

ISSN 2500-302X (Online)

Российская академия наук  
Уральское отделение  
Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого

# ЛИТОСФЕРА

Том 25    № 3    2025    Май–Июнь

Основан в 2001 году  
Выходит 6 раз в год

Russian Academy of Sciences  
Ural Branch  
A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry

# LITHOSPHERE (Russia)

Volume 25    No. 3    2025    May–June

Founded in 2001  
Issued 6 times a year

## Литосфера, 2025. Том 25, № 3

Научный журнал

Основан в 2001 году

*Учредитель:* Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого Уральского отделения Российской академии наук (ИГГ УрО РАН)

Журнал имеет целью развитие научных знаний в области широкого комплекса проблем твердой Земли: строения и динамики развития литосферы в пространстве и во времени; процессов седиментации, литогенеза, магматизма, метаморфизма, минерогенеза и рудообразования; создания эффективных методов поиска и разведки полезных ископаемых; геофизических особенностей Земли; разработки современных технологий исследования и мониторинга состояния окружающей среды, прогноза и предотвращения природных и техногенных катастрофических явлений; развития геоаналитических методов

*Главный редактор* С.Л. Вотяков

*Заместитель главного редактора* В.В. Мурзин

*Ответственный секретарь* С.В. Берзин

ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

*Редакционная коллегия:* А.И. Антошкина, ИГ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия; Т.Б. Баянова, ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты, Россия; Ф. Беа, Университет г. Гранада, Испания; Н.С. Бортников, ИГЕМ, г. Москва, Россия; В.А. Верниковский, ИНГГ СО РАН, г. Новосибирск, Россия; А. Вымазалова, Чешская геологическая служба, Прага, Чехия; Д. Гарути, Университет Леобена, Австрия; В. Давыдов, Пермский научно-исследовательский институт, Государственный университет Бойсе, Департамент геонаук, Айдахо, США; Д.Ю. Демежко, ИГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Р. Зельтманн, Музей естественной истории, Лондон, Великобритания; Е.С. Контарь, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; М.Г. Леонов, ГИН РАН, г. Москва; П.С. Мартышко, ИГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.В. Масленников, ИМин УрО РАН, г. Миасс, Россия; А.В. Маслов, ГИН РАН, г. Москва, Россия; Г.А. Мизенс, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Ф. Мэн, Институт геологии Китайской Академии геологических наук, Китай; В.М. Нечехин, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; С.Д. Соколов, ГИН РАН, г. Москва, Россия; Р.Х. Сунгатуллин, КФУ ИГиНГТ, г. Казань, Россия; В.Н. Удачин, ИМин УрО РАН, г. Миасс, Россия; Р. Херрингтон, Музей естественной истории, Лондон, Великобритания; И.И. Чайковский, ГИ УрО РАН, г. Пермь, Россия; Р. Эрнст, Департамент наук о Земле, Карleton Университет, Оттава, Канада; В.Л. Яковлев, ИГД УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

*Редакционный совет:* А.В. Зубков, ИГД УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; С.Н. Кашубин, ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, Россия; С.В. Корнилов, ИГД УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; К.Н. Малич, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Г.А. Петров, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Е.В. Пушкарев, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.И. Силаев, ИГ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия; А.Г. Талалай, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; В.В. Холоднов, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.В. Черных, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Информацию о прохождении статей в редакции можно получить у зав. редакционно-издательского отдела Елены Николаевны Волчек: тел. (343) 287-90-45

Более полная информация и правила оформления статей, а также полнотекстовая версия журнала имеются на сайте <http://lithosphere.ru>

*Адрес издателя и редакции:* 620110, Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, Россия  
Тел. (343) 287-90-45, тел./факс: (343) 287-90-12  
E-mail: [lithosphere@igg.uran.ru](mailto:lithosphere@igg.uran.ru)

© Институт геологии и геохимии УрО РАН

© Авторы статей

## Lithosphere (Russia), 2025. Volume 25, No. 3

Scientific journal

Founded in 2001

*Founder:* Federal State Budgetary Scientific Institution A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of Russian Academy of Sciences (IGG, UB of RAS)

The journal aims to develop scientific knowledge in the field of a wide range of problems of the solid Earth: the structure and dynamics of the development of the lithosphere in space and time; processes of sedimentation, lithogenesis, magmatism, metamorphism, mineral genesis and ore formation; creation of effective methods for prospecting and exploration of minerals; geophysical features of the Earth; development of modern technologies for researching and monitoring the state of the environment, forecasting and preventing natural and technogenic catastrophic phenomena; development of geoanalytical techniques

*Editor-in-chief* Sergei L. Votyakov

*Deputy Editor-in-chief* Valerii V. Murzin

*Secretary* Stepan V. Berzin

IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia

*Editorial board:* Anna I. Antoshkina (Institute of Geology, Komi SC UB of RAS, Syktyvkar, Russia); Tamara B. Bayanova (Geological Institute, Kola SC RAS, Apatity, Russia); Fernando Bea (University of Granada, Spain); Nikolai S. Bortnikov (Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, RAS, Moscow, Russia); Valerii A. Vernikovskii (Institute of Oil Geology and Geophysics, SB of RAS, Novosibirsk, Russia); Anna Vymazalova (Czech Geological Survey, Prague, Czech Republic); Giorgio Garuti (University of Leoben, Austria); Vladimir Davydov (Permian Research Institute, Boise State University, Department of Geosciences, Boise, ID, USA); Dmitry Yu. Demezhko (Institute of Geophysics, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Reimar Seltmann (Natural History Museum, London, Great Britain); Efim S. Kontar' (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); Mikhail G. Leonov (Geological Institute, RAS, Moscow, Russia); Petr S. Martyshko (Institute of Geophysics, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Valerii V. Maslennikov (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Andrei V. Maslov (Geological Institute, RAS, Moscow, Russia); Gunar A. Mizens (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Fancong Meng (Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, China); Viktor M. Necheukhin (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Sergei D. Sokolov (Geological Institute, RAS, Moscow, Russia); Rafael H. Sungatullin (Kazan Federal University, Institute of Geology and Petroleum Technologies, Kazan, Russia); Valerii N. Udachin (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Richard Herrington (Natural History Museum, London, Great Britain); Il'ya I. Chaikovskii (Mining Institute, UB of RAS, Perm, Russia); Richard Ernst (Department of Earth Sciences, Carleton University, Ottawa, Canada); Viktor L. Yakovlev (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia)

*Editorial council:* Albert V. Zubkov (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Sergei N. Kashubin (All-Russian Geological Institute, St.Petersburg, Russia); Sergei V. Kornilov (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Kreshimir N. Malitch (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Georg A. Petrov (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Evgenii V. Pushkarev (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Valerii I. Silaev (Institute of Geology, Komi SC UB of RAS, Syktyvkar, Russia); Aleksandr G. Talalai (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); Vladimir V. Holodnov (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Valerii V. Chernykh (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia)

*Publisher and editorial address:* 15 Akad. Vonsovsky st., A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ekaterinburg 620110, Russia  
Tel. (343) 287-90-45, Tel./fax (343) 287-90-12  
E-mail: [lithosphere@igg.uran.ru](mailto:lithosphere@igg.uran.ru)  
Website: <http://lithosphere.ru>

© Institute of Geology and Geochemistry

© Authors of articles



# СОДЕРЖАНИЕ

Том 25, № 3, 2025

|                                                                                                                                                                                                                                           |     |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Петрографические особенности и реконструкция источников сноса нижнерифейских песчаников мукунской серии юго-востока Анабарского щита<br><i>Г. О. Карпинчик, А. Д. Савельев, Е. Е. Середа</i>                                              | 373 |
| Особенности распределения изотопного состава углерода в карбонатах разреза сартъюской свиты (нижний карбон, Воркутинское поднятие)<br><i>А. В. Ерофеевский, А. Н. Плотицын, А. В. Журавлев, Я. А. Вевель, Р. М. Иванова</i>               | 398 |
| Состав, строение, условия образования верхнекарийских отложений шежимского фациального комплекса (р. Илыч, Северный Урал)<br><i>Л. А. Шмелёва</i>                                                                                         | 419 |
| Первые данные об изотопном составе углерода конодонтовых элементов из средней перми (казанский ярус) в разрезе Чимбулат (Вятские дислокации, Волго-Уральская антеклиза)<br><i>А. В. Журавлев</i>                                          | 438 |
| Бактериальные постройки углеводородного просачивания с текстурой конус в конусе в породах таврической серии Горного Крыма (Южный берег Крыма)<br><i>В. И. Лысенко, С. А. Садыков</i>                                                      | 451 |
| As-P-REE-содержащий циркон в гранитных пегматитах осевой зоны Полярного Урала<br><i>Н. С. Уляшева</i>                                                                                                                                     | 471 |
| Высокобарический метаморфизм в зоне Главного Уральского разлома в бассейне р. Северная Сосьва (Северный Урал)<br><i>Г. А. Петров, Ш. К. Балтыбаев, П. С. Козлов, Н. И. Тристан</i>                                                        | 485 |
| Первые результаты U-Pb-датирования детритового циркона из терригенных пород обеизской свиты Приполярного Урала: изотопный возраст и возможные источники сноса<br><i>О. В. Гракова, А. М. Пыстин, Е. В. Кушманова, В. Б. Хубанов</i>       | 506 |
| Типоморфные особенности минералов платиновой группы из аллювия Кытлымского платиноносного узла (Северный Урал), Россия<br><i>Г. В. Нестеренко, Е. В. Айрияни, С. М. Жмодик, Д. К. Белянин</i>                                             | 521 |
| Вещественный состав и условия формирования месторождения титаномагнетитовых руд Юбрышка<br><i>С. Г. Ковалев, С. С. Ковалев</i>                                                                                                            | 546 |
| Бакайское проявление золота (Южный Урал): минералогия руд и условия образования<br><i>К. А. Новоселов, Е. В. Белозуб, М. А. Рассомахин, Н. К. Никандрова</i>                                                                              | 572 |
| Сфероидные образования рудного и нерудного вещества в природе и эксперименте<br><i>П. П. Сафронов, И. В. Кузнецова, Н. В. Моисеенко</i>                                                                                                   | 595 |
| Золотосульфидно-кварцевое рудопроявление Булан Макаровского рудного узла (Западный Саян, Россия): минералого-геохимические особенности, РТ условия образования и источники флюидов<br><i>Н. Н. Анкушева, Р. В. Кужугет, М. М. Баланай</i> | 619 |
| Возможности геофизических методов по выявлению потенциально золотоносных структурно-карстовых зон на Урале<br><i>В. А. Давыдов</i>                                                                                                        | 633 |
| Применение геоакустической эмиссии и электромагнитного излучения в комплексе со стандартными методами геофизических исследований для выявления зон геодинамической активности в рудных скважинах<br><i>Е. А. Баженова</i>                 | 644 |

# СОДЕРЖАНИЕ

---

**Том 25, № 3, 2025**

---

|                                                                                                                                                            |     |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Особенности развития сейсмического процесса перед катастрофическим землетрясением в районе Восточно-Анатолийского разлома (6 февраля 2023 г., $MW = 7.8$ ) |     |
| <i>А. С. Закупин</i>                                                                                                                                       | 656 |
| Совместное применение наземных сейсмических методов в инженерных исследованиях                                                                             |     |
| <i>М. Н. Воскресенский, Е. А. Косоротова, А. А. Курданова, Г. И. Парыгин</i>                                                                               | 664 |
| Минералогия медных шлаков Екатеринбургского металлургического завода                                                                                       |     |
| <i>Ю. В. Ерохин, О. С. Савченко, А. В. Захаров, В. С. Пономарев, Л. В. Леонова</i>                                                                         | 674 |

---

---

# Contents

---

---

## Volume 25, No. 3, 2025

---

|                                                                                                                                                                                                                                          |     |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Petrographic features and provenance reconstruction of the Lower Riphean sandstones of the Mukun Group of the south-eastern Anabar shield<br><i>G. O. Karpinchik, A. D. Savelyev, E. E. Sereda</i>                                       | 373 |
| Distribution features of carbon isotopes in carbonates on the example of the Sartiu Formation (Lower Carboniferous, Vorkuta Uplift)<br><i>A. V. Erofeevsky, A. N. Plotitsyn, A. V. Zhuravlev, Ya. A. Vevel, R. M. Ivanova</i>            | 398 |
| Composition, structure, formation environment of the Yaptikshor deposits of the Shezhim facies complex (Upper Katian, Ilych River, Northern Urals)<br><i>L. A. Shmeleva</i>                                                              | 419 |
| First data on the carbon isotope composition of conodont elements from the Middle Permian (Kazanian Stage) of the Tchimbulat section (Vyatka Dislocations, Volga-Ural Antecline)<br><i>A. V. Zhuravlev</i>                               | 438 |
| Bacterial hydrocarbon seepage structures with a cone-in-cone texture in the rocks of the Taurian series of the Mountain Crimea (South Coast of Crimea)<br><i>V. I. Lysenko, S. A. Sadykov</i>                                            | 451 |
| As-P-REE-bearing zircon in granitic pegmatites of the axial zone of the Polar Urals<br><i>N. S. Ulyasheva</i>                                                                                                                            | 471 |
| High-pressure metamorphism in the area of the Main Ural fault in the Severnaya Sosva River basin (Northern Urals)<br><i>G. A. Petrov, Sh. K. Baltybaev, P. S. Kozlov, N. I. Tristan</i>                                                  | 485 |
| First results of U-Pb dating of detrital zircon from terrigenous rocks of the Obeiz Formation of the Subpolar Urals: isotope age and possible provenance sources<br><i>O. V. Grakova, A. M. Pystin, E. V. Kushmanova, V. B. Khubanov</i> | 506 |
| Typomorphic features of platinum group minerals from alluvium of the Kytlym platinum-bearing cluster (North Ural), Russia<br><i>G. V. Nesterenko, E. V. Airiyants, S. M. Zhmodik, D. K. Belyanin</i>                                     | 521 |
| Material composition and formation conditions of the Yubryshka titanium-magnetite ore deposit<br><i>S. G. Kovalev, S. S. Kovalev</i>                                                                                                     | 546 |
| Bakayskoe gold occurrence (Southern Urals): Ore mineralogy and formation conditions<br><i>K. A. Novoselov, E. V. Belogub, M. A. Rassomakhin, N. K. Nikandrova</i>                                                                        | 572 |
| Spheroidal formations of ore and non-metallic matter in nature and experiment<br><i>P. P. Safronov, I. V. Kuznetsova, N. V. Moiseenko</i>                                                                                                | 595 |
| Bulan gold-sulfide-quartz ore deposit of the Makarovsky ore cluster (Western Sayan, Russia): Mineralogical and geochemical features, formation conditions, and fluid sources<br><i>N. N. Ankusheva, R. V. Kuzhuget, M. M. Balanay</i>    | 619 |
| Capabilities of geophysical methods in identification of potential gold-bearing structural karst zones in the Urals<br><i>V. A. Davydov</i>                                                                                              | 633 |
| Application of geoacoustic emission and electromagnetic radiation in combination with standard geophysical research methods to identify geodynamic activity areas in ore boreholes<br><i>E. A. Bazhenova</i>                             | 644 |

---

# Contents

---

## Volume 25, No. 3, 2025

---

|                                                                                                                                                                    |     |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Features of the seismic process prior to a catastrophic earthquake in the area of the East Anatolian fault<br>(February 6, 2023, MW = 7.8)<br><i>A. S. Zakupin</i> | 656 |
| Combined application of land seismic methods in engineering research<br><i>M. N. Voskresenskiy, E. A. Kosorotova, A. A. Kurdanova, G. I. Parygin</i>               | 664 |
| Mineralogy of copper slags of Ekaterinburg Metallurgical Plant<br><i>Yu. V. Erokhin, O. S. Savchenko, A. V. Zakharov, V. S. Ponomarev, L. V. Leonova</i>           | 674 |

---

УДК 550.93

DOI: 10.24930/2500-302X-2025-25-3-373-397

## Петрографические особенности и реконструкция источников сноса нижнерифейских песчаников мукунской серии юго-востока Анабарского щита

Г. О. Карпинчик<sup>1, 2</sup>, А. Д. Савельев<sup>1, 2</sup>, Е. Е. Середа<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, 199106, г. Санкт-Петербург, Средний проспект, 74, e-mail: gkarpincik@gmail.com

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

Поступила в редакцию 17.06.2024 г., принята к печати 12.08.2024 г.

**Объект исследования.** Нижнерифейские терригенные породы мукунской серии Восточно-Анабарского бассейна. **Цель.** Реконструкция источников сноса, выявление петрографических особенностей и восстановление обстановок осадконакопления этих терригенных пород. **Материалы и методы.** Исследовалась верхняя часть разреза мукунской серии, расположенная в нижнем течении реки Большая Куонамка (юго-восток Анабарского щита), а также группа образцов нижнерифейских песчаников того же уровня. Восстановление источников сноса и обстановок формирования терригенных пород основано на U-Pb датировании обломочных цирконов, а также полевых наблюдениях и изучении минерального состава этих пород с помощью петрографического, рентгенофазового и рентгеноспектрального анализов. **Результаты.** Изученные песчаники характеризуются бимодальным гранулометрическим составом (песок-алеврит), преобладанием угловатых зерен калиевого полевого шпата с интенсивно проявленными вторичными изменениями, а также средне и хорошо окатанными зёрнами кварца и циркона. U-Pb датирование обломочного циркона (69 зерен) показало наличие нескольких разновозрастных источников сноса, представленных магматическими и метаморфическими породами, возраст которых соответствует основным пикам спектра распределения датировок:  $1965 \pm 5$ ,  $2095 \pm 14$ ,  $2750 \pm 7$  и  $2891 \pm 9$  млн лет (средневзвешенная оценка). **Выводы.** Накопление нижнерифейских терригенных пород мукунской серии Восточно-Анабарского бассейна происходило в мелководной, спокойной обстановке в процессе размыва устойчивого континентального блока местного происхождения. Наиболее представительным (более 50%) является возрастная группа обломочного циркона ~1965 млн лет, который отражает широкое распространение на Анабарском щите пород протерозойского регионального гранулитового метаморфизма. Помимо метаморфизованных архей-протерозойских пород источником циркона могут являться следующие магматические комплексы: архейский анабарский эндербит-чарнокит-мigmatитовый и протерозойские маганский аляскит-лейкогранит-мigmatитовый вместе с билляхским гранодиорит-гранит-граносиенитовым. Отсутствие в изученном песчанике обломочного циркона моложе 1890 млн лет свидетельствует о разных питающих провинциях для Западно- и Восточно-Анабарского бассейнов осадконакопления.

**Ключевые слова:** мукунская серия, лабазтахская свита, нижний рифей, Анабарский щит, источники сноса, обломочные цирконы, геохронология, рентгенофазовый анализ

## Petrographic features and provenance reconstruction of the Lower Riphean sandstones of the Mukun Group of the south-eastern Anabar shield

Gleb O. Karpinchik<sup>1, 2</sup>, Aleksandr D. Savelyev<sup>1, 2</sup>, Elena E. Sereda<sup>1</sup>

<sup>1</sup>A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, 74, Sredny av., St. Petersburg 199106, Russia, e-mail: gkarpincik@gmail.com

<sup>2</sup>St. Petersburg State University, 7/9 University emb., St. Petersburg 199034, Russia

Received 17.06.2024, accepted 12.08.2024

**Research subject.** Lower Riphean terrigenous rocks of the Mukun Group of the East Anabar basin. **Aim.** Reconstruction of provenance, identification of petrographic features, and restoration of sedimentation environments of these terrigenous

**Для цитирования:** Карпинчик Г.О., Савельев А.Д., Середа Е.Е. (2025) Петрографические особенности и реконструкция источников сноса нижнерифейских песчаников мукунской серии юго-востока Анабарского щита. *Литосфера*, 25(3), 373-397. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-3-373-397>. EDN: DJMCOG

**For citation:** Karpinchik G.O., Savelyev A.D., Sereda E.E. (2025) Petrographic features and provenance reconstruction of the Lower Riphean sandstones of the Mukun Group of the south-eastern Anabar shield. *Lithosphere (Russia)*, 25(3), 373-397. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-3-373-397>. EDN: DJMCOG

© Г.О. Карпинчик, А.Д. Савельев, Е.Е. Середа, 2025

rocks. *Materials and methods.* The upper part of the Mukun Group section located in the lower reaches of the Bolshaya Kuonamka River (southeast of the Anabar Shield) was studied, as well as a set of Lower Riphean sandstone samples of the same level. Reconstruction of provenance and formation environments of terrigenous rocks was based on U-Pb dating of detrital zircons, as well as field observations and study of the mineral composition of these rocks using petrographic, X-ray phase and X-ray spectral analyses. *Results.* The studied sandstones are characterized by a bimodal granulometric composition (sand-siltstone), dominated by angular grains of potassium feldspar with intense secondary alterations, as well as medium and well-rounded grains of quartz and zircon. The U-Pb dating of detrital zircon (69 grains) showed the presence of several different-aged provenances, represented by igneous and metamorphic rocks, the age of which corresponds to the main peaks of the dating distribution spectrum:  $1965 \pm 5$ ,  $2095 \pm 14$ ,  $2750 \pm 7$ , and  $2891 \pm 9$  Ma (weighted average). *Conclusions.* The deposition of Lower Riphean terrigenous rocks of the Mukun Group of the East Anabar Basin occurred in a shallow, calm environment during the erosion of a stable continental block of local origin. The most representative (more than 50%) is the age cluster of detrital zircon  $\sim 1965$  Ma, which reflects the widespread occurrence of Proterozoic regional granulite metamorphism rocks on the Anabar Shield. In addition to metamorphosed Archean-Proterozoic rocks, the following igneous complexes might have been the source of zircon: Archean Anabar enderbite-charnockite-migmatite and Proterozoic Magan alaskite-leucogranite-migmatite together with Billyakh granodiorite-granite-granosyenite. The absence of detrital zircon younger than 1890 Ma in the studied sandstone indicates different provinces for the West and East Anabar sedimentation basins.

**Keywords:** Mukun Group, Labaztakh Formation, Lower Riphean, Anabar shield, provenance, detrital zircons, geochronology, X-ray phase analysis

#### Acknowledgements

We are grateful to A.K. Khudoley for recommendations on the composition and design of the scientific article as well as to B.V. Belyatsky, N.V. Platonova, K.Yu. Vasilyeva, and O.Yu. Lebedeva for their assistance with geochronological, X-ray phase, and petrographic analysis. The authors express their gratitude to S.P. Nilov and M.V. Nikitina for the opportunity to process stone material using the facilities of the Scientific Park of St. Petersburg State University and to two anonymous reviewers for their valuable comments on the work.

## ВВЕДЕНИЕ

Изучение рифейских отложений Анабарского щита началось с геологических съёмок 1950–1970 г., в результате которых были получены основные сведения, затрагивающие строение чехла (Савицкий и др., 1959; Лопатин, Табунов, 1969). Предположения об источниках сноса мукунских песчаников базируются на широко распространенных представлениях о небольших поднятиях в пределах Анабарского щита, образование которых обусловлено коллизией террейнов в раннем протерозое. Большая часть работ по изучению отложений мукунской серии была сосредоточена на западном склоне Анабарского щита (Савицкий и др., 1959; Злобин, Кабаньков, 1970; Шпунт и др., 1982; Петров, 2011; Горохов и др., 2019; см. также ссылки в этой работе), где разрезы имеют большую мощность и поделены на несколько свит.

В то же время имеются лишь отрывочные данные по возрасту, петрографическому и химическому составу песчаников мукунской серии в восточной части Анабарского щита: геохимические и изотопно-геохронологические исследования, осу-

ществленные с помощью современных методов, редки (Купцова и др., 2015; Khudoley et al., 2015; Raquette et al., 2017). Поскольку на юго-восточном склоне Анабарского щита в составе мукунской серии по проведенным в настоящее время геологическим работам выделяется только лабазтаховская свита (Государственная..., 2016), целью данной работы стало определение возможных источников сноса и выявление петрографических характеристик именно лабазтаховских песчаников.

### Геологическое строение Анабарского щита и его обрамления

Анабарский щит образует выход фундамента Сибирской платформы, и в его пределах обнажаются породы трех террейнов: Маганского, Далдынского и Биректинского, последний из которых скрыт под Хапчанским поясом (Розен и др., 2000; Гусев, 2013; Купцова и др., 2015). Центральная часть Анабарского щита сложена глубокометаморфизованными архейскими и нижнепротерозойскими породами, которые по периферии перекрыты рифей-палеозойским осадочным чехлом (Розен

и др., 2000). При этом породы чехла с восточного склона отличаются по своим мощностям (Савицкий и др., 1959; Комар, 1966; Государственная..., 2016), составу и структурно-текстурным особенностям (Купцова и др., 2015) по сравнению с породами западного склона Анабарского щита. Кроме того, восточный блок характеризуется сильной латеральной изменчивостью составляющих его стратиграфических подразделений (Петров, 2011). Перечисленные признаки указывают на существование в палеопротерозое двух отдельных бассейнов седиментации – Западно-Анабарского и Восточно-Анабарского, взаимоотношения между которыми остаются неясными.

В настоящее время в составе мукунской серии Западно-Анабарского бассейна последовательно снизу-вверх по разрезу выделяются следующие свиты: ильинская, бурдурская и лабазтахская (рис. 1) (Шпунт и др., 1982; Петров, 2011; Государственная..., 2016; Горохов и др., 2019). На восточном фланге прослеживается лишь лабазтахская свита (Савицкий и др., 1959; Комар, 1966; Государственная..., 2016), которая и является объектом исследования.

Отложения ильинской свиты начинают базальную часть разреза мукунской серии и залегают с угловым несогласием на породах фундамента. Мощность свиты варьирует в пределах 225–240 м, а в ее составе прослеживаются песчаники, кварцевые красно-бурые гравелиты, линзы конгломератов (Государственная..., 2016) и также прокварцованные пирокластические породы: туфы и туфобрекчии (Шпунт и др., 1982).

На северо-западе обнажаются породы выше лежащей бурдурской свиты. Мощность свиты составляет 275–485 м. Свита сложена кварцевыми песчаниками розовых оттенков и линзами алевролитов и гравелитов с галькой (Государственная..., 2016). Отложения лабазтахской свиты венчают разрез мукунской серии.

Лабазтахская свита – наиболее распространенная часть серии, обнажающаяся на северо-западном, восточном и юго-восточном склонах Анабарского поднятия (Государственная..., 2016). Мощность свиты варьирует от 0 до 240 м, а в ее разрезах присутствуют кварцевые гравелиты оранжевого и красно-бурого цветов с прослоями конгломератов нижней пачки, образующие, вероятно, нижнюю подсвиту и сменяющиеся вверх по разрезу более однородными среднезернистыми песчаниками и кварцито-песчаниками верхней подсвиты, которая перекрывается доломитами и строматолитовыми постройками билляхской серии (Лопатин, Табунов, 1969; Шпунт и др., 1982; Государственная..., 2016). Лабазтахская свита не выдержана по мощности – если на западе Анабарского щита это стратиграфически полные разрезы, то на востоке мощности заметно сокращаются, и сами разрезы уже

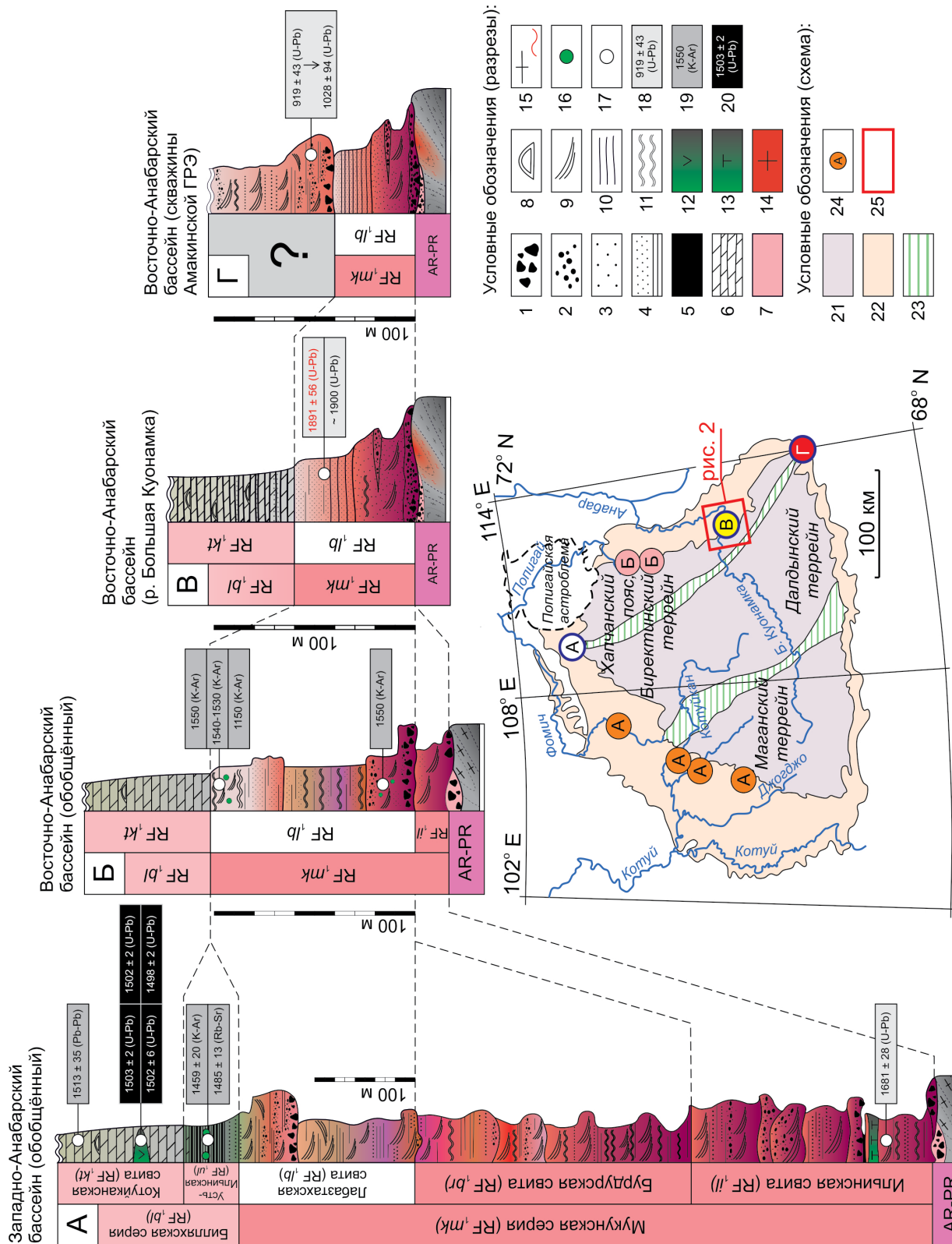
характеризуются стратиграфической неполнотой (Савицкий и др., 1959; Комар, 1966; Шпунт и др., 1982).

Накопление мукунской серии началось не ранее 1680 млн лет назад, а закончилось до 1500 млн лет назад, на что указывает U-Pb возраст обломочного циркона из низов разреза и возраст даек и силлов, прорывающих доломиты выше лежащей билляхской серии (Веселовский и др., 2009; Khudoley et al., 2015; Ernst et al., 2016; Pasenko et al., 2023). Согласно (Петров, 2011) накопление мукунской серии началось около 1580 млн лет назад, после длительного континентального перерыва, продолжавшегося более 50 млн лет.

### **Исследования мукунской серии**

При сопоставлении разрезов западного и восточного склонов Анабарского щита четко прослеживается резкое сокращение мощностей и стратиграфического объема мукунской серии именно в его юго-восточной части (см. рис. 1). Это совместно со слабой обнаженностью востока Анабарского щита стало причиной недостатка данных по составу и генезису отложений мукунской серии в пределах Восточно-Анабарского бассейна.

Первые общие сведения о мукунских отложениях востока Анабарского щита и схемы сопоставления этих пород с западной частью Анабара были получены В.И. Савицким и др. (1959). В дальнейшем выделением отдельных пачек среди нижнерифейских пород мукунской серии и их послойным литологическим описанием занимались С.Ф. Духанин, Э.М. Эрлих (1967), Б.Г. Лопатин, С.М. Табунов (1969), Б.Р. Шпунт и др. (1982). Вышеупомянутые исследователи описали мукунскую серию в пределах западного склона Анабарского щита как вулканогенно-обломочную, выделив в ней не только терригенные, но и эффузивные и пирокластические породы. В это же время, на территории восточного склона среди нижнерифейских отложений мукунской серии были описаны только терригенные породы (Духанин, Эрлих, 1967; Лопатин, Табунов, 1969; Шпунт и др., 1982). Можно предположить, что в раннемукунское время к северу от Анабарского щита произошло магматическое событие с возрастом примерно 1720 млн лет (Khudoley et al., 2015). Сформированные в результате данного события магматические комплексы к северу от Анабарского щита одновременно выступили и источником циркона в терригенных отложениях ильинской свиты (см. рис. 1, Купцова и др., 2015). Туфы мукунской серии на западе Анабарского щита могут быть следствием небольших всплесков магматизма, который предшествовал образованию Куонамской изверженной провинции 1.5 млрд лет назад (Ernst et al., 2000; Ernst et al., 2016; Pasenko et al., 2023). Тем не менее, стоит отметить, что описан-





1 – конгломераты, 2 – гравелиты, 3 – песчаники, 4 – алевролиты, 5 – аргиллиты, 6 – доломиты, 7 – коры выветривания, 8 – строматолитовые постройки, 9 – косая слоистость, 10 – горизонтальная слоистость, 11 – знаки ряби, 12 – долериты, 13 – туфы, 14 – граниты, 15 – гнейсы/гранито-гнейсы, 16 – глауконит, 17 – изотопные пробы, 18 – возрасты наиболее молодого обломочного циркона (красным – данная статья), 19 – возрасты осадочных пород по глауконитам, 20 – возрасты даек по бадделейту, 21 – AR-PR кристаллические породы фундамента, 22 – RF осадочные отложения, 23 – меланжевые (шовные) зоны, 24 – разрезы мукунской и билляхской серий: оранжевый по (Петров, 2011), розовый по (Духанин, Эрлих, 1967; Лопатин, 1972; Константиновский, 2000), жёлтый – данная статья, красный по (Купцова и др., 2015), синий контур по (Khudoley et al., 2015), 25 – участок полевых работ.

Указанные на рисунке датировки (млн лет): 1485±13 и 1459±20 млн лет – Rb-Sr и K-Ar возрасты глауконита усть-ильинской свиты (Горохов и др., 1991; Зайцева и др., 2016); ~1900, 1681±28, 1891±56 млн лет – U-Pb возраст самого молодого обломочного циркона песчаников мукунской серии (Khudoley et al., 2015) и данная статья; 919±43 млн лет и 1028±94 – U-Pb возраст самого молодого обломочного циркона рифейских песчаников (Купцова и др., 2011 и Купцова и др., 2015 соответственно); 1513±35 млн лет – Pb-Pb изохрона билляхских доломитов (Горохов и др., 2019); 1503±2, 1502±6, 1498±2, 1502±2 млн лет – U-Pb возраст бадделейтов из долеритовых силлов, рвущих доломиты билляхской серии (Ernst et al., 2016; Pasenko et al., 2023). Вариации цветов в колонке соответствуют цветам пород.

**Fig. 1.** Insert of the Anabar Shield according to (Ernst et al., 2016 with additions by the authors) with the study area marked and the structure of the section of the lower part of the Precambrian sedimentary cover according to the following data (Komar, 1966; Dukhanin, Erlikh, 1967; Lopatin, Tabunov, 1969; Lopatin, 1972; Shpunt et al., 1982; Konstantinovskiy, 2000; Kuptsova et al., 2011; Petrov, 2011; Kuptsova et al., 2015; State..., 2016; Gorokhov et al., 2019 and references therein).

1 – conglomerates, 2 – gravelstones, 3 – sandstones, 4 – siltstones, 5 – mudstones, 6 – dolomites, 7 – weathering crusts, 8 – stromatolite buildups, 9 – cross bedding, 10 – horizontal bedding, 11 – ripple marks, 12 – dolerites, 13 – tuffs, 14 – granites, 15 – gneisses/granite-gneisses, 16 – glauconite, 17 – isotope samples, 18 – ages of the youngest detrital zircon (this article is in red), 19 – ages of sedimentary rocks based on glauconites, 20 – ages of dikes based on baddeleyite, 21 – AR-PR crystalline basement rocks, 22 – RF sedimentary deposits, 23 – mélange (suture) zones, 24 – sections of the Mukun and Bilyakh series: orange according to (Petrov, 2011), pink according to (Dukhanin, Erlikh, 1967; Lopatin, 1972; Konstantinovskiy, 2000), yellow – this article, red according to (Kuptsova et al., 2015), blue contour according to (Khudoley et al., 2015), 25 – area of field study. The datings (in million years) shown in the figure are: 1485±13 and 1459±20 Ma are the Rb-Sr and K-Ar ages of glauconite from the Ust-Ilya Formation (Gorokhov et al., 1991; Zaitseva et al., 2016); ~1900, 1681±28, 1891±56 Ma are the U-Pb age of the youngest detrital zircon from the Mukun Group sandstones (Khudoley et al., 2015) and this article; 919±43 Ma and 1028±94 are the U-Pb age of the youngest detrital zircon from the Riphean sandstones (Kuptsova et al., 2011 and Kuptsova et al., 2015 respectively); 1513±35 Ma – Pb-Pb isochron of the Bilyakh dolomites (Gorokhov et al., 2019); 1503±2, 1502±6, 1498±2, 1502±2 Ma – U-Pb age of baddeleyites from dolerite sills cutting the Bilyakh series dolomites (Ernst et al., 2016; Pasenko et al., 2023). The color variations in the column correspond to the colors of the rocks.

ные Б.Р. Шпунтом эффузивные породы встречены только в стратотипическом разрезе ильинской свиты и не имеют широкого распространения (Шпунт и др., 1982; Государственная..., 2015).

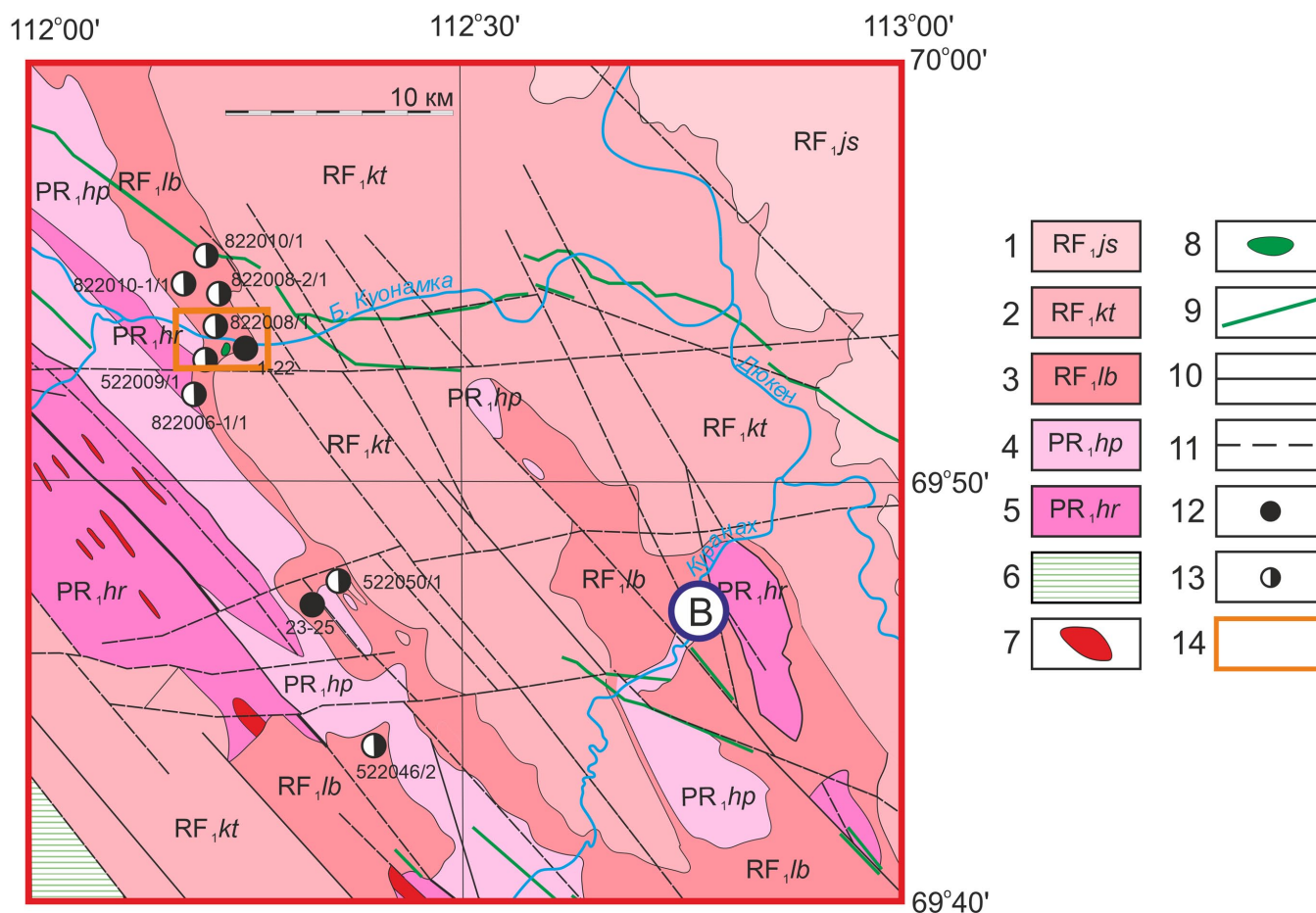
Обстановками образования пород мукунской серии Западно-Анабарского бассейна активно занимался П.Ю. Петров, который на основе полевых и петрографических описаний выделил аллювиальную, эолово-флювиальную и флювиально-себховую ассоциации фаций (Петров, 2011). В пределах же Восточно-Анабарского бассейна современные палеорекострукции мукунских терригенных образований основываются в основном на результатах построений диаграмм распределения возрастов обломочных цирконов (Купцова и др., 2015; Khudoley et al., 2015; Paquette et al., 2017). Несмотря на проведенные предшественниками изотопно-геохронологические и петрографические исследования (Купцова, 2012; Купцова и др., 2015; Khudoley et al., 2015; Paquette et al., 2017), ощущается нехватка данных для установления комплексов пород, поставлявших обломочный материал для формирования нижнерифейских песчаников Восточно-Анабарского бассейна.

## ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Район исследований располагается на юго-востоке Анабарского щита, в бассейне рек Большая Куонамка и Куранах. По 22 прозрачно-полированным шлифам (ППШ) были исследованы песчаники, отобранные из коренных выходов верхней части разреза мукунской серии в русле р. Б. Куонамка. Длина профиля пробоботбора вдоль реки Б. Куонамка составила примерно 130 м, начиная от кровли лабазтахской свиты и продолжаясь вниз по разрезу. GPS-координаты начала профиля: 69°53'13"N 112°15'09"E, конца: 69°53'12"N 112°15'21"E (рис. 2).

Коренные обнажения лабазтахской свиты вдоль р. Б. Куонамка представляют собой плитчатые выходы терригенных пород (рис. 3а) с широко распространенными симметричными знаками ряби волнения и трещинами усыхания (рис. 3б, 3в).

Песчаники характеризуются плохой сортировкой и преобладанием частиц тонкой и мелкой размерности (рис. 4). Среди обломочной фракции, прежде всего, выделяются кварц (15–98%), калиевый полевой шпат (КПШ) (0–80%) и обломки пород (не более 15%). При этом все зерна КПШ либо тонкого песчаного размера (0.05–0.1 мм), либо алевроитового (до 0.005 мм), в то время как размер зерен кварца изменяется в более широких пределах. Мелкие-средние зерна кварца часто имеют среднюю и хорошую окатанность по сравнению с угловатыми либо плохо окатанными полевыми шпатами. Относительно высокая степень окатанности обломков кварца указывает на их более дальний перенос или длительный перемыв. В целом минералогиче-



**Рис. 2.** Карта-схема с геологическим строением участка работ на основе (Государственная..., 1965) и дополненная по данным из (Gusev et al., 2021) и наблюдениям авторов.

1 – юсмастахская свита, 2 – котуйканская свита, 3 – лабазтахская свита, 4–5 – PR метаморфиты: 4 – хапчанской серии, 5 – хардахской серии, 6 – меланжевые (шовные) зоны, 7 – линзы и жилы аляскитов и пегматитов, 8–9 – интрузивные тела (8) и дайки (9) долеритов и габбро-долеритов, 10–11 – разломы достоверные (10) и предполагаемые (11), 12–13 – места отбора проб из коренных (12) и элювиальных (13) выходов для литологических исследований (данная статья), 14 – врезка для рис. 6.

**Fig. 2.** A schematic map with the geological structure of the work site based on (State..., 1965) and supplemented by data from (Gusev et al., 2021) and observations of the authors.

1 – Yusmastakh Formation, 2 – Kotuikan Formation, 3 – Labaztakh Formation, 4–5 – PR metamorphites of: 4 – Khapchan Group, 5 – Khardakh Group, 6 – mélange (suture) zones, 7 – lenses and veins of alaskites and pegmatites, 8–9 – intrusive bodies (8) and dikes (9) of dolerites and gabbro-dolerites, 10–11 – reliable (10) and inferred (11) faults, 12–13 – locations of sampling from primary (12) and eluvial (13) outcrops for lithological studies (this article), 14 – inset for fig. 6.

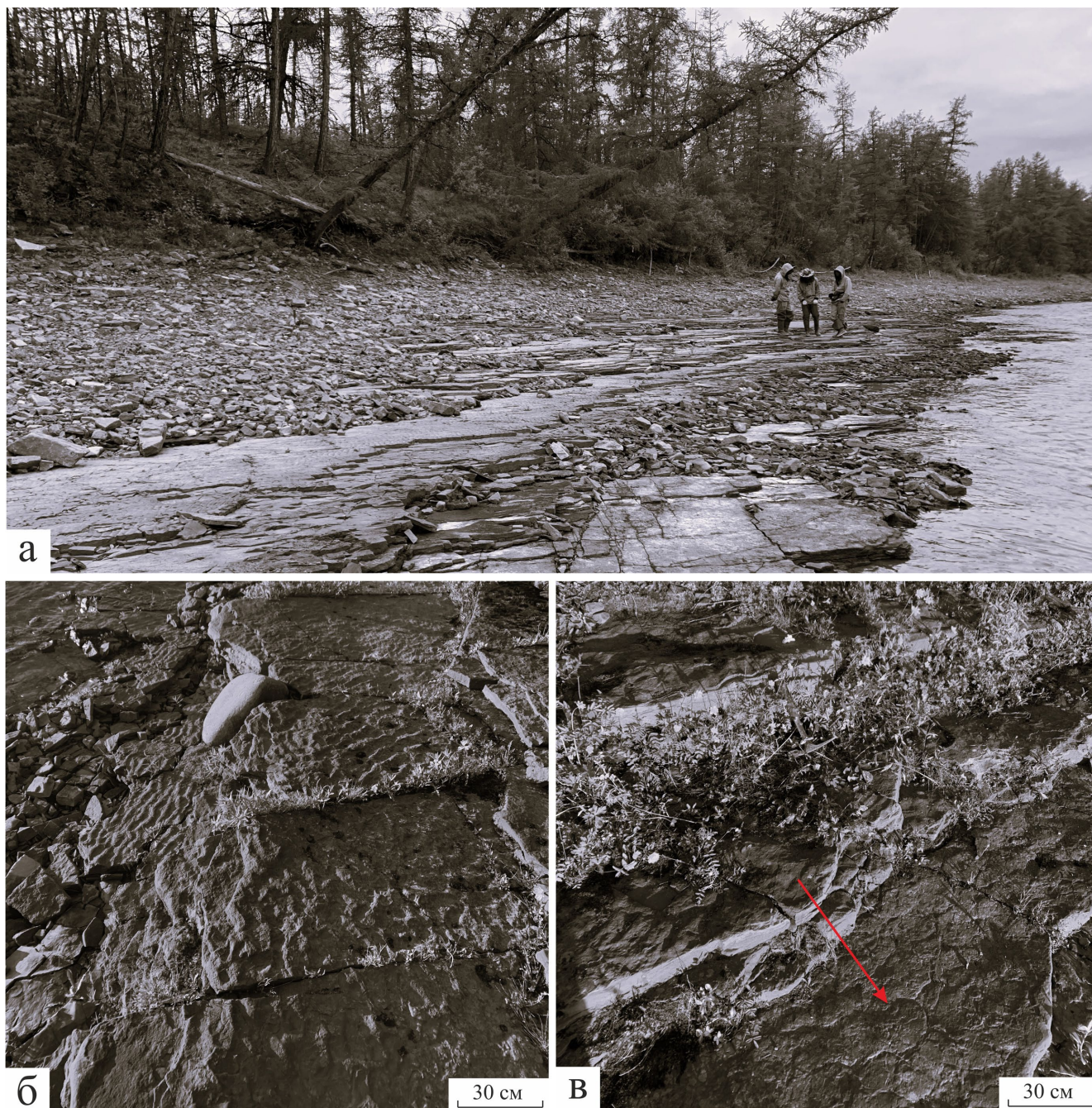
ская зрелость терригенных пород вверх по разрезу возрастает.

Кварц характеризуется белыми-серыми цветами интерференции и облачным либо волнистым погасанием. В образцах из элювиальных выходов с реки Б. Куонмака и р. Куранах (см. рис. 2) отмечается широкое развитие кварцевых регенерационных кайм вокруг обломочных зерен.

Сильно разложенные калиевые полевые шпайы могут утрачивать свои первоначальные контуры и практически полностью замещаются сплошной

массой оксидов железа, проявляющейся в виде бурого налета. Железистые минералы развиваются, возможно, по небольшим кавернам (Ulmer-Scholle et al., 2014), которые являются результатом выветривания. Однако встречаются и зерна, не подверженные разложению. Они характеризуются четко проявленной микроклиновой решеткой с затухающими двойниками. Для КПШ также характерен регенерационный цемент, состоящий из того же вещества, что и сами зерна, а также цемент замещения, представленный продуктами пелитизации.





**Рис. 3.** Общий вид коренных выходов нижнерифейских песчаников лабазтахской свиты юго-востока Анабарского щита (а) и экзоглифы кровли: б – знаки ряби, в – трещины усыхания.

**Fig. 3.** General view of bedrock outcrops of the Lower Riphean sandstones of the Labaztakh Formation of the south-eastern Anabar shield (a) and exoglyphs of the top: б – ripple marks, в – drying cracks.

Среди обломков пород распространены кварциты и микрокварциты, представленные поликристаллическим кварцем.

Цемент в песчаниках из коренных выходов в русле р. Б. Куонамка в основном доломитовый. Его

количество варьирует от 1 до 50%; распределен он неравномерно – в одной части шлифов открытый поровый, в другой – закрытый поровый, участками прерывистый контурный и всегда коррозионный. При этом карбонаты могут содержаться не



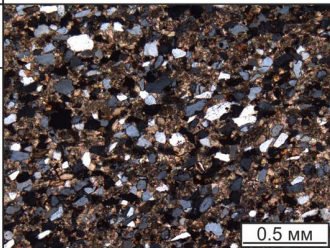
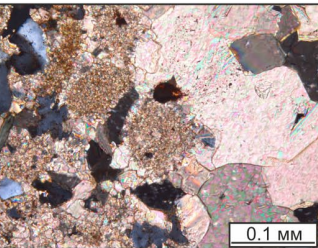
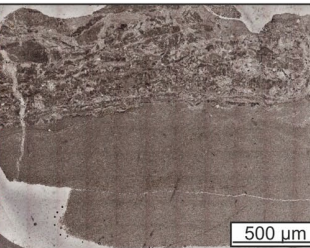
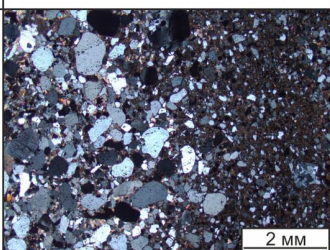
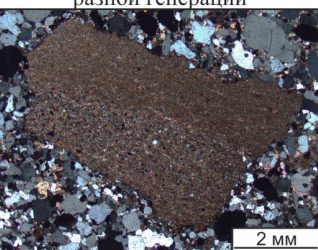
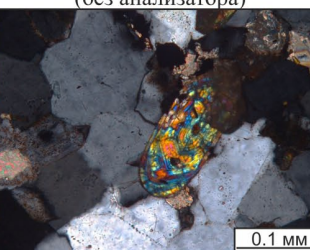
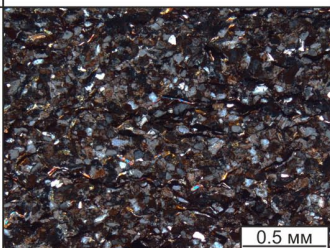
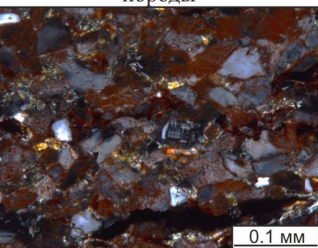
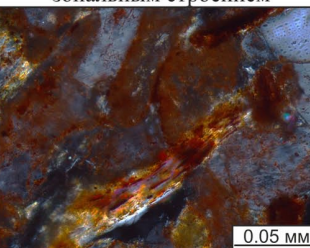
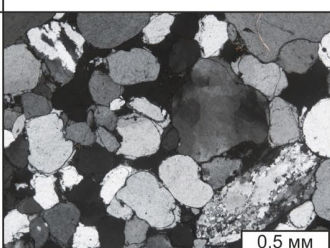
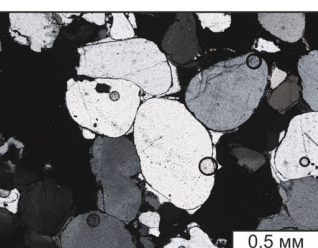
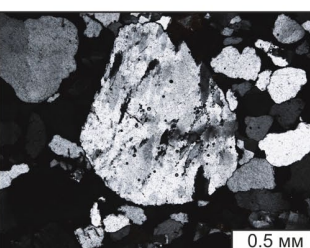
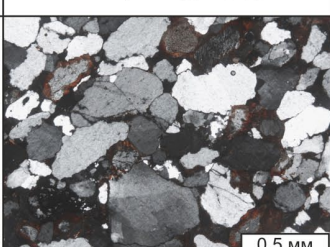
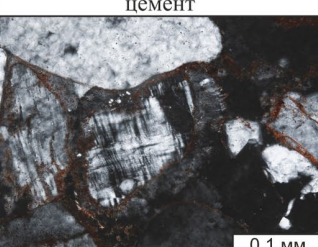
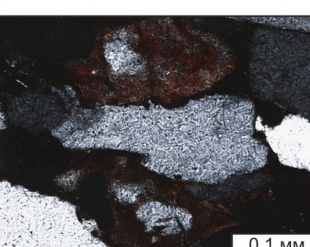
| Образцы из коренных выходов                                                   |                                                            | Микрофотографии шлифов (с анализатором)                                             |                                                                                      |                                                                                       |
|-------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------|
| Положение в разрезе                                                           | Породы                                                     |                                                                                     |                                                                                      |                                                                                       |
| Верхняя часть изученного разреза                                              | Аркозовые алевролиты и карбонатные породы                  |    |    |    |
|                                                                               |                                                            | общий вид породы                                                                    | взаимоотношения карбонатов разной генерации                                          | строматолитовый? доломит (без анализатора)                                            |
| Средняя часть изученного разреза                                              | Алевритовые мелко-тонкозерн. аркозы с карбонатным цементом |    |    |    |
|                                                                               |                                                            | общий вид породы                                                                    | литокласт карбонатной породы                                                         | детритовый циркон с зональным строением                                               |
| Нижняя часть изученного разреза                                               | Полевошпатовые алевролиты                                  |   |   |   |
|                                                                               |                                                            | общий вид породы                                                                    | сильно разложенные калиевые полевые шпаты                                            | образование пластинок гематита по спайности слюд                                      |
| Образцы из элювиальных выходов                                                |                                                            | Микрофотографии шлифов (с анализатором)                                             |                                                                                      |                                                                                       |
| Породы                                                                        |                                                            |                                                                                     |                                                                                      |                                                                                       |
| Кварцевый песчаник мелко-среднезернистый с регенерационным кварцевым цементом |                                                            |  |  |  |
|                                                                               |                                                            | общий вид породы                                                                    | регенерационный кварцевый цемент                                                     | поликристаллический кварц                                                             |
| Кварцевый песчаник тонко-мелкозернистый                                       |                                                            |  |  |  |
|                                                                               |                                                            | общий вид породы                                                                    | пленочный гематитовый и регенерационный полевошпатовый цементы                       | цемент замещения, представленный продуктами разложения полевых шпатов                 |

Рис. 4. Микрофотографии шлифов пород лабзтахской свиты юго-востока Анабарского щита.

Fig. 4. Micrographs of thin sections of rocks of the Labaztakh Formation of the south-eastern Anabar shield.

только в цементе, но и в виде литокластов, однако их количество незначительно (<1%). Кроме того, в шлифах наблюдается как первичный микрокристаллический доломит, так и вторичный метасоматический с различной степенью кристалличности (от мелкокристаллической до мозаичной) и идиоморфными гранями. Из акцессорных минералов отмечаются магнетит, единичные зерна апатита, рутила, турмалина и циркона.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для комплексного изучения минерального состава песчаников лабазтахской свиты был применен ряд методов: рентгеноспектральный (РСА), рентгенофазовый (здесь и далее РФА) и петрографический анализы. Для определения питающих провинций этих пород использовались геохимический и изотопно-геохронологический анализы.

Для проведения РФА и выяснения характера изменений минерального состава песчаников сверху вниз по изученному профилю было отобрано 22 образца из коренных выходов с р. Б. Куонамка (см. рис. 2). В дальнейшем каменный материал дробился и измельчался в лаборатории пробоподготовки Института Наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета (СПбГУ). Качественный и количественный РФА валовых проб, результаты которого представлены в табл. 1, проводился в РЦ «Рентгенодифракционные методы исследования» Научного парка СПбГУ при помощи автоматического порошкового дифрактометра Bruker «D2 Phaser». Так РФА позволил разделить полевые шпаты на калиевые и натриево-кальциевые, а также дать первичную характеристику процентного содержания породообразующих минералов обломочной фракции – кварца и полевых шпатов, что использовалось для классификации песчаников. Для уточнения полученных сведений и выяснения формы нахождения минералов в породах использовался петрографический анализ, который позволил установить, что кварцевый цемент в данных образцах характерен только для кварцевых песчаников, и потому для классификации таких пород принимались результаты РФА без дополнительных пересчетов точек в шлифах. Сведения о процентном содержании породообразующих минералов обломочной фракции, полученные в ходе РФА, для песчаников с карбонатным цементом показали довольно хорошую корреляцию с результатами петрографического анализа. Стоит отметить, что при петрографическом изучении шлифов песчаников наблюдались обломки кварцитов и микрокварцитов в виде поликристаллического кварца, однако в классификациях по (Петтиджон и др., 1976) и (Dickinson, 1985) такие обломки учитываются как конкретный минерал – кварц.

Тем не менее, при проведении РФА существует проблема наложения пиков, например, КППШ с рутилом. В изученных пробах количество тяжелой фракции, содержащий в том числе и рутил, не составляло более 1% от общей массы образца, и потому значения содержаний КППШ принимались за истинные.

Для изучения петрографических особенностей песчаников и определения соотношений породообразующих минералов было сделано 35 шлифов (из них 22 прозрачно-полированных). Определение акцессорных минералов проводилось в РЦ «Микроскопии и микроанализа» научного парка СПбГУ с помощью РСА на приборе Hitachi 3400N. Определение содержаний малых элементов (табл. 2) проводилось методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой ICP-MS в Центральной лаборатории Института Карпинского в Санкт-Петербурге.

Важная информация по возрастам пород в источнике сноса происходит из U-Pb датирования обломочных цирконов. Нами была отобрана проба из коренного выхода на р. Дюсун, из акватории р. Б. Куонамка (№ 23–25 на рис. 2). Циркон был выделен из предварительно измельченной фракции образца размером менее 0.5 мм в тяжелых жидкостях и магнитном сепараторе с ручной доочисткой под бинокулярной лупой. Локальное уран-свинцовое датирование выполнялось по стандартной методике (Rodionov et al., 2012) на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-Пс в Центре Изотопных Исследований Института Карпинского (Санкт-Петербург). Датировались как ядра, так и внешние оболочки единичных зерен. Полученные результаты представлены в табл. 3, где уран-свинцовые отношения единичного измерения и рассчитанного возраста приведены с погрешностью на уровне  $\pm 1\sigma$ . Статистическая обработка результатов анализов и построение диаграмм с конкордией производилось с использованием программы IsoplotR (Vermeesch, 2018). Так как возраст изученного обломочного циркона, рассчитанный по отношению  $^{206}\text{Pb}$ – $^{238}\text{U}$ , превышал 1000 млн лет, то согласно (Gehrels, 2012) для статистических и графических построений (функция KDE) использовался возраст единичных зерен, рассчитанный по отношению  $^{207}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}$ . Учитывались только зерна с дискордантностью (D) менее 10%.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

### Рентгеноспектральный микроанализ и рентгенофазовый анализ

Для определения акцессорных минералов в изучаемых образцах использовался метод РСА совместно с петрографическим анализом. Было подтверждено наличие следующих минералов в тяжелой фракции песчаников р. Б. Куонамка: апатит, ти-

**Таблица 1.** Количественный фазовый состав валовых образцов (мас. %) по данным полнопрофильного анализа (метод Ритвельда)**Table 1.** Quantitative phase composition of bulk samples (wt %) according to full-profile analysis (Rietveld method)

| №                        | <i>Qz</i> | <i>Kfs</i> | <i>Dol</i> | <i>Chl</i> | <i>Mca</i> | <i>Mag</i> | <i>Ant</i> | <i>Py</i> | <i>Cal</i> | <i>Hem</i> | $R_p^*$ , % |
|--------------------------|-----------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|-----------|------------|------------|-------------|
| Образцы с р. Б. Куонамка |           |            |            |            |            |            |            |           |            |            |             |
| 1                        | 60.8      | 26.1       | 12.4       |            | следы      |            |            |           |            |            | 8.3         |
| 2                        | 52.9      | 26.4       | 20.7       |            |            |            |            |           |            |            | 5.8         |
| 3                        | 38.6      | 24.7       | 33.4       |            | 2.4        |            |            | следы     |            |            | 6.5         |
| 4                        | 26.8      | 17.8       | 53.1       |            | 2.1        |            |            | следы     |            |            | 6.6         |
| 5                        | 59.4      | 9.7        | 30.8       |            |            |            |            | следы     |            |            | 6.7         |
| 6                        | 59.3      | 20.1       | 20.1       |            |            |            | следы      | следы     |            |            | 7.4         |
| 7                        | 44.8      | 23.1       | 32.1       |            |            |            | следы      | следы     |            |            | 4.8         |
| 8                        | 63.8      | 19.8       | 16.4       |            |            |            |            | следы     |            |            | 5.7         |
| 9                        | 49.6      | 31.8       | 17         |            | 1.6        |            |            | следы     |            |            | 5.9         |
| 10                       | 70.2      | 19.6       | 10.1       |            |            |            |            | следы     |            |            | 5.1         |
| 11                       | 90.3      | 6.3        | 2.6        |            |            |            | следы      | следы     |            |            | 6.7         |
| 12                       | 31.2      | 19.8       | 48.9       |            |            |            |            | следы     |            |            | 4.9         |
| 13                       | 61.3      | 17.6       | 21         |            |            |            |            | следы     |            |            | 6.4         |
| 14                       | 70.1      | 21.1       | 8.1        | следы      |            | следы      | следы      | следы     | следы      |            | 5.6         |
| 15                       | 74.9      | 16.2       | 8.8        |            |            |            |            |           | следы      |            | 5.9         |
| 16                       | 43.0      | 37         | 20         |            |            |            |            |           |            |            | 5.1         |
| 17                       | 47.3      | 50.1       | 2.6        |            |            |            |            | следы     |            |            | 4.2         |
| 18                       | 55.9      | 40.2       | 3.2        |            |            | следы      | следы      | следы     |            |            | 6.5         |
| 19                       | 37.8      | 41.6       | 20.4       |            |            |            | следы      | следы     |            |            | 6.2         |
| 20                       | 28.4      | 69.1       | 1.3        |            |            | следы      |            | следы     |            |            | 3.8         |
| 21                       | 14.4      | 79.2       |            |            |            | следы      |            | следы     |            | 6.3        | 3.1         |
| 22                       | 26.2      | 68.4       |            | 1.3        | 1.4        |            |            |           |            | 2.7        | 5.5         |
| Образцы с р. Дюсун       |           |            |            |            |            |            |            |           |            |            |             |
| 23                       | 97.8      | 2.2        |            |            |            |            |            |           |            |            | 5.7         |
| 24                       | 95.8      | 4.2        |            |            |            |            |            |           |            |            | 6.3         |
| 25                       | 97.5      | 2.5        |            |            |            |            |            |           |            |            | 6.3         |

Примечание. *Qz* – кварц, *Kfs* – калиевый полевой шпат, *Dol* – доломит, *Chl* – хлорит, *Mca* – сюда, *Mag* – магнетит, *Ant* – анатаз, *Py* – пирит, *Cal* – кальцит, *Hem* – гематит. Сокращенные названия минералов даны по (Warr, 2021).

$$*R_p = \frac{\sum |y_i^{obs} - y_i^{calc}|}{\sum y_i^{obs}} - \text{фактор сходимости расчетного и экспериментального рентгеновских профилей, } y_i - \text{интенсивность в каждой экспериментальной точке рентгенограммы.}$$

Note. *Qz* – quartz, *Kfs* – K-feldspar, *Dol* – dolomite, *Chl* – chlorite, *Mca* – mica, *Mag* – magnetite, *Ant* – anatase, *Py* – pyrite, *Cal* – calcite, *Hem* – hematite. Abbreviated names of minerals are given according to (Warr, 2021).

$$*R_p = \frac{\sum |y_i^{obs} - y_i^{calc}|}{\sum y_i^{obs}} - \text{convergence factor of the calculated and experimental X-ray profiles, } y_i - \text{the intensity at each experimental point of the X-ray diffraction pattern.}$$

**Таблица 2.** Результаты геохимического анализа малых элементов (мкг/г) в песчаниках с юго-востока Анабарского щита

**Table 2.** Results of geochemical analysis of trace elements (ppm) in sandstones from the southeast of the Anabar Shield

| №  | 23    | 822006-1/1 | 522009/1 | 522046/2 | 522050/1 | 822008/1 | 822008-2/1 | 822010/1 | 822010-1/1 |
|----|-------|------------|----------|----------|----------|----------|------------|----------|------------|
| La | 9.62  | 9.16       | 15.7     | 5.19     | 4.92     | 15.5     | 13.7       | 4.97     | 4.81       |
| Ce | 15.6  | 14.4       | 31       | 8.07     | 11.1     | 31.8     | 19.7       | 9.39     | 7.37       |
| Pr | 1.7   | 1.8        | 3.57     | 0.83     | 1.37     | 3.24     | 2.13       | 1.16     | 0.81       |
| Nd | 5.95  | 7.58       | 11.8     | 2.59     | 5.57     | 11.8     | 8.48       | 4.62     | 2.73       |
| Sm | 0.94  | 1.87       | 1.44     | 0.45     | 0.93     | 1.74     | 1.92       | 1.09     | 0.36       |
| Eu | 0.23  | 0.49       | 0.19     | 0.06     | 0.28     | 0.52     | 0.59       | 0.28     | 0.064      |
| Gd | 0.85  | 1.63       | 1.01     | 0.36     | 1.02     | 1.57     | 1.89       | 0.89     | 0.41       |
| Tb | 0.13  | 0.22       | 0.17     | 0.048    | 0.13     | 0.2      | 0.27       | 0.14     | 0.055      |
| Dy | 0.81  | 1.35       | 0.72     | 0.34     | 0.79     | 1.15     | 1.65       | 0.79     | 0.3        |
| Ho | 0.18  | 0.26       | 0.12     | 0.065    | 0.16     | 0.24     | 0.37       | 0.17     | 0.061      |
| Er | 0.61  | 0.76       | 0.36     | 0.17     | 0.49     | 0.75     | 0.94       | 0.46     | 0.19       |
| Tm | 0.087 | 0.11       | 0.073    | 0.027    | 0.086    | 0.11     | 0.15       | 0.062    | 0.023      |
| Yb | 0.56  | 0.76       | 0.48     | 0.27     | 0.54     | 0.87     | 0.98       | 0.43     | 0.18       |
| Lu | 0.11  | 0.15       | 0.081    | 0.054    | 0.12     | 0.15     | 0.17       | 0.074    | 0.041      |
| Th | 2.35  | 4.99       | 5.5      | 1.41     | 2.7      | 12.5     | 2.72       | 1.23     | 1.54       |
| Co | 0.78  | 1.08       | 0.70     | 2.23     | 1.70     | <0.5     | 3.44       | 1.32     | 1.05       |
| Sc | 2.46  | 3.23       | 3.55     | 0.96     | 2.01     | 3.82     | 2.29       | 1.52     | 0.81       |
| Cr | 16.1  | 8.39       | 12.4     | 4.41     | 63.1     | 41.1     | 8.66       | 10.8     | 3.14       |
| Zr | 260   | 92.8       | 128      | 79.7     | 212      | 262      | 393        | 185      | 78.2       |

таномангнетит, монацит, циркон, турмалин, оксиды и гидроксиды железа (рис. 5). Кроме того, в части образцов было показано доминирование КППШ над кварцем, как с помощью РСА, так и на основании результатов РФА (см. табл. 1).

Результаты РФА-анализа (см. табл. 1) позволили разделить пробы по соотношению обломочных зерен кварца и КППШ. Так, в обломочной фракции песчаников с р. Б. Куонамка (№ 1–22 на рис. 2) преобладают КППШ и кварц, процентное соотношение которых меняется в диапазонах 6–80% для первого и 14–90% для второго. Пробы с р. Дюсун (№ 23–25 на рис. 2) существенно кварцевые (>95%) с содержанием КППШ менее 5%. В песчаниках нередко широко развит доломит в качестве новообразованного минерала.

Характер изменения содержания породообразующих минералов в образцах с р. Б. Куонамка продемонстрирован на рис. 6. В целом снизу вверх по изученной части разреза породы становятся минералогически более зрелыми, на что указывает увеличение содержания кварцевых зерен и уменьшение количества неустойчивых зерен КППШ.

При проведении петрографического и рентгенофазового исследования нижнерифейских песчаников лабазтахской свиты (см. рис. 4–6, табл. 1) было установлено, что верхнюю часть изученного разреза составляют аркозовые алевриты и карбонатные породы. Ниже залегают алевритовые мелко-тонкозернистые аркозы с карбонатным цементом (Шванов, 1987; см. также ссылки в этой работе). В самой нижней части изученного разреза наблюдаются сильно обогащенные полевыми шпатами алевриты. Образцы с необычно высоким содержанием полевых шпатов (>60%) составляют примерно 12% от общей выборки (см. табл. 1). Согласно данным РФА, которые подтверждаются и результатами РСА, все полевые шпаты представлены калиевыми разновидностями.

