from ore. In: *Voprosy geologii i kompleksnogo osvoeniya prirodnih resursov Vostochnoy Azii (Problems of Geology and Integrated Development of Natural Resources of East Asia)*. Blagoveshchensk, IGIP DVO RAN, 103–106. (in Russian)

Chikisheva T., Prokopyev S., Kolesov E., Kilin V., Karpova A., Prokopyev E., Tukuser V. (2019) Mineralogical and technological features of tin minerals at the Pravourmiskiy deposit (Khabarovsk region). *14th International Congress for Applied Mineralogy (ICAM 2019)*. Belgorod, Belgorod State Technological University, 49–52.

Chistyakova N.I., Nechelustnov G.N., Zavyalov E.N. (1982) Stannoidite from the Nevskoe Sn deposit. *Mineralogicheskii zhurnal (Mineralogical Journal)*, 4(4), 58–66. (in Russian)

Chvileva T.N., Bezsmertnaya M.S., Spiridonov E.M. et al. (1988) Handbook of ore minerals in reflected light. Moscow, Nedra, 504 p. (in Russian)

Dobrovolskaya M.G., Genkin A.D., Bortnikov N.S., Golovanova T.I. (2008) Unusual structures of sphalerite, chalcopyrite, and stannite intergrowths in tin ore deposits. *Geology of Ore Deposits*, 50(1), 83–94.

Gavrilenko V.V., Panova E.G. (2001) Geochemistry, genesis and typomorphism of minerals from Sn and W deposits. St. Petersburg, Nevsky kur'er, 256 p. (in Russian)

Gavrilenko V.V., Efimenko S.A., Tkachenko G.A., Panova E.G., Pogrebs N.A. (1992) Geological-structural and mineralogical-geochemical features of the Pravaya Urma Sn deposit. *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy (Geology of Ore Deposits)*, (6), 34–47. (in Russian)

Gonevchuk V.G. (2002) Sn-bearing systems of the Far East: magmatism and ore genesis. Vladivostok, Dal'nauka, 297 p. (in Russian)

Gonevchuk V.G., Semenyak B.I., Ishihara S. et al. (1998) Age of Sn-bearing greisens of the Amur region and some issues of genesis of Sn mineralization (Russia). *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy (Geology of Ore Deposits)*, 40(4), 326–335. (in Russian)

Gonevchuk V.G., Semenyak B.I., Korostelev P.G. (2000) Khingan-Okhotsk metallogenic belt in the terrane concept. In: *Rudnye mestorozhdeniya kontinentalnykh okrain (Ore deposits of continental margins)*. Vladivostok, Dal'nauka, 1, 35–54. (in Russian)

Gulbin Yu.L., Evangulova E.B. (1987) Hydrothermal-metasomatic complexes of the Pravaya Urma deposit. *Zapiski LGI im. G.V. Plekhanova (Proceedings of Plekhanov Leningrad State University)*, 112, 39–50. (in Russian)

Izoitko V.M. (1989) Technological mineralogy of Sn ores. Leningrad, Nauka, 232 p. (in Russian)

Khanchuk A.I., Golozubov V.V., Byalobzhesky S.G., Popeko L.I., Rodionov S.M. (2006) Cratons and orogenic belts of the East Russia. In: *Geodinamika, magmatizm i metallogeniya Vostoka Rossii (Geodynamics, magmatism and metallogeny of East Russia)*. Vladivostok, Dal'nauka, book 1, p. 93–225. (in Russian)

- Kolotov S.V., Gmyra V.G. (1990) Rare minerals of the Molodezhnoe copper massive sulfide deposit. *Ezhegodnik-1989 (Yearbook-1989)*. Sverdlovsk, IGG UrO AN SSSR, 80–82. (in Russian)
- Korostelev V.Yu., Semenyak B.I., Demashov S.B., Kokorin A.M., Kokorina D.K., Nedashkovsky A.P., Sinyakov E.Ya. (2000) Some features of ore composition of Sn deposits of the Khingan-Olonoy region. In: *Rudnye mestorozhdeniya kontinentalnykh okrain (Ore deposits of continental margin)*. Vladivostok: Dal'nauka, 2(1), 202–225. (in Russian)
- Korostelev P.G., Gonevchuk V.G., Gorelikova N.V., Ekimova N.I., Kononov V.V., Orekhov A.A., Semenyak B.I., Suchkov V.I. (2016) Tin-rare earth element greisens of the Solnechnoe cassiterite-silicate deposit, Russian Far East. *Russian Journal of Pacific Geology*, 35(1), 63–77. <https://doi.org/10.1134/S181971401601005X>
- Kovalenker V.A., Nekrasov I.Ya., Malov V.S. (1986) Mineralogy and parageneses of Cu and Fe sulfostannates in Au-Ag deposits. *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy (Geology of Ore Deposits)*, (3), 67–84. (in Russian)
- Krivovichev V.G., Brusnitsyn A.I., Zaitsev A.N. (1996) Age and geochemical features of granites of the Upper Urma pluton (Amur region, Far East). *Geokhimiya (Geochemistry)*, (2), 106–111. (in Russian)
- Krymsky R.Sh., Gavrilenko V.V., Belyatsky B.V., Smolensky V.V., Levskiy L.K. (1997) Age and genesis of W-Sn mineralization of the Upper Urma ore field (Amur region) based on Sm-Nd and Rb-Sr isotopic data. *Petrologiya (Petrology)*, 5(5), 552–560. (in Russian)
- Kurkov A.V., Ozhogina E.G., Avvakumova D.S., Zhukova V.E., Krivoshechekov N.N., Rassulov V.A., Shuvalova Yu.N., Kaplin A.I., Kydzy M.V., Grishaev G.S., Fokin M.A. (2022) Unpublished report on the first period “Conducting the technological research on a representative ore sample from the Pravaya Urma deposit”. Moscow, VIMS, 54 p. (in Russian)
- Lee M.S., Takenouchi S., Imai H. (1975) Syntheses of stannoidite and mawsonite and their genesis in ore deposits. *Economic Geology*, 70(4), 834–843. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.70.4.834>
- Lishnevsky E.N., Gershanik S.Yu. (1992) Three-dimensional structure of the Badzhal Sn area in the Amur region. *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy (Geology of Ore Deposits)*, 34(1), 80–94. (in Russian)
- Maslennikov V.V., Ayupova N.R., Maslennikova S.P., Tretyakov G.A., Melekestseva I.Yu., Safina N.P., Belogub E.V., Large R.R., Danyushevsky L.V., Tseluiko A.S., Gladkov A.G., Krainev Yu.D. (2014) Toxic elements in massive sulfide systems. Yekaterinburg, RIO UrO RAN, 340 p. (in Russian)
- Methodological recommendations for the application of the Classification of deposit reserves and forecast resources of solid minerals (Sn ores) (2007) Moscow, FGU GKZ, MPR Rossii, 42 p. (in Russian)
- Mitrofanov N.P., Rudnev V.V. (2014) State and use of Sn mineral resource base in the Russian Federation. *Otechestvennaya geologiya (National Geology)*, (4), 3–10. (in Russian)
- Moh G. (1975) Tin-containing mineral systems. Part II: Phase relations and mineral assemblages in the Cu-Fe-Zn-Sn-S system. *Chemie Erde*, 34, 1–61.
- Moloshag V.P., Vikentyev I.V., Gulyaeva T.Ya., Tesalina S.G. (2005) Bornite ores of the Urals volcanic massive sulfide deposits. *Lithosphaera (Lithosphere)*, (3), 99–116. (in Russian)
- Nazarova A.S., Ryabeva E.G., Yurkina K.V., Zenkina N.I. (1981) Study of stannite from cassiterite-silicate and cassiterite-sulfide deposits. *Novye dannye o mineralakh SSSR (New Data on Minerals of the USSR)*, (29), 86–93. (in Russian)
- Ognyanov N.V. (1986) Geology of Sn regions and deposits of the Khingan-Okhotsk Sn-bearing region. In: *Geologiya olovorudnykh mestorozhdeniy SSSR (Geology of Sn deposits of the USSR)*. Moscow, Nedra, vol. 2, book 1, 340–399. (in Russian)
- Plotinskaya O.Yu., Groznova E.O., Kovalenker V.A., Novoselov K.A., Zeltmann R. (2009) Mineralogy and formation conditions of ores in the Bereznikovskoe ore field, the Southern Urals, Russia. *Geology of Ore Deposits*, 51(5), 414–443. <https://doi.org/10.1134/S1075701509050031>
- Popov V.A., Popova V.I. (1992) Methodology and results of mineralogical mapping of the Tigrinoe W-Sn deposit (Primorye). Yekaterinburg, Nauka, 92 p. (in Russian)
- Popova V.I., Popov V.A., Korostelev P.G., Orlovsky V.V. (2013) Mineralogy of ores of the Tigrinoe W-Sn deposit in Sikhote-Alin and prospects for its exploitation. Yekaterinburg, RIO UrO RAN, 132 p. (in Russian)
- Prokin V.A., Necheukhin V.M., Buslaev F.P. et al. (1988) Copper volcanic massive sulfide deposits of the Urals. Geological structure. Sverdlovsk, UrO AN SSSR, 240 p. (in Russian)
- Pshenichny G.N. (1975) Gai copper massive sulfide deposit in the Southern Urals. Moscow, Nauka, 187 p. (in Russian)
- Safina N.P., Obukhov A.A., Blinov I.A. (2015) Tin and silver minerals from the Nikolaevsky gold deposit (Yenisei Ridge, Krasnoyarsk krai, Russia). *Mineralogiya (Mineralogy)*, (2), 3–8. (in Russian)
- Semenyak B.I. (1983) On zwitter of the Upper Urma ore cluster. In: *Rudnye mestorozhdeniya Dal'nego Vostoka (Ore deposits of the Far East)*. Vladivostok, DVNTs AN SSSR, 20–25. (in Russian)
- Semenyak B.I. (1987) Zoning of the Upper Urma ore cluster. In: *Glubina rasprostraneniya i elementy zonalnosti endogennoy mineralizatsii Dal'nego Vostoka (Depth of distribution and elements of zoning of endogenic mineralization of the Far East)*. Vladivostok, DVO AN SSSR, 155–163. (in Russian)
- Semenyak B.I. (2014) Structure and texture of ores from the Pravourmiisky deposit in the Khabarovsk region of Russia as evidence for its genetic conditions. *Russian Journal of Pacific Geology*, 33(8), 256–267. <https://doi.org/10.1134/S181971401404006X>

Semenyak B.I., Nedashkovsky A.P. (1991) Cu and Fe sulfostannates in ores of the Pravaya Urma deposit. *Tezisy konferentsii "Rudnye mestorozhdeniya Dal'nego Vostoka – mineralogicheskie kriterii prognoza, poiskov i otsenki"* (Abstract of Conference "Ore Deposits of the Far East – Mineralogical Criteria for Forecast, Prospecting and Evaluation"). Vladivostok, DVGI DVO SSSR, 11–12. (in Russian)

Semenyak B.I., Efimenko S.A., Korostelev P.G., Tkachenko G.A. (1988) Metallogeny of the Badzhal ore region. In: *Metallogeniya glavnykh olovorudnykh rayonov Dal'nego Vostoka (Metallogeny of main Sn regions of the Far East)*. Vladivostok, DVO AN SSSR, 57–84. (in Russian)

Semenyak B.I., Nedashkovsky A.P., Nikulin N.N. (1994) In minerals in ores of the Pravaya Urma deposit (Russian Far East). *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy (Geology of Ore Deposits)*, 36(3), 230–236. (in Russian)

Semenyak B.I., Pakhomova V.A., Zalishchak B.L., Korostelev P.G. (1997) Some features of Mo mineralization of the Pravaya Urma deposit (Amur region). *Tikhookeanskaya geologiya (Pacific Geology)*, 16(4), 102–113. (in Russian)

Semenyak B.I., Rodionov S.M., Gonevchuk V.G., Korostelev P.G., Kokorin A.M. (2006) Pravaya Urma deposit. In: *Geodinamika, magmatizm i metallogeniya Vostoka Rossii (Geodynamics, magmatism and metallogeny of the Russian East)*. Vladivostok, Dal'nauka, 981 p. (in Russian)

Shuvalov V.B., Azina G.Kh., Sapin V.I. (1990) Stannoidite from Sn ores of the Tsentral'noe, Khingan and Karadub deposits. In: *Moneral'nye assotsiatsii mestorozhdeniy olova i vol'frama na Dal'nem Vostoke (Mineral assemblages of Sn and W deposits in the Far East)*. Vladivostok, DVGI DVO AS USSR, 116–120. (in Russian)

Tsvetkov L.P. (1981) Features of crystal morphological zoning of the Pyrkakay and Pytlyan Sn stockworks in Chukotka. *Zapiski Vserossiyskogo mineralogicheskogo obshchestva (Proceedings of the All-Union Mineralogical Society)*, 110(5), 559–569. (in Russian)

Yurgenson G.A. (2021) Rare earth elements in ores of the Bukuka Sn deposit (Eastern Transbaikalia). *Lithosphere (Lithosphere)*, 21(1), 90–102. (in Russian) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-1-90-102>

Zabrodin V.Yu. (2018) Structure and evolution of the Badzhal volcano-plutonic area (Far East). *Regional'naya geologiya i metallogeniya (Regional Geology and Metallogeny)*, (75), 49–59. (in Russian)

Zaykov V.V., Herrington R. (1998) Mawsonite from submarine oxidation products of the Molodezhnoe copper massive sulfide deposit (Southern Urals). *Uralsky mineralogichesky sbornik (Uralian Mineralogical Collection)*, (8), 26–30. (in Russian)

Информация об авторах

Заботина Мария Владимировна – кандидат геолого-минералогических наук, младший научный сотрудник, Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, г. Миасс, Челябинская обл., Россия; mary_7-88@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

Новоселов Константин Александрович – кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, г. Миасс, Челябинская обл., Россия; const31@yandex.ru

Аширбаева Евгения Александровна – главный обогатитель, ООО «Белое Золото», г. Москва, Россия; ashirbaeva_ea@seligdar.ru

Евстихеев Константин Николаевич – главный технолог ООО «Правоурмийское», п. Горный, Хабаровский край, Россия

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

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

Maria V. Zabolina – Cand. Sci. (Geol.-Mineral.), Junior Researcher, South Urals Federal Scientific Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS, Miass, Chelyabinsk region, Russia; mary_7-88@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

Konstantin A. Novoselov – Cand. Sci (Geol.-Mineral.), Leading Researcher, South Urals Federal Scientific Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS, Miass, Chelyabinsk region, Russia; const31@yandex.ru

Evgenia A. Ashirbaeva – Chief Enricher, JSC Beloe Zoloto, Moscow, Russia; ashirbaeva_ea@seligdar.ru

Konstantin N. Evstikheev – PJSC “Rusolovo” (JSC “Pravourmiysky”), Gorny settlement, Khabarovsk krai, Russia

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



<https://doi.org/10.35597/2313-545X-2026-12-1-5>

УДК 552.18:553:21

Условия кристаллизации гранитоидов массива Южный (Северо-Восточный Таймыр, Россия)

Ю.В. Кисельников, А.Г. Шнейдер, В.Ф. Проскурнин

Всероссийский геологический научно-исследовательский институт им. А.П. Карпинского,
Средний пр. В.О. 74, г. Санкт-Петербург, 199106 Россия; yury.kiselnikoff@yandex.ru

Статья поступила в редакцию 16.10.2025 г., после доработки 13.12.2025 г., принята к печати 02.02.2026 г

Аннотация. С помощью минеральной геотермобарометрии, изучения эвтектических кварц-полевошпатовых сростаний и анализа особенностей контактового метаморфизма получены согласующиеся оценки условий кристаллизации постколлизийных позднепалеозойско-раннемезозойских гранитоидов массива Южный на северо-восточном Таймыре (Россия). Химический состав равновесных сосуществующих амфибола и плагиоклаза в гранитоидах указывает на следующие параметры кристаллизации: $T = 680\text{--}760\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 2.8\text{--}3.4$ кбар при содержании H_2O в расплаве 3.5–4.5 мас. %. Содержание TiO_2 (1.8–3.9 мас. %) и Al_2O_3 (13.8–15.0 мас. %) свойственны биотиту из пород мезоабиссальной фации. Содержание кварца в графических агрегатах (~33 % в кварц-калишпатовых и 43 % в кварц-олигоклазовых) и низкие значения основности плагиоклаза (не более 10 %) свидетельствуют о величине общего давления ~3 кбар. В метапелитах контактового ореола развита ассоциация кордиерит-андалузит-кварц-ставролит, которая характеризует нижнюю границу поля устойчивости железистого ставролита (величина P соответствует 2–3 кбар). Изученные гранитоиды кристаллизовались на умеренных глубинах (7–11 км) из магмы с низким содержанием воды. По указанным признакам гранитоиды следует считать нерудоносными, однако не исключается возможность обнаружения более поздней (наложенной) Мо-Си-порфировой минерализации, связанной с малыми габбиссальными телами среднего-позднего триаса.

Ключевые слова: амфибол-плагиоклазовая геотермобарометрия, эвтектические агрегаты, Таймыр, гранитоиды, металлогенический анализ, оценка рудоносности, гранитоидный массив Южный.

Финансирование. Работа выполнена в рамках государственного задания Федерального агентства по недропользованию (Роснедра) № 41915500.

Благодарности. Авторы выражают благодарности к.г.-м.н. Е.В. Пушкареву (Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия) и к.г.-м.н. Е.Н. Перовой (Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия) за консультации, анонимному рецензенту за ценные рекомендации по улучшению рукописи и В.Н. Кириллову и Е.Л. Грузовой за помощь в аналитических исследованиях (Всероссийский геологический научно-исследовательский институт им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург, Россия).

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

Вклад авторов. Ю.В. Кисельников – полевые исследования, оптическая микроскопия, СЭМ анализ, геологическая интерпретация, написание и редактирование рукописи; А.Г. Шнейдер – организация полевых работ, полевые работы; В.Ф. Проскурнин – полевые работы, общее руководство исследованиями, редактирование рукописи. Все авторы одобрили финальную версию статьи перед публикацией.

Для цитирования: Кисельников Ю.В., Шнейдер А.Г., Проскурнин В.Ф. Условия кристаллизации гранитоидов массива Южный (Северо-Восточный Таймыр, Россия). *Минералогия*, 2026, 12(1), 85–104. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2026-12-1-5>

Crystallization conditions of granites of the Yuzhny pluton (Northeast Taimyr, Russia)

Yu.V. Kiselnikov, A.G. Shneider, V.F. Proskurnin

*Karpinsky Geological Research Institute, Sredniy pr. V.O. 74, St. Petersburg, 199106 Russia;
 yury.kiselnikoff@yandex.ru*

Received 16.10.2025, revised 13.12.2025 accepted 02.02.2026

Abstract. Consistent crystallization conditions are estimated for postcollision Late Paleozoic–Early Mesozoic granitoids of the Yuzhny pluton in the northeastern part of the Taimyr Peninsula (Russia). The chemical composition of equilibrated amphiboles and plagioclase in granitoids points to a crystallization temperature of 680–760 °C, a pressure of 2.8–3.4 kbar, and the H₂O content of melt of 3.5–4.5 wt. %. The content of TiO₂ (1.8–3.9 wt. %) and Al₂O₃ (13.8–15.0 wt. %) of biotite is typical of rocks of mesoabyssal plutons. The amount of quartz in micropegmatitic aggregates (~33 % in oligoclase matrix and 43 % in K-feldspar matrix) and the composition of associated feldspars (the anorthite content does not exceed 10 %) indicate a general pressure of ~3 kbar. Metapelites from the contact halo contain a critical mineral assemblage consisting of cordierite, andalusite, quartz, and staurolite, which corresponds to the lower limit of the staurolite stability field in metapelites indicating a crystallization pressure of 2–3 kbar. The studied granitoids crystallized at a moderate (mesoabyssal) depth of 7–11 km (within the field of skarn and some and albitite-greisen deposits) from H₂O-depleted magma. These features are typical of barren granitoids, however, some late porphyry Cu–Mo mineralization can be associated with the Middle to Late Triassic small hypabyssal plutons.

Keywords: amphibole-plagioclase geothermobarometry, eutectic quartz-feldspar aggregates, Taimyr Peninsula, granitoids, metallogenic analysis, ore potential assessment, Yuzhny granitic pluton.

Funding. This work was supported by state contract no. 41915500 of the Federal Agency for Mineral Resources of the Russian Federation.

Acknowledgements. We are grateful to Cand. Sci. (Geol.-Mineral.) E.V. Pushkarev (Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Yekaterinburg, Russia) and Cand. Sci. (Geol.-Mineral.) E.N. Perova (St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia) for consultations, an anonymous reviewer for valuable recommendations, which allowed the improvement of the manuscript, and V.N. Kirillov and E.L. Gruzova (Karpinsky Geological Research Institute, St. Petersburg, Russia) for help in analytical studies.

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

Author contribution. Y.V. Kiselnikov – filed studies, optical microscopy, SEM-EDS analysis, geological interpretation, writing and editing of the manuscript; A.G. Shneider – field studies, fieldwork organization; V.F. Proskurnin – field studies, general research management, editing of the manuscript. All the author approved the final version of the manuscript prior to publication.

For citation: Kiselnikov Yu.V., Shneider A.G., Proskurnin V.F. Crystallization conditions of granites of the Yuzhny pluton (Northeast Taimyr, Russia). *Mineralogy*, 2026, 12(1), 85–104. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2026-12-1-5>

ВВЕДЕНИЕ

Гранитоиды являются одной из ключевых составных частей континентальной земной коры – они формируются в различных геодинамических обстановках и в ряде случаев играют решающую роль в процессе развития месторождений полезных ископаемых (Ферштатер, 1987; Pitcher, 1997). Оруденение, связанное с гранитоидами, образуется во вмещающей среде различного состава и на различных гипсометрических уровнях. Например, гипабиссальные и субвулканические комплексы вмещают Cu–Mo порфировую и эпитермальную мине-

рализацию (Изох, 1978; Жариков, Русинов, 1998), тогда как абиссальные интрузивы – альбитит-грейзеновые и пегматитовые месторождения (Strong, 1981). В связи с этим реконструкция условий становления магматических пород (в т. ч. фациальный анализ глубинности) представляется перспективным направлением и для прикладных металлогенических исследований.