#### Геохимический анализ

Для получения информации о составе пород, слагающих палеоводосборы, был проведен анализ распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) в образцах песчаников (см. табл. 2), отобранных

Таблица 3. Результаты U-Pb датирования цирконов из образца № 23 с р. Дюсун  
Table 3. Results of U-Pb dating of zircons from sample No. 23 from the Dyusun stream

| № зерна | $^{206}\text{Pb}_c$<br>% | U,<br>мкг/г | Th,<br>мкг/г | $^{206}\text{Pb}^*$ ,<br>мкг/г | $\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$ | Возраст по отношению                                    |                                                          |                     | Степень<br>дискордант-<br>ности, % | $\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}^*}$ | $\pm\%$ | $\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$ | $\pm\%$ | $\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$ | $\pm\%$ | $\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$ | $\pm\%$ | Поправка |
|---------|--------------------------|-------------|--------------|--------------------------------|------------------------------------------|---------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------|---------------------|------------------------------------|--------------------------------------------|---------|-----------------------------------------------|---------|--------------------------------------------|---------|--------------------------------------------|---------|----------|
|         |                          |             |              |                                |                                          | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$<br>±млн<br>лет | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$<br>±млн<br>лет | $\pm\text{млн лет}$ |                                    |                                            |         |                                               |         |                                            |         |                                            |         |          |
| 9       | 0.84                     | 59          | 31           | 17.8                           | 0.55                                     | 1939                                                    | 1891                                                     | 56                  | -3                                 | 2.85                                       | 1.8     | 0.1156                                        | 3.1     | 5.6                                        | 3.6     | 0.351                                      | 1.8     | 0.49     |
| 12      | 0.87                     | 78          | 124          | 23.6                           | 1.64                                     | 1944                                                    | 1918                                                     | 52                  | -1                                 | 2.84                                       | 1.6     | 0.1175                                        | 2.9     | 5.7                                        | 3.3     | 0.352                                      | 1.6     | 0.49     |
| 30      | 0.28                     | 235         | 67           | 69.6                           | 0.29                                     | 1911                                                    | 1922                                                     | 20                  | +1                                 | 2.90                                       | 1.1     | 0.1176                                        | 1.1     | 5.6                                        | 1.6     | 0.345                                      | 1.1     | 0.71     |
| 47      | 0.24                     | 153         | 43           | 46.2                           | 0.29                                     | 1935                                                    | 1928                                                     | 23                  | 0                                  | 2.85                                       | 1.4     | 0.1177                                        | 1.3     | 5.7                                        | 1.9     | 0.350                                      | 1.4     | 0.73     |
| 32      | 0.39                     | 37          | 55           | 11.2                           | 1.54                                     | 1958                                                    | 1934                                                     | 88                  | -1                                 | 2.82                                       | 2.3     | 0.1182                                        | 4.9     | 5.8                                        | 5.4     | 0.355                                      | 2.3     | 0.42     |
| 46      | 0.21                     | 143         | 164          | 41.6                           | 1.18                                     | 1882                                                    | 1921                                                     | 25                  | +2                                 | 2.95                                       | 1.3     | 0.1185                                        | 1.4     | 5.5                                        | 1.9     | 0.339                                      | 1.3     | 0.67     |
| 15      | 1.43                     | 29          | 23           | 8.79                           | 0.82                                     | 1977                                                    | 1944                                                     | 116                 | -2                                 | 2.79                                       | 2.6     | 0.1187                                        | 6.5     | 5.9                                        | 7.0     | 0.359                                      | 2.6     | 0.38     |
| 7       | 0.34                     | 187         | 185          | 55.6                           | 1.02                                     | 1915                                                    | 1948                                                     | 22                  | +2                                 | 2.89                                       | 1.2     | 0.1189                                        | 1.2     | 5.7                                        | 1.7     | 0.346                                      | 1.2     | 0.70     |
| 4       | 0.12                     | 112         | 34           | 34                             | 0.31                                     | 1949                                                    | 1944                                                     | 31                  | 0                                  | 2.83                                       | 1.4     | 0.1190                                        | 1.7     | 5.8                                        | 2.2     | 0.353                                      | 1.4     | 0.63     |
| 28      | 0.20                     | 226         | 71           | 69.6                           | 0.33                                     | 1977                                                    | 1944                                                     | 20                  | -2                                 | 2.79                                       | 1.1     | 0.1190                                        | 1.1     | 5.9                                        | 1.6     | 0.359                                      | 1.1     | 0.73     |
| 6       | 0.32                     | 95          | 35           | 28.7                           | 0.38                                     | 1949                                                    | 1944                                                     | 38                  | 0                                  | 2.84                                       | 1.5     | 0.1192                                        | 2.1     | 5.8                                        | 2.6     | 0.353                                      | 1.5     | 0.59     |
| 52      | 0.57                     | 62          | 80           | 19.1                           | 1.33                                     | 1963                                                    | 1959                                                     | 69                  | 0                                  | 2.81                                       | 1.7     | 0.1196                                        | 3.9     | 5.9                                        | 4.2     | 0.356                                      | 1.7     | 0.40     |
| 43      | 0.14                     | 222         | 194          | 66                             | 0.90                                     | 1915                                                    | 1948                                                     | 16                  | +2                                 | 2.89                                       | 1.1     | 0.1204                                        | 0.9     | 5.7                                        | 1.4     | 0.346                                      | 1.1     | 0.76     |
| 38      | 0.39                     | 197         | 70           | 58.8                           | 0.37                                     | 1920                                                    | 1974                                                     | 24                  | +3                                 | 2.88                                       | 1.2     | 0.1206                                        | 1.4     | 5.8                                        | 1.8     | 0.347                                      | 1.2     | 0.66     |
| 22      | 0.09                     | 114         | 37           | 35.2                           | 0.33                                     | 1987                                                    | 1964                                                     | 28                  | -1                                 | 2.77                                       | 1.4     | 0.1209                                        | 1.6     | 6.0                                        | 2.1     | 0.361                                      | 1.4     | 0.67     |
| 10      | 0.31                     | 112         | 36           | 33.9                           | 0.33                                     | 1954                                                    | 1969                                                     | 32                  | +1                                 | 2.83                                       | 1.4     | 0.1212                                        | 1.8     | 5.9                                        | 2.3     | 0.354                                      | 1.4     | 0.62     |
| 3       | 0.29                     | 124         | 42           | 37.8                           | 0.35                                     | 1968                                                    | 1984                                                     | 29                  | +1                                 | 2.80                                       | 1.3     | 0.1217                                        | 1.6     | 6.0                                        | 2.1     | 0.357                                      | 1.3     | 0.64     |
| 36      | 0.34                     | 40          | 40           | 12.6                           | 1.02                                     | 2011                                                    | 1969                                                     | 59                  | -2                                 | 2.73                                       | 2.1     | 0.1218                                        | 3.4     | 6.1                                        | 3.9     | 0.366                                      | 2.1     | 0.53     |
| 54      | 0.11                     | 89          | 110          | 27.7                           | 1.29                                     | 1996                                                    | 1984                                                     | 36                  | -1                                 | 2.75                                       | 1.5     | 0.1225                                        | 2.0     | 6.1                                        | 2.5     | 0.363                                      | 1.5     | 0.60     |
| 16      | 0.25                     | 117         | 176          | 35.3                           | 1.56                                     | 1944                                                    | 2009                                                     | 28                  | +3                                 | 2.84                                       | 1.4     | 0.1227                                        | 1.6     | 6.0                                        | 2.1     | 0.352                                      | 1.4     | 0.66     |
| 67      | 1.00                     | 47          | 32           | 15.7                           | 0.70                                     | 2118                                                    | 2001                                                     | 149                 | -6                                 | 2.57                                       | 4.0     | 0.1227                                        | 8.5     | 6.6                                        | 9.3     | 0.389                                      | 4.0     | 0.43     |
| 34      | 0.54                     | 87          | 43           | 28                             | 0.51                                     | 2048                                                    | 1988                                                     | 35                  | -3                                 | 2.67                                       | 1.5     | 0.1228                                        | 2.0     | 6.3                                        | 2.5     | 0.374                                      | 1.5     | 0.61     |
| 58      | 0.00                     | 223         | 96           | 72.6                           | 0.45                                     | 2072                                                    | 1993                                                     | 39                  | -4                                 | 2.64                                       | 1.5     | 0.1230                                        | 2.2     | 6.4                                        | 2.7     | 0.379                                      | 1.5     | 0.57     |
| 59      | 0.60                     | 67          | 27           | 21.5                           | 0.42                                     | 2039                                                    | 1998                                                     | 93                  | -2                                 | 2.69                                       | 2.7     | 0.1233                                        | 5.2     | 6.3                                        | 5.9     | 0.372                                      | 2.7     | 0.46     |
| 62      | 0.33                     | 147         | 119          | 47.7                           | 0.84                                     | 2072                                                    | 1993                                                     | 46                  | -4                                 | 2.64                                       | 1.8     | 0.1233                                        | 2.6     | 6.4                                        | 3.2     | 0.379                                      | 1.8     | 0.58     |
| 27      | 0.13                     | 82          | 60           | 25.2                           | 0.76                                     | 1968                                                    | 2013                                                     | 40                  | +2                                 | 2.80                                       | 1.6     | 0.1234                                        | 2.3     | 6.1                                        | 2.8     | 0.357                                      | 1.6     | 0.58     |
| 53      | 0.11                     | 194         | 1            | 59.9                           | 0.003                                    | 1977                                                    | 2004                                                     | 19                  | +1                                 | 2.78                                       | 1.2     | 0.1240                                        | 1.1     | 6.1                                        | 1.6     | 0.359                                      | 1.2     | 0.73     |
| 50      | 0.06                     | 150         | 64           | 47.9                           | 0.44                                     | 2044                                                    | 2021                                                     | 23                  | -1                                 | 2.68                                       | 1.3     | 0.1241                                        | 1.3     | 6.4                                        | 1.8     | 0.373                                      | 1.3     | 0.70     |
| 35      | 0.20                     | 49          | 82           | 15.7                           | 1.73                                     | 2025                                                    | 2012                                                     | 46                  | -1                                 | 2.71                                       | 1.9     | 0.1243                                        | 2.6     | 6.3                                        | 3.2     | 0.369                                      | 1.9     | 0.59     |
| 8       | 0.36                     | 125         | 99           | 38.9                           | 0.82                                     | 1987                                                    | 2023                                                     | 31                  | +2                                 | 2.77                                       | 1.3     | 0.1254                                        | 1.8     | 6.2                                        | 2.2     | 0.361                                      | 1.3     | 0.60     |
| 56      | 0.81                     | 85          | 165          | 27.8                           | 2.00                                     | 2076                                                    | 2042                                                     | 90                  | -2                                 | 2.63                                       | 2.3     | 0.1267                                        | 5.1     | 6.6                                        | 5.6     | 0.380                                      | 2.3     | 0.41     |
| 69      | 1.00                     | 58          | 102          | 18.3                           | 1.83                                     | 2015                                                    | 2050                                                     | 116                 | +2                                 | 2.72                                       | 3.4     | 0.1268                                        | 6.6     | 6.4                                        | 7.4     | 0.367                                      | 3.4     | 0.46     |
| 1       | 0.48                     | 71          | 79           | 23.3                           | 1.14                                     | 2076                                                    | 2095                                                     | 36                  | +1                                 | 2.63                                       | 1.6     | 0.1290                                        | 2.0     | 6.8                                        | 2.6     | 0.380                                      | 1.6     | 0.62     |
| 57      | 0.14                     | 114         | 29           | 37.6                           | 0.26                                     | 2095                                                    | 2077                                                     | 88                  | -1                                 | 2.60                                       | 2.0     | 0.1291                                        | 5.0     | 6.8                                        | 5.4     | 0.384                                      | 2.0     | 0.37     |
| 65      | 0.00                     | 185         | 93           | 58.6                           | 0.52                                     | 2025                                                    | 2094                                                     | 41                  | +3                                 | 2.71                                       | 1.7     | 0.1294                                        | 2.3     | 6.6                                        | 2.9     | 0.369                                      | 1.7     | 0.59     |

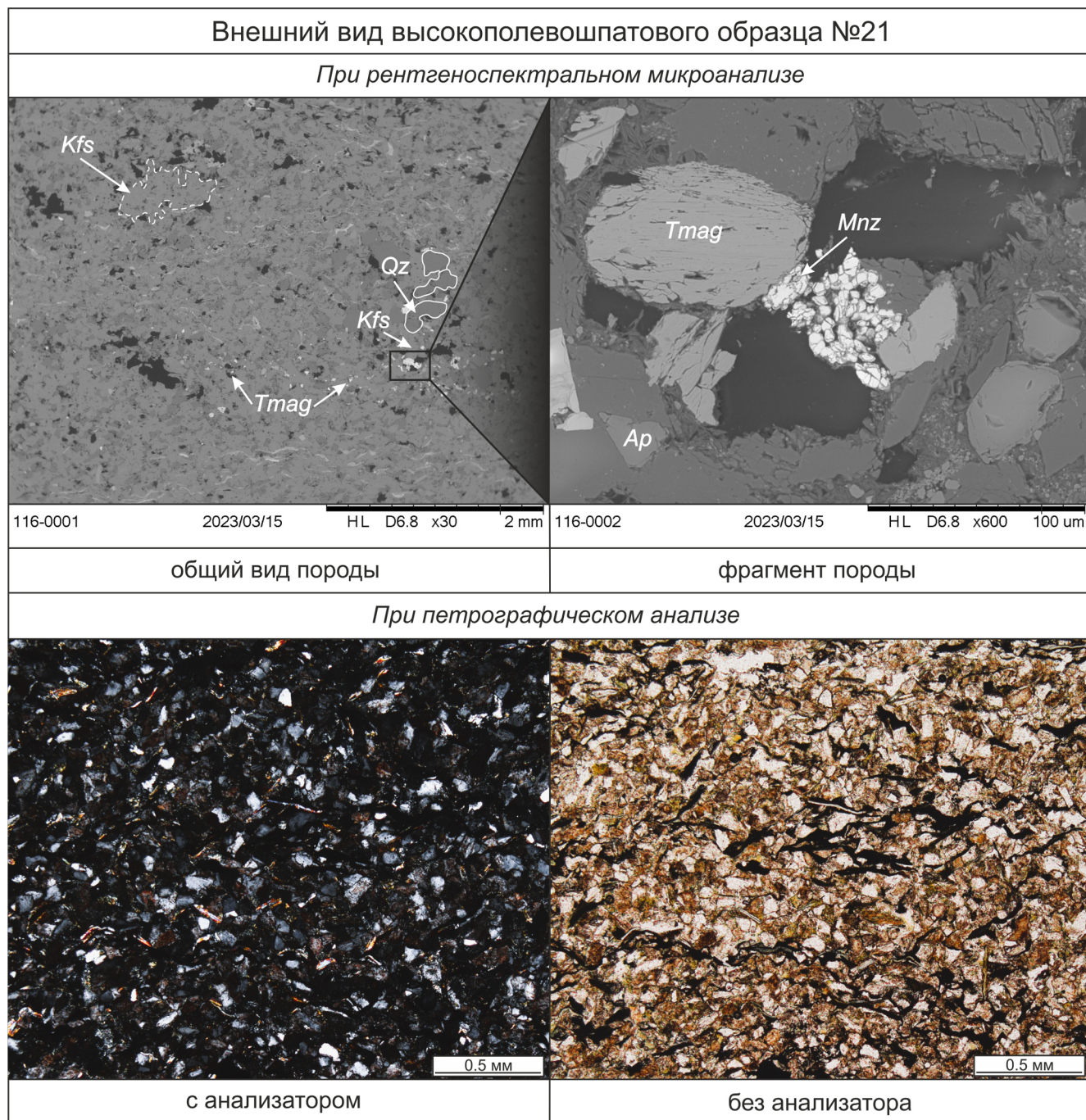


Таблица 3. Окончание  
 Table 3. Ending

| № зерна | $^{206}\text{Pb}_c$ % | $\text{U}_c$ мкг/г | $\text{Th}_c$ мкг/г | $^{206}\text{Pb}^*$ , мкг/г | $\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$ | Возраст по отношению                     |                     |                                           | Степень дискордантности, % | $\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}^*}$ | $\pm\%$ | $\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$ | $\pm\%$ | $\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$ | $\pm\%$ | $\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$ | $\pm\%$ | Поправка |
|---------|-----------------------|--------------------|---------------------|-----------------------------|------------------------------------------|------------------------------------------|---------------------|-------------------------------------------|----------------------------|--------------------------------------------|---------|-----------------------------------------------|---------|--------------------------------------------|---------|--------------------------------------------|---------|----------|
|         |                       |                    |                     |                             |                                          | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm\text{млн лет}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm\text{млн лет}$        |                                            |         |                                               |         |                                            |         |                                            |         |          |
| 26      | 0.54                  | 210                | 92                  | 67.7                        | 0.45                                     | 2053                                     | 21                  | 2092                                      | 20                         | 2.66                                       | 1.2     | 0.1296                                        | 1.1     | 6.7                                        | 1.6     | 0.375                                      | 1.2     | 0.72     |
| 70      | 0.24                  | 173                | 61                  | 56.1                        | 0.36                                     | 2067                                     | 32                  | 2104                                      | 43                         | 2.64                                       | 1.8     | 0.1296                                        | 2.4     | 6.8                                        | 3.0     | 0.378                                      | 1.8     | 0.58     |
| 13      | 0.31                  | 72                 | 73                  | 23.8                        | 1.06                                     | 2109                                     | 36                  | 2114                                      | 65                         | 2.59                                       | 2.0     | 0.1304                                        | 3.7     | 7.0                                        | 4.2     | 0.387                                      | 2.0     | 0.48     |
| 71      | 0.89                  | 48                 | 330                 | 16.2                        | 7.06                                     | 2118                                     | 148                 | 2130                                      | 160                        | 2.57                                       | 8.2     | 0.1326                                        | 9.2     | 7.1                                        | 12.3    | 0.389                                      | 8.2     | 0.67     |
| 11      | 1.00                  | 18                 | 36                  | 6.66                        | 2.05                                     | 2297                                     | 62                  | 2316                                      | 101                        | 2.34                                       | 3.2     | 0.1476                                        | 5.9     | 8.7                                        | 6.7     | 0.428                                      | 3.2     | 0.48     |
| 55      | 0.53                  | 77                 | 43                  | 29.4                        | 0.57                                     | 2369                                     | 30                  | 2386                                      | 25                         | 2.25                                       | 1.5     | 0.1539                                        | 1.4     | 9.4                                        | 2.1     | 0.444                                      | 1.5     | 0.72     |
| 21      | 0.07                  | 161                | 83                  | 65.8                        | 0.53                                     | 2505                                     | 27                  | 2522                                      | 14                         | 2.11                                       | 1.3     | 0.1663                                        | 0.9     | 10.9                                       | 1.5     | 0.475                                      | 1.3     | 0.83     |
| 29      | 0.29                  | 73                 | 156                 | 32.5                        | 2.20                                     | 2695                                     | 35                  | 2681                                      | 22                         | 1.93                                       | 1.6     | 0.1838                                        | 1.3     | 13.1                                       | 2.1     | 0.519                                      | 1.6     | 0.78     |
| 19      | 0.16                  | 88                 | 125                 | 39.8                        | 1.46                                     | 2720                                     | 60                  | 2712                                      | 45                         | 1.91                                       | 2.7     | 0.1871                                        | 2.7     | 13.5                                       | 3.8     | 0.525                                      | 2.7     | 0.70     |
| 33      | 0.41                  | 73                 | 61                  | 32.7                        | 0.87                                     | 2716                                     | 35                  | 2727                                      | 24                         | 1.91                                       | 1.6     | 0.1882                                        | 1.4     | 13.6                                       | 2.2     | 0.524                                      | 1.6     | 0.75     |
| 49      | 0.18                  | 89                 | 97                  | 40.1                        | 1.13                                     | 2725                                     | 33                  | 2733                                      | 19                         | 1.90                                       | 1.5     | 0.1887                                        | 1.1     | 13.7                                       | 1.9     | 0.526                                      | 1.5     | 0.80     |
| 5       | 0.14                  | 26                 | 43                  | 11.5                        | 1.72                                     | 2695                                     | 55                  | 2755                                      | 43                         | 1.93                                       | 2.5     | 0.1908                                        | 2.7     | 13.7                                       | 3.6     | 0.519                                      | 2.5     | 0.68     |
| 23      | 0.08                  | 162                | 141                 | 73.2                        | 0.90                                     | 2733                                     | 27                  | 2750                                      | 11                         | 1.89                                       | 1.2     | 0.1911                                        | 0.7     | 13.9                                       | 1.4     | 0.528                                      | 1.2     | 0.87     |
| 42      | 0.07                  | 79                 | 65                  | 36.7                        | 0.85                                     | 2783                                     | 36                  | 2771                                      | 16                         | 1.85                                       | 1.6     | 0.1938                                        | 1.0     | 14.4                                       | 1.8     | 0.540                                      | 1.6     | 0.85     |
| 60      | 0.66                  | 48                 | 27                  | 23.4                        | 0.59                                     | 2916                                     | 80                  | 2839                                      | 64                         | 1.75                                       | 3.4     | 0.2012                                        | 3.9     | 15.9                                       | 5.2     | 0.572                                      | 3.4     | 0.66     |
| 61      | 0.52                  | 47                 | 24                  | 23.5                        | 0.53                                     | 2949                                     | 76                  | 2847                                      | 52                         | 1.72                                       | 3.2     | 0.2024                                        | 3.2     | 16.2                                       | 4.5     | 0.580                                      | 3.2     | 0.71     |
| 24      | 0.23                  | 72                 | 28                  | 36.3                        | 0.40                                     | 2961                                     | 40                  | 2878                                      | 20                         | 1.72                                       | 1.7     | 0.2062                                        | 1.2     | 16.6                                       | 2.1     | 0.583                                      | 1.7     | 0.81     |
| 25      | 0.38                  | 103                | 93                  | 49.7                        | 0.93                                     | 2875                                     | 35                  | 2878                                      | 16                         | 1.78                                       | 1.5     | 0.2064                                        | 1.0     | 16.0                                       | 1.8     | 0.562                                      | 1.5     | 0.83     |
| 48      | 0.54                  | 37                 | 12                  | 18.4                        | 0.34                                     | 2936                                     | 52                  | 2905                                      | 32                         | 1.73                                       | 2.2     | 0.2101                                        | 2.0     | 16.7                                       | 2.9     | 0.577                                      | 2.2     | 0.74     |
| 41      | 0.28                  | 51                 | 27                  | 25.3                        | 0.55                                     | 2928                                     | 45                  | 2920                                      | 23                         | 1.74                                       | 1.9     | 0.2112                                        | 1.4     | 16.8                                       | 2.4     | 0.575                                      | 1.9     | 0.81     |
| 68      | 0.15                  | 108                | 163                 | 55                          | 1.56                                     | 3006                                     | 60                  | 2924                                      | 27                         | 1.68                                       | 2.5     | 0.2122                                        | 1.6     | 17.4                                       | 3.0     | 0.594                                      | 2.5     | 0.83     |
| 20      | 0.14                  | 140                | 42                  | 58.7                        | 0.31                                     | 2558                                     | 27                  | 2760                                      | 29                         | 2.05                                       | 1.3     | 0.1923                                        | 1.8     | 12.9                                       | 2.2     | 0.487                                      | 1.3     | 0.59     |
| 40      | 0.86                  | 88                 | 68                  | 34.2                        | 0.80                                     | 2409                                     | 30                  | 2601                                      | 24                         | 2.21                                       | 1.5     | 0.1744                                        | 1.5     | 10.9                                       | 2.1     | 0.453                                      | 1.5     | 0.72     |
| 44      | 0.32                  | 73                 | 61                  | 28                          | 0.86                                     | 2386                                     | 30                  | 2589                                      | 41                         | 2.23                                       | 1.5     | 0.1741                                        | 2.4     | 10.7                                       | 2.9     | 0.448                                      | 1.5     | 0.54     |
| 45      | 0.14                  | 108                | 139                 | 28.7                        | 1.32                                     | 1736                                     | 20                  | 1916                                      | 33                         | 3.24                                       | 1.3     | 0.1185                                        | 1.8     | 5.0                                        | 2.3     | 0.309                                      | 1.3     | 0.59     |
| 64      | 1.11                  | 48                 | 77                  | 16.5                        | 1.65                                     | 2160                                     | 75                  | 2534                                      | 114                        | 2.51                                       | 4.1     | 0.1672                                        | 6.8     | 9.2                                        | 7.9     | 0.398                                      | 4.1     | 0.51     |
| 51      | 0.00                  | 219                | 99                  | 56.5                        | 0.47                                     | 1691                                     | 16                  | 2072                                      | 18                         | 3.33                                       | 1.1     | 0.1287                                        | 1.0     | 5.3                                        | 1.5     | 0.300                                      | 1.1     | 0.74     |
| 18      | 0.95                  | 304                | 357                 | 74.4                        | 1.21                                     | 1616                                     | 16                  | 1988                                      | 23                         | 3.51                                       | 1.1     | 0.1225                                        | 1.3     | 4.8                                        | 1.7     | 0.285                                      | 1.1     | 0.64     |
| 14      | 0.69                  | 256                | 989                 | 60.6                        | 3.99                                     | 1571                                     | 17                  | 1969                                      | 26                         | 3.63                                       | 1.2     | 0.1207                                        | 1.5     | 4.6                                        | 1.9     | 0.276                                      | 1.2     | 0.63     |
| 2       | 0.32                  | 215                | 407                 | 43.4                        | 1.95                                     | 1361                                     | 13                  | 2007                                      | 27                         | 4.26                                       | 1.1     | 0.1242                                        | 1.6     | 4.0                                        | 1.9     | 0.235                                      | 1.1     | 0.58     |
| 39      | 1.27                  | 40                 | 91                  | 10.9                        | 2.35                                     | 1770                                     | 34                  | 2601                                      | 66                         | 3.17                                       | 2.2     | 0.1741                                        | 4.0     | 7.6                                        | 4.5     | 0.316                                      | 2.2     | 0.48     |
| 17      | 1.15                  | 105                | 261                 | 18.8                        | 2.57                                     | 1223                                     | 18                  | 1872                                      | 70                         | 4.78                                       | 1.6     | 0.1128                                        | 3.9     | 3.3                                        | 4.2     | 0.209                                      | 1.6     | 0.37     |
| 37      | 1.75                  | 15                 | 39                  | 3.17                        | 2.72                                     | 1444                                     | 53                  | 2211                                      | 164                        | 3.98                                       | 4.1     | 0.1394                                        | 9.4     | 4.8                                        | 10.3    | 0.251                                      | 4.1     | 0.40     |
| 63      | 1.26                  | 266                | 323                 | 46.7                        | 1.25                                     | 1202                                     | 19                  | 2012                                      | 75                         | 4.89                                       | 1.7     | 0.1255                                        | 4.2     | 3.5                                        | 4.6     | 0.205                                      | 1.7     | 0.38     |

Примечание. Ошибки составляют  $\pm 1\sigma$ ,  $\text{Pb}_c$  и  $\text{Pb}^*$  обозначают нерадиоγενную и радиогенную части соответственно. Ошибка стандартной калибровки составила 0.29%. Нерадиогенный  $\text{Pb}$  скорректирован с использованием измеренного  $^{204}\text{Pb}$ .

Note. Errors are  $\pm 1\sigma$ ,  $\text{Pb}_c$  and  $\text{Pb}^*$  indicate the common and radiogenic portions, respectively. Error in Standard calibration was 0.29%. Common  $\text{Pb}$  corrected using measured  $^{204}\text{Pb}$ .

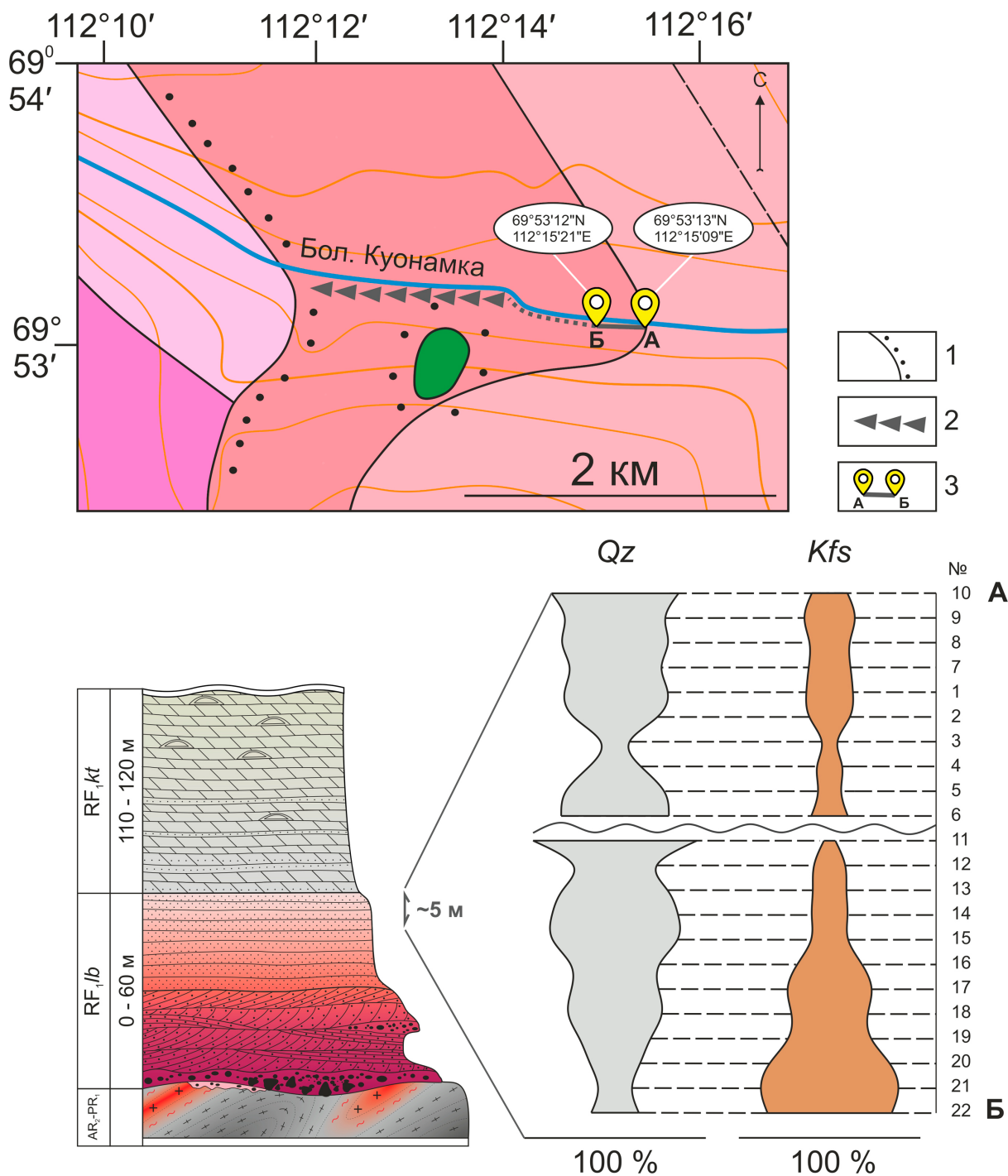


**Рис. 5.** Шлиф образца №21 (см. рис. 6), сверху – при РСА, внизу – при петрографическом анализе. При РСА на общем виде породы: обломочные зерна кварца имеют более темные тона, яркие светлые минералы являются рудными (в основном титаномагнетит).

*Tmag* – титаномагнетит, *Mnz* – монацит, *Ap* – апатит, *Kfs* – калиевый полевой шпат, *Qz* – кварц. Сокращенные названия минералов даны по (Warr, 2021).

**Fig. 5.** Thin section of sample №21 (see fig. 6), at the top is X-ray diffraction analysis, at the bottom is petrographic analysis. X-ray diffraction analysis of the general appearance of the rock: detrital quartz grains have darker tones bright light minerals are ore minerals (mainly titanomagnetite).

*Tmag* – titanomagnetite, *Mnz* – monazite, *Ap* – apatite, *Kfs* – K-feldspar, *Qz* – quartz. Abbreviated names of minerals are given according to (Warr, 2021).



**Рис. 6.** Сверху – карта-схема места отбора образцов с реки Б. Куонамка на основе (Государственная..., 1965), внизу – положение отобранных образцов в стратиграфической колонке и характер изменения состава сверху-вниз по изученной части разреза.

1 – несогласные границы, 2 – осыпи, 3 – интервал опробования. *Qz* – кварц, *Kfs* – калиевые полевые шпаты, *Dol* – доломит. Остальные условные обозначения см. на рис. 1 и рис. 2. Вариации цветов в колонке соответствуют цветам пород.

**Fig. 6.** At the top is a schematic map of the sampling site from the B. Kuonamka River based on (State..., 1965), at the bottom is the position of the samples in the stratigraphic column and the nature of the change in composition from top to bottom along the studied part of the section.

1 – unconformable boundaries, 2 – scree, 3 – sampling interval. *Qz* – quartz, *Kfs* – potassium feldspars, *Dol* – dolomite. For other symbols see fig. 1 and fig. 2. The color variations in the column correspond to the colors of the rocks.



с междуречья Б. Куонамка-Куранах (см. рис. 2), и построены графики нормированных содержаний этих элементов (рис. 7). В настоящей работе нормирование произведено на хондрит C1 (Sun, McDonough, 1989). В целом для изученных образцов песчаников лабазтахской свиты наблюдается схожая картина в распределении РЗЭ (см. рис. 7а) – преобладание легких редкоземельных элементов (ЛРЗЭ) и отрицательная европиевая аномалия ( $Eu/Eu^* = Eu_{обп}/Eu_{C1}/(Sm_{обп}/Sm_{C1} * Gd_{обп}/Gd_{C1})^{1/2} < 1$ ). Значения европиевой аномалии ( $Eu/Eu^*$ ) находятся в диапазоне 0.46–0.96, что указывает на преобладание пород кислого состава в питающей провинции (Taylor, McLennan, 1985). Для определения породного состава питающих провинций также использовались дополнительные диаграммы La/Sc–Th/Co (см. рис. 7б, McLennan et al., 1993) и Cr/Th–Th/Sc (см. рис. 7в, Condie, Wronkiewicz, 1990). Точки образцов на диаграмме La/Sc–Th/Co характеризуются высокими числовыми значениями и концентрируются в поле, характерном для магматических пород кислого состава. Доля участия пород среднего и основного состава совсем незначительна, что подтверждается локализацией точек на диаграмме Cr/Th–Th/Sc. На диаграмме Zr/Sc–Th/Sc точки песчаников тяготеют к тренду рециклинга (см. рис. 7г). Вероятно, указанные породы сложены преимущественно литогенным материалом (Юдович, Кетрис, 2000), что позволяет сделать вывод о наличии промежуточных источников сноса.

#### Локальное U-Pb SHRIMP-Пс датирование обломочного циркона

Для изучения обломочного циркона использовались образцы песчаников, отобранные с р. Дюсун (№ 23–25 на рис. 2). Обнажение представляет собой коренной выход песчаников и составляет большую уступ с видимой мощностью 1.5–2.0 м ( $69^{\circ}46'58.4''N$   $112^{\circ}19'41''E$ ), что позволило отобрать для выделения обломочных цирконов невыветрелые образцы.

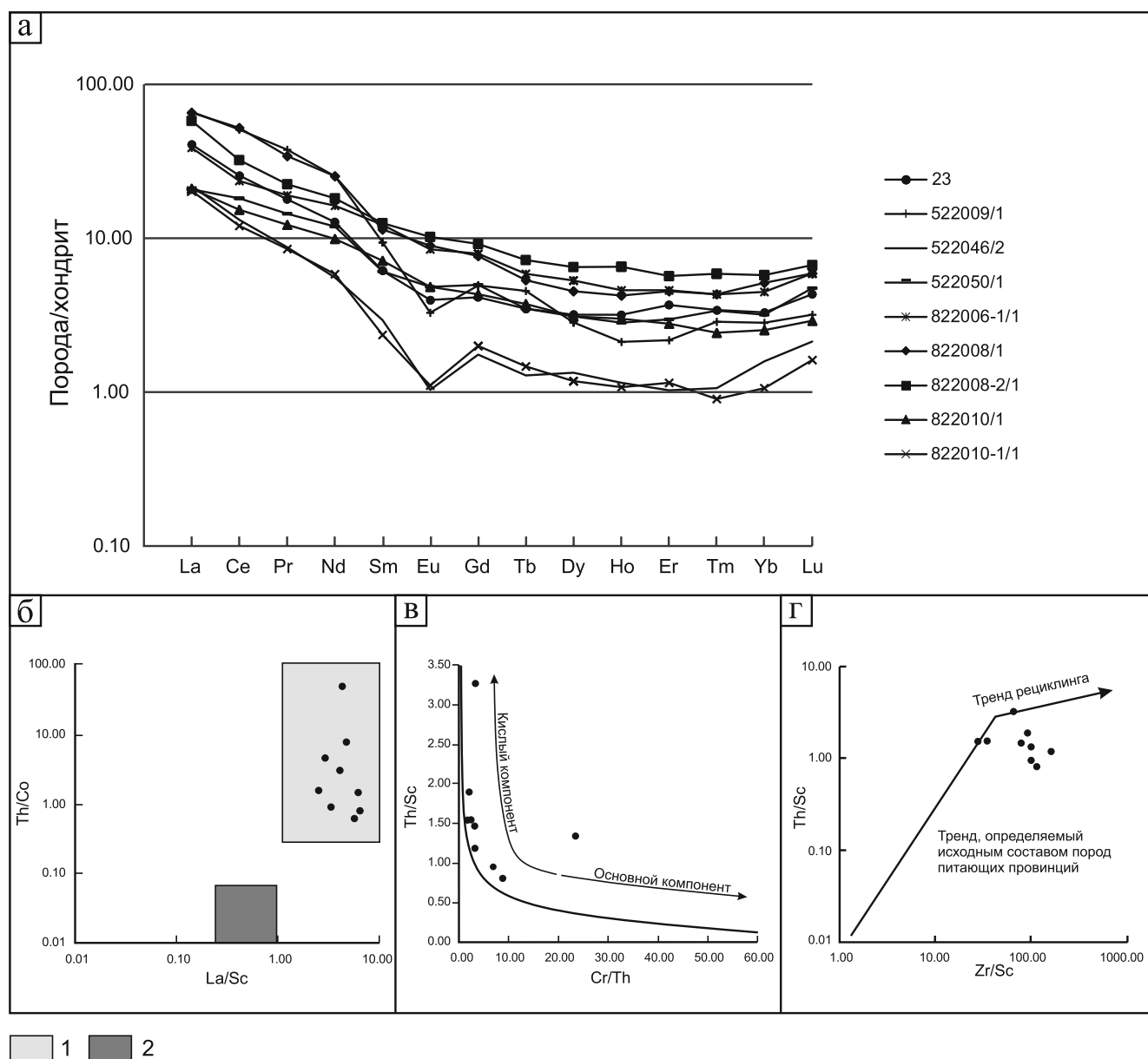
Всего было продатировано 69 зерен, дискордантность уран-свинцовых возрастов (D) в 60 из которых оказалась менее 10% (табл. 3). Значения возрастов, полученные в центральной и краевой частях зерен цирконов, не показали наличия систематического омоложения краевой части относительно центральной.

Обломочные цирконы представлены желтыми прозрачными и полупрозрачными обломками изометричной формы (рис. 8). Размер зерен от 80 до 180 мкм, с коэффициентом удлинения от 1–2 в редких случаях до 3. Поверхность цирконов часто иссечена трещинками, кавернами или имеет шагреневую текстуру. Степень окатанности зерен и обломков высокая, с формированием округлых и овальных форм.

Все обломочные зерна имеют преимущественно слабое катодолюминесцентное свечение. Умеренное или яркое свечение наблюдается в виде фрагментов тонкой (циркон 27, 35) и грубой (циркон 60) полосчатой (циркон 12) или осцилляторной (цирконы 2, 41, 42, 44, 53, 62) магматической зональности с элементами секториальности (цирконы 34, 35, 36). Встречаются зерна и обломки с почти монотонной светимостью в катодных лучах (цирконы 7, 11, 22, 30, 28, 55), следами магматической зональности (цирконы 3, 4, 10, 14, 16, 18, 21, 23, 25, 26, 28, 29, 48, 50, 58, 59, 61, 63, 65) или фрагментами различных типов зональности (цирконы 9, 11, 32, 33, 38, 49, 51, 52, 56, 60, 64, 66, 67, 68, 69, 70, 71). Некоторые обломки и зерна имеют полифазное строение: отчетливо зональная центральная часть и незональная или с менее явной зональностью периферическая часть, которая также может отличаться свечением (цирконы 13, 17, 18, 37, 39, 44, 53, 57, 62). Такая внутренняя структура обычно отражает первично магматическое происхождение циркона или его комплексную метаморфическую переработку (Corfu et al., 2003). Для восстановления истории формирования терригенных пород лабазтахской свиты в пределах Восточно-Анабарского бассейна возрасты обломочных зерен цирконов были вынесены на график с конкордией в координатах  $^{207}Pb/^{235}U$ – $^{206}Pb/^{238}U$ , после чего исходные значения отфильтровывались по дискордантности ( $D < 10\%$ ) и анализировались с помощью диаграммы KDE, построенной в программе IsoplotR (Vermeesch, 2018).

На графике с конкордией отчетливо выделяются несколько возрастных кластеров фигуративных точек локальных изотопных анализов обломочного циркона (рис. 9а). Изученные зерна обломочного (детритового) циркона характеризуются конкордантными возрастными интервалами 1800–3000 млн лет, а также выделяется группа из 9 зерен с нарушенной в разной степени изотопной системой. На диаграмме распределения возрастов (KDE) отчетливо фиксируются три пика со средневзвешенными возрастными 1965 ± 5, 2750 ± 7 и 2890 ± 9 млн лет соответственно, а также менее представительный (5 анализов) пик с возрастом 2095 ± 14 млн лет. В группе со средневзвешенным возрастом 1965 млн лет 20% фракции представлены окатанными зернами с шагреневой поверхностью, трещинками, кавернами и сколами, тогда как в других группах с более древними датировками доля окатанных зерен составляет уже более 30% (см. рис. 8).

Для группы дискордантных зерен были построены две дискордии (рис. 10), верхнее пересечение которых с конкордией соответствует возрастам 2083 ± 32 и 2866 ± 99 млн лет и сопоставимо с возрастными пиками кривой KDE 2095 и 2890 млн лет соответственно. Повышенные величины среднего квадрата взвешенных отклонений (3.3, 2.0) не позволяют рассматривать полученную корреляцию,



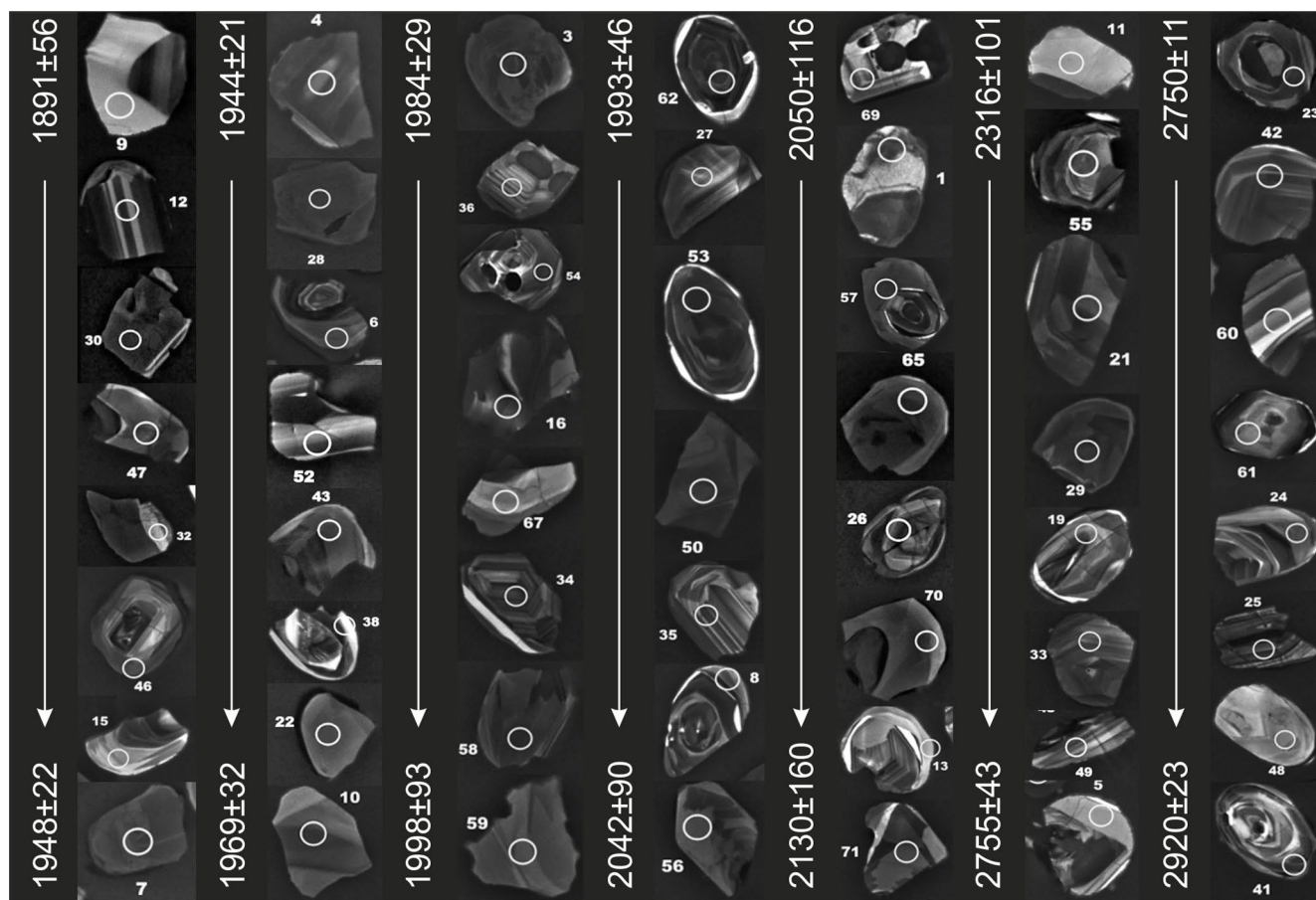
**Рис. 7.** Возможные источники сноса для песчаников лабазтахской свиты юго-востока Анабарского щита: а – спектры распределений РЗЭ в песчаниках, б–в – породный состав питающих провинций на диаграмме La/Sc-Th/Co (б) по (McLennan et al., 1993) и доля участия компонентов различного состава в формировании песчаников (в) по (Condie, Wronkiewicz, 1990), г – положение точек состава песчаников на диаграмме Zr/Sc-Th/Sc по (Taylor, McLennan, 1985).

1 – поле значений, характерное для магматических пород кислого состава, 2 – поле значений, характерное для магматических пород основного состава.

**Fig. 7.** Possible provinces for sandstones of the Labaztakh Formation of the south-eastern Anabar shield: а – REE distribution spectra in sandstones, б–в – rock composition of source provinces on the La/Sc-Th/Co diagram (б) according to (McLennan et al., 1993) and the proportion of components in the genesis of sandstones (в) according to (Condie, Wronkiewicz, 1990), г – position of sandstone composition points on the Zr/Sc-Th/Sc diagram according to (Taylor, McLennan, 1985).

1 – field of values characteristic of igneous rocks of acidic composition, 2 – field of values characteristic of igneous rocks of basic composition.





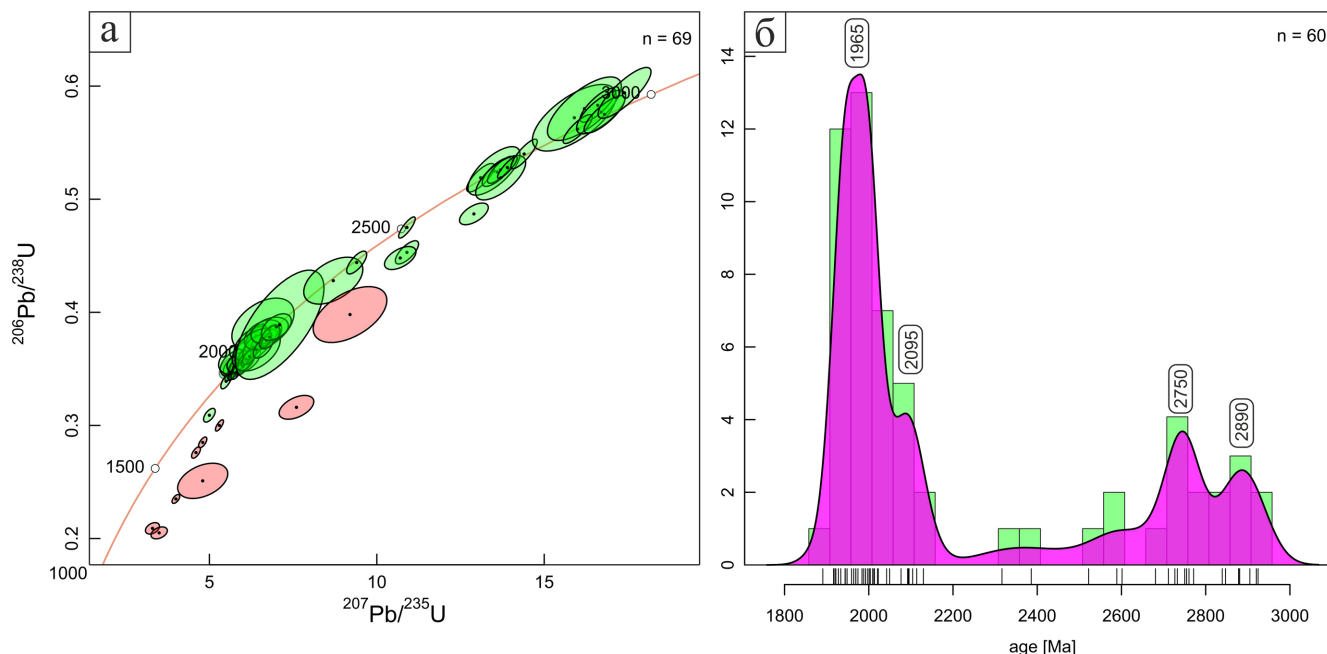
**Рис. 8.** Морфология цирконов из образцов нижнерифейских песчаников лабазтаховской свиты с р. Дюсун.

**Fig. 8.** Morphology of zircons from samples of Lower Riphean sandstones of the Labaztakh Formation from the Dyusun stream.

как отражающую реальную возрастную зависимость (накопление радиогенного свинца) генетически связанных зерен обломочного циркона. В то же время близость значений возрастов, соответствующих верхнему пересечению рассчитанного тренда, пикам распределения конкордантных датировок может указывать на общий источник сноса и происхождение дискордантных зерен из конкордантных кластеров. В этом случае нарушение замкнутости изотопной системы (потеря радиогенного свинца) обломочных зерен происходило в относительно недавнее время, существенно позже формирования песчаника.

Необходимо отметить геохимические различия выделенных возрастных групп обломочного циркона. Так в цирконах наиболее молодой группы (~1960–2000 млн лет) содержание урана варьирует в широких пределах 18–235 мкг/г, тория: 1–330 мкг/г, торий-урановые отношения находятся в диапазоне 0.003–7.0, что указывает на присутствие как зерен магматического происхождения, так и подверг-

шихся метаморфическому изменению (аномальное Th-U отношение для 53 зерен – 0.003). В более древних цирконах содержания урана и тория изменяются в более узком интервале: U = 26–162 мкг/г, Th = 12–163 мкг/г, Th-U = 0.34–2.20, характерный для магматических пород. В целом, изученный обломочный циркон характеризуется, как преимущественно обогащенный торием. Так из 69 проанализированных зерен в 20 Th-U отношение находится в интервале 0.3–0.5, а в 39 зернах это отношение более 0.8. Из девяти зерен циркона с дискордантностью более 10% только 4 имеют повышенное содержание урана и тория (от 215 и 320 до 305 и 990 мкг/г, соответственно), которое может обусловить повышенную метамиктность кристаллической решетки циркона и привести к частичной нарушенности уран-свинцовой системы. В остальных случаях дискордантными оказались анализы, выполненные для внешних, часто трещиноватых зон зерен с повышенным содержанием нерадиогенного свинца (до 2% во фракции  $^{206}\text{Pb}$ , см. табл. 3).



**Рис. 9.** а – график с конкордией в координатах  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , б – диаграмма KDE со средневзвешенными значениями основных пиков по данным обломочных цирконов из образцов песчаников лабзтахской свиты с руч. Дюсун.

На графике с конкордией эллипсы ошибок для индивидуальных замеров приведены на уровне  $1\sigma$ , красным цветом залиты эллипсы с дискордантностью уран-свинцовых возрастов более 10%, а зеленым цветом менее 10% (условно конкордантные). На диаграмме KDE по оси абсцисс – возраст зерна в млн лет, по оси ординат – количество зерен, n – количество значений, принятых для построения. Выбранные параметры: kernel bandwidth = 30, histogram binwidth = 50.

**Fig. 9.** a – graph with concordia in the coordinates  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , б – KDE diagram with weighted average values of the main peaks according to detrital zircon data from samples of sandstones of the Labaztakh Formation from the Dyusun Creek.

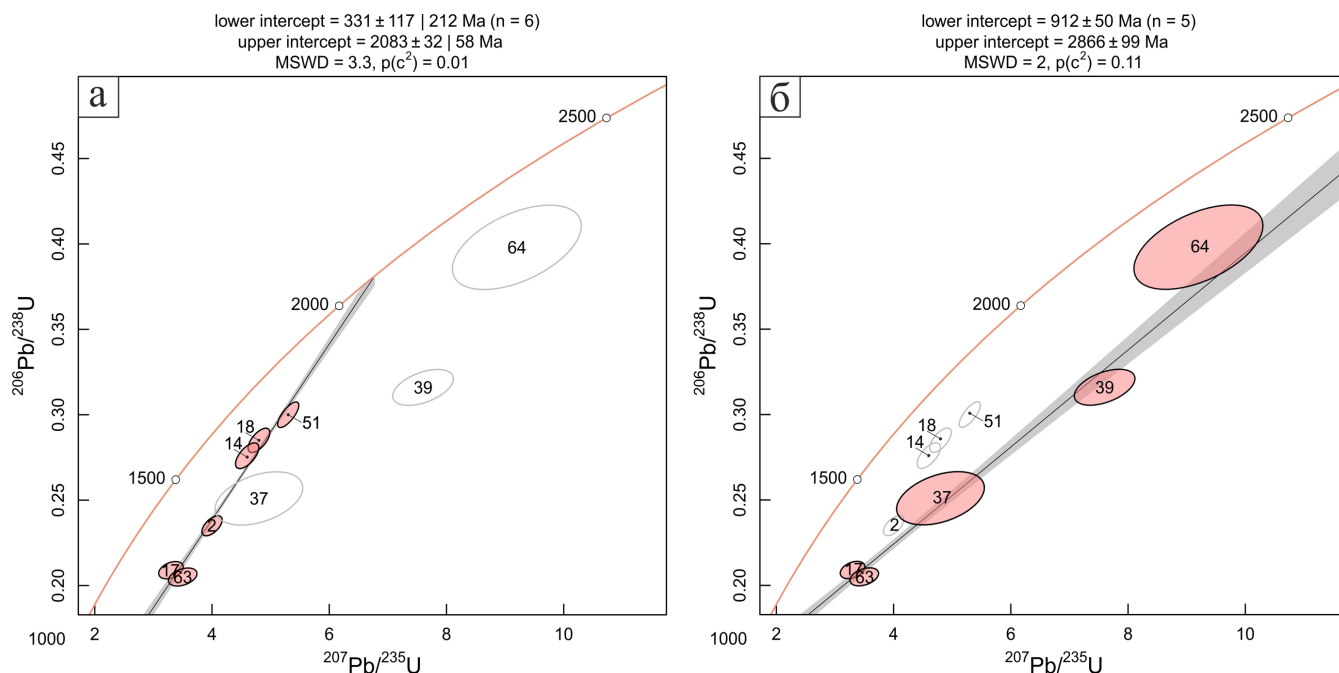
In the concordia plot the error ellipses for individual measurements are shown at the  $1\sigma$ , the ellipses with a discordance of uranium-lead ages of more than 10% are filled in red, and those with a discordance less than 10% (conditionally concordant) are filled in green. In the KDE diagram the abscissa axis is the grain age in million years, the ordinate axis is the number of grains, n is the number of values accepted for the plot. Selected parameters: kernel bandwidth = 30, histogram binwidth = 50.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Совместный рентгенофазовый и петрографический анализ валовых проб позволил установить, что вверх по разрезу породы становятся минералогически более зрелыми (см. рис. 6) и выявить следующую закономерность: фигуративные точки образцов, отобранных из коренных выходов с р. Б. Куонамка, на классификационной диаграмме Петтиджона (Петтиджон и др., 1976) попали в поля, соответствующие аркозам и субаркозам, в то время как все образцы, отобранные из коренных и элювиальных выходов, расположенных в междуречье Б. Куонамка-Куранах (см. рис. 2), тяготеют к полям, характерным для кварцевых аренитов (рис. 11). Согласно диаграммам Дикинсона (Dickinson, 1985) подавляющее большинство образцов оказалось в полях размыва континентального блока, попадая преимущественно в области переходного типа и внутрикратонного бассейна. Поскольку в изуча-

емых шлифах из обломков пород встречается только поликристаллический кварц, который согласно представлениям, охарактеризованным в (Петтиджон и др., 1976) и (Dickinson, 1985) учитывается как минерал, то исходные диаграммы получились одинаковыми.

В результате проведения РФА было установлено, что все полевые шпаты в образцах являются калиевыми. Это же подтверждается и при микроскопическом изучении шлифов – подавляющее большинство полевых шпатов подвергается разложению с образованием бурого, буровато-красного налета, уменьшающего прозрачность зерен и характерного для калиевых разновидностей. Кроме того, в некоторых зернах видна спайность и решетчатое строение двойниковых пластин. Значительное обогащение песчаников полевошпатовой составляющей следует связывать прежде всего с близостью коренных полевошпатовых пород, на что указывают четкие контуры зерен и отсутствие явных при-



**Рис. 10.** Графики с конкордией для дискордантных зерен.

а – цирконы 2, 14, 17, 18, 51, 63, б – цирконы 17, 37, 39, 63, 64. Сверху – параметры пересечения с конкордией, полученные в программе IsoplotR.

**Fig. 10.** Concordia plots for discordant grains.

а – zircons 2, 14, 17, 18, 51, 63, б – zircons 17, 37, 39, 63, 64. Above are the parameters of intersection with concordia obtained in the IsoplotR program.

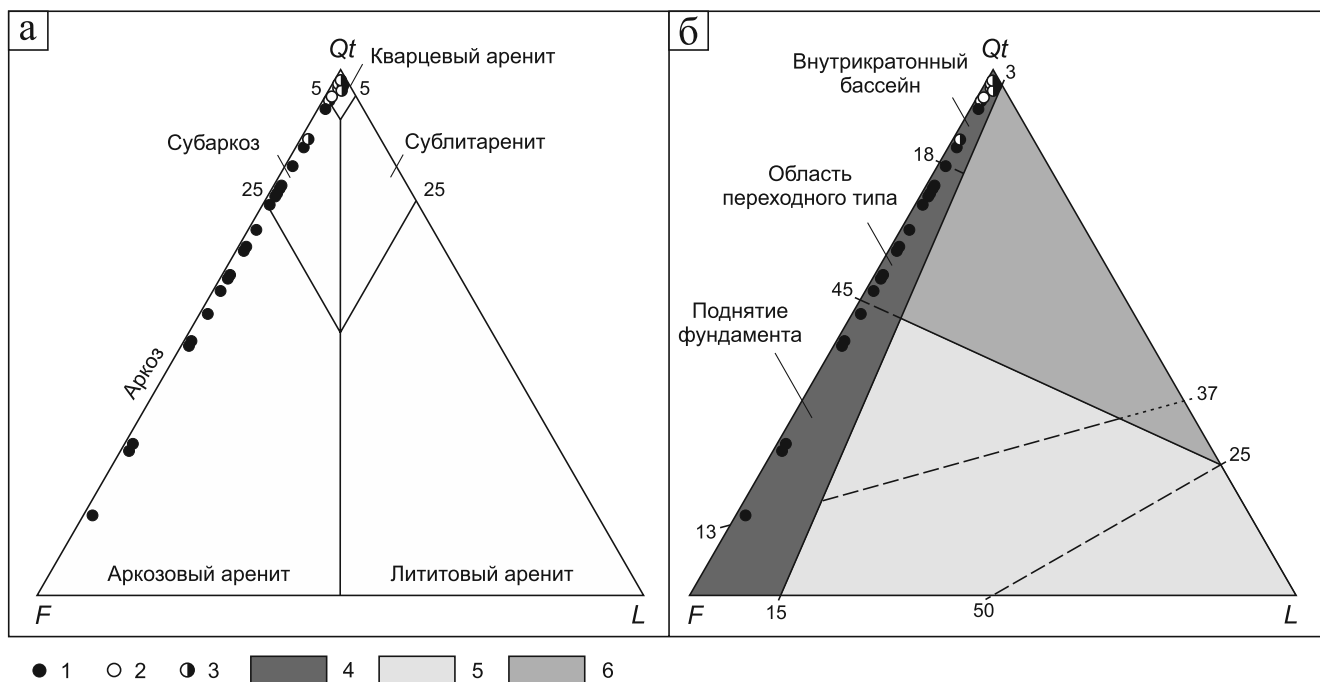
знаков дополнительного привноса калия посредством щелочного метасоматоза (Купцова, 2012).

Буроватый налет изучался с помощью РСА. Результаты анализа позволили установить, что пленки на полевых шпатах и цементирующая масса между терригенными зернами представлена оксидами железа и микрокристаллическими компонентами обломочной фракции песчаников. Пластины гематита часто могут замещать биотит и ориентироваться в одном направлении, что свидетельствует об одностороннем давлении, действующем на породы.

Проявленный отрицательный тренд графиков распределения РЗЭ (см. рис. 7а), значения европиевой аномалии ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* < 1$ ) и концентрация точек на диаграммах  $\text{La}/\text{Sc}$ – $\text{Th}/\text{Co}$  (см. рис. 7б) и  $\text{Cr}/\text{Th}$ – $\text{Th}/\text{Sc}$  (см. рис. 7в) указывают на размыв материнских пород кислого состава. Средневзвешенный возраст наиболее значимых популяций циркона из песчаника лабазтахской свиты с р. Дюсун –  $1965 \pm 5$ ,  $2095 \pm 14$ ,  $2750 \pm 7$  и  $2890 \pm 9$  млн лет. При датировании 430 зерен обломочного циркона, отобранных по профилю поперек основных структур Анабарского щита (бассейн р. Б. Куонамка), также было установлено преобладание палеопротерозойского циркона: 52% зерен циркона имели возраст

1.8–2.0 млрд лет (в среднем  $1954 \pm 6$  млн лет), 34% зерен с возрастом в интервале 2.4–2.8 млрд лет и максимумами ~2.6–2.7 млрд лет (Raquette et al., 2017). Кроме того, была выделена группа цирконов (7%) с возрастными 3.0–3.4 млрд лет (там же). В работе (Khudoley et al., 2015) картина распределения возрастов обломочных цирконов для пробы с востока Анабарского щита схожая: 62.5% зерен имели возраст 1.9–2.1 млрд лет, 37.5% – 2.4–2.9 млрд лет. Отличное от предыдущих возрастное распределение характерно для пробы с севера Анабарского щита (образец 678, Khudoley et al., 2015), в которой преобладающую долю – 63% – составляют зерна с возрастом 1.6–1.9 млрд лет.

В изученной нами пробе песчаника р. Дюсун максимальный возраст зерна циркона соответствует величине  $2924 \pm 27$  млн лет, а отсутствие более древних зерен, вероятно, объясняется отличным по составу источником размыва (Raquette et al., 2017). В то же время анализ KDE-диаграммы (см. рис. 9б) показал примерно сходные результаты с другой пробой с востока Анабарского щита (образец 571-3, Khudoley et al., 2015): 66% зерен циркона с возрастом 1.8–2.1 млрд лет, 22% в интервале 2.3–2.8 млрд лет и 12% с возрастом 2.84–2.92 млрд лет.



**Рис. 11.** Классификационные диаграммы для нижнерифейских песчаников лабазтахской свиты юго-востока Анабарского щита: а – по (Петтиджон и др., 1976), б – по (Dickinson, 1985).

1 – образцы из коренных выходов с р. Б. Куонамка, 2 – образцы из коренных выходов с руч. Дюсун, 3 – образцы из элювиальных выходов с междуречья Б. Куонамка-Куранах, 4–6 – поля размыва: 4 – континентального блока, 5 – магматических дуг, 6 – оргенных областей.

Qt – кварц (в том числе поликристаллический), Qm – кварц монокристаллический, F – калиевые и натрий-кальциевые полевые шпаты, L – обломки пород.

**Fig. 11.** Classification diagrams for the Lower Riphean sandstones of the Labaztakh Formation of the south-eastern Anabar shield: а – according to (Pettijohn et al., 1976), б – according to (Dickinson, 1985).

1 – samples from bedrock outcrops from the B. Kuonamka River, 2 – samples from bedrock outcrops from the Dyusun Creek, 3 – samples from eluvial outcrops from the B. Kuonamka-Kuranakh interfluvium, 4–6 – erosion fields: 4 – continental block, 5 – magmatic arcs, 6 – recycled orogen.

Qt – quartz (including polycrystalline), Qm – monocrystalline quartz, F – potassium and sodium-calcium feldspars, L – rock fragments.

Кластеры древнего циркона изученного образца песчаника р. Дюсун (2870–2890 млн лет, см. рис. 9, 10), коррелируют со временем формирования анабарского эндробит-чарнокит-мигматитового комплекса, хотя возраст последнего несколько моложе 2830–2870 млн лет (U-Pb SHRIMP II по циркону, (Гусев, 2013)). Калиевый гранитоидный магматизм проявляется позже эндробитового, с возрастом  $2764 \pm 6$  млн лет чарнокитов и апочарнокитовых аляскитовых гранитоидов (Государственная..., 2016), и может быть сопоставлен с более молодым кластером обломочного циркона (2750 млн лет).

Возрастной кластер обломочного циркона (~1965 млн лет) изученного образца песчаника вероятно связан с проявлением одного из этапов протерозойского ареального гранулитового метаморфизма, широко представленного на Анабарском щите (Розен и др., 2000; Государственная..., 2016; Сергеева, 2021). Помимо метаморфизованных ар-

хей-протерозойских пород, источником циркона могут являться протерозойские магматические комплексы: маганский аляскит-лейкогранит-мигматитовый и билляхский гранодиорит-гранит-граносиенитовый (Гусев, 2013). U-Pb датирование по циркону (SHRIMP II) главных петрографических разновидностей комплексов показало, что возраст аляскитовых гранитов –  $1984 \pm 16$  млн лет и  $1969 \pm 7$  млн лет, лейкогранитов –  $1952 \pm 10$  млн лет, пегматоидных плагиогранитов –  $1970 \pm 16$  млн лет, пегматоидных калиевых гранитов и пегматитов –  $1954 \pm 12$  и  $1960 \pm 12$  млн лет (маганский комплекс, Государственная..., 2016); возраст кварцевых монзонитов –  $2007 \pm 13$  млн лет, порфировидных кварцевых монцодиоритов  $1985 \pm 13$ ,  $1983 \pm 9$  и  $1985 \pm 24$  млн лет (билляхский комплекс, Гусев, 2013).

Минимальный возраст обломочного циркона изученного образца песчаника лабазтахской свиты мукунской серии ~1890 млн лет, но предпола-

гая формирование отложений этой серии в изученном регионе не ранее 1680 млн лет назад на основе корреляции с разрезом на западе Анабарского щита (Khudoley et al., 2015), это может свидетельствовать об отсутствии синседиментационной магматической активности, что характерно для зоны стабильного развития, например, пассивной окраины или внутрикратонного бассейна (Cawood et al., 2012). Исходя из того факта, что в исследовании обломочных цирконов по профилю через весь Анабарский щит (Raquette et al., 2017) возрасты моложе 1.7 млрд лет не встречаются, можно предположить, что нижняя часть разреза мукунской серии Западно-Анабарского бассейна имела отличные от ее верхней части и Восточно-Анабарского бассейна питающие провинции. Такими провинциями могли выступать интрузивные массивы, расположенные к север-северо-западу от Анабарского щита, на данный момент перекрытые венд-кембрийскими породами осадочного чехла (Купцова и др., 2015). Это может быть объяснением большей мощности разрезов Западно-Анабарского бассейна по сравнению с Восточно-Анабарским.

Кроме того, картина распределения возрастов обломочных цирконов, полученная как в ходе настоящего исследования, так и в работах предшественников (Khudoley et al., 2015; Raquette et al., 2017), не подтверждает в пределах Восточно-Анабарского бассейна присутствия магматического события раннемукунского времени, с которым Б.Р. Шпунт и ряд других исследователей связывают наличие эффузивных пород и пирокластического материала в составе лабазтахской свиты на территории Западно-Анабарского бассейна (Духанин, Эрлих, 1967; Шпунт и др., 1982; см. также ссылки в этой работе).

В этой связи для пород лабазтахской свиты восточной части Анабарского щита можно предположить следующую историю формирования: в непосредственной близости от источника сноса в бассейне седиментации поступал терригенный, преимущественно полевошпатовый материал, который постепенно сменялся кварцевой составляющей. Возрастание минералогической зрелости вверх по разрезу сопровождающееся сменой тектонических обстановок с поднятия фундамента на внутрикратонную область и размыв континентального блока (см. рис. 11, Dickinson, 1985) говорит, скорее всего, о смене состава пород в источнике сноса с интрузивных комплексов на осадочные породы. На вероятный последующий рециклинг более древних терригенных пород указывает расположение точек на диаграмме Zr/Sc–Th/Sc (см. рис. 7г) и хорошая окатанность обломочных зерен циркона и кварца в изученных пробах песчаников. Однако угловатые зерна полевых шпатов и характерные для известных магматических и метаморфических комплексов Анабарского щита (Гусев, 2013) пики воз-

растов на KDE-диаграмме (см. рис. 9б) свидетельствуют о размыве местных источников сноса. При этом песчаники накапливались в условиях периодически осушаемого мелководья, о чем свидетельствуют симметричные знаки ряби волнения и локальные трещины усыхания.

Таким образом, питающая провинция представляла собой древний континентальный блок с выведенными на поверхность плутоническими породами гранитного состава с повышенной щелочностью, о чем свидетельствует широкое распространение КППШ в обломочной фракции песчаников. На более поздних этапах в область размыва, вероятно, попали и накопившиеся ранее терригенные породы. Терригенные отложения лабазтахской свиты формировались во внутриплитном мелководном приемном бассейне либо в отдельном пространстве аккомодации в пределах континентальной части пассивной окраины.

## ВЫВОДЫ

Изученные породы характеризуются отсутствием натрий-кальциевых плагиоклазов. В качестве породообразующих минералов выступают кварц и сильно разложенные КППШ.

Доминирование полевых шпатов над кварцем в части образцов, преобладающая плохая окатанность терригенных полевошпатовых зерен во всех изученных образцах говорят о коротких путях миграции и близком расположении питающих провинций к зоне аккумуляции, зерна алевритовой размерности – о слабой гидродинамике, а знаки ряби волнения, наблюдаемые в обнажениях, – о мелководной обстановке седиментации. С другой стороны, хорошая окатанность кварца и циркона свидетельствуют о наличии и удаленной питающей провинции.

Аккумуляция терригенного материала на юго-востоке Анабарского щита происходила в относительно стабильной тектонической обстановке при размыве континентального блока (Dickinson, 1985).

Проведенная реконструкция может быть прямо сопоставлена с выполненным ранее восстановлением источников сноса востока Анабарского щита (Khudoley et al., 2015). Более молодая датировка обломочного циркона мукунской серии на северо-западе ( $1681 \pm 21$  млн лет, Khudoley et al., 2015) свидетельствует о наличии ещё одного источника сноса для Западно-Анабарского бассейна.

В образовании изученных лабазтахских песчаников принимали участие преимущественно кислые плутонические породы повышенной щелочности и в меньшей степени – метаморфические комплексы щелочнополевошпатового состава. Вероятно, имел место и рециклинг более древних терригенных пород. В пределах изученной площади источниками обломочного циркона могут быть маг-



матические породы кислого состава анабарско-го эндрбит-чарнокит-мigmatитового (возрастные кластеры циркона ~2750 и ~2890 млн лет на рис. 9), маганского аляскит-лейкогранит-мigmatитового и билляхского гранодиорит-гранит-граносиенитового (~1965 млн лет) комплексов, а также метаморфические породы – гранулиты и гранитизированные породы с возрастом ~2.0–1.8 млрд лет Маганского и Далдынского террейнов и раннепротерозойские толщи в пределах Хапчанского пояса (Государственная..., 2016).

#### Благодарности

Мы благодарны А.К. Худолею за рекомендации по составлению и оформлению научной статьи, а также Б.В. Беляцкому, Н.В. Платоновой, К.Ю. Васильевой и О.Ю. Лебедевой за помощь при геохронологических, рентгенофазовых и петрографических исследованиях. Авторы выражают признательность С.П. Нилову и М.В. Никитиной за предоставленную возможность обработки каменного материала на территории Научного Парка СПбГУ, а также двум анонимным рецензентам за ценные замечания к работе.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Веселовский Р.В., Павлов В.Э., Петров П.Ю. (2009) Новые палеомагнитные данные по Анабарскому поднятию и Учуро-Майскому району и их значение для палеогеографии и геологической корреляции рифея Сибирской платформы. *Физика Земли*, (7), 3-24. <https://doi.org/10.1134/S0002333709070011>
- Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Васильева И.М., Ризванова Н.Г., Липенков Г.В., Дубинина Е.О. (2019) Раннерифейская билляхская серия Анабарского поднятия, Северная Сибирь: изотопная С-О геохимия и Rb-Pb возраст доломитов. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, 27(5), 19-35.
- Горохов И.М., Семихатов М.А., Друбейкой Е.Р., Ивановская Т.А., Кутявин Э.П., Мельников Н.Н., Турченко Т.Л., Ципурский С.И., Яковлева О.В. (1991) Rb-Sr и K-Ar возраст осадочных геохронометров нижнего рифея Анабарского массива. *Изв. АН СССР: Сер. геол.*, (7), 17-32.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации (Г.В. Липенков, М.С. Машак, В.Т. Кириченко, А.И. Ларичев и др.). (2015) Масштаб 1 : 1 000 000. Анабаро-Виллюйская сер., лист R-48. СПб.: ВСЕГЕИ.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации (Н.И. Гусев, М.Г. Пушкин). (2016) Масштаб 1 : 1 000 000. Анабаро-Виллюйская сер., лист R-49. СПб.: ВСЕГЕИ.
- Государственная геологическая карта СССР (Б.Г. Лопатин, С.М. Табунов). (1965) Масштаб 1 : 200 000. Анабарская сер., листы R-49-XXIII, XXIV. М.: Главное управление геодезии и картографии Государственного геологического комитета СССР.
- Гусев Н.И. (2013) Анабарский щит Сибирского кратона. Вещественный состав, геохимия, геохронология. Saarbrücken: LAP Lambert Academic Publishing, 189 с.
- Духанин С.Ф., Эрлих Э. (1967) Государственная геологическая карта СССР. Объясн. записка. Анабарская сер., листы R-49-XXVII, XVIII. М.: Недра, 47 с.
- Зайцева Т.С., Семихатов М.А., Горохов И.М., Сергеев В.Н., Кузнецов А.Б., Ивановская Т.А., Мельников Н.Н., Константинова Г.В. (2016) Изотопная геохронология и биостратиграфия рифейских отложений Анабарского массива, Северная Сибирь. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, 24(6), 3-29. <https://doi.org/10.7868/S0869592X16050069>
- Злобин М.Н., Кабаньков В.Я. (1970) Литологическая характеристика верхнедокембрийских отложений Западного склона Анабарского поднятия. Опорный разрез верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия. Л.: НИИГА, 21-55.
- Комар В.А. (1966) Строматолиты верхнедокембрийских отложений севера Сибирской платформы и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 114 с.
- Константиновский А.А. (2000) Палеороссыпи в эволюции осадочной оболочки континентов. М.: Научный мир, 288 с.
- Купцова А.В. (2012) Особенности строения и эволюция рифейских ураноносных бассейнов: Пашско-Ладжского, Восточно-Анабарского и Атабаска. Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. СПб.: СПбГУ, 160 с.
- Купцова А.В., Худолей А.К., Дэвис В., Рейнбирд Р.Х., Молчанов А.В. (2015) Результаты U-Pb датирования обломочных цирконов из верхнепротерозойских отложений восточного склона Анабарского поднятия. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, 23(3), 13-29.
- Купцова А.В., Худолей А.К., Молчанов А.В. (2011) Литогеохимия верхнепротерозойских терригенных отложений южной части Восточно-Анабарского бассейна: эволюция состава источников сноса и вторичные изменения. *Вестник СПбГУ*, 7(1), 17-31.
- Лопатин Б.Г. (1972) Государственная геологическая карта СССР. Объясн. записка. Анабарская сер., листы R-49-XV, XVI. М.: Недра, 82 с.
- Лопатин Б.Г., Табунов С.М. (1969) Государственная геологическая карта СССР. Объясн. записка. Анабарская сер., листы R-49-XXIII, XXIV. М.: Недра, 40 с.
- Петров П.Ю. (2011) Фациальная характеристика и особенности терригенной седиментации мукунской серии (нижний рифей Анабарского поднятия Сибири). *Литология и полез. ископаемые*, (2), 185-208.
- Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. (1976) Пески и песчанники. М.: Мир, 535 с.
- Розен О.М., Журавлев Д.З., Суханов М.К. и др. (2000) Изотопно-геохимические и возрастные характеристики раннепротерозойских террейнов, коллизионных зон и связанных с ними анортозитов на северо-востоке Сибирского кратона. *Геология и геофизика*, 41(2), 163-179.
- Савицкий, В.Е., Демочкидов, К.К., Соболевская, Р.Ф., Кабаньков, В.Я., Лазаренко, Н.П. (1959) Стратиграфия синийских и кембрийских отложений северо-востока Сибирской платформы. *Труды научн.-иссл. ин-та геол. Арктики*, 101.
- Сергеева Л.Ю. (2021) Состав и изотопно-геохимическая характеристика циркона из гранулитов далдынской серии Анабарского щита. Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. СПб.: Санкт-Петербургский горный ун-т, 183 с.
- Шванов В.Н. (1987) Петрография песчаных пород (компонентный состав, систематика и описание минеральных видов). Л.: Недра, 269 с.

- Шпунт Б.Р., Шаповалова И.Г., Шамшина Э.А. (1982) Поздний докембрий севера Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 225 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2000) Основы литохимии. СПб.: Наука, 479 с.
- Cawood P.A., Hawkesworth C.J., Dhuime B. (2012) Detrital zircon record and tectonic setting. *Geology*, **40**(10), 875-878. <https://doi.org/10.1130/G32945.1>
- Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.-W.O., Kinny P. (2003) Atlas of zircon textures. *Reviews in Mineral. Geochem.*, **53**(1), 469-500. <https://doi.org/10.2113/0530469>
- Dickinson W.R. (1985) Provenance of arenites. (Ed. by G.G. Zuffa). *NATO ASI Series, Series C, Mathematical and Physical Sciences*, 148, 333-361.
- Ernst R.E., Buchan K.L., Hamilton M.A., Okrugin A.V., Tomshin M. (2000) Integrated Paleomagnetism and U-Pb Geochronology of Mafic Dikes of the Eastern Anabar Shield Region, Siberia: Implications for Mesoproterozoic Paleolatitude of Siberia and Comparison with Laurentia. *J. Geology*, **108**, 381-401. <https://doi.org/10.1086/314413>.
- Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Hanes J.A., Gladkochub D.P., Okrugin A.V., Kolotilina T., Mekhonoshin A.S., Bleeker W., LeCheminant A.N., Buchan K.L., Chamberlain K.R., Didenko A.N. (2016) Southern Siberia and northern Laurentia: Neighbours for a quarter of Earth's history. *Nature Geosciences*, **9**(6), 464-469.
- Gehrels G. (2012) Detrital zircon U-Pb geochronology: Current methods and new opportunities. *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances*, (2), 47-62. <https://doi.org/10.1002/9781444347166.ch2>
- Khudoley A., Chamberlain K., Ershova V., Sears J., Prokoviev A., MacLean J., Kazakova G., Malyshev S., Molchanov A., Kullerud K., Toro J., Miller E., Veselovskiy R., Li A., Chipley D. (2015) Proterozoic supercontinental restorations: Constraints from provenance studies of Mesoproterozoic to Cambrian clastic rocks, eastern Siberian Craton. *Precambrian Res.*, **259**, 78-94. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.10.003>
- McLennan S.M., Hemming S., McDaniel D.K., Hanson G.N. (1993) Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. *Geol. Soc. Amer.*, **284**, 21-40.
- Paquette J.L., Ionov D.A., Agashev A.M., Gannoun A., Nikolenko E.I. (2017) Age, provenance and Precambrian evolution of the Anabar shield from U-Pb and Lu-Hf isotope data on detrital zircons, and the history of the northern and central Siberian craton. *Precambrian Res.*, **301**, 134-144. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.09.008>
- Pasenko A.M., Malyshev S.V., Pazukhina A.A., Savelev A.D., Lipenkov G.V., Chamberlain K.R. (2023) Age, Composition, and Paleomagnetism of Dolerite-Gabbro Dolerite Intrusions of the Western Slope of the Anabar Massif: The Issue of Vendian Magmatism in the Region. *Dokl. Earth Sci.*, (6). <https://doi.org/10.1134/S1028334X2360278X>
- Rodionov N.V., Belyatsky B.V., Antonov A.V., Kapitonov I.N., Sergeev S.A. (2012) Comparative in-situ U-Th-Pb geochronology and trace element composition of baddeleyite and low-U zircon from carbonatites of the Palaeozoic Kovdor alkaline-ultramafic complex, Kola Peninsula, Russia. *Gondwana Res.*, **21**(4), 728-744.
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) The Continental Crust: Its composition and evolution. London: Blackwell Scientific Publications, 312 p.
- Ulmer-Scholle Dana S., Scholle Peter A., Schieber Juergen, Raine Robert J.A. (2014) Color Guide to the Petrography of Sandstones, Siltstones, Shales and Associated Rocks. *Amer. Assoc. Petrol. Geolog.*, **109**, 544 p. <https://doi.org/10.1306/M1091304>
- Vermeesch P. (2018) IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology. *Geosci. Frontiers*, **9**(5), 1479-1493. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.001>.
- Warr Laurence N. (2021) IMA-CNMNC approved mineral symbols. *Mineral. Magaz.*, **85**, 291-320. <https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43>
- Cawood P.A., Hawkesworth C.J., Dhuime B. (2012) Detrital zircon record and tectonic setting. *Geology*, **40**(10), 875-878. <https://doi.org/10.1130/G32945.1>
- Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.-W.O., Kinny P. (2003) Atlas of zircon textures. *Reviews in Mineral. Geochem.*, **53**(1), 469-500. <https://doi.org/10.2113/0530469>
- Dickinson W.R. (1985) Provenance of arenites. (Ed. by G.G. Zuffa). *NATO ASI Series, Series C, Mathematical and Physical Sciences*, **148**, 333-361.
- Dukhanin S.F., Erlikh E. (1967) State Geological Map of the USSR. An explanatory note. Anabar series, sheets R-49-XVII, XVIII. Moscow, Nedra Publ., 47 p. (In Russ.)
- Ernst R.E., Buchan K.L., Hamilton M.A., Okrugin A.V., Tomshin M. (2000) Integrated Paleomagnetism and U-Pb Geochronology of Mafic Dikes of the Eastern Anabar Shield Region, Siberia: Implications for Mesoproterozoic Paleolatitude of Siberia and Comparison with Laurentia. *J. Geology*, **108**, 381-401. [10.1086/314413](https://doi.org/10.1086/314413).
- Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Hanes J.A., Gladkochub D.P., Okrugin A.V., Kolotilina T., Mekhonoshin A.S., Bleeker W., LeCheminant A.N., Buchan K.L., Chamberlain K.R., Didenko A.N. (2016) Southern Siberia and northern Laurentia: neighbours for a quarter of Earth's history. *Nature Geosci.*, **9**(6), 464-469.
- Gehrels G. (2012) Detrital zircon U-Pb geochronology: Current methods and new opportunities. *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances*, (2), 47-62. <https://doi.org/10.1002/9781444347166.ch2>
- Gorokhov I.M., Kuznetsov A.B., Semikhatov M.A., Vasilyeva I.M., Rizvanova N.G., Lipenkov G.V., Dubinina E.O. (2019) Early riphean Bbilyakh Ggroup of the Anabar Uplift, Northern Siberia: C-O isotope geochemistry and Pb-Pb age of dolomites. *Stratigraphyia. Geol. Correlatsiya*, **27**(5), 19-35. (In Russ.)
- Gorokhov I.M., Semikhatov M.A., Drubetskoy E.R., Ivanovskaya T.A., Kut'yavin E.P., Melnikov N.N., Turchenko T.L., Tsipursky S.I., Yakovleva O.V. (1991) Rb-Sr and K-Ar age of Lower Riphean sedimentary geochronometers of the Anabar massif. *Izvestiya AN SSSR, Ser. geol.*, (7), 17-32. (In Russ.)
- Gusev N.I. (2013) Anabar Shield of the Siberian Craton. Material composition, geochemistry, geochronology. Saarbrücken: LAP Lambert Academic Publishing, 189 p. (In Russ.)
- Khudoley A., Chamberlain K., Ershova V., Sears J., Prokoviev A., MacLean J., Kazakova G., Malyshev S., Molchanov A., Kullerud K., Toro J., Miller E., Veselovskiy R., Li A., Chipley D. (2015) Proterozoic superconti-

- mental restorations: constraints from provenance studies of Mesoproterozoic to Cambrian clastic rocks, eastern Siberian Craton. *Precambrian Res.*, **259**, 78-94. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.10.003>
- Komar V.A. (1966) Stromatolites of the Upper Precambrian deposits of the northern Siberian platform and their stratigraphic significance. Moscow, Nauka, 114 p. (In Russ.)
- Konstantinovskiy A.A. (2000) Paleoplacers in the evolution of the sedimentary shell of the continents. Moscow, Nauchnyy mir, 288 p. (In Russ.)
- Kuptsova A.V. (2012) Features of the structure and evolution of the Riphean uranium-bearing basins: Pashsko-Ladoga, East Anabar and Athabasca. Cand. geol. and min. sci. diss. St.Petersburg, SPbSU, 160 p. (In Russ.)
- Kuptsova A.V., Khudoley A.K., Davis V., Rainbird R.H., Molchanov A.V. (2015) Results of U-Pb dating of detrital zircons from Upper Proterozoic deposits of the eastern slope of the Anabar Uplift. *Stratigraphyia. Geol. Correlatsiya*, **23**(3), 13-29. (In Russ.)
- Kuptsova A.V., Khudoley A.K., Molchanov A.V. (2011) Lithogeochemistry of Upper Proterozoic terrigenous deposits of the southern part of the East Anabar Basin: Evolution of the composition of sources of demolition and secondary changes. *Vestnik SPbGU*, **7**(1), 17-31. (In Russ.)
- Lopatin B.G. (1972) State Geological Map of the USSR: An explanatory note. Anabar series, sheets R-49-XV, XVI. Moscow, Nedra Publ., 82 p. (In Russ.)
- Lopatin B.G., Tabunov S.M. (1969) State Geological Map of the USSR: An explanatory note. Anabar series, sheets R-49-XXIII, XXIV. Moscow, Nedra Publ., 40 p. (In Russ.)
- McLennan S.M., Hemming S., McDaniel D.K., Hanson G.N. (1993) Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. *Geol. Soc. Amer.*, **284**, 21-40.
- Paquette J.L., Ionov D.A., Agashev A.M., Gannoun A., Nikolenko E.I. (2017) Age, provenance and Precambrian evolution of the Anabar shield from U-Pb and Lu-Hf isotope data on detrital zircons, and the history of the northern and central Siberian craton. *Precambrian Res.*, **301**, 134-144. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.09.008>
- Pasenko A.M., Malyshev S.V., Pazukhina A.A., Savelyev A.D., Lipenkov G.V., Chamberlain K.R. (2023) Age, Composition, and Paleomagnetism of Dolerite-Gabbro Dolerite Intrusions of the Western Slope of the Anabar Massif: The Issue of Vendian Magmatism in the Region. *Dokl. Earth Sci.*, (6). <https://doi.org/10.1134/S1028334X2360278X>
- Petrov P.Yu. (2011) Facies characteristics and features of terrigenous sedimentation of the Mukun Group (Lower Riphean of the Anabar uplift of Siberia). *Litologiya i Polez. Iskopaemye*, (2), 185-208. (In Russ.)
- Pettijohn F., Potter P., Seaver R. (1976) Sands and Sandstones. Moscow, Mir Publ., 535 p. (In Russ.)
- Rosen O.M., Zhuravlev D.Z., Sukhanov M.K., et al. (2000) Isotope-geochemical and age characteristics of Early Proterozoic terranes, collision zones, and associated anorthosites in the northeastern Siberian Craton. *Geol. Geofiz.*, **41**(2), 163-179. (In Russ.)
- Savitskiy V.E., Demokidov K.K., Sobolevskaya R.F., Kabankov V.Ya., Lazarenko N.P. (1959) Stratigraphy of the Sinic and Cambrian deposits of the northeastern Siberian platform. *Trudy nauchn.-issl. in-ta geol. Arktiki*, 101. (In Russ.)
- Sergeeva L.Yu. (2021) Composition and isotope-geochemical characteristics of zircon from granulites of the Daldyn Group of the Anabar Shield. Cand. geol. and min. sci. diss. St.Petersburg, St. Petersburg Mining University, 183 p. (In Russ.)
- Shpunt B.R., Shapovalova I.G., Shamshina E.A. (1982) Late Precambrian of the northern Siberian platform. Novosibirsk, Nauka, 225 p. (In Russ.)
- Shvanov V.N. (1987) Petrography of sand rocks (component composition, systematics and description of mineral species. Leningrad, Nedra Publ., 269 p. (In Russ.)
- State Geological Map of the Russian Federation (G.V. Lipenkov, M.S. Maschak, V.T. Kirichenko, A.I. Larichev et al.). (2015) Masshtab 1 : 1 000 000. Anabaro-Vilyuy series, sheet R-48. St.Petersburg, VSEGEI. (In Russ.)
- State Geological Map of the Russian Federation (N.I. Gusev, M.G. Pushkin). (2016) Masshtab 1 : 1 000 000. Anabaro-Vilyuy series, sheet R-49. St.Petersburg, VSEGEI. (In Russ.)
- State Geological Map of the USSR (B.G. Lopatin, S.M. Tabunov). (1965) Masshtab 1 : 200 000. Anabar series, sheets R-49-XXIII, XXIV. Moscow, Main Directorate of Geodesy and Cartography of the State Geological Committee of the USSR. (In Russ.)
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) The Continental Crust: Its composition and evolution. London, Blackwell Scientific Publications, 312 p.
- Ulmer-Scholle Dana S., Scholle Peter A., Schieber Juergen, Raine Robert J.A. (2014) Color Guide to the Petrography of Sandstones, Siltstones, Shales and Associated Rocks. *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **109**, 544 p. <https://doi.org/10.1306/M1091304>
- Vermeesch P. (2018) IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology. *Geosci. Frontiers*, **9**(5), 1479-1493. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.001>
- Veselovsky R.V., Pavlov V.E., Petrov P.Yu. (2009) New paleomagnetic data on the Anabar uplift and Uchur-Maisky region and their significance for the paleogeography and geological correlation of the Riphean of the Siberian platform. *Fizika Zemli*, (7), 3-24. (In Russ.) <https://doi.org/10.1134/S0002333709070011>
- Warr Laurence N. (2021) IMA-CNMNC approved mineral symbols. *Mineral. Magaz.*, (85), 291-320. <https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43>
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2000) Fundamentals of lithochemistry. St.Petersburg, Nauka Publ., 479 p. (In Russ.)

## Особенности распределения изотопного состава углерода в карбонатах разреза сартъюской свиты (нижний карбон, Воркутинское поднятие)

А. В. Ерофеевский<sup>1</sup>, А. Н. Плотичын<sup>1</sup>, А. В. Журавлев<sup>1</sup>, Я. А. Вевель<sup>1</sup>, Р. М. Иванова<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии им. академика Н.П. Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, 167982, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54, e-mails: averofeevsky@geo.komisc.ru; anplotitsyn@rambler.ru

<sup>2</sup>Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, 15, e-mail: geoivanur@mail.ru

Поступила в редакцию 24.06.2024 г., принята к печати 22.08.2024 г.

**Объект исследования.** Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов породы и раковин брахиопод в разрезе верхней части сартъюской свиты (нижний карбон, Воркутинское поднятие). **Цель.** Сравнительная оценка сохранности материала и вариаций изотопного состава углерода и кислорода в раковинах брахиопод и вмещающей породе на примере в значительной степени вторично преобразованных отложений. **Материал и методы.** Стратиграфическую основу составили данные по фораминиферам, конодонтам и брахиоподам. Изотопный анализ углерода и кислорода карбонатов раковин брахиопод и вмещающей породы проведен для 76 образцов из 35 уровней в пределах верхней части серпуховского яруса. При оценке пригодности карбонатных компонентов для реконструкции исходного изотопного состава древней морской воды использованы данные о перекристаллизации карбонатов, содержание органического углерода, соотношение изотопного состава углерода и кислорода, катодолуминесценция, таксономическая принадлежность брахиопод. **Результаты.** Изучение изотопного состава углерода показало существенные различия изотопных составов раковин брахиопод и вмещающей породы. Нижняя часть разреза (около 4.3 м) характеризуется утяжелением изотопного состава углерода раковинного материала от 2 до 4.1‰. Выше по разрезу (следующие 2.5 м) происходит резкое увеличение значений  $\delta^{13}\text{C}$  до 7.3‰ (образец с *Davidsonina carbonaria*), затем снижение до 3.4‰ и, наконец, наблюдается разброс значений  $\delta^{13}\text{C}$  от 1.2 до 6‰ в прикровельной части. При этом изотопный состав углерода известняков довольно однороден по всему разрезу ( $\delta^{13}\text{C}$  от –0.2 до 2.6‰, среднее значение 1.0‰), демонстрируя в то же время незначительный негативный тренд в верхней части. Предполагается, что изотопный состав углерода изученных образцов известняков сильно изменен вторичными процессами. Карбонат раковин брахиопод, предположительно, обладает изотопным составом углерода, близким к равновесному с бикарбонатом морской воды палеобассейна. Однако у представителей рода *Davidsonina* отмечено значительное (на 4–6‰) утяжеление изотопного состава углерода относительно других таксонов. Средние значения  $\delta^{18}\text{O}$  известняков составляют 21.3‰ SMOW (отвечает –9.3‰ PDB), а раковин брахиопод – 22.2‰ (отвечает –8.4‰ PDB), что исключает первичную природу изотопного состава кислорода. **Выводы.** Изученный материал показал хорошую сохранность изотопного состава углерода в раковинах брахиопод даже в случае существенной перекристаллизации вмещающих карбонатов. Утяжеление изотопного состава углерода в раковинном материале представителей рода *Davidsonina* объясняется возможным “жизненным эффектом”, что затрудняет использование изотопных данных, полученных по раковинам этих брахиопод, для изотопной стратиграфии. В целях корректной изотопно-стратиграфической интерпретации вариаций изотопного состава углерода в разрезах необходимо изучение таксономически однородных выборок в рамках как минимум одного рода.

**Ключевые слова:** изотопный состав углерода, карбонаты, брахиоподы, *Davidsonina*, нижний карбон, Предуральский краевой прогиб

### Источник финансирования

Работа выполнена в рамках госбюджетных тем № 1220406000010-8, 1220406000008-5, 123011800010-5

## Distribution features of carbon isotopes in carbonates on the example of the Sartiu Formation (Lower Carboniferous, Vorkuta Uplift)

Andrey V. Erofeevsky<sup>1</sup>, Artem N. Plotitsyn<sup>1</sup>, Andrey V. Zhuravlev<sup>2</sup>, Yadviga A. Vevel<sup>1</sup>, Rimma M. Ivanova<sup>2</sup>

**Для цитирования:** Ерофеевский А.В., Плотичын А.Н., Журавлев А.В., Вевель Я.А., Иванова Р.М. (2025) Особенности распределения изотопного состава углерода в карбонатах разреза сартъюской свиты (нижний карбон, Воркутинское поднятие). *Литосфера*, 25(3), 398–418. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-3-398-418>. EDN: DJVLTP

**For citation:** Erofeevsky A.V., Plotitsyn A.N., Zhuravlev A.V., Vevel Ya.A., Ivanova R.M. (2025) Distribution features of carbon isotopes in carbonates on the example of the Sartiu Formation (Lower Carboniferous, Vorkuta Uplift). *Lithosphere (Russia)*, 25(3), 398–418. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-3-398-418>. EDN: DJVLTP

<sup>1</sup>N.P. Yushkin Institute of Geology, FRC Komi SC UB RAS, 54 Pervomaiskaya st., Syktyvkar 167982, Russia,  
e-mails: averofeevsky@geo.komisc.ru; anplotitzyn@rambler.ru

<sup>2</sup>A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Academician Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia,  
e-mail: geoivanur@mail.ru

Received 24.06.2024, accepted 22.08.2024

**Research subject.** The carbon and oxygen isotope composition of rock carbonates and brachiopod shells in the section of the upper part of the Sartiu Formation (Mississippian, Vorkuta uplift). **Aim.** Comparative evaluation of isotopic signal preservation in brachiopod shells and host rock on the example of strongly secondary altered sediments. **Methods.** Data on foraminifera, conodonts, and brachiopods formed the stratigraphic framework. Carbon and oxygen isotope analyses of carbonates of brachiopod shells and host rock, accompanied by screening tests, were determined for 76 samples from 35 levels within the upper part of the Serpukhovian Stage. Data on carbonate recrystallisation, organic carbon content, carbon-oxygen isotope ratio, cathodoluminescence, and taxonomic affiliation of brachiopods were used for screening. **Results.** The data on carbon isotope composition showed significant differences in isotopic signals in brachiopod shells and in the host rock. The lower part of the section (approximately 4.3 m) is characterized by a heavying of the carbon isotopic composition of the shell material from 2.0 to 4.1‰. Higher up the section (next 2.5 m), a sharp increase in  $\delta^{13}\text{C}$  up to 7.3‰ is observed (sample with *Davidsonina carbonaria*) followed by a decrease to 3.4‰ and then a scatter of values from 1.2 to 6‰ in the uppermost part. At the same time, the carbon isotope composition of limestones shows rather stable values along the entire section (from –0.2 to 2.6‰, mean value 1.0‰), showing a slight negative trend towards the upper part. According to the screening tests, all limestone samples show a highly altered signal by secondary processes; however, brachiopod shell carbonate is assumed to have a near-primary isotopic composition. At the same time, the isotopic composition of brachiopod shells strongly depends on taxonomic affiliation. In representatives of the *Davidsonina* genus, a significant (by 4–6‰) heavying of the carbon isotopic composition was noted. The average  $\delta^{18}\text{O}$  values of limestones are 21.3‰ SMOW (corresponding to –9.3‰ PDB) and brachiopod shells 22.2‰ (corresponding to –8.4‰ PDB), which rules out the primary nature of oxygen isotopic composition. **Conclusions.** The studied material showed good preservation of the isotopic signal in brachiopod shells even in the case of significant recrystallisation of the host carbonates. The significant vital effect characteristic of representatives of the *Davidsonina* genus makes it difficult to use isotopic data obtained from these brachiopod shells for the purposes of isotopic stratigraphy. For correct isotope-stratigraphic interpretation of variations in carbon isotope composition in sections, taxonomically homogeneous samples within at least one genus should be studied.

**Keywords:** carbon isotopic composition, carbonates, brachiopods, *Davidsonina*, Mississippian, Cis-Urals foredeep

#### Funding information

The work was carried out within the framework of the state order of the Institute of Geology of Komi SC UB RAS. Project Nos. 1220406000010-8, 1220406000008-5, 123011800010-5

#### Acknowledgements

The authors express their gratitude to I.V. Smoleva for conducting isotope analyses, S.T. Neverov for assistance during field studies, and anonymous reviewers for constructive comments that allowed us to improve the work.

## ВВЕДЕНИЕ

Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов широко используется в изотопной стратиграфии (Mii et al., 1999; Saltzman, 2002; Saltzman, Thomas, 2012; Al-Husseini, Ruebsam, 2020; Gröcke, 2020; Zhuravlev et al., 2020; и мн. др.). Кроме стратиграфических исследований, значения  $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$  и  $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$  применяются при проведении палеоокеанологических и палеоклиматических построений (Mii et al., 1999, 2001; Hayes et al., 1999; Saltzman et al., 2004). При этом для корректной интерпретации изотопного состава углерода и кислорода необходима уверенность в его первичности или сла-

бой искаженности вторичными преобразованиями. Иначе возникает проблема с применением карбонатных пород в качестве образцов для изотопного анализа (Killingley, 1983; Lohmann, 1988; Immenhauser et al., 2003). Другими альтернативными объектами исследований в изотопной стратиграфии являются ископаемые органические остатки (см.: Wefer, Berger, 1991; Gröcke, 2020), в том числе брахиоподы. Раковины брахиопод, по мнению многих исследователей, сохраняют изотопный состав углерода и кислорода, отражающий условия окружающей среды, в которой жил организм (Popp et al., 1986; Buening, 2001; Brand et al., 2012). Однако чаще всего предпочтение отдается осадочному ми-



криту как более доступному материалу, позволяющему получить представительные серии данных по разрезу (Saltzman, Thomas, 2012).

Считается, что материал раковин ринхонеллиформных брахиопод, который образовался в процессе их жизнедеятельности, находится в изотопном равновесии с бикарбонатом морской воды бассейна седиментации (Lowenstam, 1961). Большинство раковин брахиопод, белемнитов и фораминифер состоит из низкомagneзиального кальцита (Jope, 1965; Veizer et al., 1999), представляющего собой устойчивый к диагенетическим изменениям материал карбонатного скелета (Al-Assam, Veizer, 1982; Brand, 1989; Van Geldern et al., 2006; Brand et al., 2011). При этом наиболее диагенетически устойчивым материалом у раковин брахиопод на основании исследований текстуры, геохимического состава и катодолюминесценции считается вторичный (волокнистый) или третичный (призматический) слой (Popp et al., 1986; Grossman et al., 1996), но их диагенетическая стабильность иногда ставится под сомнение (Rush, Chafetz, 1990).

В некоторых случаях таксономическая принадлежность брахиопод оказывает существенное влияние на изотопный состав (Grossman et al., 1991; Mii et al., 1999), а в других – существенных различий не отмечается (Lee, Wan, 2000). При этом установлено, что спирифериды, ринхонеллиды и ортиды имеют достаточно толстый вторичный слой раковины, который, вероятно, формировался в изотопном равновесии с окружающей морской водой или близко к нему (Samtleben et al., 2001). Таким образом, карбонат раковин брахиопод в целом представляется более перспективным для проведения изотопно-геохимических исследований. Однако до конца не ясна степень влияния существенных вторичных изменений на преобразование изотопного состава раковинного материала брахиопод.

Основная проблема состоит в доказательстве первичности измеренного изотопного состава. Обычно она решается “скрининг-тестами”, применяемыми как к микриту породы, так и к раковинному веществу брахиопод (Brand, Legrand-Blain, 1993; Brand et al., 2012). Под “скрининг-тестами” понимается комплекс диагностических методов (визуальный и оптический осмотр, исследование микроструктур, катодная люминесценция, распределение микроэлементов и др.), направленный на оценку пригодности карбонатных компонентов для реконструкции исходного изотопного состава древней морской воды, а также степени их диагенетических изменений (см. обзор в (Brand et al., 2011)).

В разрезах складчатых областей значительная часть образцов не проходят “скрининг-тесты” из-за существенных вторичных преобразований (перекристаллизации, доломитизации) отложений. Например, в разрезах турнейского яруса нижне-

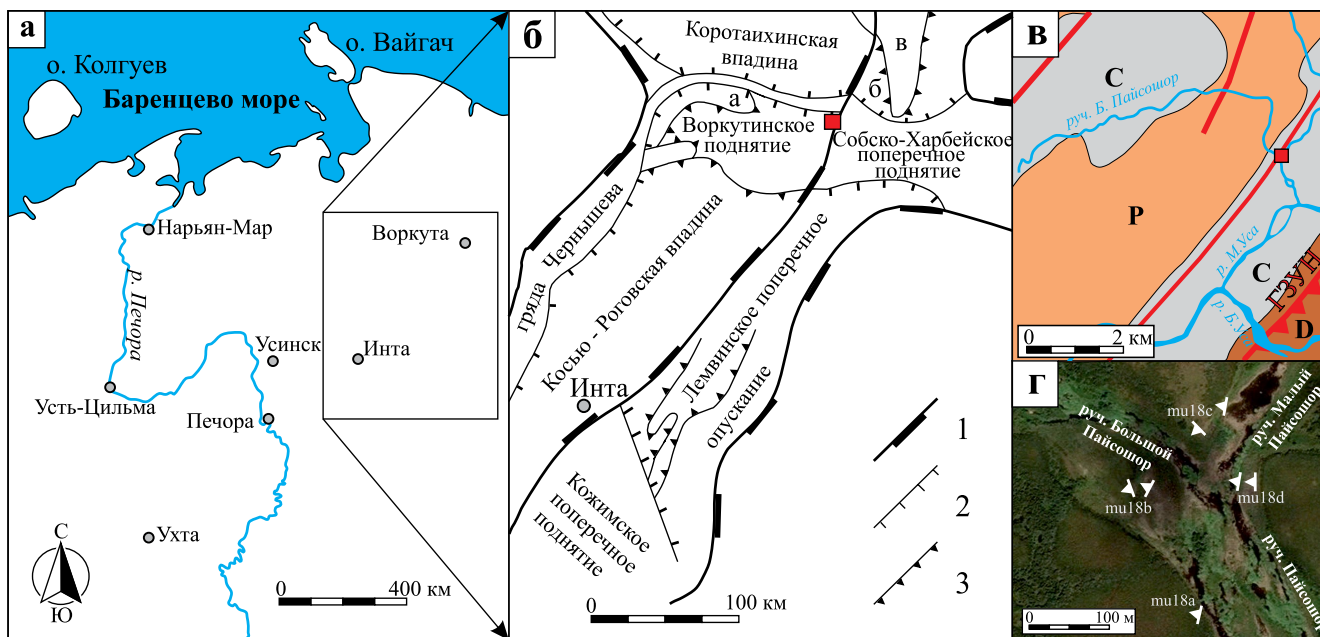
го карбона на Приполярном Урале “скрининговые тесты” не проходят около половины всех образцов карбонатных пород (Zhuravlev et al., 2020).

Цель данной работы состоит в сравнительной оценке сохранности и вариаций изотопного состава углерода в раковинах брахиопод и вмещающей породе на примере в значительной степени вторично преобразованных отложений. Для выяснения этого вопроса изучены образцы, характеризующие раковины брахиопод и вмещающую породу, из верхней части сартъюской свиты (нижний карбон) в зоне Главного Западноуральского надвига (ГЗУН) (разрез в бассейне р. Малая Уса, полярная часть Предуральского краевого прогиба) (рис. 1).

## МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Статья базируется на данных (каменный и палеонтологический материал, литологическая колонка и описание разреза), полученных из верхней части сартъюской свиты, которая была описана авторами в 2017 г. в районе слияния руч. Мал. и Бол. Пайсошор и по руч. Пайсошор (нижнее течение р. Мал. Уса, Полярный Урал) (для более подробной информации см. раздел “Характеристика разреза”). В данной работе использованы результаты изучения 76 образцов из 35 уровней из нижней части обн. *mul8b*, характеризующих раковины брахиопод (40 проб) и вмещающую породу (36 проб). Отбор образцов происходил в пределах небольшого интервала разреза (7.6 м по мощности) с шагом от 10 до 60 см (в среднем 10–20 см). Из всех образцов были изготовлены шлифы, а также проведено изучение изотопного состава углерода и кислорода карбонатов. В описании разреза использована гранулометрическая классификация обломочных карбонатов по (Дмитриева и др., 1968): детрит грубый (1–2 мм), крупный (0.5–1 мм), средний (0.25–0.5 мм), мелкий (0.10–0.25 мм), тонкий (0.05–0.10 мм).

Биостратиграфическая привязка образцов осуществлена на основе данных по фораминиферам и редким находкам конодонтов. Сохранность структуры стенки раковин брахиопод изучалась в поперечных и продольных срезах при помощи сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) Axia ChemiSEM LoVac с выдвижным детектором для цветовой и панхроматической регистрации катодолюминесценции в режиме высокого вакуума на базе ЦКП “Геонаука” (г. Сыктывкар). Образцы были запечатаны в эпоксидной смоле, разрезаны вдоль продольных и поперечных сечений, затем пластины (0.5 см) протравливались 10%-й уксусной кислотой в течение 5 с и напылялись углеродом. Эмиссия катодолюминесценции регистрировалась при ускоряющем напряжении от 10 до 30 кВ и токе пучка 0.2 мА. Шлифы изучались под поляризационным микроскопом ПЛМ-215. Оцен-



**Рис. 1.** Схема расположения обнажений mul8a–mul8d сарт'юской свиты в месте слияния руч. Мал. Пайсошор и Бол. Пайсошор (правый приток р. Мал. Уса).

а – обзорная схема Европейского Северо-Востока России.  
б – схема тектонического районирования северной части западной зоны Уральской складчато-надвиговой области и Предуральяского краевого прогиба, по (Тимонин, 1998). Границы структур: 1 – надпорядковых, 2 – первого порядка, 3 – второго порядка; структуры: а – Падимейская ступень, б – Верхнеусинское опускание, в – Оченырское поднятие.  
в – геологическая схема района слияния рр. Бол. Уса и Мал. Уса, по (Шишкин и др., 2013) с упрощениями и изменениями.  
г – схема расположения обнажений.

**Fig. 1.** Location scheme of mul8a–mul8d outcrops of the Sart'yu Formation at the confluence of the Mal'yi Paisoshor and Bolshoi Paisoshor streams (right tributary of the Malaya Usa River).

а – overview scheme of the European north-east of Russia.  
б – tectonic scheme of the northern part of the western zone of the Urals and Cis-Urals, from (Timonin, 1998). Boundaries of structures: 1 – supra-order, 2 – first-order, 3 – second-order; structures: а – Padimey step, б – Verkhnyaya Usa downlift, в – Ochenird uplift.  
в – geological scheme of the confluence of the Bolshaya Usa and Malaya Usa rivers, from (Shishkin et al., 2013) with simplifications and modifications.  
г – outcrop location scheme.

ка размера кристаллитов карбоната проводилась на том же микроскопе с использованием камеры MC-18 и программного обеспечения MC-View (Lomo Microsystems). Фораминиферы изучались в шлифах площадью 4 см<sup>2</sup> (61 шлиф, из них фораминиферы обнаружены в 26 шлифах). Конодонтовые элементы выделялись из породы по стандартной методике в 7–10%-й уксусной кислоте (Harris, Sweet, 1989) и обнаружены в двух из 30 изученных образцов.

Материал для изотопного анализа отбирался со свежей поверхности образцов стальным микробуром из раковин брахиопод и вмещающих их известняков в пределах одного образца, максимально близко друг к другу. Карбонатный порошок для изотопного анализа брахиопод по возможности извлекался в пределах вторичного или третичного

слоя раковины, состоящего из кальцитовых призм, поскольку первичные слои, ближайшие к внешнему краю, либо не сохраняются в ископаемом состоянии, либо состоят из волокон, которые считаются менее пригодными (Mii et al., 1999). Кроме того, отбор проб производился преимущественно из брюшных створок, имеющих большую толщину стенок, чем у спинных. При этом более тонкие спинные створки считаются менее устойчивыми к диагенетическим изменениям, чем брюшные (Armendariz et al., 2008). Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатах изучался на масс-спектрометре DELTA V Advantage с пробоподготовкой на линии Gas Bench II по стандартной методике. Значения  $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$  приводились относительно стандарта V-PDB (Vienna Pee Dee Belemnite), а  $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$  – относительно стандарта SMOW (Standard

Mean Ocean Water). Точность значения  $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$  составляет  $\pm 0.04\text{‰}$ , а  $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$  –  $\pm 0.06\text{‰}$ . При калибровке использованы международные стандарты МАГАТЭ NBS18 (calcite) и NBS19 (TS-limestone). Изотопный анализ выполнен в ЦКП “Геонаука” Института геологии им. Н.П. Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар, Россия), аналитик И.В. Смолева. Статистические методы реализованы с использованием программы PAST (Hammer et al., 2001).

Для оценки того, насколько данные изотопных анализов достоверно отражают первичный изотопный состав древней морской воды, использовался комплекс диагностических методов изучения собранного материала (Brand et al., 2011; Zhuravlev et al., 2020).

1. Визуальный осмотр образцов. Со свежих поверхностей образцов высверливался карбонатный порошок для анализа.

2. Оптическое исследование в шлифах. С осторожностью использовались образцы, демонстрирующие значительную перекристаллизацию микритовой составляющей породы (учитывался средний размер кристаллитов матрикса), а также образцы с другими вторичными преобразованиями.

3. Распределение стабильных изотопов углерода и кислорода. Использовалась составная диаграмма скрининга, основанная на работах (Lohmann, 1988; Immenhauser et al., 2003; Qie et al., 2011; Chen et al., 2016; Huck et al., 2017; Zhuravlev et al., 2020), на которой по соотношению  $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$  и  $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$  выделяются области, где первичная природа полученного изотопного состава маловероятна.

4. Содержание органического вещества. Высокое содержание органического углерода в карбонатах ( $>1.7$  мас. %) может приводить к включению в карбонаты  $^{12}\text{C}$ , полученного из окисленного органического вещества (Scholle, Arthur, 1980). Этот процесс потенциально снижает значение  $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ . Пробы, содержащие более 1.7 мас. % органического углерода, следует использовать с осторожностью. Содержание органического углерода в карбонатах оценивалось приближенно-количественным фотометрическим методом по шлифам. Этот метод основан на измерении коэффициента поглощения ИК-излучения. В диапазоне значений  $\text{C}_{\text{орг}}$  от 0 до 5 мас. % существует статистически значимая зависимость ( $R^2 = 0.8$ ) коэффициента поглощения ИК-излучения в шлифе и содержания  $\text{C}_{\text{орг}}$ .

Для установления сохранности раковинного вещества брахиопод также проводился ряд “скрининг-тестов”.

1. Визуальный и оптический (петрографический) осмотр, выявляющий признаки таких изменений, как непоследовательная окраска и отсутствие структурной целостности.

2. Исследование на базе СЭМ внутренних микроструктур стенки раковины.

3. Изучение карбонатного вещества пород и раковин с помощью детектора катодolumинесценции на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ-КЛ). Основой метода КЛ является то, что измененные карбонатные раковины подвержены эмиссии (Popp et al., 1986; Grossman et al., 1996), где степень свечения зависит от содержания в диagenетически измененном кальците  $\text{Mn}^{2+}$  и  $\text{Fe}^{2+}$  (Czerniakowski et al., 1984).

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА

Рассматриваемый в статье район расположен в 3 км западнее фронтальной зоны ГЗУН и в структурном плане приурочен к восточной части Воркутинского поперечного поднятия, восточной окраине Предуральского краевого прогиба (см. рис. 1б). К западу и востоку ГЗУН сопровождается целой серией оперяющих взбросо-надвигов (Шишкин и др., 2013). При этом девонско-пермские отложения, обнажающиеся в районе исследований, смяты в узкие линейные складки преимущественно северо-восточного простирания. Крылья складок также часто осложнены разрывными нарушениями. Изученный разрез приурочен к юго-восточному крылу синклинали, ядро которой слагают терригенные отложения раннепермского возраста (сизымская, гусятинская и бельковская свиты), а крылья – преимущественно карбонатные каменноугольные отложения (важхановейская, сартыюская и цементнозаводская свиты). В принадвиговой зоне породы как аллохтона, так и паравтохтона сильно деформированы, разбиты серией разрывных нарушений и интенсивно трещиноваты. Трещиноватость, как правило, закрытая. Многие трещины залечены кальцитом. В позднедевонско-серпуховское время рассматриваемый район располагался в пределах обширного мелководного рампса с карбонатной седиментацией (Груздев, 2021).

## ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА

**Общая характеристика свиты.** Сартыюская свита ( $\text{C1sj}$ ) впервые выделена в процессе работ по ГДП-200 территории листа Q-41-V, VI (серия Полярно-Уральская) (Шишкин и др., 2013). Согласно описанию М.А. Шишкина с соавторами (2013), свита подразделена на нижнюю ( $\text{C1sj1}$ ) и верхнюю ( $\text{C1sj2}$ ) подсвиты и сложена серыми средне- и массивнослоистыми полидетритовыми известняками, иногда с пластами оолитово-обломочных известняков, доломитизированными известняками и доломитами. В верхней части свиты содержатся брекчиевидные известняки и известняковые брекчии. Граница между подсвитами проводится по подошве пачки светло-серых известняков с голубовато-серыми кремнистыми конкрециями при смене известняково-доломитового разре-

за известняковым. Нижняя подсвита содержит фораминиферы и брахиоподы тульского, алексинского, михайловского, веневского, косогорского и частично протвинского горизонтов верхнего визе-серпухова. Верхняя подсвита по фауне отвечает протвинскому и запалтубинскому горизонтам верхнего серпухова. Для свиты в целом характерны брахиоподы *Gigantoproductus striatosulcatus* (Schwetz.), *G. giganteus* (Sowerby), *Datangia cf. moderatus* (Schwetz.), *Semiplanus semiplanus* (Schwetz.), *Striatifera striata* (Fisch.), *S. coraesimilis* Sar., *Davidsonina carbonaria* (M'Coy), *Martinia* sp., *Linoproductus corrugatus* (M'Coy) и др. (Шишкин и др., 2013). Общая мощность свиты оценивается в 525–555 м (Шишкин и др., 2013).

**Привязка разреза.** В месте слияния руч. Мал. и Бол. Пайсошор и по руч. Пайсошор (правый приток р. Мал. Уса) в шести обнажениях (mul8a-f) изучена часть верхней подсвиты сартъюской свиты (см. рис. 1г, 2а). Предположение о том, что здесь представлена верхняя часть свиты, базируется на литологическом составе отложений, комплексах фораминифер и структурном положении обнажений. Наибольшее количество брахиопод в разрезе на руч. Пайсошор отмечено в нижней части описываемого ниже обн. mul8b.

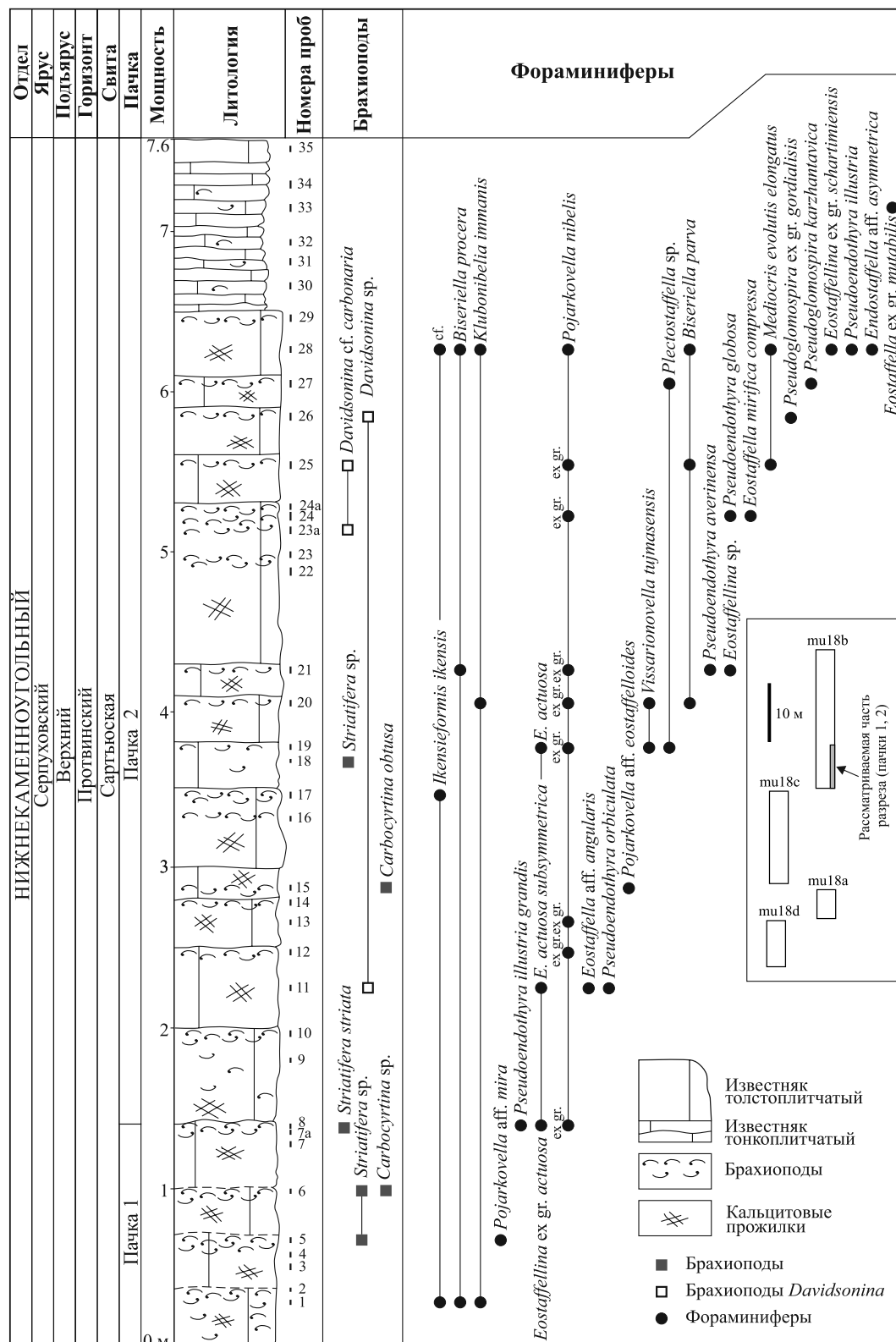
В географическом плане обн. mul8b расположено примерно в 1 км к С-СЗ от места впадения руч. Пайсошор в р. Мал. Уса и приблизительно в 30 км от г. Воркута (координаты обн. mul8b N67.50367496 E64.75429002) (см. рис. 1). В структурном плане обн. mul8b располагается на северо-востоке Косью-Роговской впадины, непосредственно в пределах восточной части Воркутской ступени (Воркутинского поперечного поднятия) в зоне развития ГЗУН (см. рис. 1б) (Юдин, 1994; Тимонин, 1998; Шишкин и др., 2013).

**Литолого-стратиграфическая характеристика обн. mul8b.** Описание приведено в нормальной стратиграфической последовательности.

1. Известняки серые, формирующие циклиты (0.2–0.4 м) с бугристыми контактами. Нижняя часть циклита представлена известняком тонко- и мелкодетритовым с рассеянным мелким и средним детритом, члениками криноидей и брахиоподами (пакстоун), а верхняя часть циклита – известняком средне- и мелкодетритовым с многочисленными раковинами и створками брахиопод, одиночными и колониальными кораллами, члениками криноидей и единичными хететидами (грейнстоун). Брахиоподы представлены *Striatifera striata* (Fischer de Waldheim), *Striatifera* sp., *Carbocyrtina* sp. Диагностированы фораминиферы: *Eotuberitina reitlingerae* M.-Maklay, единичные *Archaeodiscus operosus* Shlyk. и *Asteroarchaeodiscus parvus* (Raus.-Chern.), *A. ovoides* (Raus.-Chern.), присутствуют *Biseriella procera* (Post.), *Endothyra prisca* Raus.-Chern. et Reit., *Endothyranopsis cf. crassa* (Brad.), *Globoendothyra cf.*

*globulus* (Eichw.), *G. magna* (Groz. et Leb.), *Omphalotis* sp., *Globoomphalotis inconstans* Grozd. et Leb.), чаще присутствуют *Pojarkovella* sp., *P. ex gr. nibelis* (Durk.), *P. aff. mira* Sim. и *Klubonibelis immanis* Con., *Mediocris mediocris* (Viss.), а также *Consobrinellopsis minima* (Lip.), *C. consobrina* (Lip.), *Ikensieformis ikensis* (Viss.), *Endostaffella* sp. и *Plectostaffella* sp., *Parastaffella struvei* (Möll.). В самой верхней части пачки (обн. mul8b-8R) встречена *Eostaffellina* ex gr. *actuosa* Reitl. Текстура массивная, до волнисто-слоистой, подчеркнутая распределением брахиопод. В верхней части пачки известняки существенно перекристаллизованы и рассечены тонкими прожилками белого крупнокристаллического кальцита. Кровля пачки бугристая. Видимая мощность 1.4 м.

2. Известняки серые, формирующие циклиты (0.4–0.6 м) с бугристыми контактами. Нижняя часть циклита представлена известняком пелиттонкодетритовым (вакстоун), а верхняя – известняком тонко- и мелкодетритовым с многочисленными раковинами и створками брахиопод, одиночными кораллами, члениками криноидей (пакстоун). Среди брахиопод преобладают *Davidsonina carbonaria* (McCoy), *Davidsonina* sp., а также редкие *Striatifera* sp. и *Carbocyrtina obtusa* (Kalash.). Определены те же фораминиферы, что и в пачке 1, а также *Pseudoglomospira gordialis irregularis* (Raus.-Chern.), *P. gordialis prisca* (Raus.-Chern.), *P. karzhanavica* Rum., *Pseudoammodiscus priscus* (Raus.-Chern.), *Archaeodiscus moelleri* Raus.-Chern., *Globoomphalotis antoninae* (Groz. et Leb.), *G. inconstans* (Groz. et Leb.), *Pojarkovella* aff. *eostaffelloides* Sim., много бисериелл *Biseriella* sp., *B. ex gr. moderata* Reitl. и *B. parva* (N. Tchern.), *Endostaffella delicata* Ros., разнообразные медиокрисы *Mediocris breviscula* (Gan.), *Mediocris evolutis elongatus* R. Ivan., *Vissarionovella tujmasensis* (Viss.), *Ikensieformis mirifica compressa* Brazhn., *Eostaffella prisca* Raus.-Chern., *E. mosquensis* Viss., *E. infulaeformis* (Gan.), *E. aff. angularis* Brazhn., *Eostaffella* ex gr. *mutabilis* (aff. *rjasanensis*) Raus.-Chern. (обн. mul8b-33R), *Eostaffellina* sp. (ex gr. *scharitimensis* (Malakh.)), *Eostaffellina actuosa subsymmetrica* Reitl., *Pseudoendothyra orbiculata* Meln., *P. illustria* (Viss.), *P. illustria grandis* Reitl., *P. averinensa* Post., *P. ex gr. angularata* (Raus.-Chern.), *Parastaffella struvei suppressa* Shlyk. Присутствуют *Pachysphaerina pachysphaerica* Pron. и редкие зеленые водоросли *Palaeoberesella lahuseni* (Moll.), *Beresella machaevi* Kul., *B. polyramosa* Kul., *Kamaena delicata* Antr., в верхней половине пачки встречены *Koninkopora inflata* (Kon.), единичная *K. mortelmansi* Mamet, а также цианобактерии *Ortonella fruticulosa* R. Ivan., *O. kershopensis* Garw. Текстура массивная, до волнисто-слоистой, подчеркнута распределением брахиопод. Вверх по разрезу пачки размер детрита снижается до тонкого. Для верхних 3.5 м пачки характерна рассеян-



**Рис. 2.** Стратиграфическая колонка нижней части обн. mu18b с распространением брахиопод и фораминифер. Врезка – стратиграфические взаимоотношения обнажений.

**Fig. 2.** Stratigraphic log of the lower part of outcrop mu18b with distribution of brachiopods and foraminifera. Inset – stratigraphic relationships of the outcrops.



ная вкрапленность вторичного идиоморфного тонкокристаллического кварца. В верхней части (1 м) скоплений брахиопод нет. Кровля пачки бугристая. Видимая мощность 6.2 м (см. рис. 2).

3. Необнаженный интервал, мощность 2 м.

4. Известняки серые, до темно-серых, тонкодетритово-пелитоморфные с неотчетливой волнисто-слоистой текстурой, гнездовидным распределением тонко-мелкого детрита и линзовидно-гнездовидным распределением крупных створок брахиопод (пак-вакстоун). Уровни, обогащенные створками брахиопод, появляются в разрезе с интервалом 0.2–0.3 м. Вверх по разрезу пачки количество брахиопод и гнезд мелкого и среднего детрита возрастает, появляется тонкая вкрапленность сульфидов. Кровля пачки бугристая. Видимая мощность 1.7 м.

5. Известняки серые, до темно-серых, тонкодетритово-пелитоморфные с рассеянно-гнездовидным распределением тонкого и мелкого детрита, массивные (мад-вакстоун). Вверх по разрезу пачки количество тонкого и мелкого детрита возрастает, мелкий и средний детрит распределены гнездовидно. Обнаружены конодонты *Rhachistognathus* sp. Кровля пачки пологоволнистая. Видимая мощность 1.6 м.

6. Известняки серые, формирующие неотчетливые циклиты (0.2–0.3 м по мощности) с пологоволнистыми контактами. Нижняя часть циклита сложена мелкодетритовым известняком, а верхняя – тонкодетритовым (пакстоун). Текстура от неотчетливо волнисто-слоистой до пологоволнисто-слоистой. В мелкодетритовых разностях присутствуют створки крупных брахиопод, членики криноидей, рассеянный средний детрит. Видимая мощность 1.2 м.

7. Необнаженный интервал, мощность 6 м.

8. Волнисто-линзовидное чередование (маштаб чередования 0.1–0.2 м) с волнистыми границами известняков серых, до темно-серых, тонкодетритовых (пакстоун) и известняков серых, до темно-серых, мелкодетритовых (пак-грейнстоун), местами с линзовидными скоплениями створок и раковин брахиопод. Вверх по разрезу пачки возрастает контрастность чередования — известняки становятся тонкодетритово-пелитоморфными и средне- и мелкодетритовыми. Встречены остатки цианобактерий *Ortonella*. Видимая мощность 4.4 м.

Общая мощность разреза в обн. ml8b с учетом необнаженного интервала составляет 24.5 м.

Характер цикличности и текстурно-структурные особенности отложений позволяют реконструировать условия седиментации. Широко распространенные в разрезе циклиты с бугристыми контактами и волнисто-слоистой текстурой, сложенные преимущественно вак- и пакстоунами с незначительным увеличением размера форменных элементов в верхней части, вероятно, формирова-

лись в условиях относительного мелководья с умеренной динамикой среды. Такие циклиты соответствуют пологой волновой ряби. На это же указывает линзовидно-гнездовидное распределение органических остатков. Скопления брахиопод в этих отложениях представляют собой намывы со слабо-перемещенным раковинным материалом и частично прижизненные захоронения. Вероятность диахронного переотложения раковин в таких условиях крайне мала, следовательно, комплексы брахиопод могут рассматриваться как субавтохтонные. Присутствие в отложениях многочисленных остатков бентосных стеногалинных организмов (криноидеи, кораллы, многокамерные фораминиферы) позволяет реконструировать условия с нормальной соленостью и хорошей аэрацией придонных вод.

### БИОСТРАТИГРАФИЯ

Стратиграфическое положение изученной части разреза установлено на основе изучения конодонтов, фораминифер и брахиопод (см. рис. 2).

Находки **конодонтов** в разрезе крайне редки и отличаются плохой сохранностью. В обн. ml8d обнаружен единственный конодонтовый элемент *Hindeodus* cf. *scitulus* (Hinde), а в средней части обн. ml8b (пачка 5 не отображена на рис. 2) – не диагностируемая до вида ювенильная форма *Rhachistognathus*. Все конодонтовые элементы несут признаки перекристаллизации и коррозии поверхности. Индекс окраски конодонтов варьируется от 5 до 5.5, что соответствует температуре катагенеза 300–350°C (по (Jones, 1992; Журавлев, 2017)). Вид *Hindeodus scitulus* (Hinde) известен из стратиграфического диапазона от среднего турне до верхнего серпухова (Журавлев, 2003). Представители рода *Rhachistognathus* характерны для нижней части среднего карбона, но встречаются и в верхневизейско-серпуховском интервале (Jenkins et al., 1993). Находки указанных конодонтов допускают лишь очень приблизительное сопоставление изученной части разреза с верхневизейско-серпуховским стратиграфическим интервалом.

Комплексы **фораминифер**, в отличие от конодонтов, демонстрируют умеренное разнообразие и также характеризуются плохой сохранностью. Раковины фораминифер сильно перекристаллизованы, что затрудняет таксономическую диагностику. В комплексе встречены представители поздне-визейско-серпуховских родов *Pseudoglomospira*, *Endothyra*, *Omphalotis*, *Endothyranopsis*, *Globoendothyra*, *Globoomphalotis*, *Klubonibelia*, *Pojarkovella*, *Endostaffella*, *Mediocris*, *Consobrinellopsis*, *Biseriella*, *Ikensieformis* и *Eostaffella*. Реже, на отдельных уровнях, встречаются *Asteroarchaediscus*, *Archaediscus*, *Mikhailovella*, *Eostaffellina*, *Vissarionovella*, *Plectostaffella*. В целом комплекс фораминифер в изученной части разреза достаточно разноо-

бразен и включает серпуховские псевдоэндоиты *Pseudoendothyra globosa*, *P. orbiculata*, *P. illustria grandis* Reitl. и эоштаффеллины *Eostaffellina* sp., *Eostaffellina actiosa* Reitl. и *E. actiosa subsymmetrica* Reitl., своеобразные эоштаффеллы *E. aff. angularis* Brazhn., *Eostaffella* ex gr. *mutabilis* (aff. *rjasanensis*) Raus.-Chern., единичную *Ikensieformis mirifica compressa* Brazhn. и *Mediocris evolutis elongatus* R. Ivan. Этот комплекс характерен для верхней части серпуховского яруса, скорее для протвинского горизонта, и соответствует фораминиферовой зоне *Eostaffellina protvae* – *Ikensieformis mirifica* Западно-Уральского субрегиона (Стратиграфические схемы Урала..., 1993).

Встреченные в разрезе единичные зеленые водоросли также характерны для визейско-серпуховского интервала. Однако комплекс водорослей, по сравнению с визейским, более беден по систематическому составу, что более характерно для серпухова (Богущ и др., 1990). Распространенные в разрезе представители зеленых водорослей *Koninkopora* и цианобактерий *Ortonella* указывают на крайне мелководные условия (Иванова, Степанова, 2021).

**Брахииподы** нижней части разреза (первые 7.6 м) преимущественно представлены родами *Striatifera*, *Davidsonina* и *Carbocyrtina* (рис. 3). Совместное нахождение представителей этих родов характеризует верхневизейско-серпуховский интервал. Сообщества брахипод *Davidsonina* и *Striatifera* в изученном разрезе образуют линзовидные скопления-ракушники, где они представлены целыми раковинами и изолированными створками, что свидетельствует о сортировке раковин в процессе седиментогенеза. В основу коллекции брахипод вошли образцы с поврежденной внешней скульптурой, однако ее детали сохранились в тех частях, которые были заключены в породу, что позволило определить их таксономическую принадлежность. Многие раковины имеют неправильную форму, что, вероятно, обусловлено теснотой их поселения. При этом стенки раковин *Davidsonina* хорошо сохранились (рис. 4). Такие же ракушники, состоящие из давидсонин, изучены ранее из соседних разрезов верхнего визе на р. Уса (устье руч. Кеч-Шор), где отмечено совместное нахождение со стриатиферами и *Latiproductus latissimus* (Sow.) (Калашников, 1963). Подобные скопления *Striatifera striata* и *Davidsonina septosa* установлены также в серпуховских отложениях на юге Лыжско-Кыртаельского вала (Калашников, 1974). Кроме того, сходный комплекс брахипод, состоящий из стриатифер и давидсонин крупного размера, известен из нижнего карбона на Новой Земле (губа Южная Сульменева), где отмечены также *Gigantoproductus giganteus* (Sow.), характерные для верхневизейско-нижнесерпуховского интервала (Янишевский, 1926). Род *Davidsonina* включен в отряд

*Spiriferinida* (Carter et al., 1994) и представлен формами, которые достигали максимального размера (до 20 см в ширину) среди спириферинид (Иванова, 1975). Изученные нами *Davidsonina carbonaria* (McCoy) имеют средние размеры брюшных створок – от 4 до 8 см в длину, которые сходны с параметрами для этого вида из соседних разрезов на р. Уса (Калашников, 1963). Особенности давидсонин являются ветвистая радиальная ребристость, ярко выраженный двойной спондилиум, отсутствие брахидиума (спиралей брахиального аппарата) и тихоринума, а также пористости в первичном и третичном слоях раковины (Иванова, 1971; Эрлангер, 1987). Предполагается, что давидсонины лишены поддержек лофофора вследствие их редукции у крупных и тяжелых форм данной группы спириферинид (Иванова, 1975), существовавшей непродолжительное время в визейском и серпуховском веках Европы, Урала и Средней Азии (Полетаев, 2018). В целом, по биостратиграфическим данным, изученная часть разреза вполне может быть сопоставлена с верхней частью серпуховского яруса (протвинский горизонт).

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

В обн. му18b для определения изотопного состава углерода и кислорода в раковинном материале брахипод и вмещающих карбонатных породах детально опробована нижняя часть разреза (7.6 м), которая соответствует слоям 1 и 2 (см. рис. 2). Далее проведены “скрининг-тесты” для выявления образцов, которые могли быть подвергнуты постседиментационным изменениям (подробную информацию см. в разделе “Материал и методы”).

По результатам изучения шлифов породы представлены вак- и пакстоунами и в значительной степени перекристаллизованы. Измерение размера кристаллитов карбонатов матрикса показало вариации от 9 до 26 мкм со средним по изученному интервалу значением 14 мкм. Распределение данного параметра по разрезу довольно хаотичное, что позволяет предположить существенные вариации интенсивности перекристаллизации карбонатов в пределах пачек 1 и 2. Присутствие в верхней части интервала идиоморфных кристаллов кварца и практическое отсутствие реликтов микрита указывают на значительную перекристаллизацию всего объема породы. В этом же интервале в шлифах отмечается трещиноватость и частичная перекристаллизация раковинного вещества брахипод. В целом раковины брахипод из пачек 1 и 2, судя по остаткам, не тронутым выветриванием, характеризуются сохранившейся внешней морфологией (см., например, рис. 3, фиг. 6а) и по текстурно-структурным характеристикам незначительно отличаются от неизмененных раковин ро-

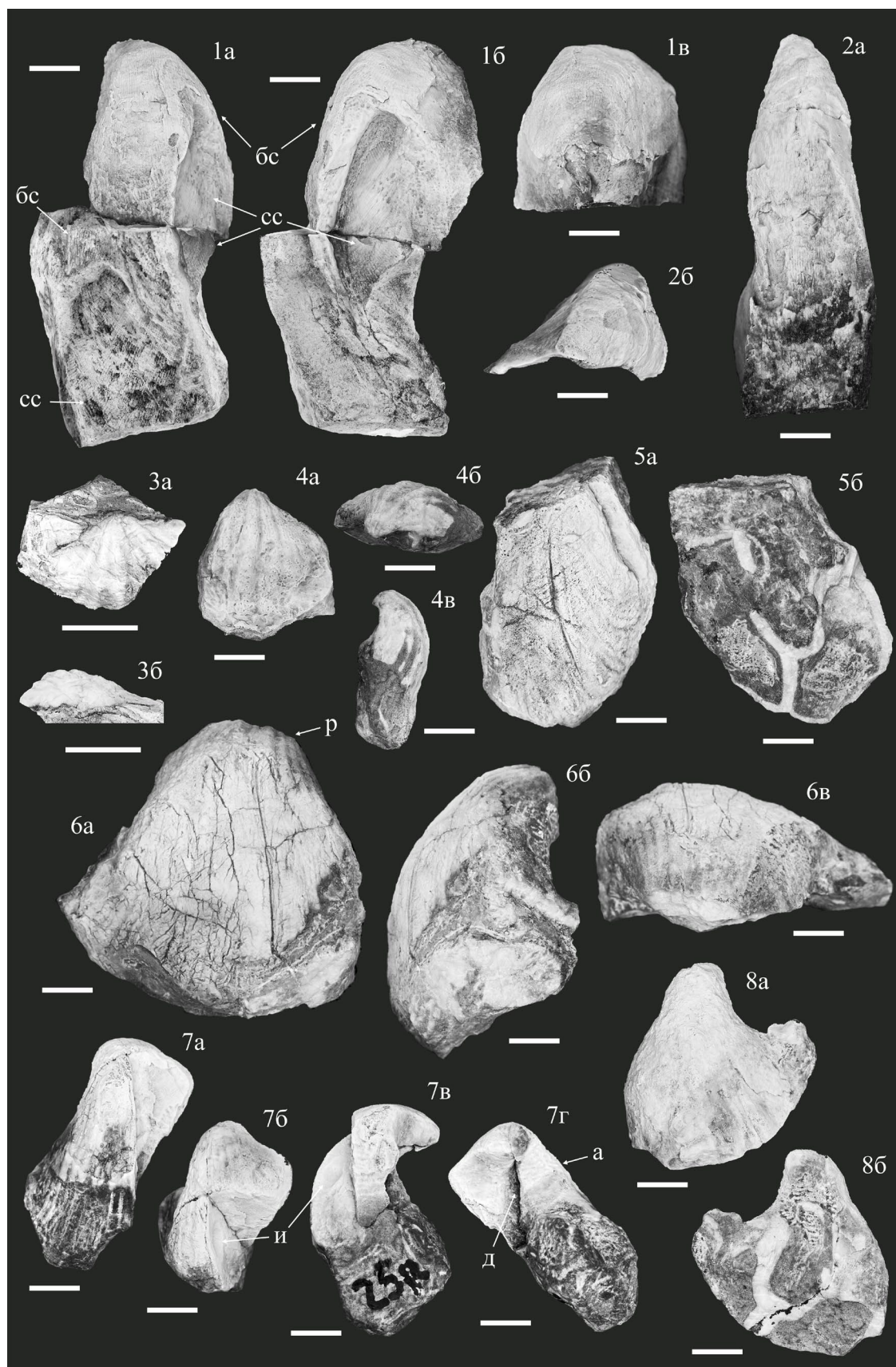


Рис. 3. Брахиоподы из разреза верхнего серпухова на руч. Пайсошор.

Фиг. 1, 2. *Striatifera striata* (Fischer de Waldheim, 1837): 1 – экз. № 738/1; 1а, б – скопление раковин в двух положениях; 1в – брюшная створка со стороны замочного края; обр. mu18b-7B. Фиг. 3. *Carbocyrtina* sp.: 3 – экз. № 738/3; 3а, б – спинная створка в двух положениях; обр. mu18b-6B. Фиг. 4. *Carbocyrtina obtusa* (Kalashnikov, 1963): 4 – экз. № 738/4; 4а-в – брюшная створка в трех положениях; обр. mu18b-15B. Фиг. 5–7. *Davidsonina carbonaria* (McCoy, 1855): 5 – экз. № 738/5; 5а – брюшная створка с обломанной макушкой и частично сохраненной ребристой скульптурой, 5б – внутренняя сторона брюшной створки с двойным спондилием; обр. mu18b-23B; 6 – экз. № 738/6; 6а-в – брюшная створка в трех положениях; обр. mu18b-24B; 7 – экз. № 738/7; 7а-г – брюшная створка в четырех положениях; обр. mu18b-25B. Фиг. 8. *Davidsonina* sp.: 8 – экз. № 738/8; 8а, б – брюшная створка с нарушенной скульптурой в двух положениях; обр. mu18b-26B. Обозначения: а – аррея, бс – брюшная створка, д – узкий дельтирий, и – место взятия пробы на изотопный анализ, р – сохранившиеся ребра, сс – спинная створка. Масштабные линейки – 10 мм.

**Fig. 3.** Upper Serpukhovian brachiopods from the Paisoshor Creek section.

Figs. 1, 2. *Striatifera striata* (Fischer de Waldheim, 1837): 1 – specimen No. 738/1; 1a, б – cluster of shells in two positions; 1в – ventral valve in posterior view; sample mu18b-7B. Fig. 3. *Carbocyrtina* sp.: 3 – specimen No. 738/3; 3a, б – dorsal valve in two positions; sample mu18b-6B. Fig. 4. *Carbocyrtina obtusa* (Kalashnikov, 1963): 4 – specimen No. 738/4; 4a-в – ventral valve in three positions; sample mu18b-15B. Figs 5–7. *Davidsonina carbonaria* (McCoy, 1855): 5 – specimen No. 738/5; 5a – ventral valve with broken off umbo and preserved ribbed sculpture, 5б – ventral interiors with double spondylium; sample mu18b-23B; 6 – specimen No. 738/6; 6a-в – ventral valve in three positions; sample mu18b-24B; 7 – specimen No. 738/7; 7a-г – ventral valve in four positions; sample mu18b-25B. Fig. 8. *Davidsonina* sp.: 8 – specimen No. 738/8; 8a, б – ventral valve with broken external sculpture in two positions; sample mu18b-26B. Designations: a – interarea, бс – ventral valve д – narrow delthyrium, и – place of sampling for isotopic analysis, сс – dorsal valve, р – preserved ribs. Scale bars – 10 mm.

да *Davidsonina* из разрезов Лыжско-Кыртаельского вала (см. рис. 4). Содержание  $C_{org}$ , определенное приближенно-количественным фотометрическим методом, в изученных известняках не превышает 0.3 мас. %, что исключает существенное влияние окисления органического вещества на изотопный состав углерода в карбонатах. Следы процессов доломитизации, по данным РФА (рентгенофлуоресцентного анализа), отсутствуют (содержание MgO менее 2.2 мас. %). Таким образом, можно предположить, что основным фактором, который мог искажать изотопный состав углерода в данном разрезе, является перекристаллизация карбонатов.

Изотопный состав углерода и кислорода изученных образцов пород и раковин брахиопод из разреза mu18b представлен в табл. 1. Диаграмма соотношения значений  $\delta^{13}C_{carb}$  и  $\delta^{18}O_{carb}$  известняков и раковинного материала брахиопод из разреза сартынской свиты (рис. 5) наглядно демонстрирует, что значительная часть данных из раковинного материала брахиопод, скорее всего, характеризуется слабоизмененным изотопным составом углерода. При этом данные, полученные из известняков, по большей части попадают в область вероятных вторичных изменений с сильнооблегченным изотопным составом кислорода (менее  $-8\text{‰}$  PDB, или  $22.7\text{‰}$  SMOW).

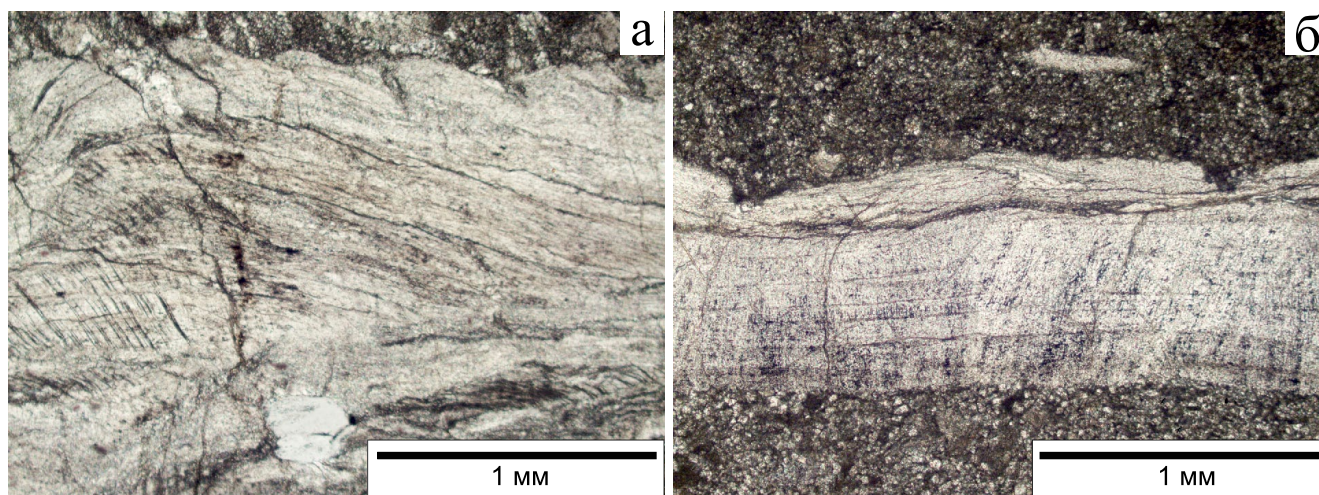
По данным катодолюминесценции на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ-КЛ), можно предположить, что кальцит в раковинах некоторых брахиопод менее изменен, чем окружающая их порода. Несмотря на то что для СЭМ-КЛ при получении изображений в кальцитовом матриксе возникают трудности из-за фосфоресценции (Pagel et al., 2000), в обр. mu18b/24aB нами наблюдалось отсутствие люминесценции в раковинном мате-

риале молодых особей и слабое свечение вмещающей карбонатной породы (рис. 6, фиг. 2). Подобное наблюдалось и при изучении ювенильных частей современных брахиопод, которые, в отличие от зрелых особей, как правило, не люминесцируют (Barbin, 2000). Тем не менее мы наблюдали также некоторые частично люминесцирующие раковины (см. рис. 6, фиг. 5). Анализ компонентов, не показывающих люминесценцию, должен обеспечить наибольшую достоверность первичного изотопного состава. Однако полагаться только лишь на КЛ для определения степени изменения кальцита брахиопод не следует, поскольку люминесценция присутствует также у современных (Barbin, Gaspar, 1995) и мезозойских брахиопод с хорошо сохранившейся микроструктурой (Tomašových, Farkaš, 2005).

Также следует учитывать, что по мере роста раковин могут наблюдаться некоторые различия в изотопных вариациях, обусловленные сезонными колебаниями температуры, химического состава воды и метаболизма (Mii, Grossman, 1994; Angiolini et al., 2011).

Результаты изучения изотопного состава углерода показали существенные различия величин  $\delta^{13}C$  в раковинах брахиопод и во вмещающей породе (рис. 7). Нижняя часть разреза (примерно 4.3 м) характеризуется утяжелением изотопного состава углерода раковинного материала от 2 до 4.1 ‰. Выше по разрезу (следующие 2.5 м) происходит резкое увеличение  $\delta^{13}C$  до 7.3 ‰ (образец с *Davidsonina carbonaria*), затем снижение до 3.4 ‰ и, наконец, наблюдается разброс величин от 1.2 до 6 ‰ в прикровельной части. При этом изотопный состав углерода известняков показывает довольно стабильные значения по всему разрезу (от  $-0.2$  до  $2.6\text{‰}$ , среднее значение  $1.0\text{‰}$ ) (см. табл. 1), демон-





**Рис. 4.** Шлифы стенки раковин *Davidsonina*.

а – из разреза на руч. Пайсошор (обр. mul8b/24aB), б – из разреза на р. Кожва (Лыжско-Кыртаельский вал).

**Fig. 4.** Thin sections of *Davidsonina* shell walls.

а – thin section from a section on Paisoshor stream (mul8b/24aB), б – thin section from a section on the Kozhva River (Lyzha-Kyrtael Swell).

стрируя незначительный негативный тренд к верхней части. Вариации величин  $\delta^{18}\text{O}$  известняков составляют от 19.3 до 24.3 ‰, раковин брахиопод – от 16.9 до 24.8 ‰. Средние значения  $\delta^{18}\text{O}$  известняков и брахиопод – 21.3‰ SMOW (отвечает –9.3‰ PDB) и 22.2‰ (отвечает –8.4‰ PDB) соответственно. Столь низкие значения  $\delta^{18}\text{O}$  исключают их первичную (осадочную) природу в условиях морского бассейна с нормальной соленостью (Виноградов, 2005), и поэтому в данной работе не интерпретируются. Изотопный состав углерода раковинного материала брахиопод варьируется в более широком диапазоне значений (от –0.7 до 8.7 ‰) (см. табл. 1, рис. 7), несмотря на то что согласно данным “скрининг-тестов” брахиоподы отражают более достоверные значения изотопии относительно вмещающих пород.

Согласно ранее опубликованным данным, средние значения  $\delta^{13}\text{C}$  для визейских и серпуховских брахиопод Русской платформы составляют  $2.4 \pm 0.7\text{‰}$ , а максимальные значения визейских *Martinia* Западной Европы достигают 4‰ (Mii et al., 2001). Средний изотопный состав углерода слабоизмененных мелководных карбонатов позднего серпухова Тимано-Печорского бассейна (разрезы юга поднятия Чернышева и Лыжско-Кыртаельского вала) составляет 0.6‰ (Zhuravlev et al., 2023). В изученном нами разрезе наиболее высокие значения  $\delta^{13}\text{C}$  показывают образцы раковин брахиопод, отнесенных к роду *Davidsonina*. Прямое сравнение обр. mul8b/24aB с *Davidsonina* показало, что он обогащен тяжелым изотопом углерода, по

сравнению со *Striatifera* (обр. mul8b/7aB) на 5.6‰. Это не противоречит тому, что в целом спирифериды характеризуются более тяжелым изотопным составом углерода по сравнению с продуктидами (Garbelli et al., 2014). На необычайно тяжелый изотопный состав углерода у давидсонин (*Davidsonina septosa* и *D. carbonaria*) обратили внимание еще при изучении изотопного состава брахиопод из нижнего карбона Дербишира (Англия) (Popp et al., 1986). Аномально высокие значения  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  определены в двух образцах *Davidsonina septosa* (Phill.), а у *Davidsonina carbonaria* (McCoy) из отложений позднего визе Англии установлено значение  $\delta^{13}\text{C}$  5‰ и  $\delta^{18}\text{O}$  –4.0‰ V-PDB (26.8 SMOW). При этом данные образцы показывали тусклое свечение благодаря люминесцирующим трещинам (Popp et al., 1986). Образцы достоверно установленных *D. carbonaria* (McCoy) с руч. Пайсошор (р. Мал. Уса) содержат  $\delta^{13}\text{C}$  от 5.4 до 7.3‰ V-PDB и  $\delta^{18}\text{O}$  от 22.4 до 24.4‰ SMOW, что также является довольно высоким показателем. Статистический анализ изотопного состава углерода в раковинах брахиопод показал достоверное бимодальное распределение величин  $\delta^{13}\text{C}$  со средними значениями 1.0‰ (стандартное отклонение 1.1) и 5.5‰ (стандартное отклонение 1.4) (рис. 8). Раковины с более тяжелым изотопным составом углерода, довольно хаотично распределенные по разрезу, вероятно, принадлежат роду *Davidsonina*, а раковины с более легким изотопным составом углерода – другим таксонам брахиопод. Предположительно, именно это обуславливает большую амплитуду вариаций значе-

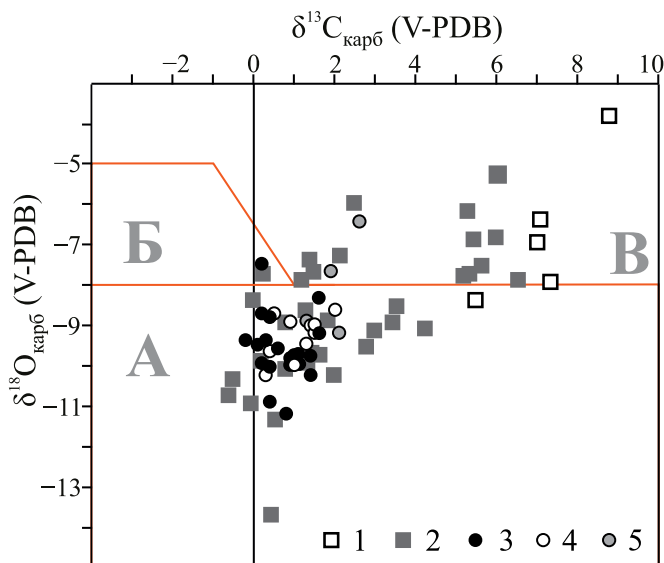


**Таблица 1.** Изотопный состав углерода и кислорода изученных образцов из разреза mu18b (руч. Пайсошор)**Table 1.** C and O isotopic composition of the study samples from the section mu18b (Paisoshor Creek)

| Образец | $\delta^{13}\text{C}$ V-PDB, ‰ | $\delta^{18}\text{O}$ V-SMOW, ‰ | Образец | Порода     | $\delta^{13}\text{C}$ V-PDB, ‰ | $\delta^{18}\text{O}$ V-SMOW, ‰ |
|---------|--------------------------------|---------------------------------|---------|------------|--------------------------------|---------------------------------|
| 1B-1    | 1.3                            | 23.4                            | 1R      | Пакстоун   | 1.9                            | 23                              |
| 1B-2    | 1.1                            | 22.9                            |         |            |                                |                                 |
| 1B-3    | 2.1                            | 23.5                            |         |            |                                |                                 |
| 2B      | 2.4                            | 24.8                            | 2R      | —”—        | 2.6                            | 24.3                            |
| 3B      | 1.7                            | 21.8                            | 3R      | —”—        | 1.3                            | 21.7                            |
| 4B      | 0.7                            | 21.8                            | 4R      | —”—        | 1.3                            | 21.7                            |
| 5B      | 0.7                            | 20.6                            | 5R      | Перекрист. | 1.6                            | 22.3                            |
| 6B      | 0.4                            | 19.3                            | 6R      | Вакстоун   | 1.3                            | 21.1                            |
| 7B      | 1.2                            | 20.8                            | 7R      | Перекрист. | 1                              | 20.9                            |
| 7aB     | 1.4                            | 23.1                            |         |            |                                |                                 |
| 8B      | 0.3                            | 16.9                            | 8R      | —”—        | 1.1                            | 21                              |
| 9B      | –0.2                           | 19.7                            | 9R      | —”—        | 0.9                            | 20.8                            |
| 10B     | 0.1                            | 20.8                            | 10R     | Пакстоун   | 2.1                            | 21.4                            |
| 11B     | 8.7                            | 27                              | 11R     | Вакстоун   | 1.4                            | 21.6                            |
| 12B     | 1.9                            | 20.4                            | 12R     | —”—        | 1.5                            | 21.4                            |
| 13B     | 5.1                            | 22.9                            | 13R     | —”—        | 2                              | 22                              |
| 14B     | 5.3                            | 23.9                            | 14R     | Перекрист. | 1.4                            | 20.3                            |
| 15B     | 2.9                            | 21.6                            | 15R     | —”—        | 1.6                            | 21.5                            |
| 16B     | 6.4                            | 22.9                            | 16R     | —”—        | 0.9                            | 20.6                            |
| 17B     | 3.4                            | 21.8                            | 17R     | —”—        | 1.4                            | 20.8                            |
| 18B     | –0.6                           | 20.4                            | 18R     | Вакстоун   | 1                              | 20.6                            |
| 19B     | 1.4                            | 21                              | 19R     | Перекрист. | 0.8                            | 19.3                            |
| 20B     | 5.6                            | 23.2                            | 20R     | —”—        | 1.1                            | 21                              |
| 21B     | 4.13                           | 21.6                            | 21R     | Вакстоун   | 0.3                            | 20.3                            |
| 22B     | 5.9                            | 23.9                            | 22R     | —”—        | 0.4                            | 20.9                            |
| 23aB    | 6.9                            | 23.9                            | 23aR    | —”—        | 0.9                            | 21.7                            |
| 23B     | 2.7                            | 21.2                            | 23R     | —”—        | 1.5                            | 21.6                            |
| 24B     | –0.7                           | 19.9                            | 24R     | —”—        | 0.5                            | 21.9                            |
| 24aB    | 7                              | 24.4                            |         |            |                                |                                 |
| 25B     | 7.3                            | 22.8                            | 25R     | Перекрист. | 0.6                            | 21                              |
| 26B     | 5.4                            | 22.3                            | 26R     | —”—        | 0.4                            | 21.8                            |
| 27B     | 5.3                            | 23                              | 27R     | —”—        | –0.2                           | 21.2                            |
| 28B     | 1.6                            | 21                              | 28R     | —”—        | 0.4                            | 20.5                            |
| 29B     | 5.2                            | 23                              | 29R     | —”—        | 0.2                            | 20.6                            |
| 30B     | 3.4                            | 22.2                            | 30R     | —”—        | 1.1                            | 20.6                            |
| 31B     | 6                              | 25.6                            | 31R     | —”—        | 0.3                            | 21.2                            |
| 32B     | 1.2                            | 22.1                            | 32R     | —”—        | 0.4                            | 19.6                            |
| 33B     | 5.2                            | 24.6                            | 33R     | —”—        | 0.1                            | 21.1                            |
| 34B     | 0.1                            | 23                              | 34R     | —”—        | 0.2                            | 23.2                            |
| 35B     | –0.1                           | 22.4                            | 35R     | —”—        | 0.2                            | 21.9                            |

Примечание. Значения даны в промилле относительно стандартов V-PDB для углерода и V-SMOW для кислорода. B – брахиоподы, R – вмещающая их порода.

Note. The values are reported in permilles relative to V-PDB for carbon and relative to V-SMOW for oxygen. B marks samples of brachiopods, and R marks samples of the host rock.



**Рис. 5.** Диаграмма соотношения изотопного состава  $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$  и  $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$  известняков ( $R^2 = 0.16$ ) и раковинного материала брахиопод ( $R^2 = 0.49$ ) из разреза сартъюской свиты на руч. Пайсошор.

1 – раковины брахиопод, достоверно отнесенные к роду *Davidsonina*; 2 – раковины прочих брахиопод (большинство неясной таксономической принадлежности в силу плохой сохранности); 3 – перекристаллизованные известняки; 4 – вакстоуны; 5 – пакстоуны. А – область вероятных вторичных изменений; Б – область вероятного влияния атмосферных вод; В – область, соответствующая первичному изотопному составу (составлено по (Lohmann, 1988; Immenhauser et al., 2003; Qie et al., 2011; Chen et al., 2016; Huck et al., 2017; Zhuravlev et al., 2020).

**Fig. 5.** Diagram of the ratio of  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  and  $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$  isotopic composition of limestones and brachiopod shell material from the section of the Sart'yu Formation at Paisoshor Creek.

1 – brachiopod shells reliably assigned to the genus *Davidsonina*, 2 – shells of other brachiopods (most of them of uncertain taxonomic affiliation due to poor preservation), 3 – recrystallized limestones, 4 – wakestones, 5 – packstones. A – area of probable secondary changes, B – area of probable influence of atmospheric waters; V – area corresponding to the primary isotope signal. Compiled from (Lohmann, 1988; Immenhauser et al., 2003; Qie et al., 2011; Chen et al., 2016; Huck et al., 2017; Zhuravlev et al., 2020).

ний  $\delta^{13}\text{C}_{\text{брах}}$  в изученной части разреза (см. рис. 7). Если учитывать “жизненный эффект” (особенности биоминерализации, обусловленные физиологическими параметрами) рода *Davidsonina*, то данные по изотопному составу углерода раковин брахиопод демонстрируют в изученном интервале разреза плавное облегчение изотопного состава на 2–3‰, что хорошо согласуется с данными по вмещающей породе. Кроме того, сходный тренд в верхнем серпухове отмечался в разрезах южной

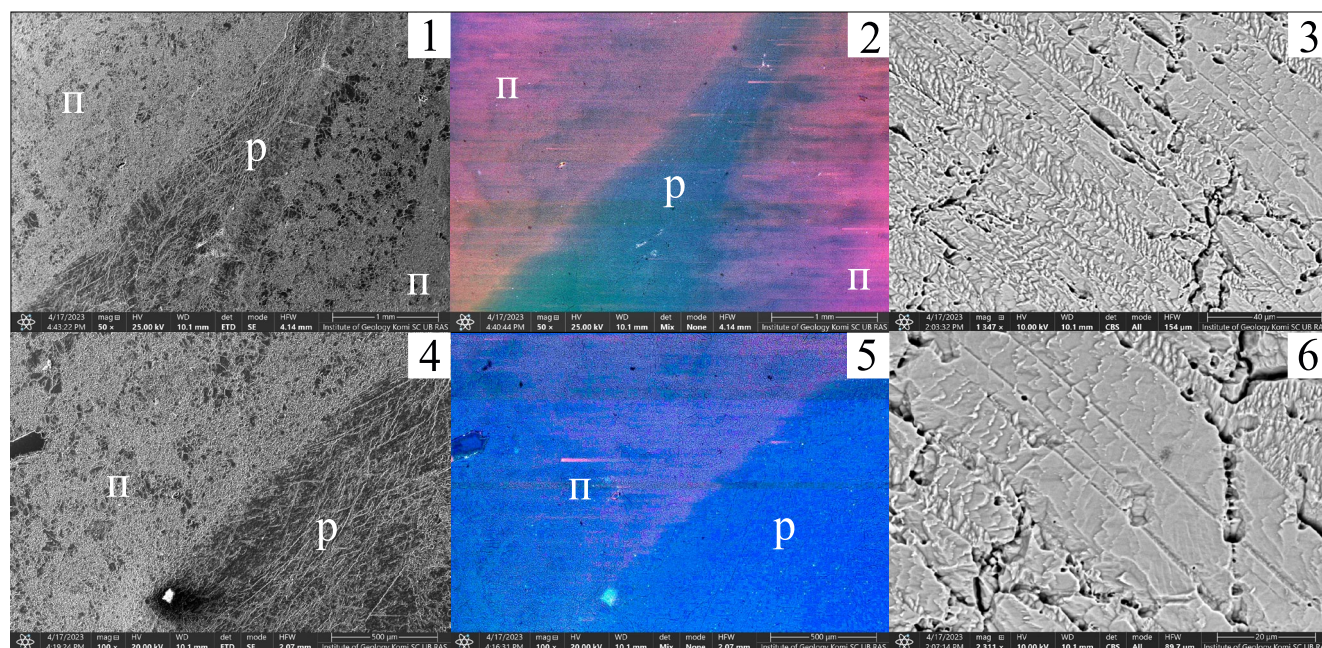
части поднятия Чернышева и Лыжско-Кыртаельского вала в отложениях, слабоизмененных вторичными процессами (Zhuravlev et al., 2023).

Таксономические различия при сравнении изотопных и элементных составов палеозойских брахиопод были выявлены ранее. Считается, что представители класса *Strophomenata* (отряд *Productida*) обычно демонстрируют более высокие концентрации Na, Mg и Sr, чем брахиоподы класса *Rhynchonellata* (отряд *Spiriferinida*) (Popp et al., 1986; Armendariz et al., 2008). Также выявлена закономерность, что значения изотопного соотношения углерода в рамках этих двух классов на одном стратиграфическом уровне имеют разницу в несколько промиллей в сторону утяжеления  $\delta^{13}\text{C}$  у ринхонеллат (Garbeli et al., 2014). Поэтому различия в значениях  $\delta^{13}\text{C}$  между этими двумя классами должны учитываться при построении кривых по изотопному составу углерода древней морской воды на основе кальцита брахиопод.

Таким образом, исходя из изложенного, можно сделать следующие выводы.

В сильнопреобразованных отложениях первичный изотопный состав углерода может частично сохраняться преимущественно в раковинном веществе брахиопод, более устойчивым ко вторичным преобразованиям благодаря структурным особенностям низкомагнезиального биогенного кальцита. Вмещающие карбонатные породы вследствие значительных вторичных преобразований (согласно результатам “скрининг-тестов”) в подавляющем большинстве попадают в области сомнительных данных (область вероятных вторичных изменений и область вероятного влияния атмосферных вод на рис. 5) и являются малопригодными для изотопной стратиграфии. Довольно хорошая стабильность значений изотопного состава углерода известняков может отражать лишь результат гомогенизации значений  $\delta^{13}\text{C}$  при существенных вторичных преобразованиях.

Несмотря на то что большинство брахиопод ввиду плохой сохранности не поддаются таксономической диагностике, более высокая обогащенность раковин *Davidsonina* тяжелым изотопом углерода, по сравнению с раковинами других брахиопод, подтверждается на материале из разреза сартъюской свиты. В верхней части разреза, где *Davidsonina* диагностированы, изотопный состав углерода раковин брахиопод демонстрирует пиковые положительные отклонения (см. рис. 7). Наблюдаемая величина предполагаемого “жизненного эффекта” (vital effect) у давидсонин достигает 4–6‰. Это может быть связано со специфическим метаболическим эффектом у данной группы брахиопод, который обусловлен аномально высоким фракционированием изотопов углерода в организме. Можно предположить, что давидсонины, в отличие от большинства современ-



**Рис. 6.** Типичные СЭМ-микрофотографии срезов молодых экземпляров *Davidsonina* sp.

Экз. № 738/9, обр. mu18b/24aB. 1, 4 – фрагмент поперечного среза раковины в микритовом матриксе; матрица слабо люминесцирует, что характерно для плохой сохранности (Mii et al., 1997), в то время как раковина брахиоподы не люминесцирует; 3, 6 – пример сохранившихся призм третичного слоя раковины в продольном разрезе; 2, 5 – тот же участок в катодолюминесценции (СЭМ-КЛ). Обозначения: п – порода, р – раковина.

**Fig. 6.** Typical SEM images of the sections of young specimen of *Davidsonina* sp.

Specimen No. 738/9, sample mu18b/24aB. 1, 4 – fragment of the transverse section of the shell in micritic matrix; 2, 5 – the same fragment in SEM-CL; the matrix is slightly luminescent, which is characteristic of poor preservation (Mii et al., 1997), while the brachiopod shell is nonluminescent; 3, 6 – details of the prismatic tertiary layer in longitudinal section. Notations: п – rock, р – shell.

ных и древних брахиопод, использовали при строительстве раковины преимущественно метаболическую углекислоту, а не углекислоту из окружающей морской воды. Не исключено, что это было связано с наличием у них микробных симбионтов, которые позволяли успешно питаться крупным организмом, вероятно, со слабо развитым лофофором (отсутствие развитых поддержек лофофора) (McConnaughey et al., 1997). Это делает раковины представителей рода *Davidsonina* непригодными для изотопной стратиграфии и реконструкции изотопного состава углерода древней морской воды.

На довольно ощутимую разницу в значениях  $\delta^{13}\text{C}$  у ископаемых брахиопод в отдельно взятом стратиграфическом интервале влияет не только их таксономическая принадлежность, но и степень сохранности раковинного материала.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты изучения изотопного состава углерода в раковинах брахиопод и вмещающих карбо-

натных породах верхней части сартъюской свиты показали лучшую сохранность изотопного состава углерода в раковинах брахиопод даже в случае существенной перекристаллизации вмещающих карбонатов. Изотопный состав кислорода как раковин брахиопод, так и вмещающих пород характеризуется крайне низкими значениями, обусловленными, скорее всего, вторичным преобразованием.