Цель данной работы состояла в определении условий формирования (*T*, *P*, глубина, водонасыщенность магмы) гранитоидов массива Южный (северо-восточный Таймыр, Россия) для оценки их рудогенерирующего потенциала. В северном

экзоконтакте плутона и в надинтрузивной зоне не-
вскрытого сателлита расположены жильные суль-
фидно-кварцевые рудопоявления самородного
золота, сопряженные с пропилитами эпидот-хло-
ритовой фации и березитами фации кварц-анкерит-
серицит. До сих пор остается неясным, могут ли
рассматриваемые гранитоиды выступать в качестве
рудоконтролирующего фактора, либо же формиро-
вание минерализации, главным образом, связано с
наложенным магматизмом (Беззубцев и др., 1979ф;
Качурина и др., 2013; Проскурнин, 2013).

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Верхнепалеозойско-раннемезозойский мас-
сив Южный приурочен к Центрально-Таймырской
структурно-формационной зоне (рис. 1), образо-
ванной во время байкальской эпохи складчатости
(Качурина и др., 2013; Проскурнин и др., 2021;
Дворцов и др., 2025; Vernikovskiy et al., 2020). В со-
став этой зоны входят, преимущественно, остро-
водужные и внутриокеанические комплексы. По
Главному Таймырскому разлому она граничит с
Северо-Таймырской зоной, которая представляла
собой континентальную окраину Карского микро-
континента, по Пясино-Фаддеевскому – с Южно-
Таймырской, соотносимой с пассивной окраиной
Сибири (Верниковский, 1996; Проскурнин, 2013).

Изученный массив входит в состав Лодоч-
никовской структурно-металлогенической зоны,
развитие которой связывается с косой коллизией
Сибири и Карского микроконтинента в герцин-
скую-раннекиммерийскую эпохи складчатости
(Проскурнин и др., 2021; Vernikovskiy, 2020). Здесь
известны проявления молибден-порфирирового типа
минерализации: кварц-турмалиновые и кварц-
сульфидные штокверки с молибденитом, сопрово-
ждаемые обширными проявлениями серицит-хло-
ритовых метасоматитов (Берзон и др., 2021).

Массив образует крупное лополитообразное
тело (рис. 1), вытянутое в направлении СЗ-ЮВ с
общей площадью выходов на дневной поверхности
около 340 км². Вследствие своей постколлизийной
природы, он занимает дискордантное (поперечное)
положение относительно региональных складча-
тых структур. Массив неоднороден и состоит, по
крайней мере, из двух фаз внедрения. Главная фаза
(нормальные и субщелочные двуполевошпатовые
биотит-роговообманковые диориты, монцониты,
граниты, граносиениты с крупнопорфировидной
текстурой, рис. 2А, Б, Г) выполняет основной объ-

ем массива и соотносится с Южнолодочников-
ским комплексом позднего палеозоя (Дворцов и
др., 2025). Rb-Sr и U-Pb возраст минералов и по-
род изученного массива составляет 252–256 млн
лет (Khudoley et al., 2018; Vernikovskiy et al., 2020;
Дворцов и др., 2025). Согласно данным гравираз-
ведки контактовая поверхность массива падает к
его центру под углами 40–60°; его нижняя кромка
располагается на глубине 0.8–1.0 км, в магнитном
поле массив не создает значимые аномалии (Паде-
рин и др., 2005ф, Лазарев и др., 1997ф).

Вторая фаза (Равич, Чайка, 1962; Падерин и
др., 2005ф; Качурина и др., 2013) развивается по-
всеместно в виде маломощных жильных обособле-
ний пегматитов и аплитовидных гранитов (рис. 2Д,
Е). На геологической схеме (рис. 1) данная фаза не
выражается в масштабе и потому самостоятельно
не обозначена.

Вблизи массива (на расстоянии до 4 км) в
боковых породах выделяется зона приконтактовых
деформаций, для которой свойственны простые
нормальные опрокинутые и сдвиговые складки
(Беззубцев и др., 1979ф). Типичное для региона
северо-восточное простираие пород становится
крайне изменчивым и, в целом, конформным кон-
туру тела гранитоидов. Такие особенности локаль-
ных складчатых структур в боковых породах гово-
рят о пластических деформациях, «катализатором»
которых стало тепло внедряющейся магмы.

Контакт массива с вмещающими породами
неровный и постепенный со множеством апофиз
и ксенолитов (рис. 2В). В единичных обнажениях
наблюдались шпирь меланократовых (существен-
но роговообманковых) габбро (рис. 2Г), ориенти-
рованных в соответствии с границей главного тела.

Ороговикование проявилось обширно. Тер-
мическая проработка вмещающих толщ происхо-
дила в условиях альбит-эпидот-роговиковой и ам-
фибол-роговиковой фаций (Беззубцев и др., 1979ф;
Качурина и др., 2013). К северо-западу от массива
(от основного тела) на глубине около 2 км распо-
лагается его сателлит (рис. 1), с которым связыва-
ется обширная отрицательная гравиметрическая
аномалия со значениями до –26 мГал (Лазарев и
др., 1997ф) и ореол контактового метаморфизма
площадью около 90 км² (Кисельников и др., 2026).
Очертания ореола по отношению ко вмещающим
породам дискордантны; метаморфические преоб-
разования фиксируются на удалении до 3–7 км от
выходов главного тела. В метаморфизованных по-
родах кислого-среднего состава развивается спес-

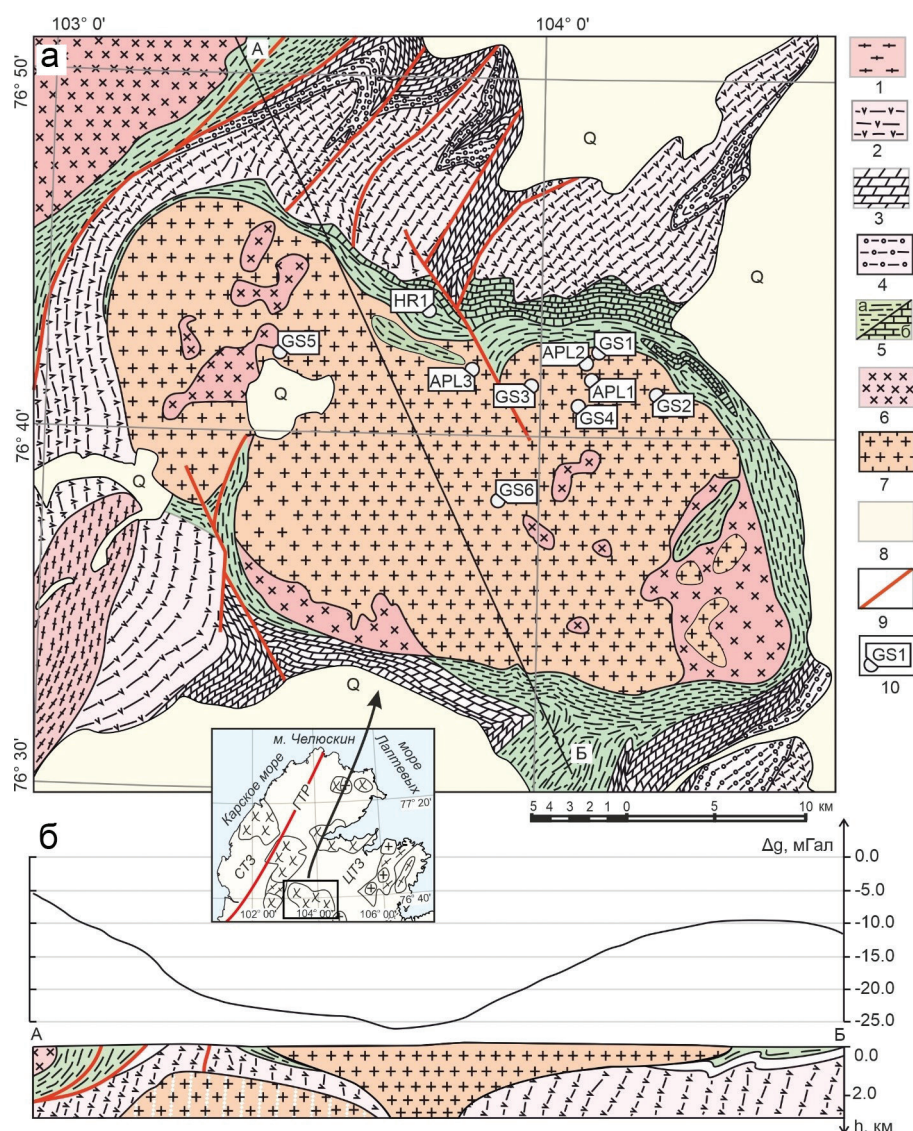


Рис. 1. Геологическая схема массива Южный, составлена по данным (Падерин и др., 2005ф; Качурина и др., 2013; Проскурнин и др., 2021) с дополнениями авторов (а) и геолого-геофизический разрез по (Лазарев и др., 1997ф) с дополнениями авторов (б).

1 – гнейсы верхнего протерозоя; 2 – метаморфические хлорит-эпидотовые ортосланцы и метадацит-порфиры верхнего протерозоя; 3 – доломиты верхнего венда; 4 – кварцевые конгломераты и песчаники верхнего венда; 5 – осадочные толщи нижнего кембрия – среднего ордовика (а – существенно углеродистые; б – известковые); 6, 7 – позднепалеозойско-раннемезозойские гранитоиды массива Южный: 6 – нормально-щелочные; 7 – умеренно щелочные; 8 – мелчетвертичные отложения; 9 – разрывные нарушения; 10 – точки отбора и шифры проб, в которых определены РТ условия. На географической врезке – положение массива в структурах района по (Верниковский, 1996; Проскурнин, 2013): ЦТЗ – Центрально-Таймырская структурно-тектоническая зона; ГТР – Главный Таймырский разлом; СТЗ – Северо-Таймырская структурно-тектоническая зона.

Fig. 1. Geological scheme of the Yuzhny pluton, modified after (Paderin et al., 2005; Kachurina et al., 2013; Proskurnin et al., 2021) (a) and geological-geophysical cross-section, modified after (Lazarev et al., 1997) (b).

1 – Upper Proterozoic gneiss; 2 – Upper Proterozoic metamorphic chlorite-epidote orthoschist and metadacite porphyry; 3 – Upper Vendian dolomite; 4 – Upper Vendian quartz conglomerate and sandstone; 5 – Lower Cambrian–Middle Ordovician sedimentary rocks (a – mostly carbonaceous; б – calcareous); 6, 7 – Late Paleozoic–Early Mesozoic granitoids of the Yuzhny pluton: 6 – normally alkaline; 7 – moderately alkaline; 8 – Cretaceous–Quaternary deposits; 9 – faults; 10 – sampling points and labels of samples with identified PT conditions. Geographical inset shows the position of the pluton within regional structures after (Vernikovskiy, 1996; Proskurnin, 2013): ЦТЗ – Central Taimyr structural-tectonic zone; ГТР – Main Taimyr Fault; СТЗ – North Taimyr structural-tectonic zone.



Рис. 2. Маршрутные фотографии, характеризующие особенности геологического строения массива Южный: А, Б – плитчатая отдельность в гранитоидах главной фазы; В – ксенолиты вмещающих пород; Г – шликр меланократового амфибол-биотитового габбро; Д, Е – жилы аплитовидных лейкогранитов.

Fig. 2. Peculiarities of geological structure of the Yuzhny pluton: А, Б – platy jointing in the main phase granitoids; В – xenoliths of host rocks; Г – schlieren of melanocratic amphibole-biotite gabbro; Д, Е – veins of aplitic leucogranites.

сартин, который, согласно (Соболев, 1964), свойственен для контактово-метаморфических ореолов. К-Аг возраст биотита (253 ± 5 млн лет) из метаморфического ореола согласуется со временем внедрения главной фазы (Кисельников и др., 2026).

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Внутренняя часть массива и его приконтактовые зоны изучались в геолого-съёмочных маршрутах масштаба 1 : 50 000. В ходе маршрутов отобрано около 300 образцов гранитоидов и вмещающих пород. Петрографические шлифы, приготовленные из сколов пород, изучались на оптическом микроскопе Leica DM2700P.

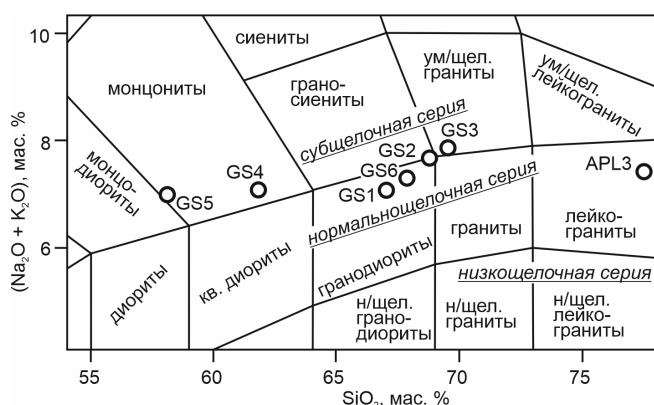


Рис. 3. Состав изученных пород массива Южный на диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, поля показаны по (Шарпёнок и др., 2013).

Fig. 3. Composition of rocks of the Yuzhny pluton in $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ diagram, fields are shown after (Sharpenok et al., 2013).

Пробоподготовка, микроанализ и определение валового химического состава гранитоидов проводились в Центральной аналитической лаборатории Всероссийского геологического научно-исследовательского института им. А.П. Карпинского (г. Санкт-Петербург, Россия). Штуфы гранитоидов весом 300–400 г, не затронутых химическим выветриванием, измельчались на щековых дробилках до фракции –1 мм, квартовались на делителе Джонса и истирались до крупности 200 меш. Из данного материала отбирались аналитические навески весом ~800 мг, которые впоследствии прокаливались при 950 °C для определения количества летучих компонентов, а затем сплавлялись при 1050 °C в таблетки в пропорции 1 : 9 с флюсом из смеси мета- и тетрабората Li в муфельной печи. Анализ содержаний петрогенных элементов (в форме оксидов) проводился в вакууме с использованием государственных стандартных образцов горных пород на рентгенофлуоресцентном спектрометре ARL 9800 (аналитик В.Н. Кириллов). Ошибка анализа для компонентов с содержаниями более 1–5 мас. % составила 1–2 отн. %, при содержаниях менее 0.5 мас. % погрешность возрастает до 5 отн. %. Нижний предел обнаружения для различных компонентов находится на уровне от 0.01 до 0.05 мас. %.

Химический состав минералов в полированных препаратах изучался на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) CamScan MV 2300, оснащённом энергодисперсионным спектрометром (ЭДС) LINK Pentafet (аналитик Е.Л. Грузова) при ускоряющем напряжении 20 кВ, времени накопле-

ния спектра 30 с, токе зонда 75 нА и диаметре пучка 3 мкм. Для количественного анализа содержания элементов использован набор стандартов «Micro-Analysis Consultants Ltd.» № 4911: Si – кварц, Al – корунд, Ti – Ti металлический, Fe – Fe_3C , Mn – Mn металлический, Mg – периклаз, Ca – волластонит, Na – альбит, K – ортоклаз, Cl – хлорапатит.

Формула амфиболов имеет вид $\text{A}_{0-1}\text{B}_2\text{C}_5\text{T}_8\text{O}_{22}(\text{Y})_8$. В позицию А в переменных количествах входят крупные катионы: K^+ , Na^+ , иногда Ca^{2+} , но нередко позиция остается вакантной; позицию В занимают Ca^{2+} и Na^+ , реже Fe^{2+} , Mg^{2+} , Mn^{2+} , Li^+ ; в октаэдрической позиции С размещаются катионы Mg^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} , Al^{3+} , Fe^{3+} ; в тетраэдрической позиции Т находится, преимущественно, Si^{4+} , в подчиненных количествах может присутствовать Al^{3+} ; в позиции Y располагаются дополнительные анионы: $(\text{OH})^-$, F^- , Cl^- . Нижний индекс у обозначения химического элемента означает принадлежность той или иной кристаллохимической позиции. Формулы амфиболов рассчитывались на $\text{C} + \text{T} = 13$ катионов согласно рекомендациям Международной минералогической ассоциации (Hawthorne et al., 2012). Разделение между Fe^{3+} и Fe^{2+} проведено методом баланса электронейтральности формулы (Кривовичев, Гульбин, 2022). Оценка условий кристаллизации проведена по геотермобарометрам, основанным на экспериментальных данных плавления и кристаллизации гранитных расплавов (Ферштатер, 1987; Riddolfi et al., 2009; Mutch et al., 2016). Условия их применимости рассмотрены в тексте. Для расчетов использованы СЭМ-ЭДС анализы породообразующих минералов: амфиболов – 16, плагиоклазов – 19, биотита – 27.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Петрография и минералогия гранитоидов массива Южный

Главная фаза внедрения представлена крупно-среднекристаллическими порфировидными кварцосодержащими двуполевошпатовыми биотитроговообманковыми породами, однообразными в структурно-текстурном отношении, но с разным петрографическим составом. Будучи связаны друг с другом постепенными переходами, на TAS диаграмме они располагаются вблизи границы нормальной и субщелочной магматических серий (рис. 3, табл. 1) и соответствуют монцодиоритам, диоритам, монцонитам, кварцевым диоритам, граноси-

Таблица 1. Химический состав гранитоидов массива Южный (мас. %)
Table 1. Chemical composition of granitoids of the Yuzhny pluton (wt. %)

Образец	GS1	GS2	GS3	GS4	GS5	GS6	APL1
SiO ₂	67.00	68.70	69.50	61.80	58.30	67.80	77.80
TiO ₂	0.50	0.34	0.44	0.63	0.58	0.28	0.28
Al ₂ O ₃	17.00	15.70	16.50	18.3	15.50	13.70	14.00
Fe ₂ O ₃ общ	3.89	2.95	2.57	4.87	8.75	5.29	0.40
MnO	0.05	0.07	0.03	0.06	0.08	0.06	0.01
MgO	1.93	1.03	0.62	2.89	3.22	1.23	0.05
CaO	2.97	2.60	1.91	4.12	3.94	2.10	0.84
Na ₂ O	3.52	3.99	4.29	4.05	3.59	3.47	2.66
K ₂ O	3.54	3.70	3.63	3.02	3.53	3.91	4.70
P ₂ O ₅	0.21	0.18	0.11	0.33	0.31	0.16	0.03
П.П.П.	0.56	0.36	0.79	0.61	0.64	0.22	0.28
Сумма	101.00	99.60	100.00	101.00	98.44	98.22	101.04
FeO	1.37	1.11	1.13	1.28	—	—	0.44
Fe ₂ O ₃	2.27	1.65	1.31	3.23	—	—	<0.30
Na ₂ O + K ₂ O	7.10	7.70	7.90	7.10	7.10	7.40	7.40
K ₂ O / Na ₂ O	1.00	0.90	0.90	0.80	1.00	1.10	1.80

Примечание. Прочерк – элемент не определялся. Содержания FeO и Fe₂O₃ определены титриметрией.
Note. Dash – not analyzed. The FeO and Fe₂O₃ contents are determined by titrimetry.

енитам, гранодиоритам и гранитам. Главные темноцветные минералы (роговая обманка и биотит) преобладают в наиболее основных разновидностях пород, и по мере увеличения кремнистости их количество снижается.

Структура пород гипидиоморфнозернистая с элементами монцитовой (рис. 4А). Плагноклаз наблюдается в виде таблитчатых кристаллов с отчетливой зональностью: центр сложен андезином An_{25–30}, краевые зоны – олигоклазом An_{15–20}. Крупные ксеноморфные зерна ортоклаза содержат как многочисленные пертитовые вроски олигоклаза, так и мелкие таблитчатые кристаллы андезина. На контакте ортоклаза и плагноклаза образуются тонкая (10–20 мкм) кайма альбита (вероятно, связанная с поздними автометасоматическими процессами) и мирмекитовые сростки кварца (чаще всего, в олигоклазе An_{10–20}).

Главные минералы представлены биотитом и амфиболом. Биотит формирует крупные (до 3 мм) чешуйки с плеохроизмом в коричневых тонах, по химическому составу он соответствует промежуточной разновидности ряда флогопит-аннит с железистостью Fe / (Fe + Mg) около 40–60 % (электронное приложение).

Амфибол образует крупные идиоморфные кристаллы размером 1–3 мм, сильно плеохроирующие в зеленых и бледно-зеленых оттенках (рис. 3А,

5А). По результатам СЭМ-ЭДС анализа (табл. 2), заполненность вакансий в позиции А катионами щелочных металлов (Na, K) относительно невысокая, только в отдельных анализах она достигает 0.5 а.ф. В позиции В преобладает Са, в позиции С количество Fe³⁺ выше, чем Al, в совокупности с содержаниями Mg и Fe это позволяет определить амфибол как ферри-магнезиогорнблендит (рис. 5Б).

Акцессорные минералы (фторапатит, циркон, титанит) встречаются в виде одиночных мелких (0.05–0.10 мм) идиоморфных кристаллов, рассеянных в амфиболе, биотите и, реже, полевых шпатах.

Лейкограниты жильной фазы обладают массивной текстурой, мелкозернистой аллотриоморфной структурой с элементами графической (рис. 6). Нередки линзовидные обособления пегматитов с эвтектическими сростаниями кварца и калиевого полевого шпата.

Олигоклаз (An_{10–15}), ортоклаз и, реже, микроклин присутствуют отдельно в виде ксеноморфных зерен. Биотит является одним из главных минералов и характеризуется зеленовато-коричневой окраской и относительно железистостью ~50 % (электронное приложение). Фторапатит, циркон и титанит образуют редкую рассеянную вкрапленность небольших зерен призматического облика размером приблизительно 0.05–0.10 мм.