Несмотря на хорошую сохранность изотопного состава углерода в брахиоподах, в относительно небольшом стратиграфическом интервале исследованного нами разреза вариации изотопного состава углерода бикарбоната древней океанической воды не могут быть достоверно реконструированы ввиду аномально высоких значений  $\delta^{13}\text{C}$  у брахиопод рода *Davidsonina*, которые могут быть связаны со значительным “жизненным эффектом”.

Существенный “жизненный эффект” (4–6‰), характерный для представителей рода *Davidsonina*, затрудняет использование изотопных данных, полученных по раковинам этих брахиопод, для целей изотопной стратиграфии. В целях корректной изотопно-стратиграфической интерпретации ва-

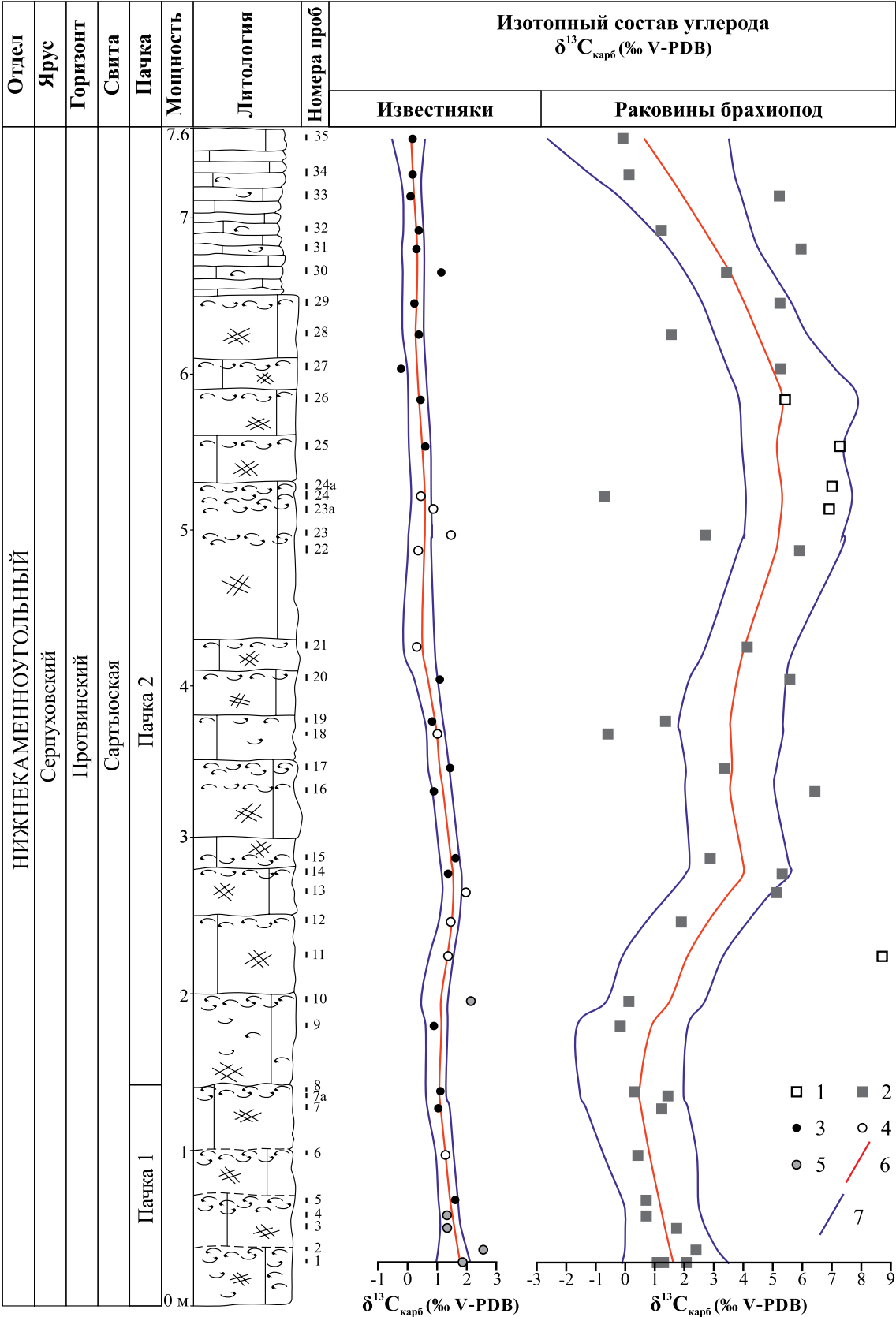


Рис. 7. Стратиграфическая колонка нижней части обнажения mi18b с распределением изотопных соотношений углерода раковинного материала брахиопод и вмещающих карбонатных пород.



1 – раковины брахиопод, достоверно отнесенных к роду *Davidsonina*; 2 – раковины прочих брахиопод (большинство неясной таксономической принадлежности); 3 – перекристаллизованные известняки; 4 – вакстоуны; 5 – пакстоуны; 6 – линия, отражающая сглаживание изотопных данных методом LOESS; 7 – 95%-й доверительный интервал для кривой. Остальные обозначения – см. рис. 2.

**Fig. 7.** Stratigraphic log of the lower part of outcrop mul8b with distribution of carbon isotopic ratios of brachiopod shell material and host carbonate rocks.

1 – brachiopod shells reliably assigned to the genus *Davidsonina*, 2 – shells of other brachiopods (most of them of uncertain taxonomic affiliation), 3 – recrystallized limestones, 4 – wakestones, 5 – packstones, 6 – isotopic data curve (LOESS smoothing), 7 – 95% confidence interval for the curve. Other notations – see Fig. 2.

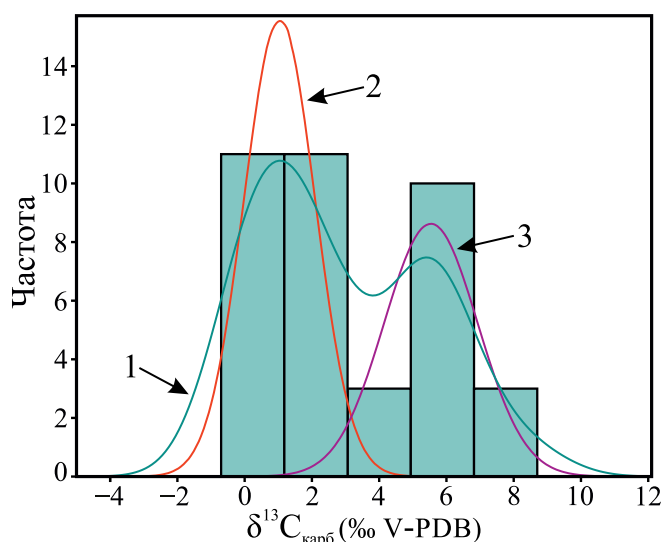
риаций изотопного состава углерода в разрезах необходимо изучение таксономически однородных выборок в рамках как минимум одного рода в совокупности со вмещающими отложениями.

### Благодарности

Авторы выражают признательность И.В. Смолевой за проведение изотопных анализов, С.Т. Неверову – за помощь во время полевых исследований, анонимным рецензентам за конструктивные замечания, позволившие улучшить работу.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Богущ О.И., Иванова Р.М., Лучинина В.А. (1990) Известковые водоросли верхнего фанерозоя и нижнего карбона Урала и Сибири. Новосибирск: Наука, сиб. отд., 160 с.
- Виноградов В.И. (2005) Отражение глобальных изменений природной среды в изотопных характеристиках осадочных пород. Биосфера–экосистема–биота в прошлом Земли: палеобиогеографические аспекты. К 100-летию со дня рождения академика В.В. Мененра. *Тр. Геол. ин-та РАН*, вып. 516, 433–466.
- Груздев Д.А. (2021) Позднедевонско-раннекаменноугольные изолированные карбонатные платформы на севере Урала и Пай-Хоя. *Вестн. геонаук*, (10), 3–15.
- Дмитриева Е.В., Ершова Г.И., Либрович В.Л., Некрасова В.И., Орешникова Е.И. (1968) Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Ч. 2. Карбонатные породы. М.: Недра, 700 с.
- Журавлев А.В. (2003) Конодонты верхнего девона – нижнего карбона северо-востока Европейской России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 85 с.
- Журавлев А.В. (2017) Оценка степени термального катагенеза палеозойских отложений севера Пай-Хойского паравтохтона по индексам окраски конодонтов. *Литосфера*, (1), 44–52.
- Иванова Е.А. (1971) Введение в изучение спириферид. *Тр. ПИН*. Т. 126. М.: Наука, 105 с.
- Иванова Е.А. (1975) Некоторые *Spiriferinidina* Подмошского бассейна. *Палеонтол. журн.*, (2), 79–88.
- Иванова Р.М., Степанова Т.И. (2021) Альгофлора и микрофация нижнего карбона Урала и прилегающих территорий. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 264 с.
- Калашников Н.В. (1963) О роде *Davidsonina* из карбона Северного Урала. *Палеонтол. журн.*, (2), 43–53.
- Калашников Н.В. (1974) Раннекаменноугольные брахиоподы Печорского Урала. Л.: Наука, 220 с.
- Полетаев В.И. (2018) Атлас определитель каменноугольных спириферид Восточной Европы. Киев: Нац. Ак. наук Украины, Ин-т геол. наук, 408 с.



**Рис. 8.** Распределение изотопного состава раковин брахиопод в изученном разрезе.

Плотность вероятности: 1 – для всех брахиопод, 2 – для *Spiriferinida*, 3 – для *Davidsonina*.

**Fig. 8.** Distribution of isotopic composition of brachiopod shells in the studied section.

Kernel density: 1 – for all brachiopods, 2 – for *Spiriferinida*, 3 – for *Davidsonina*.

- гольных спириферид Восточной Европы. Киев: Нац. Ак. наук Украины, Ин-т геол. наук, 408 с.
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). (1993) Межвед. Страт. Комитет России. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, Уралгеолком, 151 л.
- Тимонин Н.И. (1998) Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург: УрО РАН, 238 с.
- Шишкин М. А., Малых О.Н., Попов П.Е., Колесник Л.С. (2013) Государственная геологическая карта РФ м-ба 1:200 000 листа Q-41-V, VI (второе издание). М.: МФ ВСЕГЕИ, Мин-во природных ресурсов РФ, ЗАО “МИРЕКО”.
- Эрлангер О.А. (1987) Микроструктура стенки раковины спириферид рода *Davidsonina*. *Палеонтол. журн.*, (1), 124–128.
- Юдин В.В. (1994) Орогенез Севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: УИФ “Наука”, 284 с.
- Янишевский М.Э. (1926) Материалы к познанию палео-



зойской фауны Новой Земли. *Тр. Геол. и минерал. музея АН*, **5**(4), 73-116.

- Al-Assam I., Veizer J. (1982) Chemical Stabilization of Low-Mg Calcite: An Example of Brachiopods. *SEPM J. Sediment. Res.*, **52**, 1101-1109.
- Al-Husseini M., Ruebsam W. (2020) Ch. 2. Interpreting Phanerozoic  $\delta^{13}\text{C}$  patterns as periodic glacio-eustatic sequences. *Stratigraphy and Timescales 5*. Cambridge, Academic Press, 41-105. <https://doi.org/10.1016/bs.sats.2020.08.005>
- Angiolini L., Stephenson M., Leng M. J., Jadoul F., Millward D., Aldridge A., Andrews J., Chenery S., Williams G. (2011) Heterogeneity, cyclicity and diagenesis in a Mississippian brachiopod shell of palaeoequatorial Britain. *Terra Nova*, **24**(1), 16-26.
- Armendariz M., Rosales I., Quesada C. (2008) Oxygen isotope and Mg/Ca composition of Late Visean (Mississippian) brachiopod shells from SW Iberia: Palaeoclimatic and palaeogeographic implications in northern Gondwana. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **268**(1-2), 65-79.
- Barbin V. (2000) Cathodoluminescence of Carbonate Shells: Biochemical vs Diagenetic Process. *Cathodoluminescence in Geosciences*. Berlin, Heidelberg, Springer, 303-329. [https://doi.org/10.1007/978-3-662-04086-7\\_12](https://doi.org/10.1007/978-3-662-04086-7_12)
- Barbin V., Gaspard D. (1995) Cathodoluminescence of recent articulate brachiopod shells. Implications for growth stages and diagenesis evaluation. *Geobios*, (18), 39-45.
- Brand U. (1989) Biogeochemistry of Late Paleozoic North American brachiopods and secular variation of seawater composition. *Biogeochemistry*, **7**(3), 159-193.
- Brand U., Legrand-Blain M. (1993) Paleoecology and biogeochemistry of brachiopods from the Devonian – Carboniferous boundary interval of the Griotte Formation, La Serre, Montagne Noire, France. *Ann. Soc. Geol. Belg.*, (115), 497-505.
- Brand U., Jiang G., Azmy K., Bishop J., Montañez I.P. (2012) Diagenetic evaluation of a Pennsylvanian carbonate succession (Bird Spring Formation, Arrow Canyon, Nevada, U.S.A.) – I: Brachiopod and whole rock comparison. *Chem. Geol.*, **308-309**, 26-39. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.03.017>
- Brand U., Logan A., Bitner M., Griesshaber E., Azmy K., Buhl D. (2011) What is the ideal proxy of Paleozoic seawater chemistry? *Memoirs Assoc. Australas. Palaeontol.*, (41), 9-24.
- Buening N. (2001) Brachiopod Shells: Records of the Present and Keys to the Past. *Paleontol. Soc. Pap.*, **7**, 117-144. <https://doi.org/10.1017/S1089332600000930>
- Carter J., Johnson J., Gourvenec R., Hong-fei H. (1994) A revised classification of the spiriferid brachiopods. *Ann. Carnegie Museum*, **63**(4), 327-374.
- Chen J., Montañez I.P., Qi Y., Wang X., Wang Q., Lin W. (2016) Coupled sedimentary and  $\delta^{13}\text{C}$  records of late Mississippian platform-to-slope successions from South China: Insight into  $\delta^{13}\text{C}$  chemostratigraphy. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **448**, 162-178.
- Czerniakowski L., Lohmann K., Wilson J. (1984) Closed-system marine burial diagenesis: isotopic data from the Austin Chalk and its components. *Sedimentology*, **31**(6), 863-877. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1984.tb00892.x>
- Garbelli C., Angiolini L., Brand U., Jadoul F. (2014) Brachiopod fabric, classes and biogeochemistry: implications for the reconstruction and interpretation of seawater carbon-isotope curves and records. *Chem. Geol.*, **371**, 60-67.
- Grossman E.L., Mii H.S., Zhang C.L., Yancey T.E. (1996) Chemical variation in Pennsylvanian brachiopod shells Diagenetic, taxonomic, microstructural, and seasonal effects. *J. Sediment. Res.*, **66**(5) (Pt A), 1011-1022.
- Grossman E.L., Zhang C., Yancey T.E. (1991) Stable-isotope stratigraphy of brachiopods from Pennsylvanian shales in Texas. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **103**, 953-965.
- Gröcke D.R. (2020) Ch. 1. Carbon isotope stratigraphy: Principles and applications. *Stratigraphy and Timescales 5*. Cambridge, Academic Press, 1-40. <https://doi.org/10.1016/bs.sats.2020.08.002>
- Hammer Ø., Harper D.A.T., Ryan P.D. (2001) PAST: Paleontological statistics software package for education and data analysis. *Palaeontologia Electronica*, **4**(1), 9. [http://palaeo-electronica.org/2001\\_1/past/issue1\\_01.htm](http://palaeo-electronica.org/2001_1/past/issue1_01.htm)
- Harris A.G., Sweet W.C. (1989) Mechanical and chemical techniques for separating microfossils from rock. Sediment and residue matrix. *Paleotechniques* (Eds R.M. Feldmann, R.E. Chapman, J.T. Hannibal). (Paleontol. Soc. Spec. Publ., **4**, 70-86).
- Hayes J.M., Strauss H., Kaufman A.J. (1999) The abundance of  $^{13}\text{C}$  in marine organic matter and isotopic fractionation in the global biogeochemical cycle of carbon during the past 800 Ma. *Chem. Geol.*, **161**, 103-125. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00083-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00083-2)
- Huck S., Wohlwend S., Coimbra R., Christ N., Weissert H. (2017) Disentangling shallow water bulk carbonate carbon isotope archives with evidence for multi stage diagenesis: An in depth component specific petrographic and geochemical study from Oman (mid Cretaceous). *Dep. Record*, **3**(2), 233-257. <https://doi.org/10.1002/dep2.35>
- Immenhauser A., Della Porta G., Kenter J.A.M., Bahamonde J.R. (2003) An alternative model for positive shifts in shallow marine carbonate  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$ . *Sedimentology*, **50**, 953-959. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2003.00590.x>
- Jenkins T.B.H., Crane D.T., Mory A.J. (1993) Conodont biostratigraphy of the Visean Series in eastern Australia. Alcheringa. *Australas. J. Palaeontol.*, **17**(3), 211-283. <https://doi.org/10.1080/03115519308619605>
- Jones G.L. (1992) Irish Carboniferous conodonts record maturation levels and the influence of tectonism, igneous activity and mineralization. *Terra Nova*, **4**(4), 238-244.
- Jope H.M. (1965) Composition of brachiopod shell. Treatise on Invertebrate Paleontology. Pt H, Brachiopoda. Geological Society of America & University of Kansas Press. New York & Lawrence. (1), 156-164.
- Killingley J.S. (1983) Effects of diagenetic recrystallization on  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  values of deep-sea sediments. *Nature*, **301**(5901), 594-597. <https://doi.org/10.1038/301594a0>
- Lee X., Wan G. (2000) No vital effect on  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  values of fossil brachiopod shells. Middle Devonian of China. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **64**(15), 2649-2664.
- Lohmann K.C. (1988) Geochemical patterns of meteoric diagenetic systems and their application to studies of paleokarst. Paleokarst. Berlin, Springer, 58-80.
- Lowenstam H.A. (1961) Mineralogy,  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  ratios, and strontium and magnesium contents of recent and fos-

- sil brachiopods and their bearing on the history of the oceans. *J. Geol.*, **69**, 241-260.
- McConnaughey T.A., Burdett J., Whelan J.F., Paull C.K. (1997) Carbon isotopes in biological carbonates: Respiration and photosynthesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **61**(3), 611-622.
- Mii H., Grossman E. (1994) Late Pennsylvanian seasonality reflected in the  $^{18}\text{O}$  and elemental composition of a brachiopod shell. *Geology*, **22**, 661-664.
- Mii H., Grossman E.L., Yancey T.E. (1997) Stable carbon and oxygen isotope shifts in Permian seas of West Spitsbergen – global change or diagenetic artifacts. *Geology*, **25**, 227-230.
- Mii H., Grossman E.L., Yancey T.E. (1999) Carboniferous isotope stratigraphies of North America: Implications for Carboniferous paleoceanography and Mississippian glaciation. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **111**(7), 960-973. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1999\)111%3C0960:CI SONA%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1999)111%3C0960:CI SONA%3E2.3.CO;2)
- Mii H.S., Grossman E.L., Yancey T.E., Chuvashov B., Egorov A. (2001) Isotopic records of brachiopod shells from the Russian Platform evidence for the onset of mid Carboniferous glaciation. *Chem. Geol.*, **175**(1-2), 133-147.
- Pagel M., Barbin V., Blanc P., Ohnenstetter D. (2000) Cathodoluminescence in Geosciences: An Introduction. *Cathodoluminescence in Geosciences*. Berlin, Heidelberg, Springer, 1-21. [https://doi.org/10.1007/978-3-662-04086-7\\_1](https://doi.org/10.1007/978-3-662-04086-7_1)
- Popp B.N., Anderson T.F., Sandberg P.A. (1986) Brachiopods as indicators of original isotopic compositions in some Paleozoic limestones. *GSA Bull.*, **97**, 1262-1269.
- Qie W., Zhang X.H., Du Y.S., Zhang Y. (2011) Lower Carboniferous carbon isotope stratigraphy in South China: Implications for the Late Paleozoic glaciation. *Sci. China Earth Sci.*, **54**, 84-92. <https://doi.org/10.1007/s11430-010-4062-4>
- Rush P.F., Chafetz H.S. (1990) Fabric-retentive, non-luminescent brachiopods as indicators of original  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  composition: A test. *J. Sediment. Petrol.*, **60**, 968-981.
- Saltzman M.R. (2002) Carbon and oxygen isotope stratigraphy of the Lower Mississippian (Kinderhookian–lower Osagean), western United States: Implications for seawater chemistry and glaciation. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **114**, 96-108.
- Saltzman M.R., Groessens E., Zhuravlev A. (2004) Carbon cycle models based on extreme changes in  $\delta^{13}\text{C}$ : An example from the Lower Mississippian. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **213**, 359-377. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(04\)00389-X](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(04)00389-X)
- Saltzman M.R., Thomas, E. (2012) Carbon isotope stratigraphy. *Geol. Time Scale*, 207-232. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-59425-9.00011-1>
- Samtleben C., Munneke A., Bickert T., Pätzold J. (2001) Shell succession, assemblage and species dependent effects on C/O-isotopic composition of brachiopods—Examples from the Silurian of Gotland. *Chem. Geol.*, **175**, 61-107.
- Scholle P.A., Arthur M.A. (1980) Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: Potential stratigraphic and petroleum exploration tool. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **64**, 67-87.
- Tomašových A., Farkaš J. (2005) Cathodoluminescence of Late Triassic terebratulid brachiopods: implications for growth patterns. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **216**(3-4), 215-233. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2004.11.010>
- Van Geldern R., Joachimski M.M., Day J., Jansen U., Alvarez F., Yolkina E.A., Ma X.P. (2006) Carbon, oxygen and strontium isotope records of Devonian brachiopod shell calcite. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **240**(1-2), 47-67.
- Veizer J., Ala D., Azmy K., Bruckschen P., Buhl D., Bruhn F., Carden G.A.F., Diener A., Ebner S., Godderis Y., Jasper T., Korte C., Pawellek F., Podlaha O.G., Strauss H. (1999) Sr-87/Sr-86,  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  evolution of Phanerozoic seawater. *Chem. Geol.*, **161**(1-3), 59-88. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00081-9](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00081-9)
- Wefer, G., Berger W.H. (1991) Isotope paleontology: growth and composition of extant calcareous species. *Mar. Geol.*, **100**, 207-248.
- Zhuravlev A.V., Plotitsyn A.N., Gruzdev D.A., Smoleva I.V. (2020) Ch. 9. Carbon isotope stratigraphy of the Tournaisian (Lower Mississippian) successions of NE Europe. Carbon Isotope Stratigraphy. *Stratigraphy and Timescales 5*. Cambridge, Academic Press, 467-528.
- Zhuravlev A.V., Vevel Y.A., Gruzdev D.A., Erofeevsky A.V. (2023) Late Mississippian (early Serpukhovian) carbon isotope record of northern Laurussia: A proposal for the Viséan/ Serpukhovian boundary. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, **40**(1), 35-43.

## REFERENCES

- Al-Assam I., Veizer J. (1982) Chemical Stabilization of Low-Mg Calcite: An Example of Brachiopods. *SEPM J. Sediment. Res.*, **52**, 1101-1109.
- Al-Husseini M., Ruebsam W. (2020) Ch. 2. Interpreting Phanerozoic  $\delta^{13}\text{C}$  patterns as periodic glacio-eustatic sequences. *Stratigraphy and Timescales 5*. Cambridge, Academic Press, 41-105. <https://doi.org/10.1016/bs.sats.2020.08.005>
- Angiolini L., Stephenson M., Leng M. J., Jadoul F., Millward D., Aldridge A., Andrews J., Chenery S., Williams G. (2011) Heterogeneity, cyclicity and diagenesis in a Mississippian brachiopod shell of palaeoequatorial Britain. *Terra Nova*, **24**(1), 16-26.
- Armendariz M., Rosales I., Quesada C. (2008) Oxygen isotope and Mg/Ca composition of Late Viséan (Mississippian) brachiopod shells from SW Iberia: Palaeoclimatic and palaeogeographic implications in northern Gondwana. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **268**(1-2), 65-79.
- Barbin V. (2000) Cathodoluminescence of Carbonate Shells: Biochemical vs Diagenetic Process. *Cathodoluminescence in Geosciences*. Berlin, Heidelberg, Springer, 303-329. [https://doi.org/10.1007/978-3-662-04086-7\\_12](https://doi.org/10.1007/978-3-662-04086-7_12)
- Barbin V., Gaspard D. (1995) Cathodoluminescence of recent articulate brachiopod shells. Implications for growth stages and diagenesis evaluation. *Geobios*, (18), 39-45.
- Bogush O.I., Ivanova R.M., Luchinina V.A. (1990) Calcareous algae of the Upper Famennian and Lower Carboniferous of the Urals and Siberia. Novosibirsk, Nauka Publ., sib. otd., 160 p. (In Russ.)
- Brand U. (1989) Biogeochemistry of Late Paleozoic North American brachiopods and secular variation of seawater composition. *Biogeochemistry*, **7**(3), 159-193.
- Brand U., Legrand-Blain M. (1993) Paleocology and biogeochemistry of brachiopods from the Devonian – Car-

- boniferous boundary interval of the Griotte Formation, La Serre, Montagne Noire, France. *Ann. Soc. Geol. Belg.*, (115), 497-505.
- Brand U., Jiang G., Azmy K., Bishop J., Montañez I.P. (2012) Diagenetic evaluation of a Pennsylvanian carbonate succession (Bird Spring Formation, Arrow Canyon, Nevada, U.S.A. 1. Brachiopod and whole rock comparison. *Chem. Geol.*, **308-309**, 26-39. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.03.017>.
- Brand U., Logan A., Bitner M., Griesshaber E., Azmy K., Buhl D. (2011) What is the ideal proxy of Paleozoic seawater chemistry? *Memoirs Assoc. Australas. Palaeontol.*, (41), 9-24.
- Buening N. (2001) Brachiopod Shells: Recorders of the Present and Keys to the Past. *Paleontol. Soc. Pap.*, **7**, 117-144. <https://doi.org/10.1017/S1089332600000930>
- Carter J., Johnson J., Gourvenec R., Hong-fei H. (1994) A revised classification of the spiriferid brachiopods. *Annals of the Carnegie Museum*, **63**(4), 327-374.
- Chen J., Montañez I.P., Qi Y., Wang X., Wang Q., Lin W. (2016) Coupled sedimentary and  $\delta^{13}\text{C}$  records of late Mississippian platform-to-slope successions from South China: Insight into  $\delta^{13}\text{C}$  chemostratigraphy. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **448**, 162-178.
- Czerniakowski L., Lohmann K., Wilson J. (1984) Closed-system marine burial diagenesis: isotopic data from the Austin Chalk and its components. *Sedimentology*, **31**(6), 863-877. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1984.tb00892.x>
- Dmitrieva E.V., Ershova G.I., Librovich V.L., Nekrasova V.I., Oreshnikova E.I. (1968) Atlas of textures and structures of sedimentary rocks. Pt 2. Carbonate rocks. Moscow, Nedra Publ., 700 p. (In Russ.)
- Erlanger O.A. (1987) Microstructure of the shell wall of spiriferids of the genus *Davidsonina*. *Paleontol. J.*, (1), 124-128. (In Russ.)
- Garbelli C., Angiolini L., Brand U., Jadoul F. (2014) Brachiopod fabric, classes and biogeochemistry: implications for the reconstruction and interpretation of seawater carbon-isotope curves and records. *Chem. Geol.*, **371**, 60-67.
- Grossman E.L., Zhang C., Yancey T.E. (1991) Stable-isotope stratigraphy of brachiopods from Pennsylvanian shales in Texas. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **103**, 953-965.
- Grossman E.L., Mii H.S., Zhang C.L., Yancey T.E. (1996) Chemical variation in Pennsylvanian brachiopod shells Diagenetic, taxonomic, microstructural, and seasonal effects. *J. Sediment. Res.*, **66**(5) (Pt A), 1011-1022.
- Gröcke D.R. (2020) Ch. 1. Carbon isotope stratigraphy: Principles and applications. *Stratigraphy and Timescales 5*. Cambridge, Academic Press, 1-40. <https://doi.org/10.1016/bs.sats.2020.08.002>
- Gruzdev D.A. (2021) Late Devonian-Early Carboniferous isolated carbonate platforms of the North of the Urals and Pay-Khoy. *Vestnik Geonauk*, **10**, 3-15. (In Russ.)
- Hammer Ø., Harper D.A.T., Ryan P.D. (2001) PAST: Paleontological statistics software package for education and data analysis. *Palaeontologia Electronica*, **4**(1), 9. [http://palaeo-electronica.org/2001\\_1/past/issue1\\_01.htm](http://palaeo-electronica.org/2001_1/past/issue1_01.htm)
- Harris A.G., Sweet, W.C. (1989) Mechanical and chemical techniques for separating microfossils from rock. Sediment and residue matrix. *Paleotechniques* (Eds R.M. Feldmann, R.E. Chapman, J.T. Hannibal). (Paleontol. Soc. Spec. Publ., **4**, 70-86).
- Hayes J.M., Strauss H., Kaufman A.J. (1999) The abundance of  $^{13}\text{C}$  in marine organic matter and isotopic fractionation in the global biogeochemical cycle of carbon during the past 800 Ma. *Chem. Geol.*, **161**, 103-125. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00083-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00083-2)
- Huck S., Wohllwend S., Coimbra R., Christ N., Weissert H. (2017) Disentangling shallow water bulk carbonate carbon isotope archives with evidence for multi stage diagenesis: An in depth component specific petrographic and geochemical study from Oman (mid Cretaceous). *Depos. Record*, **3**(2), 233-257. <https://doi.org/10.1002/dep2.35>
- Immenhauser A., Della Porta G., Kenter J.A.M., Bahamonde J.R. (2003) An alternative model for positive shifts in shallow marine carbonate  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$ . *Sedimentology*, **50**, 953-959. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2003.00590.x>
- Ivanova E.A. (1971) Introduction to the study of spiriferidae. *Trudy PIN*, **13**, 105. Moscow, Nauka Publ. (In Russ.)
- Ivanova R.M., Stepanova T.I. (2021) Algaeflora and microfacies of the Lower Carboniferous of the Urals and adjacent territories. Ekaterinburg, RIO UrO RAN Publ., 264 p. (In Russ.)
- Jenkins T.B.H., Crane D.T., Mory A.J. (1993) Conodont biostratigraphy of the Viséan Series in eastern Australia. Alcheringa. *Australas. J. Palaeontol.*, **17**(3), 211-283. <https://doi.org/10.1080/03115519308619605>
- Jones G.L. (1992) Irish Carboniferous conodonts record maturation levels and the influence of tectonism, igneous activity and mineralization. *Terra Nova*, **4**(4), 238-244.
- Jope H.M. (1965) Composition of brachiopod shell. *Treatise on Invertebrate Paleontology. Pt H, Brachiopoda*. Geological Society of America & University of Kansas Press. N. Y. & Lawrence. V. 1, 156-164.
- Kalashnikov N.V. (1974) Early Carboniferous brachiopods of the Pechora Urals. Leningrad, Nauka Publ., 220 p. (In Russ.)
- Kalashnikov N.V. (1963) On the genus *Davidsonina* from the Carboniferous of the Northern Urals. *Paleontol. J.*, (2), 43-53. (In Russ.)
- Killingley J.S. (1983) Effects of diagenetic recrystallization on  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  values of deep-sea sediments. *Nature*, **301**(5901), 594-597.
- Lee X., Wan G. (2000) No vital effect on  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  values of fossil brachiopod shells. Middle Devonian of China. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **64**(15), 2649-2664.
- Lohmann K.C. (1988) Geochemical patterns of meteoric diagenetic systems and their application to studies of paleokarst. Paleokarst. Berlin, Springer, 58-80.
- Lowenstam H.A. (1961) Mineralogy,  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  ratios, and strontium and magnesium contents of recent and fossil brachiopods and their bearing on the history of the oceans. *J. Geol.*, **69**, 241-260.
- McConnaughey T.A., Burdett J., Whelan J.F., Paull C.K. (1997) Carbon isotopes in biological carbonates: Respiration and photosynthesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **61**(3), 611-622.
- Mii H., Grossman E. (1994) Late Pennsylvanian seasonality reflected in the  $^{18}\text{O}$  and elemental composition of a brachiopod shell. *Geology*, **22**, 661-664.
- Mii H., Grossman E.L., Yancey T.E. (1997) Stable carbon and oxygen isotope shifts in Permian seas of West Spitsbergen – global change or diagenetic artifacts. *Geology*, **25**, 227-230.

- Mii H., Grossman E.L., Yancey T.E. (1999) Carboniferous isotope stratigraphies of North America: Implications for Carboniferous paleoceanography and Mississippian glaciation. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **111**(7), 960-973. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1999\)111%3C0960:CI SONA%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1999)111%3C0960:CI SONA%3E2.3.CO;2)
- Mii H.S., Grossman E.L., Yancey T.E., Chuvashov B., Egorov A. (2001) Isotopic records of brachiopod shells from the Russian Platform evidence for the onset of mid Carboniferous glaciation. *Chem. Geol.*, **175**(1-2), 133-147.
- Pagel M., Barbin V., Blanc P., Ohnenstetter D. (2000) Cathodoluminescence in Geosciences: An Introduction. *Cathodoluminescence in Geosciences*. Berlin, Heidelberg, Springer, 1-21. [https://doi.org/10.1007/978-3-662-04086-7\\_1](https://doi.org/10.1007/978-3-662-04086-7_1)
- Poletaev V.I. (2018) Atlas of Carboniferous spiriferids of Eastern Europe. Kiev, National Academy of Sciences of Ukraine, Institute of Geological Sciences, 408 p. (In Russ.)
- Popp B.N., Anderson T.F., Sandberg P.A. (1986) Brachiopods as indicators of original isotopic compositions in some Paleozoic limestones. *GSA. Bull.*, **97**, 1262-1269.
- Qie W., Zhang X.H., Du Y.S., Zhang Y. (2011) Lower Carboniferous carbon isotope stratigraphy in South China: Implications for the Late Paleozoic glaciation. *Science China Earth Sciences*, **54**, 84-92. <https://doi.org/10.1007/s11430-010-4062-4>
- Rush P.F., Chafetz H.S. (1990) Fabric-retentive, non-luminescent brachiopods as indicators of original  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  composition: A test. *J. Sediment. Petrol.*, **60**, 968-981.
- Saltzman M.R. (2002) Carbon and oxygen isotope stratigraphy of the Lower Mississippian (Kinderhookian-lower Osagean), western United States: Implications for seawater chemistry and glaciation. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **114**, 96-108.
- Saltzman M.R., Groessens E., Zhuravlev A. (2004) Carbon cycle models based on extreme changes in  $\delta^{13}\text{C}$ : An example from the Lower Mississippian. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **213**, 359-377. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(04\)00389-X](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(04)00389-X)
- Saltzman M.R., Thomas E. (2012) Carbon isotope stratigraphy. *The Geologic Time Scale*, 207-232. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-59425-9.00011-1>
- Samtleben C., Munnecke A., Bickert T., Pätzold J. (2001) Shell succession, assemblage and species dependent effects on C/O-isotopic composition of brachiopods – Examples from the Silurian of Gotland. *Chem. Geol.*, **175**, 61-107.
- Scholle P.A., Arthur M.A. (1980) Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: Potential stratigraphic and petroleum exploration tool. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **64**, 67-87.
- Shishkin M.A., Malykh O.N., Popov P.E., Kolesnik L.S. (2013) State geological map of the Russian Federation at a scale of 1:200 000 sheet Q-41-V, VI (second edition). Moscow, MF VSEGEI, Ministry of Natural Resources of the Russian Federation, Mireko. (In Russ.)
- Stratigraphic schemes of the Urals (Precambrian, Palaeozoic). (1993) Mezhd. Strat. Committee of Russia. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, Uralgeolcom, 151 sh. (In Russ.)
- Timonin N.I. (1998) Pechora plate: history of geological development in the Phanerozoic. Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 238 p. (In Russ.)
- Tomašových A., Farkaš J. (2005) Cathodoluminescence of Late Triassic terebratulid brachiopods: implications for growth patterns. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **216**(3-4), 215-233. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2004.11.010>
- Van Geldern R., Joachimski M.M., Day J., Jansen U., Alvarez F., Yolkin E.A., Ma X.P. (2006) Carbon, oxygen and strontium isotope records of Devonian brachiopod shell calcite. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **240**(1-2), 47-67.
- Veizer J., Ala D., Azmy K., Bruckschen P., Buhl D., Bruhn F., Carden G.A.F., Diener A., Ebner S., Godderis Y., Jasper T., Korte C., Pawellek F., Podlaha O.G., Strauss H. (1999) Sr-87/Sr-86, delta C-13 and delta O-18 evolution of Phanerozoic seawater. *Chem. Geol.*, **161**(1-3), 59-88. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00081-9](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00081-9)
- Vinogradov V.I. (2005) Advantages and limitations of the isotopic methods in reconstructing sedimentational environments. *Biosphere-ecosystem-biota in the history of the Earth. Paleobiogeographic aspects. To the Centenary of Academician V.V. Menner. (Trudy Geol. Instituta, (516), 433-466)*. (In Russ.)
- Wefer G., Berger W.H. (1991) Isotope paleontology: growth and composition of extant calcareous species. *Mar. Geol.*, **100**, 207-248.
- Yanishevskii M.E. (1926) Materials to the knowledge of the Palaeozoic fauna of Novaya Zemlya. *Trudy Geol. i Mineral. Muzeya Akademii Nauk*, **5**(4), 73-116. (In Russ.)
- Yudin V.V. (1994) Orogeny of the North of the Urals and Pai-Khoy. Ekaterinburg, UIF "Nauka", 284 p. (In Russ.)
- Zhuravlev A.V. (2003) Conodonts of the Upper Devonian-Lower Carboniferous of north-eastern European Russia. Saint-Petersburg, VSEGEI Publ., 85 p. (In Russ.)
- Zhuravlev A.V. (2017) Estimation of Palaeozoic sediments thermal maturity of Northern Pay-Khoy parautochthone on the basis of conodont colour alteration indexes. *Lithosphere (Russia)*, (1), 44-52. (In Russ.)
- Zhuravlev A.V., Plotitsyn A.N., Gruzdev D.A., Smoleva I.V. (2020) Ch. 9. Carbon isotope stratigraphy of the Tournaisian (Lower Mississippian) successions of NE Europe. Carbon Isotope Stratigraphy. *Stratigraphy and Timescales 5*. Cambridge, Academic Press, 467-528.
- Zhuravlev A.V., Vevel Y.A., Gruzdev D.A., Erofeevsky A.V. (2023) Late Mississippian (early Serpukhovian) carbon isotope record of northern Laurussia: A proposal for the Viséan. Serpukhovian boundary. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, **40**(1), 35-43.

УДК 551.733.13

DOI: 10.24930/2500-302X-2025-25-3-419-437

## Состав, строение, условия образования верхнекатийских отложений шежимского фациального комплекса (р. Илыч, Северный Урал)

Л. А. Шмелёва

Институт геологии им. академика Н.П. Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, 167982, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54,  
e-mail: lyubov.shmeleva@inbox.ru

Поступила в редакцию 07.05.2024 г., принята к печати 01.11.2024 г.

**Объект исследования.** Разрез верхнекатийских отложений шежимского фациального комплекса на р. Б. Косью (правый приток р. Илыч, Северный Урал) суммарной мощностью 42.3 м. Фактический материал представлен образцами горных пород (более 60 шт.), шлифами (60), пришлифовками (10 шт.). **Цель.** Восстановление условий осадконакопления верхнекатийских отложений шежимского фациального комплекса. **Методы.** Для расчленения разреза использовались стандартные литологический и палеонтологический методы изучения разреза. Отбор образцов осуществлялся не более чем через 1 м. Шлифы изучены классическим оптическо-микроскопическим методом. **Результаты.** Верхнекатийские отложения характеризуются многочисленными остатками конодонтовой и раковинной фауны, в том числе содержат зональный вид брахиопод *Proconchidium cf. muensteri* (St. Joseph), и имеют неоднородный литологический состав. В основании залегает пачка биокластовых водорослево-криноидных известняков, которые вверх по разрезу с тектоническим контактом сменяются известняковыми разнотекстурными песчаниками и известняковыми глыбовыми брекчиями. Выше они перекрываются типичными для этого возрастного интервала и широко распространенными в пределах Тимано-Североуральского региона слоистыми биокластовыми и комковатыми известняками с многочисленной фауной. **Выводы.** По стратиграфическому положению и фаунистической характеристике верхнекатийские отложения достоверно коррелируют со стратотипом яптикшорской свиты Приполярного Урала. Установленный на основании изучения множества разрезов Северного, Приполярного, Полярного Урала, гряды Чернышова характер трансформации внешней окраины Печорской плиты от окаймленной платформы в средней катии к открытой платформе и рампе в поздней катии (яптикшорское время) прослеживается и в разрезе на р. Б. Косью. Отложения характеризуют смену условий осадконакопления с отмельных на более глубоководные, что соответствует трансгрессивному этапу развития осадочного бассейна. Разрез на р. Б. Косью отличается от стратотипа яптикшорской свиты значительным присутствием обломочных разностей известняков, которые, вероятнее всего, были образованы в результате проявления тектонической активности Печорской плиты. Этот факт отражает региональные особенности североуральской окраины карбонатной платформы, обусловленные ее блоковым строением и различной интенсивностью тектонических процессов.

**Ключевые слова:** Северный Урал, верхний ордовик, катийский ярус, яптикшорская свита

**Источник финансирования**

Работа проводилась в рамках темы НИИР ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (№ 122040600013-9)

## Composition, structure, formation environment of the Yaptikshor deposits of the Shezhim facies complex (Upper Katian, Ilych River, Northern Urals)

Lyubov A. Shmeleva

N.P. Yushkin Institute of Geology, FRC Komi SC UB RAS, 54 Pervomayskaya st., Syktyvkar 167982, Russia,  
e-mail: lyubov.shmeleva@inbox.ru

Received 07.05.2024, accepted 01.11.2024

**Research subject.** The section of the Upper Katian deposits of the Shezhim facies complex, exposed on the Bol'shaya Kos'yu River (a right tributary of the Ilych River, Northern Urals), exhibits a total thickness of 42.3 metres. The factual material is represented by a collection of more than 60 rock samples, 100 thin sections, and 10 slabs. **Aim.** Reconstruction of the sedimentation conditions of the Upper Katian deposits of the Shezhim facies complex. **Methods.** Standard lithological and paleontological methods of studying the section were used to dissect the section. Sampling was carried out af-

**Для цитирования:** Шмелёва Л.А. (2025) Состав, строение, условия образования верхнекатийских отложений шежимского фациального комплекса (р. Илыч, Северный Урал). *Литосфера*, 25(3), 419–437. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-3-419-437>. EDN: DLUSIW

**For citation:** Shmeleva L.A. (2025) Composition, structure, formation environment of the Yaptikshor deposits of the Shezhim facies complex (Upper Katian, Ilych River, Northern Urals). *Lithosphere (Russia)*, 25(3), 419–437. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-3-419-437>. EDN: DLUSIW

© Л.А. Шмелёва, 2025



ter no more than 1 m. The sections were studied by the classical optical microscopic method. *Results.* The Upper Katian deposits are characterized by numerous remnants of conodont and shell fauna, including the zonal brachiopod species *Proconchidium* cf. *muensteri* (St. Joseph), exhibiting a highly heterogeneous lithological composition. At the base, there lies a pack of bioclastic algal-crinoid limestones, which are replaced with tectonic contact by limestone mixed-grained sandstones and limestone block breccias upward the section. Above, they overlap with layered bioclastic limestones with numerous fauna typical of this age range and widespread within the Timan-North Ural region. *Conclusions.* According to the stratigraphic position and faunal characteristics, the Upper Katian deposits are reliably correlated with the stratotype of the Yaptikshor formation of the Subpolar Urals. Established on the basis of studying a variety of sections of the Northern, Subpolar, Polar Urals, and Chernyshev Ridge, the transformation of the outer margin of the Pechora Plate from rimmed platform in the Middle Katian to an open platform and to a ramp in the Late Katian (Yaptikshor Time) can also be traced in the section on the Bol'shaya Kos'yu River. The deposits characterize the shift of sedimentation conditions from shallow to deeper ones, which corresponds to the transgressive stage of the sedimentary basin development. The section on the Kosyu River differs from the stratotype of the Yaptikshor Formation by the significant presence of lithoclastic limestone differences, which were most likely formed as a result of the manifestation of tectonic activity of the Pechora Plate. This fact reflects the regional features of the North Ural margin of the carbonate platform, due to its block structure and different intensity of tectonic processes.

**Keywords:** Northern Urals, Upper Ordovician, Katian stage, Yaptikshor Formation

#### Funding information

The investigations were conducted in accordance with the Scientific Research Work of the Institute of Geology of the Federal Scientific Center of the Komi Science Center (No. 122040600013-9)

#### Acknowledgements

The author would like to express his sincerest gratitude to A.I. Antoshkina and the anonymous reviewers for their invaluable contributions to the preparation of this article for publication. Their consultations, constructive comments, and insightful recommendations were instrumental in enhancing the quality of the final manuscript.

## ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время верхнеордовикские отложения в пределах Тимано-Североуральского региона наиболее полно изучены на Приполярном Урале, где на основе детального изучения литологии и палеонтологии создана надежная стратиграфическая основа для их расчленения и корреляции. Район Северного Урала в этом отношении оставался слабо изученным, поскольку по сравнению с полными разрезами р. Кожым, разрезы верхнего ордовика рек Илыч и Унья имеют меньшее площадное распространение и чаще всего выведены на дневную поверхность по тектоническим нарушениям. В то же время еще В.А. Варсанофьевой в 1953 г. было отмечено, что на Северном Урале ордовик наиболее полно представлен в бассейне р. Илыч, а его разрезы могут считаться опорными для этого района (Производительные..., 1953). Кроме того, ею также было установлено, что с запада на восток состав пород и характеризующей их фауны меняются для отложений одного и того же стратиграфического интервала, в связи с чем были выделены западный мелководный (шежимский) и восточный глубоководный (шантымский) фациальные

комплексы (Производительные..., 1953). Помимо В.А. Варсанофьевой изучением данных разрезов в различные годы также занимались Н.Н. Иорданский (1928), А.И. Першина (1962), А.Г. Кондиайн (1967), О.А. Кондиайн (1960), В.В. Юдин (1983, 1994), А.И. Антошкина (1994, 2003, 2015 и др.), Б.Я. Дембовский и З.П. Дембовская (1992), чьи работы в значительной мере способствовали разработке схемы их стратиграфического расчленения (Стратиграфические..., 1993).

Разрезы верхнего катия на территории Северного Урала впервые были установлены и отнесены к яптикшорской свите А.И. Антошкиной с соавторами в бассейне р. Илыч в шантымском фациальном комплексе на руч. Закола (Антошкина и др., 1989). Ее стратотип расположен в бассейне р. Кожым, вблизи руч. Джагал-Яптик-Шор. Стратиграфически данная свита соответствует кыринскому горизонту верхнего ордовика (Стратиграфические..., 1993). В дальнейшем разновозрастные яптикшорские отложения были описаны и в шежимском фациальном комплексе на р. Б. Косью, где они с эрозионной границей перекрывают риф Б. Косью (Антошкина, 1994). Верхняя граница свиты здесь проводилась по надвигу (Юдин, 1983), по кото-

рому, как считалось ранее, она приведена в контакт со среднеордовикской карбонатно-глинистой большекосянской свитой. В настоящее время в разрезе р. Б. Косью выше яптикшорских отложений установлен хирнантский ярус (Шмелёва, Толмачёва, 2016; Антошкина, Шмелёва, 2018), нижняя граница которого проводится по первому появлению в разрезе слоя мелкообломочных известняковых брекчий с нижней эрозионной поверхностью и исчезновению зонального вида брахиопод *Proconchidium cf. muensteri* (St. Joseph).

Считается, что яптикшорская свита, широко развитая в пределах Тимано-Североуральского региона (Антошкина и др., 1989; Антошкина, 1994; Безносова и др., 2011; Шмелёва, 2015, 2018), имеет выдержанный литологический состав и содержит многочисленные остатки раковинной и колоннальной фауны, в том числе зональный вид брахиопод *Proconchidium cf. muensteri* (St. Joseph) и *Holorhynchus giganteus* Kiaer, благодаря чему хорошо распознается в удаленных разрезах и прослеживается на значительные расстояния. В результате проведенных автором в 2014, 2015 и 2022 гг. детальных полевых и лабораторных исследований было установлено, что разрез этих отложений на р. Б. Косью наряду с типичной фаунистической характеристикой существенно отличается литологически. В статье впервые приводятся новые данные по их геологическому строению, типизации, составу и условиям образования, что является актуальным, поскольку этот разрез выступает важным звеном для палеогеографической реконструкции окраины карбонатной платформы типа рампа как единственный полный разрез верхнекарийских отложений шежимского фациального комплекса.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

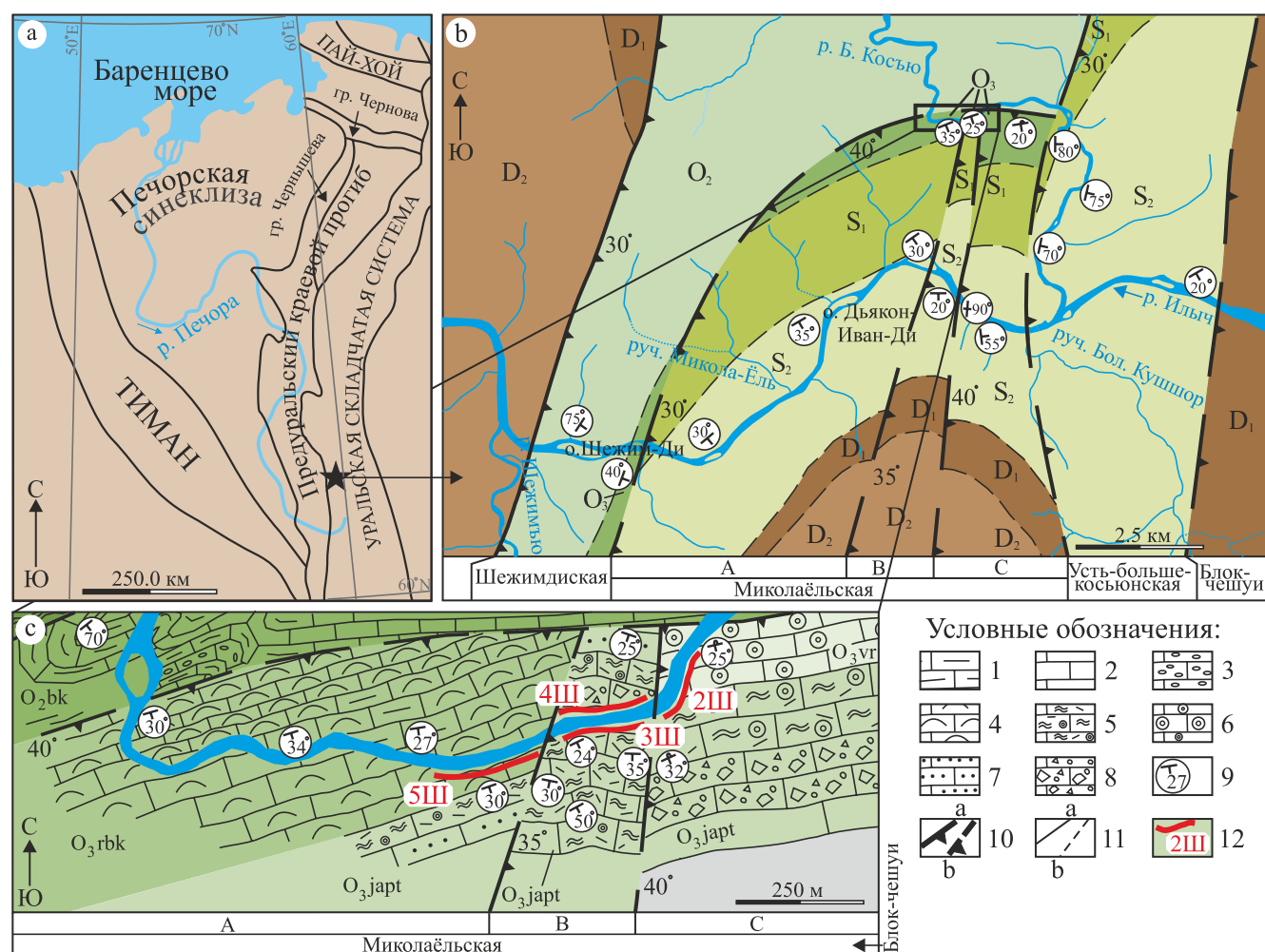
Объектом исследования послужил разрез верхнекарийских отложений на р. Б. Косью (правый приток р. Илыч, Северный Урал), суммарной мощностью 43 м. Фактический материал представлен образцами горных пород (более 60 шт.), шлифами (60) и пришлифовками (10 шт.). Отбор образцов осуществлялся не более чем через 1 м. Кроме собственных материалов задействованы полевые материалы А.И. Антошкиной 1974 г. и фондовый отчет Б.Я. Дембовского и З.П. Дембовской (1992). Определения различных групп фоссилий выполнялись в разные годы следующими специалистами-палеонтологами: Н.А. Боринцевой (табулятоморфные кораллы), В.С. Цыганко (ругозы), Т.М. Безносовой (брахиоподы), С.В. Мельниковым, В.А. Наседкиной, Т.Ю. Толмачёвой (конодонты). При выделении литотипов в работе использована классификация И.В. Хворовой (1958). Как известно, среди существующих схем классификаций карбонатных пород наибольшим распространением пользуются

схемы М.С. Швецова (1948), Г.И. Теодоровича (1958), И.В. Хворовой (1958), Р.Л. Фолка (Folk, 1959) и Р.Дж. Данхэма (Dunham, 1962). Последняя в зарубежной литературе в итоге получила самое широкое распространение, так как была нацелена на применение в нефтяной геологии для определения коллекторских свойств карбонатов. Однако в ней не используются никакие динамические параметры, а выделенные пять основных типов отражают главным образом взаимоотношения таких компонентов, как “зерна” и “ил”, из которых последний отличается широким диапазоном градаций. Кроме того, данная схема не может охватить всего разнообразия карбонатных пород. Вследствие этого разными исследователями она дополнялась такими терминами, как биоцементстоун, шеллстоун и др. Подобные дополнения практически не были приняты научной общественностью, так как они не только усложняли устоявшуюся схему, но и не вполне в нее вписывались. Последние исследования, касающиеся классификации Р.Дж. Данхэма (Lokier, Al Junaibi, 2016), выявили также тот факт, что разные геологи один и тот же тип пород понимают по-разному. Поэтому эта классификационная схема хотя и теоретически основана на объективных данных, но также страдает от субъективности исследователей.

Используя в качестве основы структурно-генетическую классификацию И.В. Хворовой (1958), мы детализировали ее применительно к своему материалу. В качестве главного критерия использовался вещественный состав пород. Другими ключевыми критериями служили структурные, текстурные и генетические признаки. Такой принцип классификаций карбонатных пород, разрабатываемых отечественными геологами, несомненно, является более правильным. Только исходя из вещественного состава, структурных и текстурных особенностей с учетом комплекса генетических данных, можно переходить к выводам в интерпретации генезиса карбонатных пород. Типы карбонатных платформ приводятся согласно (James, Jones, 2015).

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Разрез расположен в пределах Верхнепечорско-го поперечного опускания Западной структурной зоны Северного Урала, где верхнекарийские отложения участвуют в строении западного крыла и центриклинали Косью-Уньинской синклинали и на дневную поверхность выходят в ее северной части в бассейне р. Илыч (рис. 1). В.В. Юдиным было прослежено ее ненарушенное западное крыло, переходящее в северное центриклинальное замыкание, которое, по его представлениям, сложено среднеордовикскими и силурийскими отложениями, падающими к юго-востоку (1983). Последующие исследования позволили установить их состав



**Рис. 1.** Геологическое строение района исследований.

а – местонахождение изученного разреза на территории Тимано-Североуралья; б – геологическая карта северной части Верхнепечорского поперечного опускания (Юдин, 1983; Шмелёва, Пономаренко, 2023); в – фрагмент геологической карты района р. Б. Косью. 1 – известково-алевритисто-глинистые сланцы; 2 – известняки; 2 – пелитоморфные, 3 – пелитоморфные с гравием жильного кварца и метаморфических пород, 4 – биогермные, 5 – биокластовые криноидно-водорослевые, 6 – биокластовые криноидные, 7 – известняковые песчаники, 8 – известняковые глыбовые брекчии; 9 – элементы залегания; 10, 11 – контакты: 10 – тектонические установленные (а) и предполагаемые (б), 11 – стратиграфические согласные установленные (а) и предполагаемые (б); 12 – обнажения и их номера.  $O_2bk$  – большекосьюнская свита;  $O_3rbk$  – риф Большая Косью;  $O_3japt$  – яптикшорская свита;  $O_3vr$  – верхнеручейная свита.

**Fig. 1.** Geological structure of the research area.

а – location of the studied section on the territory of the Timan-North Ural region; б – geological map of the northern part of the Vekhnaya Pechora transverse subsidence (Yudin, 1983; Shmeleva, Ponomarenko, 2023); в – fragment of the geological map of the Bol'shaya Kos'yu river. 1 – limestone-silty-clay; 2–8 – limestones: 2 – pelitomorphic, 3 – pelitomorphic with gravel of vein quartz and metamorphic rocks, 4 – biohermic, 5 – bioclastic algal-crinoid, 6 – bioclastic crinoid, 7 – limestone sandstones, 8 – block breccias; 9 – elements of occurrence; 10, 11 – contacts: 10 – tectonic established (a) and assumed (b), 11 – stratigraphic consonants established (a) and assumed (b); 12 – outcrops and their numbers.  $O_2bk$  – bolshekos'yu formation;  $O_3rbk$  – reef Bol'shaya Kos'yu;  $O_3japt$  – yaptikshor formation;  $O_3vr$  – verhnneruchej formation.

и строение, детализировать стратиграфию, а также реконструировать условия образования (Шмелёва, Толмачёва, 2016; Антошкина и др., 2017; Пономаренко, Никулова, 2020; Шмелёва, 2020; Пономаренко, 2020, 2021, 2022 и др.). В целом это дало возможность уточнить геологическое строение се-

верной центриклинали Косью-Уньинской синклинали и выявить, что она имеет чешуйчато-надвиговое строение. С запада на восток здесь было выделено три крупных блок-чешуи: Шежимдская, Миколаёвская и Усть-Большекосьюнская, ограниченные тектоническими разломами с плоско-



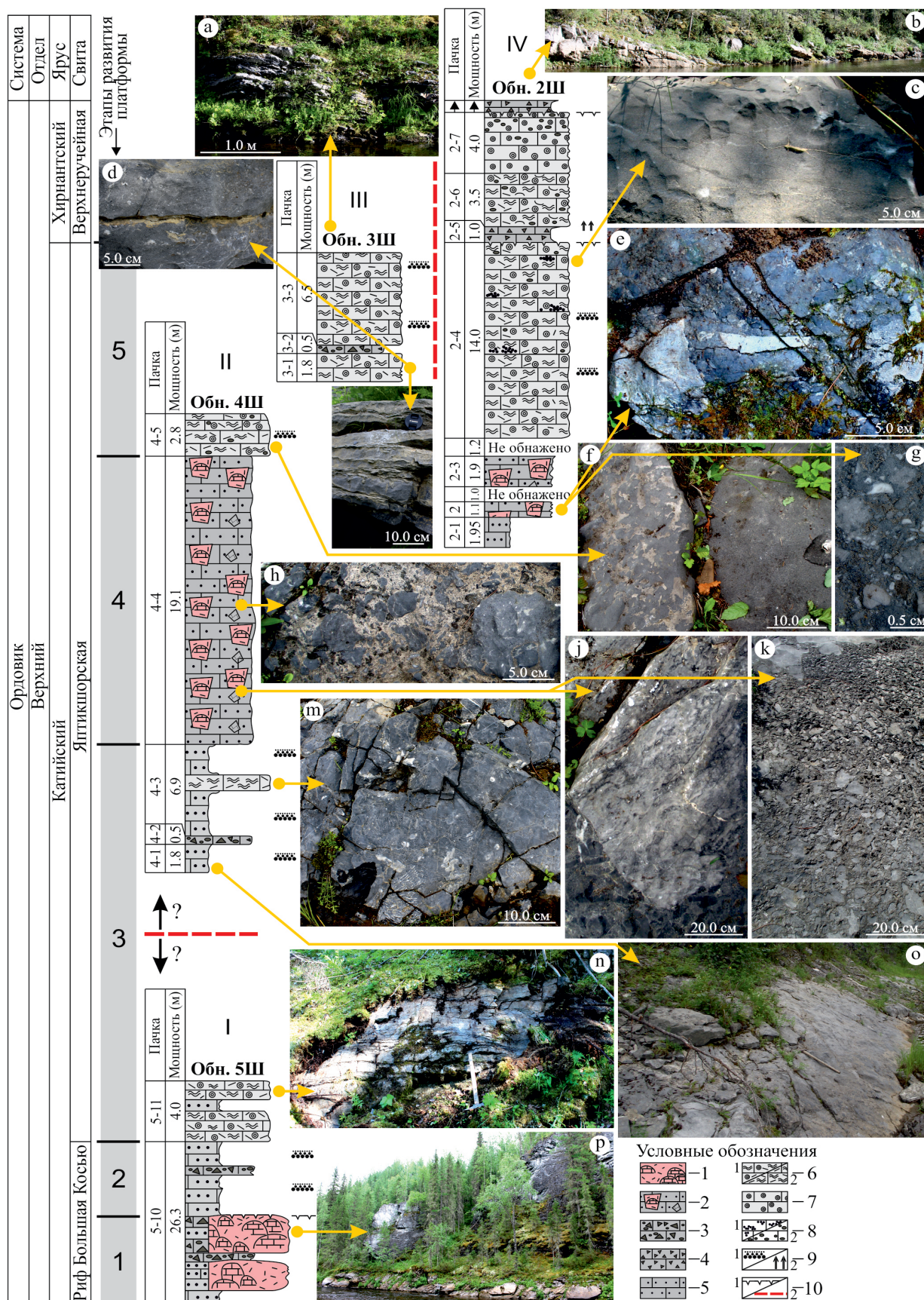


Рис. 2. Характеристика строения и состава яптикшорской свиты:

I–IV – изученные разрезы; а – общий вид обн. 3Ш; b – общий вид обн. 2Ш; c, d – светло-серые крупнобиокластовые водорослево-криноидные массивные известняки (c – массивные, d – плитчатые); e, g – фрагменты строения известняковых глыбовых брекчий; f – средне-крупнобиокластовые известняки (слева) и известняковые разномеристые песчаники (справа); h, j, k – известняковые глыбовые брекчий; m – темно-серые средне-крупнобиокластовые водорослево-криноидные известняки с обилием фауны табулят, ругоз, криноидей; n – общий вид обн. 5Ш, пачка 11; o – общий вид обн. 4Ш; p – общий вид обн. 5Ш, рифовые известняки. 1 – известняки биогермные; 2 – известняковые глыбовые брекчий; 3 – известняковые грубообломочные конглобрекчий; 4 – известняковые мелкообломочные брекчий; 5 – известняковые средне-крупнозернистые песчаники; 6.1 – известняки биокластовые водорослево-криноидные; 6.2 – известняки биокластовые водорослевые; 7 – известняки биокластовые криноидные; 8.1 – участки пелитоморфного и сгусткового известняка с цианобактериями; 8.2 – окатанные обломки известняков; 9.1 – градационная слоистость обломочного материала; 9.2 – постепенный переход одних типов известняков в другие; 10.1 – эрозионная поверхность; 10.2 – тектоническое нарушение.

**Fig. 2.** Characteristics of the structure and composition of the Yaptikshor formation:

I, II, III, IV – studied sections; a – general view of the outcrop 3Ш; b – general view of the outcrop 2Ш; c, d – light gray coarse-bioclastic algal-crinoid massive limestones (c – massive, d – lamellar); e, g – fragments of the structure of limestone block breccias; f – medium-coarse-bioclastic limestones (left) and limestone mixed-grained sandstones (right); h, j, k – limestone blocks breccias; m – dark gray medium-large bioclastic algal-crinoid limestones with an abundance of tabulate, rugose, crinoid fauna; n – general view of the outcrop 5Ш, pack 11; o – general view of the outcrop 4Ш; p – general view of the outcrop 5Ш, reef limestones. Symbols: 1 – biohermic limestones; 2 – limestone block breccias; 3 – limestone coarse-grained conglobreccias; 4 – limestone fine-grained breccias; 5 – limestone medium-coarse-grained sandstones; 6.1 – bioclastic algal-crinoid limestones; 6.2 – bioclastic algae limestones; 7 – bioclastic crinoid limestones; 8.1 – areas of pelitomorphic and clump limestone with cyanobacteria; 8.2 – rolled limestone fragments; 9.1 – gradation layering of the detrital material; 9.2 – gradual transition of some types of limestone into others; 10.1 – erosive surface; 10.2 – tectonic disturbance.

стью падения, наклоненной к востоку-юго-востоку под углами 30–40° (Шмелёва, Пономаренко, 2023).

Верхнекатийские отложения вскрыты на р. Б. Косью в пределах Николаёвской блок-чешуи, состоящей из ряда более мелких чешуй (А, В и С), границы между которыми тектонические (см. рис. 1b, c).

В районе реки р. Б. Косью в блок-чешуе А вскрывается среднекатийский риф Большая Косью (рис. 2p) и согласно залегающая на нем верхнекатийская яптикшорская свита. Блок-чешуя В представляет собой узкую полосу, также сложенную здесь верхнекатийской яптикшорской свитой с падением пород на юг под углами 20–25°. В блок-чешуе С вскрываются верхнекатийские и хирнантские отложения в опрокинутом залегании – падение пород на юго-юго-восток (в сторону более древних) под углами 20–32°.

## СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Исследуемые верхнекатийские яптикшорские отложения согласно залегают на рифовом массиве Большая Косью. Нижняя граница проводится по подошве серых плитчатых биокластовых водорослево-криноидных известняков с многочисленными остатками раковинной фауны, в том числе зонального вида брахиопод *Proconchidium* cf. *tuensteri* (St. Joseph) (см. рис. 2, пачка 5-11), которые залегают на подстилающих среднекатийских известняковых песчаниках рифа Большая Косью с вадозным цементом типа dogtooth (Flügel, 2010) (см. рис. 2, пачка 5-10), фиксирующими снижение уровня моря и прекращение развития рифа (Шмелёва, 2020). Верхняя граница свиты эрозионная, проводится по первому появлению в разрезе слоя мел-

кообломочных известняковых брекчий верхнеручейной свиты хирнантского яруса (см. рис. 2, пачка 2-5) (Шмелёва, Толмачёва, 2016).

Для свиты общей видимой мощностью 43 м характерен неоднородный литологический состав. В ее основании залегает небольшая пачка биокластовых водорослево-криноидных известняков (см. рис. 2, пачка 5-11, мощность 4 м), которые вверх по разрезу с тектоническим контактом сменяются известняковыми разномеристыми песчаниками (см. рис. 2, пачки 4-1, 4-2, 4-3, мощность 9.2 м) и далее известняковыми глыбовыми брекчий (см. рис. 2, пачка 4-4, 2-1, 2-2, 2-3, мощность 19.1 м). Из крупных обломков биогермных известняков были собраны табуляты, ругозы, строматопороидеи, сфинктозойные губки, гидроиды и водоросли, все виды которых были описаны ранее при изучении рифового массива (Шмелёва, 2020). Глыбовые брекчий перекрываются типичными для этого возрастного интервала и широко распространенными в пределах Тимано-Североуральского региона слоистыми биокластовыми и комковатыми известняками с многочисленными остатками криноидей, водорослей и брахиопод (см. рис. 2, пачки 4-5, 3-1, 3-2, 3-3, 2-4, мощность 14.0 м). Из биокластовых известняков и матрикса известняковых глыбовых брекчий выделены конодонты, охватывающие интервал конодонтовой зоны *Amorphognathus ordovicicus* (Шмелёва, Толмачёва, 2016). Стратиграфически она отвечает либо интервалу от середины катия до середины хирнанта (Bergström, Leslie, 2009; Kaljo et al., 2012; и др.) либо от середины катия до кровли хирнанта (Gradstein et al., 2004, 2012; Batten Hender, Dix, 2008; Состояние..., 2008; Мавринская, Якупов, 2016).



Таким образом, присутствие в известняках многочисленных конодонтов и остатков зонального вида брахиопод *Proconchidium* cf. *muensteri* (St. Joseph) позволяет достоверно коррелировать их со стратотипом яптикшорской свиты Приполярного Урала (Опорные..., 1987; Антошкина, 2015), стратиграфически соответствующей кыринскому горизонту верхнего ордовика (Стратиграфические..., 1993).

## ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗА

Разрезы верхнекарийских отложений шежимского фациального комплекса на р. Б. Косью вскрыты в верхней части обн. 5Ш (на склоне в лесу – блок-чешуя А), обн. 4Ш и 3Ш (блок-чешуя В), а также в верхней части обн. 2Ш (блок-чешуя С) (см. рис. 1с). Выходы разделены взбросо-сдвигающими с плоскостью падения, наклоненной к востоку-востоку под углами 35–40°.

В обн. 5Ш к данной свите относится пачка мощностью 4 м, вскрытая в нижнем (по течению) конце обнажения в самой верхней части склона. Здесь наблюдаются известняки серые плитчатые биокластовые водорослево-криноидные (см. рис. 2н), сильно перекристаллизованные с небольшими редкими прослоями (2.5–10.0 см) средне-крупнозернистых известняковых песчаников с градиционной слоистостью и примесью органогенного материала (фрагменты криноидей, зеленых водорослей; 0.1–0.5 мм; 15%) и известняковых конглобрекций с биокластовым криноидным матриксом. В биокластовых известняках встречается обилие криноидей, табулят, ругоз, брахиопод, остракод, гастропод, а также окатанные обломки пелитоморфных известняков и небольшие участки, сложенные темно-серым пелитоморфным и сгустковым известняком.

Обн. 4Ш расположено в 100 м ниже по течению реки от обн. 5Ш на противоположном берегу (см. рис. 1с), где крупные плиты известняков полого спускаются в реку (см. рис. 2о). Снизу вверх по разрезу здесь выделены следующие пачки (см. рис. 2).

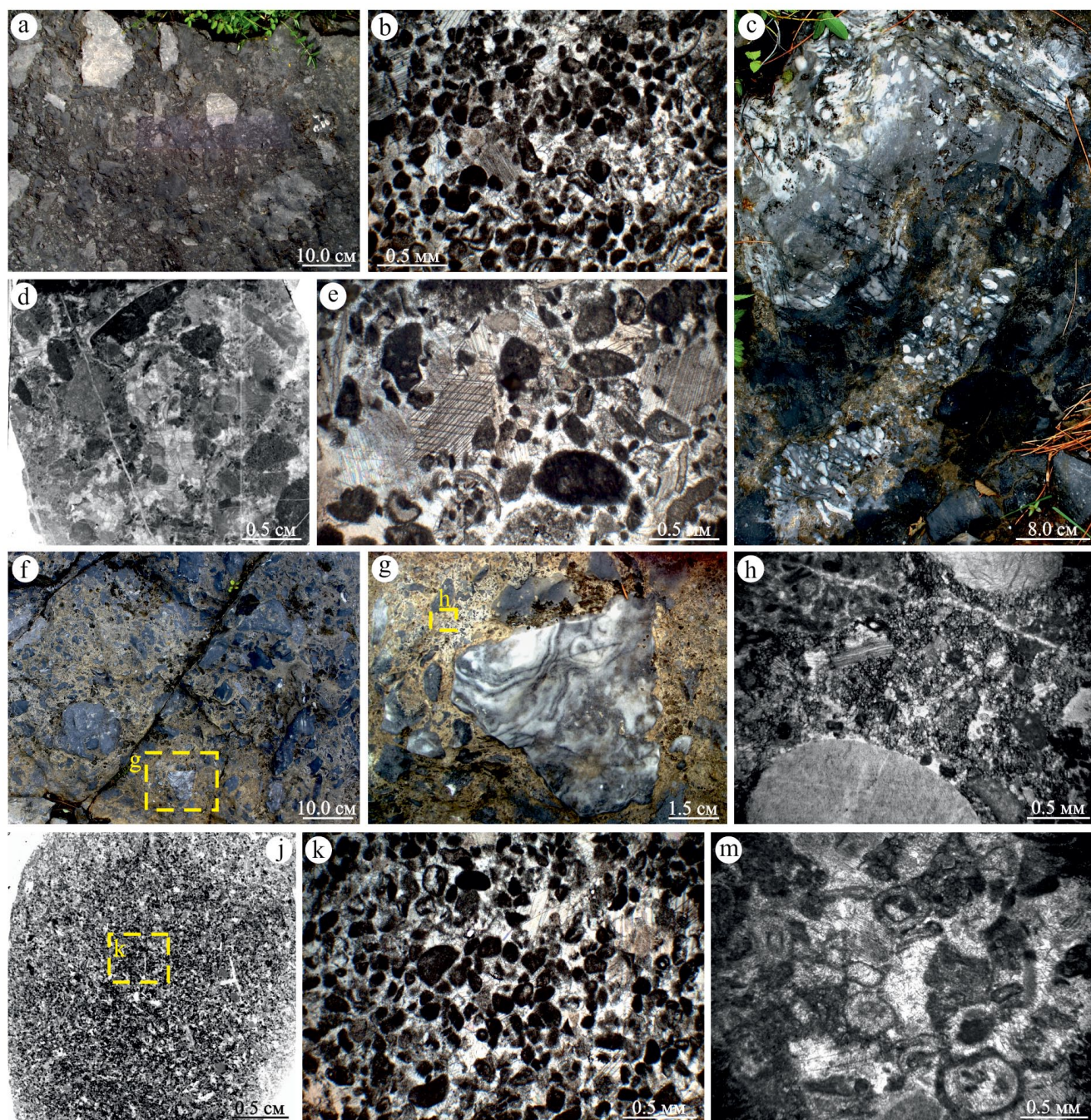
1. Серые среднеплитчатые (5–20 см) средне-крупнозернистые известняковые песчаники с крупными обломками колоний табулят (3–10 см), одиночными ругозами, сфинктозойными губками *Corymbospongia* sp. (0.5–1.0 см). Песчаники сложены окатанными обломками (0.03–0.3 мм; около 60%) темно-серых пелитоморфных и серых биокластовых известняков и органогенным материалом (до 15%): фрагменты криноидей (0.1–0.5 мм), зеленых водорослей (0.1–0.4 мм), мелкий раковинный детрит. Иногда отмечается градиционная слоистость обломочного материала. Цемент мелко-среднекристаллический спаритовый (25%). В верхней части пачки в интервале 1.3–1.8 м наблюдаются увеличение размеров песчаной составляющей

(до 0.8–1.0 мм) и небольшие прослои биокластового материала. Видимая мощность 1.8 м.

2. Известняковые грубообломочные конглобрекции с биокластовым матриксом (рис. 3ф, г, h). Обломки пород слагают до 60% от объема породы, они не сортированы, неравномерно распределены в породе, имеют разный состав и размер. Окатанность хорошая у более мелких обломков, плохая – у крупных. Обломки представлены следующими типами известняков: 1) серыми и темно-серыми преимущественно угловатыми и плохо окатанными биокластовыми водорослевыми, водорослево-криноидными и криноидными (от 1.5–3.0 до 15.0–25.0 см); 2) темно-серыми окатанными пелитоморфными (0.1–1.0 см); 3) серыми окатанными микрокомковатыми (1.0–3.0 см). Матрикс в одних случаях представлен крупно- и грубобиокластовым известняком (около 20%), участками интенсивно доломитизированным, в других – известняковым песчаником. Биокластовые фрагменты в нем представлены члениками криноидей (0.5–3.0 мм), фрагментами колоний табулят, гелиолитоидей и ругоз (0.2–1.0 мм), зеленых и красных водорослей (до 5.0 мм), цианобактерий, неидентифицируемых кальцимикробов, единичных фрагментов панцирей трилобитов, мшанок и раковин брахиопод (0.3–2.0 мм). Доломитизированные участки матрикса, выделяющиеся светлым рыжеватым цветом на выветрелой поверхности (возможно, из-за оксида железа), сложены мельчайшими кристаллами доломита размером от 0.01 до 0.10 мм. Известняковые песчаники в составе матрикса состоят из окатанных обломков пелитоморфных известняков (0.3–1.0 мм), а также окатанных фрагментов криноидей (0.1–0.2 мм). Цемент базально-поровый (до 10%), образован тонкокристаллическим (0.01–0.03) кальцитом, заполняющим поровое пространство в матриксе. Видимая мощность 0.5 м.

3. Серые известняковые плитчатые (20–30 см) песчаники (см. рис. 3ж, к). Состоят из округлых, овальных и неправильных окатанных обломков известняков темно-серых пелитоморфных и серых мелкобиокластовых. Обломки слагают до 50–70% объема породы. Величина обломков различная, встречаются как среднезернистые разности, где преобладают обломки размером 0.2–0.5 мм, так и крупнозернистые (0.3–1.0 мм). Кроме обломков известняков в песчаниках наблюдается значительное количество (до 30%) хорошо окатанного биокластового материала – криноидного (0.1–0.5 мм), брахиоподового (0.1–0.4), водорослевого (0.3–2.0 мм), причем в более крупнозернистых разностях песчаников его больше. В крупнозернистых разностях песчаников присутствуют обломки колоний табулят (до 10 см), одиночных ругоз, сфинктозойных губок (~1.0 см) и редкие прослои известняков биокластовых водорослевых мощностью до 20 см (см. рис. 2м). Как в песчаниках, так и в биокластовых





**Рис. 3.** Характерные типы пород.

a–e – известняковые глыбовые брексии (a – общий вид, b, d, e – матрикс (b – известняковые песчаники, d – мелкообломочные конглобрексии, e – известняковые песчаники с биокластовым материалом); c – обломки биогермных строматопоровых известняков с ругозами); f–h – известняковые грубообломочные конглобрексии (f – общий вид, g – крупный неокатанный обломок биогермного известняка, h – матрикс, представленный биокластовым доломитизированным известняком); j, k – известняковые песчаники; m – известняки биокластовые водорослево-криноидные.

**Fig. 3.** Characteristic rock types.

a–e – limestone block breccias (a – general appearance, b, d, e – matrix (b – limestone sandstones, d – fine-grained conglobrecias, e – limestone sandstones with bioclastic material); c – fragments of biohermic stromatoporous limestones with rugoses); f–h – limestone coarse-grained conglobrecias (f – general appearance, g – large uncoated fragment of biogermic limestone, h – matrix represented by bioclastic dolomitized limestone); j, k – limestone sandstones; m – bioclastic algal-crinoid limestones.



известняках отмечаются участки с прямой градиционной слоистостью обломочного материала. Цемент образован мелко-, средне- и крупнокристаллическим кальцитом (0.1–2.0 мм). В среднезернистых разностях, где песчинки соприкасаются, количество его обычно невелико, в крупнозернистых – цемент в некоторых участках базальный (до 20–25%). Терригенная примесь отсутствует. Видимая мощность 6.9 м.

4. Известняковая глыбовая брекчия (см. рис. 2h, j, k; рис. 3a–e). Порода серого до темно-серого цвета, структура грубообломочная, текстура пятнистая. Характерны плохая сортировка и неокатанность обломочного лито- и биоматериала. Литокласты слагают 55–80% объема породы и представлены тремя типами известняков: 1) неокатанные обломки и глыбы (от 10–20 см до 1.5–2.0 м) светло-серых биогермных известняков, сложенных разнообразными группами каркасообразующих организмов (по составу выделяются обломки преимущественно строматопоровых известняков с ругозами, водорослевых, цианобактериально-губковых, гидроидных известняков и их переходные разности); 2) обломки (0.5–0.8 см) серых биокластовых известняков, сложенных преимущественно фрагментами криноидей (0.5–3.0 мм), реже отмечаются фрагменты мшанок, ругоз, зеленых водорослей, цианобактерий и окатанные обломки песчаной размерности темно-серых пелитоморфных известняков; 3) слабоокатанные обломки темно-серых пелитоморфных известняков с крупным биокластовым материалом (2–6 см). Матрикс от серого до темно-серого цвета, по составу представлен известняковыми песчаниками с остатками члеников криноидей, цистоидей, табулят, ругоз, зеленых и красных водорослей, сфинктозойных губок, брахиопод и цианобактерий. Цемент базально-поровый спаритовый (около 10–15%). Видимая мощность 19.1 м.

5. Известняки серые среднеплитчатые (5–20 см) средне-крупнобиокластовые (см. рис. 2f; рис. 3m) с крупными обломками колоний табулят (3–10 см), одиночными ругозами, губками *Corymbospongia* sp. (0.5–1.0 см), крупными гастроподами (до 10 см). Породы сложены преимущественно члениками криноидей (до 3.0 мм; до 60%) и фрагментами зеленых водорослей (около 1.0 мм; 15–20%). Реже встречаются скопления цианобактерий (10–15%), фрагменты брахиопод и трилобитов (1–2 см; 10%). В незначительном количестве отмечаются окатанные обломки пелитоморфных известняков (0.15–0.5 мм; 3–10%, редко до 15%), слои с градиционной слоистостью, а также участки (0.5–1.5 см; 10%), сложенные темно-серым пелитоморфным и сгустковым известняком. В них часто наблюдаются пятна доломитизации. Цемент базально-поровый спаритовый мелкокристаллический (10–15%). Видимая мощность 2.8 м.

Видимая мощность вскрытого разреза 31.1 м.

Далее разрез наращивается в правом борту реки в **обн. 3Ш** (расположено напротив обн. 4Ш), где после не обнаженного интервала, приходящегося на русло реки и соответствующего примерно 3 м по мощности, вскрыты серые биолитокластовые известняки (см. рис. 2a). Снизу вверх по разрезу здесь выделены три пачки (см. рис. 2).

1. Серые плитчатые (3–6 см) биокластовые известняки, сложенные преимущественно члениками криноидей (до 3.0 мм; до 60%) и фрагментами зеленых водорослей (около 1.0 мм; 15–20%) (см. рис. 2d). Отмечаются скопления фрагментов брахиопод и другой неопределимой раковинной фауны (1–2 см; 10%). Иногда встречаются окатанные обломки (от 1 до 2–3 см) мелкокристаллических серых известняков. Цемент базально-поровый мелкокристаллический спаритовый. Видимая мощность 1.8 м.

2. Серые известняковые грубообломочные конглобрекции с фрагментами колоний табулят (до 10 см) и единичными одиночными ругозами (1–3 см). Конглобрекции сложены тремя типами обломков известняков (60%): 1) серых биокластовых полуокатанных и угловатых (от 1.5–3.0 до 15.0–25.0 см); 2) темно-серых микрокомковатых окатанных (0.3–2.0 см); 3) темно-серых пелитоморфных окатанных (0.1–1.0 см). Матриksom служит известняк биокластовый водорослево-криноидный. Цемент базально-поровый спаритовый. Видимая мощность 0.5 м.

3. Светло-серые плитчатые (20–30 см) крупнобиокластовые водорослево-криноидные известняки, сложенные преимущественно члениками криноидей (до 3.0 мм; до 60%) и фрагментами зеленых водорослей (0.3–2.0 мм; 15–20%). Реже встречаются скопления небольших колоний цианобактерий *Renalcis* sp. (10–15%), фрагменты брахиопод и трилобитов (1–2 см; 10%). Реже отмечаются слабоокатанные обломки (от 1 до 2–3 см) мелкокристаллических серых известняков и слои с градиционной слоистостью. Цемент базально-поровый мелкокристаллический спаритовый. Видимая мощность 6.5 м.

Видимая мощность вскрытого разреза 8.8 м.

Самые верхние слои толщи вскрыты в **обн. 2Ш**, расположенном в правом борту р. Б. Косью примерно в 10 м ниже по течению реки от обн. 3Ш, где река делает резкий правый поворот (см. рис. 2b). Снизу вверх по разрезу здесь выделены следующие пачки (см. рис. 2).

1. Темно-серые плитчатые (20–30 см) известняковые песчаники с обломками колоний табулят (до 10 см), одиночными ругозами и сфинктозойными губками. Песчаники состоят из микритизированных обломков темно-серого пелитоморфного известняка, слагающих до 50–70% объема породы. Цемент спаритовый мелкокристаллический. В кровле пачки отмечается единичный слой мощ-

ностью 20 см серых биокластовых водорослево-криноидных известняков с массивной, реже неяснослоистой текстурой, часто перекристаллизованных. Биокластовый материал окатанный, представлен преимущественно члениками криноидей (0.5–3.0 мм; до 60%) и фрагментами зеленых водорослей (0.4–1.0 мм; 15–20%). Встречаются скопления небольших колоний цианобактерий *Renalcis* sp., обломки раковин брахиопод, фрагменты мшанок, губок, а также неравномерно распределенные обломки серых биокластовых известняков (0.15–1.5 мм; ~5%). Цемент базально-поровый спаритовый (15%). Видимая мощность 1.95 м.

2. Известняковая глыбовая брекчия (см. рис. 2е, г). Обломки представлены тремя видами: неокатанными светло-серыми биогермными известняками (от 10–20 см до 1.5–2.0 м), сложенными разными группами каркасообразующих организмов – табулятами, ругозами, сфинктозойными губками, строматопороидеями; слабоокатанными обломками (0.5–0.8 см) серых биокластовых известняков, сложенных преимущественно фрагментами криноидей (0.5–3.0 мм), также отмечаются фрагменты мшанок, ругоз, зеленых водорослей, цианобактерий *Renalcis* sp.; слабоокатанными обломками темно-серых известняков (2–6 см), сложенных агрегатом мелких кристаллов кальцита и окатанными обломками темно-серых пелитоморфных известняков размером 0.1–0.2 мм. Матрикс образован известняковыми песчаниками с обилием и разнообразием как крупного, так мелкого биокластового материала, представленного члениками криноидей, остатками табулят, зеленых водорослей, сфинктозойных губок и цианобактерий. Цемент базально-поровый спаритовый. Видимая мощность 1.1 м.

Не обнажено 1.0 м.

3. Известняковая глыбовая брекчия (аналог пачки 2). Видимая мощность 1.9 м.

Не обнажено 1.2 м.

4. Светло-серые крупнобиокластовые водорослево-криноидные доломитизированные массивные известняки, сложенные преимущественно члениками криноидей (до 3.0 мм; до 60%) и фрагментами зеленых водорослей (около 1.0 мм; 15–20%) (см. рис. 2с). Реже встречаются скопления небольших колоний цианобактерий *Renalcis* sp. (10–15%), фрагменты брахиопод и трилобитов (1–2 см; 10%). Иногда отмечаются слабоокатанные обломки (от 1 до 2–3 см) мелкокристаллических серых известняков и слои с градиционной слоистостью. Цемент базально-поровый мелкокристаллический спаритовый. Верхняя граница пачки эрозионная с карманами до 5 см в глубину. Видимая мощность 14.0 м.

Видимая мощность вскрытого разреза 21.15 м.

Таким образом, основание свиты мощностью 4 м вскрыто в обн. 5Ш (блок-чешуя А). Далее с тектоническим нарушением разрез наращивается в обн. 4Ш и через необнаженный интервал –

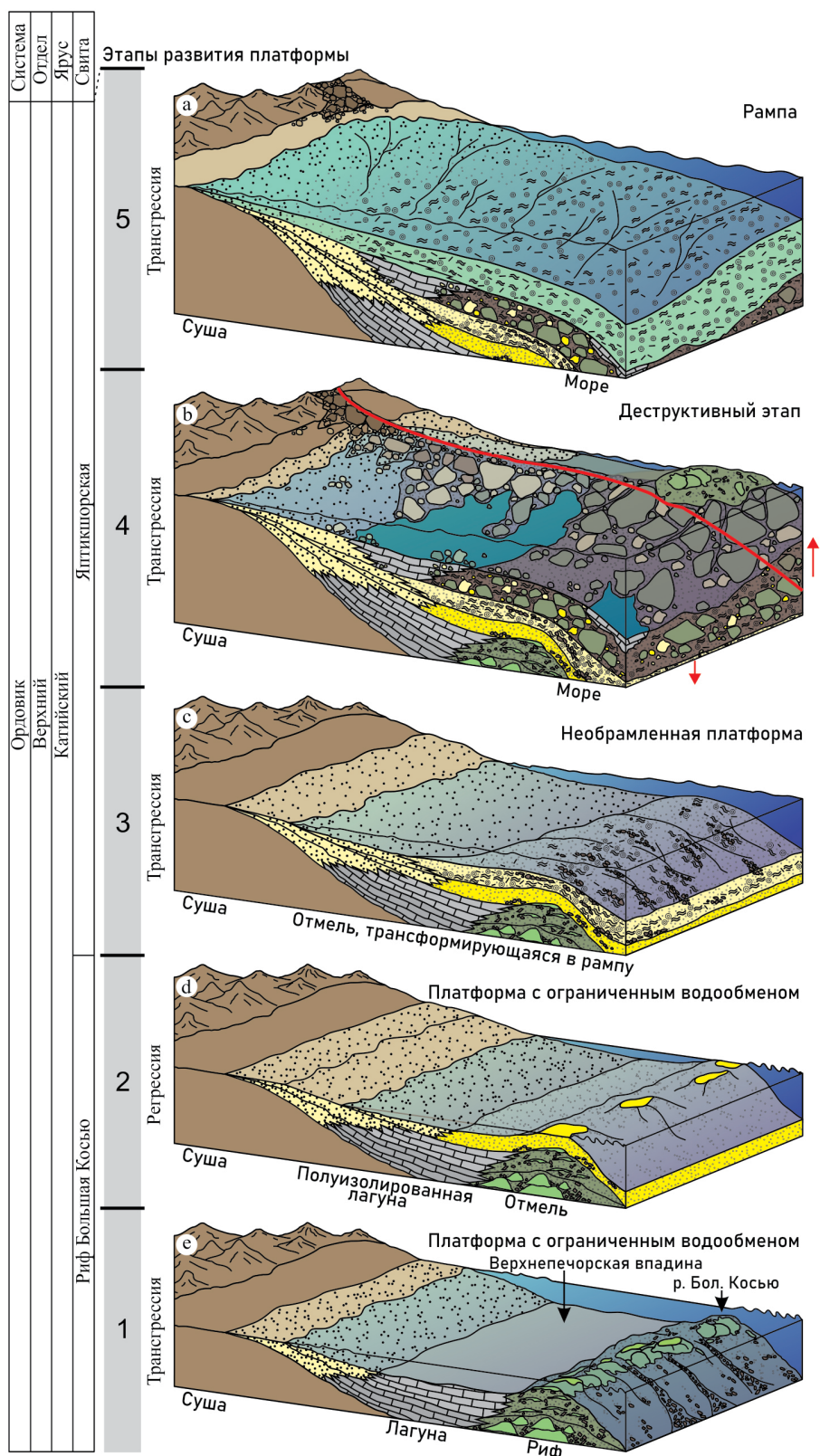
в обн. 3Ш (блок-чешуя В). Мощность отложений здесь составляет порядка 40 м, амплитуда взбросо-сдвига не определена, поэтому судить о мощности нескрытого интервала разреза не представляется возможным. Самые верхние слои свиты представлены в обн. 2Ш (блок-чешуя С), отделенным от обн. 4Ш и 3Ш еще одним взбросо-сдвигом. Мощность отложений здесь составляет 21 м. Присутствие в основании разреза обн. 2Ш пачек известняковых глыбовых брекчий (1–3) позволяет коррелировать их с пачкой 4 обн. 4Ш. Общая видимая мощность верхнекатийских отложений в разрезе р. Б. Косью составляет 42.3 м.

## ОБСТАНОВКИ И ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

В пределах Тимано-Североуральского региона разрез верхнеордовикских отложений характеризуют трансформацию окаймленной карбонатной платформы, существовавшей на внешней окраине североуральского палеошельфа Печорской плиты в среднем катии, к открытой платформе и затем к рампе в позднем катии (Юдин, 1983; Ключина, 1985; Опорные..., 1987; Рассказова, 1988; Дембовский и др., 1990; Жемчугова и др., 2001; Мельников, 1999; Антошкина, 2003; Антошкина и др., 2011; Шмелёва, Толмачёва, 2016). Верхнекатийские (яптикшорские) отложения при этом имеют выдержанный литологический состав и характеризуется накоплением открыто-морских илово-биокластовых осадков сублиторали в условиях трансгрессии (Антошкина и др., 1989; Антошкина, 1994; Безносова и др., 2011; Шмелёва, 2015).

Исследованный на Северном Урале разрез яптикшорской свиты на р. Б. Косью имеет неоднородное строение, выраженное частой сменой различных по генезису типов отложений, что характеризует их формирование в сложных геологических условиях. Поскольку в составе отложений присутствуют глыбовые известняковые брекчии с обломками крупных фрагментов среднекатийского рифа Большая Косью, рассмотрим эволюцию карбонатной платформы поэтапно, начиная с завершающей стадий развития рифа.

Как установлено предыдущими исследованиями (Антошкина, 1994, 2003; Шмелёва, 2020), существование рифа Большая Косью фактически прекратилось к концу среднего катия в результате снижения уровня моря, что фиксируется постепенной сменой светло-серых массивных биогермных известняков (1 этап, пачка 5-10) (рис. 4е) преимущественно известняковыми песчаниками отмельных фаций с присутствием вадозной цементации (2 этап, пачка 5-10) (рис. 4д), а также эрозионных поверхностей в кровле некоторых биогермных тел. Последняя характеризует обстановки, близкие к супралиторальным или субэаральным.



**Рис. 4.** Этапы развития платформы.

a – платформа-рампа; b – деструктивный этап; c – открытая платформа; d, e – окаймленная платформа.

**Fig. 4.** Stages of platform development.

a – inclined platform (rapm); b – the destructive stage; c – open (unrimmed) platform; d, e – rimmed platform.



В начале позднего катия формирование пачки серых плитчатых биокластовых водорослево-криноидных известняков мощностью 4 м (3 этап, пачка 5-11) (см. рис. 4с) свидетельствует о смене крайне мелководных условий обстановками более глубоководными открытошельфовыми и отражает повышение уровня моря, т. е. наступление трансгрессии. Периодическое поступление в осадок обломочного материала с мелководных областей приводило к формированию небольших редких прослоев (2.5–10.0 см) средне-крупнозернистых известняковых песчаников с градационной слоистостью и органогенным материалом и известняковых конглобрекчий с биокластовым криноидным матриксом.

Выше с тектоническим контактом залегают известняковые песчаники. Наличие в них хорошо окатанного био- и литокластового материала иногда с градационной слоистостью, отсутствие карбонатного ила говорят об их образовании в зоне постоянной подвижноводной среды (зоне волнения). Они накапливались в мелководных отмельных обстановках. Отсутствие части разреза между обнажениями 5Ш и 4Ш, которая, вероятно, скрыта под надвинутыми среднеордовикскими отложениями, не позволяет выяснить характер осадконакопления в этом интервале. В полных разрезах яптикшорской свиты, например на Приполярном Урале, отложения характеризуют типичный для этого временного интервала трансгрессивный тренд, что наблюдается и в разновозрастных отложениях на Северном Урале восточнее в шантымском фациальном комплексе (разрезе Закола) (Шмелёва, 2024). В разрезе р. Б. Косью смена рифовых известняков (1 этап) известняковыми песчаниками (2 этап) в конце среднего катия свидетельствует о начале трансгрессии, которая в начале позднего катия (начале яптикшорского времени) продолжала развиваться, что фиксируется накоплением пачки серых водорослево-криноидных известняков (3 этап, пачка 5-11). Залегающие выше с тектоническим контактом песчаники (3 этап, пачки 4-1, 4-2, 4-3), характеризующие отмельные фации, могут свидетельствовать либо о прерывистом характере трансгрессии на территории Северного Урала, либо о нестабильности тектонического режима в исследуемой части региона, когда различные блоки, являющиеся отражением структуры фундамента и его рельефа, имели различные скорости поднятия и погружения. Механизм формирования этих блоков и общая палеогеодинамическая ситуация будут рассмотрены позже.

Далее известняковые песчаники (3 этап) сменяются пачкой известняковых глыбовых брекчий мощностью 19 м, в составе которых присутствуют крупные фрагменты рифовых известняков (4 этап, пачки 4-4, 2-1, 2-2, 2-3) (см. рис. 4б). Остановимся подробнее на генезисе данных пород.

Как известно, карбонатные брекчии могут иметь разное происхождение. В настоящее время выделяют четыре основных генетических типа брекчий: осадочные (образованные при осаждении эродированного карбонатного материала), неосадочные (возникшие вследствие растворения на месте), тектонические (сформированные в результате внутренних дислокаций карбонатных пород) и диагенетические (полученные благодаря процессам раннего диагенеза) (Norton, 1917; Blount, Moore, 1969; Richter, Füchtbauer, 1981; Flügel, 2010; и др.).

Очевидно, что описанные глыбовые брекчии мало соответствуют неосадочным (брекчиям калiche или брекчиям растворения-эвапоритизации-коллапса) главным образом ввиду обилия органических остатков в матриксе, отсутствия в составе обломков известняков с видимыми образованиями эвапоритов, глинистых минералов, кварцевого песка, трещин вокруг обломков, заполненных глинами (Stanton, 1966; Pomoni-Papaioannou, Dornsiepen, 1987; Obrador et al., 1992; Flügel, 2010). Также исключается раннедиагенетическая природа глыбовых брекчий, поскольку данные породы не являются псевдобрекчиями (когда слоистые доломиты или известняки имеют различную неправильно распределенную пятнистую текстуру, которая имитирует внешний вид брекчий) (Bathurst, 1959) и стилобрекчиями (формирование которых обусловлено растрескиванием карбонатных пород, сопровождающимся растворением под давлением карбоната между фрагментами брекчий) (Logan, Semeniuk, 1976).

Тектонические брекчии, среди которых различаются *брекчии, заполняющие трещины* (образуются в подводных нептунических дайках или субэвральных трещинах и карстовых трещинах), *внутренние брекчии* (автокластические, связанные с обусловленными тектоникой растяжением и растрескиванием слаболитифицированных карбонатов вблизи осадочной поверхности) и *сдвиговые брекчии* (обусловленные хрупкими деформациями в результате надвигания и скольжения), имеют схожий набор отличительных признаков, четко указывающих на их генезис. Это в первую очередь мономиктовый состав обломков, угловатая или полуугловатая форма, растрескивание обломков, характеризующиеся несколькими фазами, вследствие чего часто сложно отделить разные генерации трещин, латерально прерывистые плохо стратифицированные слои, высокая доля содержания матрикса, состоящего преимущественно из перекристаллизованного кальцита, скудность и плохая сохранность ископаемых остатков в нем (Richter, Füchtbauer, 1981; Füchtbauer, Richter, 1983a, b; Сандула, 2008; Flügel, 2010). Поскольку перечисленные признаки не характерны для исследуемых верхнекатийских глыбовых брекчий, тектоническая природа брекчий также исключается.

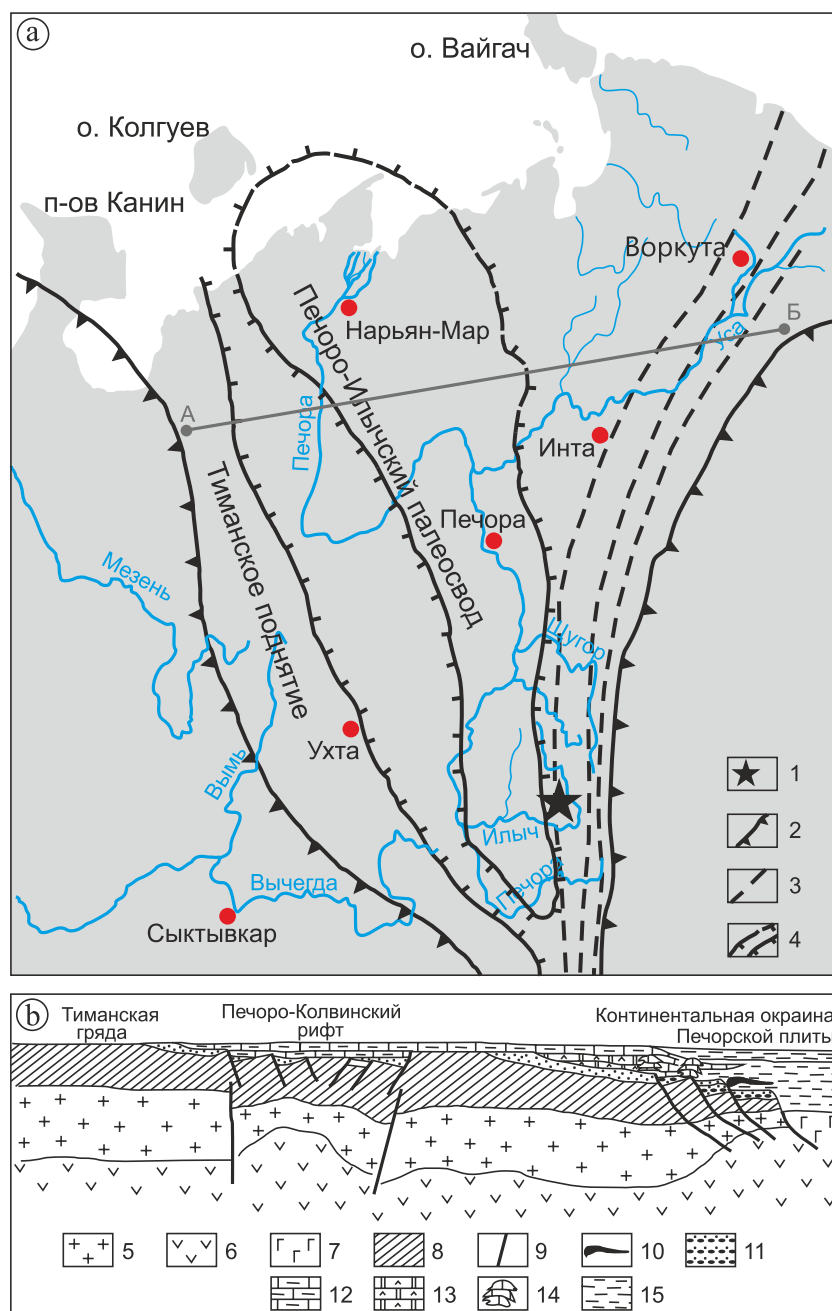
Собственно осадочные брекчии бывают четырех типов: *потоковые* (формирующиеся при транспортировке под действием гравитации вниз по склону мелководно-морских и склоновых осадков; включают брекчии, образованные при скольжении и проседании, дебитных и турбидитных потоках), *подводные обвальные* (потоковые брекчии, образованные накоплением грубых, угловатых фрагментов пород, полученных падением из клифов, уступов или крутых твердых склонов), *перитидальные и мелководно-морские* (образованные синседиментационным накоплением эродированных литоральных, сублиторальных и субэвальных карбонатов, часто приурочены к штормовым событиям; осаждение их происходит в мелких литоральных и супралиторальных обстановках, а также на пляжах), *предрифтовые* (отлагающиеся на открытом морском склоне высокоэнергичных рифов, состоят из эродированного рифового материала и остатков организмов, живших на рифе или рифовом склоне) (Blount, Moore, 1969; Cyclic..., 1982; Flügel, 2010).

В пользу осадочного происхождения глыбовых брекчий в первую очередь свидетельствуют состав матрикса (сортированный известняковый песчаник), обилие в нем стратиграфически значимых хорошо сохранных органических остатков (в том числе зональный вид брахиопод), разнокомпонентный состав обломочного материала различной окатанности (включающий как фрагменты различных частей рифа, так и основания яптикшорской свиты). Отсутствие слоистости и сортировки обломочного материала не позволяет отнести глыбовые брекчии к потоковым. Большая мощность, сильно различающиеся размеры обломочного материала, отсутствие его ориентировки и неокатанность крупных фрагментов пород исключают принадлежность брекчий к литоральным или мелководно-морским. Для предрифтовых брекчий, расположенных в проксимальной части передового склона (на что могут указывать глыбовый размер и состав обломочного материала), характерно присутствие подводных карбонатных инкрустационных цементов в матриксе и несколько фаз цементации (Enos, Moore, 1983; Brachert, Dullo, 1990; Flügel, 2010; и др.), чего также не наблюдается в исследуемых породах. При этом все перечисленные признаки типичны для подводных обвальных брекчий, когда крупные фрагменты были сформированы в результате обрушения пород, а пустоты после осаждения обломков заполнены известняковым песчаником с более мелководных участков. В формировании пачки таких обвальных брекчий, вероятно, участвовало несколько факторов, которые были связаны с тектонической эволюцией Печорской плиты.

В позднем кембрии – раннем ордовике во время стадии каледонского орогенеза в северо-западной части Восточно-Европейского континента в центральной части Печорской плиты сформировалось

крупное аркогенное поднятие субмеридионального простирания, названное Печоро-Илычским сводовым поднятием (рис. 5) (Тимонин, 1998). В раннем – начале среднего ордовика вдоль восточного (в современных координатах) края континента продолжается спрединг, в результате чего происходит дальнейшее раскрытие Палеоуральского океана, формируется Восточноевропейская пассивная окраина. К концу ордовика продолжающийся спрединг вызвал обрушение Печоро-Илычского аркогенного поднятия в центральной части Печорской плиты с образованием Печоро-Колвинского рифа со сложной сетью разрывных нарушений. Кроме того, в начальные этапы деструкция восточного края Печорской плиты образовался сложный расчлененный рельеф, сформированный чередованием грабенообразных впадин и горстообразных выступов, активно влиявших позднее на характер осадконакопления. Отпечаток на формирование рельефа наложили также листрические сбросы, захватившие территорию континентальной окраины вплоть до современной гряды Чернышева и приведшие к последовательному опусканию крупных участков литосферы по субпараллельным разломам. Процесс запрокидывания блоков фундамента по прогнутым поверхностям листрических разрывов приводил к образованию асимметричных грабенов, благодаря чему в пределах одного блока на сравнительно небольшом удалении друг от друга масштабы осадконакопления сильно различались (Тимонин, 1998; Малышев, 2002).

Таким образом, территория современного Северного Урала в отличие от Приполярного и Полярного Урала, а также гряды Чернышева, где установлены многочисленные разрезы разновозрастных яптикшорских отложений, в позднем ордовике располагалась между двумя географически сближенными тектонически активными зонами – Печоро-Колвинским внутриплитным рифом и континентальной окраиной с обособленными по листрическим сбросам тектоническими блоками с разными скоростями поднятия и погружения (см. рис. 5). Формирование пачки глыбовых брекчий могло быть вызвано обрушением известняков в результате проявления тектонической активности Печорской плиты в процессе формирования как Печоро-Колвинской системы пассивного внутриплитного рифа, так и ее континентальной окраины на границе двух блоков, являющихся отражением структуры фундамента и его рельефа. В результате подобных процессов были сформированы верхнемалотавротинские (по современной стратиграфической схеме ордовика – верхнекарийские) брекчии на всей ее территории (Антошкина, 2011б). На Приполярном Урале так называемые “брекчии горизонта проскальзывания” так же, как и в исследуемом районе, затронули нижние слои яптикшорской свиты в районе Каюк-Нырда (Дембовский и др., 1990).



**Рис. 5.** Схема начальных этапов развития Печорской плиты и пассивной окраины Палеоуральского океана (Тимонин, 1998).

а – геологическая ситуация места формирования Печоро-Колвинского рифта (1 – местонахождение изученного разреза; 2 – границы Печорской плиты; 3 – листрические разломы; 4 – контуры Печоро-Ильчского палеосвода; б – строение земной коры (O<sub>2</sub>-D<sub>1</sub>) по профилю АБ (5, 6 – континентальная кора: 5 – гранитно-метаморфический слой, 6 – базальтовый слой; 7 – океаническая кора; 8 – рифейско-вендский складчатый комплекс; 9 – разломы; 10 – внедрение магматических пород основного состава; 11–15 – формации: 11 – песчано-конгломератовая, 12 – глинисто-известняковая, 13 – сульфатно-доломитовая, 14 – рифовых известняков, 15 – глубоководная кремнисто-сланцевая).

**Fig. 5.** Diagram of the initial stages of development of the Pechora Plate and the passive margin of the Paleoural Ocean (Timonin, 1998).

а – the geological situation of the Pechora-Kolva rift formation site (1 – location of the studied section; 2 – boundaries of the Pechora plate; 3 – listric faults; 4 – contours of the Pechora-Ilych palaeoarch); б – structure of the Earth's crust (O<sub>2</sub>-D<sub>1</sub>) according to the AB profile (5, 6 – continental crust: 5 – granite-metamorphic layer, 6 – basalt layer; 7 – oceanic crust; 8 – Riphean-Vendian folded complex; 9 – faults; 10 – introduction of igneous rocks of the main composition; 11–15 – formations: 11 – sandy-conglomerate, 12 – clay-limestone, 13 – sulfate-dolomite, 14 – reef limestones, 15 – deep-sea siliceous-shale).

На Северном Урале активизация разломов началась в позднем катии после образования рифа Большая Косью, подстилающего яптикшорскую свиту. Тектонические подвижки вызывали обвалы, в результате чего формировались пачки глыбовых брекчий, перекрывающие отмельные песчаники, завершившие рост рифа Большая Косью (см. рис. 4b). Вероятно, это можно объяснить существованием близко расположенной территории, испытавшей поднятие, в результате началось разрушение рифового сооружения. Очевидных свидетельств формирования латерально протяженного среднекатийского рифового плато на р. Б. Косью нет, так как разрезы северной части и русла широтного течения реки перекрыты надвигом среднеордовикских сланцев (Юдин, 1994). Однако существование среднекатийских соляных лагун в пределах современной Верхнепечорской впадины (Рассказова, 1988, Антошкина, 2011a) свидетельствует о нахождении на территории исследуемого района рифовой отмели, способной служить физическим барьером, влияющим на изменение гидродинамики и солености вод. Это, в свою очередь, говорит о том, что данный риф, скорее всего, имел значительную протяженность, поскольку небольшие органогенные постройки не могут представлять собой седиментационные барьеры (Антошкина, 2003). Активизация тектонических движений в позднем катии могла привести в одной части рифового плато, испытавшей поднятие, к его разрушению, а в другой – к формированию глыбовых брекчий. Размеры, состав и форма колонии основных каркасостроителей в обломках рифовых известняков в брекчиях соответствуют климаксовой стадии развития рифа Большая Косью (Шмельёва, 2020), что также может служить подтверждением сходства условий осадконакопления и стадий развития экосистемы на различных участках рифового плато и указывать на источник обломочного глыбового материала.

Сменяющие обломочные образования серые и светло-серые средне-крупнообломочные водорослево-криноидные известняки (5 этап, пачки 4-5, 3-1, 3-2, 3-3, 2-4) (см. рис. 4a) отлагались в результате поступления разнородного биокластового материала, вероятнее всего, в зоне сублиторали с относительно спокойной гидродинамикой, так как в породах преобладает массивная текстура и участками сохранился пелитоморфный и сгустковый карбонатный материал. Присутствие экологически несовместимой биоты (зеленых водорослей в криноидных известняках) говорит о транспортировке биокластового водорослевого материала с более мелководных участков. Преобладание в составе известняков стеногалинных организмов (криноидей, кораллов, брахиопод) указывает на нормально-морские обстановки осадконакопления. Единичный локально распространенный слой серых

известняковых грубообломочных конглобрекчий, вероятно, был сформирован в результате штормовых процессов, когда в мелководной части шельфа с подвижной гидродинамикой вследствие волнового воздействия образовывался крупный литокластовый материал, перенесенный в более глубоководные участки (о чем свидетельствуют окатанность обломков и водорослево-криноидный матрикс). Отложения накапливались ниже базиса действия нормальных, но выше штормовых волн в открыто-морской обстановке в условиях средней ramпы. Подобные яптикшорские карбонаты широко распространены в разрезах Приполярного Урала, на западе в пределах Верхнепечорской впадины и гряды Чернышева.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, по стратиграфическому положению и фаунистической характеристике верхнекатийские отложения шежимского фациального комплекса на Северном Урале достоверно коррелируют со стратотипом яптикшорской свиты.

Характер трансформации внешней окраины Печорской плиты от окаймленной карбонатной платформы в среднем катии к открытой платформе и далее к рампе в позднем катии, установленный на основании изучения разрезов Северного, Приполярного, Полярного Урала, гряды Чернышова, проявлен и в разрезе р. Б. Косью. Развитие рифа здесь прекратилось в конце среднего катия в результате снижения уровня моря и вывода его в зону эрозии. В начале позднего катия (яптикшорское время) крайне мелководные условия сменились обстановками склоновыми более глубоководными с периодическим поступлением обломочных потоков, что отражает повышение уровня моря, т. е. наступление трансгрессии. Эти отложения, вероятно, фиксируют трансформацию окаймленной платформы в открытую. Залегающие выше с тектоническим контактом известняковые песчаники, характеризующие отмельные фации, свидетельствуют либо о прерывистом характере трансгрессии, либо о нестабильности тектонического режима на территории Северного Урала. Перекрывающие их глыбовые брекчии были образованы в результате подводных обвалов, спровоцированных тектонической активностью Печорской плиты в процессе формирования как Печоро-Колвинской системы пассивного внутриматерикового рифа, так и ее континентальной окраины на границе двух блоков с разными скоростями поднятия и погружения. В конце позднего катия здесь существовали открыто-морские сублиторальные обстановки, что проявилось в накоплении характерных водорослево-криноидных биокластовых известняков. Подобные отложения широко распространены на территории Приполярного Урала и гряды Чернышева и характери-

зуют окраину карбонатной платформы-рампы. Одновозрастные отложения, установленные на Северном Урале восточнее в шантымском фациальном комплексе (разрезах Закола), также определяют постепенное углубление бассейна и отвечают обстановкам нижней сублиторали карбонатной платформы-рампы (Шмелёва, 2024). При этом они имеют более однородный литологический состав, что, вероятно, может быть связано с их удаленностью согласно палинспастическим реконструкциям (Юдин, 1983) на расстояние более 140 км в сторону Палеоуральского океана от разрезов шежимского комплекса.

### Благодарности

Автор выражает искреннюю благодарность А.И. Антошкиной и анонимным рецензентам за консультации, ценные замечания и полезные рекомендации при подготовке статьи к публикации.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антошкина А.И. (1994) Рифы в палеозое Печорского Урала. СПб.: Наука, 154 с.
- Антошкина А.И. (2003) Рифообразование в Палеозое (север Урала и сопредельные области). Екатеринбург: УрО РАН, 304 с.
- Антошкина А.И. (2011а) Раннепалеозойское рифообразование на севере Урала как пример его взаимосвязи с геобиосферными изменениями. *Рифогенные формации и рифы в эволюции биосферы*. (Отв. ред. С.В. Рожнов). М.: ПИН РАН, 116-141.
- Антошкина А.И. (2011б) Генетические типы карбонатных псефитолитов нижнего палеозоя севера Урала. II. Типы, модели и особенности формирования. *Литосфера*, **3**, 39-49.
- Антошкина А.И. (2015) Особенности хирнантского осадконакопления в Североуральском регионе. *Эволюция осадочных процессов в истории Земли: материалы VIII Всерос. литологического сов. М.: РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина*, 53-56.
- Антошкина А.И., Афанасьев А.К., Безносова Т.М. (1989) Новая стратиграфическая схема верхнего ордовика и силура севера Урала (Елецкая зона). Сыктывкар: Коми НЦ УрО АН СССР, 16 с.
- Антошкина А.И., Пономаренко Е.С., Силаев В.И. (2017) Биохомогенная природа ордовикских шамозитов на Северном Урале. *Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН*, **9**, 12-22.
- Антошкина А.И., Салдин В.А., Сандула А.Н., Никулова Н.Ю., Пономаренко Е.С., Шебошкин Д.Н., Шадрин А.Н., Канева Н.А. (2011) Палеозойское осадконакопление на внешней зоне шельфа пассивной континентальной окраины северо-востока Европейской платформы. Сыктывкар: Геопринт, 200 с.
- Антошкина А.И., Шмелёва Л.А. (2018) Особенности состава, строения и условий образования хирнантских отложений в Тимано-Североуральском осадочном бассейне. *Литосфера*, **18**(4), 543-565. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-4-543-565>
- Безносова Т.М., Майдль Т.В., Мянник П., Мартма Т. (2011) Граница ордовика и силура на западном склоне Приполярного Урала. *Стратиграфия, геол. корреляция*, **19**(4), 21-39.
- Дембовский Б.Я., Дембовская З.П. (1992) Производство опытно-методических работ по расчленению нижнепалеозойских разрезов западного склона Северного Урала (Щугоро-Уньинский район). Отчет по объекту за 1989–1992 гг. Воркута, 218 с.
- Дембовский Б.Я., Дембовская З.П., Ключина М.Л., Наседкина В.А. (1990) Ордовик Приполярного Урала. Геология, литология, стратиграфия. Свердловск: УрО АН СССР, 210 с.
- Жемчугова В.А., Мельников С.В., Данилов В.Н. (2001) Нижний палеозой Печорского нефтегазоносного бассейна (строение, условия образования, нефтегазоносность). М.: Академия горных наук, 110 с.
- Иорданский Н.Н. (1928) Новые данные по распространению нижнего силура в бассейне Верхней Печоры. *Изв. Ассоциации НИИ при физ.-мат. фак. 1-го МГУ*, **1**(1-2), 74-96.
- Ключина М.Л. (1985) Палеогеография Урала в ордовикском периоде. М.: Наука, 189 с.
- Кондаийн О.А. (1960) Структурные особенности Печорского Урала. *Материалы годичной сессии Ученого совета ВСЕГЕИ по результатам работ 1958 г.* Л.: Недра, 96-98.
- Кондаийн А.Г. (1967) Силурийские и нижнедевонские отложения Бельско-Елецкой фациальной зоны Печорского Урала. *Тр. ВСЕГЕИ*, **144**, 87-123.
- Мавринская Т.М., Якупов Р.Р. (2016) Ордовикские отложения западного склона Южного Урала и их корреляция по конодонтам и хитинозам. *Геология и геофизика*, **57**(2), 333-352.
- Малышев Н.А. (2002) Тектоника, эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов европейского севера России. Екатеринбург: УрО РАН, 270 с.
- Мельников С.В. (1999) Конодонты ордовика и силура Тимано-Североуральского региона. СПб.: ВСЕГЕИ, 135 с.
- Опорные разрезы верхнего ордовика и нижнего силура Приполярного Урала (1987) (Сост. В.С. Цыганко, В.А. Черных). Сыктывкар: Коми филиал АН СССР, 94 с.
- Першина А.И. (1962) Пограничные слои ордовика и силура на Печорском Урале. *Тр. ИГ Коми филиала АН СССР*, вып. 3, 28-37.
- Пономаренко Е.С. (2020) Строение и условия образования верхнелохмовской валганской свиты (нижний девон, р. Илыч, Северный Урал). *Литосфера*, **20**(1), 63-75.
- Пономаренко Е.С. (2021) Литологические и изотопные ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ) особенности верхнесилурийских отложений зарифовой лагуны бассейна р. Илыч (Северный Урал). *Вестн. геонаук*, **11**(323), 43-54. <https://doi.org/10.19110/geov.2021.11.4>
- Пономаренко Е.С. (2022) Нижнелудфордские (верхний силур) склоновые отложения в разрезе Лягадин (р. Илыч, Северный Урал). *Литосфера*, **22**(1), 75-100. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-1-75-100>
- Пономаренко Е.С., Никулова Н.Ю. (2020) Литологические и геохимические особенности верхнеэвмских (нижний девон) карбонатно-глинистых отложений на р. Илыч (Северный Урал). *Вестн. геонаук*, **8**(308), 10-17.
- Производительные силы Коми АССР (1953). Т. 1. Геологическое строение и полезные ископаемые. М.: АН СССР, 464 с.



- Рассказова Н.В. (1988) Корреляция продуктивных горизонтов верхнего ордовика-нижнего девона. *Стратиграфия и литология нефтегазоносных отложений Тимано-Печорской провинции*. (Отв. ред. В.И. Богацкий). Л.: ВНИГРИ, 30-36.
- Сандула А.Н. (2008) Известняковые брекчии в каменноугольных отложениях Печорского Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 144 с.
- Состояние изученности стратиграфии докембрия и фанерозоя России. Задачи дальнейших исследований (2008). *Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий, вып. 38*. (Отв. ред. А.И. Жамойда, О.В. Петров). СПб.: ВСЕГЕИ, 131 с.
- Стратиграфические схемы Урала (Докембрий, палеозой) (1993). (Под ред. Н.Я. Анцыгина, Б.А. Попова, Б.И. Чувашова). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 152 л.
- Теодорович Г.И. (1958) Аутигенные минералы осадочных пород. М.: АН СССР, 231 с.
- Тимонин Н.И. (1998) Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург: УрО РАН, 240 с.
- Хворова И.В. (1958) Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. М.: АН СССР, 167 с.
- Швецов М.С. (1948) Петрография осадочных пород. М.: Л.: Госгеолиздат, 431 с.
- Шмелёва Л.А. (2015) Состав и строение верхнекарийских отложений (бассейн р. Илыч, Северный Урал). *Эволюция осадочных процессов в истории Земли: материалы VIII Всерос. литологического сов. Т. 2*. М.: РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина, 473-475.
- Шмелёва Л.А. (2018) Парагенетические ассоциации пород как отражение литогеохимической эволюции окраины карбонатной платформы в позднем ордовике (бассейн р. Илыч, Северный Урал). *Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН*, 5, 3-12.
- Шмелёва Л.А. (2020) Верхнеордовикский риф Большая Косью, р. Илыч, Северный Урал (структура, палеобиоценозы, микрофауны, модель формирования). *Литосфера*, 20(4), 557-572. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-4-557-572>
- Шмелёва Л.А. (2024) Верхнеордовикско-нижнесилурийские отложения в разрезе Закола (р. Илыч, Северный Урал) – состав, строение, условия образования. *Литосфера*, 24(1), 98-114. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2024-24-1-98-114>
- Шмелёва Л.А., Пономаренко Е.С. (2023) Некоторые детали строения северной центриклинали Косью-Уньинской синклинали (р. Илыч, Северный Урал). *Вестн. геонаук*, 11(347), 48-58. <https://doi.org/10.19110/geov.2023.11.5>
- Шмелёва Л.А., Толмачёва Т.Ю. (2016) Карбонатные отложения верхнего ордовика на р. Б. Косью (Северный Урал): характеристика разреза и первые данные по конodontам. *Регион. геология и металлогения*, 65, 50-59.
- Юдин В.В. (1983) Варисциды Северного Урала. Л.: Наука, 174 с.
- Юдин В.В. (1994) Орогенез Севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: Наука, 286 с.
- Bathurst R.G.C. (1959) Diagenesis in Mississippian calcilutites and pseudobreccias. *J. Sed. Petrol.*, 29, 365-376.
- Batten Hender K.L., Dix G.R. (2008) Facies development of a Late Ordovician mixed carbonate siliciclastic ramp proximal to the developing Taconic orogen: Lourdes Formation, Newfoundland, Canada. *Facies*, 54, 121-149.
- Bergström S.M., Leslie S.A. (2009) The Ordovician conodont *Amorphognathus ordovicicus* Branson and Mehl and the evolution of *Amorphognathus* Branson and Mehl, a key genus in Ordovician conodont biostratigraphy. *International Conodont Symposium (ICOS 2009) Abstracts*. (Ed. by C.M. Henderson, C. MacLean). *Newsletter of the Subcommission on Permian Stratigraphy*, (53-1), 6-7.
- Blount D.N., Moore C.H. (1969) Depositional and non-depositional carbonate breccias, Chiantla Quadrangle, Guatemala. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 80, 429-442.
- Brachert T., Dullo C. (1990) Correlation of deep-sea sediments and fore reef carbonates in the Red Sea: an important clue for basin analysis. *Mar. Geol.*, 92, 255-267.
- Cyclic and Event Stratification (1982). (Ed. by G. Einsele, A. Seilacher). Berlin: Heidelberg; New York: Springer-Verlag, 536 p.
- Dunham R.J. (1962) Classification of Carbonate rocks according to depositional texture. *Classification of Carbonate Rocks*. (Ed. by W.E. Ham). Tulsa: AAPG, 108-121.
- Enos P., Moore C.H. (1983) Fore-reef slope environment. *Carbonate Depositional Environments*. (Ed. by P.A. Scholle, D.G. Bebout, C.H. Moore). Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 33, 507-537.
- Flügel E. (2010) Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application. Berlin; Heidelberg: Springer Verlag, 976 p.
- Folk R.L. (1959) Practical petrographic classification of limestones. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 43, 1-38.
- Füchtbauer H., Richter D.K. (1983a) Carbonate internal breccias: A source of mass flow at early geosynclinal platform margins in Greece. *Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ.*, 33, 207-215.
- Füchtbauer H., Richter D.K. (1983b) Relations between submarine fissures, internal breccias and mass flow during Triassic and earlier rifting periods. *Geol. Rundschau*, 72, 53-66.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. (2012) The Geologic Time Scale. 2 vols. Amsterdam: Elsevier Science Ltd., 1177 p.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. (2004) Geologic Time Scale. *Episodes*, 27(2), 83-100. <https://doi.org/10.18814/epiugs/2004/v27i2/002>
- James N.P., Jones B.G. (2015) Origin of carbonate sedimentary rocks. Hoboken: Wiley, 464 p.
- Kaljo D., Männik P., Martma T., Nõlvak J. (2012) More about the Ordovician. Silurian transition beds at Mirny Creek, Omulev Mountains, NE Russia: carbon isotopes and conodonts. *Estonian J. Earth Sci.*, 61(4), 277-294.
- Logan B.W., Semeniuk V. (1976) Dynamic metamorphism: Processes and products in Devonian carbonate rocks, Canning Basin, Western Australia. *Geol. Soc. Australia, Spec. Publ.*, 6, 1-138.
- Lokier S.W., Al Junaibi M. (2016) The petrographic description of carbonate facies: Are we all speaking the same language? *Sedimentology*, 63(7), 1843-1885. <https://doi.org/10.1111/sed.12293>
- Norton W.H. (1917) A classification of breccias. *J. Geol.*, 25, 160-194.
- Obrador A., Pomar L., Taberner C. (1992) Late Miocene-breccia of Menorca (Balearic Islands): a basis for the interpretation of a Neogene ramp deposit. *Sediment. Geol.*,

- 79, 203-223.
- Pomoni-Papaioannou F., Dornsiepen U. (1987) Post-Pliocene calichified solution-collapse breccia from Eastern Crete, Greece. *Facies*, **18**, 169-180.
- Richter D.K., Füchtbauer H. (1981) Merkmale und Genese von Breccien und ihre Bedeutung im Mesozoikum von Hydra (Griechenland). *Z. deutsch. geol. Ges.*, **132**, 451-501.
- Stanton R.J. (1966) The solution brecciation process. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **77**, 843-848.
- ## REFERENCES
- Antoshkina A.I. (1994) Reefs in the Paleozoic of the Pechora Urals. St.Petersburg, Nauka Publ., 154 p. (In Russ.)
- Antoshkina A.I. (2003) Reef formation in the Paleozoic (North of the Urals and adjacent regions). Ekaterinburg, UrO RAN, 304 p. (In Russ.)
- Antoshkina A.I. (2011a) Early Paleozoic reef formation in the North of the Urals as an example of its relationship with geobiospheric changes. *Reef formations and reefs in the evolution of the biosphere*. (Ed. by S.V. Rozhnov). Moscow, PIN RAN, 116-141. (In Russ.)
- Antoshkina A.I. (2011b) Genetic types of carbonate psephitrites of that Lower Paleozoic of the North of the Urals. II. Types, models and features of formation. *Lithosphere (Russia)*, (3), 39-49. (In Russ.)
- Antoshkina A.I. (2015) Features of the Hirnant sedimentation in the North Ural region. *The evolution of sedimentary processes in the history of the Earth: materials of the VIII All-Russian Lithological Meeting*. Moscow, RGU nefti i gaza im. I.M. Gubkina, 53-56. (In Russ.)
- Antoshkina A.I., Shmeleva L.A. (2018) Peculiarities of composition, structure and environments of Hirnantian deposits in the Timan-Northern Ural sedimentary basin. *Lithosphere (Russia)*, **18**(4), 543-565. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-4-543-565>
- Antoshkina A.I., Afanasyev A.K., Beznosova T.M. (1989) A new stratigraphic scheme of the Upper Ordovician and Silurian of the Northern Urals (Yelets zone). Syktyvkar, Komi NTs UrO AN SSSR, 16 p. (In Russ.)
- Antoshkina A.I., Ponomarenko E.S., Silaev V.I. (2017) Biochemogenic origin of the ordovician chamosite in the Northern Urals. *Vestn. IG Komi NTS URO RAN*, (9), 12-22. (In Russ.)
- Antoshkina A.I., Saldin V.A., Sandula A.N., Nikulova N.Yu., Ponomarenko E.S., Shebolkin D.N., Shadrin A.N., Kaneva N.A. (2011) Paleozoic sedimentation in the outer shelf zone of the passive continental margin of the north-eastern European Platform. Syktyvkar, Geoprint Publ., 200 p. (In Russ.)
- Bathurst R.G.C. (1959) Diagenesis in Mississippian calcilutites and pseudobreccias. *J. Sed. Petrol.*, **29**, 365-376.
- Batten Hender K.L., Dix G.R. (2008) Facies development of a Late Ordovician mixed carbonate siliciclastic ramp proximal to the developing Taconic orogen: Lourdes Formation, Newfoundland, Canada. *Facies*, **54**, 121-149.
- Bergström S.M., Leslie S.A. (2009) The Ordovician conodont *Amorphognathus ordovicicus* Branson and Mehl and the evolution of *Amorphognathus* Branson and Mehl, a key genus in Ordovician conodont biostratigraphy. *International Conodont Symposium (ICOS 2009) Abstracts*. (Ed. by C.M. Henderson, C. MacLean). *Newsletter of the Subcommission on Permian Stratigraphy*, (53-1), 6-7.
- Beznosova T.M., Maidl T.V., Myannik P., Marta T. (2011) The border of the Ordovician and Silurian on the western slope of the Circumpolar Urals. *Stratigr. Geol. Korrel.*, **19**(4), 21-39. (In Russ.)
- Blount D.N., Moore C.H. (1969) Depositional and non-depositional carbonate breccias, Chiantla Quadrangle, Guatemala. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **80**, 429-442.
- Brachert T., Dullo C. (1990) Correlation of deep-sea sediments and fore reef carbonates in the Red Sea: an important clue for basin analysis. *Mar. Geol.*, **92**, 255-267.
- Cyclic and Event Stratification (1982). (Ed. by G. Einsele, A. Seilacher). Berlin, Heidelberg; New York, Springer-Verlag, 536 p.
- Dembovsky B.Ya., Dembovskaya Z.P. (1992) Report on the object: "Production of experimental and methodological work on the dismemberment of the Lower Paleozoic sections of the western slope of the Northern Urals (Shchugoro-Uninsky district)" for 1989-1992. Vorkuta, 218 p. (In Russ.)
- Dembovsky B.Ya., Dembovskaya Z.P., Klyuzhina M.L., Nasedkina V.A. (1990) Ordovician of the Circumpolar Urals. Geology, lithology, stratigraphy. Sverdlovsk, UrO AN SSSR, 210 p. (In Russ.)
- Dunham R.J. (1962) Classification of Carbonate rocks according to depositional texture. *Classification of Carbonate Rocks*. (Ed. by W.E. Ham). Tulsa, AAPG, 108-121.
- Enos P., Moore C.H. (1983) Fore-reef slope environment. *Carbonate Depositional Environments*. (Ed. by P.A. Scholle, D.G. Bebout, C.H. Moore). Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, **33**, 507-537.
- Flügel E. (2010) Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application. Berlin; Heidelberg, Springer Verlag, 976 p.
- Folk R.L. (1959) Practical petrographic classification of limestones. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **43**, 1-38.
- Füchtbauer H., Richter D.K. (1983a) Carbonate internal breccias: A source of mass flow at early geosynclinal platform margins in Greece. *Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ.*, **33**, 207-215.
- Füchtbauer H., Richter D.K. (1983b) Relations between submarine fissures, internal breccias and mass flow during Triassic and earlier rifting periods. *Geol. Rundschau*, **72**, 53-66.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. (2012) The Geologic Time Scale. 2 vols. Amsterdam, Elsevier Science Ltd., 1177 p.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. (2004) Geologic Time Scale. *Episodes*, **27**(2), 83-100. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2004/v27i2/002>
- Hvorova I.V. (1958) Atlas of carbonate rocks of the middle and upper carboniferous of the Russian platform. Moscow, AN SSSR, 167 p. (In Russ.)
- Iordanskij N.N. (1928) New data on the distribution of the Lower Silurian in the Upper Pechora basin. *Izv. Assotsiatsii NII pri fiz.-mat. fak. I-go MGU*, **1**(1-2), 74-96. (In Russ.)
- James N.P., Jones B.G. (2015) Origin of carbonate sedimentary rocks. Hoboken, Wiley, 464 p.
- Kaljo D., Männik P., Martma T., Nõlvak J. (2012) More about the Ordovician. Silurian transition beds at Mirny Creek, Omulev Mountains, NE Russia: carbon isotopes and conodonts. *Estonian J. Earth Sci.*, **61**(4), 277-294.
- Klyuzhina M.L. (1985) Paleogeography of the Urals in the Ordovician period. Moscow, Nauka Publ., 189 p. (In Russ.)
- Kondia A.G. (1967) Silurian and Lower Devonian deposits of the Belsko-Yelets facies zone of the Pechora Urals.

- Tr. VSEGEI, **144**, 87-123. (In Russ.)
- Kondiajn O.A. (1960) Structural features of the Pechora Urals. *Materials of the annual session of the Academic Council of VSEGEI on the results of the work of 1958*. Leningrad, Nedra Publ., 96-98. (In Russ.)
- Logan B.W., Semeniuk V. (1976) Dynamic metamorphism; Processes and products in Devonian carbonate rocks, Canning Basin, Western Australia. *Geol. Soc. Australia, Spec. Publ.*, **6**, 1-138.
- Lokier S.W., Al Junaibi M. (2016) The petrographic description of carbonate facies: Are we all speaking the same language? *Sedimentology*, **63**(7), 1843-1885. <https://doi.org/10.1111/sed.12293>
- Malyshev N.A. (2002) Tectonics, evolution and oil and gas content of sedimentary basins of the European north of Russia. Ekaterinburg, UrO RAN, 270 p. (In Russ.)
- Mavrinskaya T.M., Yakupov R.R. (2016). Ordovician deposits of the western slope of the Southern Urals and their correlation by conodonts and chitinozoa. *Geologiya i Geofizika*, **57**(2), 333-352. (In Russ.)
- Melnikov S.V. (1999) Ordovician and Silurian conodonts of the Timan-North Ural region. St.Petersburg, VSEGEI, 135 p. (In Russ.)
- Norton W.H. (1917) A classification of breccias. *J. Geol.*, **25**, 160-194.
- Obrador A., Pomar L., Taberner C. (1992) Late Miocene-breccia of Menorca (Balearic Islands): a basis for the interpretation of a Neogene ramp deposit. *Sediment. Geol.*, **79**, 203-223.
- Pershina A.I. (1962) Boundary layers of the Ordovician and Silurian in the Pechora Urals. *Tr. IG Komi filiala AN SSSR*, vyp. 3, 28-37. (In Russ.)
- Pomoni-Papaioannou F., Dornsiepen U. (1987) Post-Pliocene calichified solution-collapse breccia from Eastern Crete, Greece. *Facies*, **18**, 169-180.
- Ponomarenko E.S. (2020) Structure and conditions of formation of the Upper Lochkovian Valgan formation (Lower Devon, Ilych River, Northern Urals). *Lithosphere (Russia)*, **20**(1), 63-75. (In Russ.)
- Ponomarenko E.S. (2021) Lithological and isotopic ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ) features of the Upper Silurian deposits of the zarif lagoon of the Ilych river basin (Northern Urals). *Vestn. Geonauk*, **11**(323), 43-54. (In Russ.) <https://doi.org/10.19110/geov.2021.11.4>
- Ponomarenko E.S. (2022) Lower Ludford (Upper Silurian) slope deposits in the Lyagadin section (Ilych River, Northern Urals). *Lithosphere (Russia)*, **22**(1), 75-100. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-1-75-100>
- Ponomarenko E.S., Nikulova N.Yu. (2020) Lithological and geochemical features of Upper Emsian (Lower Devonian) carbonate-clay deposits on the Ilych River (Northern Urals). *Vestn. Geonauk*, **8**(308), 10-17. (In Russ.)
- Productive forces of the Komi ASSR (1953). V. 1. Geological structure and minerals. Moscow, AN SSSR, 464 p. (In Russ.)
- Rasskazova N.V. (1988) Correlation of productive horizons of the Upper Ordovician-Lower Devonian. *Stratigraphy and lithology of oil and gas deposits of the Timan-Pechora province*. (Ed. by V.I. Bogatskiy). Leningrad, VNIGRI, 30-36. (In Russ.)
- Richter D.K., Füchtbauer H. (1981) Merkmale und Genese von Breccien und ihre Bedeutung im Mesozoikum von Hydra (Griechenland). *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, **132**, 451-501.
- Sandula A.N. (2008) Limestone breccias in carboniferous deposits of the Pechora Urals. Ekaterinburg, UrO RAN, 144 p. (In Russ.)
- Shmeleva L.A. (2015) Composition and structure of the Upper Katian sediments (basin of the Ilych, Northern Urals). *The evolution of sedimentary processes in the history of the Earth: materials of the VIII All-Russian Lithological Meeting. V. 2*. Moscow, RGU nefti i gaza im. I.M. Gubkina, 473-475. (In Russ.)
- Shmeleva L.A. (2018) Paragenetic rock associations as a reflexion of carbonate platform margin lithogeodynamic evolution in the Late Ordovician (Ilych River basin, Northern Urals). *Vestn. IG Komi NTs UrO RAN*, (5), 3-12. (In Russ.)
- Shmeleva L.A. (2020) The Upper Ordovician reef Bol'shaya Kos'yu, Ilych River, Northern Urals (structure, paleobiocenosis, microfacies, model of formation). *Lithosphere (Russia)*, **20**(4), 557-572. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-4-557-572>
- Shmeleva L.A. (2024) Upper Ordovician-Lower Silurian deposits in the Zakola section (Ilych River, Northern Urals) – composition, structure, environments of formation. *Lithosphere (Russia)*, **24**(1), 98-114. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2024-24-1-98-114>
- Shmeleva L.A., Ponomarenko E.S. (2023) Some details of the structure of the northern centricline of the Kos'yu-Un'ya syncline (Ilych River, Northern Urals). *Vestn. Geonauk*, **11**(347), 48-58. (In Russ.) <https://doi.org/10.19110/geov.2023.11.5>
- Shmeleva L.A., Tolmacheva T.Yu. (2016) Carbonate deposits of the Upper Ordovician on the Bolshaya Kosyu River (Northern Urals): sequence characteristic and the first data on conodonts. *Region. Geologiya i Metallogeniya*, **65**, 50-59. (In Russ.)
- Shvecov M.S. (1948) Petrography of sedimentary rocks. Moscow; Leningrad, Gosgeolizdat, 431 p. (In Russ.)
- Stanton R.J. (1966) The solution brecciation process. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **77**, 843-848.
- Stratigraphic schemes of the Urals (Precambrian, Paleozoic) (1993). (Ed. by N.Ya. Antsygin, B.A. Popov, B.I. Chuvashov). Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 152 p. (In Russ.)
- Supporting sections of the Upper Ordovician and Lower Silurian of the Circumpolar Urals (1987) (Comp. by V.S. Tsyganko, V.A. Chernnykh). Syktyvkar, Komi filial AN SSSR, 94 p. (In Russ.)
- Teodorovich G.I. (1958) Autigenic minerals of sedimentary rocks. Moscow, AN SSSR, 231 p. (In Russ.)
- The state of knowledge of the stratigraphy of the Precambrian and Phanerozoic of Russia. Tasks of further research (2008). Resolutions of the Interdepartmental Stratigraphic Committee and its permanent commissions, vyp. 38. (Ed. by A.I. Zhamoida, O.V. Petrov). St.Petersburg, VSEGEI, 131 p. (In Russ.)
- Timonin N.I. (1998) Pechora plate: the history of geological development in the Phanerozoic. Ekaterinburg, UrO RAN, 240 p. (In Russ.)
- Yudin V.V. (1983) Variscids of the Northern Urals. Leningrad, Nauka Publ., 174 p. (In Russ.)
- Yudin V.V. (1994) Orogeny of the North of the Urals and Pai Khoi. Ekaterinburg, Nauka Publ., 286 p. (In Russ.)
- Zhemchugova V.A., Melnikov S.V., Danilov V.N. (2001) The Lower Paleozoic of the Pechora oil and gas basin (structure, conditions of formation, oil and gas content). Moscow, Akademiya gornykh nauk, 110 p. (In Russ.)

УДК 56.016.3:551.736

DOI: 10.24930/2500-302X-2025-25-3-438-450

## Первые данные об изотопном составе углерода конодонтовых элементов из средней перми (казанский ярус) в разрезе Чимбулат (Вятские дислокации, Волго-Уральская антеклиз)

А. В. Журавлев

Институт геологии им. академика Н.П. Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, 167982, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54,  
e-mail: micropalaeontology@gmail.com

Поступила в редакцию 02.07.2024 г., принята к печати 23.08.2024 г.

**Объект исследования.** Изотопный состав углерода конодонтовых элементов среднепермского возраста из разреза немдинской свиты в карьере Чимбулат. **Цель.** Палеоэкологическая интерпретация данных по изотопному составу углерода конодонтовых элементов из раннеказанских отложений Волго-Вятского района. **Материалы и методы.** Изотопный состав углерода изучен в 11 конодонтовых элементах родов *Stepanovites*, *Sweetina* и *Kamagnathus* из 9 образцов. Образцы характеризуют региональную конодонтовую зону *Kamagnathus khalimbadzhae*. **Результаты.** Средний изотопный состав углерода конодонтовых элементов в изученных образцах составляет  $-27.3\text{‰}$ , что ниже среднего значения для девонско-каменноугольного интервала палеотропической области ( $-26.7\text{‰}$ ) и сходно с изотопным составом конодонтов из биогермных и прибиогермных фаций среднего карбона Пай-Хоя. Судя по относительно легкому изотопному составу углерода по сравнению с другими конодонтами, среднепермская группа *Stepanovites–Sweetina*, вероятно, занимала трофическую позицию первичных консументов. По соотношению изотопного состава конодонтов и вмещающих карбонатов реконструируется низкая до умеренной первичная биопродуктивность пелагиали раннеказанского бассейна в Волго-Вятском районе. С учетом полученных данных отмечен отрицательный тренд в изменении изотопного состава углерода конодонтовых элементов в позднедевонско-среднепермском интервале. Этот тренд совпадает со снижением содержания углекислоты в атмосфере.  $\delta^{13}\text{C}$  конодонтов могло быть связано с содержанием углекислоты в атмосфере через интенсивность фракционирования изотопов углерода фитопланктоном. **Выводы.** Реконструирована относительно невысокая первичная биопродуктивность пелагиали раннеказанского морского бассейна в Волго-Вятском районе. Конодонты группы *Stepanovites–Sweetina* в трофической сети пелагиали казанского бассейна занимали позицию первичных консументов, питавшихся фитопланктоном с изотопно-легким углеродом. Легкий изотопный состав углерода может быть связан с относительно медленным ростом фитопланктона и, опосредованно, с низким содержанием углекислоты в атмосфере в раннеказанское время. Предполагаемая зависимость  $\delta^{13}\text{C}$  конодонтов отряда *Prioniodinida* от содержания углекислоты в атмосфере может использоваться для приближенной оценки вариаций содержания углекислого газа для отдельных стратиграфических интервалов.

**Ключевые слова:** изотопный состав углерода, конодонты, средняя пермь, казанский ярус, Волго-Уральская антеклиз

### Источник финансирования

Исследования проводились в рамках государственного задания по теме № 122040600008-5

## First data on the carbon isotope composition of conodont elements from the Middle Permian (Kazanian Stage) of the Tchimbulat section (Vyatka Dislocations, Volga-Ural Antecline)

Andrey V. Zhuravlev

N.P. Yushkin Institute of Geology, FRC Komi SC UB RAS, 54 Pervomaiskaya st., Syktyvkar 167982, Russia,  
e-mail: micropalaeontology@gmail.com

Received 02.07.2024, accepted 23.08.2024

**Для цитирования:** Журавлев А.В. (2025) Первые данные об изотопном составе углерода конодонтовых элементов из средней перми (казанский ярус) в разрезе Чимбулат (Вятские дислокации, Волго-Уральская антеклиз). *Литосфера*, 25(3), 438–450. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-3-438-450>. EDN: DQTPYJ

**For citation:** Zhuravlev A.V. (2025) First data on the carbon isotope composition of conodont elements from the Middle Permian (Kazanian Stage) of the Tchimbulat section (Vyatka Dislocations, Volga-Ural Antecline). *Lithosphere (Russia)*, 25(3), 438–450. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-3-438-450>. EDN: DQTPYJ

**Research subject.** Carbon isotope composition of conodont elements of Middle Permian age from the section of the Nemda Formation in the Chimbulat quarry. **Aim.** Paleoeological interpretation of data on the carbon isotope composition of conodont elements from Early Kazanian deposits of the Volga-Vyatska region. **Materials and Methods.** Carbon isotope composition was studied in 11 conodont elements of the *Stepanovites*, *Sweetina*, and *Kamagnathus* genera from 9 samples. The samples characterize the Kamagnathus khalimbadzhae regional conodont zone. **Results.** The average carbon isotopic composition of conodont elements in the studied samples was  $-27.3\text{‰}$ , which is lower than the average value for the Devonian-Carboniferous interval of the palaeotropical realm ( $-26.7\text{‰}$ ) and similar to the isotopic composition of conodonts from biohermal and near-biohermal facies of the Middle Carboniferous of Pai-Khoi. Judging by the relatively light carbon isotopic composition, the Middle Permian *Stepanovites*–*Sweetina* group probably occupied the trophic position of primary consumers. The relation of the isotopic composition of conodonts and host carbonates allow us to reconstruct the low to moderate pelagic primary bioproductivity of the Early Kazanian basin in the Volga-Vyatka region. According to the obtained data, a negative trend in the change of carbon isotope composition of conodont elements in the Late Devonian–Middle Permian interval was noted. This trend coincides with the decrease in carbon dioxide content in the atmosphere. The  $\delta^{13}\text{C}$  of conodonts could be related to the atmospheric carbon dioxide content through the intensity of carbon isotope fractionation by phytoplankton. **Conclusions.** The relatively low pelagic primary bioproductivity of the Early Kazanian marine basin in the Volga-Vyatka region was reconstructed. Conodonts of the *Stepanovites*–*Sweetina* group in the pelagic trophic network of the Kazanian basin occupied the position of primary consumers feeding on phytoplankton with a light carbon isotope composition. This light carbon isotope composition may have been caused by a relatively low phytoplankton growth rate and, indirectly, with a low atmospheric carbon dioxide content in the Early Kazanian time. The assumed dependence of  $\delta^{13}\text{C}$  of Prioniodinida conodonts on the atmospheric carbon dioxide content can be used for approximate estimation of carbon dioxide content variations for some stratigraphic intervals.

**Keywords:** carbon isotope composition, conodonts, Middle Permian, Kazanian Stage, Volga-Ural Antecline

#### Funding information

The research was conducted within the framework of the state assignment on topic No. 122040600008-5

#### Acknowledgements

The author expresses gratitude to I.V. Smoleva (The common use center “Geoscience”, Syktyvkar) for conducting isotope analyses and to the reviewers for their constructive comments that allowed the author to improve its work.

## ВВЕДЕНИЕ

Конodontы представляют собой группу морских нектонных организмов, полностью вымершую в начале юрского периода (Briggs et al., 1983; Du et al., 2023). В ископаемом состоянии от конodontов, как правило, остаются минерализованные структуры ротового аппарата – конodontовые элементы. В составе этих элементов по структурно-текстурным характеристикам выделяется ряд тканей, состоящих из фторгидроксилатапата и коллагеноподобного белка. Содержание органической компоненты во всех тканях не превышает 3% (Zhuravlev, 2023).

Минеральная и органическая составляющие вещества конodontовых элементов часто используются в качестве геохимического архива состава древней морской воды (Luz et al., 1984; Kürschner et al., 1992; Joachimski, Buggisch, 2002) и показателей экологических особенностей конodontов (Over, Grossman, 1992; Nicholas et al., 2004; Balter et al., 2019; Terrill et al., 2022; Zhuravlev, 2023; и др.).

Предполагается, что изотопный состав углерода конodontовых элементов ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{con}}$ ) отражает изотопный состав рациона конodontов и не зависит от изотопного состава растворенного бикарбоната морской воды (Zhuravlev, 2023). Вариации изотопного состава углерода конodontовых элементов, ве-



роятно, контролировались изменениями изотопного состава углерода фитопланктона как основной пищи конодонтов, на которую, в свою очередь, влияли глобальные и локальные изменения в пелагической экосистеме. Повышение значений  $\delta^{13}\text{C}_{\text{сop}}$  может быть связано с усложнением пищевых цепей, снижением фракционирования изотопов углерода фитопланктоном за счет его быстрого роста (Журавлев, 2022; Zhuravlev, 2023). Снижение  $\delta^{13}\text{C}_{\text{сop}}$  может быть обусловлено укорочением пищевых цепей, увеличением фракционирования изотопов углерода фитопланктоном при его медленном росте (Журавлев, 2022; Zhuravlev, 2023). Влияние на изотопный состав углерода конодонтовых элементов оказывали также вариации содержания углекислоты в атмосфере (через скорость роста фитопланктона и интенсивность фракционирования изотопов), особенно пищевых предпочтений и индивидуального развития конодонтов (Zhuravlev, 2023).

Цель работы заключается в палеоэкологической интерпретации данных по изотопному составу углерода конодонтовых элементов из раннеказанских отложений Волго-Вятского района.

## МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Основной материал происходит из разреза в карьере Чимбулат (Кировская область,  $\text{N}57.415^\circ \text{E}48.939^\circ$ ) (рис. 1). Этот разрез расположен в западной части Волго-Уральской антеклизы в пределах Вятских дислокаций, где на дневную поверхность выходят среднепермские отложения. Карьер вскрывает карбонаты немдинской свиты казанского возраста. Дополнительные данные по немдинской свите были получены в расположенном поблизости карьере Кремешки ( $\text{N}57.472^\circ \text{E}49.078^\circ$ ) (см. рис. 1) (Zhuravlev et al., 2006; Котляр и др., 2007). Палеогеографически рассматриваемый район отвечает центральной части Приуральяского палеобассейна (см. рис. 1).

Разрезы были изучены в 2005 г. автором совместно с С.Б. Шишловым, Г.В. Котляр и О.Л. Косовой. Вскрытый на момент изучения интервал охватывает часть нижнеказанского подъяруса (камышлинские слои) и, вероятно, самые низы верхнеказанского подъяруса (барабашинские слои) (Журавлев, 2005; Zhuravlev et al., 2006; Котляр и др., 2004, 2007). Разрез в карьере Чимбулат представлен следующей последовательностью пачек (Журавлев, 2005; Котляр и др., 2007) (рис. 2).

1. Песчаник глинистый мелкозернистый, полимиктовый, желтовато-серый, прослоями до темно-серого, субгоризонтально-слоистый, в верхней части известковистый, темно-серый, волнисто-слоистый, с линзовидными намывами растительного шлама, редкими раковинами двустворчатых моллюсков и субгоризонтальными ихнофоссилиями. Видимая мощность 0.7 м.



**Рис. 1.** Схема расположения изученных разрезов.

A – положение на схеме тектонического районирования, B – расположение разрезов, C – палеогеографическое положение района. Палеогеографическая схема для средней перми (максимум раннеказанской трансгрессии) – (Scotese, 2016).

**Fig. 1.** Location scheme of the studied sections.

A – position on the tectonic scheme, B – location of the sections, C – Palaeogeographic position of the area. Palaeogeographic scheme for the Middle Permian – (Scotese, 2016).

2. Известняки тонкодетритовые (рудстоуны и пакстоуны) с гнездами крупного органогенного детрита и раковин брахиопод хорошей сохранности, темно-серые до серых, местами коричневатые, в нижней части массивные, в верхней – волнисто-слоистые, прослоями косослойчатые. Присутствуют целые раковины и створки брахиопод, микробиально-водорослевые корки, остатки конуляриид. В верхней части отмечены ветвистые колонии мшанок в близком к прижизненному положении. Мощность 2.8 м.

3. Известняки тонкодетритовые (пакстоуны и вакстоуны) с линзовидным распределением среднего детрита и органических остатков (конулярииды, криноидеи, мшанки, брахиоподы, двустворча-

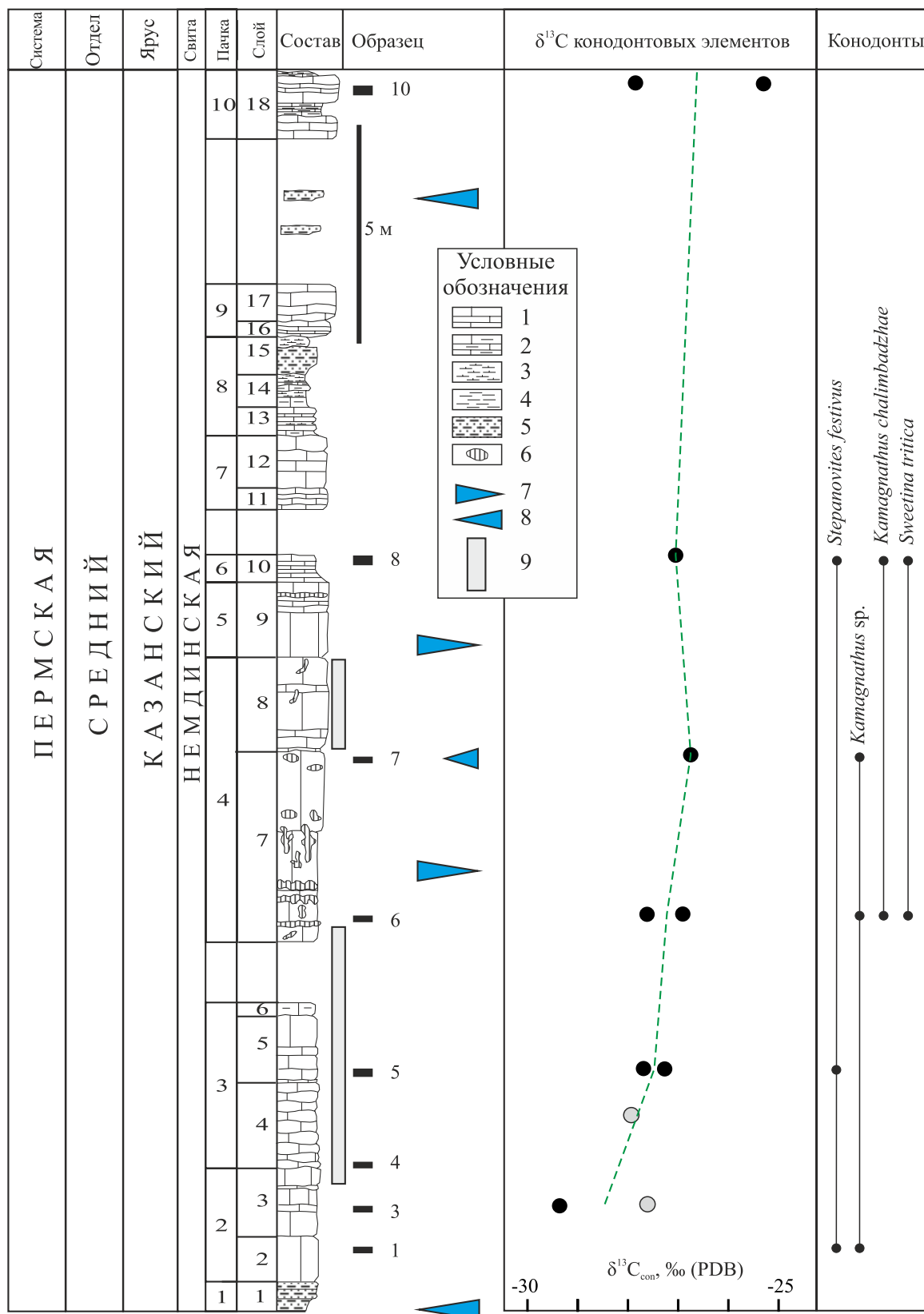


Рис. 2. Разрез немдинской свиты в карьере Чимбулат (Журавлев, 2005; Котляр и др., 2007, с дополнениями).

Номера слоев – (Журавлев, 2005). 1 – известняки детритовые; 2 – известняки глинистые; 3 – глины и аргиллиты известковые; 4 – глины и аргиллиты; 5 – песчаники глинистые; 6 – кремнистые стяжения; 7 – уровни максимума трансгрессии;

8 – уровни максимума регрессии; 9 – интервалы развития органогенных построек. На графике изотопного состава углерода конодонтовых элементов серыми кружками обозначены данные из образцов из разреза Кремешки.

**Fig. 2.** Section of the Nemda Formation in the Tchimbulat quarry (Zhuravlev, 2005; Kotlyar et al., 2007, with additions).

Bed numbers – (Zhuravlev, 2005). 1 – detrital limestones; 2 – clayey limestones; 3 – calcareous clays and argillites; 4 – clays and argillites; 5 – clayey sandstones; 6 – siliceous concretions; 7 – transgression maximum levels; 8 – regression maximum levels; 9 – intervals of organogenic buildups development. On the graph of carbon isotope composition of conodont elements, grey circles indicate data from samples from the Kremeshki section.

тые моллюски, гастроподы), серо-коричневые, линзовидно-косослойчатые, в верхней части неотчетливо волнисто-слоистые. Видимая мощность 4.3 м.

Не обнажено около 1.5 м по мощности.

4. Известняки тонкодетритовые (пакстоуны) в нижней части пачки, крупнодетритовые (пакстоуны и грейнстоуны) в средней части, тонкодетритовые (вакстоуны) в верхней части, светло-серые, местами коричневатые, неотчетливо волнисто-слоистые. В детрите присутствуют членики криноидей и редкие остатки конуляриид. Для пачки характерно окремнение. Видимая мощность 6.7 м.

5. Известняки мелкодетритовые (флаутстоуны и пакстоуны), в верхней части с линзовидным распределением детрита, серо-коричневый, косослойчатый, местами линзовидно-слоистый. В верхней части пачки отмечается линзовидное окремнение. Мощность 1.8 м.

6. Известняк тонкодетритово-пелитоморфный (вакстоун), глинистый, светло-серый, волнисто-слоистый, с рассеянными остатками микроконхид, мшанок, двустворчатых моллюсков, беззачемковых брахиопод и конуляриид. Видимая мощность пачки 0.7 м.

Не обнажено около 1.2 м по мощности.

7. Известняк тонкодетритовый (пакстоун, прослоями вакстоун) с остатками микроконхид, криноидей и брахиопод, в верхней части глинистый, светло-серый, розоватый, линзовидно-слоистый. Отмечены линзы с многочисленными члениками криноидей. Видимая мощность 1.8 м.

8. В нижней части пачки известняк глинистый (мадстоун) с прослоями известковистого аргиллита серо-коричневого. В верхней части пачки песчаник полимиктовый тонкозернистый сильно известковый (местами до песчанистого известняка) коричневатый-серый. Текстура волнисто-слоистая. Отмечены остатки микроконхид и остракод. В 0.8 м от подошвы – тонкий прослой (2–3 см) углистого аргиллита черного цвета с растительным шламом и детритом. Мощность пачки 2.1 м.

9. Известняк детритовый (пакстоун) песчаный с остатками микроконхид, известковых водорослей, криноидей, брахиопод и мшанок, серо-коричневый, косослойчатый, местами волнисто-слоистый. Присутствует растительный шлам. Видимая мощность 1.2 м.

Не обнажено около 3 м по мощности. Развалы песчаников с карбонатным цементом.

10. Чередование известняка тонкодетритового (вакстоун) светло-серого, волнисто-слоистого, местами с многочисленными раковинами брахиопод и двустворчатых моллюсков на поверхностях напластования, и известняка глинистого (мадстоун) светло-серого, волнисто-слоистого с редким органогенным детритом (остатки фораминифер, беззачемковых брахиопод, спикулы и редкий растительный шлам). Видимая мощность пачки 1.6 м.

Наблюдаемые в карьере водорослево-мшанково-брахиоподовые биогермы и брахиоподовые банки замещают по латерали пачку 3 и верхнюю часть пачки 4 (Котляр и др., 2007). В целом указанной осадочной последовательности отвечают мелководно-морские, частично прифривые, условия. Этот же интервал разреза вскрыт в карьере Кремешки, где более развиты биогермные фации (Котляр и др., 2007). Предполагается, что во время трансгрессий происходил рост органогенных построек, а во время регрессий – усиление терригенного стока с Палеоурала. Для рассматриваемого стратиграфического интервала были реконструированы изменения уровня моря, которые, вероятно, имели эвстатическую природу (Котляр и др., 2007). Пачке 1, средней части пачки 4 и пачкам 8–10 отвечают максимумы регрессии, а нижней части пачки 4 и пачке 5 – максимумы трансгрессии. Выделенные трансгрессивно-регрессивные последовательности позволили приблизительно сопоставить эту часть разреза с камышлинскими и барабашинскими слоями типовой местности казанского яруса (Котляр и др., 2007).