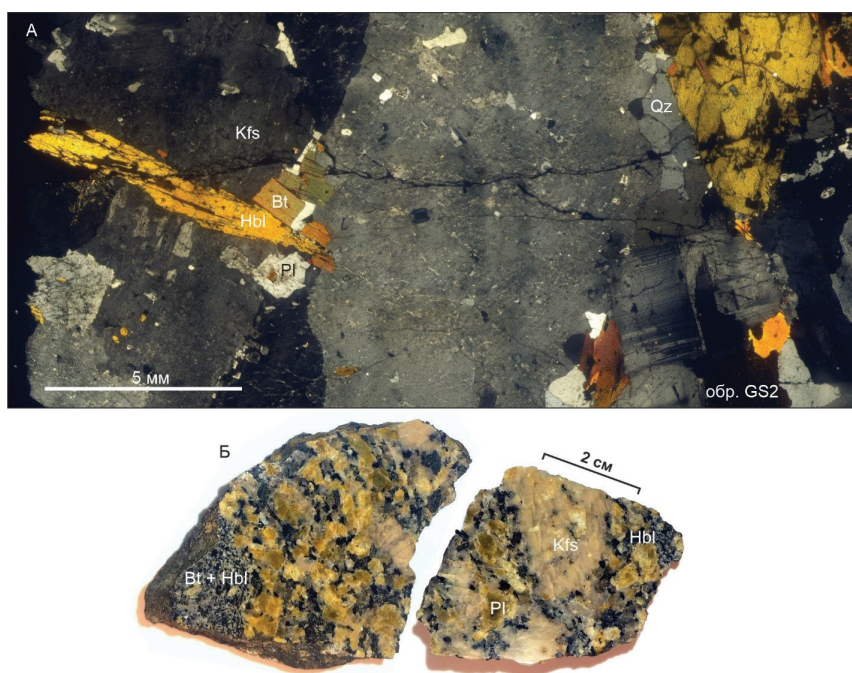


Рис. 4. Структурно-текстурные особенности гранитоидов главной фазы массива Южный: А – гипидиоморфнозернистая структура с идиоморфным плагиоклазом (Pl) и роговой обманкой (Hbl), шлиф, николи скрещены; Б – порфировидная структура, обусловленная крупными включениями (порфиробластами?) калиевого полевого шпата (Kfs). Здесь и далее: Qz – кварц, Bt – биотит.

Fig. 4. Structural and textural peculiarities of the main phase granitoids of the Yuzhny pluton: A – subhedral-granular structure with euhedral plagioclase (Pl) and hornblende (Hbl), thin section, crossed nicols; B – porphyritic structure with large inclusions (porphyroblasts?) of K-feldspar (Kfs). Hereinafter: Qz – quartz; Bt – biotite.

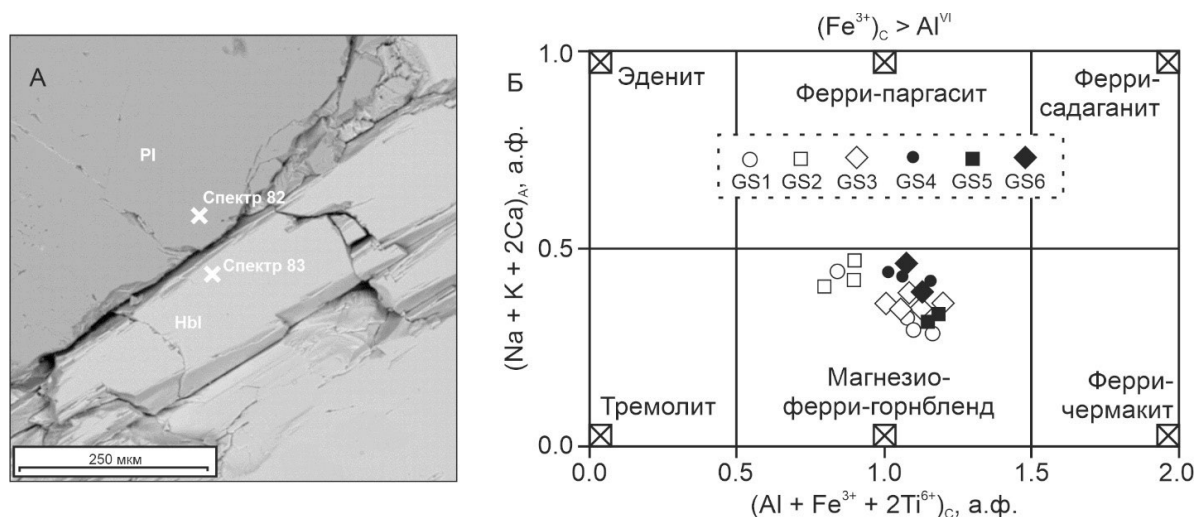


Рис. 5. А – Кристаллы роговой обманки (Hbl) и плагиоклаза (Pl) в гранитоидах массива Южный, BSE фото; Б – состав амфиболов на классификационной диаграмме (Hawthorne et al., 2012).

Fig. 5. A – Plagioclase (Pl) and amphibole (Hbl) crystals in granitoids of the Yuzhny pluton, BSE photo; B – composition of amphiboles in classification diagram of (Hawthorne et al., 2012).

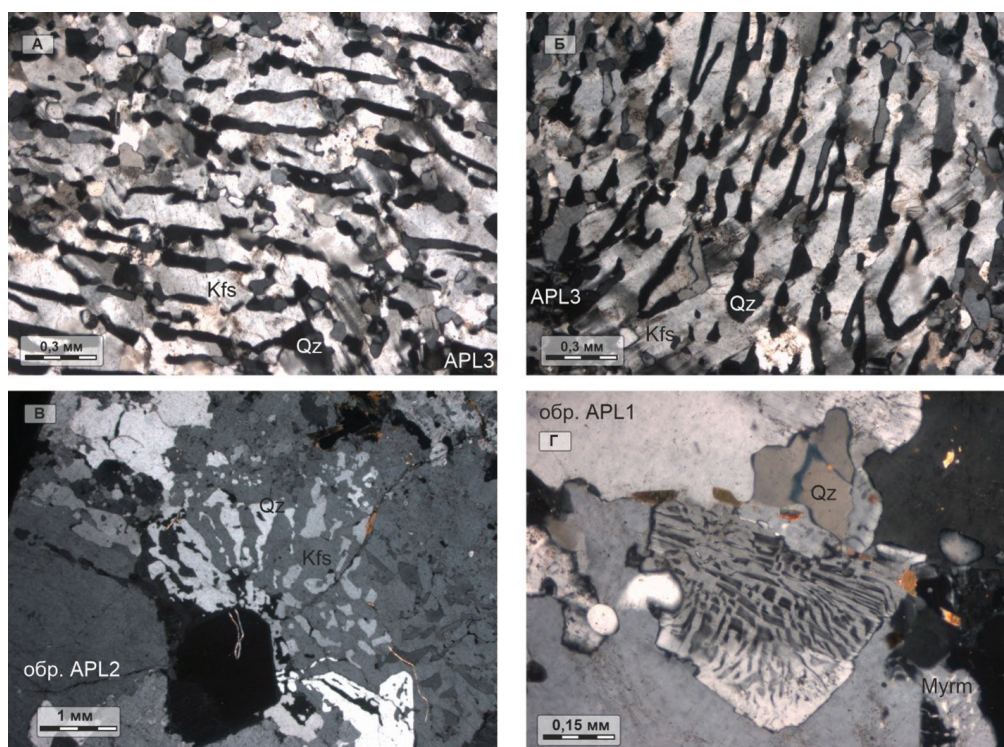


Рис. 6. Графические кварц-полевошпатовые агрегаты в аплитовидных лейкогранитах массива Южный с обособлениями пегматитов, отличающиеся от мирмекитовых вростков (Myrm) прямолинейными очертаниями и Г-образной формой. Фотографии шлифов, николи скрещены.

Fig. 6. Graphic quartz-feldspar aggregates in aplitic leucogranite of the Yuzhny pluton with pegmatite, which differ from myrmekite intergrowths (Myrm) in straight contours and Г-shaped morphology. Thin sections, crossed nicols.

Геотермобарометрия гранитоидов массива Южный

Условия кристаллизации пород оценены тремя независимыми способами по контактовым метаморфическим породам, ассоциации амфибол-плагиоклаз и микрографическим срастаниям кварца с полевыми шпатами.

Геотермобарометрия по ассоциации амфибол-плагиоклаз в гранитоидах. Применимость соответствующих амфибол-плагиоклазовых геотермобарометров определяется равновесным сосуществованием кварца, калиевого полевого шпата, андезина, биотита и роговой обманки в породе (Anderson, 1996). Температура и давление рассчитаны на основе изоморфных замещений в амфиболе и плагиоклазе. «Помехами» при подобных исследованиях являются обменные реакции, причиной которых выступает экстремальная активность кислорода fO_2 . Так, при очень низкой фугитивности O_2 в расплаве Fe^{2+} преобладает над Fe^{3+} и происходит изоморфное замещение Mg и Si на Al, в ре-

зультате чего значения расчетного давления завышаются. Напротив, при весьма высокой фугитивности O_2 значительная часть Fe присутствует в виде Fe^{3+} , которое интенсивно замещает Al^{3+} в амфиболе, в результате чего оценки давления всегда систематически занижены.

Считается, что при следующих параметрах амфиболы пригодны для геотермобарометрических исследований: допустимая общая железистость ($\#Fe$) от 0.40 до 0.65, необходимая доля Fe^{3+} относительно суммы ($Fe^{2+} + Fe^{3+}$) не менее 0.25 или, в крайнем случае, не менее 0.20 (Anderson, Smith, 1995). Из 19 анализов амфиболов нами использовано 16, которые удовлетворяют указанным критериям, три анализа исключены из рассмотрения из-за низкого содержания Fe^{3+} (табл. 2): № 1 (обр. GS1), № 5 и № 6 (обр. GS2). В различных породах (от монцитов до субщелочных гранитов, рис. 3) в амфиболах не наблюдаются существенные отличия в химическом составе (рис. 5Б), что, по всей видимости, обусловлено формированием пород в близких условиях во время внедрения главной фазы.

Таблица 2. Химический состав (мас. %) и кристаллохимические коэффициенты амфиболов в гранитоидах массива Южный
Table 2. Chemical composition (wt. %) and atoms per formula units of amphiboles of the Yuzhny pluton

Образец	GS1	GS1	GS1	GS1	GS2	GS2	GS2	GS2	GS3	GS3	GS3	GS3	GS3	GS4	GS4	GS4	GS5	GS5	GS6	GS6
№ ан.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	
SiO ₂	46.51	46.45	45.88	45.67	46.80	45.55	45.79	45.01	47.13	46.90	46.64	46.96	44.41	44.64	45.68	44.99	45.47	44.47	46.29	
TiO ₂	1.57	0.66	0.85	0.99	1.24	1.40	1.30	1.05	1.15	0.84	1.24	0.87	1.06	1.25	1.04	1.22	1.42	1.00	1.20	
Al ₂ O ₃	7.77	8.07	7.95	8.09	7.03	7.92	7.36	8.24	7.42	8.12	7.68	8.09	8.48	8.91	8.46	8.78	8.33	8.75	8.62	
FeO	12.43	9.91	10.05	9.27	11.99	13.52	12.29	9.46	10.18	10.25	9.76	10.19	11.69	11.23	11.50	11.68	10.43	11.77	11.57	
Fe ₂ O ₃ *	2.70	6.53	6.21	6.65	3.04	3.50	3.85	7.14	5.54	6.24	6.31	6.09	5.13	6.08	6.14	5.33	5.86	4.63	5.46	
MnO	0.31	0.37	0.34	0.45	0.38	0.47	0.42	0.46	0.43	0.42	0.48	0.43	0.39	0.39	0.38	0.32	0.35	0.58	0.71	
MgO	12.56	12.43	12.19	12.33	12.65	11.39	11.95	12.13	12.97	12.57	12.94	12.57	11.41	11.43	11.84	11.29	12.21	11.03	11.71	
CaO	11.80	11.21	11.11	11.02	11.51	11.58	11.40	10.95	11.25	11.29	11.26	11.23	11.29	11.20	11.49	11.24	11.13	10.78	11.27	
Na ₂ O	1.44	1.37	1.29	1.31	1.43	1.50	1.47	1.47	1.54	1.56	1.60	1.52	1.46	1.51	1.54	1.29	1.48	1.70	1.61	
K ₂ O	0.89	0.92	0.88	0.83	0.91	1.05	0.89	0.98	0.87	0.89	0.87	0.88	1.00	1.03	0.99	1.04	1.06	1.07	1.02	
H ₂ O _{расч}	1.68	1.89	1.82	1.79	1.74	1.69	1.70	1.77	1.79	1.87	1.77	1.86	1.74	1.73	1.81	1.73	1.71	1.75	1.79	
Cl	0.11	—	—	—	0.12	0.12	0.14	0.10	0.07	—	—	—	—	0.15	0.10	0.13	0.18	—	—	
Сумма	99.65	99.83	98.56	98.39	98.74	99.57	98.43	98.66	100.28	100.93	100.55	100.71	98.06	99.41	100.87	98.92	99.63	97.53	101.25	
Коэффициенты рассчитаны на C + T = 13 катионов																				
Si	6.85	6.82	6.82	6.79	6.95	6.79	6.86	6.71	6.87	6.81	6.79	6.83	6.70	6.64	6.70	6.71	6.72	6.74	6.75	
Al _T	1.15	1.18	1.18	1.21	1.05	1.21	1.14	1.29	1.13	1.19	1.21	1.17	1.30	1.36	1.30	1.29	1.28	1.26	1.25	
Сумма _T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	
Ti	0.17	0.07	0.09	0.11	0.14	0.16	0.15	0.12	0.13	0.09	0.14	0.10	0.12	0.14	0.11	0.14	0.16	0.11	0.13	
Al	0.20	0.22	0.22	0.20	0.18	0.18	0.16	0.15	0.15	0.21	0.11	0.22	0.21	0.20	0.16	0.26	0.17	0.30	0.23	
Fe ³⁺	0.30	0.72	0.69	0.74	0.34	0.39	0.43	0.80	0.61	0.68	0.69	0.67	0.58	0.68	0.68	0.60	0.65	0.53	0.60	
Fe ²⁺	1.53	1.22	1.25	1.15	1.49	1.68	1.54	1.18	1.24	1.25	1.19	1.24	1.47	1.40	1.41	1.46	1.29	1.49	1.41	
Mn	0.04	0.05	0.04	0.06	0.05	0.06	0.05	0.06	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	0.04	0.07	0.09	
Mg	2.76	2.72	2.70	2.73	2.80	2.53	2.67	2.69	2.82	2.72	2.81	2.73	2.57	2.53	2.59	2.51	2.69	2.49	2.54	
Сумма _C	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	4.99	5.00	
Na _B	1.86	0.24	0.23	0.25	0.17	0.15	0.17	0.25	0.24	0.24	0.24	0.25	0.18	0.22	0.19	0.20	0.24	0.25	0.24	
Ca _B	0.14	1.76	1.77	1.75	1.83	1.85	1.83	1.75	1.76	1.76	1.76	1.75	1.82	1.78	1.81	1.80	1.76	1.75	1.76	
Сумма _B	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	
Na _A	0.27	0.15	0.14	0.13	0.24	0.28	0.26	0.17	0.20	0.20	0.21	0.18	0.25	0.22	0.25	0.17	0.18	0.25	0.21	
K _A	0.17	0.17	0.17	0.16	0.17	0.20	0.17	0.19	0.16	0.16	0.16	0.16	0.19	0.20	0.18	0.20	0.20	0.21	0.19	
Сумма _A	0.44	0.32	0.31	0.29	0.41	0.48	0.43	0.36	0.36	0.36	0.37	0.34	0.44	0.42	0.43	0.37	0.38	0.46	0.40	

Окончание таблицы
End of table

Образец	GS1	GS1	GS1	GS1	GS2	GS2	GS2	GS2	GS2	GS3	GS3	GS3	GS3	GS3	GS3	GS3	GS3	GS4	GS4	GS4	GS5	GS5	GS5	GS6	GS6
№ ан.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
(OH) ⁻	1.97	2.00	2.00	2.00	1.97	1.97	1.97	1.97	1.98	2.00	2.00	2.00	2.00	1.96	1.98	1.97	1.95	2.00	2.00	2.00	1.95	1.97	1.95	2.00	2.00
Cl ⁻	0.03	—	—	—	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	—	—	—	—	0.04	0.02	0.03	0.05	—	—	—	0.05	0.03	0.05	—	—
#Fe	0.40	0.42	0.42	0.41	0.40	0.45	0.42	0.42	0.40	0.42	0.40	0.41	0.44	0.45	0.45	0.45	0.42	0.45	0.44	0.44	0.42	0.45	0.42	0.45	0.44
X(Fe ³⁺)	0.18	0.37	0.36	0.39	0.19	0.19	0.22	0.40	0.33	0.35	0.37	0.35	0.28	0.33	0.33	0.29	0.34	0.26	0.30	0.30	0.34	0.29	0.34	0.26	0.30

Примечание. Прочерк – содержание элемента ниже предела обнаружения. H₂O_{расч.} – расчетное содержание конституционной воды. #Fe = (Fe²⁺ + Fe³⁺)/(Mg + Fe²⁺ + Fe³⁺), X(Fe³⁺) = Fe³⁺/(Fe²⁺ + Fe³⁺). Анализы 1, 5 и 6 из термобарометрических расчетов исключены вследствие низкого содержания Fe³⁺.

Note. Dash – the element content is below detection limit. H₂O_{расч.} is the calculated constitutional water content. #Fe = (Fe²⁺ + Fe³⁺)/(Mg + Fe²⁺ + Fe³⁺), X(Fe³⁺) = Fe³⁺/(Fe²⁺ + Fe³⁺). Analyses 6, 13, and 38 were excluded from thermobarometric studies due to low Fe³⁺ content.

Давление оценено по зависимости содержания Al (Al^{tot} = Al_T + Al_C) в роговой обманке и выражается минеральной реакцией (Hollister et al., 1987): ортоклаз + чермакит = 2 кварц + 2 анортит + биотит. При повышении давления равновесие смещается влево, вследствие чего в роговой обманке возрастает содержание Al. Итоги экспериментального изучения этой зависимости в гаплогранитной системе и калибровки геобарометра изложены в работах (Johnson, Rutherford, 1989; Anderson, 1996; Mutch et al., 2016). Уравнение Е. Матча с соавторами применимо в интервале 1–13 кбар; наши оценки по этому уравнению составляют 2–3 кбар с результирующей ошибкой ± 0.5 кбар (рис. 7А, табл. 3).

Изменение температуры, в свою очередь, отражается на равновесии (Holland, Blundy, 1994): эденит + 4 кварц = тремолит + альбит. Изучение процесса перераспределения Na между амфиболом и плагиоклазом позволило составить уравнение соответствующего геотермометра (Holland, Blundy, 1994), ошибка калибровки которого составляет ±30 °С. На основании химического состава амфиболов (табл. 2) и сосуществующих с ними полевых шпатов (табл. 4) температуры кристаллизации варьируют от 680 до 760 °С при итоговой погрешности ±50–70 °С (рис. 7, табл. 4).

Концентрация H₂O в расплаве оценена по пегмометру (Riddolfi et al., 2009). Для изученных образцов содержание H₂O составляет 3.5–4.5 мас. % (табл. 4). Ошибка определений составляет 0.4 мас. %.

Геобарометрия по химическому составу биотита. При исследовании интрузивных массивов Урала установлено, что в зависимости от глубины образования гранитоидов в биотите наиболее значительно изменяются содержания TiO₂ и Al₂O₃ (Ферштатер, 1987). Данная закономерность предложена для оценочного фациального анализа плутонов. Состав изученного биотита без включений акцессорных минералов (фторопатита, циркона, титаниста) из гранитоидов массива Южный (электронное приложение) попадает в поле мезоабиссальной фации (рис. 7Б).

Оценка общего и водного давления по микрографическим сростаниям кварца с полевыми шпатами. При кристаллизации остаточных гранитных расплавов (по составу близких гранитной котектике) формируются графические агрегаты, количество кварца в которых зависит от состава расплава (в т. ч. от содержания воды в нем). Такая зависимость изучена экспериментально (Tuttle, Bowen, 1958; James, Hamilton, 1969) и положена в основу методики опре-

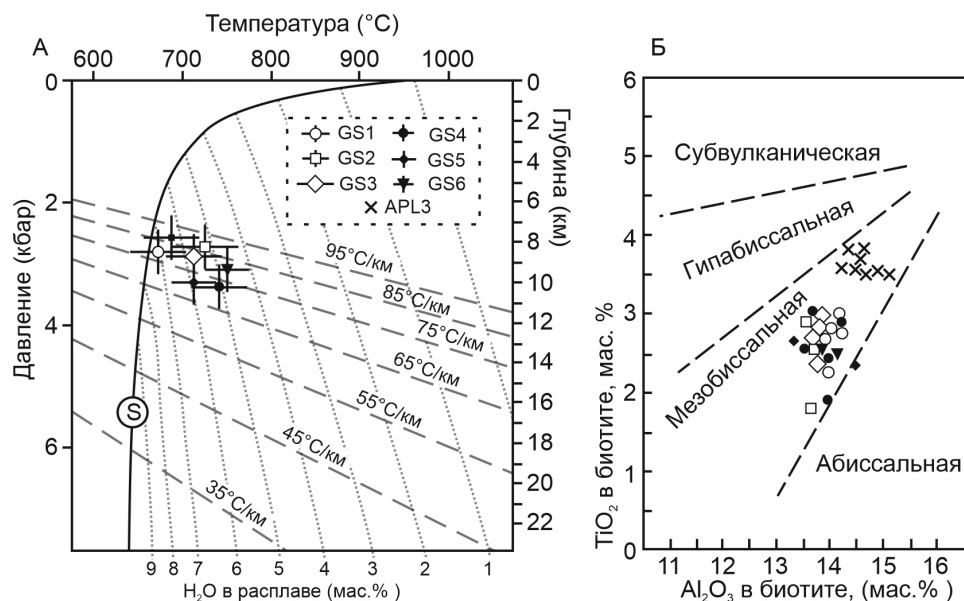


Рис. 7. Результаты геотермобарометрических расчетов: А – на основе парагенезиса амфибол-плагноклаз в гранитоидах. Размах по вертикальной и горизонтальной осям у каждого знака показывает ошибку определения давления и температуры. Грубый пунктир – линии геотермического градиента; тонкий пунктир – линии ликвидуса с определенным содержанием воды в расплаве; S – линия водонасыщенного гранитного солидуса, по (Holtz et al., 2001); Б – глубина кристаллизации, оцененная по составу биотита с использованием диаграммы TiO₂–Al₂O₃, по (Ферштатер, 1987).

Fig. 7. Results of geothermobarometric calculations: A – based on the amphibole-plagioclase assemblage in granitoids. The vertical and horizontal lines near each symbol indicate the calculation error of pressure and temperature. Coarse dotted line – lines of geothermal gradient; fine dotted line – lines of liquidus with a certain pressure content in the melt; S – line of the water-saturated granitic solidus, after (Holtz et al., 2001); Б – crystallization depth estimated from the composition of biotite on TiO₂–Al₂O₃ diagram, after (Ferstater, 1987).

деления P_{H_2O} (Ферштатер, 1987). Графические сростки наблюдались нами в аплитовидных лейкогранитах поздней жильной фазы (рис. 2Д, Е; 6).

Совместная кристаллизация кварца и полевых шпатов происходит в условиях равенства водного и общего давлений ($P_{H_2O} = P_{общ}$). Оценки давления по телам пегматитов могут быть завышены вследствие так называемого автоклавного эффекта, обусловленного избыточным давлением флюидной фазы. Влияние эффекта на микрографические сростания в аплитовидных гранитах значительно меньше (Ферштатер, 1987).

В породах жильной фазы наблюдались два типа кварц-полевошпатовых сростаний. В первом типе (рис. 6А–В) преобладает калиевый полевой шпат, насыщенный многочисленными микропертитовыми вростками альбита-олигоклаза (An₉₋₁₁). Кварц здесь формирует Г-образные угловатые кристаллы размером 1–2 мм. В сростках второго типа (рис. 6Г) полевой шпат представлен олигоклазом; кварц закономерно обладает несколько меньшим размером зерен и присутствует в больших количествах. На основании количества кварца и состава

полевых шпатов давление при кристаллизации жильной фазы оценено приблизительно в 3 кбар (рис. 8, табл. 5).

Условия кристаллизации, оцениваемые по контактовым метаморфическим породам. Наблюдаемые в контактовом ореоле минеральные ассоциации (биотит-кварц-андалузит-кордиерит, роговая обманка-эпидот-биотит-андезин и др.), устойчивы при широких вариациях температур и давлений и не указывают на их конкретные значения. Исключительной является только ассоциация кордиерит + андалузит + ставролит + кварц (Беззубцев и др., 1979ф), которая наблюдалась нами в метаморфизованных глинистых отложениях нижнего кембрия (обр. HR1, рис. 9) в северном экзоконтакте плутона на расстоянии 500–1000 м от границы с ним (рис. 1). Согласно (Richardson, 1968; Yardley, 1989), данная ассоциация является нижней границей поля устойчивости ставролита в метapelитах и представляет собой моновариантное равновесие: кордиерит + 2 андалузит + 2H₂O = 2 ставролит + 3 кварц. Линия такой реакции в PT -координатах соответствует ограниченным условиям метаморфизма: 2–

Таблица 3. Оценки содержание воды в расплаве (H_2O^L), температуры (T), давления (P) и глубины (h) кристаллизации гранитоидов массива Южный на основе парных анализов равновесно сосуществующих амфиболов и плагиоклазов

Table 3. Estimated water content of melt (H_2O^L), temperature (T), pressure (P), and depth (h) of crystallization granitoid of the Yuzhny pluton based on amphibole-plagioclase thermobarometry

Образец	Амфиболы										Плагиоклазы		Результаты			
	№ ан.	Al ^{tot} , к.а.ф.	X(Si) ^T	X(Al) ^T	X(Al) ^{M2}	X(Na) ^A	X(Na) ^{M4}	X(Ca) ^{M4}	X(K) ^A	X(□) ^A	X _{ab}	H ₂ O ^L , мас. %	T, °C	P, кбар	h, км	
GS1	2	1.40	0.71	0.30	0.11	0.15	0.12	0.88	0.17	0.68	0.77	4.40	690	2.90	7-10	
	3	1.40	0.71	0.30	0.11	0.13	0.12	0.89	0.17	0.70	0.77	4.40	680	2.90	7-10	
	4	1.41	0.70	0.30	0.10	0.12	0.13	0.88	0.16	0.72	0.78	4.50	680	2.90	7-10	
GS2	7	1.30	0.72	0.29	0.08	0.27	0.08	0.92	0.17	0.56	0.72	3.50	740	2.60	6-9	
GS3	8	1.44	0.68	0.32	0.08	0.17	0.13	0.88	0.19	0.64	0.8	3.90	720	3.00	8-11	
	9	1.28	0.72	0.28	0.08	0.20	0.12	0.88	0.16	0.64	0.78	3.60	720	2.60	6-9	
	10	1.40	0.70	0.30	0.11	0.20	0.12	0.88	0.16	0.64	0.79	4.30	710	2.90	7-10	
	11	1.32	0.70	0.30	0.05	0.21	0.12	0.88	0.16	0.63	0.79	3.60	740	2.70	7-10	
	12	1.39	0.71	0.29	0.11	0.19	0.12	0.88	0.16	0.65	0.79	4.30	700	2.90	7-10	
GS4	13	1.51	0.68	0.33	0.11	0.25	0.09	0.91	0.19	0.56	0.71	4.10	740	3.30	8-11	
	14	1.56	0.66	0.34	0.10	0.22	0.11	0.89	0.20	0.58	0.71	4.20	750	3.40	9-12	
	15	1.46	0.68	0.33	0.08	0.25	0.10	0.91	0.18	0.57	0.71	4.00	760	3.10	8-11	
GS5	16	1.55	0.68	0.32	0.13	0.17	0.10	0.90	0.20	0.63	0.71	4.50	710	3.40	9-12	
	17	1.45	0.68	0.32	0.09	0.18	0.12	0.88	0.20	0.62	0.72	3.70	730	3.10	8-11	
GS6	18	1.56	0.69	0.32	0.15	0.24	0.13	0.88	0.21	0.55	0.79	4.20	690	3.40	9-12	
	19	1.48	0.69	0.31	0.12	0.21	0.12	0.88	0.19	0.60	0.81	4.20	700	3.20	8-11	

Примечание. Коэффициенты $X(\text{Si})^T$, $X(\text{Al})^T$, $X(\text{Al})^{M2}$, $X(\text{Na})^A$, $X(\text{Na})^{M4}$, $X(\text{Ca})^{M4}$, $X(\text{K})^A$, $X(\square)^A$ и X_{ab} и расчет T согласно работе (Holland, Blundy, 1994). Содержание H_2O^L оценено по гирометру (Riddolfi et al., 2009), P – по геобарометру (Mutch et al., 2016).

Note. Coefficients $X(\text{Si})^T$, $X(\text{Al})^T$, $X(\text{Al})^{M2}$, $X(\text{Na})^A$, $X(\text{Na})^{M4}$, $X(\text{Ca})^{M4}$, $X(\text{K})^A$, $X(\square)^A$ and X_{ab} and T value are calculated after (Holland, Blundy, 1994). The H_2O^L content and P value are estimated after (Riddolfi et al., 2009) and (Mutch et al., 2016), respectively.

Таблица 4. Химический состав (мас. %) и кристаллохимические формулы Na-Ca полевых шпатов массива Южный, равновесно сосуществующих с амфиболами

Table 4. Chemical composition (wt. %) and atoms per formula units of Na-Ca feldspars of the Yuzhny pluton equilibrated with amphiboles

Образец	№ ан.	Содержание, мас. %						Кристаллохимическая формула
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	
GS1	1	62.34	23.91	4.45	8.99	0.17	99.86	(Na ₇₇ Ca ₂₁ K ₁) ₉₉ [(Si ₂₇₆ Al ₁₂₅) ₄₀₁ O ₈₀₀]
	2	62.42	23.89	4.26	9.01	0.20	99.78	(Na ₇₇ Ca ₂₀ K ₁) ₉₈ [(Si ₂₇₇ Al ₁₂₅) ₄₀₂ O ₈₀₀]
	3	62.40	23.82	4.26	9.01	0.20	99.69	(Na ₇₇ Ca ₂₀ K ₁) ₉₈ [(Si ₂₇₇ Al ₁₂₅) ₄₀₃ O ₈₀₀]
	4	62.41	23.82	4.25	9.12	0.19	99.79	(Na ₇₈ Ca ₂₀ K ₁) ₉₉ [(Si ₂₇₇ Al ₁₂₄) ₄₀₁ O ₈₀₀]
GS2	5	62.37	23.87	4.26	9.00	0.20	99.71	(Na ₇₅ Ca ₂₃ K ₁) ₉₉ [(Si ₂₇₇ Al ₁₂₃) ₄₀₀ O ₈₀₀]
	6	62.00	23.85	5.25	8.35	0.18	99.63	(Na ₇₂ Ca ₂₅ K ₁) ₉₈ [(Si ₂₇₆ Al ₁₂₅) ₄₀₁ O ₈₀₀]
	7	62.12	23.81	5.24	8.34	0.18	99.69	(Na ₇₂ Ca ₂₅ K ₁) ₉₈ [(Si ₂₇₇ Al ₁₂₅) ₄₀₂ O ₈₀₀]
GS3	8	63.19	23.23	3.90	9.31	0.20	99.84	(Na ₈₀ Ca ₁₉ K ₁) ₁₀₀ [(Si ₂₈₀ Al ₁₂₁) ₄₀₁ O ₈₀₀]
	9	62.44	23.18	4.05	9.05	0.22	98.95	(Na ₇₈ Ca ₁₉ K ₁) ₉₈ [(Si ₂₇₉ Al ₁₂₂) ₄₀₁ O ₈₀₀]
	10	63.75	22.28	3.82	9.12	0.18	99.15	(Na ₇₉ Ca ₁₈ K ₁) ₉₈ [(Si ₂₈₃ Al ₁₁₇) ₄₀₀ O ₈₀₀]
	11	63.85	22.32	3.82	9.14	0.18	99.31	(Na ₇₉ Ca ₂₀ K ₁) ₁₀₀ [(Si ₂₇₈ Al ₁₂₃) ₄₀₁ O ₈₀₀]
	12	62.38	23.53	4.00	9.19	0.18	99.27	(Na ₇₉ Ca ₁₉ K ₁) ₉₉ [(Si ₂₇₇ Al ₁₂₃) ₄₀₀ O ₈₀₀]
GS4	13	61.74	24.44	5.22	8.21	0.15	99.76	(Na ₇₁ Ca ₂₅ K ₁) ₉₇ [(Si ₂₇₄ Al ₁₂₈) ₄₀₂ O ₈₀₀]
	14	61.57	24.19	5.13	8.28	0.24	99.41	(Na ₇₁ Ca ₂₄ K ₁) ₉₆ [(Si ₂₇₄ Al ₁₂₇) ₄₀₁ O ₈₀₀]
	15	61.72	24.49	5.15	8.30	0.13	99.79	(Na ₇₁ Ca ₂₄ K ₁) ₉₆ [(Si ₂₇₃ Al ₁₂₈) ₄₀₁ O ₈₀₀]
GS5	16	61.23	24.19	5.45	8.22	0.18	99.27	(Na ₇₁ Ca ₂₆ K ₁) ₉₈ [(Si ₂₇₃ Al ₁₂₇) ₄₀₀ O ₈₀₀]
	17	61.07	24.32	5.44	8.32	0.18	99.32	(Na ₇₂ Ca ₂₆ K ₁) ₉₉ [(Si ₂₇₃ Al ₁₂₈) ₄₀₁ O ₈₀₀]
GS6	18	62.65	23.73	4.05	9.88	0.14	100.44	(Na ₇₉ Ca ₁₉ K ₁) ₁₀₀ [(Si ₂₇₇ Al ₁₂₃) ₄₀₀ O ₈₀₀]
	19	62.12	24.46	3.81	9.48	0.18	100.05	(Na ₈₁ Ca ₁₈ K ₁) ₁₀₀ [(Si ₂₇₄ Al ₁₂₇) ₄₀₁ O ₈₀₀]

Примечание. Коэффициенты в формулах рассчитаны на 16 зарядов.

Note. Atoms per formula units are calculated for 16 charges.

3 кбар и 520–620 °С (рис. 10). Она приблизительно характеризует условия во время застывания расплава главной фазы.

ОБСУЖДЕНИЕ

Данные об условиях кристаллизации гранитоидов позволяют, во-первых, определить глубину массива (во время образования главной и жильной фаз внедрения) и, во-вторых, оценить их металлогенический потенциал.

Условия кристаллизации гранитоидов. Согласно результатам амфибол-плагиоклазовой геотермобарометрии (рис. 7А, табл. 4), кристаллизация магмы происходила при относительно низких температурах в 680–760 °С, давлении в 2.8–3.4 кбар (что соответствует глубинам от 7 до 11 км) и низких содержаниях H₂O в расплаве

(3.5–4.5 мас. %). Содержания TiO₂ и Al₂O₃ в биотите характерны для мезоабиссальной фации глубинности (рис. 7Б). Особенности строения кварц-полевошпатовых графических сростаний (содержание кварца и химический состав сопряженного полевого шпата) в жильных лейкогранитах указывают на величины давления около 3 кбар (рис. 8, табл. 5).

В контактовых роговиках наиболее информативной оказывается ассоциация кордиерит + андалузит + кварц + ставролит (рис. 9), которая представляет собой моновариантное равновесие с определенным положением в *PT*-координатах (рис. 10). Глубинное размещение метapelитов и, следовательно, оформленного к тому времени плутона можно оценить в 6–9 км, если величину давления разделить на геобарический градиент, приблизительно равный 0.3 кбар/км (Pitcher, 1997). Поскольку образование массива связано с постколлизийным этапом магматизма на Таймыре (Vernikovsky,

Таблица 5. Оценка давления и глубины кристаллизации жильных лейкогранитов массива Южный

Table 5. Pressure and depth estimation of leucogranites of the Yuzhny pluton

Образец	Тип срастания	An в полевом шпате, %	Qz, %	n	P, кбар	h, км
APL1	Кварц-олигоклазовые	10	42.5±3.0	4	3	8-11
APL2	Кварц калишпатовые	2	32.5 ± 2.1	8	3	8-11
APL3		0	32.4 ± 2.9	9	3	8-11

Примечание. Методика барометрии изложена в работе (Ферштатер, 1987).

Note. Barometry method is described in (Fershtater, 1987).

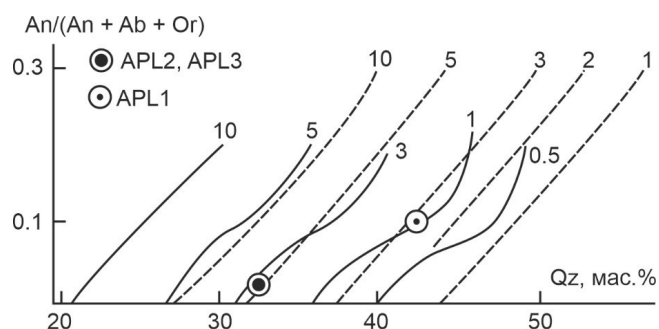


Рис. 8. Оценка давления по количеству кварца (Qz) в графических агрегатах и соотношению между анортитом (An), альбитом (Ab) и калиевым полевым шпатом (Or) на диаграмме по (Ферштатер, 1987).

Сплошные и пунктирные линии – изобары в системах Qz-Ab-An (применимо для образцов APL2 и APL3) и Qz-Ab-An (применимо для образца APL1), соответственно.

Fig. 8. Estimated pressure from the amount of quartz (Qz) in graphic aggregates and a ratio between anorthite (An), albite (Ab), and K-feldspar (Or) in diagram after (Fershtater, 1987). Solid and dotted lines – isobars in the Qz-Ab-An (applicable for APL2 and APL3 samples) and Qz-Ab-An (applicable for the APL1 sample) systems, respectively. Numerical signatures are pressure values.

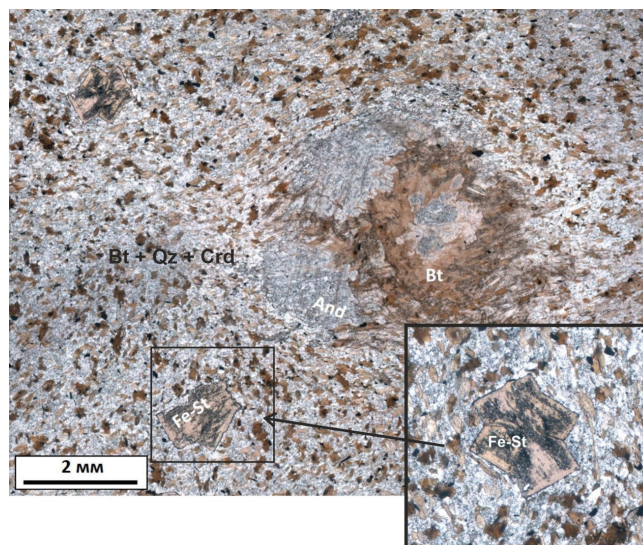
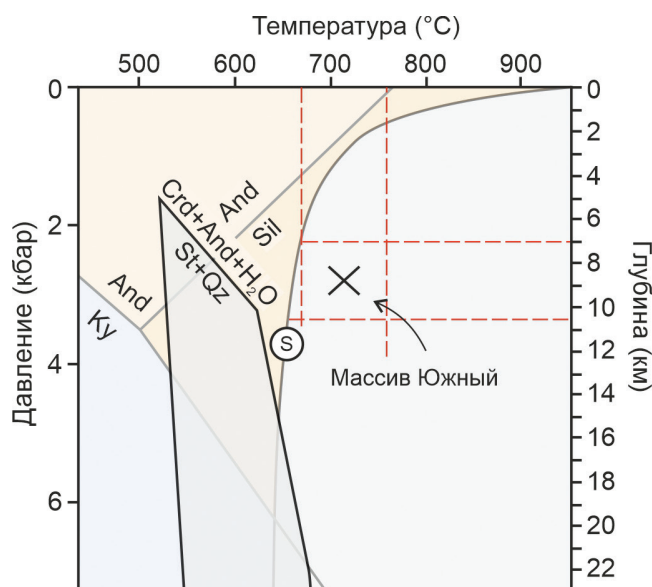


Рис. 9. Парагенезис кордиерита (Crd), андалузита (And), кварца, биотита и ставролита (St) в метапелите (образец HR1) в контактовом ореоле массива Южный.

Шлиф, фото без анализатора.

Fig. 9. Assemblage of cordierite (Crd), andalusite (And), quartz, biotite, and staurolite (St) in metapelite (sample HR1) at the contact halo of the Yuzhny pluton.

Thin section, without analyzer.

Рис. 10. Оценка глубины кристаллизации массива Южный по данным геотермобарометрии амфибол-плагиоклаз и кварц-полевые шпаты и характеристика контактового метаморфизма.

Поле устойчивости ставролита в метапелитах по данным (Richardson, 1968; Yardley, 1989); S – солидус водонасыщенного гранитного расплава; Ky – кyanит; And – андалузит; Sil – силлиманит.

Fig. 10. Estimation of crystallization depth of the Yuzhny pluton based on amphibole-plagioclase and quartz-feldspar geothermobarometry and characteristics of contact metamorphism.

Stability field of staurolite in metapelites is after (Richardson, 1968; Yardley, 1989); S – solidus of water-saturated granite melt; Ky – kyanite; And – andalusite; Sil – sillimanite.

2020), внедрение расплавов происходило в обстановке растяжения, и давление при контактовом метаморфизме определялось в существенной степени лишь только нагрузкой вышележащих толщ. Контактный метаморфизм при P до 2–3 кбар свойственен для гранитных батолитов (Ревердатто, 1970).

Становление батолита в условиях мезоабиссальной фации глубинности, таким образом, представляется реалистичным. Установленные PT -параметры характерны для зоны магматической ассимиляции вмещающих пород (Кузнецов и др., 1973). Действительно, в гранитоидах наблюдается несколько признаков этого процесса: в краевых зонах интрузива широко развиты шлиры меланократовых (амфиболовых, амфибол-биотитовых) монцогаббро и габбродииоритов (рис. 2Г), присутствуют ксенолиты ороговикованных вмещающих пород (рис. 2В) и более темноцветные интрузивные породы тяготеют к границе тела (согласно маршрутным наблюдениям так называемые «зоны закалки»).

Оценка металлогенического потенциала гранитоидов. Вследствие особенностей условий образования изученные гранитоиды, по всей видимости, обладают низкой рудоносностью. Считается, что на глубинах от 16 до 4 км кристаллизуются преимущественно безрудные граниты, которые образуются из относительно маловодных расплавов (3–4 мас. % H_2O) по сравнению с более глубинными расплавами мусковитсодержащих гранитов (7–8 мас. % H_2O) (Strong, 1981). В последних изначально высокая флюидонасыщенность нарастает по мере фракционной кристаллизации безводных полевых шпатов и кварца и оказывается достаточной для формирования магматогенного флюида и образования пегматитовых и гидротермальных альбитит-грейзеновых месторождений.

Застывая на значительной глубине, гранитоиды массива явно не достигли уровня грунтовых вод. Порфировые и эпитеpmальные месторождения, хотя и связаны с весьма «сухими» расплавами (содержащими менее 3–4 мас. % H_2O), формируются в существенной степени за счет внешних приповерхностных источников воды, таких как метеорные осадки, морские и пластовые воды (Strong, 1981; Жариков, Русинов, 1998).