Комплексы конодонтов в разрезах Чимбулат и Кремешки включают три вида, принадлежащие трем родам группы *Stepanovites*–*Sweetina*. Содержание конодонтов в породе составляет от 1 до 20 элементов на 1 кг породы. Эти комплексы можно считать относительно богатыми, если сравнивать с другими конодонтовыми ассоциациями средней перми Восточно-Европейской платформы (Бореальной надобласти (Biakov, 2015)). Изображения характерных форм из комплексов конодонтов разреза Чимбулат представлены на рис. 3, а также опубликованы ранее (Журавлев, 2005; Zhuravlev et al., 2006). Коллекция конодонтов хранится в коллек-

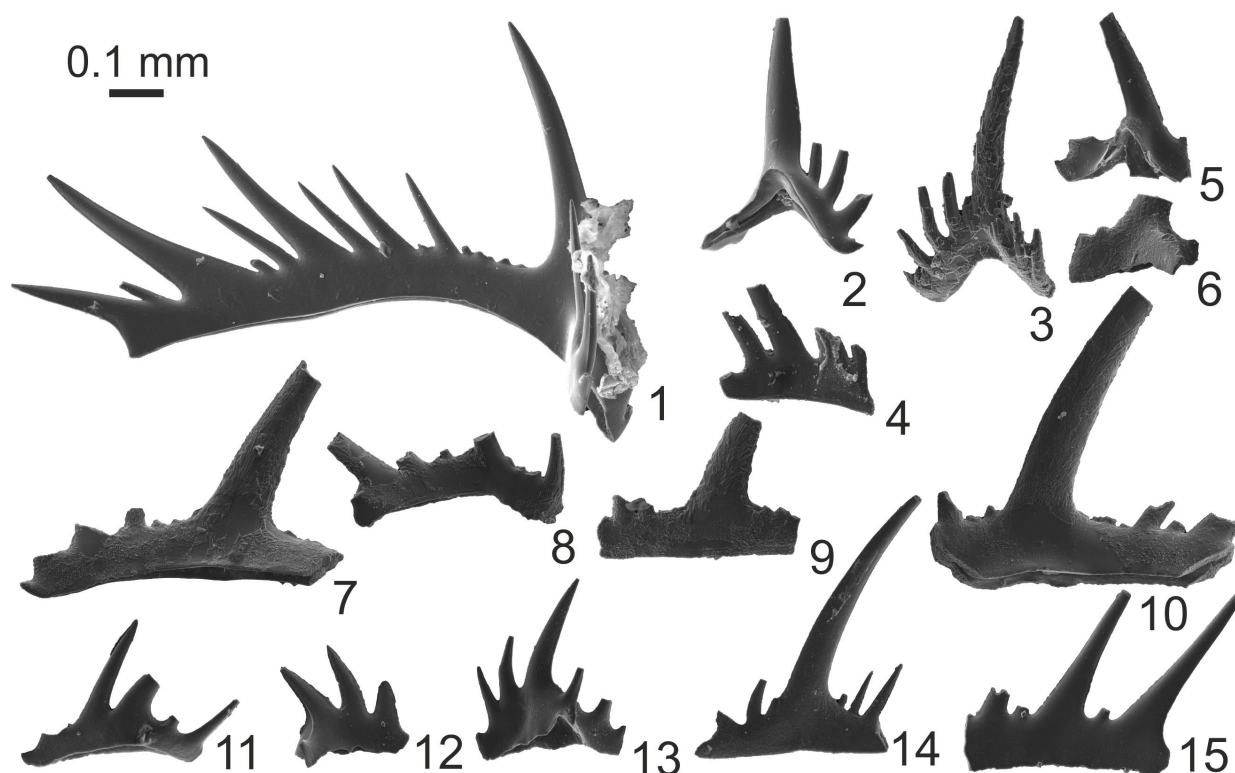


Рис. 3. Конодонтовые элементы из немдинской свиты в разрезе Чимбулат.

1 – *Stepanovites* sp.,  $S_0$  элемент, экз. 739/1, обр. Chm-1; 2 – *Kamagnathus*?, М элемент, экз. 739/2, обр. Chm-1; 3 – *Stepanovites festivus* (Bender et Stoppel, 1965), М элемент, экз. 739/3, обр. Chm-5; 4 – *Stepanovites festivus* (Bender et Stoppel, 1965), Р элемент, экз. 739/4, обр. Chm-5; 5 – *Sweetina tritica* Wardlaw et Collinson, 1986, Р элемент, экз. 739/5, обр. Chm-6; 6 – *Sweetina tritica* Wardlaw et Collinson, 1986, Р элемент, экз. 739/6, обр. Chm-6; 7 – *Kamagnathus* sp.,  $S_2$  элемент, экз. 739/7, обр. Chm-6; 8 – группа *Stepanovites*–*Sweetina*,  $S_1$  элемент, экз. 739/8, обр. Chm-6; 9 – группа *Stepanovites*–*Sweetina*,  $S_2$  элемент, экз. 739/9, обр. Chm-6; 10 – *Kamagnathus* sp.,  $S_2$  элемент, экз. 739/10, обр. Chm-7; 11 – *Stepanovites festivus* (Bender et Stoppel, 1965), Р элемент, экз. 739/11, обр. Chm-8; 12 – *Kamagnathus khalimbadzhae* Chernykh, 2001, Р элемент, экз. 739/12, обр. Chm-8; 13 – *Sweetina tritica* Wardlaw et Collinson, 1986, Р элемент, экз. 739/13, обр. Chm-8; 14 – *Sweetina tritica* Wardlaw et Collinson, 1986,  $S_2$  элемент, экз. 739/14, обр. Chm-8; 15 – группа *Stepanovites*–*Sweetina*,  $S_2$  элемент, экз. 739/15, обр. Chm-8.

Fig. 3. Conodont elements from the Nemda Formation, the Tchimbulat section.

1 – *Stepanovites* sp.,  $S_0$  element, spec. 739/1, sample Chm-1; 2 – *Kamagnathus*?, М element, spec. 739/2, sample Chm-1; 3 – *Stepanovites festivus* (Bender et Stoppel, 1965), М element, spec. 739/3, sample Chm-5; 4 – *Stepanovites festivus* (Bender et Stoppel, 1965), Р element, spec. 739/4, sample Chm-5; 5 – *Sweetina tritica* Wardlaw et Collinson, 1986, Р element, spec. 739/5, sample Chm-6; 6 – *Sweetina tritica* Wardlaw et Collinson, 1986, Р element, spec. 739/6, sample Chm-6; 7 – *Kamagnathus* sp.,  $S_2$  element, spec. 739/7, sample Chm-6; 8 – *Stepanovites*–*Sweetina* group,  $S_1$  element, spec. 739/8, sample Chm-6; 9 – *Stepanovites*–*Sweetina* group,  $S_2$  element, spec. 739/9, sample Chm-6; 10 – *Kamagnathus* sp.,  $S_2$  element, spec. 739/10, sample Chm-7; 11 – *Stepanovites festivus* (Bender et Stoppel, 1965), Р element, spec. 739/11, sample Chm-8; 12 – *Kamagnathus khalimbadzhae* Chernykh, 2001, Р element, spec. 739/12, sample Chm-8; 13 – *Sweetina tritica* Wardlaw et Collinson, 1986, Р element, spec. 739/13, sample Chm-8; 14 – *Sweetina tritica* Wardlaw et Collinson, 1986,  $S_2$  element, spec. 739/14, sample Chm-8; 15 – *Stepanovites*–*Sweetina* group,  $S_2$  element, spec. 739/15, sample Chm-8.

ции № 739 в Геологическом музее ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (Сыктывкар). Таксономически конодонты представлены родами *Stepanovites*, *Kamagnathus* и *Sweetina*. Представители этих родов обладают аппаратами, состоящими только из рамиформных элементов с разреженной зубчатостью (Черных, Силантьев, 2004), и образуют группу *Stepanovites*–*Sweetina* отряда Prioniodinida Sweet, 1988 (см. рис. 3). Надежная таксономическая иденти-

фикация на видовом уровне внутри группы осуществляется по Р элементам. Предполагается приуроченность представителей этой группы конодонтов к мелководно-морским условиям, в том числе к пририфовым зонам (Журавлев, 2005).

По конодонтам отложения сопоставлены с региональной зоной *Kamagnathus khalimbadzhae* нижней части казанского яруса (Черных, Силантьев, 2004). По совместному нахождению *Kamagnathus*

**Таблица 1.** Изотопный состав углерода конодонтовых элементов в разрезах Чимбулат и Кремешки**Table 1.** Carbon isotope composition of conodont elements in the Tchimbulat and Kremeshki sections

| Разрез   | Пачка | Образец   | Таксон                                       | $\delta^{13}\text{C}_{\text{con}}$ , ‰, PDB |
|----------|-------|-----------|----------------------------------------------|---------------------------------------------|
| Чимбулат | 2     | Chm-3/04  | <i>Stepanovites</i> sp.                      | –29.4                                       |
| Кремешки | 2     | Krm-1/04  | Группа <i>Stepanovites</i> – <i>Sweetina</i> | –27.6                                       |
| Кремешки | 3     | Krm-3/04  | То же                                        | –27.9                                       |
| Чимбулат | 3     | Chm-5/04  | –“–                                          | –27.7                                       |
| Чимбулат | 3     | Chm-5/04  | –“–                                          | –27.3                                       |
| Чимбулат | 4     | Chm-6/04  | –“–                                          | –27.6                                       |
| Чимбулат | 4     | Chm-6/04  | –“–                                          | –27.9                                       |
| Чимбулат | 4     | Chm-7/04  | –“–                                          | –26.8                                       |
| Чимбулат | 6     | Chm-8/04  | <i>Kamagnathus</i> sp.                       | –27.1                                       |
| Чимбулат | 10    | Chm-10/04 | Группа <i>Stepanovites</i> – <i>Sweetina</i> | –27.8                                       |
| Чимбулат | 10    | Chm-10/04 | То же                                        | –25.3                                       |

*khalimbadzhae* и *Sweetina tritica* (см. рис. 2) изученный интервал был сопоставлен с подзоной В зоны *Jinogondolella nankingensis* роудского яруса МСШ (Zhuravlev et al., 2006).

Данные по изотопному составу углерода и кислорода карбонатов из разреза в карьере Чимбулат были опубликованы в 2009 г. (Кулешов, Седаева, 2009). Напрямую сопоставить разрезы в карьере разных лет не представляется возможным, так как вскрытый интервал сильно изменялся, а в работе В.Н. Кулешова и К.М. Седаевой (2009) не приведено детальное описание разреза. По этой причине в настоящем исследовании используется средний изотопный состав углерода и кислорода карбонатов для нижнеказанского подъяруса в разрезе Чимбулат (Кулешов, Седаева, 2009). Для  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  среднее значение составляет около 4‰ PDB, а для  $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$  — около 24.5‰ SMOW.

Изотопный состав углерода конодонтовых элементов был изучен в семи образцах (девять конодонтовых элементов) из разреза в карьере Чимбулат и в двух образцах (два конодонтовых элемента) из разреза в карьере Кремешки (см. рис. 2, табл. 1). Образцы из разреза в карьере Кремешки характеризуют стратиграфический интервал, сопоставляемый со второй и низами третьей пачки разреза в карьере Чимбулат. Для анализа использовались S и M элементы конодонтов группы *Stepanovites*–*Sweetina*, в строении которых преобладает ламеллярная ткань. Особенности пробоподготовки, анализа и интерпретации изотопного состава углерода в конодонтовых элементах были подробно охарактеризованы ранее (Zhuravlev, 2020, 2023). Изотопный состав углерода конодонтовых элементов определялся на масс-спектрометре DELTA V Ad-

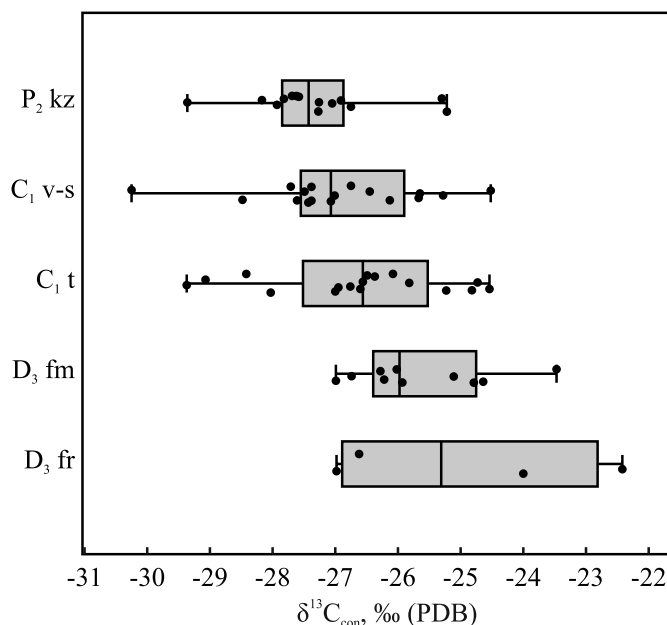
vantage, оснащенном интерфейсом непрерывного потока Thermo Electron (ConFlo III) и анализатором элементов (Flash EA 1112) (ЦКП “Геонаука”, г. Сыктывкар). Анализировался углекислый газ, образующийся при высокотемпературном (около 900°C) сгорании конодонтовых элементов в кислороде. При этой температуре в углекислый газ переходит углерод как из органического вещества, так и из гидроксипатита. Значения  $\delta^{13}\text{C}$  даны в промилле относительно стандарта PDB. При калибровке использован международный стандарт USGS-40 (L-глутаминовая кислота). Изотопный состав конодонтовых элементов и вмещающих карбонатов применялся для моделирования эффективной скорости роста фитопланктона с помощью программы C-model (свидетельство госрегистрации №2023681846 от 19 октября 2023 г.) (Журавлев, 2022).

Отсутствие следов микробальной и термальной (индекс окраски конодонтов 1, что отвечает температуре катагенеза менее 60°C) деградации органического вещества, высокая физико-химическая устойчивость ламеллярной ткани и отсутствие в ней открытой пористости позволяют предположить сохранение в ней близкого к первичному изотопного состава углерода.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Среднее значение  $\delta^{13}\text{C}$  конодонтовых элементов в изученных разрезах немдинской свиты составляет –27.3‰ (PDB), что ниже среднего значения для девонско-каменноугольного интервала палеотропической области (–26.7‰) и сходно с изотопным составом конодонтов *Neognathodus* sp. и





**Рис. 4.** Сравнение изотопного состава углерода у представителей отряда Prioniodinida из разных стратиграфических интервалов.

Данные взяты из табл. 1, а также из работы (Zhuravlev, 2023, с дополнениями). Квартили 25–75% обозначены прямоугольниками, вертикальная линия внутри прямоугольника отвечает медиане. Минимальные и максимальные значения показаны с помощью линий с засечками. Точки соответствуют измеренным значениям.

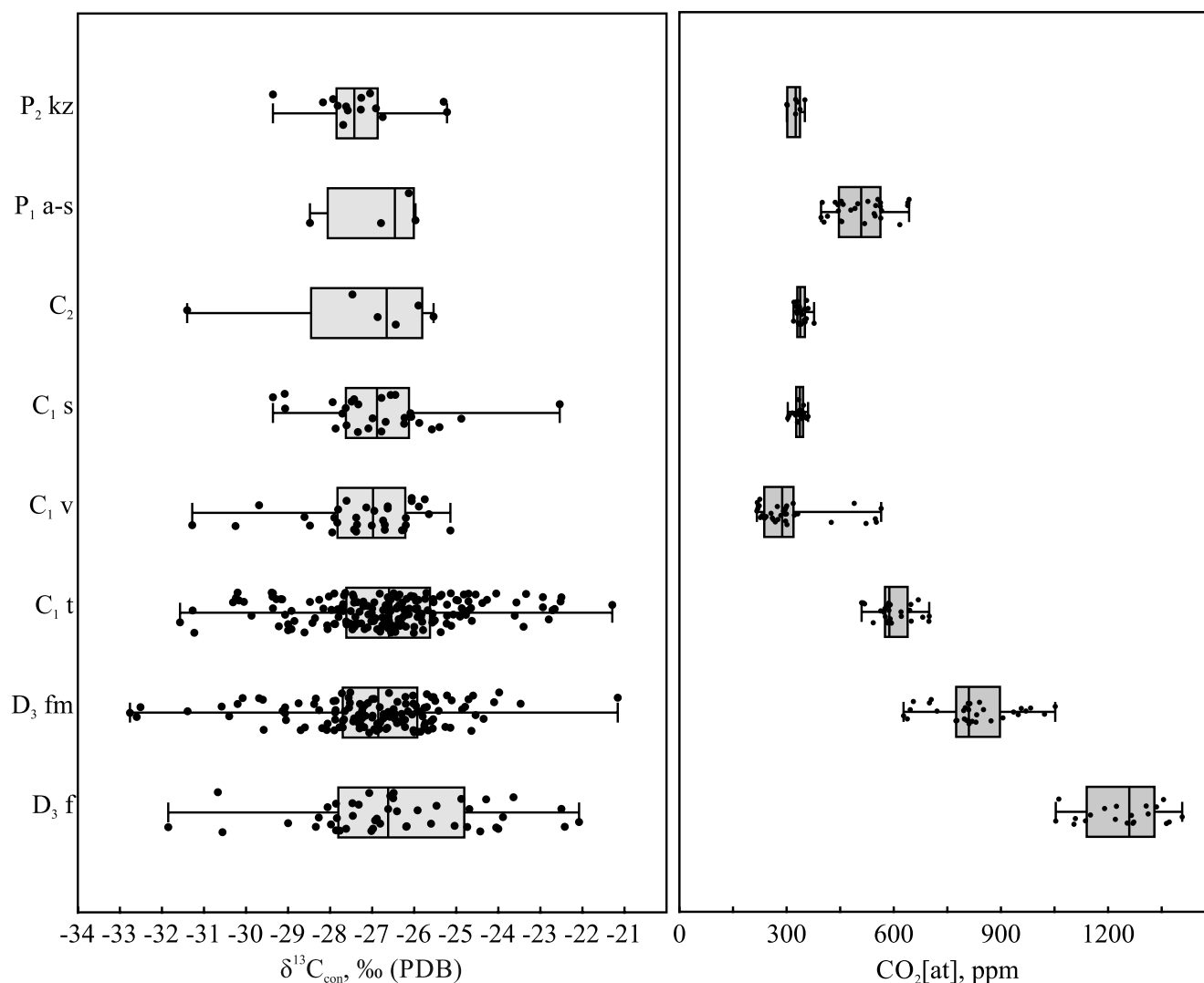
**Fig. 4.** Comparison of the carbon isotope composition of representatives of Prioniodinida from different stratigraphic intervals.

Data are taken from Table 1 and (Zhuravlev, 2023, with additions). Quartiles 25–75% are indicated by rectangles, the vertical line inside the rectangle corresponds to the median. Minimum and maximum values are shown with notched lines. The dots correspond to the measured values.

*Streptognathodus* sp. из биогермных и прибиогермных отложений среднего карбона Пай-Хоя (московский ярус, риф Чайка) (Zhuravlev et al., 2023). Кроме этого, раннеказанские представители группы *Stepanovites*–*Sweetina* демонстрируют существенно более легкий изотопный состав углерода по сравнению с позднедевонско-раннекаменноугольными представителями отряда Prioniodinida со сходным строением аппарата (рамыфирмные элементы в М, S и Р позициях) (рис. 4). Так, для франских *Ligonodina* и *Hibbardella* среднее значение  $\delta^{13}C_{con}$  составляет  $-25.0\text{‰}$ ; фаменских *Ligonodina*  $-25.6$ ; раннекаменноугольных *Ligonodina*  $-26.4$ ; раннекаменноугольных *Kladognathus* и *Idioprioniodus*  $-27.0\text{‰}$  (использованы данные из Zhuravlev, 2023, с дополнениями) (см. рис. 4). При этом приониодиниды в целом характеризуются несколько облегченным изотопным составом углерода по сравнению

со многими другими конодонтами (см., например: Zhuravlev, 2020; Журавлев, 2023). Отрицательный тренд  $\delta^{13}C$  приониодинид в среднем-позднем палеозое (см. рис. 4) может быть связан со снижением содержания углекислоты в атмосфере в этом временном интервале. По данным (Foster et al., 2017), это снижение от позднего девона до средней перми составило около 1000 ppm: от 1240 ppm во франском веке до 325 ppm (близкое к современному) в казанском веке (рис. 5). Величина  $\delta^{13}C$  у конодонтов могла быть связана с содержанием углекислоты в атмосфере через интенсивность фракционирования изотопов углерода фитопланктоном (Журавлев, 2022). Следует отметить, что менее отчетливый отрицательный тренд  $\delta^{13}C$  в среднем-позднем палеозое фиксируется для всех конодонтов, вне зависимости от их таксономической принадлежности (см. рис. 5). В целом содержание углекислоты в атмосфере, вероятно, было одним из ведущих экологических факторов, опосредованно влиявшим на  $\delta^{13}C_{con}$  (Zhuravlev, 2023). Установлена статистически значимая ( $R^2 = 0.58$  для всех конодонтов и  $R^2 = 0.84$  для приониодинид) корреляция средних значений этих двух параметров для среднего-позднего палеозоя (табл. 2, рис. 6). Зависимость среднего значения  $\delta^{13}C_{con}$  приониодинид от содержания углекислоты в атмосфере, выраженная эмпирической формулой  $CO_2[at] = 140.24(\delta^{13}C_{con})^2 + 7724(\delta^{13}C_{con}) + 106672$  (ppm), может использоваться для приближенной оценки вариаций содержания углекислого газа для отдельных стратиграфических интервалов. Формула получена методом наименьших квадратов по данным из табл. 2 и корректно работает для диапазона значений  $\delta^{13}C_{con}$  от  $-27.5$  до  $-24.0\text{‰}$ .

Судя по относительно легкому изотопному составу углерода и значительным вариациям значения  $\delta^{13}C_{con}$ , группа *Stepanovites*–*Sweetina*, вероятно, занимала позицию первичных консументов в трофической сети пелагиали казанского бассейна. Основной пищей этих конодонтов, скорее всего, служил фитопланктон с изотопно-легким углеродом. Изотопно-легкий состав углерода фитопланктона и планктонофагов характерен и для современных обитателей рифовых и приривовых зон (Roche et al., 2022). Легкий изотопный состав углерода фитопланктона мог быть обусловлен небольшими размерами клеток и/или их замедленным ростом при недостаточном питании (Popp et al., 1999). Используя модель связи изотопного состава углерода гидробионтов и их диеты (Caut et al., 2009), можно оценить средний изотопный состав углерода фитопланктона, которым питались раннеказанские конодонты. При среднем изотопном составе углерода конодонтов около  $-27\text{‰}$  он должен был составлять не более  $-28\text{‰}$ . Реконструированные значения изотопного состава углерода фитопланктона в среднем несколько легче изотопного состава углерода



**Рис. 5.** Динамика изотопного состава углерода конодонтов (Zhuravlev, 2023; Zhuravlev et al., 2023, с дополнениями) и содержания углекислоты в атмосфере (Foster et al., 2017) в позднедевонско-среднепермском интервале.

Квартили 25–75% обозначены прямоугольниками, вертикальная линия внутри прямоугольника отвечает медиане. Минимальные и максимальные значения показаны с помощью линий с засечками.

**Fig. 5.** Dynamics of the carbon isotope composition of conodonts (Zhuravlev, 2023; Zhuravlev et al., 2023, with additions) and atmospheric carbon dioxide content (Foster et al., 2017) in the Late Devonian-Middle Permian interval.

Quartiles 25–75% are indicated by rectangles, with the vertical line inside the rectangle corresponding to the median. Minimum and maximum values are shown with notched lines.

органического вещества из морских отложений рудского (казанского) возраста Южного Китая (Wei et al., 2020).

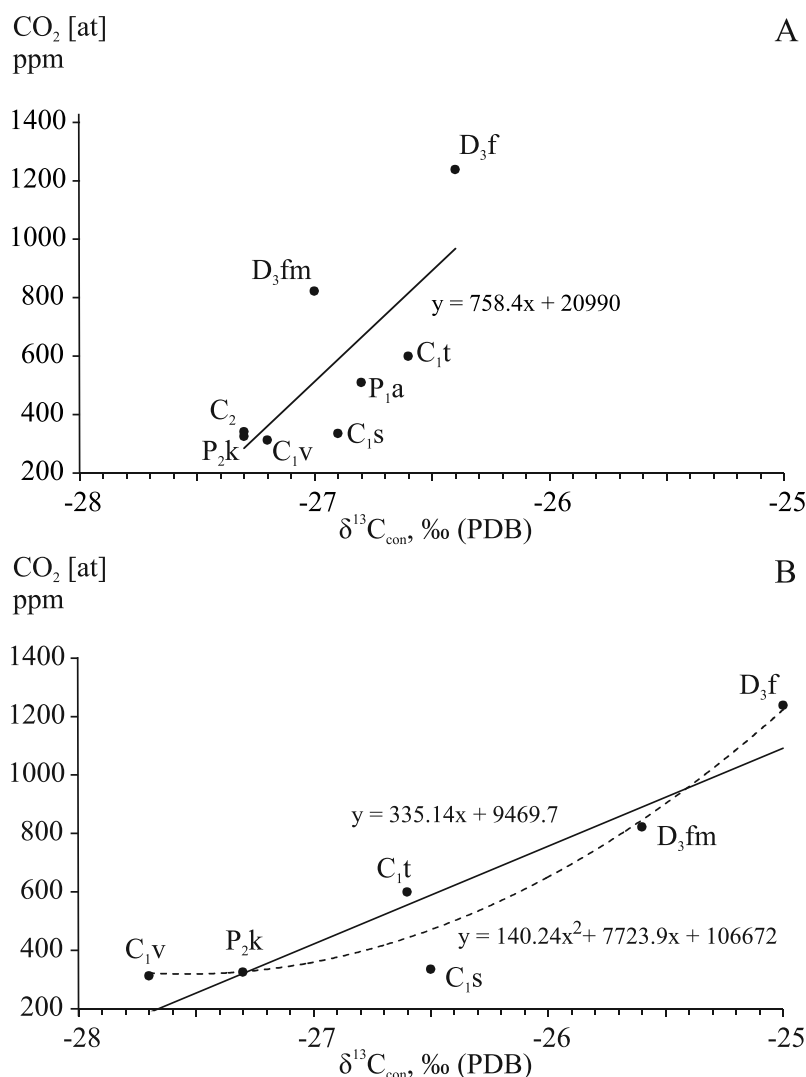
Отмечается слабый тренд утяжеления изотопного состава углерода конодонтовых элементов в разрезе Чимбулат (см. рис. 2). По результатам моделирования (Журавлев, 2022), этот тренд может быть связан с некоторым увеличением (от низкой до средней) первичной биопродуктивности в раннеказанское время за счет повышения эффективной скорости роста фитопланктона. В целом для

раннеказанского времени в рассматриваемом районе реконструируется невысокая первичная продуктивность пелагической экосистемы, близкая к таковой для прифовых пелагических экосистем московского века Пай-Хоя (Zhuravlev et al., 2023). Для более южной части бассейна востока Восточно-Европейской платформы для этого временного интервала ранее реконструировалась высокая первичная биопродуктивность (Nurgalieva et al., 2016). Снижение биопродуктивности в северном направлении может быть

**Таблица 2.** Средние значения содержания CO<sub>2</sub> в атмосфере (Foster et al., 2017) и изотопного состава углерода конодонтов

**Table 2.** Mean values of atmospheric CO<sub>2</sub> content (Foster et al., 2017) and carbon isotopic composition of conodonts

| Возрастной интервал                           | Среднее содержание CO <sub>2</sub> в атмосфере, г/т | Среднее значение $\delta^{13}\text{C}_{\text{con}}$ , ‰, PDB | Среднее значение $\delta^{13}\text{C}_{\text{con}}$ отряда Prioniodinida, ‰, PDB |
|-----------------------------------------------|-----------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------|
| Франкий век (D <sub>3</sub> f)                | 1238                                                | -26.4                                                        | -25.0                                                                            |
| Фаменский век (D <sub>3</sub> fm)             | 822                                                 | -27.0                                                        | -25.6                                                                            |
| Турнейский век (C <sub>1</sub> t)             | 599                                                 | -26.6                                                        | -26.6                                                                            |
| Визейский век (C <sub>1</sub> v)              | 312                                                 | -27.2                                                        | -27.7                                                                            |
| Серпуховский век (C <sub>1</sub> s)           | 335                                                 | -26.9                                                        | -26.5                                                                            |
| Среднекаменноугольная эпоха (C <sub>2</sub> ) | 341                                                 | -27.3                                                        | Нет данных                                                                       |
| Ассельский век (P <sub>1</sub> a)             | 509                                                 | -26.8                                                        | Нет данных                                                                       |
| Казанский век (P <sub>2</sub> k)              | 325                                                 | -27.3                                                        | -27.3                                                                            |



**Рис. 6.** Соотношение средних величин изотопного состава углерода конодонтовых элементов и содержания

углекислого газа в атмосфере (Foster et al., 2017) для франского, фаменского, турнейского, визейского, серпуховского ярусов, среднего карбона, ассельского яруса и казанского яруса.

Данные приведены в табл. 2. А – для конодонтов вообще. В – для конодонтов отряда Prioniodinida.

**Fig. 6.** Relationship between mean values of carbon isotopic composition of conodont elements and atmospheric carbon dioxide content (Foster et al., 2017) for the Frasnian, Famennian, Tournaisian, Visean, and Serpukhovian stages, Middle Carboniferous, Asselian and Kazanian stages.

The data are summarised in Table 2. A – for conodonts in general. B – for conodonts of the order Prioniodinida.

связано с развитием биогермов. Первичные продуценты органогенных построек, вероятно, успешно конкурировали с фитопланктоном за минеральное питание и мешали развитию эвтрофных условий в толще воды. Также быстрому росту фитопланктона могло препятствовать невысокое содержание углекислоты в атмосфере в раннеказанское время (King et al., 2015). Вероятно, что по трофической структуре раннеказанские прибиогермные пелагические экосистемы были сходны с современными (Roche et al., 2022), где место конодонтов занимают мелкие рыбы-планктонофаги. Существенные вариации изотопного состава углерода конодонтов (около 2‰), отмечаемые в нижней и верхней частях разреза, могут отражать как индивидуальные особенности, так и нестабильное состояние экосистемы во время регрессий (Zhuravlev, 2023).

Положительный тренд в изотопном составе углерода конодонтов также сопоставим с незначительным (примерно на 1‰) утяжелением изотопного состава углерода органического вещества и карбонатов в нижней части роудского яруса Южного Китая (Wei et al., 2020), что косвенно подтверждает корреляцию нижнеказанского подъяруса с нижней частью роудского яруса МСП.

## ВЫВОДЫ

Реконструирована относительно невысокая первичная биопродуктивность пелагиали раннеказанского морского бассейна в Волго-Вятском районе. Получены данные о вероятном положении конодонтов группы *Stepanovites*–*Sweetina* в трофической сети пелагиали казанского бассейна. Скорее всего, они занимали позицию первичных консументов, питавшихся фитопланктоном с изотопно-легким углеродом. Легкий изотопный состав углерода может быть связан с относительно медленным ростом фитопланктона и опосредованно – с низким содержанием углекислоты в атмосфере в раннеказанское время. Предполагаемая зависимость  $\delta^{13}\text{C}$  конодонтов отряда Prioniodinida от содержания углекислоты в атмосфере может использоваться для приближенной оценки вариаций содержания углекислого газа для отдельных стратиграфических интервалов.

## Благодарности

Автор выражает признательность И.В. Смолевой (ЦКП “Геонаука”, г. Сыктывкар) за проведение изотопных анализов и рецензентам за конструктивные замечания, позволившие улучшить работу.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Журавлев А.В. (2005) Конодонтовые ассоциации немдинской свиты (казанский ярус, Волго-Вятский район). *Регион. геология и металлогения*, (23), 69-73.
- Журавлев А.В. (2022) Численное моделирование первичной биопродуктивности пелагических экосистем палеозоя. *Вестн. геонаук*, (8), 37-42. <https://doi.org/10.19110/geov.2022.8.4>
- Журавлев А.В. (2023) Изотопный состав углерода раннефаменских конодонтов и карбонатов ижемской свиты (Южный Тиман). *Нефтегазовая геология. Теория и практика*, **18**(3). [https://doi.org/10.17353/2070-5379/35\\_2023](https://doi.org/10.17353/2070-5379/35_2023)
- Котляр Г.В., Коссовая О.Л., Журавлев А.В. (2004) Межрегиональная корреляция основных событийных рубежей пермской системы. *Тихоокеан. геол.*, **23**(4), 25-42.
- Котляр Г.В., Шишлов С.Б., Журавлев А.В., Коссовая О.Л. (2007) Разрезы казанского яруса бассейна р. Немды (Волго-Вятский район). Верхний палеозой России: стратиграфия и палеогеография. Матлы Всерос. конф. Казань: КГУ, 162-170.
- Кулешов В.Н., Седаева К.М. (2009) Геохимия изотопов ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ) и условия образования верхнеказанских карбонатных отложений Волго-Вятского междуречья. *Литология и полез. ископаемые*, (5), 508-526.
- Черных В.В., Силантьев В.В. (2004) Конодонты казанского яруса среднего Поволжья и проблема обоснования верхней границы западноуральского отдела перми. *Структура и статус Восточно-Европейской стратиграфической шкалы пермской системы, усовершенствование ярусного расчленения верхнего отдела пермской системы Общей стратиграфической шкалы*. Доклады всероссийского совещания. Казань: КГУ, 83-86.
- Balter V., Martin J.E., Tacail T., Suan G., Renaud S., Girard C. (2019) Calcium stable isotopes place Devonian conodonts as first level consumers. *Geochem. Perspectives. Lett.*, **10**, 36-39. <https://doi.org/10.7185/geochem-lett.1912>
- Biakov A.S. (2015) Biogeography of the Permian Marine Boreal Basins Based on Bivalves. *Paleontol. J.*, **49**(11), 1184-1192.

- Briggs D.E.G., Clarkson E.N.K., Aldridge R. (1983) The conodont animal. *Lethaia*, **16**, 1-14.
- Caut S., Angulo E., Courchamp F. (2009) Variation in discrimination factors ( $\Delta^{15}\text{N}$  and  $\Delta^{13}\text{C}$ ): The effect of diet isotopic values and applications for diet reconstruction. *J. Applied Ecology*, **46**(2), 443-453. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2664.2009.01620.x>
- Du Y., Onoue T., Tomimatsu Y., Wu Q., Rigo M. (2023) Lower Jurassic conodonts from the Inuyama area of Japan: Implications for conodont extinction. *Front. Ecol. Evol.*, **11**, 1135789. <https://doi.org/10.3389/fevo.2023.1135789>
- Foster G., Royer D., Lunt D. (2017) Future climate forcing potentially without precedent in the last 420 million years. *Nature Communications*, **8**, 14845. <https://doi.org/10.1038/ncomms14845>
- Joachimski M.M., Buggisch W. (2002) Conodont apatite  $\delta^{18}\text{O}$  signatures indicate climate cooling as a trigger of the Late Devonian mass extinction. *Geology*, **30**(8), 711-714.
- King A.L., Jenkins B.D., Wallace J.R., Liu Y., Wikfors G.H., Milke L.M., Meseck S.L. (2015) Effects of  $\text{CO}_2$  on growth rate, C:N:P, and fatty acid composition of seven marine phytoplankton species. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **537**, 59-69. <https://doi.org/10.3354/meps11458>
- Kürschner W., Becker R.T., Buhl D., Veizer J. (1992) Strontium isotopes in conodonts: Devonian–Carboniferous transition, the northern Rhenish Slate Mountains, Germany. *Ann. Soc. géol. Belg.*, **115**(2), 595-621.
- Luz B., Kolodny Y., Kovach J. (1984) Oxygen isotope variations in phosphate of biogenic apatites, III. Conodonts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **69**(2), 255-262. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(84\)90185-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(84)90185-7)
- Nicholas C., Murray J., Goodhue R., Ditchfield P. (2004) Nitrogen and carbon isotopes in conodonts: Evidence of trophic levels and nutrient flux in Palaeozoic oceans. *The Palaeontological Association 48th Annual Meeting*, 17th–20th December 2004, University of Lille, Abstracts, 126-127.
- Nurgalieva N.G., Silantiev V.V., Fakhrutdinov E.I., Gareev B.I., Batalin G.A. (2016) The lower Kazanian rocks as shallow marine facies (South-Eastern Tatarstan) on geochemistry data. *ARPJ. Eng. Appl. Sci.*, **11**(23), 13462-13471.
- Over D.J., Grossman E.L. (1992) Carbon isotope analysis of conodont organic material – procedure and preliminary results. *Geol. Soc. Amer., Abstracts with Programs*, (24), A214.
- Popp B.N., Hanson K.L., Dore J.E., Bidigare R.R., Laws E.A., Wakeham S.G. (1999) Controls on the Carbon Isotopic Composition of Phytoplankton. *Reconstructing Ocean History* (Ed. by F. Abrantes, A.C. Mix). Boston, MA: Springer, 381-398. [https://doi.org/10.1007/978-1-4615-4197-4\\_21](https://doi.org/10.1007/978-1-4615-4197-4_21)
- Roche R.C., Heenan A., Taylor B.M., Schwarz J.N., Fox M.D., Southworth L.K., Williams G.J., Turner J.R. (2022) Linking variation in planktonic primary production to coral reef fish growth and condition. *Royal Soc. Open Sci.*, **9**(8), 201012. <https://doi.org/10.1098/rsos.201012>
- Scotese C.R. (2016) PALEOMAP PaleoAtlas for GPlates and the PaleoDataPlotter program. *Geol. Soc. Amer., Abstracts with Programs*, **48**(5), 24-11. <https://doi.org/10.1130/abs/2016NC-275387>
- Terrill D.F., Jarochowska E., Henderson C.M., Shirley B., Bremer O. (2022) Sr/Ca and Ba/Ca ratios support trophic partitioning within a Silurian conodont community from Gotland, Sweden. *Paleobiology*, **48**(4), 601-621. <https://doi.org/10.1017/pab.2022.9>
- Wei H., Geng Z., Zhang X. (2020) Guadalupian (Middle Permian)  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  changes in the Lower Yangtze, South China. *Acta Geochim.*, **39**, 988-1001. <https://doi.org/10.1007/s11631-020-00417-3>
- Zhuravlev A.V. (2020) Trophic position of some Late Devonian–Carboniferous (Mississippian) conodonts revealed on carbon organic matter isotope signatures: A case study of the East European basin. *Geodiversitas*, **42**(24), 443-453. <https://doi.org/10.5252/geodiversitas-2020v42a24>
- Zhuravlev A.V. (2023) Carbon isotope study of conodont elements: Applications and limitations. *Marine Micropaleontology*, **178**, 102200. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2022.102200>
- Zhuravlev A.V., Kotlyar G.V., Shishlov S.B. (2006) Paleobiogeographical and biostratigraphical analysis of the Kazanian (Middle Permian) conodonts of the east Russian Platform – preliminary results. *Permophiles*, (48), 15-20.
- Zhuravlev A.V., Erofeevsky A.V., Gruzdev D.A., Plotitsyn A.N. (2023) Carbon and oxygen isotopic composition of the lower part of the Tchaika Reef (Moscovian, NW Pai-Khoi). *Kazan Golovkinsky Meeting*, **47**. <http://doi.org/10.13140/RG.2.2.20618.03529>

## REFERENCES

- Balter V., Martin J.E., Tacail T., Suan G., Renaud S., Girard C. (2019) Calcium stable isotopes place Devonian conodonts as first level consumers. *Geochem. Perspectives. Lett.*, **10**, 36-39. <https://doi.org/10.7185/geochemlet.1912>
- Biakov A.S. (2015) Biogeography of the Permian Marine Boreal Basins Based on Bivalves. *Paleontol. J.*, **49**(11), 1184-1192.
- Briggs D.E.G., Clarkson E.N.K., Aldridge R. (1983) The conodont animal. *Lethaia*, **16**, 1-14.
- Caut S., Angulo E., Courchamp F. (2009) Variation in discrimination factors ( $\Delta^{15}\text{N}$  and  $\Delta^{13}\text{C}$ ): The effect of diet isotopic values and applications for diet reconstruction. *J. Applied Ecology*, **46**(2), 443-453. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2664.2009.01620.x>
- Chernykh V.V., Silantiev V.V. (2004) Conodonts of the Kazanian Stage of the Middle Volga region and the problem of substantiation of the upper boundary of the Zapadnouralian Series of the Permian. *Structure and status of the East European stratigraphic scale of the Permian system, improvement of the stage division of the upper section of the Permian system of the General stratigraphic scale. Reports of the All-Russian conference. Kazan, KGU*, 83-86. (In Russ.)
- Du Y., Onoue T., Tomimatsu Y., Wu Q., Rigo M. (2023) Lower Jurassic conodonts from the Inuyama area of Japan: Implications for conodont extinction. *Front. Ecol. Evol.*, **11**, 1135789. <https://doi.org/10.3389/fevo.2023.1135789>
- Foster G., Royer D., Lunt D. (2017) Future climate forcing potentially without precedent in the last 420 million years. *Nature Communications*, **8**, 14845. <https://doi.org/10.1038/ncomms14845>
- Joachimski M.M., Buggisch W. (2002) Conodont apatite  $\delta^{18}\text{O}$  signatures indicate climate cooling as a trigger of the Late Devonian mass extinction. *Geology*, **30**(8), 711-714.



- King A.L., Jenkins B.D., Wallace J.R., Liu Y., Wikfors G.H., Milke L.M., Meseck S.L. (2015) Effects of CO<sub>2</sub> on growth rate, C:N:P, and fatty acid composition of seven marine phytoplankton species. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **537**, 59-69. <https://doi.org/10.3354/meps11458>
- Kotlyar G.V., Kossovaya O.L., Zhuravlev A.V. (2004) Inter-regional correlation of the main event boundaries in the Permian system. *Tikhookean. Geolog.*, **23**(4), 25-42. (In Russ.)
- Kotlyar G.V., Shishlov S.B., Zhuravlev A.V., Kossovaya O.L. (2007). Sections of the Kazanian Stage in the Nemda River basin (Volga-Vyatka region). Upper Paleozoic of Russia: Stratigraphy and paleogeography. Proc. of the All-Russian Conf. Kazan', KGU, 162-170. (In Russ.)
- Kuleshov V.N., Sedaeva K.M. (2009) Geochemistry of isotopes ( $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$ ) and depositional environment of the upper Kazanian carbonate sediments in the Volga-Vyatka interfluv. *Lithol. Miner. Resour.*, (44), 465-481 (translated from *Litologiya i Polez. Iskopaemye*, (5), 508-526). <https://doi.org/10.1134/S0024490209050058>
- Kürschner W., Becker R.T., Buhl D., Veizer J. (1992) Strontium isotopes in conodonts: Devonian–Carboniferous transition, the northern Rhenish Slate Mountains, Germany. *Ann. Soc. géol. Belg.*, **115**(2), 595-621.
- Luz B., Kolodny Y., Kovach J. (1984) Oxygen isotope variations in phosphate of biogenic apatites, III. Conodonts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **69**(2), 255-262. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(84\)90185-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(84)90185-7)
- Nicholas C., Murray J., Goodhue R., Ditchfield P. (2004) Nitrogen and carbon isotopes in conodonts: Evidence of trophic levels and nutrient flux in Palaeozoic oceans. *The Palaeontological Association 48th Annual Meeting*, 17th–20th December 2004, University of Lille, Abstracts, 126-127.
- Nurgalieva N.G., Silantiev V.V., Fakhrutdinov E.I., Gareev B.I., Batalin G.A. (2016) The lower Kazanian rocks as shallow marine facies (South-Eastern Tatarstan) on geochemistry data. *ARPJ. Eng. Appl. Sci.*, **11**(23), 13462-13471.
- Over D.J., Grossman E.L. (1992) Carbon isotope analysis of conodont organic material – procedure and preliminary results. *Geol. Soc. Amer., Abstracts with Programs*, (24), A214.
- Popp B.N., Hanson K.L., Dore J.E., Bidigare R.R., Laws E.A., Wakeham S.G. (1999) Controls on the Carbon Isotopic Composition of Phytoplankton. *Reconstructing Ocean History* (Ed. by F. Abrantes, A.C. Mix). Boston, MA, Springer, 381-398. [https://doi.org/10.1007/978-1-4615-4197-4\\_21](https://doi.org/10.1007/978-1-4615-4197-4_21)
- Roche R.C., Heenan A., Taylor B.M., Schwarz J.N., Fox M.D., Southworth L.K., Williams G.J., Turner J.R. (2022) Linking variation in planktonic primary production to coral reef fish growth and condition. *Royal Soc. Open Sci.*, **9**(8), 201012. <https://doi.org/10.1098/rsos.201012>
- Scotese C.R. (2016) PALEOMAP PaleoAtlas for GPlates and the PaleoDataPlotter program. *Geol. Soc. Amer., Abstracts with Programs*, **48**(5), 24-11. <https://doi.org/10.1130/abs/2016NC-275387>
- Terrill D.F., Jarochowska E., Henderson C.M., Shirley B., Bremer O. (2022) Sr/Ca and Ba/Ca ratios support trophic partitioning within a Silurian conodont community from Gotland, Sweden. *Paleobiology*, **48**(4), 601-621. <https://doi.org/10.1017/pab.2022.9>
- Wei H., Geng Z., Zhang X. (2020) Guadalupian (Middle Permian)  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  changes in the Lower Yangtze, South China. *Acta Geochim.*, **39**, 988-1001. <https://doi.org/10.1007/s11631-020-00417-3>
- Zhuravlev A.V. (2005) Conodont associations of the Nemda Formation (Kazanian Stage, Volga-Vyatka region). *Region. Geologiya i Metallogeniya*, (23), 69-73. (In Russ.)
- Zhuravlev A.V. (2020) Trophic position of some Late Devonian–Carboniferous (Mississippian) conodonts revealed on carbon organic matter isotope signatures: A case study of the East European basin. *Geodiversitas*, **42**(24), 443-453. <https://doi.org/10.5252/geodiversitas-2020v42a24>
- Zhuravlev A.V. (2022) Numerical modelling of primary bioproductivity of the Palaeozoic pelagic ecosystems. *Vestn. geonauk*, (8), 37-42. <https://doi.org/10.19110/geov.2022.8.4> (In Russ.)
- Zhuravlev A.V. (2023) Carbon isotope study of conodont elements: Applications and limitations. *Marine Micropaleontology*, **178**, 102200. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2022.102200>
- Zhuravlev A.V. (2023) Carbon isotopic composition of the Early Famennian conodonts and host carbonates of the Izma Formation (South Timan). *Neftegazovaya Geologiya. Teoriya i Praktika*, **18**(3), [https://doi.org/10.17353/2070-5379/35\\_2023](https://doi.org/10.17353/2070-5379/35_2023) (In Russ.)
- Zhuravlev A.V., Kotlyar G.V., Shishlov S.B. (2006) Paleobiogeographical and biostratigraphical analysis of the Kazanian (Middle Permian) conodonts of the east Russian Platform – preliminary results. *Permophiles*, (48), 15-20.
- Zhuravlev A.V., Erofeevsky A.V., Gruzdev D.A., Plotitsyn A.N. (2023) Carbon and oxygen isotopic composition of the lower part of the Tchaika Reef (Moscovian, NW Pai-Khoi). *Kazan Golovinsky Meeting*, **47**. <http://doi.org/10.13140/RG.2.2.20618.03529>

УДК 551.552.122(477.7)

DOI: 10.24930/2500-302X-2025-25-3-451-470

## Бактериальные постройки углеводородного просачивания с текстурой конус в конусе в породах таврической серии Горного Крыма (Южный берег Крыма)

В. И. Лысенко<sup>1,2</sup>, С. А. Садыков<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Институт природно-технических систем, 299011, г. Севастополь, ул. Ленина, 28, e-mail: niagara\_sev@mail.ru

<sup>2</sup>Филиал Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова, 299009, г. Севастополь, ул. Героев Севастополя, 7

<sup>3</sup>Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, 456317, Челябинская обл., г. Миасс

Поступила в редакцию 19.09.2024 г., принята к печати 06.12.2024 г.

Приводятся результаты исследования палеогеографических условий образования построек с текстурами конус в конусе живыми организмами. *Методы.* Изучение морфологии с помощью приполировок и шлифов под микроскопом Olympus BX 5 с фотокамерой Olympus DP 12. Геохимические анализы выполнялись ICP ELAN 9000 (фирмы Perkin Elmer). Изотопный состав углерода определялся масс-спектрометрическим методом на приборе Deltaplus Advantage. *Результаты.* Образование построек происходило на твердом грунте. Оно имело несколько фаз роста. Древовидный скелет построек конус в конусе обладает модульным строением. Из его стенок отходят ламинны микронной толщины. Они формируют рулоны конусов, сросшиеся между собой лепестки с рифленой поверхностью. Верхняя поверхность построек покрыта лепестками ламин и сферолитами кальцита. Их минеральный состав представлен шестоватым антраконитом с присутствием родохрозита, кварца и фрамбоидов пирита. Изотопный состав углерода карбонатных построек изменяется от –19.14 до –13.59‰, а ее биогенного материала –  $\delta^{13}\text{C} = -36.64\text{‰}$ . На связь образования карбоната с хемосинтезом архей и прокариот указывают изотопный состав углерода, изотопная разница  $\delta^{13}\text{C}$  карбоната и биогенного вещества, присутствие сферолитов карбоната, фрамбоидов пирита, биомаркеров, легкой и тяжелой нефти. Высокие содержания в материале построек литофильных, халькофильных, редкоземельных элементов, а также изотопный состав серы (+11.28; +1.72‰), углерода (от –19.14 до –13.59‰) и кислорода (от –14.52 до –13.45‰) подтверждают использование живыми организмами глубинных вулканических флюидов. *Заключение.* Постройки с текстурами конус в конусе созданы простейшими организмами в симбиозе с прокариотами и археями, которые перерабатывали углеводородные вулканические флюиды в органическое вещество и карбонат. Присутствие рядом с постройками биоценоза крупной фауны и другие признаки позволяют относить образования конус в конусе к древним карбонатам углеводородного просачивания или метанолитам триаса. Постмагматические углеводородные флюиды, которыми питались микроорганизмы, имеют глубокий генезис.

**Ключевые слова:** археи, прокариоты, модульное строение, ламинны, древовидный скелет, сферолиты, антраконит, изотопный состав, метан, карбонаты просачивания углеводородов

### Источник финансирования

Работа поддержана государственной бюджетной темой в рамках Госзадания ИПТС, № госрегистрации 124020100120-9

## Bacterial hydrocarbon seepage structures with a cone-in-cone texture in the rocks of the Taurian series of the Mountain Crimea (South Coast of Crimea)

Vitaly I. Lysenko<sup>1,2</sup>, Sergey A. Sadykov<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Institute of Natural and Technical Systems, 28 Lenin st., Sevastopol 299011, Russia, e-mail: niagara\_sev@mail.ru

<sup>2</sup>Branch of Moscow State University named after M.V. Lomonosov, 7 Heroes of Sevastopol st., Sevastopol 299009, Russia

<sup>3</sup>Institute of Mineralogy, South Ural Federal Scientific Center for Mineralogy and Geoecology, UB RAS, Miass, Chelyabinsk region 456317, Russia

**Для цитирования:** Лысенко В.И., Садыков С.А. (2025) Особенности распределения изотопного состава углерода в карбонатах разреза сартыуской свиты (нижний карбон, Воркутинское поднятие). *Литосфера*, **25**(3), 451–470. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-3-451-470>. EDN: EHJRZV

**For citation:** Lysenko V.I., Sadykov S.A. (2025) Bacterial hydrocarbon seepage structures with a cone-in-cone texture in the rocks of the Taurian series of the Mountain Crimea (South Coast of Crimea). *Lithosphere (Russia)*, **25**(3), 451–470. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-3-451-470>. EDN: EHJRZV

Received 19.09.2024, accepted 06.12.2024

**Research subject.** Paleogeographic conditions for the formation of structures with cone-to-cone textures by living organisms. **Methods.** The morphology of polished sections was studied using an Olympus BX 5 microscope equipped with an Olympus DP 12 camera. Geochemical analysis was performed using an ICP ELAN 9000 (Perkin Elmer). Carbon isotope composition was determined by mass spectrometry on a Deltaplus Advantage device. **Results.** The structures were formed on solid ground. They had several growth phases. The tree-like skeleton of the cone-to-cone structures has a modular structure. Micron-thick laminae extended from its walls. They formed rolls of cones, fused petals with a corrugated surface. The upper surface of the structures is covered with lamina petals and calcite spherulites. Their mineral composition is represented by columnar anthraconite with the presence of rhodochrosite, quartz, and pyrite framboids. The isotopic composition of carbon in carbonate structures varied from  $-19.14$  to  $-13.59\text{‰}$ , and that of its biogenic material  $\delta^{13}\text{C} = -36.64\text{‰}$ . The relationship between carbonate formation and chemosynthesis of archaea and prokaryotes is indicated by the results of carbon isotope composition,  $\delta^{13}\text{C}$  isotope difference between carbonate and biogenic matter, presence of carbonate spherulites, pyrite framboids, biomarkers, light and heavy oil. High contents of lithophile, chalcophile, rare earth elements in the material of the structures, as well as the isotope composition of sulfur ( $+11.28$ ;  $+1.72\text{‰}$ ), carbon (from  $-19.14$  to  $-13.59\text{‰}$ ) and oxygen (from  $-14.52$  to  $-13.45\text{‰}$ ) confirm the use of deep volcanic fluids by living organisms. **Conclusions.** Structures with cone-to-cone textures were created by protozoa in symbiosis with prokaryotes and archaea, which processed hydrocarbon volcanic fluids into organic matter and carbonate. The presence of large fauna near the biocenosis structures and other features allow us to attribute the cone-to-cone formations to ancient hydrocarbon seepage carbonates or Triassic methane-liths. Postmagmatic hydrocarbon fluids, which have fed the microorganisms, have a deep genesis.

**Keywords:** archaea, prokaryotes, modular structure, laminae, tree-like skeleton, spherulites, anthraconite, isotopic composition, methane, hydrocarbon seeps carbonates

#### Funding information

The work was carried out within the framework of the State assignment of the Federal State Budgetary Institution of Science Institute of Natural and Technical Systems, state registration no. 124020100120-9

## ВВЕДЕНИЕ

Период изучения образований конус в конусе (CIC) насчитывает более трех веков (Taft, 1922; Maher et al., 2017). Подробная история их исследования описана в работе В.Г. Колокольцева (2002). В наше время исследователи придерживаются следующих гипотез генезиса их формирования за счет литостатического давления и растворения; участия газовых флюидов; процессов перекристаллизации; седиментации и диагенеза осадочных отложений; биологических процессов (Gilman, Metzger, 1967; Колокольцев, 2002; Тугарова, 2014). Несмотря на значительное количество теорий образования текстур CIC, процессы их формирования остаются загадкой для исследователей и сегодня.

Первые данные о породах с “фунтиковой текстурой” (con-in-con) в центральной части Горного Крыма приводятся в работах Н.В. Логвиненко

(1961) и М.В. Муратова (1959). Более детальное их описание дано в статье А.П. Ставского и А.В. Казанцева (1973). Образования CIC были найдены нами (В.И. Лысенко) на южном склоне Главной гряды Крымских гор у пос. Тессели. Результаты их исследования доказали, что подобные постройки созданы живыми организмами. Трактовать их как текстурные формы в породе методологически неверно. Правильнее образования CIC назвать постройками сообществ микроорганизмов. Подобные образования часто встречаются в осадочных толщах разных временных интервалов. Изучение условий их формирования является актуальной задачей для реконструкции палеогеографических обстановок прошлого.

Целью работы выступает познание генезиса и условий образования тессельских построек с текстурами конус в конусе. В задачи входило изучение морфологии строений, геологических условий, геохимических обстановок их формирования.

## ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В ходе полевых обследований Тессельского палеовулкана были найдены породы, у которых на боковой поверхности отмечается рисунок СИС. Это была первая находка таких образований на южных склонах Главной гряды Крымских гор. При геологических исследованиях региона главное внимание уделялось изучению разрезов с этими породами и их контактов с вмещающей толщей. Была собрана богатая коллекция материала пород СИС. Из них изготовлены приполировки и шлифы. Образования СИС сложены в основном карбонатом, поэтому часть приполировок протравлены в кислоте. Это позволило лучше изучить строение построек. Исследования шлифов вертикальных и горизонтальных срезов проводились с помощью микроскопа Olympus BX 5 с фотокамерой Olympus DP 12 в ЮУ ФНЦ – Институте минералогии УрО РАН (г. Миасс).

Геохимические анализы выполнялись по стандартной методике в лаборатории Института минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН. Пробы анализировались на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой ELAN 9000 фирмы Perkin Elmer. Карбонат для пробы был отобран из верхней части построек. Для сравнения исследовался нерастворимый остаток карбоната в соляной кислоте. Для этой цели материал пород СИС растворялся в кислоте. После он промывался несколько раз в дистиллированной воде. После этого проба сушилась в муфельной печи.

Исследования материала на изотопный состав углерода, кислорода и серы производились в Институте минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН. Определения выполнялись масс-спектрометрическим методом на приборе Deltaplus Advantage. Масс-спектрометр сопряжен с элементным анализатором EA Flash1112 и высокотемпературным конвектором TC/EA. Элементный анализатор и конвектор сопрягались с масс-спектрометром посредством ConFloIII. Проба предварительно взвешивалась на весах. Она сжигалась в потоке гелия с добавкой кислорода. Полученная смесь газов разделялась в хроматографической колонке. Через интерфейс ConFloIII газ подавался в масс-спектрометр, где происходило измерение изотопных отношений. При измерении использовались стандарты NBS-19, NBS-18, IAEA-C-3. Ошибка измерения составляла меньше 0.15‰, VPDB. На изотопный состав углерода были проанализированы восемь проб построек и по одной из карбонатной конкреции и кислотного остатка. Параллельно четыре пробы анализировались на изотопный состав кислорода. Для этого использовался стандарт NBS-19. Ошибка измерений прибора составила 0.39‰, VSMOW. Дополнительно проанализирована на изотопный анализ

сера из пирита лав и туффитов. При измерениях применялся стандарт NBS-123. Ошибка измерений при проведении замеров равна 0.1‰, CDT.

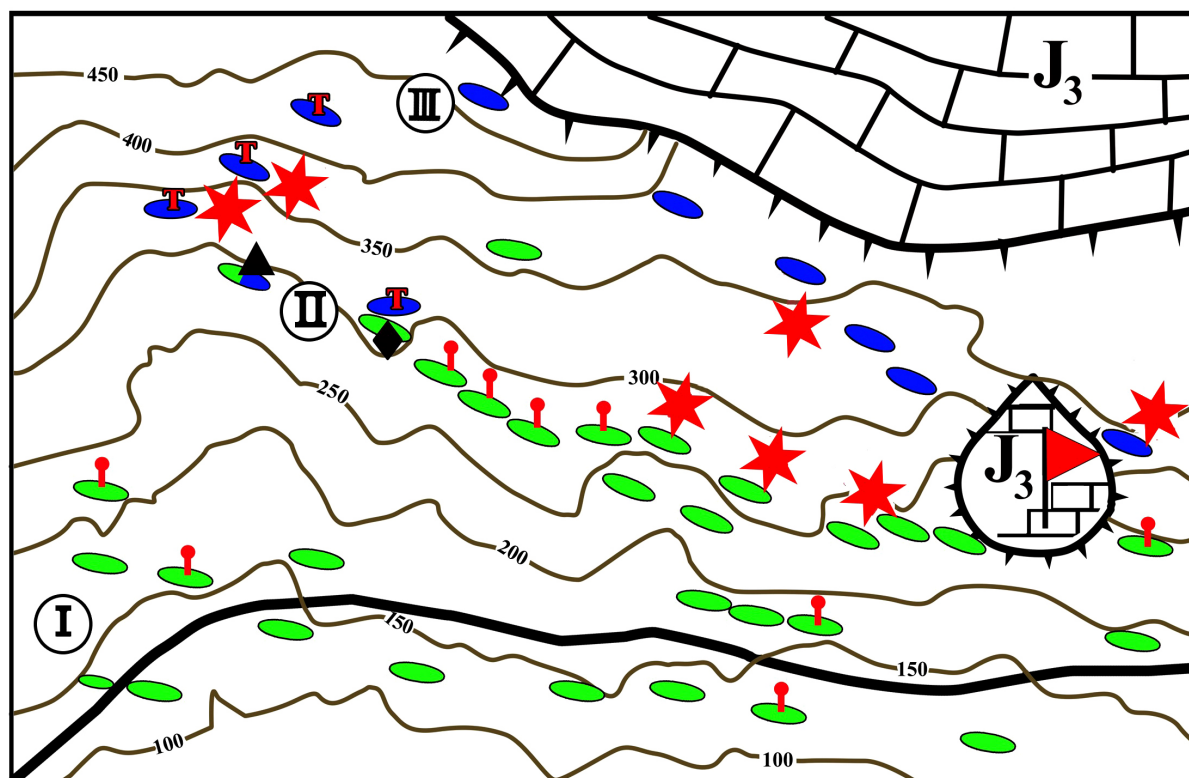
## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТ НАХОДОК ПОСТРОЕК С ТЕКСТУРОЙ КОНУС В КОНУСЕ

При проведении детальных геологических исследований Тессельского палеовулкана были найдены породы с текстурой СИС. Они обнаружены на южном склоне массива Челеби-Яурн-Бели над санаторием “Тессели” (44°40'02"–44°39'75" с. ш.; 33°77'23"–33°75'51" в. д.). Поверхность склона сложена алевролитами и аргиллитами таврической серии, в которых присутствуют скальные выступы эффузивных пород андезитов (рис. 1). Их разрозненные выходы на откосе склона образуют три прерывистые субпараллельные зоны субширотного простирания: южную, центральную и северную. Они связаны с несколькими активными этапами вулканической деятельности (Лысенко, 2019а).

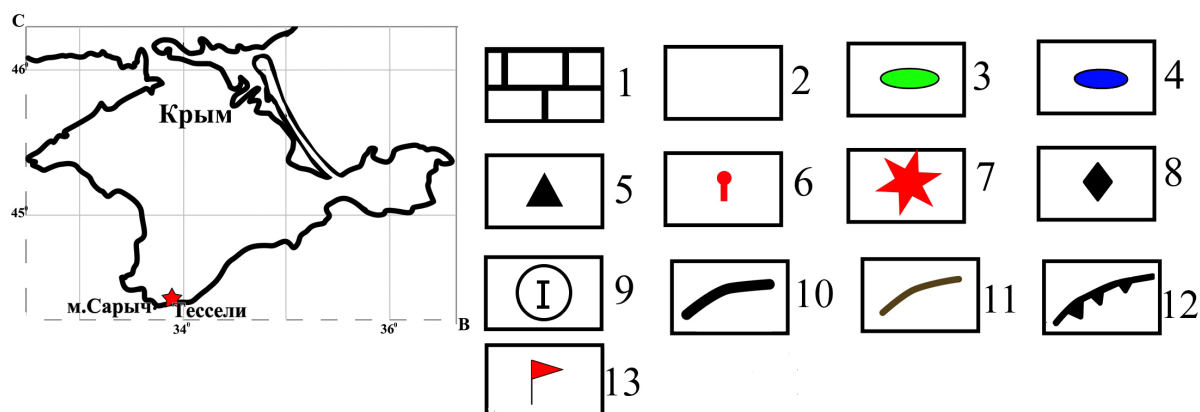
В центральной и северной зонах насчитывается более 20 обнажений эффузивных пород. Они представлены лавами, кластолавами, ксенотуфами, гелокластами и туффитами (см. рис. 1). Породы эффузивных толщ формировались в подводных условиях в период активной вулканической деятельности. Значительная их часть является материалом аквагенных выбросов (Лысенко, 2019а). На близость нахождения центра извержения Тессельского палеовулкана указывают следующие признаки: большое количество зон гидротермальной проработки пород и жил с пиритовой и антраконитовой минерализацией; присутствие толщ агломератовых ксенотуфов; наличие плоских и трубчатых бактериальных построек (Лысенко, 2019а; Лысенко и др., 2022).

Между периодами активной вулканической деятельности происходили выбросы незначительного количества пеплового материала псаммитовой и алевритовой размерности. Они представлены алевритовыми и песчанистыми туфами, которые имеют сантиметровые мощности в терригенных породах таврической серии. Большинство построек с текстурой СИС обычно находятся рядом. В них встречаются опечатки моллюсков, гастропод и следы ползания червей. Карбонатный материал их раковин замещен пиритом (рис. 2а). Кроме этого, в туфах отмечаются глобулы фрамбоидального пирита и линзочки со сростками эвгедральных кристаллов пирита (см. рис. 2а, в).

Образования пород СИС имеют округлую или удлиненную эллипсовидную конфигурацию в плане диаметром до метра (см. рис. 2б). В центральной части они обладают мощностью не больше 4 см, а по краям – около 1 см. Кроме этого, в перемятых аргиллитах таврической серии встречаются круп-



Масштаб 1:16 000



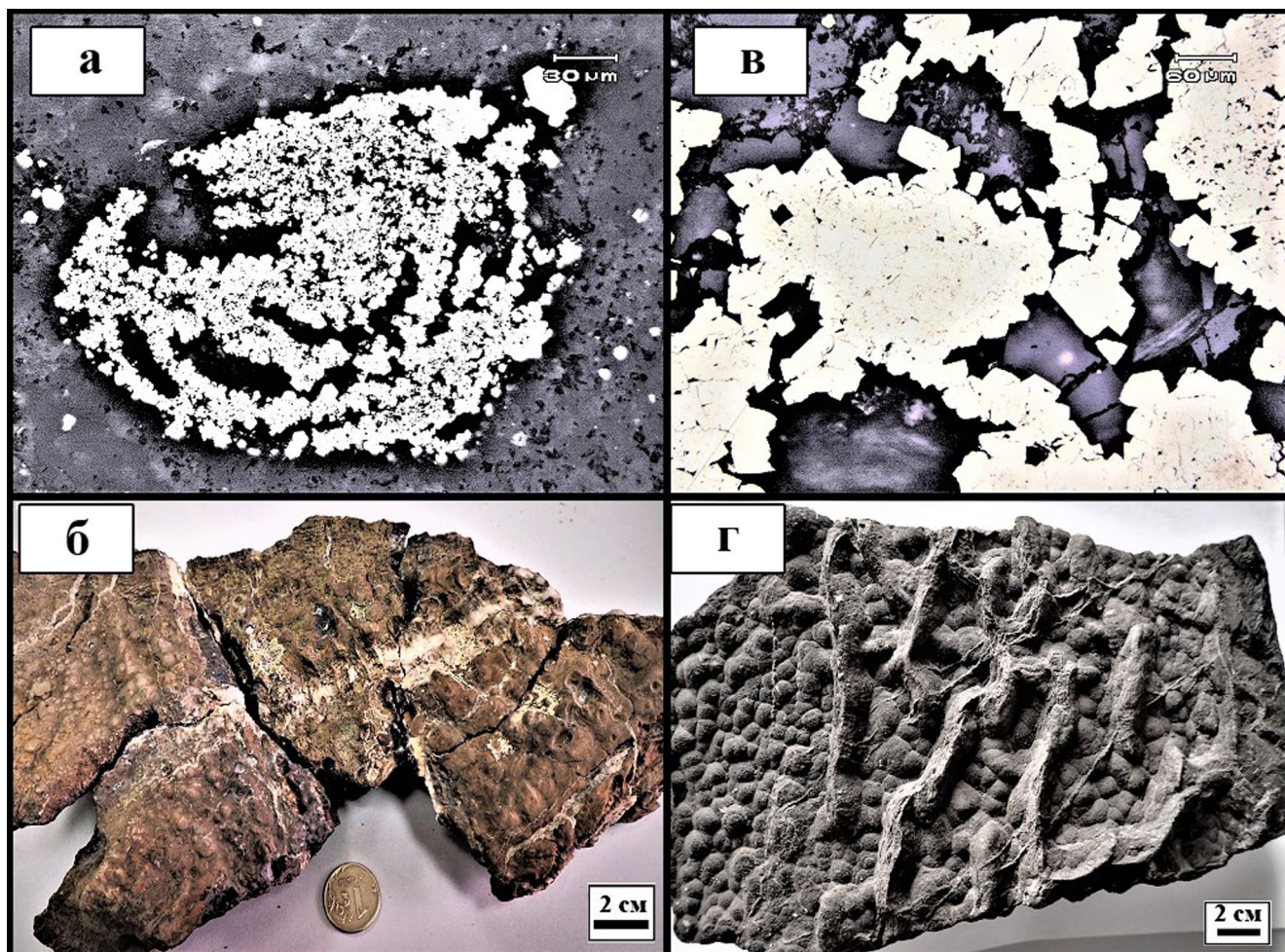
**Рис. 1.** Схема расположения выходов эффузивных пород Тессельского палеовулкана и находок пород конус в конусе.

1 – мраморовидные известняки ( $J_3$ ); 2 – алевролиты и аргиллиты таврической свиты ( $T_3$ - $J_1$ ); 3 – палеопотоки лав андезитов; 4 – эффузивная толща переслаивания кластолав с ксенотуфами; 5 – банка брахиопод; 6 – сульфидно-карбонатные гидротермально-бактериальные постройки на поверхности лав; 7 – места находок бактериальных построек конус в конусе; 8 – массив Рыжий; 9 – зоны выходов эффузивных пород (I – южная, II – центральная, III – северная); 10 – обрывы известняков Главной гряды; 11 – изолинии рельефа; 12 – трасса Ялта – Севастополь; 13 – скала Парус.

**Fig. 1.** Scheme of outcrops of effusive rocks of the Tessel paleovolcano.

1 – marble-like limestones ( $J_3$ ); 2 – siltstones and mudstones of the Taurida Formation ( $T_3$ - $J_1$ ); 3 – paleoflows of andesitic lavas; 4 – effusive stratum; 5 – jar of brachiopods; 6 – sulfide-carbonate hydrothermal-bacterial structures on the surface of lavas; 7 – locations of bacterial structures found cone to cone; 8 – Red massif; 9 – zones of outcrops of effusive rocks (I – southern, II – central, III – northern); 10 – limestone cliffs of the Main Ridge; 11 – isolines of the relief; 12 – highway Yalta – Sevastopol; 13 – Sail rock.





**Рис. 2.** Туфы и внешний вид построек.

а – раковина моллюска в туффитах, замещенная пиритом; б – сростки эвгедральных кристаллов и фрамбоидов пирита в туффитах; в – внешний вид поверхности постройки конус в конусе; г – угловатый блок постройки конус в конусе. а, б – в отраженном свете.

**Fig. 2.** Tuffites and the appearance of buildings.

а – mollusk shell in tuffites, replaced by pyrite; б – intergrowths of euhedral crystals and pyrite framboids in tuffites; в – external appearance of the surface of a cone-in-cone structure; г – angular block of a cone-in-cone structure. а, б – in reflected light.

ные угловатые плоские обломки с текстурой СИС. У них боковые поверхности залечены карбонатами и затерты глинистым веществом (см. рис. 2г). Нижние поверхности СИС имеют резкие контакты с алевролитами или туфами. В некоторых случаях они расположены под углом к косой слоистости подстилающих пород (рис. 3а). Аргиллиты плотно облегают выступы верхних частей построек СИС.

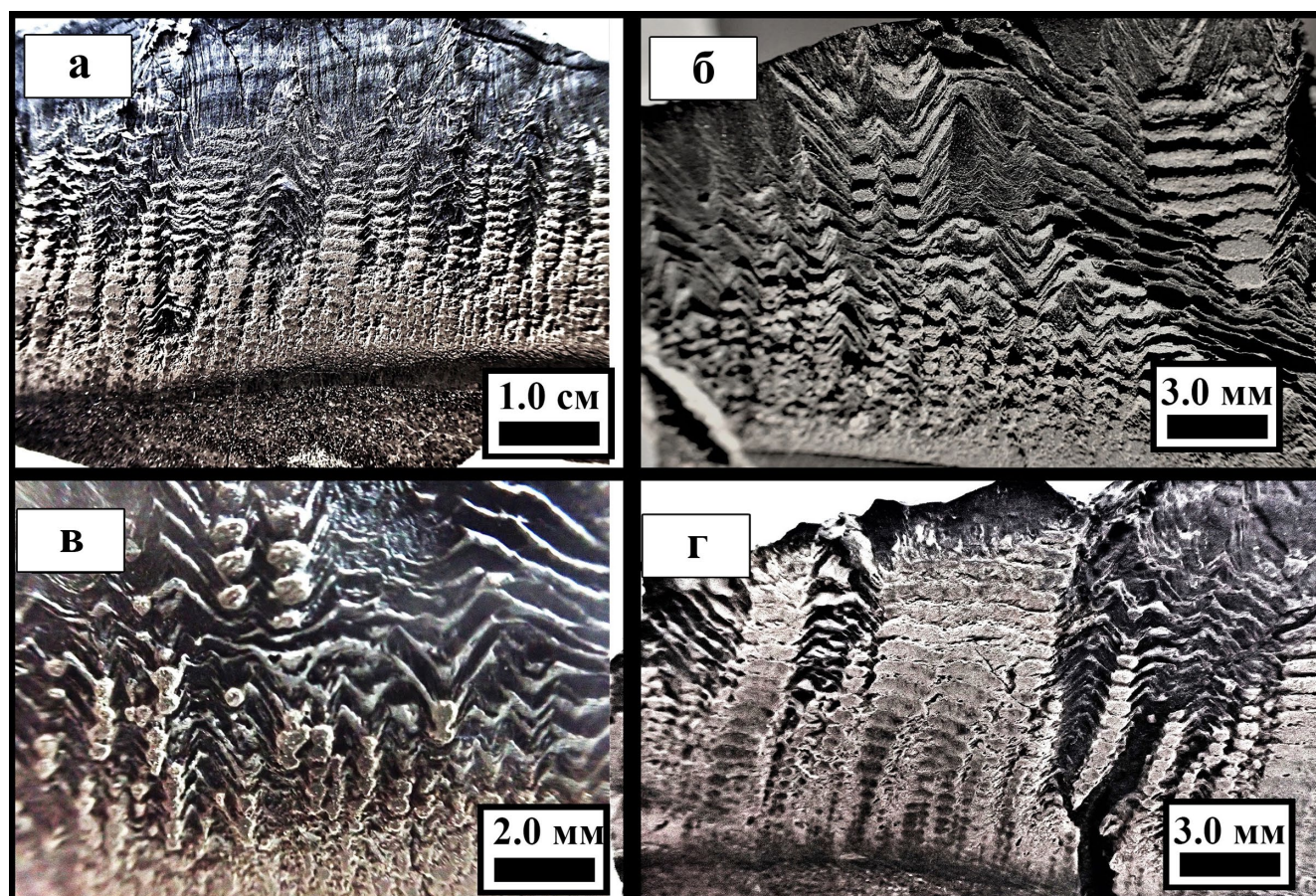
На верхней поверхности СИС иногда отмечают разноориентированные секущие прожилки белого кальцита и черного антраконита (см. рис. 2б). Прожилки кальцита, заполняющие трещиноватость построек, и находки крупных угловатых обломков строений СИС в породах таврической серии

подтверждают, что их формирование происходило в активной геодинамической обстановке на склонах действующего вулкана.

#### МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЙ КОНУС В КОНУСЕ

Постройки в СИС, как и любые создания живых организмов, имеют сложное внутреннее и поверхностное строение. Отдельные их части имеют размеры несколько микрон и различный минеральный состав, что осложняет изучение таких форм образования. Реконструкция строения скелета построек проведена нами по отдельным поперечным





**Рис. 3.** Внутреннее строение построек конус в конусе.

а – резкий контакт древовидных образований конус в конусе с поверхностью туфов; б – микропоросль построек конус в конусе на твердой поверхности туфов; в – морфология древовидных образований конус в конусе, в правом углу сегменты отдельных построек срослись между собой; г – увеличение размеров сегментов скелета и срастание их в монолитное слоевище. а, б, г – отполированные штупы пород после травления в кислоте; в – отполированный штуп породы.

**Fig. 3.** Internal structure of cone-in-cone structures.

а – sharp contact of cone-in-cone tree-like formations with the surface of tufovs; б – microgrowth of cone-in-cone structures on the hard surface of tufovs; в – morphology of cone-in-cone tree-like formations, in the right corner segments of individual structures have grown together; г – increase in the size of skeleton segments and their fusion into a monolithic thallus. а, б, г – polished rock samples after acid etching; в – polished rock sample.

и продольным срезам. По анализу изображений срезов условно можно выделить три фазы их формирования.

Зарождение построек СИС начинается на твердой поверхности туфов или аргиллитов (см. рис. 3а, г). На ней появляются почти микронные округлые пузырьки (рис. 3б, в). Иногда видно, что в стороны от них отходят по два, а иногда по три видимых лепестка под углом 30–40° к оси роста (см. рис. 3г). Между ними много лепестковых отростков, но заметны только образования, покрытые налетом глинистой и кварцевой пыли. В отдельных научных работах аналогичные листочки микронной мощности называются ламинами (Богоявлен-

ская, 2007; Ярков, 2015). Их сrostки образуют спиральные конические рулоны вокруг осевой линии скелета. Ламинны из рядом стоящих пузырьков срастаются между собой и формируют пилообразную плоскую поверхность (см. рис. 3а–в). Уже на этом этапе видны конусовидные строения. Рост нижних частей конуса начинается на поверхности пузырьков (см. рис. 3а–в). На пузырьки нарастают следующие подобные образования, которые имеют вертикальную ориентировку (см. рис. 3в, г). Их размеры с взрослением увеличиваются, а расстояния между пузырьками уменьшаются. Пилообразная площадная поверхность срастания ламин в вертикальном разрезе повторяется множество раз. Об-

щая мощность микропоросли построек в разных местах составляет от 3.0 до 10.0 мм (см. рис. 3а–в).

Не все первичные ростки пузырьков с модульным строением продолжают развитие в следующую стадию. В борьбе за существование некоторая часть поросли прекращает рост и освобождает пространство для более сильных организмов. Оставшиеся ростки при росте увеличиваются в размерах и приобретают древовидную форму (см. рис. 3а–в). Эти части построек имеют агглютированный скелет. Он ориентирован вдоль осевой линии и обладает модульным принципом роста (см. рис. 3а, в). Центральная часть скелета состоит из отдельных сегментов. Они незначительно увеличиваются в размерах от 0.1 до 2.0 мм в процессе развития (см. рис. 3а, в). В нижней части строний сегменты имеют округлую форму, а в процессе роста принимают формы неправильных эллипсоидов. Иногда происходит срастание сегментов отдельных скелетов в один крупный монолитный фрагмент (см. рис. 3а, в, г). В дальнейшем древовидные строения развиваются с нарастанием друг на друга монолитных толстых слоевищ (см. рис. 3а, в, г). В некоторых случаях в верхней части происходит их разделение на более мелкие сегменты, которые дают рост конусообразным образованиям (см. рис. 3в).

Текстуры СИС в постройках создают сростки ламин, которые отходят от сегментов центрального канала. При срастании между собой они формируют многолепестковый “цветочек” с внешним видом пустотелого конуса (рис. 4а, б). Удлиненные листики образуют угол с осевой линией постройки от 10 до 45° (см. рис. 3в; 4в, г). Конические сростки ламин образуют сплошные рулоны за счет спирального роста от сегментов (см. рис. 4а, б). Факт спирального роста ламин микронной мощности можно наблюдать при просмотре их срезов под биноклем. Листочки ламин срастаются с подобными образованиями окружающих рядом древовидных построек. Возникает сплошной ковер с конусовидными углублениями. Его поверхность меняется с ростом ламин.