Металлогения подобных батолитов монцонит-гранитного состава ограничена небольшими скарновыми месторождениями W-Mo и Cu без существенного промышленного значения (Кузнецов, 1964; Изох, 1978). Подчеркнем, что в аллювии рек и ручьев, протекающих на площади изученного мас-

сива и его экзоконтакта, в шлихах определен шеелит (Качурина и др., 2013). Видимо, источником шеелита служит именно контактовый ореол массива.

Нельзя, тем не менее, исключать обнаружение на площади массива более поздней минерализации молибден-медно-порфирового типа. На северо-восточном Таймыре такой рудоносностью характеризуется пекинский гранит-граносиенитовый гипабиссальный комплекс поздней перми-триаса. Он обуславливает развитие минерализации, например, на Широкинском, Пекинском и Трёхсестерском рудных узлах (Берзон и др., 2021; Проскурнин и др., 2021; Берзин и др., 2024).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании минералогических особенностей контактового метаморфизма, минеральной геотеробарометрии (парагенезис амфибол-плагиоклаз), изучения эвтектических кварц-полевошпатовых графических агрегатов гранитоиды массива Южный (северо-восточный Таймыр) наиболее вероятно кристаллизовались в условиях мезоабиссальной фации из маловодной магмы на глубинах 7–11 км, не достигая приповерхностных источников воды, вследствие чего самостоятельное металлогеническое значение массива невелико и, по всей видимости, ограничено лишь малыми проявлениями скарнов. Однако массив может вмещать более поздние гипабиссальные тела гранитов-граносиенитов, рудоносных в отношении Cu и Mo.

ЛИТЕРАТУРА

Беззубцев В.В., Гончаров Ю.И., Залялеев Р.Ш. (1979ф) Геологическое строение и полезные ископаемые Таймырской складчатой области. Отчет Таймырской опытнопроизводственной партии по результатам аэрофотogeологического картирования масштаба 1: 200 000 Таймырской складчатой области в 1972–1979 гг. Красноярск, СНИИГГиМС.

Берзин С.В., Петров С.В., Конопелько Д.Л., Курапов М.Ю., Головина Т.А., Черненко Н.Я., Червяковский В.С. (2024) Использование состава циркона и апатита при прогнозировании Cu-Mo-Au порфирового оруденения в Пекинском и Тессемском массивах Таймыро-Североземельской складчатой области. *Литосфера*, 24(23), 547–565. <http://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-3-547-565>

Берзон Е.И., Проскурнин В.Ф., Черненко Н.Я., Мальцева С.В. (2021) Перспективы выявления медно-порфировых месторождений на полуострове Челюскин. *Геологический вестник УК Полиметалл*, 9, 4–16.

- Верниковский В.А. (1996) Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск, НИЦ ОИГГМ СО РАН, 202 с.
- Дворцов Н.В., Проскурнин В.Ф., Багаева А.А., Березюк Н.И., Берзон Е.И., Курапов М.Ю., Шнейдер А.Г., Кисельников Ю.В. (2025) Новые данные по позднепалеозойским и раннемезозойским гранитоидам северо-восточного Таймыра. *Материалы XIV петрографического совещания «Петрология и геодинамика геологических процессов: роль в изучении недр и геологическом картографировании»*. СПб, Институт Карпинского, 71–73.
- Жариков В.А., Русинов В.Л. (1998) Метасоматизм и метасоматические породы. М., Научный мир, 492 с.
- Изох Э.П. (1978) Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. М., Недра, 136 с.
- Качурина Н.В., Макарьев А.А., Макарьева Е.М., Гавриш А.В., Орлов В.В., Сахаров А.А., Дымов В.А., Козлов С.А. (2013) Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение) Серии Северо-Карско-Баренцевоморская и Таймырско-Североземельская. Лист Т-45-48 – м. Челюскин. Объяснительная записка. СПб, Картфабрика ВСЕГЕИ, 568 с.
- Кисельников Ю.В., Шнейдер А.Г., Проскурнин В.Ф. (2026) Условия метаморфизма вмещающих пород Борзовского золотрудного узла (Северо-Восточный Таймыр). *Геология и Геофизика*, <http://doi.org/10.15372/GIG2025178>, в печати.
- Кривовичев В.Г., Гульбин Ю.Л. (2022) Рекомендации по расчету и представлению формул минералов по данным химических анализов. *Записки РМО*, 151(1), 114–124, <http://doi.org/10.31857/S0869605522010087>
- Кузнецов Ю.А. (1964) Главные типы магматических формаций. М., Недра, 387 с.
- Кузнецов Ю.А., Шарапов В.Н., Меламед В.Г. (1973) О магматических фациях глубинности. *Геология и геофизика*, 7 (14), 3–17.
- Лазарев Ф.Д., Кошевой В.В., Петров Ю.М., Уклеин В.Н., Альтшулер М.И. (1997ф) Комплексная аэро-геофизическая съёмка на Северном Таймыре. Норильск, ЦАГРЭ, 260 с.
- Падерин П.Г., Ахмадеев Ю.Г., Березюк Н.И., Попов В.Ю., Проскурнин В.Ф., Уклеин В.Н. (2005ф) Геологическая карта листа Т-48-XXXI, XXXII, XXXIII масштаба 1 : 200 000 (устье р. Ленинградская). Объяснительная записка. СПб, картфабрика ВСЕГЕИ, 59 с.
- Проскурнин В.Ф. (2013) Минерагенический анализ Таймыро-Североземельского региона и оценка его золотоносного потенциала. *Дисс. на соиск. степ. докт. геол.-минерал. наук*. СПб, ВСЕГЕИ, 320 с.
- Проскурнин В.Ф., Петров О.В., Романов А.П., Курбатов И.И., Гавриш А.В., Проскурнина М.А. (2021) Центральнo-арктический золотосодержащий медно-молибден-порфиновый пояс. *Региональная геология и металлогения*, 21, 31–49, http://doi.org/10.52349/08697892_2021_85_31_49
- Равич М.Г., Чайка Л.А. (1962) Метаморфические и магматические формации Таймырского докембрия / Петрография Восточной Сибири. М., АН СССР, 2, 590–719.
- Ревердатто В.В. (1970) Типы контактового метаморфизма. *Геология и геофизика*, 7, 33–38.
- Соболев Н.В. (1964) Парагенетические типы гранатов. М., Наука, 220 с.
- Ферштатер Г.Б. (1987) Петрология главных интрузивных ассоциаций. М., Наука, 231 с.
- Шарпёнок Л.Н., Костин А.Е., Кухаренко Е.А. (2013) TAS-диаграмма сумма щелочей – кремнезем для химической классификации и диагностики плутонических пород. *Региональная геология и металлогения*, 56, 40–50.
- Anderson J.L. (1996) Status of thermobarometry in granitic batholiths. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 87, 125–138.
- Anderson J.L., Smith D.R. (1995) The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist*, 80, 549–559, <http://doi.org/10.2138/am-1995-5-614>
- Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D. (2012). IMA Report: Nomenclature of the amphibole supergroup. *American Mineralogist*, 97, p. 2031–2048, DOI: 10.2138/am.2012.4276.
- Holland T., Blundy J. (1994) Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 116, 433–447. <https://doi.org/10.1007/BF00310910>
- Hollister L., Grissom G., Peters E., Stowell H., Sisson V. (1987) Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline pluton. *American Mineralogist*, 72, 231–239.
- Holtz F., Johannes W., Tamic N., Behrens H. (2001) Maximum and minimum water contents of granitic melts generated in the crust: a reevaluation and implications. *Lithos*, 56, 1–14, [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00056-6](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00056-6)
- James R.S., Hamilton D.L. (1969) Phase relations in the system $NaAlSi_3O_8 - KAlSi_3O_8 - CaAl_2Si_2O_8 - SiO_2$ at 1 kilobar water vapour pressure. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 21, 111–141. <https://doi.org/10.1007/BF00403341>
- Johnson M., Rutherford M. (1989) Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, 17, 837–841. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1989\)017<0837:ECOTAI>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017<0837:ECOTAI>2.3.CO;2)
- Khudoley A.K., Verzhbitsky V.E., Zastrozhnov D.A., O'Sullivan P., Ershova V.B., Proskurnin V.F., Tuchkova M.I., Rogov M.A., Kyser T.K., Malyshev S.V., Schneider G.V. (2018) Late Paleozoic–Mesozoic tectonic evolution of the Easter Taimyr–Severnaya Zemlya fold and thrust belt and adjoining Yenisey-Khatanga depression. *Journal of*

Geodynamics, 119, 221–241, <https://doi.org/doi:10.1016/j.jog.2018.02.002>

Mutch E.J., Blundy J.D., Tattich B.C., Cooper G.J., Brooker R.A. (2016) An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 171, article #85, <https://doi.org/10.1007/s00410-016-1298-9>

Pitcher W.S. (1997) The nature and origin of granite. Springer Science & Business Media, 402 p.

Richardson S.W. (1968) Staurolite stability in a part of the system Fe–Al–Si–O–H. *Journal of Petrology*, 9, 467–488. <https://doi.org/10.1093/petrology/9.3.467>

Riddolfi F., Renzulli A., Puerini M. (2009) Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 160, 45–66, <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0465-7>

Strong D.F. (1981) Ore deposit models: 5. A model for granophile mineral deposits. *Geoscience Canada*, 8(4), 155–161.

Tuttle O.F., Bowen N.L. (1958) Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈–KAlSi₃O₈–SiO₂–H₂O. *Memoirs of the Geological Society of America*, 74, 153.

Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Proskurnin V.F., Matushkin N.Y., Proskurnina M.A., Kadilnikov P., Larionov A.N., Travin A.V. (2020) Late Paleozoic–Early Mesozoic granite magmatism on the Arctic margin of the Siberian Craton during the Kara–Siberia oblique collision and plume events. *Minerals*, 10, 571–611, <https://doi.org/10.3390/min10060571>

Yardley B.W.D. (1989) An introduction to metamorphic petrology. Longman Group UK Ltd, 132 p.

REFERENCES

Anderson J.L. (1996) Status of thermobarometry in granitic batholiths. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 87, 125–138.

Anderson J.L., Smith D.R. (1995) The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist*, 80, 549–559, <http://doi.org/10.2138/am-1995-5-614>

Berzin S.V., Konopelko D.L., Petrov S.V., Kurapov M.Yu., Golovina T.A., Chernenko N.Ya., Chervyakovsky V.S. (2024) Utilizing compositions of zircon and apatite for prospecting of Cu–Mo–Au–porphyry mineralization in the Pekinsky and Tessemysky granitoid massifs of the Taimyr-Severozemelskaya folded area. *Litosfera (Lithosphere)*, 24(3), 547–565 (in Russian), <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-3-547-565>

Berzon E.I., Proskurnin V.F., Chernenko N.Ya., Maltseva S.V. (2021) Prospects for the finding of porphyry

Cu deposits on the Chelyuskin Peninsula. *Geologicheskii vestnik UK Polimetall (Geological Bulletin of Management Company Polymetal)*, 9, 4–16 (in Russian)

Bezzubtsev V. V., Goncharov Yu. I., Zalyaleev R. Sh. (1979) Geological structure and mineral resources of the Taimyr folded region. Unpublished report of the Taimyr experimental production party based on the results of 1 : 200 000 scale aerial photogeological mapping of the Taimyr folded region in 1972–1979. Krasnoyarsk, SNIIGiMS (in Russian)

Dvortsov N.V., Proskurnin V.F., Bagaeva A.A., Berezyuk N.I., Berzon E.I., Kurapov M.Yu., Schneider A.G., Kisel'nikov Yu.V. (2025) New data on the Late Paleozoic and Early Mesozoic granitoids of Northeast Taimyr. *Materialy XIV petrograficheskogo soveshchaniya «Petrologiya i geodinamika geologicheskikh protsessov: rol v izuchenii nedr i geologicheskoy kartografirovani» (Proceedings of the XIV Petrographic Conference “Petrology and Geodynamics of Geological Processes: a Role in Study of the Earth's Interiors and Geological Mapping”)*. St. Petersburg, Institut Karpinskogo, 71–73 (in Russian).

Fershtater G.B. (1987) Petrology of main intrusive associations. Moscow, Nauka, 231 p. (in Russian).

Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D. (2012). IMA Report: Nomenclature of the amphibole supergroup. *American Mineralogist*, 97, p. 2031–2048, DOI: 10.2138/am.2012.4276.

Holland T., Blundy J. (1994) Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 116, 433–447. <https://doi.org/10.1007/BF00310910>

Hollister L., Grissom G., Peters E., Stowell H., Sisson V. (1987) Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline pluton. *American Mineralogist*, 72, 231–239.

Holtz F., Johannes W., Tamic N., Behrens H. (2001) Maximum and minimum water contents of granitic melts generated in the crust: a reevaluation and implications. *Lithos*, 56, 1–14, [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00056-6](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00056-6)

Izokh E.P. (1978) Assessment of ore potential of granitoid complexes for the forecasting. Moscow, Nedra, 136 p. (in Russian)

James R.S., Hamilton D.L. (1969) Phase relations in the system NaAlSi₃O₈ – KAlSi₃O₈ – CaAl₂Si₂O₈–SiO₂ at 1 kilobar water vapour pressure. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 21, 111–141. <https://doi.org/10.1007/BF00403341>

Johnson M., Rutherford M. (1989) Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, 17, 837–841. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1989\)017<0837:ECOTAI>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017<0837:ECOTAI>2.3.CO;2)

Kachurina N.V., Makariev A.A., Makarieva E.M., Gavrish A.V., Orlov V.V., Sakharov A.A., Dymov V.A., Kozlov S.A. (2013) State Geological Map of the Russian Federation. Scale of 1 : 1 000 000 (third generation) The

North Kara-Barents Sea and Taimyr-North Zemlya series. Sheet T-45-48 – Cape Chelyuskin. Explanatory note. St. Petersburg, Kartfabrika VSEGEI, 568 p. (in Russian).

Kiselnikov Yu.V., Shneider A.G., Proskurnin V.F. (2026) Metamorphic conditions of host rocks of the Borzova river gold cluster (Northeast Taimyr). *Russian Geology and Geophysics*, <http://doi.org/10.15372/GIG2025178>

Khudoley A.K., Verzhbitsky V.E., Zastrozhnov D.A., O'Sullivan P., Ershova V.B., Proskurnin V.F., Tuchkova M.I., Rogov M.A., Kyser T.K., Malyshev S.V., Schneider G.V. (2018) Late Paleozoic–Mesozoic tectonic evolution of the Easter Taimyr–Severnaya Zemlya fold and thrust belt and adjoining Yenisey–Khatanga depression. *Journal of Geodynamics*, 119, 221–241, <https://doi.org/doi: 10.1016/j.jog.2018.02.002>

Krivovichev V.G., Gulbin Yu.L. (2022) Recommendations for the calculation and presentation of mineral formulas based on chemical analysis data. *Zapisky RMO (Proceedings of the Russian Mineralogical Society)*, 151(1), 114–124 (in Russian), <http://doi.org/10.31857/S0869605522010087>

Kuznetsov Yu.A. (1964) Main types of igneous complexes. Moscow, Nedra, 387 p. (in Russian).

Kuznetsov Yu.A., Sharapov V.N., Melamed V.G. (1973) About deep igneous facies. *Geologiya i geofizika (Geology and Geophysics)*, 7(14), 3–17 (in Russian).

Lazarev F.D., Koshevoy V.V., Petrov Yu.M., Uklein V.N., Altshtuler M.I. (1997) Integrated aerogeophysical survey of North Taimyr. Norilsk, TsAGRE, 260 p. (in Russian).

Mutch E.J., Blundy J.D., Tattich B.C., Cooper G.J., Brooker R.A. (2016) An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 171, article #85, <https://doi.org/10.1007/s00410-016-1298-9>

Paderin P.G., Akhmadeev Yu.G., Berezyuk N.I., Popov V.Yu., Proskurnin V.F., Uklein V.N. (2005) Geological map T-48-XXXI, XXXII, XXXIII on a scale of 1 : 200 000 (mouth of the Leningradskaya River). Explanatory note. St. Petersburg, Kartfabrika VSEGEI, 59 p. (in Russian)

Pitcher W.S. (1997) The nature and origin of granite. Springer Science & Business Media, 402 p

Proskurnin V.F. (2013) *Mineragenic analysis of the Taimyr-Severnaya Zemlya region and assessment of its gold-bearing potential. (Doctor dissertation)* St. Petersburg, VSEGEI, 320 p. (in Russian)

Proskurnin V.F., Petrov O.V., Romanov A.P., Kurbatov I.I., Gavrish A.V., Proskurnina M.A. (2021) Central Arctic gold-bearing porphyry Cu–Mo belt. *Regionalnaya geologiya i metallogeniya (Regional Geology and Metallogeny)*, 21, 31–49 (in Russian), http://doi.org/10.52349/08697892_2021_85_31_49

Ravich M.G., Chaika L.A. (1962) Metamorphic and igneous complexes of the Taimyr Precambrian In: *Petrografiya Vostochnoy Sibiry (Petrography of Eastern Siberia)*. Moscow, AN SSSR, 2, 590–719 (in Russian)

Reverdatto V.V. (1970) Types of contact metamorphism. *Geologiya i geofizika (Geology and Geophysics)*, 7, 33–38 (in Russian)

Richardson S.W. (1968) Staurolite stability in a part of the system Fe–Al–Si–O–H. *Journal of Petrology*, 9, 467–488. <https://doi.org/10.1093/petrology/9.3.467>

Riddolfi F., Renzulli A., Puerini M. (2009) Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 160, 45–66, <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0465-7>

Sharpenok L.N., Kostin A.E., Kukharensko E.A. (2013) Alkali sum–silica TAS diagram for chemical classification and recognition of plutonic rocks. *Regionalnaya geologiya i metallogeniya (Regional Geology and Metallogeny)*, 56, 40–50 (in Russian).

Sobolev N.V. (1964) Paragenetic types of garnets. Moscow, Nauka, 220 p. (in Russian).

Strong D.F. (1981) Ore deposit models: 5. A model for granophile mineral deposits. *Geoscience Canada*, 8(4), 155–161.

Tuttle O.F., Bowen N.L. (1958) Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈–KAlSi₃O₈–SiO₂–H₂O. *Memoirs of the Geological Society of America*, 74, 153.

Vernikovskiy V.A. (1996) Geodynamic evolution of the Taimyr folded area. Novosibirsk, SO RAN, 202 p. (in Russian)

Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Proskurnin V.F., Matushkin N.Y., Proskurnina M.A., Kadilnikov P., Larionov A.N., Travin A.V. (2020) Late Paleozoic–Early Mesozoic granite magmatism on the Arctic margin of the Siberian Craton during the Kara–Siberia oblique collision and plume events. *Minerals*, 10, 571–611, <https://doi.org/10.3390/min10060571>

Yardley B.W.D. (1989) An introduction to metamorphic petrology. Longman Group UK Ltd, 132 p.

Zharikov V.A., Rusinov V.L. (1998) Metasomatism and metasomatic rocks. Moscow, Nauchny Mir, 492 p. (in Russian).

Информация об авторах

Юрий Вячеславович Кисельников – геолог, ФГБУ Всероссийский геологический научно-исследовательский институт им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург, Россия; yury.kiselnikoff@yandex.ru

Алексей Геннадьевич Шнейдер – ведущий геолог, ФГБУ Всероссийский геологический научно-исследовательский институт им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург, Россия

Василий Фёдорович Проскурнин – доктор геолого-минералогических наук, заведующий отделом Севера Сибири, ФГБУ Всероссийский геологический научно-исследовательский институт им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург, Россия

Information about the authors

Yury V. Kiselnikov – Geologist, Karpinsky Geological Research Institute, St. Petersburg, Russia; yury.kiselnikoff@yandex.ru

Alexey G. Shneider – Leading Geologist, Karpinsky Geological Research Institute, St. Petersburg, Russia

Vasily F. Proskurnin – Doct. Sci. (Geol.-Mineral.), Karpinsky Geological Research Institute, St. Petersburg, Russia



<https://doi.org/10.35597/2313-545X-2026-12-1-6>

УДК 549.01:549.02:549.752:553.086

Двухстадийное преобразование костного апатита при нагреве

А.А. Бибко¹, Р.Ю. Шендрик², О.В. Бухарова¹, М.С. Антонов¹,
М.О. Хрущева¹, Д.В. Лычагин¹

¹ Национальный исследовательский Томский государственный университет,
пр. Ленина 36, г. Томск, 634050 Россия, bibko.geology@gmail.com

² Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, ул. Фаворского 1а,
г. Иркутск, 664033 Россия

Статья поступила в редакцию 24.11.2025 г., после доработки 19.12.2025 г., принята к печати 20.03.2026 г

Аннотация. Костная ткань – это природный композитный материал, состоящий из органических компонентов (коллагена и цитрата Са) и минеральной фазы (костного апатита). Методом инфракрасной спектроскопии и рентгеновской дифракции изучены структурные изменения минеральной фазы кортикальной костной ткани лабораторных крыс линии Wistar в процессе термической обработки в интервале температур 50–400 °С с шагом нагрева 50 °С и выдержкой два часа. Показано, что характер преобразований костного апатита коррелирует с разложением органических компонентов костной ткани (коллагена и цитрата Са) на различных этапах нагрева. Изменения структуры костного апатита зафиксированы при нагреве выше 150 °С, что выражается уменьшением полуширины пика (310) на дифрактограмме и уменьшением ширины полосы поглощения 604 см⁻¹ на ИК спектрах. Это изменение связано с переходом из моноклинной в гексагональную модификацию и исчезновению мозаичной структуры минеральных пластин костного апатита. При нагреве свыше 300 °С по изменению ширины полосы поглощения 604 см⁻¹ зафиксированы дальнейшие преобразования костного апатита, обусловленные переходом цитрат-иона в карбонат-ион, что приводит к уменьшению расстояния между соседними минеральными пластинами и их слипанию. Полученные данные о трансформации костного апатита при нагреве важны для понимания термической стабильности костной ткани и могут быть использованы при разработке технологий получения биоподобных материалов для костной имплантологии.

Ключевые слова: кость, костный апатит, нагревание, коллаген, цитрат, рентгеновская дифракция, ИК спектроскопия.

Финансирование. Исследование выполнено в рамках задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (№ FSWM-2025-0015) и при поддержке базовой программы Российской академии наук (№ 0284-2021-0004).

Благодарности. Исследования выполнены с использованием оборудования Центра коллективного пользования «Аналитический центр геохимии природных систем» Томского государственного университета (г. Томск, Россия). ИК-спектроскопия проведена в Центре коллективного пользования изотопно-геохимических исследований (Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, Россия). Авторы благодарны А.А. Ширяеву и С.М. Аксёнову за продуктивную дискуссию на XV Всероссийской научной конференции «Минералы: строение, свойства, методы исследования», которая помогла улучшить эту работу. Авторы выражают отдельную благодарность Э.В. Сокол и редакторам журнала за ценные замечания, которые помогли усовершенствовать статью.

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

Вклад авторов. А.А. Бибко, Р.Ю. Шендрик, О.В. Бухарова – разработка концепции, исследование; Р.Ю. Шендрик, М.О. Хрущева – аналитические работы; А.А. Бибко, О.В. Бухарова, Р.Ю. Шендрик, М.С. Антонов, Д.В. Лычагин – написание черновика рукописи, визуализация, редактирование финального варианта рукописи. Все авторы одобрили финальную версию статьи перед публикацией.

Для цитирования: Бибко А.А., Шендрик Р.Ю., Бухарова О.В., Антонов М.С., Хрущева М.О., Лычагин Д.В. Двухстадийное преобразование костного апатита при нагреве. Минералогия, 12(1), 105–118. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2026-12-1-6>.

Two stage reorganization of bone apatite during heating

A.A. Bibko¹, R.Yu. Shendrik², O.V. Bukharova¹, M.S. Antonov¹,
 M.O. Khrushcheva¹, D.V. Lychagin¹

¹ National Research Tomsk State University, pr. Lenina 36, Tomsk, 634050 Russia; bibko.geology@gmail.com

² Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, ul. Favorskogo 1a, Irkutsk, 664033 Russia

Received 24.11.2025, revised 19.12.2025 accepted 20.03.2026

Abstract. Bone tissue is a natural composite material consisting of organic components (collagen and calcium citrate) and a mineral phase (bone apatite). Infrared spectroscopy and X-ray diffraction are used to study structural changes in the mineral phase of the cortical bone tissue from Wistar laboratory rats during heat treatment in a temperature range of 50–400 °C with a heating step of 50 °C and an exposition time of two hours. It is shown that the nature of bone apatite transformations is correlated with the decomposition of organic bone tissue components (collagen and calcium citrate) at different heating stages. Changes in the bone apatite structure are recorded upon heating above 150 °C as a decrease in the half-width of the peak (310) in an XRD pattern and a decrease in the width of the absorption band at 604 cm⁻¹ in the IR spectra. This change is associated with the transition from monoclinic to hexagonal modification and the disappearance of the mosaic structure of bone apatite mineral plates. Upon heating above 300 °C, further transformations of bone apatite are related to the change in the width of the 604 cm⁻¹ absorption band causing by citrate ion to carbonate ion conversion, which leads to a decrease in the distance between the adjacent mineral plates and their adhesion. Our data on the transformation of bone apatite during heating are important for the understanding the thermal stability of bone tissue and can be used in the elaboration of technologies for producing biosimilar materials for bone implantology.

Keywords: bone, bone apatite, heating, collagen, citrate, X-ray diffraction, IR spectroscopy.

Funding. This study was supported by the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (project no. FSWM-2025-0015) and Russian Academy of Science (project no. 0284-2021-0004).

Acknowledgements. The analytical studies were conducted using the equipment of the Center for Collective Use “Analytical Center of Geochemistry of Natural Systems” at the Tomsk State University (Tomsk, Russia). IR spectroscopic studies were performed at the Center for Collective Use of Isotopic and Geochemical Studies at the Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences (Irkutsk, Russia). We are grateful to A.A. Shiryayev and S.M. Aksenov for the productive discussion at the XV All-Russian Scientific Conference “Minerals: Structure, Properties, and Analytical Methods”, which helped to improve this work. We are grateful to the reviewer E.V. Sokol and editors of the journal for valuable comments that helped significantly to improve this work.

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

Author contribution. A.A. Bibko, R.Yu. Shendrik, O.V. Bukharova– conceptualization, investigation; R.Yu. Shendrik, M.O. Khrushcheva– analytical work; A.A. Bibko, O.V. Bukharova, R.Yu. Shendrik, M.S. Antonov, D.V. Lychagin– writing the manuscript, visualization, editing the final version of the manuscript. All the authors approved the final version of the manuscript prior to publication.

For citation: Bibko A.A., Shendrik R.Yu., Bukharova O.V., Antonov M.S., Khrushcheva M.O., Lychagin D.V. Two stage reorganization of bone apatite during heating. Mineralogy, 12(1), 105–118. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2026-12-1-6>.

ВВЕДЕНИЕ

Костная ткань является природным композитным материалом, который представлен, в основном, коллагеном и костным апатитом. Коллагеновый матрикс состоит из плотно субпараллельно расположенных фибрилл коллагена диаметром 10–100 нм, которые обрамляют экстрафибриллярные минеральные пластины (МП) апатита. Фибрилла коллагена неоднородна. Ее основной составной частью является так называемая «обособленная структурная единица» (ОСЕ) диаметром ~1.5 нм и длиной 300 нм, представляющая из себя спираль из трех коллагеновых белков, которые удерживаются вместе ковалентными и нековалентными связями. ОСЕ выстраиваются в цепочки, чередуясь с «разрывами» (~67 нм), при этом соседние цепочки плотно прилегают друг к другу. Фибрилла коллагена состоит из некоторого количества таких цепочек, причем «разрывы» располагаются в шахматном порядке. В них размещаются интрафибриллярные МП апатита (Hodge, 1963; Hodge, 1989). МП неоднородна. Это мозаичный агрегат, состоящий из нанокристаллов костного апатита, направление оси с которых незначительно меняется и примерно параллельно удлинению фибриллы. В свою очередь, МП формируют пачку (Schwarcz et al., 2014; Бибко и др., 2024).

Согласно литературным данным, МП в пачках разделены «прослойками», заполненными цитрат-ионами ($C_6H_5O_7$)³⁻. Впервые данные о распределении цитрата в организме хордовых с преимущественным нахождением в костной ткани опубликованы в работе (Dickens, 1941). Только в XXI веке благодаря использованию ядерного магнитного резонанса (ЯМР) установлено, что цитрат-ионы взаимодействуют с поверхностью индивидов костного апатита, ориентированную в плоскости (010) (Hu et al., 2010; Schwarcz, Jasiuk, 2025), образуя фосфат-цитратную соль Ca (Duer, 2015). Это соединение выступает своеобразным «клеем» между МП (Pang et al., 2021). Позже появилось мнение, что именно «прослойка» цитрата придает пачкам МП необходимую механическую прочность. Кроме того, ионы цитрата могут выступать центрами для эпитаксиального роста новых МП (Schwarcz, Jasiuk, 2025).

Минеральную фазу костной ткани долгое время считали гидроксилapatитом (Posner et al., 1984; LeGeros, LeGeros, 1993; Legros et al., 1987), который входит в группу апатита супергруппы апатита. Группа апатита включает в себя гексагональ-

ные и псевдогексагональные фосфаты, арсенаты и ванадаты. Фосфаты Ca этой группы представлены фторapatитом, хлорapatитом и гидроксилapatитом, имеющими гексагональную структуру ($P6_3/m$), и клиногидроксилapatитом с моноклинной структурой ($P2_1/b$) (Pasero et al., 2010; Hazrah, Antao, 2022). Костный минерал не следует относить к гидроксилapatиту (Cho et al., 2003; Shah, 2025; Kis et al., 2025), т.к. по данным просвечивающей электронной микроскопии высокого разрешения (ПЭМ) костный апатит является моноклинным ($P2_1/b$) (Kis et al., 2025). Во-вторых, количество $(OH)^-$ анионов в структуре минерала недостаточно, чтобы отнести костный минерал к гидроксилapatиту (Cho et al., 2003, Pasteris et al., 2004). В-третьих, костный минерал имеет специфический состав, который выражается в дефиците кальция и замещениях $[CO_3]^{2-} \rightarrow [PO_4]^{3-}$ и $[HPO_4]^{2-} \rightarrow [PO_4]^{3-}$ (Rey et al., 1991; Shah, 2025). В обзоре (Shah, 2025) отмечается, что костный минерал представляет собой уникальную форму апатита с дефицитом Ca и $(OH)^-$ и характерными $[CO_3]^{2-}$ и $[HPO_4]^{2-}$ замещениями. По перечисленным выше причинам для костного минерала мы будем использовать термин «костный апатит». В работе (Shah, 2025) также отмечается, что структура костного апатита вероятнее всего нестабильна. На данный момент механизм стабилизации кристаллической структуры костного апатита не описан, но в ряде работ важная роль в этом процессе отводится органическим компонентам костной ткани (Raspanti et al., 1994; Kalsbeek, Richter, 2006).

В нашей работе показано влияние термической обработки (нагрев до 400 °C) на костную ткань и ее минеральную фазу. Рассмотрены преобразования как органического матрикса (коллаген, цитрат), так и костного апатита. Выбор температуры 400 °C в качестве максимальной обусловлен тем, что нагрев до этого предела сопровождается значительной потерей костной массы, а также это температура полной денатурации коллагена (Raspanti et al., 1994; Kalsbeek, Richter, 2006). Эта температура определена как предельно возможная для существования данного органоминерального агрегата. Полученные данные о корреляции разложения органического матрикса и трансформацией минеральной фазы значимы для понимания пределов термической стабильности костной ткани как природного композита и могут быть учтены при создании биоподобных материалов.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В качестве объекта исследования выбраны бедренные кости шести половозрелых самок крыс породы Wistar массой 180–230 г, полученных от сертифицированного производителя. После 14-дневного карантина их содержали в стандартных условиях вивария с естественным освещением и стандартным рационом питания со свободным доступом к воде и пище (без диеты с ограниченным содержанием Ca). В виварии круглосуточно поддерживались относительная влажность воздуха 50–65 % и температура воздуха 20–25 °C. Все процедуры проводили в соответствии с правилами и рекомендациями по гуманному обращению с животными, используемыми в экспериментальных и иных научных целях (Приказ Министерства здравоохранения Российской Федерации от 01.04.2016 № 199н «Об утверждении Правил надлежащей лабораторной практики»).

Животных выводили из эксперимента путем одномоментной декапитации под CO₂ наркозом, затем извлекали бедренные кости, которые рандомизировались и зачищались от мышечной ткани, после чего отделялись фрагменты кортикальной кости диафиза. После предварительной подготовки кости нагревались в муфельной печи на воздухе. Диапазон нагрева 50–400 °C, шаг нагрева 50 °C, время нагрева после выхода на заданную температуру составляло два часа. Далее кортикальная кость дробилась, после чего фрагменты еще раз рандомизировались и изучались методами рентгеновской дифракции и инфракрасной (ИК) спектроскопии. До термической обработки часть фрагментов кортикальной кости была также исследована методами рентгеновской дифракции и ИК спектроскопии для получения контрольных значений.

Для рентгеноструктурного анализа фрагменты кортикальной кости измельчались в агатовой ступке до пудры. Диффрактограммы получены на рентгеновском дифрактометре HAOYUAN DX-2700BH (Dandong Haoyuan Instrument Co, Ltd, Китай). Съемка проведена при нормальных условиях по геометрии Брэгга-Брентано с использованием CuK α излучения с NiK β фильтром при напряжении на трубке 40 кВ и токе 30 мА. Рентгенограммы снимались с шагом 0.01° в интервале 2 θ 24–46° с выдержкой 0.5 сек в точке. Диффрактограммы обработаны в программах HighScore и Fityk. Полуширина пика (полная ширина пика на половине его

максимума) определялась в программе Fityk после стандартной процедуры аппроксимации пиков асимметричной функцией Pearson VII.

ИК спектры костной ткани получены с помощью спектрофотометра FT-801 Simex. Костная ткань истиралась и смешивалась в пропорции 1 : 8 с первоначально высушенным KBr чистоты 99.999. Из полученной смеси прессовались таблетки, а спектры пропускания регистрировались относительно таблетки KBr. Количество накоплений при съемке спектров составляло 32, спектральное разрешение – 2 см⁻¹. Все исследования проводились при относительной влажности ниже 20 %; сорбция воды истертыми образцами и в процессе прогрева не наблюдалась (интенсивность полос поглощения воды на ИК спектре не увеличивалась). Для деконволюции спектров поглощения использовались гауссианы. Разложение проводилось методом наименьших квадратов в веб-приложении ArDI (Shendrik et al., 2024; Smirnov et al., 2026). Форма базовой линии в спектрах восстанавливалась по модифицированному алгоритму асимметричного сглаживания методом наименьших квадратов (*asymmetric least square smoothing*), реализованному в приложении ArDI.

Для оценки изменений костного апатита анализировалась полуширина пиков (002) и (310) на диффрактограммах и показатель полной ширины полосы поглощения 604 см⁻¹ на 85 % интенсивности на ИК спектрах (FW85 %). Часто для оценки преобразований апатита используют фактор расщепления моды $\nu_4(\text{PO}_4)^{3-}$ в инфракрасном спектре (Lebon et al., 2010; Pucéat et al., 2004). Данный показатель рассчитывается как сумма интенсивностей полос 565 и 604 см⁻¹, разделенная на интенсивность провала между ними (Termine, Posner, 1966). В работе (Dal Sasso et al., 2018) показано, что FW85 % полосы 604 см⁻¹ лучше коррелирует с размерами областей когерентного рассеяния рентгеновских лучей, чем фактор расщепления в инфракрасном спектре, поэтому предпочтение было отдано FW85 %.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Диффрактометрия. На диффрактограмме костной ткани выделяются пики (002) и (310) и максимальный по интенсивности пик, представляющий собой суперпозицию трех пиков (211), (112) и (300) (рис. 1а). Анализ полуширин пиков, соответствующих плоскостям (002) и (310), позволяет оценить изменения размера области когерентного рассеяния рентгеновских лучей в этих направлениях. Изменение полуширины пиков

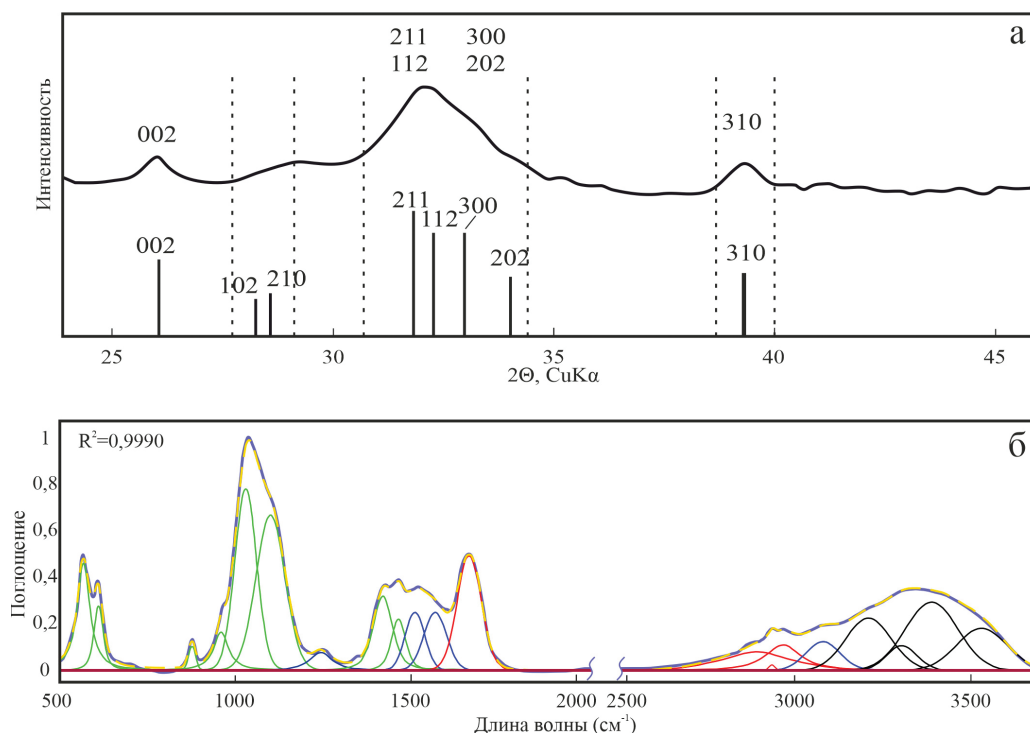


Рис. 1. Рентгеновская дифрактограмма (а) и ИК спектр (б) исходной кости.
Fig. 1. XRD pattern (a) and IR spectrum (б) of the original bone.

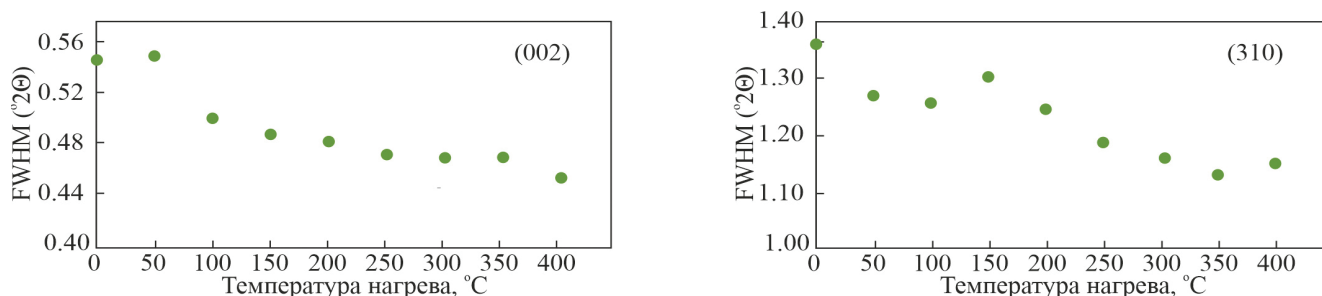


Рис. 2. Полуширина пиков на дифрактограммах в зависимости от температуры нагрева.
Fig. 2. FWHM of peaks on XRD pattern versus heating temperature.

(002) и (310) зависит от температуры: при нагреве кости от 0 до 400 °C области когерентного рассеяния костного апатита увеличиваются (рис. 2).

ИК спектроскопия. На ИК спектре исходной костной ткани темно-синим цветом показан первоначальный спектр, желтым пунктиром – спектр после математической обработки (рис. 1б), в результате чего выделяются собственные полосы поглощения апатита (зеленый цвет), коллагена (синий цвет) и общие полосы поглощения коллагена и цитрата (красный цвет). В области 3200–3400 cm^{-1} вклад в спектр могут вносить все три соединения (черный цвет). На ИК спектре выделяются колебательные моды в диапазонах 550–610 ($\nu_4\text{PO}_4$), 950–1200 ($\nu_3\text{PO}_4$), ~860 ($\nu_2\text{CO}_3$) и ~1450 ($\nu_3\text{CO}_3$) cm^{-1} (Madupalli et al., 2017). Эти моды соответствуют собственным

колебаниям костного апатита. Органические компоненты костной ткани фиксируются несколькими полосами поглощения:

1. Полоса поглощения ~1550 cm^{-1} соответствует колебаниям амида II (RCONHR' , где R – это водород или углеводородный радикал) в коллагене (Xiao et al., 2007).

2. Полоса поглощения ~1650 cm^{-1} связана с колебаниями связи C=O в цитрате и амиде I (RCONH_2) в коллагене (Kristoffersen et al., 2023; Punthipayanon et al., 2025).

3. Полосы поглощения 2930 и 2960 cm^{-1} характерны для колебаний связей C-H в цитрате и коллагене (Xiao et al., 2007; Mansour, 1994).

Эти полосы поглощения представляют для нашего исследования особый интерес, поскольку

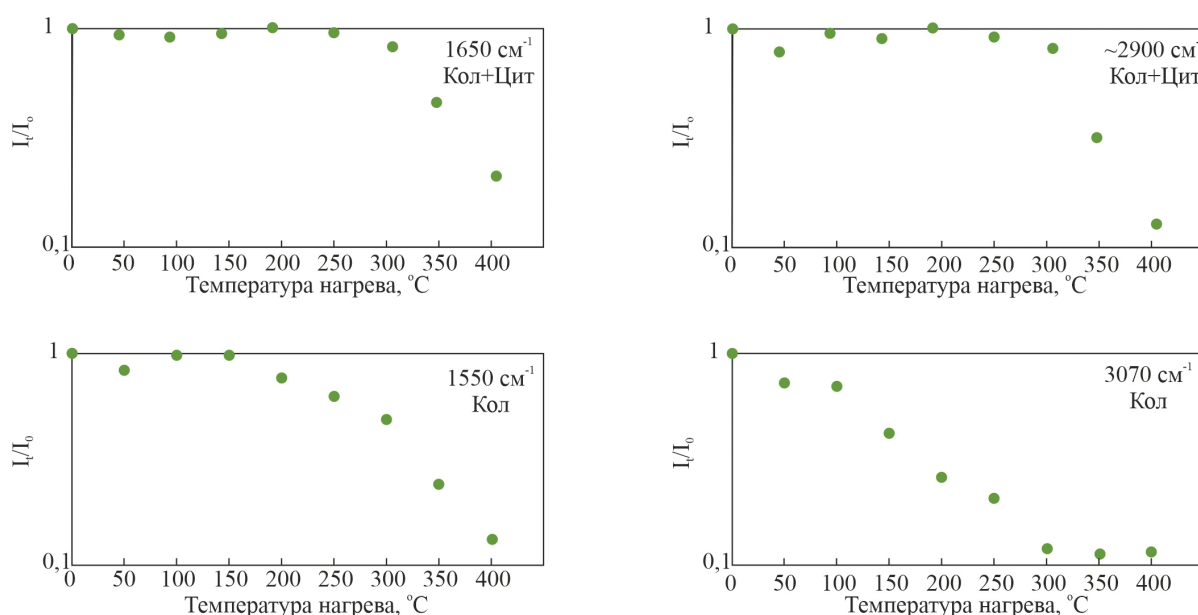


Рис. 3. Изменение интенсивности полос поглощения органических соединений на ИК спектре в кости при нагреве. It – интенсивность полосы поглощения при нагреве, I_0 – интенсивность этой же полосы в исходной кости; Кол – коллаген, Цит – цитрат.