Из-за микронных размеров сложно подсчитать количество ламин от одного сегмента скелета. Учету поддаются только отдельные из них, которые обычно покрыты пылевидным веществом или глиной (см. рис. 4в). Длина отростков ламин не постоянная. Она зависит от расстояния до расположенных рядом других древовидных образований (см. рис. 3а, б, г; 4в). Иногда на одном сегменте скелета симметричные ламин имеют различную длину роста. Их срастание с подобными образованиями других построек происходит на одинаковом расстоянии от рядом стоящих древовидных скелетов (см. рис. 3б, г; 4в). Для увеличения площади соприкосновения с морской водой ламин покрыты микрорифлеными выступами (см. рис. 4а). Нарос-

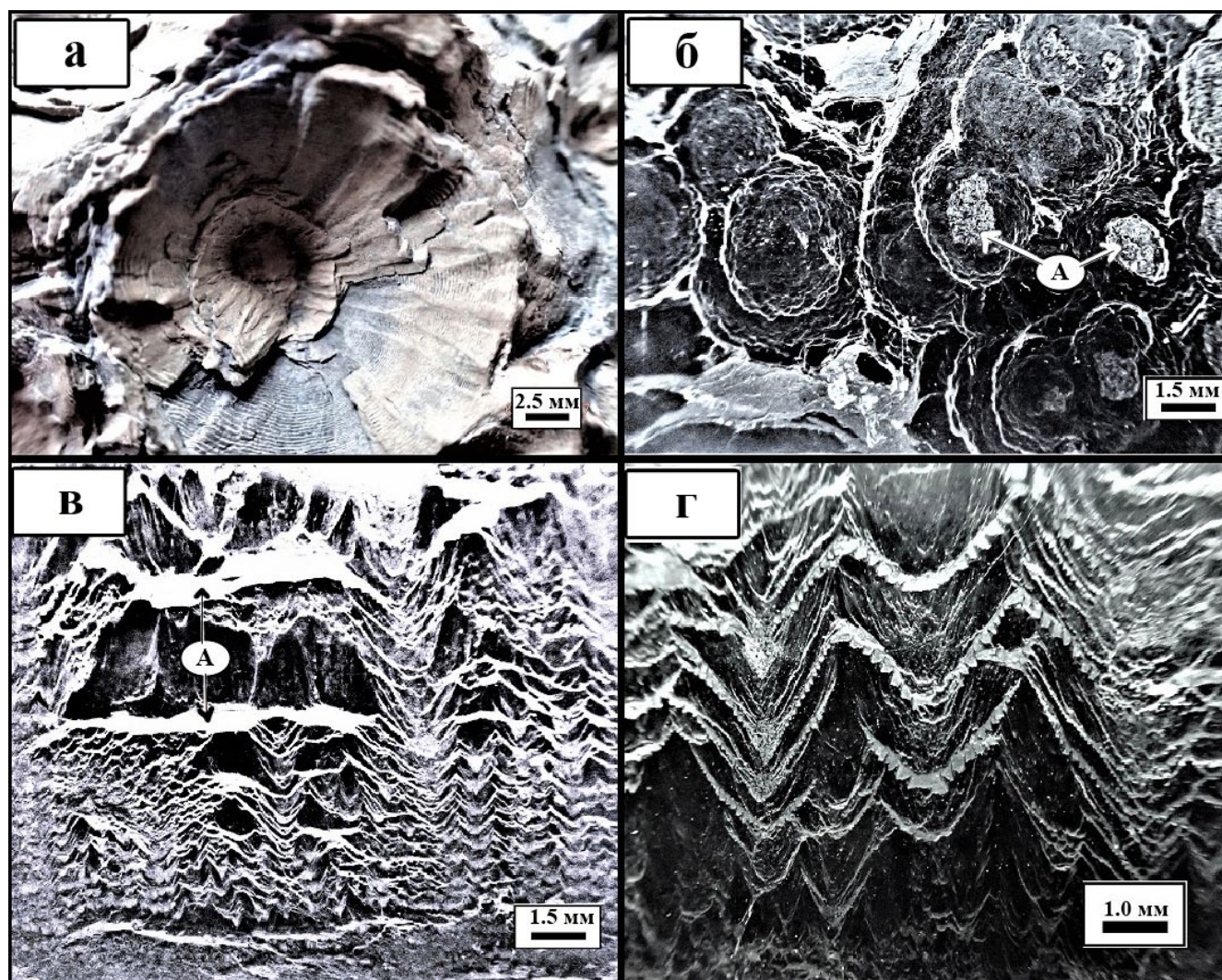
ты на поверхности лепестков позволяют установить их границы в многолепестковом коническом рулоне. В полировках рифленая поверхность имеет пилообразную форму (см. рис. 4г). Ее концентрическое строение хорошо видно после обработки полировки кислотой (рис. 5а). При этом нужно учитывать, что на рисунке мы видим негативное изображение растворения поверхности антракониновых ламин. Можно предположить, что размеры рифленой поверхности зависят от поступления терригенного материала и контролируются живыми организмами (см. рис. 4г, 5а). Во многих научных статьях остроугольные выступы рифленой поверхности ламин принимаются за пилообразные структуры эпигенетических процессов латерального давления к поверхностям напластования. Некоторые исследователи считают, что это стилолитовые швы, с чем трудно согласиться (Колокольников, 2002; Maher, et al., 2017; Шумилов, 2020).

Наблюдается зависимость образования сегментов скелета от выпадения глинистого материала на поверхность ламин (см. рис. 4г; 5а). На некоторых полировках направление роста конусовидных лепестков ламин изменяется в горизонтальное (см. рис. 4в; 5б). Их мощность и длина увеличиваются за счет срастания с другими сростками и выпадения на поверхность глинистого материала. При этом прекращается рост древовидных построек под линзой глин (см. рис. 4в). На этой поверхности глинистого материала ламин образуют новые конусовидные структуры, сложенные антраконитом без примесей (см. рис. 4в). Присутствие вулканогенного и глинистого материала на поверхности построек усложняет их строение, что хорошо видно на рисунках (см. рис. 5б). Часто периферия постройки имеет полосчатое плоскопараллельное строение. В ней карбонатный материал разделен глинистыми прослоями (см. рис. 5в). При увеличении заметно, что образования коричневого антраконита состоят из микропоросли древовидных образований. После выпадения глинистого и пеплового материала их рост прекращался. Через некоторый промежуток времени на поверхности постройки начинался процесс образования новых конусовидных сростков.

Верхние фрагменты построек отличаются от описанных. У них почти отсутствуют инородный терригенный материал и сегменты агглютированного скелета (см. рис. 3а; 5г). Листоватые формы ламин отходят от центра условной осевой линии под углом 5–30°. Они образуют пучки конусов с зональной окраской. Чередование черных и светло-коричневых полос антраконита связано с содержанием органического вещества. Световая зональность не нарушает строение сростков конических рулонов ламин и указывает на их одновременный рост.

Как отмечалось ранее, верхняя граница постройки конус в конусе с вмещающими породами очень





**Рис. 4.** Внутреннее строение построек.

а – сплошная конусообразная поверхность сростков ламин от центра сегмента; б – многолепестковые цветочки, образованные сростками ламин (А – сегмент скелета); в – переход угловатых ламин в горизонтальные (А – глинистый материал); г – пилообразные формы с налетами терригенного материала (светлый) на рифленую поверхность ламин (темный). б–г – срезы поверхностей отполированных штучков.

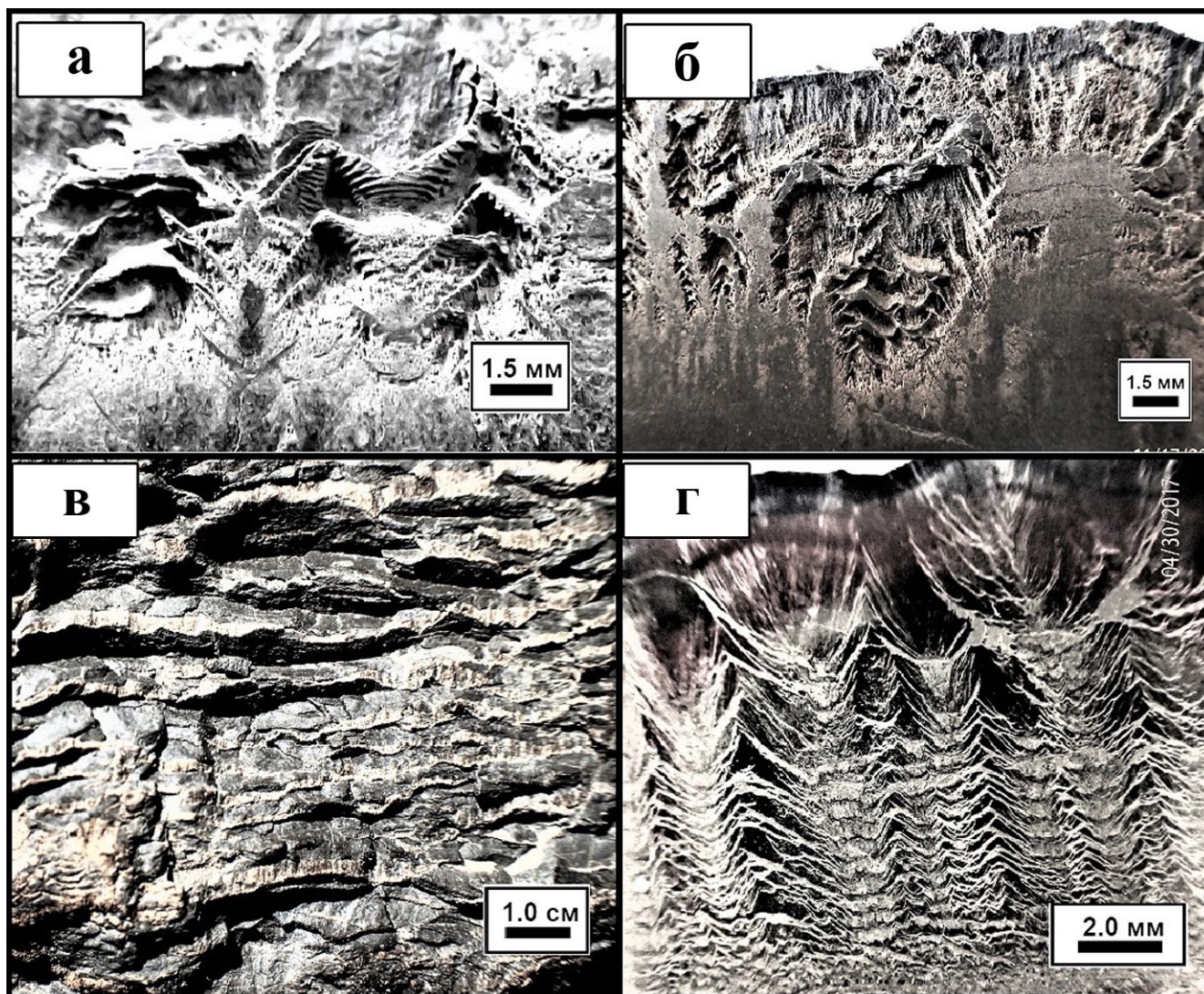
**Fig. 4.** Internal structure of the structures.

а – continuous cone-shaped surface of intergrowths of laminae from the center of the segment; б – multi-petal flowers formed by intergrowths of laminae; в – transition of angular laminae to horizontal ones; г – saw-toothed forms with deposits of terrigenous material (light) on the corrugated surface of laminae (dark). б–г – sections of the surfaces of polished specimens.

резкая. Ее поверхность характеризуется выступами различной морфологии (см. рис. 2в, г). Основная часть поверхности покрыта бугорками округлой или эллипсовидной формы. Они имеют диаметр от 0.2 до 15.0 мм и возвышаются над поверхностью до 2.0 мм. Бугорки различного размера сростаются между собой (см. рис. 2г; 6а). При увеличении видно, что их поверхность имеет двойственную природу образования. Она состоит из мелких сферолитовых сростков карбоната, которые при-

урочены к краям лепестков (рис. 6б, в). Это хорошо заметно после травления бугристой поверхности постройки в кислоте (см. рис. 6в, г). В некоторых образцах концовки ламин на поверхности постройки покрыты налетом микросферолитовых сростков кристаллов кварца (рис. 7а). Этот покров создает ажурный рисунок и подчеркивает сферолитовое строение многолепестковой постройки. Как уже указывалось, лепесточки ламин выходят из единого центра. Они сростаются между собой





**Рис. 5.** Строение ламин построек.

а – негативные изображения концентрического строения рифленых образований на поверхностях ламин; б – усложнение строения построек за счет выпадения терригенного материала и переход конусовидного положения ламин в горизонтальное; в – полосчатое строение периферии некоторых построек; г – конусовидные антраконитовые строения верхней части построек (карбонат серого и черного цвета). а, б – поверхности штучков после растворения в кислоте, г – срез отполированной поверхности.

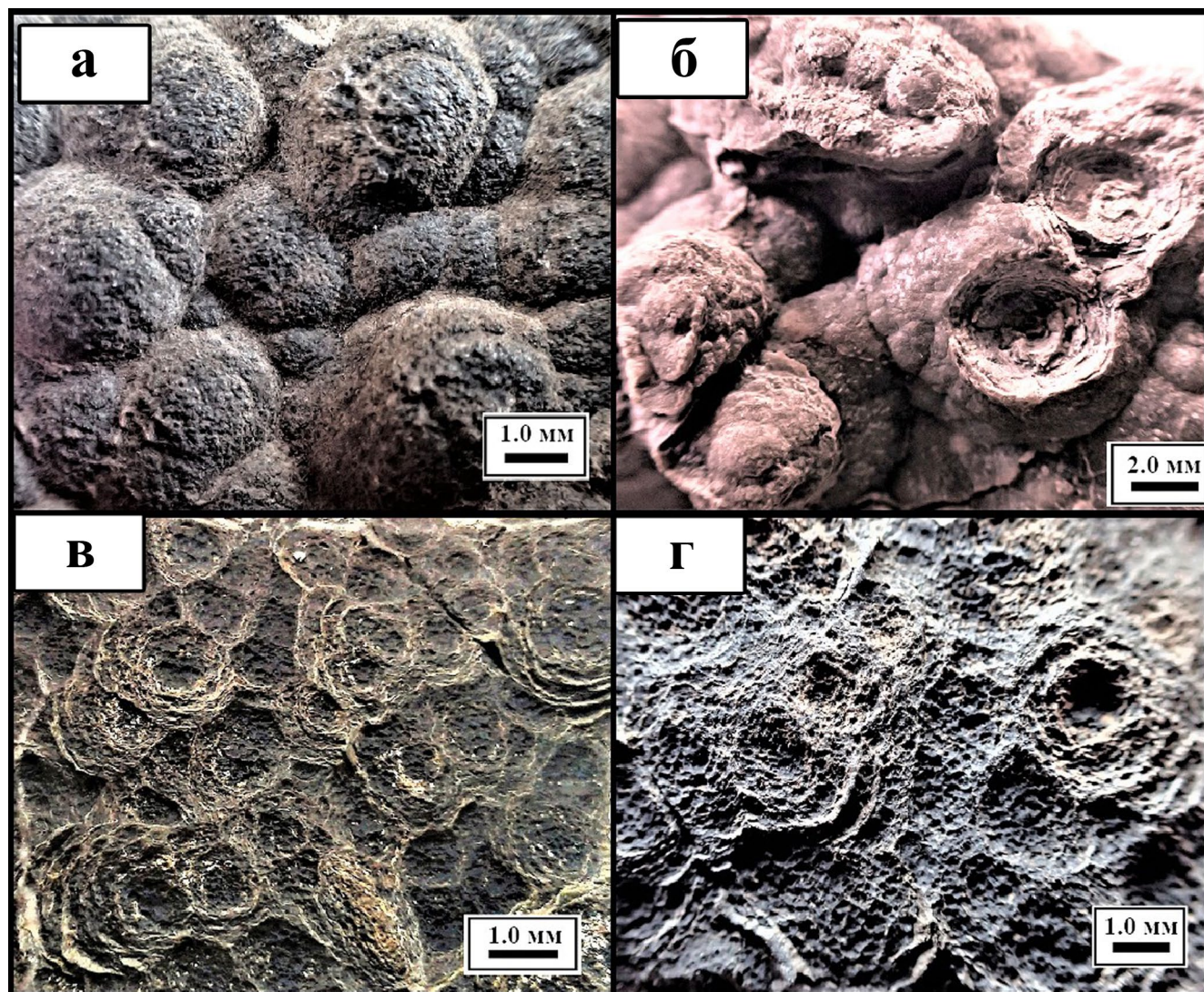
**Fig. 5.** Structure of laminar structures.

а – negative images of the concentric structure of ribbed formations on the surfaces of laminar structures; б – complication of the structure of structures due to the precipitation of terrigenous material. and the transition from the conical position of laminar structures to horizontal; в – banded structure of the periphery of some structures; г – conical anthraconitic structures of the upper part of structures (carbonate of gray and black color). а, б – surfaces of specimens after dissolution in acid, г – section of polished surface.

и образуют радиально-лучистый многолепестковый “цветочек” конусовидной формы (см. рис. 4а; 6б, в). Конусы срастания накручиваются друг на друга. Между ними иногда находятся микропрослойки глинистого вещества, по которым происходит разрушение вздутий. Поэтому некоторые верхние части конусов выпадают из постройки. В цен-

тральной части бугорков наблюдаются конусовидные выемки в виде кратеров (см. рис. 4а; 6б; 7б). По их краям отмечаются концентрические окружности сростков ламин, на которых просматриваются рифленые борозды (см. рис. 4а). Встречаются образования, у которых центральная часть конусов выполнена с участием сульфидной минерали-





**Рис. 6.** Поверхность построек.

а – срастание бугорков различного размера между собой и обрастание их сферолитами карбоната; б – бугристая поверхность из отдельных лепестков, покрытых сферолитами карбоната; в – лепестковое сферическое строение спиральных рулонов подчеркивается пылевидным терригенным материалом, а углубления растворения свидетельствуют о присутствии сферолитов карбоната; г – перпендикулярные срезы конусовидных строений, сложенных многолепестковыми рулонами. в, г – поверхности штудфов после растворения в кислоте.

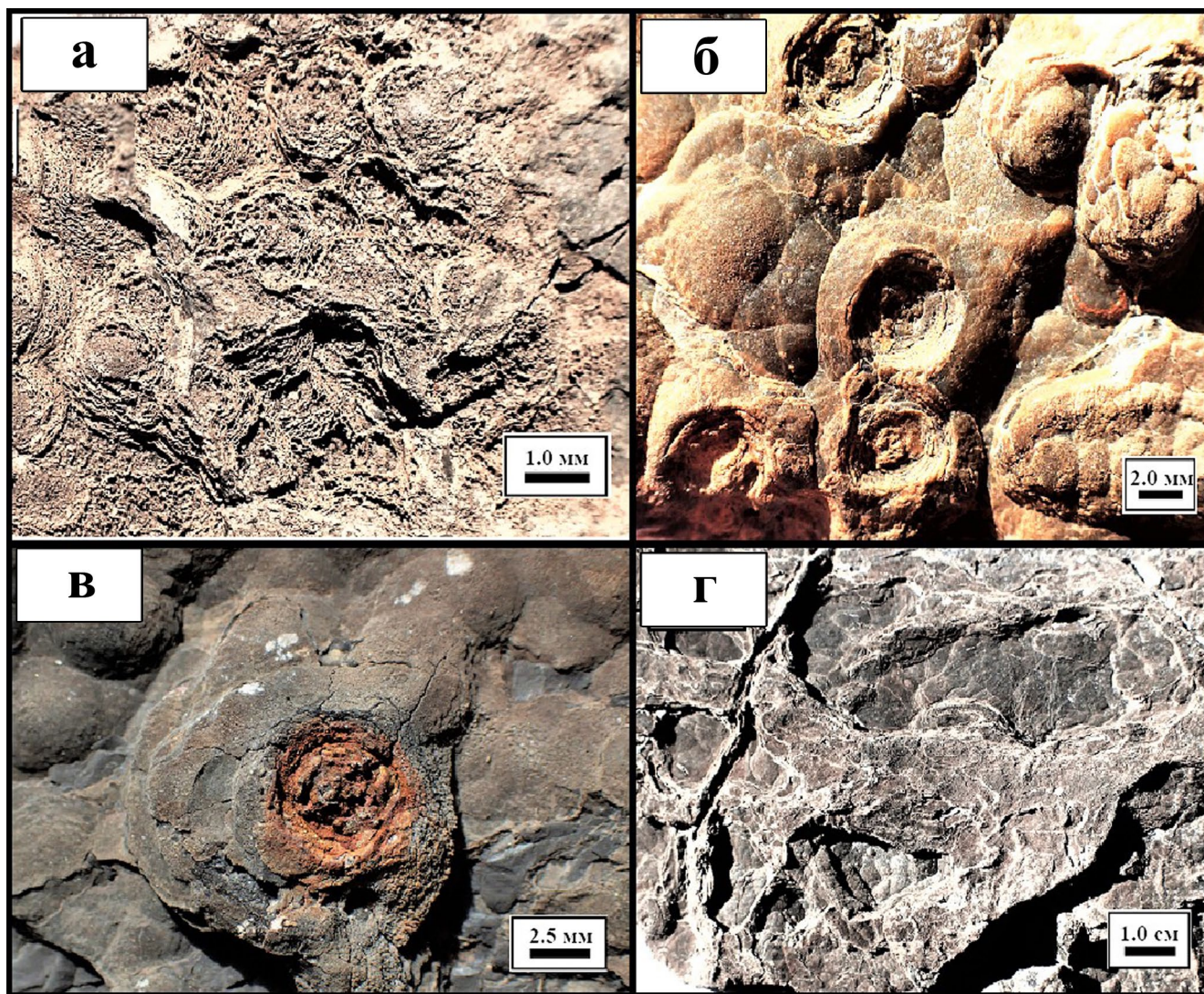
**Fig. 6.** Surface of the structures.

а – fusion of tubercles of different sizes with each other and their overgrowth with carbonate spherulites; б – tuberculate surface of individual petals covered with carbonate spherulites; в – petal spherical structure of spiral rolls is emphasized by dust-like terrigenous material, and dissolution depressions indicate the presence of carbonate spherulites; г – perpendicular sections of cone-shaped structures composed of multi-petal rolls. в, г – surfaces of specimens after dissolution in acid.

зации. Они также характеризуются концентрической текстурой обрастания с общим центром (см. рис. 7в). Кроме округлых вздутий на поверхности построек фиксируются волнообразные гребни, которые в статьях называют “мозговыми извилинами” (Tarr, 1922; Сонин, 2007). Иногда они покрывают более половины площади поверхности неко-

торых построек и создают сетку пересечения друг с другом (см. рис. 2г; 7в). Такие образования усложняют строения живых организмов внутри построек и на их поверхности. Волнообразные образования имеют форму длинных слабоизогнутых пластинок размером до 10.0 см и мощностью от 2.0 до 12.0 мм (см. рис. 2г; 7в). Они возвышаются над





**Рис. 7.** Морфология бугристой поверхности построек.

а – ажурный рисунок присыпок кварца (белая окраска) на поверхности постройки, после травления ее в кислоте; б – конусовидные выемки в виде кратеров на поверхности постройки со сростками рифленых ламин; в – карбонатное вздутие округлой формы с сульфидной минерализацией; г – разноориентированные волнообразные извилины покрывают более половины площади поверхности постройки. а – поверхность протравлена в кислоте.

**Fig. 7.** Morphology of the hummocky surface of the buildings.

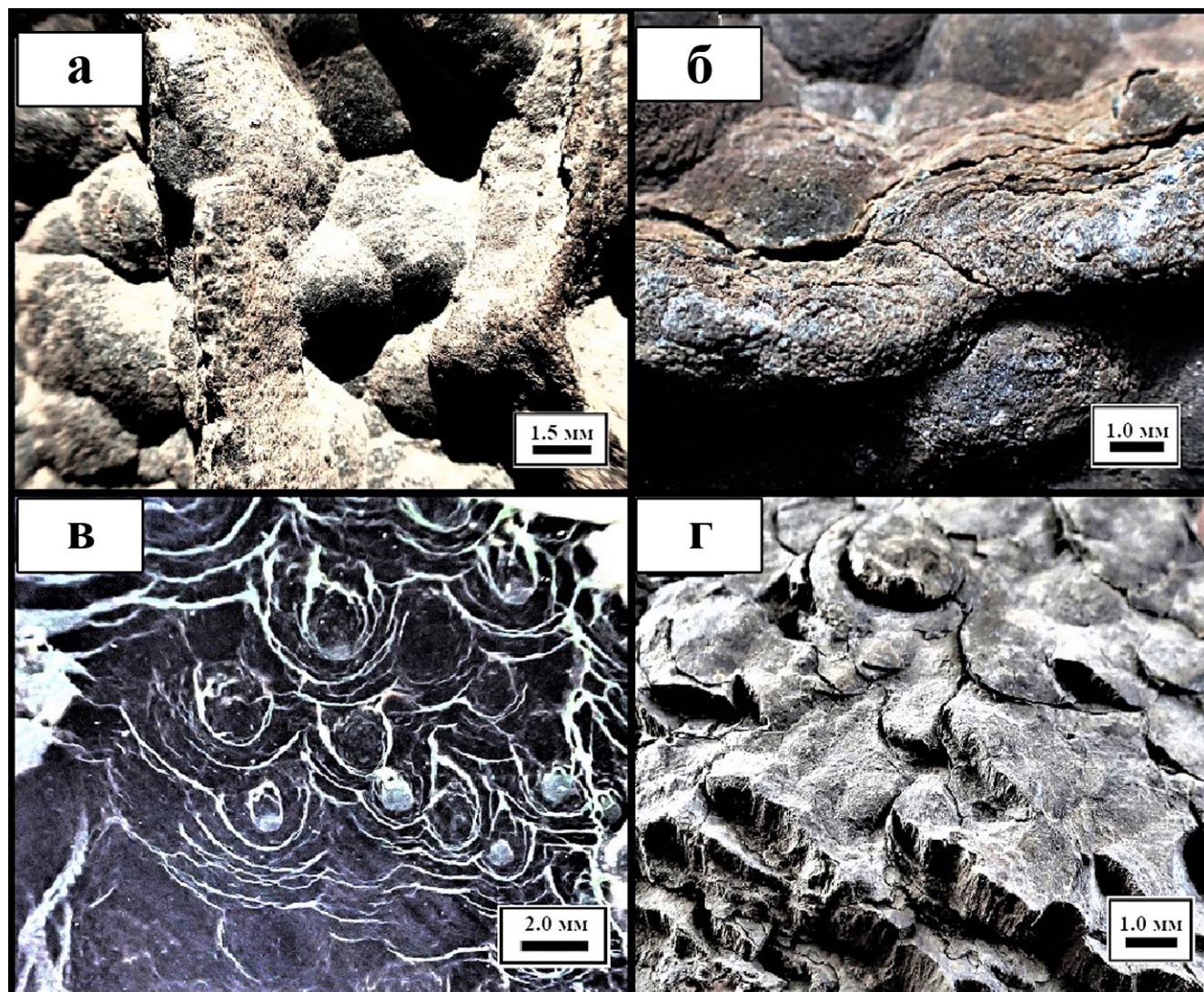
а – openwork pattern of quartz (white coloring) powder on the building surface after etching it in acid; б – cone-shaped depressions in the form of craters on the building surface with intergrowths of ribbed laminae; в – carbonate swelling of a rounded shape with sulphide mineralization; г – differently oriented wave-like convolutions cover more than half of the building surface area. а – the surface is etched in acid.

поверхностью до 10.0 мм. В разрезе мозговые извилины имеют сечение треугольников или усеченных конусов. Их поверхности покрыты округлыми сферолитами и фрагментарно состоят из сростков ламин дугообразного очертания (рис. 8а, б).

В некоторых местах построек отмечается постепенный переход от бугристой поверхности к полосчатой форме. Здесь происходит изменение

ориентировки роста ламин от угловой направленности к горизонтальной поверхности (см. рис. 8в). Наблюдается нарастание одного слоя на другой. Линия раздела между прослоями не прямая, а представлена сростками дугообразных сегментов ламин (см. рис. 8в). Можно предположить, что их горизонтальный рост связан с возможностью увеличить площадь питания. Поэтому большин-





**Рис. 8.** Строение выступов извилины и переход в полосчатое строение.

а – поверхности извилины покрыты округлыми выступами ламин и наростами сферолитов; б – дугообразные извилины, на поверхности которых наблюдаются сростки ламин и сферолитов; в – переход конусовидных строений в образования с полосчатой текстурой; г – постепенный переход бугристой поверхности построек в горизонтальное. в – срез отполированной поверхности.

**Fig. 8.** The structure of the projections of the convolutions and the transition to a banded structure.

а – the surfaces of the convolutions are covered with rounded projections of lamina and growths of spherulites; б – arcuate convolutions, on the surface of which intergrowths of lamina and spherulites are observed; в – the transition of conical structures into formations with a banded texture; г – a gradual transition of the bumpy surface of the structures to a horizontal one. в – a section of the polished surface.

ство таких переходов встречаются в краевых частях построек.

Постройки СИС возникали на незначительном расстоянии от центров извержения Тессельского палеовулкана. Выбросы прослои туфов указывают на некоторую активность вулкана в период их формирования. Пепловый вулканогенный материал и сейсмичность значительно усложняют внутреннее строение построек. Поэтому образцы по-

род с текстурой СИС характеризуются разнообразием морфологии и внутреннего строения. Сложно установить родственные связи построек СИС по отдельным срезам из-за многообразия их рисунков. Главным признаком внешнего морфологического строения наших построек является просматриваемые на боковых плоскостях фрагменты конусных форм, а дополнительным – бугристые листоватые холмы на их верхних поверхностях.

## МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ПОСТРОЕК

Основными минералами построек являются антраконит и кварц. Кристаллы антраконита, которые образуют текстуру СИС, имеют удлиненную шестоватую форму. Вблизи верхней поверхности они имеют зональную окраску чередования коричневых и черных полос, что связано с количеством органического вещества (керогена) и битумов (см. рис. 3а; 5г). Их зональная окраска не нарушает текстуру постройки. Подобная зональность характерна для сферолитов антраконита на поверхности постройки (см. рис. 6а, в). Они представлены сноповидными игольчатыми кристаллами, выходящими из единого центра. При просмотре под микроскопом выявлено четкое крестообразное угасание. В нижней части построек отмечаются карбонаты магния, марганца и железа, что установлено реакциями растворения образцов в кислоте и по данным геохимических анализов.

Кварц в постройках представлен двумя генерациями. В нижних частях строений он замещает карбонат. Границы процессов окварцевания сложно проследить. В некоторых маломощных образованиях происходит полное замещение карбоната кварцем. Кроме этого, мелкие сферолитовые сростки кристалликов кварца облипают контуры ламин построек (см. рис. 7а). Их внешний вид и расположение в пространстве позволяют высказать предположение о биогенной природе их образования. Мелкие зернышки кварца участвует в создании сегментов скелета построек (см. рис. 3а, б; 5а).

В тессельских образцах СИС встречаются вкрапления пирита различной формы. Мелкие кристаллы пириты кубической формы находятся между ламинами, а на их поверхности наблюдаются сростки глобул и фрамбоидов пирита. Иногда пиритовая “пыль” плотно покрывает поверхность ламин и сегменты скелета отдельных построек (см. рис. 7в).

Черный глинистый материал часто разделяет поверхности ламин. Просматривается некоторая периодичность его выпадения на поверхность построек (см. рис. 4г). Возможно, это следы временных интервалов выбросов, которые контролировали формирование сегмента скелета. При значительном поступлении глинистого материала временно прекращается рост построек (см. рис. 4в; 5б, в). Глина почти не содержит алевроитовой примеси и легко размывается водой. Она не испытывала процессов катагенеза, что отрицает природу образования структур СИС за счет литостатического давления. Глинистый материал построек имеет черную окраску за счет обогащения углеродистым веществом и относится к монтмориллонитовой группе (определение выполнил А.В. Касаткин из Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана РАН). По цветовой окраске глина отличается от вмещаю-

щих серых аргиллитов и алевролитов таврической серии. По цвету, физическим свойствам и внешне-му виду глинистый материал построек имеет сходство с выбросами действующих грязевых вулканов Керченского полуострова (Шнюков и др., 2005).

Ранее в статье описывалось присутствие органики и битумов в карбонатах постройки. Это подтверждается специфическим запахом углеводородов при ударе по материалу построек. Дополнительным свидетельством являются результаты растворения антраконита из верхней части постройки в соляной кислоте. На поверхности раствора образовалась пленка с побежалостью легких битумов, а на дно химического стакана выпал черный осадок микрокапель тяжелых углеводородов и микропластинок (керогена) органического вещества. Органическое вещество сгорает в пламени горелки с образованием зольного материала. Предположительно, нефть являлась материалом фумарольных флюидов, а органическое вещество – материалом хемосинтеза сообществ бактерий и архей.

Для геохимических анализов материал отбирался с верхней части построек, где отмечаются низкие содержания терригенных примесей. Кроме пробы антраконита (ЛВ-891/2), анализировался сухой остаток растворения карбоната в соляной кислоте (ЛВ-891/1). Результаты анализов приведены в табл. 1.

Содержания химических элементов Li, Rb, Cs, Ba, Nb, Ti, Mn, V, Cr, Co, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Sc, Bi, Be, Sb, Sn, Te и Th в материале антраконита постройки превышают кларк для карбонатных пород. Концентрации ниже кларка для карбонатных пород характерны для Ni, Y, Sr, Mo, Se, Cd, Lu, Tl, Pb и U (см. табл. 1) (Эрнст, 1976; Интерпретация..., 2001). Еще более высокими содержаниями характеризуется анализ кислотного остатка. В нем числовые значения увеличились в 3–10 раз. В то же время в кислотном остатке более низкие концентрации Mn, Sr, Te, As, Sm, Gd, Tb и Dy, чем в антраконите постройки (см. табл. 1). Высокие содержания литофильных, халькофильных и редкоземельных элементов в анализах подтверждают связь образования построек с глубинными флюидами фумарольных газов вулканов (Балашов, 1976; Юдович, Кетрис, 2011).

На состав магматических пород вулкана указывают содержания Cu, Zn, Pb, Sn, Be, Mo, As, Sb, Nb, Cr, Ni, Co и V (Эрнст, 1976; Интерпретация..., 2001). Их высокие концентрации свидетельствуют о том, что флюиды связаны с вулканизмом андезитового состава (Балашов, 1976; Дубинин, 2004). Дополнительно это подтверждают невысокие содержания Ni, Co и отношение Cu к Zn (0.4) (Butterfield, Massoth, 1994; Дубинин, 2004).

В анализах концентрации редкоземельных элементов (REE) выше кларка карбонатных пород (см. табл. 1; рис. 9) (Интерпретация..., 2001). Общая их сумма в карбонате постройки составляет

**Таблица 1.** Содержания литофильных, халькофильных и редкоземельных химических элементов в пробах карбонатов и кислотного остатка материала построек конус в конусе, мг/кг**Table 1.** Contents of lithophile, chalcophile and rare earth chemical elements in samples of carbonates and acid residue of the material of cone-in-cone structures, mg/kg

| Элемент | ЛВ-891/2 | ЛВ-891/1 | Кларк карбоната | Элемент | ЛВ-891/2 | ЛВ-891/1 | Кларк карбоната | Элемент | ЛВ-891/2 | ЛВ-891/1 | Кларк карбоната |
|---------|----------|----------|-----------------|---------|----------|----------|-----------------|---------|----------|----------|-----------------|
| Li      | 23.10    | 152.00   | 6.90            | Y       | 4.03     | 3.72     | 20.00           | Gd      | 1.31     | 0.93     | 0.99            |
| Be      | 0.68     | 1.81     | 0.60            | Zr      | 20.00    | 146.00   | 20.00           | Tb      | 0.22     | 0.167    | 0.17            |
| Sc      | 3.05     | 5.88     | 2.00            | Nb      | 8.26     | 12.00    | 0.30            | Dy      | 1.10     | 1.10     | 0.73            |
| Ti      | 1327.00  | 4939.00  | 600.00          | Mo      | 0.29     | 39.30    | 0.50            | Ho      | 0.26     | 0.28     | 0.26            |
| V       | 22.10    | 143.00   | 19.00           | Cd      | 0.052    | 0.34     | 0.36            | Er      | 0.58     | 1.74     | 0.47            |
| Cr      | 17.70    | 81.10    | 11.00           | Sn      | 1.88     | 5.21     | 0.75            | Tm      | 0.84     | 2.28     | 0.22            |
| Mn      | 4525.00  | 204.00   | 830.00          | Sb      | 0.64     | 4.01     | 0.23            | Yb      | 0.61     | 1.48     | 0.35            |
| Co      | 5.20     | 7.89     | 1.60            | Te      | 0.24     | 0.195    | 0.16            | Lu      | 0.085    | 0.23     | 0.066           |
| Ni      | 10.80    | 68.20    | 12.00           | Cs      | 1.97     | 5.61     | 0.40            | Hf      | 0.82     | 4.29     | 0.35            |
| Cu      | 15.30    | 78.00    | 6.80            | Ba      | 66.50    | 544.00   | 53.00           | Ta      | 0.134    | 0.24     | –               |
| Zn      | 36.70    | 160.00   | 22.00           | La      | 7.90     | 10.30    | 5.00            | W       | 0.53     | 1.46     | 0.53            |
| Ga      | 5.91     | 25.30    | 2.60            | Ce      | 13.70    | 26.00    | 1.00            | Tl      | 0.006    | 0.43     | 0.05            |
| Ge      | 0.31     | 0.47     | 0.12            | Pr      | 2.04     | 2.89     | 1.20            | Pb      | 5.82     | 17.5     | 8.80            |
| As      | 38.40    | 0.57     | 1.60            | Nd      | 7.80     | 10.10    | 1.50            | Bi      | 0.13     | 0.26     | 0.013           |
| Rb      | 22.70    | 42.40    | 5.00            | Sm      | 1.47     | 1.35     | 1.20            | Th      | 2.05     | 3.02     | 1.80            |
| Sr      | 477.00   | 84.80    | 540.00          | Eu      | 0.33     | 0.33     | 0.20            | U       | 0.55     | 3.08     | 2.30            |

38.3 г/т, но это несколько ниже, чем в кислотном остатке – 59.1 г/т. Разница содержаний REE карбонатов с кислотным остатком значительно меньше, чем подобные результаты с халькофильными и литофильными элементами (см. табл. 1). Концентрации промежуточных элементов Sm, Eu, Gd, Tb и Dy в карбонатных строениях несколько превышают подобные содержания в кислотном остатке (см. рис. 9; табл. 1). Отношение  $LREE_n$  к  $HREE_n$  для карбонатов, нормированных по хондритам, составляет 3.9, а для кислотного остатка – 2.7. График распределения элементов в своей легкой части имеет почти одинаковый наклон (см. рис. 9). Соотношение  $Li_n/Sm_n$  для карбоната составляет 3.28, а для кислотного остатка – 4.6 (Дубинин, 2004). Наблюдаются значительные различия в части его тяжелого спектра (см. рис. 9). Отношение  $Gd_n$  к  $Yb_n$  для карбоната составляет 1.7, а для кислотного остатка – 0.49. Отношение  $La_n/Yb_n$  для построек равно 8.5, а для кислотного остатка – 4.6 (Балашов, 1976).

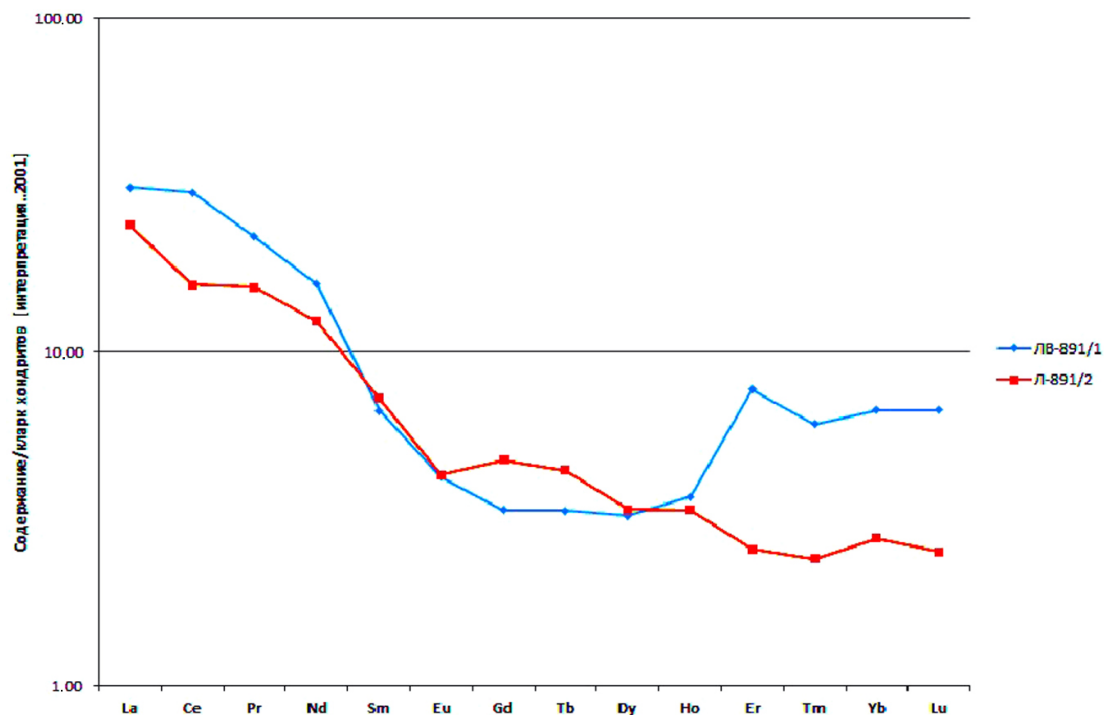
Для расчета аномальных значений использовались формулы:  $Eu^*_n = 2Eu_n/(Sm_n + Gd_n)$  и  $Ce^*_n = 2Ce_n/(La_n + Pr_n)$  (Интерпретация..., 2001; Юдович, Кетрис, 2011). Карбонатное вещество постройки характеризуется неглубокими отрицательными аномалиями  $Eu^*_n = 0.71$  и  $Ce^*_n = 0.80$  (см. рис. 9).

Данные исследования изотопного состава серы, углерода и кислорода из андезитов, туфов, кислотного остатка (кирогена) и антраконита СИС приведены в табл. 2.

В лавах андезитов вкрапленники пирита встречаются повсеместно. Их концентрация в породе несколько выше содержания магнетита (Лысенко и др., 2022). Изотопный состав серы из пирита андезитов составляет +1.72‰, что является доказательством ее глубинного генезиса (Фор, 1989). Более тяжелый состав имеет сера пирита (+11.28‰) из линз пирита в туфах вблизи контактов с постройками СИС. Ее состав не отличается от современных сульфидных образований из фумарол грязевых котлов и термальных источников. (Арсланов, 1987; Фор, 1989).

Антраконит построек характеризуется легким изотопным составом углерода от –13.59 до –19.14‰ (см. табл. 2). Предположительно, разброс  $\delta^{13}C$  связан с расстоянием от центров поступления флюидов и изменением его состава в период вулканической активности. Это подтверждает разница  $\delta^{13}C$  в антраконите из верхних и нижних частей построек. Результаты  $\delta^{13}C$  антраконита СИС не отличаются от подобных данных других исследователей (Тугарова, 2014; Шумилов 2020). Органическое вещество (кироген) кислотного остатка характерно





**Рис. 9.** Распределение редкоземельных химических элементов в антраците (красный) и кислотном остатке (голубой) материала построек конус в конусе в сравнении с кларком хондритов.

**Fig. 9.** Distribution of rare earth chemical elements in anthracite (red) and acid residue (blue) of the building material cone in cone in comparison with the chondrite clark.

ризуется изотопным составом углерода  $-36.64\%$ . Изотопная разница между составом углерода в антраците СІС и биогенном материале (кирогене) составляет  $-17.50\%$ . Значительно более тяжелый изотопный состав углерода ( $+2.16\%$ ) имеет карбонат конкреций из толщ таврической серии.

Изотопный состав кислорода в антраците построек СІС изменяется в интервале от  $-14.52$  до  $-13.45\%$  (VPDB). Их значения характеризуются значительно меньшим разбросом содержаний, чем углерод (см. табл. 2). Отмечаются изменения в составе карбонатов  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  по мере роста построек. На начальном этапе они отличаются слегка облегченным содержанием изотопов кислорода и более тяжелым составом изотопов углерода.

#### ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОСТРОЕК С ТЕКСТУРОЙ КОНУС В КОНУСЕ

Интересные породы с текстурой СІС встречаются в отложениях от протерозоя до мезозоя (Tarr, 1922; Логвиненко, 1961; Hesse et al., 2019). Множество гипотез их образования можно разделить на два крупных блока. Первый связан с процессами механического преобразования осадков, а второй —

с деятельностью живых организмов (Колокольников, 2002; Сонин, 2007; Тугарова, 2014; Hesse et al., 2019). Результаты наших исследований позволяют отказаться от взглядов на механические гипотезы и по-другому осмыслить биогенную природу образования построек с текстурами СІС.

Ученые, которые придерживаются биогенной гипотезы, обычно описывают породы СІС, как конкреции (Сонин, 2007; Тугарова, 2014; Maher et al., 2017; Hesse et al., 2019). Некоторые из них считают, что они формировались в осадочном слое на глубинах от нескольких сантиметров до нескольких метров. Бактерии за счет переработки органического вещества из вмещающих толщ создают карбонатный материал, из которого процессы диагенеза и катагенеза создавали биоморфные структуры СІС (Maher et al., 2017; Hesse et al., 2019). Другие связывают образование подобных “конкреций” с деятельностью цианобактерий в прибрежной части морских бассейнов, при этом указывается на их связь с метановыми флюидами (Сонин, 2007; Тугарова, 2014).

Результаты наших исследований морфологии и геохимии пород с текстурой СІС подтверждают, что они отличаются от конкреций и являются постройками сообществ микроорганизмов. У них всегда имеются основание и вершина, а рост начинается с

**Таблица 2.** Изотопный состав углерода, кислорода, серы из антраконита, кислотного остатка (кирогена) материала построек СІС, пирита из андезитов, туфов и конкреций**Table 2.** Isotopic composition of carbon, oxygen, sulfur from anthraconite, acid residue (kyrogen) of the СІС building material, pyrite from andesites, tuffs and concretions

| № пробы  | Описание                                                             | $\delta^{13}\text{C}$ ‰, PDB | $\delta^{34}\text{S}$ ‰, CDT | $\delta^{18}\text{O}$ ‰, SMOW | $\delta^{18}\text{O}$ ‰, PDB |
|----------|----------------------------------------------------------------------|------------------------------|------------------------------|-------------------------------|------------------------------|
| Л-422    | Антраконит из верхней части СІС обр. 1                               | –18.60                       | Н. д.*                       | +17,73                        | –13.71                       |
| Л-423    | Антраконит из нижней части СІС обр. 1                                | –18.51                       | Н. д.                        | +16,90                        | –14.52                       |
| Л-425    | Антраконит из верхней части СІС обр. 2                               | –15.64                       | Н. д.                        | +18,00                        | –13.45                       |
| Л-424    | Антраконит из нижней части СІС обр. 2                                | –13.52                       | Н. д.                        | +17,25                        | –14.18                       |
| Л-934    | Антраконит из верхней части СІС обр. 10                              | –19.14                       | Н. д.                        | Н. д.                         | Н. д.                        |
| ЛВ-891/1 | Антраконит из нижней части СІС обр. 10                               | –17.94                       | Н. д.                        | Н. д.                         | Н. д.                        |
| Л-935    | Антраконит из верхней части СІС обр. 18                              | –17.37                       | Н. д.                        | Н. д.                         | Н. д.                        |
| Л-57     | Антраконит из нижней части СІС обр. 18                               | –16.64                       | Н. д.                        | Н. д.                         | Н. д.                        |
| ЛВ-887   | Карбонатный материал конкреций                                       | +2.16                        | Н. д.                        | Н. д.                         | Н. д.                        |
| ЛВ-883   | Кислотный остаток антраконита из верхней части постройки СІС обр. 10 | –36.64                       | Н. д.                        | Н. д.                         | Н. д.                        |
| Л-75     | Пирит из лав андезитов                                               | Н. д.                        | +1.72                        | Н. д.                         | Н. д.                        |
| Л-57/1   | Пирит из сульфидных линз туфов под поверхностью построек СІС         | Н. д.                        | +11.28                       | Н. д.                         | Н. д.                        |

Примечание. Н. д. – нет данных.

Note. Н. д. – no data.

пузырьковой формы и заканчивается древовидной (см. рис. 3а, б, г). Ранее были описаны три стадии образования построек СІС. Главными их формами служат древовидный скелет с модульным строением и лепестки ламин, имеющие микронную толщину. По предположению А.А. Яркова, ламины являются плоскими клетками простейших (2015). Возможно, в них присутствуют ядрышки с цитоплазмой (Богоявленская, 2007; Ярков, 2015). Поэтому ламины выступали центрами формирования новых подобных клеток постройки. Их длина зависела от расположенных рядом сегментов скелетов построек. В процессе роста ламины срастались не только с родственными близлежащими лепестками, но также с плоскими клетками древовидных строений, расположенных рядом (см. рис. 3в). В результате формировалась плоская поверхность матов с углублениями около сегментов скелетов. В понижениях скапливался терригенный материал. Обычно между лепестками ламин его содержание незначительное, что подтверждает высокие скорости образования строений СІС. В периоды существенного выпадения глинистого материала на поверхность матов ламины обретали способность увеличивать высоту рифленых выступов (см. рис. 4а, г; 5а). Это позволяло очистить поверхность от грязи, а по выступам

отростков, предположительно, поступало питание в клетки из окружающей среды.

Нахождение построек СІС в аргиллитах таврической серии и данные формирования вулканической толщи свидетельствуют об образовании их на значительных морских глубинах в афотической зоне (Лысенко и др., 2022). Морские условия подтверждаются соотношением  $\text{Sr/Ba} = 7.2$  (Катченков, 1959). Постройки формировались на твердой поверхности. Значительные содержания марганца, титана и соотношение  $\text{Ti/Zr} = 66$  свидетельствуют о нахождении их рядом с вулканическими центрами (Юдович, Кетрис, 2011). Питание живых организмов построек не связано с жизнедеятельностью цианобактерий или с переработкой биогенных остатков, как считают некоторые исследователи (Тугарова, 2014; Ярков, 2015; Сонин, 2007). Данные анализов  $\delta^{13}\text{C}$  карбонатного материала (от –13.59 до 19.14‰) и органики (36.64‰) построек свидетельствуют о том, что их образование коррелирует с симбиозом прокариот и архей по переработке углеродородных флюидов хемосинтезом. По изотопному составу углерода материал построек отличается от конкреций (+2.16‰) из терригенной толщи таврической серии, что доказывает различные условия их формирования.

На существование симбиоза клеток ламин с сообществом метаногенных, метанотрофных, нитрат- и сульфатредуцирующих бактерий и архей указывают присутствие в породе фрамбоидов пирита, микростяжений кварца и сферолитов антраконита. Описания подобных форм в породах СИС приводятся в работах ряда исследователей (Gilman, Metzger, 1967; Тугарова, 2014; Maher et al., 2017; Hesse et al., 2019). В статье (Hesse et al., 2019) описаны переходы сферолитовых сростков в текстуры СИС. Авторы данной статьи считают, что образование сферолитов связано с раскристаллизацией коллоидных растворов в осадках при незначительном давлении, а при опускании пород в недра до 4.0 км сферолитовые волокна замещаются коническими пучками (Hesse et al., 2019). Данная трактовка генезиса не подтверждается сохранностью глинистого вещества между ламинами и не совсем ясно, почему сферолиты сохраняются на поверхности конкреций СИС, хотя давление кругом одинаковое. Другие исследователи (в том числе мы) считают, что образование сферолитов связано с бактериальной деятельностью (Buczynski, Chafetz, 1992; Kirkham, Tucker, 2018; Лысенко, 2019б). В англоязычной литературе их обычно называют ботриоидальными образованиями. Они описываются при характеристике древних карбонатов просачивания углеводородов (Aharon, 1994; Campbell, 2006). Образование сферолитов карбоната за счет процессов бактериального хемосинтеза дополнительно подтверждают данные разницы изотопного состава углерода из карбоната и органического вещества (–17.5‰) (Aharon, 1994; Campbell, 2006; Юдович, Кетрис, 2011). Присутствие сферолитовых образований на поверхности ламин построек проще объяснить симбиозом между ними и сообществами архей и прокариот. Ламин для этих микроорганизмов служили надежным субстратом и укрытием.

Процессы образования карбоната, судя по составу вулканических флюидов, повышенному содержанию органического вещества и данным соотношениям  $V/(V + Ni) = 0.67$  и  $V/Cr = 1.24$ , протекали в аноксидной обстановке (Эрнст, 1976; Летникова, 2005; Жарков и др., 2011; Мизенс и др., 2014). В то же время формирование органического вещества клеток ламин происходило в окисдных условиях, что подтверждают соотношения  $Mo/Mn = 0.000006$  и  $U/Th = 0.27$ , а также содержания  $U = 0.55$  г/т (Холодов, Недумов, 2005; Мизенс и др., 2014). Такие парадоксальные условия одновременно могут существовать в клетке или вблизи нее.

Вблизи поверхности подводных вулканов СИС формировались в промежутках между периодами его активной деятельности. В это время из жерла происходили незначительные выбросы туфового материала, которые сопровождалась выбросами газовых струй из фумарол на склонах. Зарождение и образование построек наблюдалось вблизи грязе-

вых котлов или около термальных источников. На это указывают высокие отношения титана к циркону (64.7) (Летникова, 2005; Мизенс и др., 2014). По изотопным данным кислорода температура флюидов находится в интервале от +62 до +83°. (Расчет по формуле  $T = 14.6 - 4.4(\delta^{18}O - A) + 0.27(\delta^{18}O - A)^2$  ( $A_{\text{вода океана Тетис}} = \delta^{18}O_{\text{SMOW}}$  от –2 до +2‰)) (Тейс, Найдин, 1973). Полученные данные температур почти не отличаются от результатов других исследователей и измерений на современных вулканах (Жарков и др., 2011; Hesse et al., 2019). По расчетам, нижние части построек СИС формировались при более высоком температурном режиме, чем верхние. Это объясняется затуханием деятельности фумарол.

Выбросы газов и гидротермальных вод носили периодический импульсный характер. Возможно, они контролировали динамику роста построек. Вместе с газами происходил выброс жидкого глинистого вещества монтмориллонитового состава, который формировался за счет разложения пород кислотными растворами гидротерм (Жарков и др., 2011). Можно предположить, что главными газовыми компонентами флюидов являлись метан и сероводород, обычно преобладающие в современных постмагматических процессах (Жарков и др., 2011). Это подтверждается наличием в породах Тессельского палеовулкана пирита и антраконита (Лысенко, 2019а; Лысенко и др., 2022). На связь углеводородных флюидов с вулканической деятельностью указывают высокие содержания лито-, халькофильных и редкоземельных элементов в антраконите построек СИС, присутствие пеплового материала в строениях, нахождение рядом комплекса вулканических пород, а также данные изотопного состава углерода, серы и кислорода (см. табл. 2) (Фор, 1989; Мизенс и др., 2014). Из недр совместно с газами поступали тяжелые и легкие углеводороды. На их одновременное присутствие указывает  $V/Ni = 2.04$  (Валяев, 1997). Подобные выбросы нефтепродуктов характерны для постмагматической деятельности современных вулканов (Жарков и др., 2011). Метан, тяжелые и легкие углеводороды являлись материалом, которые прокариоты в процессе жизнедеятельности использовали для создания органического вещества и карбоната построек СИС. Биогенное углеродистое вещество формировалось в значительном количестве. Его было достаточно для питания живых клеток СИС, бактерий, крупной фауны, а также окрашивания кальцита и глинистого материала построек.

На современных выходах холодной и горячей дегазации обычно существуют оазисы жизни с крупной фауной (Aharon, 1994; Campbell, 2006). Подобный биоценоз червей, моллюсков и гастропод располагался вблизи описываемых построек СИС, об этом упоминалось при характеристике туфов (см. рис. 2а). Они находились в симбиозе с сообществом архей и прокариот. Жизнь в оазисе вблизи построек

ек СИС проходила на значительных глубинах – ниже границы критической зоны растворения карбоната и около гидротермальных источников вулкана (Лысенко и др., 2022). Поэтому карбонатный материал раковин биоценоза заместился сульфидами, а значительная его часть растворилась.

По условиям образования и многим признакам постройки СИС можно отнести к древним породам карбонатов углеводородного просачивания (hydrocarbon seeps carbonates), формирование которых связано с зонами углеродной дегазации (Aharon, 1994; Campbell, 2006). Впервые признаки их выделения были приведены в научной статье (Campbell, Bottjer, 1993). Наши исследования СИС дополнили критерии выделения карбонатов углеводородного просачивания в геологических разрезах. Главным условием их образования является поступление углеводородных флюидов из грязевых котлов или термальных источников. Из-за небольшого периода существования постройки СИС имеют сравнительно незначительные размеры. Вторым обязательным условием их формирования выступает деятельность сообщества бактерий и архей по переработке углеводов. Дополнительно на схожесть формирования карбонатов углеводородного просачивания с постройками СИС указывают следующие признаки: приуроченность к поверхности вулкана или тектоническим зонам; кварцевые и карбонатные сферолитовые образования (ботриониды); биомаркеры (кероген); присутствие раковин моллюсков и гастропод; наличие углеводов легкой и тяжелой нефти в карбонате; фрамбоиды пирита; повышенное содержание лито-, халькофильных и редкоземельных элементов; изотопный состав углерода антраконита; изотопное фракционирование углерода из карбоната и органического вещества. Материалом для формирования бактериальных СИС служил метан, поэтому подобные постройки карбонатов углеводородного просачивания можно называть метанолитами триаса (Лысенко и др., 2022).

При изучении пород СИС исследователи не уделяли достаточно внимания связям этих образований с вулканизмом. В то же время часто при характеристике геологических разрезов с породами СИС приводятся описания нахождения рядом интрузивных и вулканических образований (Тугарова, 2014; Hesse et al., 2019; Шумилов, 2020). Постройки СИС обладают разнообразной внешней морфологией и сложным внутренним строением. Подобное разнообразие связано с борьбой живых организмов за существование и выживание. Они формировались в экстремальных физико-географических условиях на поверхности действующего вулкана. У нас отсутствует возможность сравнить строения тессельских построек СИС с подобными образованиями из других временных интервалов и различных мест. Судя по рисункам из других статей, они не отличаются от наших тессельских построек СИС.

Строителями подобных образований является группа или вид проблематичных организмов. На сегодня отсутствуют их живые аналоги. По предложению А.А. Яркова, наши постройки СИС можно отнести к классу *Zarizinlaminata* из царства *Protista* (простейших) (Ярков, 2015). В то же время у них имеются отличия по условиям питания и образования. Ламины СИС питаются за счет симбиоза с сообществом метанотрофных архей и бактерий, поэтому постройки формируются в других палеогеографических условиях (Ярков, 2015).

Постройки СИС встречаются во временном интервале от протерозоя до конца мезозоя (Ярков, 2015; Hesse et al., 2019). В этот промежуток времени происходил эволюционный процесс модификации скелета и форм ламин. В будущем на основании изучения изменения этих компонентов можно разработать систематику организмов, которые участвовали в создании построек СИС.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты исследования показали, что постройки с текстурами конус в конусе, найденные рядом с Тессельским палеовулканом, созданы простейшими организмами в симбиозе с прокариотами, которые перерабатывали углеводородные флюиды в органическое вещество и карбонат. Постройки формировались в афотической зоне на склонах подводного вулкана вблизи грязевых котлов или гидротермальных источников. Присутствие рядом с постройками биоценоза крупной фауны и другие признаки позволяют относить образования СИС к древним карбонатам углеводородного просачивания или метанолитам триаса. Углеводородные газы, которыми питались микроорганизмы, имеют связь с глубинными флюидами вулканов. Их природу подтверждают аномальные содержания в карбонате лито-, халькофильных и редкоземельных элементов, присутствие легких и тяжелых битумов, а также данные изотопного состава углерода и серы.

В настоящее время не известны живые организмы, которые могли создавать строения СИС. На дне Индийского и Тихого океанов имеется большое количество действующих и потухших вулканов, которые практически не изучены. Возможно, в будущем при их обследовании на больших глубинах рядом с выходами горячих источников будут обнаружены современные постройки СИС с живыми организмами.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арсланов Х.А. (1987) Радиоуглерод: геохимия и геохронология. Л.: ЛГУ, 300 с.  
Балашов Ю.А. (1976) Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 267 с.



- Богоявленская О.В. (2007) Девонские строматопораты (морфология, систематика, стратиграфическое и палеогеографическое распространение). *Литосфера*, (1), 109-122.
- Валяев Б.М. (1997) Углеводородная дегазация Земли и генезис нефтегазовых месторождений. *Геология нефти и газа*, (9), 1-6.
- Дубинин А.В. (2004) Геохимия редкоземельных элементов в океане. *Литология и полез. ископаемые*, (4), 339-358.
- Жарков Р.В., Козлов Д.Н., Дегтерев А.В. (2011) Современная фумарольная и гидротермальная активность вулкана Синарка (о. Шиашкотан, Курильские острова). *Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле*, 1(17), 179-184.
- Интерпретация геохимических данных (2001) (Под ред. Е.В. Склярова). М.: Интермет Инжиниринг, 288 с.
- Катченков С.М. (1959) Малые химические элементы в осадочных породах и нефтях. Л.: Гостоптехиздат, 271 с.
- Колокольников В.Г. (2002) Текстура cone-in-cone и ее происхождение. *Литология и полез. ископаемые*, (6), 612-627.
- Летникова Е.Ф. (2005) Геохимическая специфика карбонатных отложений различных геодинамических обстановок северо-восточного сегмента палеоазиатского океана. *Литосфера*, (1), 70-81.
- Логвиненко Н.В. (1961) О флишевых текстурах триасовых отложений Крыма. *Изв. вузов. Геология и разведка*, (3), 16-28.
- Лысенко В.И. (2019а) Характеристика вулканической толщи верхнего триаса в Юго-западной части Горного Крыма. *Уч. зап. Крымского федерального университета им. В.И. Вернадского. География. Геология*, 5(71), 230-253.
- Лысенко В.И. (2019б) Экспериментальные работы по возрождению к жизни сообществ архей и бактерий миоцена из гераклитов. *Тр. Карадагской научной станции им. Т.И. Вяземского – природного заповедника РАН*, 11(3), 17-41.
- Лысенко В.И., Садыков С.А., Михайличенко Т.В. (2022) Гидротермально-бактериальные постройки с фауной брахиопод на поверхности Тессельского палеовулкана (Южный берег Крыма). *Литосфера*, 22(4), 497-511. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-4-497-511>
- Мизенс Г.А., Степанова Т.И., Кучева Н.А., Сапурин С.А. (2014) Геохимические особенности известняков и условия осадконакопления на изолированной карбонатной платформе в позднем девоне и начале карбона на восточной окраине Урала. *Литосфера*, (6), 53-76.
- Муратов М.В. (1959) О стратиграфии триасовых и нижнеюрских отложений Крыма. *Изв. вузов. Геология и разведка*, (11), 31-41.
- Сонин Г.В. (2007) Фациальные условия распространения и экологический морфогенез пермских строматолитов. *Верхний палеозой России: стратиграфия и палеогеография: материалы всерос. науч. конф.* Казань, КазГУ, 306-309.
- Ставский А.П., Казанцев А.В. (1973) Некоторые особенности текстур конус в конусе в породах таврической серии Крыма. *Изв. вузов. Геология и разведка*, (6), 199-201.
- Тейс Р.В., Найдин Д.П. (1973) Палеотермометрия и изотопный состав кислорода органических карбонатов. М.: Наука, 254 с.
- Тугарова М.А. (2014) Микробиолиты триаса архипелага Шпицберген. *Тр. ВНИИОкеангеология*, вып. 227. СПб.: ВНИИ Океангеология, 198 с.
- Фор Г. (1989) Основы изотопной геологии. М.: Мир, 590 с.
- Холодов В.Н., Недумов Р.И. (2005) О применении молибденового модуля к реконструкции газового состава вод меловой Атлантики. *Докл. АН*, 400(2), 250-253.
- Шнюков Е.Ф., Шереметьев В.М., Маслаков Н.А., Кутний В.А., Гусаков И.Н., Трофимов В.В. (2005) Грязевые вулканы Керченско-Таманского региона. Краснодар.: ГлавМедиа, 176 с.
- Шумилов И.Х. (2020) Текстура конус-в-конусе: новые данные. *Литосфера*, 20(1), 76-92. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-1-76-92>
- Эрнст В. (1976) Геохимический анализ фаций. Л.: Недра, 127 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2011) Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 742 с.
- Ярков А.А. (2015) *Zarizinlaminata* – царские пластинки. *Современные проблемы географии*. Сборник науч. труд. по материалам Юбилейной науч.-практ. конф., посвящ. 65-летию Волгоградского отделения Русского географического общества. М.: Планета, 55-104.
- Aharon P. (1994) Geology and biology of modern and ancient submarine Hydrocarbon seeps and vents: an introduction. *Geo-Marine Lett.*, 14(2), 69-73. <http://doi.org/10.1007/BF01203716>
- Buczynski C., Chafetz H.S. (1992) Bacterially Induced Lithification of Microbial Mats. *PALAIOS*, 7(3), 277-293. <http://doi.org/10.2307/3514973>
- Butterfield D.A., Massoth G.J. (1994) Geochemistry of north Cleft segment vent fluids: Temporal changes in chlorinity and their possible relation to recent volcanism. *J. Geophys. Res.*, 99(B3), 4951-4968. <http://doi.org/10.1029/93JB02798>
- Campbell K.A. (2006) Hydrocarbon seep and hydrothermal vent paleoenvironments and paleontology: Past developments and future research directions. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 232(2-4), 362-407. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.06.018>
- Campbell K.A., Bottjer D.J. (1993) Fossil cold seeps. *National Geographic Research & Exploration*, 9(3), 326-343.
- Gilman R.A., Metzger W.J. (1967) Cone in cone concretions from Western New York. *J. Sediment. Petrol.*, 37, 87-95.
- Hesse R., Fong C., Schumann D. (2019) Origin of spherulitic and cone-in-cone concretions in Cambro-Ordovician black shales, St Lawrence Estuary, Quebec, Canada. *Geol. Mag.*, 156(10), 1793-1804. <https://doi.org/10.1017/S0016756819000128>
- Kirkham A., Tucker M.E. (2018) Thrombolites, spherulites and fibrous crusts (Holkerian, Purbeckian, Aptian): Context, fabrics and origins. *Sediment. Geol.*, 374, 69-84. <http://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2018.07.002>
- Maher H., Ogata K., Braathen A. (2017). Cone-in-cone and beef mineralization associated with Triassic growth basin faulting and shallow shale diagenesis, Edgeøya, Svalbard. *Geol. Mag.*, 154(2), 201-216. <http://doi.org/10.1017/S0016756815000886>
- Tarr W.A. (1922) Cone-in-cone. *Amer. J. Sci.*, 4(21), 199-213.

## REFERENCES

- Arslanov H.A. (1987) Radiocarbon: geochemistry and geochronology. Leningrad, LGU, 300 p. (In Russ.)
- Balashov Yu.A. (1976) Geochemistry of rare earth elements. Moscow, Nauka Publ., 267 p. (In Russ.)
- Bogoyavlenskaya O.V. (2007) Devonian stromatoporates (morphology, systematics, stratigraphic and paleogeographic distribution). *Lithosphere (Russia)*, (1), 109-122. (In Russ.)
- Buczynski C., Chafetz H.S. (1992) Bacterially Induced Lithification of Microbial Mats. *PALAIOS*, 7(3), 277-293. <http://doi.org/10.2307/3514973>
- Butterfield D.A., Massoth G.J. (1994) Geochemistry of north Cleft segment vent fluids: Temporal changes in chlorinity and their possible relation to recent volcanism. *J. Geophys. Res.*, 99(B3), 4951-4968. <http://doi.org/10.1029/93JB02798>
- Campbell K.A. (2006) Hydrocarbon seep and hydrothermal vent paleoenvironments and paleontology: Past developments and future research directions. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 232(2-4), 362-407. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.06.018>
- Campbell K.A., Bottjer D.J. (1993) Fossil cold seeps. *National Geographic Research & Exploration*, 9(3), 326-343.
- Dubinin A.V. (2004) Geochemistry of rare earth elements in the ocean. *Litologiya i Polez. Iskopaemye*, (4), 339-358. (In Russ.)
- Ernst W. (1976) Geochemical analysis of facies. Leningrad, Nedra Publ., 127 p. (In Russ.)
- Fore G. (1989) Fundamentals of isotope geology. Moscow, Mir Publ., 590 p. (In Russ.)
- Gilman R.A., Metzger W.J. (1967) Cone in cone concretions from Western New York. *J. Sediment. Petrol.*, 37, 87-95.
- Hesse R., Fong C., Schumann D. (2019) Origin of spherulitic and cone-in-cone concretions in Cambro-Ordovician black shales, St Lawrence Estuary, Quebec, Canada. *Geol. Mag.*, 156(10), 1793-1804. <https://doi.org/10.1017/S0016756819000128>
- Interpretation of geochemical data. (2001) (Ed. by E.V. Sklyarov). Moscow, Internet Inzhiniring Publ., 288 p. (In Russ.)
- Katchenkov S.M. (1959) Minor chemical elements in sedimentary rocks and oils. Leningrad, Gostoptekhizdat Publ., 271 p. (In Russ.)
- Kholodov V.N., Nedumov R.I. (2005) On the application of the molybdenum module to the reconstruction of the gas composition of the waters of the Cretaceous Atlantic. *Dokl. AN*, 400(2), 250-253. (In Russ.)
- Kirkham A., Tucker M.E. (2018) Thrombolites, spherulites and fibrous crusts (Holkerian, Purbeckian, Aptian): Context, fabrics and origins. *Sediment. Geol.*, 374, 69-84. <http://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2018.07.002>
- Kolokoltsev V.G. (2002) Cone-in-cone texture and its origin. *Litologiya i Polez. Iskopaemye*, (6), 612-627. (In Russ.)
- Letnikova E.F. (2005) Geochemical specificity of carbonate deposits of different geodynamic settings of the northeastern segment of the Paleoasian ocean. *Lithosphere (Russia)*, (1), 70-81. (In Russ.)
- Logvinenko N.V. (1961) On flysch textures of Triassic deposits of Crimea. *Izv. Vuzov. Geologiya i Razvedka*, (3), 16-28. (In Russ.)
- Lysenko V.I. (2019a) Characteristics of the Upper Triassic volcanic strata in the southwestern part of Mountainous Crimea. *Uch. zap. Krymskogo federal'nogo universiteta im. V.I. Vernadskogo. Geografiya. Geologiya*, 5(71), 230-253. (In Russ.)
- Lysenko V.I. (2019b) Experimental work on the revival of Miocene archaeal and bacterial communities from Heracles. *Tr. Karadagской научной станции им. Т.И. Вяземского – природного заповедника РАН*, 11(3), 17-41. (In Russ.)
- Lysenko V.I., Sadykov S.A., Mikhailichenko M.V. (2022) Hydrothermal-bacterial constructions with brachiopod fauna on the surface of the Tessel paleovolcano (South Coast of Crimea). *Lithosphere (Russia)*, 22(4), 497-511. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-4-497-511>
- Maher H., Ogata K., Braathen A. (2017). Cone-in-cone and beef mineralization associated with Triassic growth basin faulting and shallow shale diagenesis, Edgeøya, Svalbard. *Geol. Mag.*, 154(2), 201-216. <http://doi.org/10.1017/S0016756815000886>
- Mizens G.A., Stepanova T.I., Kucheva N.A., Sapurin S.A. (2014) Geochemical features of limestones and sedimentation conditions on an isolated carbonate platform in the late Devonian and early Carboniferous on the eastern margin of the Urals. *Lithosphere (Russia)*, (6), 53-76. (In Russ.)
- Muratov M.V. (1959) On the stratigraphy of Triassic and Lower Jurassic deposits of Crimea. *News of Universities. Izv. Vuzov. Geologiya i Razvedka*, (11), 31-41. (In Russ.)
- Shnyukov E.F., Sheremet'ev V.M., Maslakov N.A., Kutnii V.A., Gusakov I.N., Trofimov V.V. (2005) Mud volcanoes of the Kerch-Taman region. Krasnodar, GlavMedia Publ., 176 p. (In Russ.)
- Shumilov I.Kh. (2020) Cone-in-cone texture: new data. *Lithosphere (Russia)*, 20(1), 76-92. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-1-76-92>
- Sonin G.V. (2007) Facies conditions of distribution and ecological morphogenesis of Permian stromatolites. *Upper Paleozoic of Russia: stratigraphy and paleogeography: Proceedings of the All-Russian scientific conference*. Kazan, KazGU, 306-309. (In Russ.)
- Stavskiy A.P., Kazantsev A.V. (1973) Some features of "cone-in-cone" textures in rocks of the Tauride series of Crimea. *Izv. Vuzov. Geologiya i Razvedka*, (6), 199-201. (In Russ.)
- Tarr W.A. (1922) Cone-in-cone. *Amer. J. Sci.*, 4(21), 199-213.
- Teis R.V., Naidin D.P. (1973) Paleothermometry and isotopic composition of oxygen in organogenic carbonates. Moscow, Nauka Publ., 254 p. (In Russ.)
- Tugarova M.A. (2014) Triassic microbiolites of the Spitsbergen archipelago. *Tr. VNIIOkeangeologiya*, vyp. 227. Saint Petersburg, VNIIOkeangeologiya, 198 p. (In Russ.)
- Valyaev B.M. (1997) Hydrocarbon degassing of the Earth and genesis of oil and gas fields. *Geologiya Nefti i Gaza*, (9), 1-6. (In Russ.)
- Yarkov A.A. (2015) Zarizinlaminata – royal plates. *Modern problems of geography*. Collection of scientific papers based on the materials of the Scientific practical conference dedicated to the 65th anniversary of the Volgograd branch of the Russian Geographical Society. Moscow, Planeta Publ., 55-104. (In Russ.)
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2011) Geochemical indicators of lithogenesis (lithological geochemistry). Syktyvkar, GeoPrint Publ., 742 p. (In Russ.)
- Zharkov R.V., Kozlov D.N., Degterev A.V. (2011) Modern fumarole and hydrothermal activity of Sinarka volcano (Shiashkotan Island, Kuril Islands). *Vestn. KRAUNTs. Nauki o Zemle*, 1(17), 179-184. (In Russ.)

УДК 553.22

DOI: 10.24930/2500-302X-2025-25-3-471-484

## As-P-REE-содержащий циркон в гранитных пегматитах осевой зоны Полярного Урала

Н. С. Уляшева

Институт геологии им. академика Н.П. Юшкина Коми НЦ УрО РАН, 167982, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54,  
e-mail: nataliaulyasheva@yandex.ru

Поступила в редакцию 25.12.2023 г., принята к печати 06.08.2024 г.

**Объект исследования.** Циркон с высоким содержанием P, Y, REE и As из измененных гранитных пегматитов, прорывающих амфиболиты харьейского метаморфического комплекса (Полярный Урал). **Цель.** Изучить морфологические особенности, внутреннее строение и химический состав циркона, установить способ его формирования. **Методы.** Исследование циркона проводилось под биноклем, на электронных микроскопах и КР-спектрометре. Внутреннее строение минерала анализировалось с помощью изображений, полученных в режимах BSE и CL. **Результаты.** В гранитных пегматитах – биотит-кварц-олигоклазовых и биотит-микроклин-кварц-олигоклазовых породах – с высоким содержанием  $\text{Na}_2\text{O}$  (около 6 мас. %) выявлены два морфологических типа циркона: призматические розовые и длиннопризматические коричневые. Призматические розовые разновидности имеют внутреннее строение и состав, характерные для “классического циркона”, и кристаллизовались из магматического расплава при температурах 700–750°C. Иногда они обрастают тонкой каймой циркона, имеющего на CL изображениях темную окраску с повышенным содержанием таких элементов, как Ca, Al, Fe, Na, P, Y, REE, As. Коричневые цирконы характеризуются зонами роста и участками с неравномерной блочной, мозаичной и пористой структурами, имеющими на CL изображениях темную окраску. В наиболее темных участках минерала (на изображениях в режимах CL и BSE) наблюдаются повышенные концентрации  $\text{P}_2\text{O}_5$  (до 6 мас. %),  $\text{Y}_2\text{O}_3$  (до 9),  $\text{UO}_2$  (до 4),  $\text{ThO}_2$  (до 3), REE, FeO (до 3),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (до 3), CaO (до 3),  $\text{Na}_2\text{O}$  (до 1 мас. %) и увеличивается степень неупорядоченности структуры (метамиктность) минерала. Перечисленные элементы, а также, по-видимому, гидроксильная группа входили в структуру циркона по сложным схемам замещения. Кристаллизация этого типа циркона и минерала, образующего каймы вокруг циркона первого типа, происходила на постмагматической стадии формирования пегматитов из флюида повышенной щелочности при температурах 550–600°C. Циркон подвергался повторным изменениям под воздействием растворов по принципу растворения–перекристаллизации, которые протекали при понижении температуры до 240–330°C, в результате чего он приобретал губчатую структуру, а в образовавшихся порах формировались гидротермальные минералы – мышьяковистый пирит, кварц, монацит, ксенотим, черновит, анкерит, альбит и т. д. **Выводы.** В гранитных пегматитах, образующих синметаморфические жилы в амфиболитах центральной зоны харьейского метаморфического комплекса, наблюдаются несколько разновидностей циркона: магматический (циркон первого типа), гидротермальный и гидротермально измененный (циркон второго типа), различающихся по морфологическим особенностям, внутреннему строению и составу. Судя по химическому составу гидротермальных минералов в породе, постмагматические растворы были обогащены Na, Ca, P, As, REE, U.

**Ключевые слова:** гранитный пегматит, циркон, гидротермальные растворы, Полярный Урал

### Источник финансирования

Работа выполнена в рамках темы НИР государственного задания ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН «Глубинное строение, геодинамическая эволюция, взаимодействие геосфер, магматизм, метаморфизм и изотопная геохронология Тимано-Североуральского литосферного сегмента»

## As-P-REE-bearing zircon in granitic pegmatites of the axial zone of the Polar Urals

Natalia S. Ulyasheva

N.P. Yushkin Institute of Geology, FRC Komi SC UB RAS, 54 Pervomaiskaya st., Syktyvkar 167982, Russia,  
e-mail: nataliaulyasheva@yandex.ru

Received 25.12.2023, accepted 06.08.2024

**Для цитирования:** Уляшева Н.С. (2025) As-P-REE-содержащий циркон в гранитных пегматитах осевой зоны Полярного Урала. *Литосфера*, 25(3), 471–484. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-3-471-484>. EDN: EJEDON

**For citation:** Ulyasheva N.S. (2025) As-P-REE-bearing zircon in granitic pegmatites of the axial zone of the Polar Urals. *Lithosphere (Russia)*, 25(3), 471–484. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-3-471-484>. EDN: EJEDON

**Research subject.** Zircon with high contents of P, Y, REE, and As from altered granitic pegmatites forming veins cutting through the amphibolites of the Kharbey metamorphic complex (Polar Urals). **Aim.** To study the morphological features, internal structure, and chemical composition of zircon, as well as to establish the mechanism of its formation. **Methods.** The study of zircon was carried out under binoculars, electron microscopes, and a Raman spectrometer. The internal structure of the mineral was analyzed using images obtained in the BSE and CL modes. **Results.** In granite pegmatites, i.e., biotite-quartz-oligoclase and biotite-microcline-quartz-oligoclase rocks with a high content of Na<sub>2</sub>O (about 6 wt %), two morphological types of zircon were identified – prismatic pink and long prismatic brown. Prismatic pink varieties have an internal structure and composition characteristic of “classical zircon”, having crystallized from a magmatic melt at temperatures of 700–750°C. In individual cases, such crystals are overgrown with a thin rim of zircon, which has a dark color in CL images with an increased content of Ca, Al, Fe, Na, P, Y, REE, and As. Brown zircons are characterized by growth areas and those with uneven blocky, mosaic, and porous structures that appear dark in CL images. The darkest areas of the mineral (in images in CL and BSE modes) show increased concentrations of P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (up to 6 wt %), Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (up to 9 wt %), UO<sub>2</sub> (up to 4 wt %), ThO<sub>2</sub> (up to 3 wt %), REE, FeO (up to 3 wt %), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (up to 3 wt %), CaO (up to 3 wt %), and Na<sub>2</sub>O (up to 1 wt %), with the degree of disorder of the mineral structure (metamicticity) increasing. The above elements, as well as, apparently, the hydroxyl group, are included in the structure of zircon according to complex substitution patterns. Crystallization of this type of zircon and the mineral that forms rims around zircon of the first type occurred at the post-magmatic stage of transformation of granites from hydrothermal fluid of high alkalinity at temperatures of 550–600°C. Zircon was subjected to repeated changes under the influence of solutions according to the principle of dissolution–redeposition, which occurred under a decrease in temperatures down to 240–330°C. As a result, zircon acquired a spongy structure, in the pores of which hydrothermal minerals were formed – arsenic pyrite, quartz, monazite, xenotime, chernovite, ankerite, albite, etc. **Conclusions.** In the granitic pegmatites that form syn-metamorphic veins in the amphibolites of the central area of the Kharbei metamorphic complex, three types of zircon are observed: magmatic (zircon of the first type), hydrothermal, and hydrothermally altered (zircon of the second type), differing in morphological features, internal structure, and composition. Judging by the chemical composition of hydrothermal minerals in the rocks, post-magmatic solutions were enriched in Na, P, As, and REE.

**Keywords:** granite pegmatite, zircon, hydrothermal solutions, Polar Urals

#### Funding information

The work was carried out within the framework of the research project of the state assignment of the Institute of Geology FRC Komi SC UB RAS

#### Acknowledgements

The author expresses gratitude to V.I. Rakin, Dr. Sci. (Geol.-Mineral.), and O.V. Grakova, Cand. Sci., for consultations.