Fig. 3. Change in peak intensity of organic compounds of the bone during heating.

It – intensity of the peak upon heating, I_0 – intensity of the same peak in the original bone; Кол – collagen, Цит – citrate.

Таблица. Интенсивность полос поглощения органических соединений костной ткани при нагреве

Table. Intensity of absorption bands of organic compounds of bone tissue upon heating

Т нагрева, °C	1550 cm^{-1} Коллаген	1650 cm^{-1} Коллаген+цитрат	2930 и 2960 cm^{-1} Коллаген+цитрат	3070 cm^{-1} Коллаген
0	+	+	+	+
50	=	=	=	=
100	=	=	=	=
150	=	=	=	↓
200	↓	=	=	↓
250	↓	=	=	↓
300	↓	=	=	–
350	↓	↓	↓	–
400	–	↓	–	–

Примечание. +/- – наличие/отсутствие полосы поглощения; = – отсутствие изменений по сравнению с предыдущей температурой нагрева; ↓ – уменьшение интенсивности полосы поглощения.

Note. +/- – the presence/absence of absorption band; = – no change compared to the previous heating step; ↓ – decrease in intensity of the absorption band.

отражают наличие органической составляющей в костной ткани.

Графики изменения интенсивности полос поглощения органических соединений при нагреве представлены на рисунке 3 и обобщены в таблице, которые демонстрируют уменьшение интенсивности и полное исчезновение полос поглощения на ИК спектрах, отражающих присутствие органиче-

ских составляющих. Как видно из таблицы, первые изменения происходят в коллагене при нагреве до температуры 150 °C, которые фиксируются в виде уменьшения интенсивности полосы поглощения 3070 cm^{-1} . Следующее изменение регистрируется по уменьшению интенсивности полосы поглощения 1550 cm^{-1} при 200 °C. По мере дальнейшего нагрева кости интенсивность полос 3070 и 1550 cm^{-1}

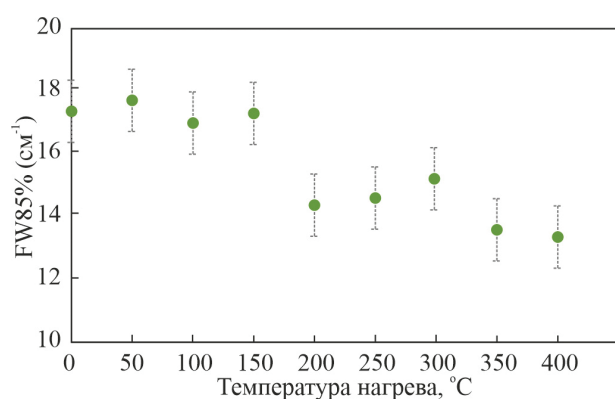


Рис. 4. Изменение полной ширины на 85 % интенсивности полосы поглощения 604 см^{-1} (FW85 %) при нагреве.

Fig. 4. Change in the full width by 85 % of the intensity of the absorption band at 604 см^{-1} (FW85 %) upon heating.

снижается вплоть до полного их исчезновения при температурах 300 °C (для полосы 3070 см^{-1}) и 400 °C (для полосы 1550 см^{-1}). Начиная с температуры 350 °C , происходит уменьшение интенсивности полос ~ 2900 и 1650 см^{-1} , которые соответствуют цитрату и коллагену.

Зафиксировать изменения костного апатита можно также по собственным полосам поглощения на ИК спектре: $550\text{--}610$ ($\nu_4(\text{PO}_4)^{3-}$) и $950\text{--}1200$ ($\nu_3(\text{PO}_4)^{3-}$) см^{-1} (рис. 16). Использование колебательной моды $\nu_3(\text{PO}_4)^{3-}$ для интерпретации изменений костного апатита проблематично из-за вклада в моду большого количества полос, а именно: 960 , 1035 , 1090 и 1110 см^{-1} . Для расчета показателя FW85 % проведена процедура деконволюции спектров в области, где располагается колебательная мода $\nu_4(\text{PO}_4)^{3-}$. На графике зависимости полученных величин FW85 % полосы 604 см^{-1} от температуры нагрева видно, что изменения FW85 % происходят при нагреве кости выше 150 и выше 300 °C (рис. 4). В диапазонах $0\text{--}150$ и $200\text{--}300 \text{ °C}$ наблюдаются плато.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Преобразования органических компонентов при нагреве. Первые изменения коллагена фиксируются при температуре 150 °C (таблица). Как отмечалось в работе (Bozec, Odlyha, 2011), при этой температуре происходит тепловое расширение, связанное с набуханием коллагеновых фибрилл в результате удаления прочно связанной воды из структуры белка и изменением стабильности тройной спирали молекул коллагеновых белков (Renugopalakrishnan et al., 1989; Liu, De Yao, 2001). Изменение при температуре 200 °C связано с деградацией структуры коллагена (Luescher et al., 1974; Bigi et al., 1987). Исчезновение полос поглощения 3070 и 1550 см^{-1} при температурах 300 и 400 °C связано с полной денатурацией коллагена (Bozec, Odlyha, 2011).

Уменьшение интенсивности полос поглощения, соответствующих комбинации коллагена и цитрата, связано с термическим разложением цитрата, обычно протекающим в три стадии: 1) дегидратация с образованием безводного цитрата Ca (при нагреве до 145 °C); 2) его преобразование в карбонат Ca в диапазоне температур $230\text{--}480 \text{ °C}$; 3) разложение карбоната с образованием оксида Ca при температуре выше 600 °C (Mansour, 1994). Интенсивности полос поглощения, связанных с цитратом, изменяются, начиная с температуры 350 °C , что соответствует второй стадии термического разложения. Это объясняется тем, что в процессе физиологического формирования костной ткани цитрат Ca секретируется клетками уже в безводной форме, поэтому первая стадия термического разложения в нашем эксперименте не фиксируется. Последние ступени разложения коллагена и вторая ступень разложения цитрата совпадают по температуре. С этим связано уменьшение интенсивности полосы поглощения 1650 см^{-1} и одновременное уменьшение интенсивности полос поглощения, расположенных вблизи $\sim 2900 \text{ см}^{-1}$.

Преобразование костного апатита. Изменение полуширины пика (310) и величины FW85 % полосы поглощения 604 см^{-1} при 200 °C указывает на то, что вторая стадия разложения коллагена является ключевой и запускает процесс преобразования костного апатита. Денатурация коллагена приводит к увеличению области когерентного рассеяния рентгеновских лучей, что фиксируется уменьшением полуширины пика (310) на дифрактограммах. Это может указывать на исчезновение мозаичной структуры МП, проявляющееся в вариативности ориентаций оси c (Schwarcz et al., 2014; Бибко и др., 2024), и, вероятно, вызванное трансформацией $P2_1/b \rightarrow P6_3/m$.

Температура перехода $P2_1/b \rightarrow P6_3/m$ рассчитана с помощью теории функционала плотности

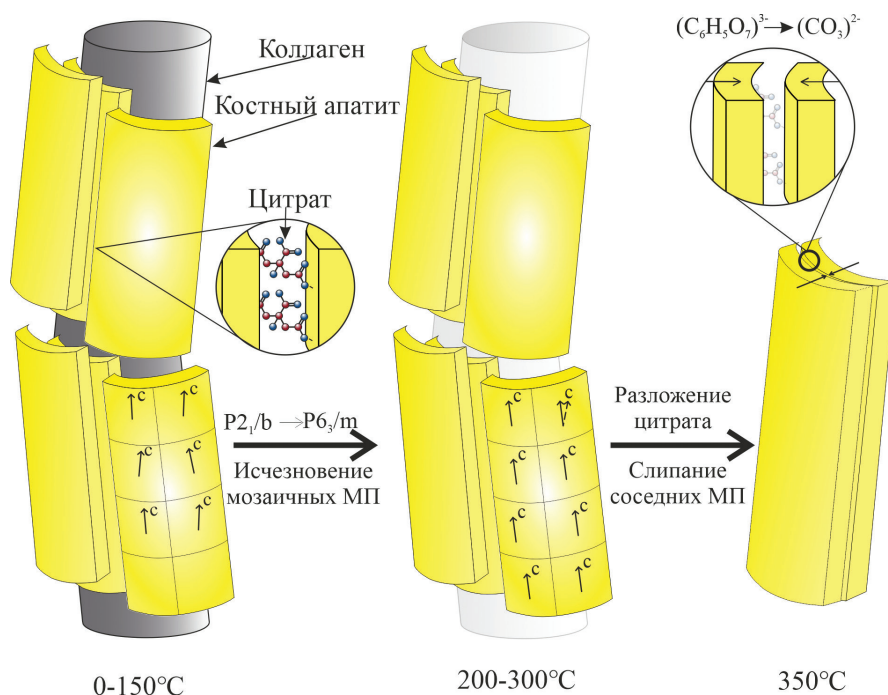


Рис. 5. Схема двухступенчатого преобразования костного апатита при нагреве.

Fig. 5. Scheme of two-stage transformation of bone apatite upon heating.

(Slepko, Demkov, 2015) и подтверждена экспериментальными работами с использованием химически чистого клиногидроксиапатита (Ikoma et al., 1998). Моноклинная модификация $P2_1/b$ гидроксиапатита переходит в гексагональную $P6_3/m$ при температуре $\sim 200^\circ\text{C}$ (Ikoma et al., 1998; Slepko, Demkov, 2015). Вероятно, температура этого перехода может меняться в зависимости от вариаций содержания примесных компонентов в составе апатите. При температуре 720°C гексагональный гидроксиапатит может трансформироваться в β трикальций фосфат ($\beta\text{-Ca}_3(\text{PO}_4)_2$) ($\beta\text{-TCP}$) (Posner, 1969; Gibson et al., 2000; Szekeanecz et al., 2024).

Изменение величины $\text{FW85 \%}$ полосы поглощения 604 см^{-1} при температуре 350°C связано с дальнейшим преобразованием костного апатита. Эта температура не достигает значений, необходимых для трансформации гексагонального апатита в $\beta\text{-TCP}$, однако данная температура характерна для второй стадии разложения цитрата кальция и денатурации коллагена.

Роль цитрата в обеспечении уникальных прочностных свойств кости очень велика. Он выступает своего рода «клеем» и является очагом нуклеации соседних МП в пачке (Pang et al., 2021; Schwarcz et al., 2024; Schwarcz, Jasiuk, 2025). Карбонат-ион, формирующийся при деградации цитрат-иона, будет по-прежнему «склеивать» сосед-

ние МП, однако расстояние между МП при этом становится существенно меньше. Данные ИК спектроскопии и рентгеновской дифракции, по нашему мнению, отражают процесс «слипания» соседних МП в пачке с соответствующим увеличением размера областей когерентного рассеяния апатита.

Опираясь на опубликованные данные и с учетом структурных и морфологических особенностей костного апатита, установленных в данном исследовании, можно предложить следующую предварительную схему преобразования костного апатита (рис. 5). При температуре нагрева 200°C начинается деградация структуры коллагена. Костный апатит претерпевает трансформацию $P2_1/b \rightarrow P6_3/m$, что приводит к исчезновению мозаичной структуры МП. При температуре нагрева 350°C происходит преобразование цитрат-иона в карбонат-ион, что приводит к слипанию соседних МП.

Таким образом, в рамках эксперимента по нагреву костной ткани удалось зафиксировать последовательное преобразование костного апатита, связанное с деградацией и удалением органических компонентов. Известно, что органические компоненты разлагаются и при захоронении костной ткани, когда денатурация коллагена происходит естественным путем (Trueman et al., 2008). Пока органические соединения присутствуют в органоминеральном агрегате, апатит не реагирует с компо-

нентами окружающей среды. В природных условиях естественное разрушение коллагена, уплотнение осадка, содержащего костные остатки, и наличие поровой влаги приводит к перекристаллизации и укрупнению кристаллов апатита и изменению его химического состава (Nielsen-Marsh, Hedges, 2000; Collins et al., 2002; Kohn, 2008). Эти процессы могут протекать стремительно (в течение одной недели), что показано в эксперименте *in situ* по захоронению костей аллигаторов (Keenan, Engel, 2017). После полного разложения органических соединений начинается рост вторичного апатита, состав и структура которого контролируется спецификой условий захоронения (Bartsiokas, Middleton, 1992; Trueman et al., 2008; Trueman 2013; Рянская и др., 2020).

ВЫВОДЫ

В результате исследований по нагреву костной ткани лабораторных мышей в диапазоне 50–400 °C установлено, что костный апатит претерпевает существенные изменения, которые зафиксированы при помощи рентгеновской дифракции и ИК спектроскопии. На дифрактограммах наблюдается закономерное уменьшение полуширины пиков (002) и (310), а на ИК спектрах – уменьшение параметра FW85 % полосы поглощения 604 см⁻¹. Первые признаки изменения костного апатита фиксируются при нагреве выше температуры 150 °C по уменьшению полуширины пика (310) и FW85 % полосы поглощения 604 см⁻¹. Вероятнее всего, эти изменения связаны со структурным переходом моноклинной модификации апатита в гексагональную. Температура, при которой зафиксированы эти изменения, коррелирует с температурой начала денатурации коллагена.

Последующие изменения костного апатита зафиксированы при нагреве выше 300 °C. Происходит уменьшение FW85 % полосы поглощения 604 см⁻¹, значительно падает интенсивность полос поглощения ~2900 и 1650 см⁻¹. Поскольку интенсивность этих полос поглощения зависит от наличия коллагена и цитрата в органоминеральном агрегате, эти изменения следует рассматривать как свидетельства полной деградации органических составляющих костной ткани. В нашем представлении это приводит к слипанию минеральных пластин костного апатита.

Полученные данные о трансформации костного апатита при нагреве важны для понимания термической стабильности костной ткани и могут быть использованы при разработке технологий получения биоподобных материалов для костной имплантологии.

ЛИТЕРАТУРА

- Бибко А.А., Лычагин Д.В., Бухарова О.В., Коструб Е.А., Хрущева М.О. (2024) Наноконпозиция гидроксилатапата кортикальной костной ткани. *Минералогия*, 10(3), 20–31. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2024-10-3-2>
- Рянская А.Д., Киселева Д.В., Панкрушина Е.А., Косинцев П.А., Бачура О.П., Гусев А.В. (2020) Структурные особенности биогенного апатита субфоссильных скелетных остатков (черепов и рогов) северного оленя из Арктической зоны Западной Сибири. *Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН*. Апатиты, ГИ КНЦ РАН, 477–481. <https://doi.org/10.31241/FNS.2020.17.091>
- Bartsiokas A., Middleton A.P. (1992) Characterization and dating of recent and fossil bone by X-ray diffraction. *Journal of Archaeological Science*, 19(1), 63–72. [https://doi.org/10.1016/0305-4403\(92\)90007-P](https://doi.org/10.1016/0305-4403(92)90007-P)
- Bigi A., Cojazzi G., Roveri N., Koch M.H.J. (1987) Differential scanning calorimetry and X-ray diffraction study of tendon collagen thermal denaturation. *International Journal of Biological Macromolecules*, 9(6), 363–367. [https://doi.org/10.1016/0141-8130\(87\)90010-9](https://doi.org/10.1016/0141-8130(87)90010-9)
- Bozec L., Odlyha M. (2011) Thermal denaturation studies of collagen by microthermal analysis and atomic force microscopy. *Biophysical Journal*, 101(1), 228–236. <https://doi.org/10.1016/j.bpj.2011.04.033>
- Cho G., Wu Y., Ackerman J.L. (2003) Detection of hydroxyl ions in bone mineral by solid-state NMR spectroscopy. *Science*, 300(5622), 1123–1127. <https://doi.org/10.1126/science.1078470>
- Collins M.J., Nielsen-Marsh C.M., Hiller J., Smith C.I., Roberts J.P., Prigodich R.V., Wess T.J., Csapò J., Millard A.R., Turner-Walker G. (2002) The survival of organic matter in bone: a review. *Archaeometry*, 44(3), 383–394. <https://doi.org/10.1111/1475-4754.t01-1-00071>
- Dal Sasso G., Asscher Y., Angelini I., Nodari L., Artioli G. (2018) A universal curve of apatite crystallinity for the assessment of bone integrity and preservation. *Scientific Reports*, 8(1), 12025. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-30642-z>
- Dickens F. (1941) The citric acid content of animal tissues, with reference to its occurrence in bone and tumour. *Biochemical Journal*, 35(8–9), 1011. <https://doi.org/10.1042/bj0351011>
- Duer M.J. (2015) The contribution of solid-state NMR spectroscopy to understanding biomineralization: atomic and molecular structure of bone. *Journal of Magnetic Resonance*, 253, 98–110. <https://doi.org/10.1016/j.jmr.2014.12.011>
- Gibson I.R., Rehman I., Best S.M., Bonfield W. (2000) Characterization of the transformation from calcium-deficient apatite to β -tricalcium phosphate. *Journal of Materials Science: Materials in Medicine*, 11(9), 533–539. <https://doi.org/10.1023/A:1008961816208>
- Hazrah K.S., Antao S.M. (2022) Apatite, Ca₁₀(PO₄)₆(OH, F, Cl)₂: structural variations, natural solid solutions,

- intergrowths, and zoning. *Minerals*, 12(5), 527. <https://doi.org/10.3390/min12050527>
- Hodge A. (1963) Recent studies with the electron microscope on ordered aggregates of the tropocollagen macromolecule. *Aspects of Protein Structure*, 289–300.
- Hodge A.J. (1989) Molecular models illustrating the possible distributions of "holes" in simple systematically staggered arrays of type I collagen molecules in native-type fibrils. *Connective Tissue Research*, 21, 137–147. <https://doi.org/10.3109/03008208909050004>
- Hu Y.-Y., Rawal A., Schmidt-Rohr K. (2010) Strongly bound citrate stabilizes the apatite nanocrystals in bone. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 107(52), 22425–22429. <https://doi.org/10.1073/pnas.1009219107>
- Ikoma T., Yamazaki A., Nakamura S., Akao M. (1998) Phase transition of monoclinic hydroxyapatite. *Netsu Sokutei*, 25(5), 141–149. <https://doi.org/10.1131/jstcl1974.25.141>
- Kalsbeek N., Richter J. (2006) Preservation of burned bones: an investigation of the effects of temperature and pH on hardness. *Studies in Conservation*, 51(2), 123–138. <https://doi.org/10.1179/sic.2006.51.2.123>
- Keenan S.W., Engel A.S. (2017) Early diagenesis and recrystallization of bone. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 196, 209–223. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2016.09.033>
- Kis V.K., Schwarcz H.P., Nassif N., Szekecz Z. (2025) Bone mineral platelets are mesocrystals formed by monoclinic nanocrystals. *Communications Materials*, 6(1), 192. <https://doi.org/10.1038/s43246-025-00890-4>
- Kohn M.J. (2008) Models of diffusion-limited uptake of trace elements in fossils and rates of fossilization. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72(15), 3758–3770. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.05.045>
- Kristoffersen K.A., Måge I., Wubshet S.G., Böcker U., Dankel K.R., Lisleid A., Rønningen M.A., Afseth N.K. (2023) FTIR-based prediction of collagen content in hydrolyzed protein samples. *Spectrochimica Acta Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy*, 301, 122919. <https://doi.org/10.1016/j.saa.2023.122919>
- Lebon M., Reiche I., Bahain J.-J., Chadeaux C., Moigne A.-M., Fröhlich F., Sémah F., Schwarcz H.P., Falguères C. (2010) New parameters for the characterization of diagenetic alterations and heat-induced changes of fossil bone mineral using Fourier transform infrared spectrometry. *Journal of Archaeological Science*, 37(9), 2265–2276. <https://doi.org/10.1016/j.jas.2010.03.024>
- LeGeros R.Z., LeGeros J.P. (1993) Dense hydroxyapatite. *An Introduction to Bioceramics*, 139–180. https://doi.org/10.1142/9789814317351_0009
- Legros R., Balmain N., Bonel G. (1987) Age-related changes in mineral of rat and bovine cortical bone. *Calcified Tissue International*, 41(3), 137–144. <https://doi.org/10.1007/BF02563793>
- Liu W.G., De Yao K. (2001) What causes the unfrozen water in polymers: hydrogen bonds between water and polymer chains? *Polymer*, 42(8), 3943–3947. [https://doi.org/10.1016/S0032-3861\(00\)00726-6](https://doi.org/10.1016/S0032-3861(00)00726-6)
- Luescher M., Rüegg M., Schindler Pjbor. (1974) Effect of hydration upon the thermal stability of tropocollagen and its dependence on the presence of neutral salts. *Biopolymers: Original Research on Biomolecules*, 13(12), 2489–2503. <https://doi.org/10.1002/bip.1974.360131208>
- Madupalli H., Pavan B., Tecklenburg M.M.J. (2017) Carbonate substitution in the mineral component of bone: Discriminating the structural changes, simultaneously imposed by carbonate in A and B sites of apatite. *Journal of Solid State Chemistry*, 255, 27–35. <https://doi.org/10.1016/j.jssc.2017.07.025>
- Mansour S.A.A. (1994) Thermal decomposition of calcium citrate tetrahydrate. *Thermochimica acta*, 233(2), 243–256. [https://doi.org/10.1016/0040-6031\(94\)85118-2](https://doi.org/10.1016/0040-6031(94)85118-2)
- Nielsen-Marsh C.M., Hedges R.E.M. (2000) Patterns of Diagenesis in Bone I: The Effects of Site Environments. *Journal of Archaeological Science*, 27(12), 1139–1150. <https://doi.org/10.1006/jasc.1999.0537>
- Pang S., Schwarcz H.P., Jasiuk I. (2021) Interfacial bonding between mineral platelets in bone and its effect on mechanical properties of bone. *Journal of the Mechanical Behavior of Biomedical Materials*, 113, 104132. <https://doi.org/10.1016/j.jmbbm.2020.104132>
- Pasero M., Kampf A.R., Ferraris C., Pekov I.V., Rakovan J., White T.J. (2010) Nomenclature of the apatite supergroup minerals. *European Journal of Mineralogy*, 22(2), 163–179. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2010/0022-2022>
- Pasteris J.D., Wopenka B., Freeman J.J., Rogers K., Valsami-Jones E., Van der Houwen J.A.M., Silva M.J. (2004) Lack of OH in nanocrystalline apatite as a function of degree of atomic order: implications for bone and biomaterials. *Biomaterials*, 25(2), 229–238. [https://doi.org/10.1016/S0142-9612\(03\)00487-3](https://doi.org/10.1016/S0142-9612(03)00487-3)
- Posner A.S. (1969) Crystal chemistry of bone mineral. *Physiological Reviews*, 49(4), 760–792. <https://doi.org/10.1152/physrev.1969.49.4.760>
- Posner A.S., Blumenthal N.C., Betts F. (1984) Chemistry and Structure of Precipitated Hydroxyapatites/ In: *Phosphate Minerals*. Berlin., Springer, 30–350. https://doi.org/10.1007/978-3-642-61736-2_11
- Pucéat E., Reynard B., Lécuyer C. (2004) Can crystallinity be used to determine the degree of chemical alteration of biogenic apatites? *Chemical Geology*, 205(1–2), 83–97. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2003.12.014>
- Punthipayanon S., Chanwetprasat P., Seesanon S., Boonchom B., Rungrojchaipon P., Laohavisuti N., Boonmee W. (2025) Influence of organic solvent on the physicochemical characteristics of calcium citrate prepared from mussel shell waste. *Processes*, 13(6), 1866. <https://doi.org/10.3390/pr13061866>
- Raspanti M., Guizzardi S., De Pasquale V., Martini D., Ruggeri A. (1994) Ultrastructure of heat-deproteinated compact bone. *Biomaterials*, 15(6), 433–437. [https://doi.org/10.1016/0142-9612\(94\)90222-4](https://doi.org/10.1016/0142-9612(94)90222-4)

Renugopalakrishnan V., Chandrakasan G., Moore S., Hutson T.B., Berner C.V., Bhatnagar R.S. (1989) Bound water in collagen: evidence from Fourier transform infrared and Fourier transform infrared photoacoustic spectroscopic study. *Macromolecules*, 22(10), 4121–4124. <https://doi.org/10.1021/ma00200a054>

Rey C., Renugopalakrishnan V., Collins B., Glimcher M.J. (1991) Fourier transform infrared spectroscopic study of the carbonate ions in bone mineral during aging. *Calcified Tissue International*, 49, 251–258. <https://doi.org/10.1007/BF02556214>

Schwarcz H.P., Jasiuk I. (2025) The function of citrate in bone: platelet adhesion and mineral nucleation. *Journal of the Mechanical Behavior of Biomedical Materials*, 107077. <https://doi.org/10.1016/j.jmbbm.2025.107077>

Schwarcz H.P., McNally E.A., Botton G.A. (2014) Dark-field transmission electron microscopy of cortical bone reveals details of extrafibrillar crystals. *Journal of Structural Biology*, 188(3), 240–248. <https://doi.org/10.1016/j.jsb.2014.10.005>

Schwarcz H.P., Nassif N., Kis V.K. (2024) Curved mineral platelets in bone. *Acta Biomaterialia*, 183, 201–209. <https://doi.org/10.1016/j.actbio.2024.05.047>

Shah F.A. (2025) Revisiting the physical and chemical nature of the mineral component of bone. *Acta Biomaterialia*, 196, 1–16. <https://doi.org/10.1016/j.actbio.2025.01.055>

Shendrik R.Y., Plechov P.Y., Smirnov S.Z. (2024) ArDI – the system of mineral vibrational spectroscopy data processing and analysis. *New Data Miner*, 58, 2–35. <https://doi.org/10.25993/FM.2024.58.2024.008>

Slepko A., Demkov A.A. (2015) Hydroxyapatite: Vibrational spectra and monoclinic to hexagonal phase transition. *Journal of Applied Physics*, 117(7). <https://doi.org/10.1063/1.4908001>

Smirnov S., Shendrik R., Myasnikova A., Plechov P. (2026) ArDI: machine learning driven raman phase analysis for decoding complex mineral assemblages in fluid inclusions. *Journal of Raman Spectroscopy*, 57(2), 305–320. <https://doi.org/10.1002/jrs.70047>

Szekanecz Z., Besnyi A., Kónya P., Füri J., Király E., Bertalan É., Falus G., Udvardi B., Kovács-Kis V., Andrásy L., Maros G., Fancsik T., Pethő Z., Gomez I., Horváth Á., Gulyás K., Juhász B., Hodosi K., Sándor Z., Bhattoa H.P., Kovács I.J. (2024) Bones or stones: how can we apply geophysical techniques in bone research? *International Journal of Molecular Sciences*, 25(19). <https://doi.org/10.3390/ijms251910733>

Termine J.D., Posner A.S. (1966) Infrared analysis of rat bone: age dependency of amorphous and crystalline mineral fractions. *Science*, 153(3743), 1523–1525. <https://doi.org/10.1126/science.153.3743.1523>

Trueman C.N. (2013) Chemical taphonomy of biomineralized tissues. *Palaeontology*, 56(3), 475–486. <https://doi.org/10.1111/pala.12041>

Trueman C.N., Privat K., Field J. (2008) Why do crystallinity values fail to predict the extent of diagenetic alteration of bone mineral? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 266(3), 160–167. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.03.038>

Xiao H., Cai G., Liu M. (2007) Hydroxyl radical induced structural changes of collagen. *Journal of Spectroscopy*, 21(2), 91–103. <https://doi.org/10.1155/2007/496174>

REFERENCES

Bartsiokas A., Middleton A.P. (1992) Characterization and dating of recent and fossil bone by X-ray diffraction. *Journal of Archaeological Science*, 19(1), 63–72. [https://doi.org/10.1016/0305-4403\(92\)90007-P](https://doi.org/10.1016/0305-4403(92)90007-P)

Bibko A.A., Lychagin D.V., Bukharova O.V., Kostorub E.A., Khrushcheva M.O. (2024) Nanocomposition of hydroxylapatite from cortical bone tissue. *Mineralogiya (Mineralogy)*, 10(3), 20–31. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2024-10-3-2> (In Russian)

Bigi A., Cojazzi G., Roveri N., Koch M.H.J. (1987) Differential scanning calorimetry and X-ray diffraction study of tendon collagen thermal denaturation. *International Journal of Biological Macromolecules*, 9(6), 363–367. [https://doi.org/10.1016/0141-8130\(87\)90010-9](https://doi.org/10.1016/0141-8130(87)90010-9)

Bozec L., Odlyha M. (2011) Thermal denaturation studies of collagen by microthermal analysis and atomic force microscopy. *Biophysical Journal*, 101(1), 228–236. <https://doi.org/10.1016/j.bpj.2011.04.033>

Cho G., Wu Y., Ackerman J.L. (2003) Detection of hydroxyl ions in bone mineral by solid-state NMR spectroscopy. *Science*, 300(5622), 1123–1127. <https://doi.org/10.1126/science.1078470>

Collins M.J., Nielsen-Marsh C.M., Hiller J., Smith C.I., Roberts J.P., Prigodich R.V., Wess T.J., Csapò J., Millard A.R., Turner-Walker G. (2002) The survival of organic matter in bone: a review. *Archaeometry*, 44(3), 383–394. <https://doi.org/10.1111/1475-4754.t01-1-00071>

Dal Sasso G., Asscher Y., Angelini L., Nodari L., Artioli G. (2018) A universal curve of apatite crystallinity for the assessment of bone integrity and preservation. *Scientific Reports*, 8(1), 12025. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-30642-z>

Dickens F. (1941) The citric acid content of animal tissues, with reference to its occurrence in bone and tumour. *Biochemical Journal*, 35(8–9), 1011. <https://doi.org/10.1042/bj0351011>

Duer M.J. (2015) The contribution of solid-state NMR spectroscopy to understanding biomineralization: atomic and molecular structure of bone. *Journal of Magnetic Resonance*, 253, 98–110. <https://doi.org/10.1016/j.jmr.2014.12.011>

Gibson I.R., Rehman I., Best S.M., Bonfield W. (2000) Characterization of the transformation from calcium-deficient apatite to β -tricalcium phosphate. *Journal of Materials Science: Materials in Medicine*, 11(9), 533–539. <https://doi.org/10.1023/A:1008961816208>

- Hazrah K.S., Antao S.M. (2022) Apatite, $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})_2$: structural variations, natural solid solutions, intergrowths, and zoning. *Minerals*, 12(5), 527. <https://doi.org/10.3390/min12050527>
- Hodge A. (1963) Recent studies with the electron microscope on ordered aggregates of the tropocollagen macromolecule. *Aspects of Protein Structure*, 289–300.
- Hodge A.J. (1989) Molecular Models Illustrating the Possible Distributions of "Holes" in Simple Systematically Staggered Arrays of Type I Collagen Molecules in Native-Type Fibrils. *Connective Tissue Research*, 21, 137–147. <https://doi.org/10.3109/03008208909050004>
- Hu Y.-Y., Rawal A., Schmidt-Rohr K. (2010) Strongly bound citrate stabilizes the apatite nanocrystals in bone. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 107(52), 22425–22429. <https://doi.org/10.1073/pnas.1009219107>
- Ikoma T., Yamazaki A., Nakamura S., Akao M. (1998) Phase transition of monoclinic hydroxyapatite. *Netsu Sokutei*, 25(5), 141–149. <https://doi.org/10.1131/jstcl1974.25.141>
- Kalsbeek N., Richter J. (2006) Preservation of burned bones: an investigation of the effects of temperature and pH on hardness. *Studies in Conservation*, 51(2), 123–138. <https://doi.org/10.1179/sic.2006.51.2.123>
- Keenan S.W., Engel A.S. (2017) Early diagenesis and recrystallization of bone. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 196, 209–223. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2016.09.033>
- Kis V.K., Schwarcz H.P., Nassif N., Szekecz Z. (2025) Bone mineral platelets are mesocrystals formed by monoclinic nanocrystals. *Communications Materials*, 6(1), 192. <https://doi.org/10.1038/s43246-025-00890-4>
- Kohn M.J. (2008) Models of diffusion-limited uptake of trace elements in fossils and rates of fossilization. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72(15), 3758–3770. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.05.045>
- Kristoffersen K.A., Måge I., Wubshet S.G., Böcker U., Dankel K.R., Lisleid A., Rønningen M.A., Afseth N.K. (2023) FTIR-based prediction of collagen content in hydrolyzed protein samples. *Spectrochimica Acta Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy*, 301, 122919. <https://doi.org/10.1016/j.saa.2023.122919>
- Lebon M., Reiche I., Bahain J.-J., Chadeaux C., Moigne A.-M., Fröhlich F., Sémah F., Schwarcz H.P., Falguères C. (2010) New parameters for the characterization of diagenetic alterations and heat-induced changes of fossil bone mineral using Fourier transform infrared spectrometry. *Journal of Archaeological Science*, 37(9), 2265–2276. <https://doi.org/10.1016/j.jas.2010.03.024>
- LeGeros R.Z., LeGeros J.P. (1993) Dense Hydroxyapatite. *An Introduction to Bioceramics*, 139–180. https://doi.org/10.1142/9789814317351_0009
- Legros R., Balmain N., Bonel G. (1987) Age-related changes in mineral of rat and bovine cortical bone. *Calcified Tissue International*, 41(3), 137–144. <https://doi.org/10.1007/BF02563793>
- Liu W.G., De Yao K. (2001) What causes the unfrozen water in polymers: hydrogen bonds between water and polymer chains? *Polymer*, 42(8), 3943–3947. [https://doi.org/10.1016/S0032-3861\(00\)00726-6](https://doi.org/10.1016/S0032-3861(00)00726-6)
- Luescher M., Rüegg M., Schindler Pjbor. (1974) Effect of hydration upon the thermal stability of tropocollagen and its dependence on the presence of neutral salts. *Biopolymers: Original Research on Biomolecules*, 13(12), 2489–2503. <https://doi.org/10.1002/bip.1974.360131208>
- Madupalli H., Pavan B., Tecklenburg M.M.J. (2017) Carbonate substitution in the mineral component of bone: Discriminating the structural changes, simultaneously imposed by carbonate in A and B sites of apatite. *Journal of Solid State Chemistry*, 255, 27–35. <https://doi.org/10.1016/j.jssc.2017.07.025>
- Mansour S.A.A. (1994) Thermal decomposition of calcium citrate tetrahydrate. *Thermochimica acta*, 233(2), 243–256. [https://doi.org/10.1016/0040-6031\(94\)85118-2](https://doi.org/10.1016/0040-6031(94)85118-2)
- Nielsen-Marsh C.M., Hedges R.E.M. (2000) Patterns of Diagenesis in Bone I: The Effects of Site Environments. *Journal of Archaeological Science*, 27(12), 1139–1150. <https://doi.org/10.1006/jasc.1999.0537>
- Pang S., Schwarcz H.P., Jasiuk I. (2021) Interfacial bonding between mineral platelets in bone and its effect on mechanical properties of bone. *Journal of the Mechanical Behavior of Biomedical Materials*, 113, 104132. <https://doi.org/10.1016/j.jmbbm.2020.104132>
- Pasero M., Kampf A.R., Ferraris C., Pekov I.V., Rakovan J., White T.J. (2010) Nomenclature of the apatite supergroup minerals. *European Journal of Mineralogy*, 22(2), 163–179. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2010/0022-2022>
- Pasteris J.D., Wopenka B., Freeman J.J., Rogers K., Valsami-Jones E., Van der Houwen J.A.M., Silva M.J. (2004) Lack of OH in nanocrystalline apatite as a function of degree of atomic order: implications for bone and biomaterials. *Biomaterials*, 25(2), 229–238. [https://doi.org/10.1016/S0142-9612\(03\)00487-3](https://doi.org/10.1016/S0142-9612(03)00487-3)
- Posner A.S. (1969) Crystal chemistry of bone mineral. *Physiological Reviews*, 49(4), 760–792. <https://doi.org/10.1152/physrev.1969.49.4.760>
- Posner A.S., Blumenthal N.C., Betts F. (1984) Chemistry and Structure of Precipitated Hydroxyapatites. In: *Phosphate Minerals*. Berlin, Springer, 330–350. https://doi.org/10.1007/978-3-642-61736-2_11
- Pucéat E., Reynard B., Lécuyer C. (2004) Can crystallinity be used to determine the degree of chemical alteration of biogenic apatites? *Chemical Geology*, 205(1–2), 83–97. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2003.12.014>
- Punthipayanon S., Chanwetprasat P., Seesamong S., Boonchom B., Rungrojchaipon P., Laohavisuti N., Boonmee W. (2025) Influence of Organic Solvent on the Physicochemical Characteristics of Calcium Citrate Prepared from Mussel Shell Waste. *Processes*, 13(6), 1866. <https://doi.org/10.3390/pr13061866>

- Raspanti M., Guizzardi S., De Pasquale V., Martini D., Ruggeri A. (1994) Ultrastructure of heat-deproteinated compact bone. *Biomaterials*, 15(6), 433–437. [https://doi.org/10.1016/0142-9612\(94\)90222-4](https://doi.org/10.1016/0142-9612(94)90222-4)
- Renugopalakrishnan V., Chandrakasan G., Moore S., Hutson T.B., Berney C. V., Bhatnagar R.S. (1989) Bound water in collagen: evidence from Fourier transform infrared and Fourier transform infrared photoacoustic spectroscopic study. *Macromolecules*, 22(10), 4121–4124. <https://doi.org/10.1021/ma00200a054>
- Rey C., Renugopalakrishnan V., Collins B., Glimcher M.J. (1991) Fourier transform infrared spectroscopic study of the carbonate ions in bone mineral during aging. *Calcified Tissue International*, 49, 251–258. <https://doi.org/10.1007/BF02556214>
- Ryanskaya A.D.; Kiseleva D.V.; Pankrushina E.A.; Kosintsev P.A.; Bachura O.P.; Gusev A.V. (2020) Structural Features of Biogenic Apatite from Subfossil Skeletal Remains (Skulls and Antlers) of Reindeer from the Arctic Zone of Western Siberia. *Trudy Fersmanovskoy nauchnoy sessii GI KNTS RAN (Proceedings of the Fersman scientific session of the Geological Institute of the Kola Science Center of the Russian Academy of Sciences)*, Apatity, GI KNTS RAN, 477–481. <https://doi.org/10.31241/FNS.2020.17.091> (In Russian)
- Schwarcz H.P., Jasiuk I. (2025) The function of citrate in bone: platelet adhesion and mineral nucleation. *Journal of the Mechanical Behavior of Biomedical Materials*, 107077. <https://doi.org/10.1016/j.jmbbm.2025.107077>
- Schwarcz H.P., McNally E.A., Botton G.A. (2014) Dark-field transmission electron microscopy of cortical bone reveals details of extrafibrillar crystals. *Journal of Structural Biology*, 188(3), 240–248. <https://doi.org/10.1016/j.jsb.2014.10.005>
- Schwarcz H.P., Nassif N., Kis V.K. (2024) Curved mineral platelets in bone. *Acta Biomaterialia*, 183, 201–209. <https://doi.org/10.1016/j.actbio.2024.05.047>
- Shah F.A. (2025) Revisiting the physical and chemical nature of the mineral component of bone. *Acta Biomaterialia*, 196, 1–16. <https://doi.org/10.1016/j.actbio.2025.01.055>
- Shendrik R.Y., Plechov P.Y., Smirnov S.Z. (2024) ArDI—The system of mineral vibrational spectroscopy data processing and analysis. *New Data Miner*, 58, 2–35. <https://doi.org/10.25993/FM.2024.58.2024.008>
- Slepko A., Demkov A.A. (2015) Hydroxyapatite: Vibrational spectra and monoclinic to hexagonal phase transition. *Journal of Applied Physics*, 117(7). <https://doi.org/10.1063/1.4908001>
- Smirnov S., Shendrik R., Myasnikova A., Plechov P. (2026) ArDI: Machine–Learning–Driven Raman Phase Analysis for Decoding Complex Mineral Assemblages in Fluid Inclusions. *Journal of Raman Spectroscopy*, 57(2), 305–320. <https://doi.org/10.1002/jrs.70047>
- Szekanecz Z., Besnyi A., Kónya P., Füri J., Király E., Bertalan É., Falus G., Udvardi B., Kovács-Kis V., Andrásy L., Maros G., Fancsik T., Pethő Z., Gomez I., Horváth Á., Gulyás K., Juhász B., Hodosi K., Sándor Z., Bhattoa H.P., Kovács I.J. (2024) Bones or Stones: How Can We Apply Geophysical Techniques in Bone Research? *International Journal of Molecular Sciences*, 25(19). <https://doi.org/10.3390/ijms251910733>
- Termine J.D., Posner A.S. (1966) Infrared Analysis of Rat Bone: Age Dependency of Amorphous and Crystalline Mineral Fractions. *Science*, 153(3743), 1523–1525. <https://doi.org/10.1126/science.153.3743.1523>
- Trueman C.N. (2013) Chemical taphonomy of biomineralized tissues. *Palaeontology*, 56(3), 475–486. <https://doi.org/10.1111/pala.12041>
- Trueman C.N., Privat K., Field J. (2008) Why do crystallinity values fail to predict the extent of diagenetic alteration of bone mineral? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 266(3), 160–167. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.03.038>
- Xiao H., Cai G., Liu M. (2007) Hydroxyl radical induced structural changes of collagen. *Journal of Spectroscopy*, 21(2), 91–103. <https://doi.org/10.1155/2007/496174>

Информация об авторах

Бибко Артем Андреевич – младший научный сотрудник, Национальный исследовательский Томский государственный университет, г. Томск, Россия; bibko.geology@gmail.com.

Шендрик Роман Юрьевич – кандидат физико-математических наук, старший научный сотрудник, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, Россия; r.shendrik@gmail.com

Бухарова Оксана Владимировна – кандидат геолого-минералогических наук, доцент, Национальный исследовательский Томский государственный университет, г. Томск, Россия; bukharovavetina@gmail.com

Антонов Максим Сергеевич – студент, Национальный исследовательский Томский государственный университет, г. Томск, Россия; a5maksim.a@gmail.com

Хрущева Мария Олеговна – кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник, Национальный исследовательский Томский государственный университет, г. Томск, Россия; mashsa2904@mail.ru

Лычагин Дмитрий Васильевич – доктор физико-математических наук, заведующий кафедрой, Национальный исследовательский Томский государственный университет, г. Томск, Россия; dvl-tomsk@mail.ru

Information about the authors

Artem A. Bibko – Junior Researcher, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia; bibko.geology@gmail.com

Roman Yu. Shendrik – Cand. Sci. (Phys.-Math.), Senior Researcher, Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia; r.shendrik@gmail.com

Oksana V. Bukharova – Cand. Sci. (Geol.-Mineral.), Assistant Professor, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia; bukharovagetina@gmail.com

Maksim S. Antonov – Student, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia; a5maksim.a@gmail.com

Maria O. Khrushcheva – Cand. Sci. (Geol.-Mineral.), Researcher, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia; mashsa2904@mail.ru

Dmitry V. Lychagin – Doct. Sci. (Phys.-Math.), Head of the Department, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia; dvl-tomsk@mail.ru

МИНЕРАЛОГИЯ

Том 12 № 1 2026

ISSN 2313-545X (print)

ISSN 2782-2044 (online)

ISSN 2313-545X



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. Спирина

Подписано в печать 30.03.2026 Дата выхода в свет: 00.00.2026
Формат 60 × 80¹/₈. 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

2026. Vol. 12. No. 1

ISSN 2313-545X (print)

ISSN 2782-2044 (online)

ISSN 2313-545X



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 30.03.2026

Format 60 × 80¹/₈. 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 ООО «Print»
Timiryazeva Str., 5, Izhevsk Sity, 426035 Russia
Free of charge