## ВВЕДЕНИЕ

Циркон является источником информации о возрасте геологических процессов, температуре минералообразования и характере гидротермальных флюидов (Аранович и др., 2017). U и Th могут обогащать циркон в виде примесей путем изовалентного изоморфизма (Hoskin, Schaltegger, 2003). Реже отмечаются случаи вхождения в структуру циркона P, Y и REE, неформульных элементов Ca, Fe, Al и гидроксильной группы по сложным схемам изоморфизма (Fronzel, 1953; Speer, 1982; Макеев, Скублов, 2016; Скублов и др., 2011). Значительным содержанием этих элементов отличаются гидротермально-метасоматические цирконы (Hoskin, Schaltegger 2003). Предполагают два способа формирования таких типов минерала: диффузионно-реакционным путем и в результате процессов растворения–переотложения (Geisler et al.,

2007). В первом случае растворы воздействуют на метамиктные цирконы с высоким содержанием радиоактивных элементов U и Th. При этом минерал приобретает губчатую структуру с наноразмерными порами, а в составе циркона отмечаются неформульные элементы. Второй способ подразумевает влияние на цирконы с неповрежденной структурой растворов или расплавов, в результате чего происходят процессы растворения–переотложения. В минерале появляются микронные поры и неравномерная структура.

Циркон с повышенным содержанием P, Y, As, U и REE нами обнаружен в гранитных пегматитах, прорывающих амфиболиты харьбейского метаморфического комплекса Центрально-Уральской тектонической зоны Полярного Урала. В результате изучения морфологических особенностей, внутреннего строения и химического состава минерала предложен способ его образования.



## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Петрографические особенности измененных гранитных пегматитов изучены с помощью поляризационного микроскопа БиОптик СР-400. Морфологические особенности, внутреннее строение и состав циркона из пород исследованы с помощью сканирующего электронного микроскопа TESCAN VEGA3 LMN с энергодисперсионной приставкой X-MAX 50 mm Oxford instruments. Католюминесцентные изображения минерала получены на СЭМ ThermoFischer Scientific Axia ChemiSEM с выдвижным детектором католюминесценции RGB (цветная) с диапазоном обнаружения длин волн 350–850 нм. Циркон изучен методом рамановской спектроскопии на КР-спектрометре LabRam HR800. Исследования проводились в ЦКП “Гео-наука” ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар).

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

### Геологическая позиция, петрографические и петрохимические особенности гранитных жил

Гранитные пегматиты образуют поле (шириной около 5–10 км) жильных образований в центральной части харбейского метаморфического комплекса. Они наблюдались нами в среднем течении р. Б. Харбей и нижнем течении р. Лаптаюган (рис. 1а). Плитообразные жилы мощностью 0.5–1.5 м прорывают вдоль и поперек сланцеватости амфиболиты и плагиогнейсы повышенной щелочности ханмейхойской и лаптаюганской свит и имеют северо-восточное простирание (рис. 1б).

В последние годы установлено, что метаморфические изменения пород центральной части харбейского комплекса достигали верхних ступеней уровня амфиболитовой фации повышенных и умеренных давлений ( $T = 690–750^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 8.1–9.4$  кбар) и связаны с палеозойскими процессами становления уральского орогена (Уляшева и др., 2022; Ulyasheva et al., 2024). Пегматитовые жилы являются, по-видимому, синметаморфическими образованиями, маркирующими коллизийные процессы и внедрившимися в амфиболиты по трещинам на регрессивной стадии метаморфизма при выведении комплекса в верхние горизонты коры.

Породы имеют розовую окраску, массивную текстуру и блоковую, пертитовую, пегматоидную, иногда катакlastическую структуру. В западной части поля встречаются образования биотит-микроклин-кварц-олигоклазового состава. Они состоят из олигоклаза (40–45 об. %), кварца (15–25), КППШ (10–20), биотита (10–15), циркона (<1 об. %) и т. д. В центральной части поля жилы преимущественно биотит-кварц-олигоклазовые. Они состоят из олигоклаза (60–70 об. %), кварца (10–20), биотита (1–10), КППШ (0–5), мусковита (0–2), карбо-

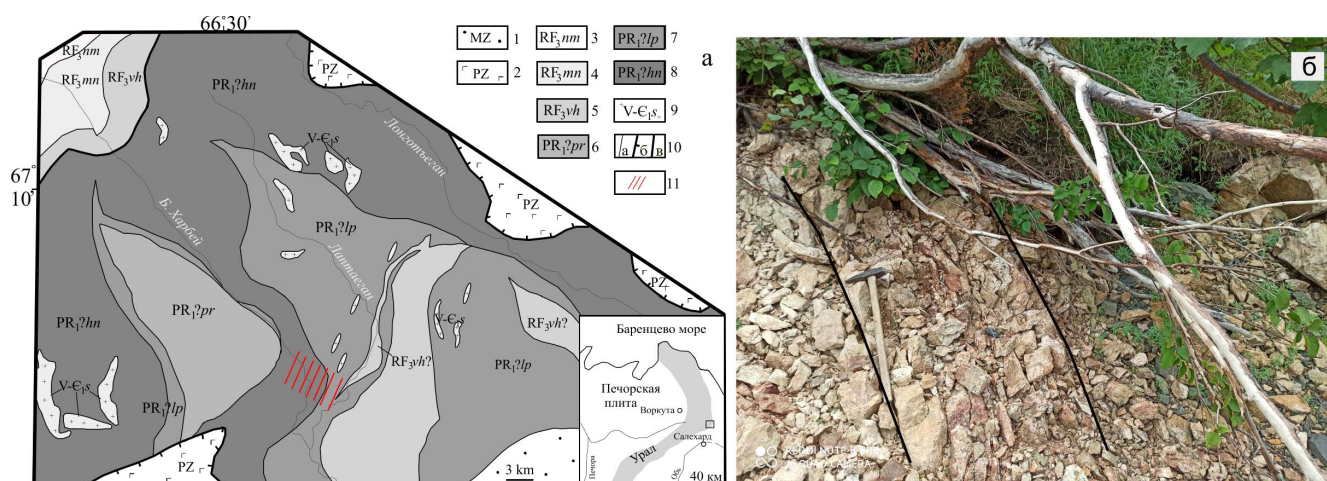
ната (0–1), граната (ед. зерна), хлорита (0–1), циркона (1 об. %). В них встречаются единичные микронные зерна As, Sr, Sb, Y, Bi, Sc, Hg, Nb содержащих минералов. В породах иногда наблюдается зональность: краевые части сложены мелкокристаллическим биотит-кварц-олигоклазовым агрегатом, центральные части кварц-олигоклазовые крупнозернистые, имеют блоковое строение. Породы, по-видимому, претерпели постмагматические гидротермальные изменения, о чем свидетельствуют реликтовые участки, представленные КППШ в крупных зернах кислого плагиоклаза; замещение биотита хлоритом и каолинитом; прожилки, обогащенные карбонатом, мусковитом и хлоритом. В породах имеются трещинки и полости, выполненные халцедоном.

Химический состав биотит-кварц-олигоклазовых жил приведен в табл. 1.

### Морфологические особенности и внутреннее строение циркона

В породах встречаются два типа циркона. Циркон первого типа широко распространен в биотит-микроклин-кварц-олигоклазовых породах, где он приурочен к зонам развития биотита (рис. 2а), а также встречается в биотит-кварц-олигоклазовых пегматитах. Он представлен дипирамидальными идиоморфными (КУ 1–3) розовыми прозрачными кристаллами с гладкой поверхностью, часто со следами хрупких деформаций (рис. 3а). Для минерала характерны грани {101}, {100}, {110}, реже {211}. Включения в нем представлены кварцем и игольчатым длиннопризматическим апатитом. Внутреннее строение минерала осложнено зонами роста, хорошо наблюдаемыми на снимках в режимах BSE и CL. На католюминесцентных фото четко видны светло- и темноокрашенные участки (см. рис. 3а). Иногда циркон первого типа обрастает тонкой каймой циркона, имеющего на CL снимках темную окраску. При этом для циркона первого типа характерны неровные края с углублениями (см. рис. 3а).

Циркон второго типа широко распространен в биотит-кварц-олигоклазовых породах и представлен коричневыми полупрозрачными мутными идиоморфными преимущественно шестоватыми игольчатыми длиннопризматическими (КУ – 3–5) минералами, характеризующимися как зонами роста, так и неравномерной пятнистой, блочной, пористой и мозаичной структурой (см. рис. 2б; 3б, в; 4б–и; 5а, б). Встречаются сильно трещиноватые катаклазированные зерна с углублениями на поверхности, часто приуроченные к зонам развития хлорита, вермикулита, мусковита и титанистых минералов. Внутреннее строение этого типа циркона неоднородное. Для циркона характерны грани {110} и {101}. На фото в режиме CL видно, что ми-



**Рис. 1.** Схематическая геологическая карта харбейского метаморфического комплекса (Государственная геологическая карта..., 2014) с выделением поля развития пегматитовых жил (а) и жила, обнажающаяся по р. Б. Харбей (б).

1 – мезозойские отложения Западно-Сибирской платформы; 2 – палеозойские образования Тагило-Магнитогорской зоны; 3–5 – зеленосланцевые толщи: 3 – немурьюганская свита, 4 – минисейшорская свита, 5 – верхнехарбейская свита; 6–8 – харбейский гнейсоамфиболитовый комплекс: 6 – париквасьшорская свита, 7 – лаптаюганская свита, 8 – ханмейхойская свита; 9 – гнейсограниты сядатояхинского комплекса; 10 – границы раздела: а – между свитами, б – Главный Уральский разлом, в – Хадатинско-Ханмейский надвиг; 11 – поле гранитных жил.

**Fig. 1.** Schematic geological map of the Kharbey metamorphic complex (State geological map..., 2014) highlighting the development field of granite veins (a), and the granite vein exposed along the river B. Kharbey (b).

1 – Mesozoic deposits of the West Siberian Platform; 2 – Paleozoic formations of the Tagil-Magnitogorsk zone; 3–5 – green-schist strata: 3 – Nemuryugan formation, 4 – Miniseyshor formation, 5 – Upper Kharbey formation; 6–8 – Kharbey gneiss-amphibolite complex: 6 – Parikvasshor formation, 7 – Laptayaugan formation, 8 – Khanmeikhoy formation; 9 – gneiss-granites of the Syadatoyakhinsky complex; 10 – interface boundaries: а – between formations, б – Main Ural Fault, в – Khadatin-Khanmey thrust; 11 – field of granite veins.

**Таблица 1.** Химический состав гранитных пегматитов, мас. %

**Table 1.** Chemical composition of granite pegmatites, wt %

| № | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO  | CaO  | MgO  | K <sub>2</sub> O | Na <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | П.п.п. | CO <sub>2</sub> |
|---|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------|------------------|-------------------|-------------------------------|--------|-----------------|
| 1 | 72.49            | 0.09             | 14.70                          | 0.02                           | 1.30 | 0.02 | 2.58 | 0.20 | 0.50             | 6.18              | 0.02                          | 0.87   | 0.51            |
| 2 | 71.62            | 0.03             | 11.77                          | 0.02                           | 1.05 | 0.02 | 3.89 | 1.32 | 0.54             | 5.19              | 0.01                          | 3.29   | 3.07            |
| 3 | 75.13            | 0.03             | 13.85                          | 0.36                           | 0.20 | 0.01 | 1.56 | 0.30 | 0.42             | 6.57              | 0.01                          | 0.34   | 0.10            |

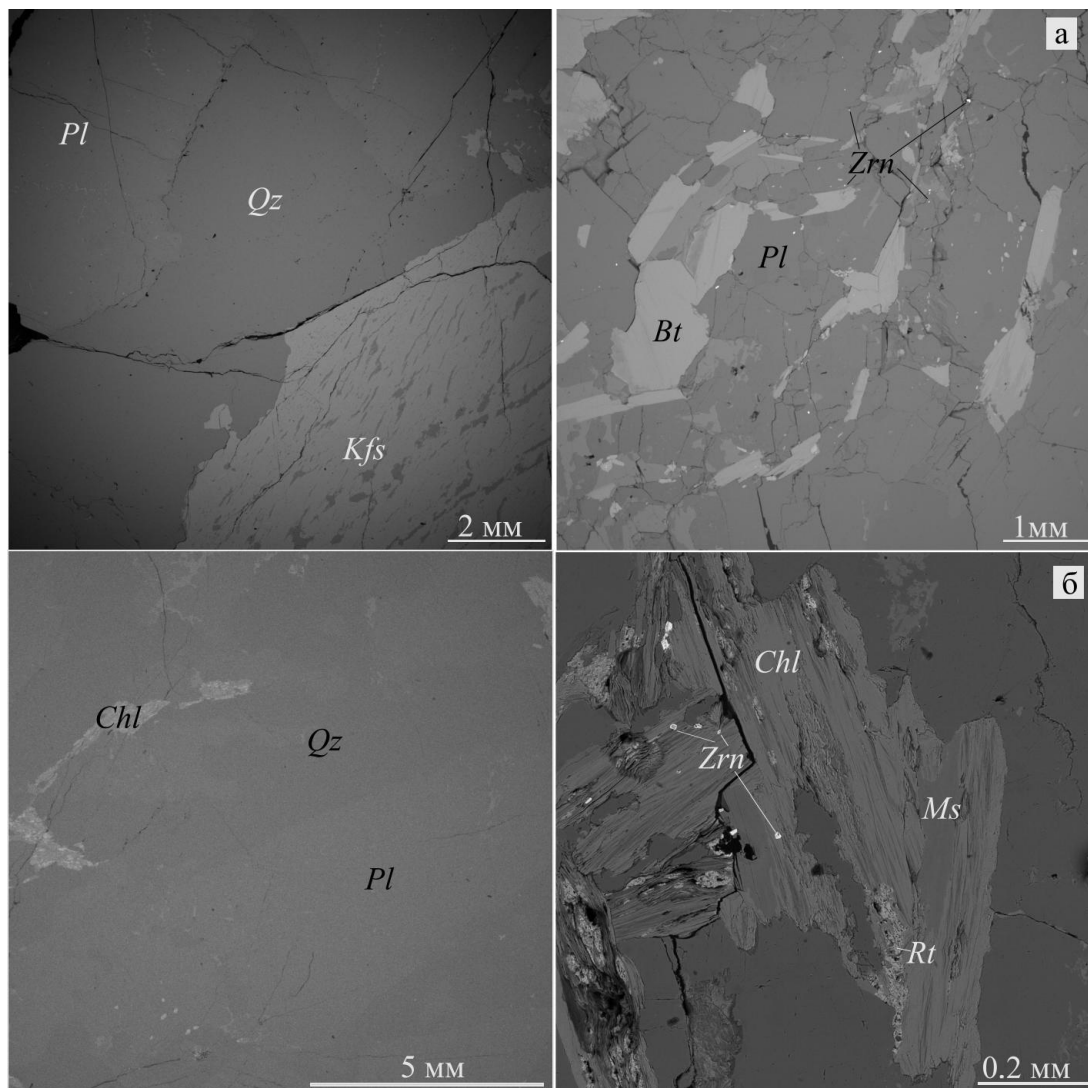
Примечание. 1 – У-68, 2 – У-103, 3 – У-49.

Note. 1 – U-68, 2 – U-103, 3 – U-49.

нерал имеет темную окраску с разными оттенками темно-серого (см. рис. 3б). На BSE снимках наблюдаются темные и более светлые участки, как концентрически зональные, так и в виде неравномерных пятен. Циркон имеет включения кварца, альбита, мусковита, КПШ, ксенотима, монацита, анкерита, апатита, мышьяковистого пирита, черновита, Bi- и Hg-содержащих минералов (см. рис. 4и, 5в). Циркон образует сростания с ксенотимом (см. рис. 4в, е).

### Химический состав циркона

Циркон первого типа в светлых зонах (в режимах BSE) имеет состав, характерный для обычного “классического” циркона, мас. %: SiO<sub>2</sub> – 32.4, ZrO<sub>2</sub> – 65.1, HfO<sub>2</sub> – 2.7 (см. табл. 2, ан. № 1; рис. 4а). В затемненных в режиме BSE участках (в новообразованной кайме и иногда в зонах роста) содержания SiO<sub>2</sub> (24.6–26.2), ZrO<sub>2</sub> (43.7–54.2) и HfO<sub>2</sub> (1.7–2.4) уменьшаются и в составе минерала появ-



**Рис. 2.** Структурные особенности и минеральный состав биотит-микроклин-кварц-олигоклазовых (а) и биотит-кварц-олигоклазовых (б) пород.

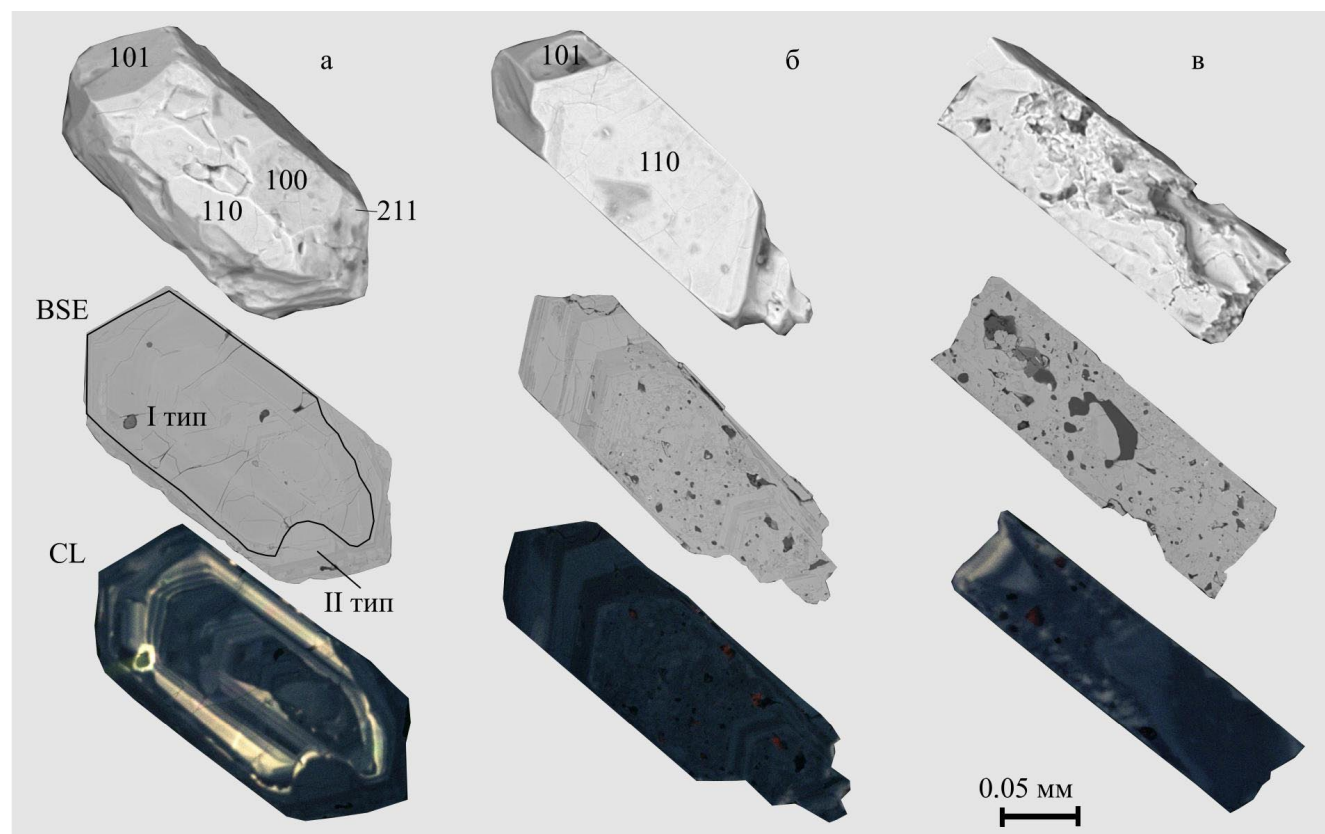
Фото сделано в режиме BSE. *Ab* – альбит, *Qz* – кварц, *Kfs* – калиевый полевой шпат, *Bt* – биотит, *Zrn* – циркон, *Chl* – хлорит, *Ms* – мусковит, *Rt* – рутил.

**Fig. 2.** Structural features and mineral composition of biotite-microcline-quartz-oligoclase (a) and biotite-quartz-oligoclase (b) rocks. Photo taken in BSE mode.

*Ab* – albite, *Qz* – quartz, *Kfs* – potassium feldspar, *Bt* – biotite, *Zrn* – zircon, *Chl* – chlorite, *Ms* – muscovite, *Rt* – rutile.

ляются большие количества следующих компонентов, мас. %:  $P_2O_5$  – 0–2;  $UO_2$  – 0.6–4.3;  $CaO$  – 1.1–1.2;  $FeO$  – 0.7–1.3;  $Al_2O_3$  – 0.2–0.7;  $Na_2O$  – 0.0–0.3;  $Y_2O_3$  – 1.9–2.4;  $Ce_2O_3$  – 0.0–0.7;  $Nd_2O_3$  – 0.0–0.6 (см. табл. 2, ан. № 2; рис. 4а, б). Светлые участки (в режиме BSE) циркона второго типа либо не отличаются от состава “классического” циркона (см. табл. 2, ан. № 3; рис. 4б), либо имеют повышенные содержания  $CaO$ ,  $FeO$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$ , иногда  $UO_2$  (см. табл. 2, ан. № 5; рис. 4в). Темные участки циркона второго

типа, как в зонах роста, так и в участках с микро-блочным строением, имеют химический состав, мас. %:  $SiO_2$  – 15–27,  $ZrO_2$  – 32–56,  $HfO_2$  – 1.0–3.2,  $UO_2$  – 1.0–4.2,  $ThO_2$  – 0–3,  $Na_2O$  – 0.0–0.6,  $CaO$  – 0.6–3.4,  $FeO$  – 0.6–3.4;  $Al_2O_3$  – 0.0–1.2,  $K_2O$  – 0.0–0.3,  $P_2O_5$  – 1.4–5.9,  $Y_2O_3$  – 2.0–8.7,  $As_2O_3$  – 0.3–3.2,  $Yb_2O_3$  – 0.0–2.5,  $Dy_2O_3$  – 0.0–1.3,  $Er_2O_3$  – 0.0–1.3,  $Sc_2O_3$  – 0.0–0.3,  $Nb_2O_5$  – 0.0–1.6 (см. табл. 2, ан. № 4, 6–17; рис. 4в–и). Отмечается дефицит суммы (66–93). Составы некоторых зерен цир-



**Рис. 3.** Морфологические особенности, снимки в режимах BSE и CL кристаллов циркона первого (а) и второго (б, в) типов.

**Fig. 3.** Morphological features, images in BSE and CL modes of zircon crystals of the first (а) and second (б, в) types.

кона приведены в табл. 2. Встречаются цирконы, особенно пористые, полностью отклоняющиеся от состава “классического” циркона. В них выделяются серые и темно-серые зоны с различным содержанием  $\text{CaO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{As}_2\text{O}_3$ , REE (см. табл. 1, № ан. 16, 17; рис. 5а).

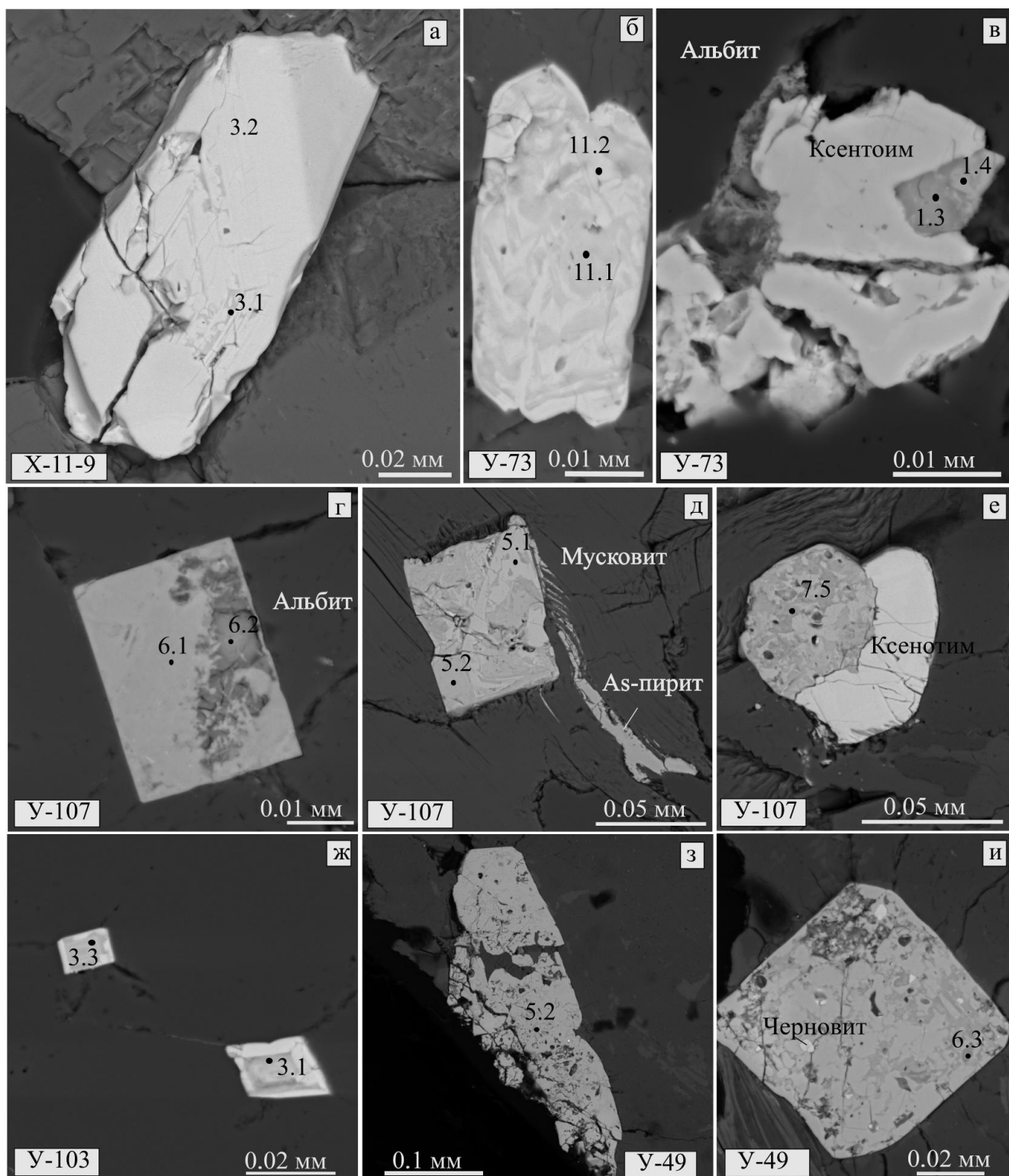
### КР-спектры циркона

В КР-спектре циркона с ненарушенной кристаллической структурой наблюдаются полосы 202, 214, 225, 355, 393, 439, 974, 1008  $\text{cm}^{-1}$ . Самыми интенсивными являются 355 (V1), 439 (V2), 1008 (V3)  $\text{cm}^{-1}$  (Hoskin, Rodgers, 1996; Nasdala et al., 1995). С уменьшением кристалличности минерала форма положение отдельных КР-спектров изменяется: полосы становятся шире и смещаются в сторону меньших волновых чисел, уменьшается интенсивность спектра, пики становятся асимметричными (Presser, Glotzbach, 2009).

На рис. 7 представлены КР-спектры исследуемого циркона первого типа в точке (Т1), где состав минерала не отличается от состава “класси-

ческого” циркона, и в зоне (Т2), где повышаются содержания  $\text{Ca}$ ,  $\text{Fe}$ ,  $\text{Na}$ ,  $\text{P}$ ,  $\text{As}$ , РЗЭ. В первом случае (см. рис. 7а) наблюдаются более или менее симметричные полосы 1002, 969, 437, 352, 224 и 203  $\text{cm}^{-1}$ , отвечающие кристаллическому циркону, но фиксируется смещение в сторону меньших длин волн от стандартных положений, что говорит о нарушении структуры циркона. Во втором случае по сравнению с первым ширина полос увеличивается, они становятся ассиметричными, снижается их интенсивность и происходит смещение полос V1, V2 и V3 в область низких энергий (см. рис. 7б). На графиках (см. рис. 7в) проиллюстрированы отношения полуширины (FWHM) от положения максимумов основных линий в КР-спектрах, где от первой точки ко второй для полос V1 и V2 уменьшается волновое число и увеличивается значение полуширины. В то же время полоса V3 сохраняет интенсивность и полуширину, поэтому мы можем сказать лишь о некоторой степени структурной неупорядоченности, или метамиктности, циркона с высокими содержаниями  $\text{Ca}$ ,  $\text{Fe}$ ,  $\text{Na}$ ,  $\text{P}$ ,  $\text{Y}$ ,  $\text{As}$  и REE.



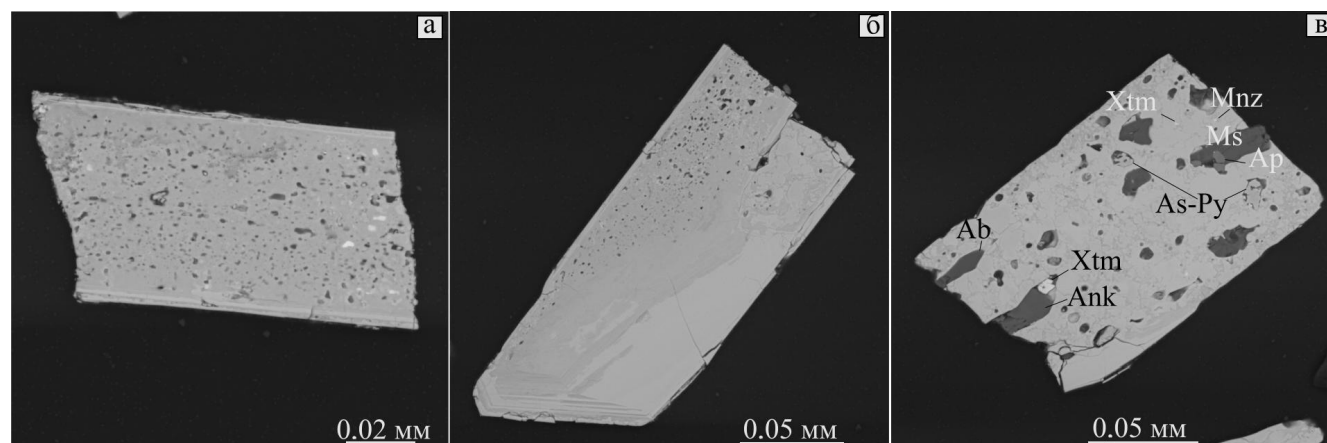


**Рис. 4.** Внутреннее строение цирконов первого (а) и второго (б–и) типов.

Точки составов соответствуют химическим анализам в табл. 1.

**Fig. 4.** Internal structure of zircons of the first (a) and second (б–и) types.

The composition points correspond to the chemical analyzes in Table 1.



**Рис. 5.** Циркон второго типа с пористой структурой (а, б) и включениями минералов (в).

*Ab* – альбит, *Ap* – апатит, *Ms* – мусковит, *Ank* – анкерит, *Xtm* – ксенотим, *Mnz* – монацит, *As-Py* – мышьяковистый пирит.

**Fig. 5.** Zircon of the second type with a porous structure (a, б) and mineral inclusions (в).

*Ab* – albite, *Ap* – apatite, *Ms* – muscovite, *Ank* – ankerite, *Xtm* – xenotime, *Mnz* – monazite, *As-Py* – arsenic pyrite.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Повышенное содержание фосфора в цирконе установлено в начале прошлого века для гранитных пегматитов Японии (Kimura, Hironaka, 1936). В Тимано-Североуральском регионе отмечены находки гидротермального высокофосфористого циркона в верхнерифейских метапесчаниках Южного Тимана, в котором наряду с фосфором отмечаются повышенные содержания Y, REE, Ca, Fe, Al, Ti, Sr, Ba, Th, U (Гракова и др., 2023). В работах (Deer et al., 1997; Hoskin, Schaltegger, 2003) также указано, что одновременно с фосфором циркон обогащается REE. В изучаемых цирконах второго типа и краевых зонах первого типа P положительно коррелирует с PЗЭ и вхождение их в структуру минерала происходит, по-видимому, по схеме гетеровалентного метаморфизма или “ксенотимового типа замещения”:  $(Y, REE)^{3+} + P^{5+} \leftrightarrow Zr^{4+} + Si^{4+}$ . Ксенотимовая схема изоморфизма предполагает пропорциональное увеличение содержания Y и REE с одной стороны и P с другой (Yang et al., 2016). Однако на графике корреляции точки составов отклоняются в сторону превышения Y + REE над P (рис. 8а), поэтому зарядовая компенсация Y и REE может осуществляться замещением  $SiO_4$  на OH группу за счет неформульных элементов Fe, Al, Ca в междоузельных позициях по схеме  $(Al, Fe)^{3+} + 4(REE, Y)^{3+} + P^{5+} = 4Zr^{4+} + Si^{4+}$  (Hoskin, Schaltegger, 2003), что может объяснить и дефицит суммы элементов Nb и Sc, отмеченные в единичных случаях (см. табл. 1), также могут входить в структуру циркона по сложным схемам замещения (Hoskin, Schaltegger, 2003; Halden et al., 1993). Вы-

сокие содержания Ca в цирконе (выше 100 ppm) являются индикатором воздействия на него флюида (Geisler, Schleicher, 2000).

Широкое развитие процессов хлоритизации, мусковитизации и карбонатизации и повышенное содержание  $Na_2O$  (см. табл. 1) в гранитных пегматитах свидетельствуют о воздействии на изучаемые породы гидротермальных растворов повышенной щелочности, в результате чего происходило метасоматическое замещение минералов: КПШ – альбитом или олигоклазом, биотита – мусковитом, хлоритом, каолинитом и титанистыми минералами. Катакластическая структура пород и трещиноватость минералов являются показателями динамических тектонических условий становления гранитных жил.

Цирконы первого и второго типов различаются по цвету, морфологическим особенностям, внутреннему строению и составу. Судя по тому, что циркон второго типа иногда обрастает минералом первого типа, он обнаруживает позднюю кристаллизацию.

Цирконы, схожие с изучаемыми, наблюдались в измененном аплите и монцограните плутона Богги-Плейн Австралии (Hoskin, 2005). В породах присутствуют прозрачные цирконы магматического генезиса и мутные коричневые цирконы, как обрастающие магматические цирконы, так и образующие отдельные кристаллы. На CL снимках коричневых разновидностей также отсутствуют светлые участки. Минерал имеет повышенные содержания P, U, Th, Sc и Nb и сформировался, по мнению автора, из гидротермального флюида. В этой же работе отмечается, что по составу и

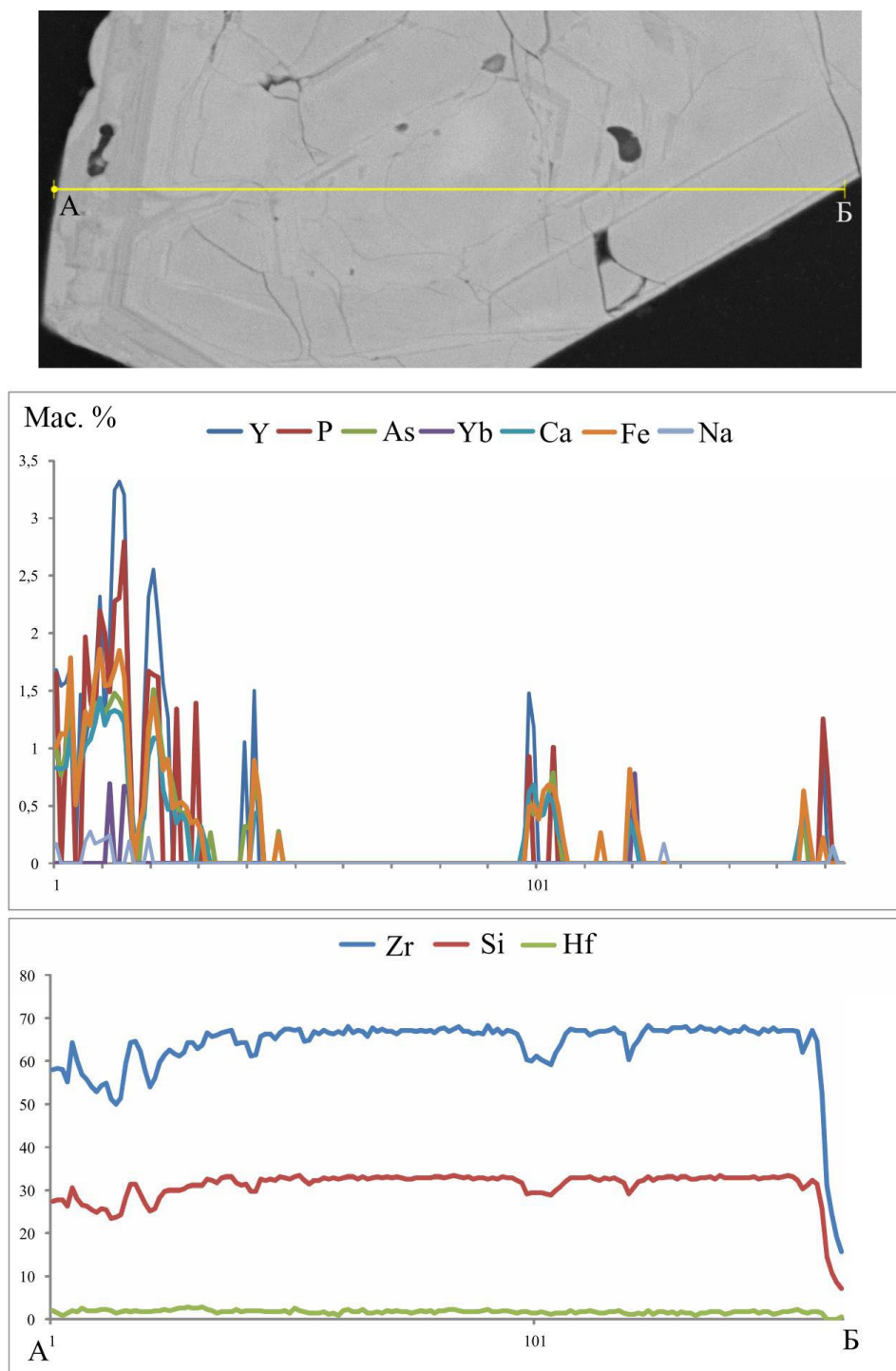
**Таблица 2.** Химический состав циркона из гранитных жил, мас. %

**Table 2.** Chemical composition of zircon from granite veins, wt %

| №  | № обр. | Точка         | SiO <sub>2</sub>               | ZrO <sub>2</sub>               | HfO <sub>2</sub>               | ThO <sub>2</sub>               | UO <sub>2</sub>                | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | Y <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | CaO                            | FeO               | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> |
|----|--------|---------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------------------|--------------------------------|
| 1  | X-11-9 | 3.2           | 32.4                           | 65.1                           | 2.7                            | —                              | —                              | —                              | —                              | —                              | —                 | —                              |
| 2  |        | 3.1           | 26.2                           | 43.7                           | 1.7                            | —                              | 4.3                            | —                              | 1.9                            | 1.1                            | 0.7               | 0.7                            |
| 3  | Y-73   | 11.2          | 32.1                           | 65.7                           | 2.3                            | —                              | —                              | —                              | —                              | —                              | —                 | —                              |
| 4  |        | 11.1          | 20.4                           | 47.7                           | 1.4                            | 0.5                            | 1.4                            | 4.1                            | 4.9                            | 2.1                            | 2.3               | 0.3                            |
| 5  |        | 1.4           | 36.6                           | 57.1                           | 2.6                            | —                              | —                              | —                              | —                              | 0.4                            | 0.5               | 2.6                            |
| 6  |        | 1.3           | 19.6                           | 39.9                           | 1.8                            | —                              | 4.2                            | 5.9                            | 6.3                            | 2.4                            | 0.6               | 0.6                            |
| 7  | Y-107  | 6.1           | 14.9                           | 31.6                           | 1.2                            | —                              | 1.1                            | 2.5                            | 7.4                            | 3.4                            | 1.6               | 0.6                            |
| 8  |        | 6.2           | 17.9                           | 36.2                           | 0.9                            | —                              | 1.2                            | 3.5                            | 8.7                            | 3.1                            | 1.4               | 0.5                            |
| 9  |        | 5.1           | 32.6                           | 66.4                           | 2.2                            | —                              | —                              | —                              | —                              | —                              | —                 | —                              |
| 10 |        | 5.2           | 26.9                           | 55.8                           | 1.8                            | —                              | 0.6                            | 0.9                            | 2.7                            | 0.6                            | 1.0               | 0.4                            |
| 11 |        | 7.5           | 18.7                           | 40.4                           | 1.4                            | —                              | 0.5                            | 1.9                            | 5.6                            | 2.8                            | 1.4               | 0.6                            |
| 12 | Y-103  | 3.3           | 19.7                           | 46.9                           | 1.2                            | —                              | 1.0                            | 4.2                            | 4.6                            | 2.4                            | 1.4               | 0.3                            |
| 13 |        | 3.1           | 23.2                           | 51.3                           | 1.5                            | —                              | 0.8                            | 3.5                            | 3.8                            | 1.1                            | 3.4               | —                              |
| 14 | Y-49   | 5.2           | 23.8                           | 48.7                           | 3.2                            | —                              | 0.8                            | —                              | 3.8                            | 1.0                            | 1.1               | —                              |
| 15 |        | 6.3           | 17.3                           | 33.2                           | 1.3                            | 3.0                            | 1.5                            | 4.6                            | 8.6                            | 1.2                            | 0.7               | 1.2                            |
| 16 | Y-68   | 5.1           | 22.2                           | 50.1                           | 1.2                            | 0.3                            | 1.3                            | 2.9                            | 4.6                            | 1.6                            | 1.7               | 0.5                            |
| 17 |        | 5.2           | 21.6                           | 44.7                           | 0.9                            | —                              | 0.94                           | 2.7                            | 5.8                            | 2.8                            | 1.4               | 0.7                            |
| №  | № обр. | Точка состава | Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Sc <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | As <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | Na <sub>2</sub> O | Сумма                          |
| 1  | X-11-9 | —             | —                              | —                              | —                              | —                              | —                              | —                              | —                              | —                              | —                 | 100.2                          |
| 2  |        | 3.1           | 0.7                            | 0.6                            | —                              | —                              | —                              | —                              | —                              | —                              | —                 | 81.7                           |
| 3  | Y-73   | 11.2          | —                              | —                              | —                              | —                              | —                              | —                              | —                              | —                              | —                 | 100.1                          |
| 4  |        | 11.1          | —                              | —                              | —                              | 0.5                            | —                              | 2.0                            | —                              | —                              | 0.4               | 87.9                           |
| 5  |        | 1.4           | —                              | —                              | —                              | —                              | —                              | —                              | —                              | —                              | 0.8               | 100.5                          |
| 6  |        | 1.3           | —                              | —                              | 0.6                            | 0.8                            | —                              | 1.4                            | —                              | —                              | —                 | 84.8                           |
| 7  | Y-107  | 6.1           | —                              | —                              | —                              | 0.9                            | —                              | 0.8                            | —                              | —                              | —                 | 66.2                           |
| 8  |        | 6.2           | —                              | —                              | —                              | 0.7                            | —                              | 0.7                            | —                              | —                              | —                 | 74.7                           |
| 9  |        | 5.1           | —                              | —                              | —                              | —                              | —                              | —                              | —                              | —                              | —                 | 101.1                          |
| 10 |        | 5.2           | —                              | —                              | —                              | —                              | —                              | 0.5                            | —                              | —                              | 0.3               | 91.5                           |
| 11 |        | 7.5           | —                              | —                              | —                              | —                              | —                              | 0.6                            | —                              | —                              | —                 | 73.9                           |
| 12 | Y-103  | 3.3           | —                              | —                              | —                              | —                              | —                              | 2.5                            | —                              | —                              | 0.6               | 84.8                           |
| 13 |        | 3.1           | —                              | —                              | —                              | —                              | —                              | 1.3                            | —                              | —                              | 0.3               | 93.1                           |
| 14 | Y-49   | 5.2           | —                              | —                              | —                              | 1.4                            | —                              | 1.6                            | —                              | —                              | 0.3               | 85.7                           |
| 15 |        | 6.3           | —                              | —                              | 1.3                            | 2.5                            | 0.2                            | 1.5                            | 1.3                            | 1.6                            | —                 | 81.1                           |
| 16 | Y-68   | 5.1           | —                              | —                              | —                              | —                              | —                              | 1.4                            | —                              | —                              | —                 | 88.6                           |
| 17 |        | 5.2           | 0.4                            | 0.3                            | —                              | 0.5                            | —                              | 0.9                            | —                              | —                              | —                 | 85.5                           |

Примечание. Прочерком отмечено содержание ниже порога определения.

Note. A dash indicates content below the detection threshold.



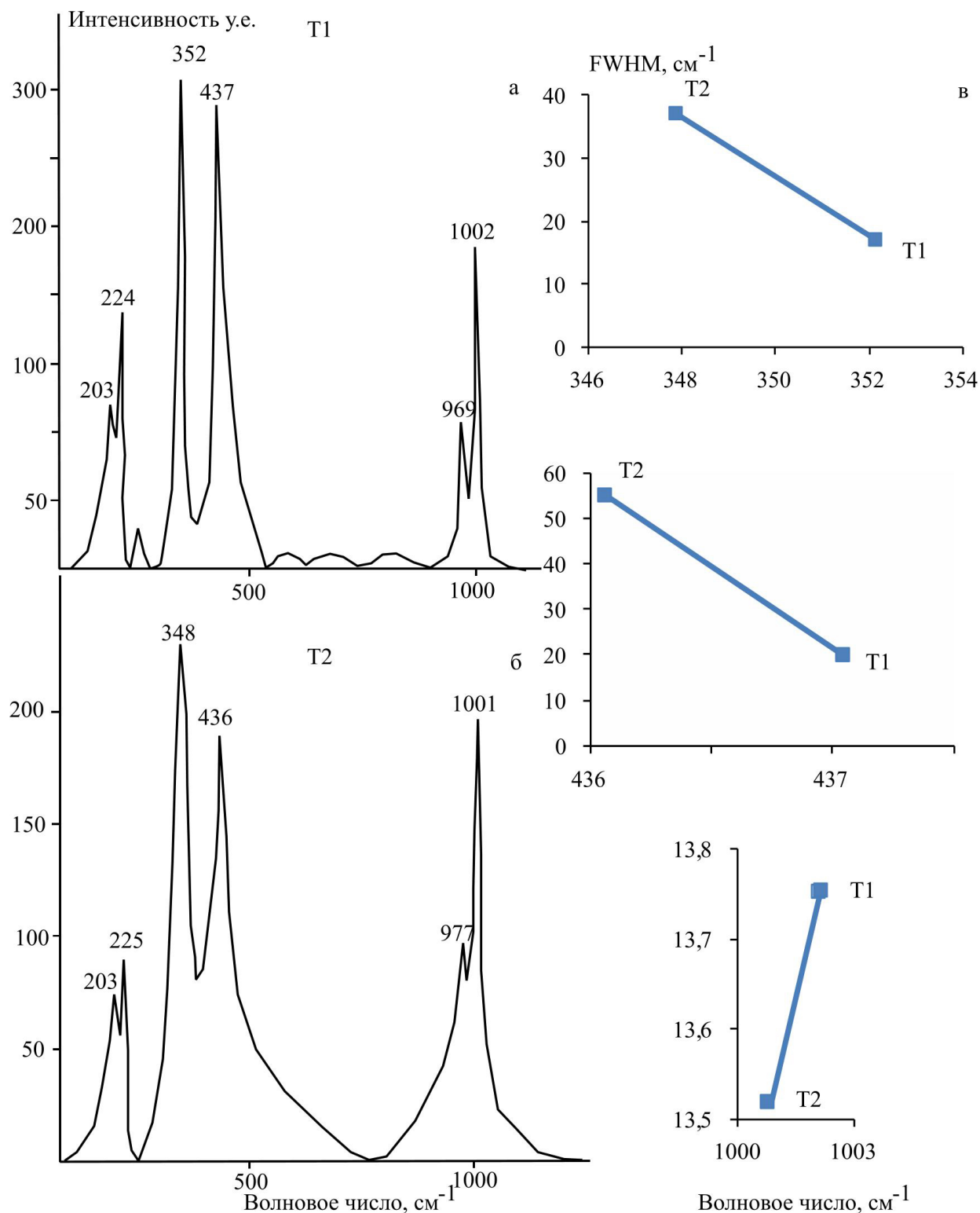
**Рис. 6.** Вариации составов оксидов Zr, Si, Hf, Y, P, As, Yb, Ca, Fe, Na вдоль профиля А–Б (мас. %).

**Fig. 6.** Variations in the compositions of the oxides Zr, Si, Hf, Y, P, As, Yb, Ca, Fe, Na along profile A–B (wt %).

строению гидротермальные цирконы схожи с гидротермально измененными цирконами, сформировавшимися в результате растворения–переотложения, но последние часто пористы и богаты минеральными включениями.

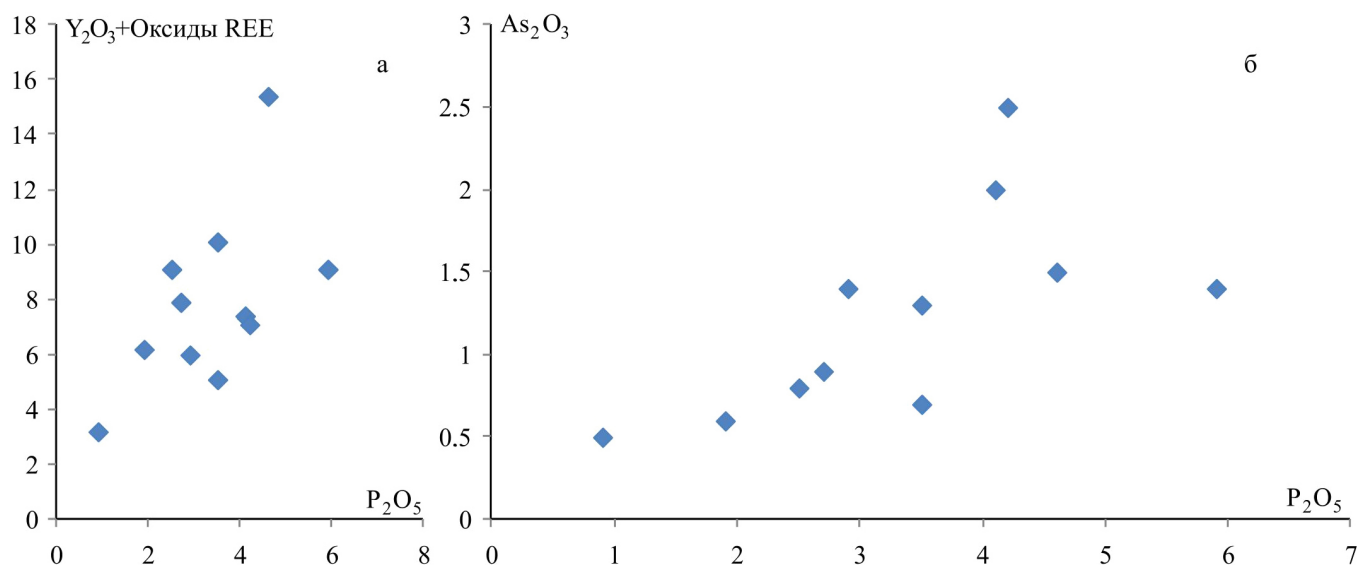
В пегматитах розовый призматический циркон первого типа сформировался, по-видимому, из магматического расплава на ранних этапах становления гранитных жил. Химический состав минерала отвечает составу “классического” циркона.





**Рис. 7.** КР-спектры цирконов первого типа с “классическим” химическим составом (а) и в зоне повышения содержаний неформульных элементов, Р, REE и As (б), графики (в) зависимости полуширины линий (FWHM) от положений максимумов основных линий (355, 439, 1008  $\text{cm}^{-1}$ ).

**Fig. 7.** Raman spectra of zircons of the first type with a “classical” chemical composition (a) and in the zone of increased contents of non-formula elements, P, REE and As (б), graphs (в) of the dependence of the half-width of lines (FWHM) on the positions of the maxima of the main lines (355, 439, 1008  $\text{cm}^{-1}$ ).



**Рис. 8.** Соотношение содержаний оксидов элементов в цирконе (мас. %).

а – фосфор и Y + REE; б – фосфор и мышьяк.

**Fig. 8.** The ratio of the contents of element oxides in zircon (wt %).

а – phosphorus and Y + REE; б – phosphorus and arsenic.

Согласно классификации Дж. Пюпина (Pupin, 1988), магматический циркон соответствует типам  $S_{14}$ ,  $S_9$  и  $S_{20}$ , кристаллизовавшимся при температурах 700–750°C в умеренно-щелочной среде. Схожие температуры метаморфизма установлены для вмещающих жилы амфиболитов и гранат-биотитовых плагиогнейсов (Ulyasheva et al., 2024).

Росту циркона второго типа предшествовало частичное или полное растворение циркона первого типа. Внутреннее строение коричневого циркона характеризуется как зонами роста, так и неравномерной пятнистой, блоковой, мозаичной и поровой структурами. В зонах роста участки, отвечающие составу “классического” циркона, перемежающиеся с зонами с повышенным содержанием CaO, FeO,  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$ ,  $UO_2$ ,  $ThO_2$ , P, REE, As. Даже те зоны роста циркона, которые отвечают по составу “классическому” циркону, на изображениях в режиме CL имеют темную окраску. По-видимому, это свидетельствует о том, что содержание радиоактивных элементов в этих участках выше, чем в цирконе первого типа. Наличие зон роста свидетельствует о кристаллизации этого типа циркона из остаточного магматического расплава или гидротермального флюида на постмагматической стадии. По классификации Дж. Пюпина (Pupin, 1988) этот циркон соответствует типу  $G_1$ , сформировавшемуся при температуре 550–600°C в щелочной среде. В то же время микроблочное строение, пористость и множество включений указывают на то, что минерал, по-видимому, вследствие неупо-

рядоченной структуры, или метамиктности, был частично или полностью подвергнут повторному гидротермальному изменению, в результате чего формирование циркона в этих участках уже происходило по принципу растворение–переотложение. Воздействие флюида на породы происходило не одноактно, а пульсирующе. Например, в полностью преобразованных пористых цирконах наблюдаются две зоны: в более темных краевых участках присутствуют легкие REE, а в светлых – преобладают тяжелые REE. Видимо, на ранних этапах преобразования пород флюиды были обогащены тяжелыми REE, а на поздних – легкими REE. Суммарное содержание оксидов в затемненных зонах низкое, что указывает на присутствие летучих компонентов (воды). В порах, возникающих в результате частичного растворения, выпадали из раствора гидротермальные минералы, коррелирующие по примесным элементам с гидротермальным и гидротермально измененным цирконом. В результате воздействия гидротермальных растворов биотит разлагался до хлорита (шамозита и клинохлора) и каолинита. Температура, рассчитанная (Zang, Fyfe, 1995; Cathelineau, Nieva, 1985) по составу хлорита, составляет 240–330°C и отвечает условиям формирования гидротермально измененного циркона.

Таким образом, по способу образования в рассматриваемых гранитных пегматитах наблюдаются несколько разновидностей циркона: магматический (циркон первого типа), гидротермаль-

ный и гидротермально измененный (циркон второго типа), формирование которых связано с магматической и постмагматической стадиями становления синметаморфических гранитных пегматитов во время палеозойских коллизионных процессов. Щелочная среда, по-видимому, связана с плавлением амфиболитов и гнейсов повышенной щелочности в нижней части коры и накоплением Na в остаточных растворах.

В цирконе наблюдается постоянная примесь As. Можно предположить, что высокие содержания мышьяка в минерале связаны с микрокристаллическими включениями черновита, но положительная корреляция P и As (см. рис. 8б) указывает на то, что, вероятнее всего, он встраивался в структуру выпадающих из раствора минералов: циркона, черновита и мышьяковистого пирита.

### ВЫВОДЫ

В пегматитовых жилах, прорывающих амфиболиты харьбейского метаморфического комплекса, обнаружен циркон двух типов, различающихся по морфологическим особенностям, внутреннему строению и составу. Циркон первого типа имеет розовую окраску и призматическую форму с характерными для него гранями {101}, {100}, {110} и {211}. На изображениях минерала в режимах BSE и CL наблюдаются светлые и темные зоны роста, отвечающие составу “классического” циркона. Он кристаллизовался из магматического расплава при температурах 700–750°C. Циркон второго типа имеет коричневую окраску и длиннопризматическую форму с гранями {110} и {101}, иногда обрастает в виде тонкой каймы циркон первого типа. На снимках в режиме CL минерал имеет темную окраску с разными оттенками темно-серого. Для циркона характерны как зоны роста, так и участки с неравномерной микроблочной пористой структурами с включениями поздних гидротермальных минералов. В темных участках (в режиме BSE) циркон имеет повышенные содержания неформульных элементов P, Y + REE, As, U, Th, Ca, Al, Fe, Na и воды, в результате чего увеличивается его метамиктность. Циркон второго типа кристаллизовался из флюида повышенной щелочности при температуре 550–600°C и подвергался в дальнейшем повторному воздействию растворов по принципу растворение–перерождение. Поры, возникающие при растворении, заполнялись гидротермальными минералами: мышьяковистым пиритом, черновитом, монацитом, ксенотимом, анкеритом, кварцем, альбитом и т. д., коррелирующими по составу с цирконом второго типа. Исходя из этого можно сделать вывод, что гидротермальные растворы были обогащены As, P, Y + REE, U, Th, Na и Ca.

### Благодарности

Автор выражает благодарность докт. геол.-мин. наук В.И. Ракину и канд. геол.-мин. наук О.В. Граковой за консультации.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аранович Л.Я., Бортников Н.С., Зингер Т.Ф., Борисовский С.Е., Матреничев В.А., Перцев А.Н., Шарков Е.В., Сколотнев С.Г. (2017) Морфология и элементы-примеси циркона из океанической литосферы осевой зоны Срединно-Атлантического хребта (6–13° с. ш.): свидетельства особенностей магматической кристаллизации и постмагматических преобразований. *Петрология*, **25**(4), 335–361. <https://doi.org/10.7868/S0869590317040021>
- Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1 : 200 000. (2014) 2-е изд. Сер.: Полярно-Уральская. Л. Q-42-VII, VIII. Объясн. зап. СПб.: ВСЕГЕИ, 384 с.
- Гракова О.В., Скублов С.Г., Никулова Н.Ю., Галанкина О.Л. (2023) Геохимия высокофосфористого циркона из верхнерифейских метапесчаников Южного Тимана. *Геохимия*, **68**(9), 947–963. <https://doi.org/10.31857/S0016752523090054>
- Макеев А.Б., Скублов С.Г. (2016) Иттриево-редкоземельные цирконы Тимана: геохимия и промышленное значение. *Геохимия*, (9), 821–828. <https://doi.org/10.7868/S0016752516080070>
- Скублов С.Г., Марин Ю.Б., Галанкина О.Л., Симакин С.Г., Мыскова Т.А., Астафьев Б.Ю. (2011) Первая находка аномально (Y + REE)-обогащенных цирконов в породах Балтийского щита. *Докл. АН*, **441**(6), 792–799.
- Уляшева Н.С., Серов П.А., Травин А.В. (2022) Sm/Nd-и <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar-изотопно-геохронологические исследования амфиболитов ханмейхойской свиты харьбейского метаморфического комплекса (Полярный Урал). *Докл. АН. Науки о земле*, **506**(2), 194–201. <https://doi.org/10.31857/S2686739722601016>
- Cathelineau M., Nieva D., (1985) A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **91**, 235–244.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. (1997) Rock-forming minerals. Orthosilicates, *Geol. Soc. London*, **1**, 418–442.
- Fron del C. (1953) Hydroxyl substitution in thorite and zircon. *Amer. Miner.*, **38**, 1007–1018.
- Geisler T., Schaltegger U., Tomaschek F. (2007) Re-equilibration of zircon in aqueous fluids and melts. *Elements*, **3**, 43–50.
- Geisler T., Schlicher H. (2000) Improved U–Th–total Pb dating of zircons by electron microprobe using a simple new background modeling procedure and Ca as a chemical criterion of fluid-induced U–Th–Pb discordance in zircon. *Chem. Geol.*, **163**, 269–285.
- Halden N.M., Hawthorne F.C., Campbell J.L., Teesdale W.J., Maxwell J.A., Higuchi D. (1993) Chemical characterization of oscillatory zoning and overgrowths in zircon using 3 MeV  $\mu$ -PIXE. *Can. Miner.*, **31**, 637–647.
- Hoskin P.W.O. (2005) Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*,

- 69, 637-648.
- Hoskin P.W.O., Rodgers K.A. (1996) Raman spectral shift in the isomorphous series  $(Zr_{1-x}Hf_x)SiO_4$ . *Eur. J. Solid State Inorg. Chem.*, **33**, 1111-1121.
- Hoskin P.W.O., Schaltegger U. (2003) The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Rev. Miner. Geochem.*, **53**, 27-62.
- Kimura K., Hironaka Y. (1936) Chemical investigations of Japanese minerals containing rarer elements: XXIII. Yamagutilite, a phosphorus-bearing variety of zircon, found at Yamaguli Village, Nagano Prefecture. *J. Chem. Soc. Japan*, **57**, 1195-1199.
- Nasdala L., Irmer G., Wolf D. (1995) The degree of metamictization in zircon: a Raman spectroscopic study. *Eur. J. Miner.*, **7**, 471-478.
- Presser V., Glotzbach C. (2009) Metamictization in zircon: Raman investigation following a Rietveld approach. Pt II: Sampling depth implication and experimental data. *J. Raman spectroscopy*, **40**, 499-508.
- Pupin J.-P. (1988) Granites as indicators in paleogeodynamics. *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, **43**(2), 237-262.
- Speer J.A. (1982) Zircon. *Rev. Miner.*, **5**, 67-112.
- Ulyasheva N.S., Shuyskiy A.S., Khubanov V. B. (2024) The Kharbei Amphibolite–Gneiss Complex (Polar Urals): P–T Evolution and Results of U–Pb LA-ICP-MS Isotopic Study of Metamorphic Zircon. *Dokl. Earth Sci.*, **518**(1), 1489-1497. <https://doi.org/10.1134/S1028334X24602761>
- Yang W., Lin Y., Hao J., Zhang J., Hu S., Ni H. (2016) Phosphorus-controlled trace element distribution in zircon revealed by NanoSIMS. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **171**(3), 28.
- Zang W., Fyfe W.S. (1995) Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil. *Mineralium Deposita*, **30**, 30-38. <https://doi.org/10.1007/BF00208874>
- Geokhimiya, **68**(9), 947-963). <https://doi.org/10.1134/S0016702923090057>
- Halden N.M., Hawthorne F.C., Campbell J.L., Teesdale W.J., Maxwell J.A., Higuchi D. (1993) Chemical characterization of oscillatory zoning and overgrowths in zircon using 3 MeV  $\mu$ -PIXE. *Can. Miner.*, **31**, 637-647.
- Hoskin P.W.O. (2005) Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **69**, 637-648.
- Hoskin P.W.O., Rodgers K.A. (1996) Raman spectral shift in the isomorphous series  $(Zr_{1-x}Hf_x)SiO_4$ . *Eur. J. Solid State Inorg. Chem.*, **33**, 1111-1121.
- Hoskin P.W.O., Schaltegger U. (2003) The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Rev. Miner. Geochem.*, **53**, 27-62.
- Kimura K., Hironaka Y. (1936) Chemical investigations of Japanese minerals containing rarer elements: XXIII. Yamagutilite, a phosphorus-bearing variety of zircon, found at Yamaguli Village, Nagano Prefecture. *J. Chem. Soc. Japan*, **57**, 1195-1199.
- Makeyev A.B., Skublov S.G. (2016) Y-REE-RICH zircons of the Timan region: geochemistry and economic significance. *Geochem. Int.*, **54**(9), 788-794 (translated from *Geokhimiya*, (9), 821-828). <https://doi.org/10.1134/S0016702916080073>
- Nasdala L., Irmer G., Wolf D. (1995) The degree of metamictization in zircon: a Raman spectroscopic study. *Eur. J. Miner.*, **7**, 471-478.
- Presser V., Glotzbach C. (2009) Metamictization in zircon: Raman investigation following a Rietveld approach. Pt II: Sampling depth implication and experimental data. *J. Raman spectroscopy*, **40**, 499-508.
- Pupin J.-P. (1988) Granites as indicators in paleogeodynamics. *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, **43**(2), 237-262.
- Skublov S.G., Marin Yu.B., Galankina O.L., Simakin S.G., Myskova T.A., Astafiev B.Yu. (2011) The first discovery of abnormal (Y + REE)-enriched zircons in rocks of the Baltic Shield. *Dokl. Earth Sci.*, **441**(2), 1724-1731 (translated from *Dokl. AN*, **441**(6), 792-799).
- Speer J.A. (1982) Zircon. *Rev. Miner.*, **5**, 67-112.
- State geological map of the Russian Federation, scale 1 : 200 000. (2014) 2nd ed. Polar-Ural series. Sheet Q-42-VII, VIII. Explanatory letter. St. Petersburg, VSEGEI, 340 p. (In Russ.)
- Ulyasheva N.S., Serov P.A., Travin A.V. (2022) Sm-Nd and  $^{40}Ar/^{39}Ar$  isotope-geochronological investigations of amphibolites of the Khanmeykhoy Formation of the Kharbey metamorphic complex (Polar Urals). *Dokl. Earth Sci.*, **506**(2), 761-767 (translated from *Dokl. AN. Nauki o zemle*, **506**(2), 194-201). <https://doi.org/10.1134/S1028334X22600517>
- Ulyasheva N.S., Shuyskiy A.S., Khubanov V. B. (2024) The Kharbei Amphibolite–Gneiss Complex (Polar Urals): P–T Evolution and Results of U–Pb LA-ICP-MS Isotopic Study of Metamorphic Zircon. *Dokl. Earth Sci.*, **518**(1), 1489-1497. <https://doi.org/10.1134/S1028334X24602761>
- Yang W., Lin Y., Hao J., Zhang J., Hu S., Ni H. (2016) Phosphorus-controlled trace element distribution in zircon revealed by NanoSIMS. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **171**(3), 28.
- Zang W., Fyfe W.S. (1995) Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil. *Mineralium Deposita*, **30**, 30-38. <https://doi.org/10.1007/BF00208874>

## REFERENCES



УДК 551.251+552.48

DOI: 10.24930/2500-302X-2025-25-3-485-505

## Высокобарический метаморфизм в зоне Главного Уральского разлома в бассейне р. Северная Сосьва (Северный Урал)

Г. А. Петров<sup>1</sup>, Ш. К. Балтыбаев<sup>2</sup>, П. С. Козлов<sup>1</sup>, Н. И. Тристан<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, 15, e-mail: Georg\_Petrov@mail.ru

<sup>2</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, г. Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2

<sup>3</sup>АО “Уральская геолого-съёмочная экспедиция”, 620014, г. Екатеринбург, ул. Вайнера, 55а

Поступила в редакцию 29.06.2024 г., принята к печати 02.09.2024 г.

**Объект исследования.** Исследовались метаморфические породы хомасьинской свиты нижнего-среднего ордовика на Северном Урале (бассейн р. Северная Сосьва) в зоне Главного Уральского разлома (ГУР). **Цель.** Реконструкция палеообстановки формирования метаморфических пород. **Методы и материалы.** Выполнены геохимические и петролого-минералогические исследования, а также геотермобарометрия совместно с моделированием минералообразования. **Результаты.** Геохимические особенности базальтов пород хомасьинской свиты указывают на обогащенный мантийный источник. Пространственная ассоциация metabазальтов с аркозовыми, кварцевыми песчаниками и алевролитами позволяет считать, что накопление толщ происходило в обстановке перехода от континентального рифтогенеза к океаническому спредингу, исследуемая структура представляет собой фрагмент раннепалеозойской пассивной вулканической континентальной окраины. На фоне повсеместного метаморфизма фации зеленых сланцев вблизи ГУР картируются зоны глаукофансодержащих пород, а в тектонических линзах наблюдаются гранатсодержащие хлорит-эпидот-амфибол-мусковит-кварц-альбитовые сланцы. Амфиболы в зоне ГУР представлены актинолитами, винчитами, барруазитами, глаукофанами и магнезиальной роговой обманкой, гранаты демонстрируют прогрессивную (прямую) зональность. Белые слюды представлены фенгитами, во внутренних зонах кристаллов граната иногда присутствуют реликты парагонита. Гранатсодержащие породы формировались при давлениях не ниже 7–8 кбар и при температуре 400–500°C. **Выводы.** Предполагается, что минеральный состав пород и термодинамический режим их образования отвечает геодинамическому режиму субдукции (безгранатовые глаукофановые сланцы) с последующим переходом к режиму коллизии (парагенезисы с гранатом, актинолитом и роговой обманкой), чему не противоречат результаты изотопного датирования пород и выявленные *P-T* параметры их метаморфизма.

**Ключевые слова:** Северный Урал, Главный Уральский разлом, высокобарический метаморфизм, *P-T* параметры

### Источник финансирования

Исследования проведены в соответствии с темами государственного задания ИГТ УрО РАН (№№ госрегистрации 123011800013-6, 123011800009-9, 1230118000143) с использованием оборудования ЦКП “Геоаналитик” ИГТ УрО РАН. Дооснащение и комплексное развитие ЦКП “Геоаналитик” ИГТ УрО РАН осуществляются при финансовой поддержке гранта Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, соглашение № 075-15-2021-680

## High-pressure metamorphism in the area of the Main Ural fault in the Severnaya Sosva River basin (Northern Urals)

Georg A. Petrov<sup>1</sup>, Shauket K. Baltybaev<sup>2</sup>, Pavel S. Kozlov<sup>1</sup>, Nina I. Tristan<sup>3</sup>

<sup>1</sup>A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Academician Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia, e-mail: Georg\_Petrov@mail.ru

<sup>2</sup>Institute of Geology and Geochronology of the Precambrian, RAS, 2 Makarova emb., St. Petersburg 199034, Russia

<sup>3</sup>JSC Ural geological survey expedition, 55a Vainer st., Ekaterinburg 620014, Russia

Received 29.06.2024, accepted 02.09.2024

**Для цитирования:** Петров Г.А., Балтыбаев Ш.К., Козлов П.С., Тристан Н.И. (2025) Высокобарический метаморфизм в зоне Главного Уральского разлома в бассейне р. Северная Сосьва (Северный Урал). *Литосфера*, 25(3), 485–505. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-3-485-505>. EDN: ELJTND

**For citation:** Petrov G.A., Baltybaev Sh.K., Kozlov P.S., Tristan N.I. (2025) High-pressure metamorphism in the area of the Main Ural fault in the Severnaya Sosva River basin (Northern Urals). *Lithosphere (Russia)*, 25(3), 485–505. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-3-485-505>. EDN: ELJTND

**Research subject.** Metamorphic rocks of the Khomasya formation of the Lower-Middle Ordovician in the Northern Urals (the basin of the Severnaya Sosva River) in the area of the Main Ural fault (GUR) were studied. **Aim.** Reconstruction of the formation environment of metamorphic rocks. **Materials and Methods.** Geochemical and petrological-mineralogical studies were performed, along with geothermobarometry coupled with mineral formation modeling. **Results.** The geochemical features of the basalts of the Khomasya formation rocks indicate an enriched mantle source. The spatial association of metabasalts with arkose, quartz sandstones, and siltstones suggests that the accumulation of strata occurred during the transition from continental rifting to oceanic spreading, and that the structure under study is a fragment of an Early Paleozoic passive volcanic continental margin. Against the background of widespread metamorphism of the facies of green shales, zones of glaucophane-containing rocks are mapped near the GUR, and garnet-containing chlorite-epidote-amphibole-muscovite-quartz-albite shales are observed in tectonic lenses. Amphiboles in the GUR area are represented by actinolites, winchites, barroisites, glaucophanes, and magnesian hornblende; garnets demonstrate a progressive (direct) zonality. White micas are represented by phengites, and sometimes there are relics of paragonite in the inner zones of garnet crystals. Garnet-containing rocks were formed at pressures not lower than 7–8 kbar and at temperatures up to ~ 600°C. **Conclusions.** It is assumed that the mineral composition of rocks and the thermodynamic regime of their formation correspond to the geodynamic regime of subduction (granite-free glaucophane shales) followed by a transition to the collision regime (paragenesis with garnet, actinolite, and hornblende), which agrees with the results of isotope dating of rocks and the revealed *P-T* parameters of their metamorphism.

**Keywords:** Northern Urals, Main Ural fault, high-pressure metamorphism, *R-T* parameters

#### Funding information

The research was carried out in accordance with the topics of the state task of IGG Ural Branch of the Russian Academy of Sciences (state registration No. 123011800013-6, 123011800009-9, 1230118000143), using the equipment of the CCP "Geoanalytik" IGG Ural Branch of the Russian Academy of Sciences. Retrofitting and integrated development of the CCP "Geoanalytik" IGG Ural Branch of the Russian Academy of Sciences is carried out with the financial support of a grant from the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation, Agreement No. 075-15-2021-680

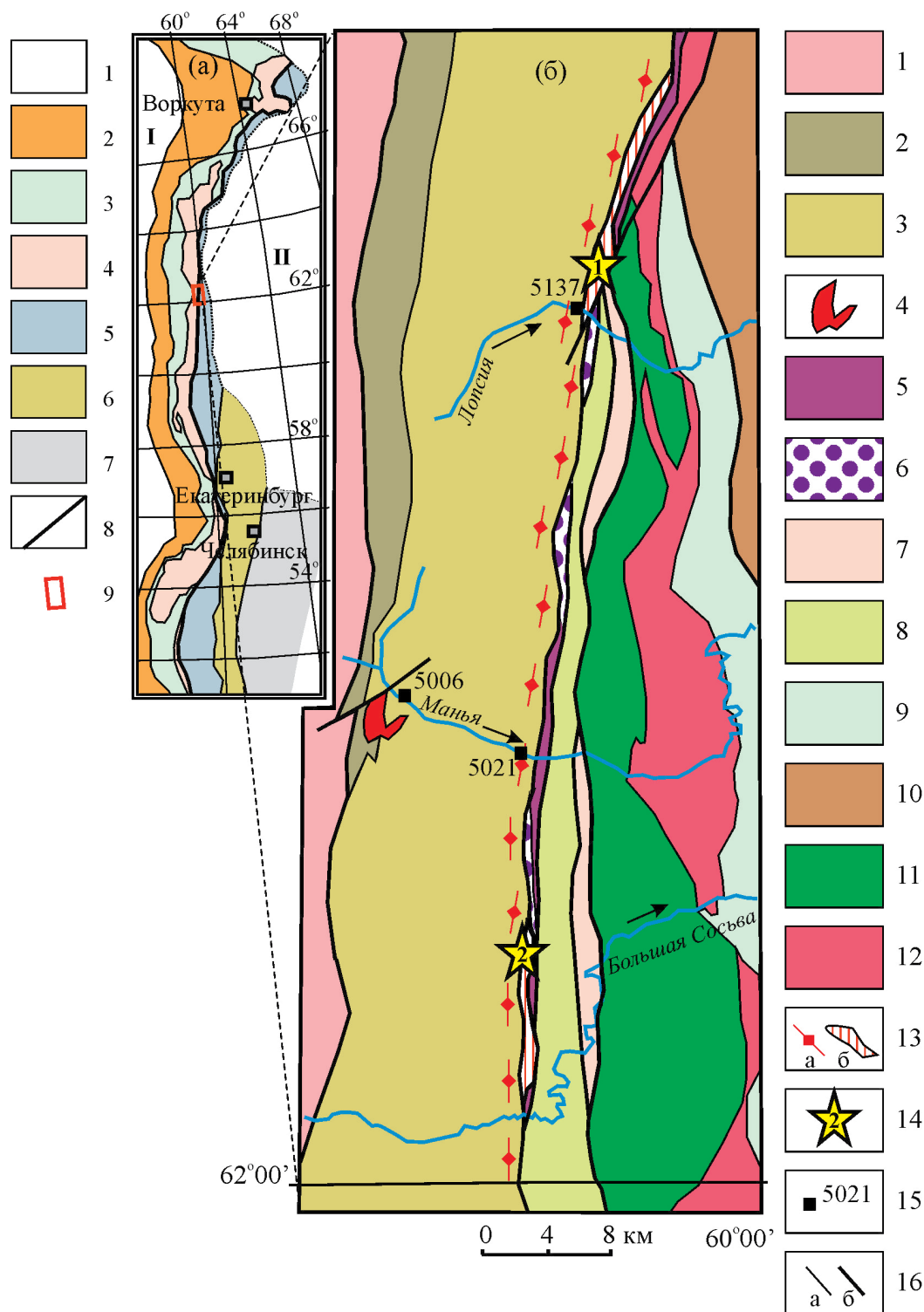
#### Acknowledgements

The authors are grateful to A.M. Pystin and I.I. Likhanov for their useful recommendations.

## ВВЕДЕНИЕ

Пояс эклогит-глаукофансланцевого метаморфизма протягивается с перерывами в зоне Главного Уральского разлома более чем на 2000 км (Удовкина, 1971; Добрецов, 1974; Ленных, 1978; Вализер, Ленных, 1988; Пыстин, 1994; Пучков, 2010; и др.). Наиболее изученными фрагментами этого пояса являются эклогитовые комплексы – Марункеуский на Полярном Урале и Максютковский на Южном; особенностям метаморфизма и возрасту протолита в них посвящено огромное количество публикаций (Шацкий и др., 2000; Molina et al., 2002; Вализер и др., 2015; Селятицкий, Куликова, 2017; Лю и др., 2019; Русин и др., 2021; Салимгараева, Березин, 2023; и др.). На Приполярном Урале наибольшее внимание исследователей привлекал Неркаюс-

ский глаукофан-эклогитовый комплекс и его обрамление, что также хорошо освещено в литературе (Карстен, 1989; Gomez-Pugnaire et al., 1997; Иванов и др., 2000; Григорьев и др., 2005; Пыстин и др., 2019; и др.). На фоне этого североуральский фрагмент пояса оказался наименее изученным и в опубликованных работах В.В. Шалагинова (1975), А.И. Русина и О.Б. Никифорова (1991), Г.А. Петрова и В.Н. Пучкова (1994) хотя и дается общая характеристика эндогенной эволюции пояса, сведения об условиях и *PT* параметрах формирования пород, необходимых для региональных корреляций событий метаморфизма, скудны. Для восполнения этого пробела нами были исследованы метаморфические породы ГУР в бассейне р. Северная Сосьва на восточном склоне Северного Урала (рис. 1) в целях уточнения физико-химических условий их образования.



**Рис. 1.** Схема расположения главных структур Урала (Пучков, 2010, с изменениями) (а) и схематическая геологическая карта исследуемого района, составленная по материалам геолого-съёмочных работ Уральской геолого-съёмочной экспедиции (б).

а: 1 – осадочный чехол платформ: Восточно-Европейской (I) и Западно-Сибирской (II); 2–4 – “Палеоконтинентальный” сектор Урала: 2 – Предуральский краевой прогиб, 3 – Западно-Уральская мегазона (палеозойские комплексы пассивной континентальной окраины и континентального склона), 4 – Центрально-Уральская мегазона (докембрийские образования); 5–7 – “Палеоокеанический” сектор Урала: 5 – Магнитогорская, Тагильская и Войкаро-Шучинская мегазоны (палеозойские преимущественно островодужные образования), 6, 7 – Восточно-Уральская и Зауральская мегазоны (коллаж блоков и пластин палеозойских и докембрийских комплексов); 8 – ГУР; 9 – исследуемая территория.

б (врезка): 1–4 – комплексы окраины Восточно-Европейского палеоконтинента: 1 – докембрийские толщи Центрально-Уральского поднятия (саблгорская свита  $RF_3-V_1$ , метаморфизованные базальты и вулканогенно-осадочные породы), 2–4 – комплексы раннепалеозойской рифтогенной пассивной континентальной окраины: 2 – саранхапнерская свита  $\epsilon_3-O_1$ , метапесчаники, 3 – хомасьинская свита  $O_{1-2}$ , сланцы серицит-хлорит-альбит-кварцевые, metabasalts, метаспесчаники, 4 – малиновский комплекс  $O_2$ , метаморфизованные гранит-порфиры; 5–12 – комплексы палеозойской Тагильской палеоостроводужной системы и ее фундамента: 5 – салатимский комплекс  $O_2$ , серпентинизированные дуниты и гарцбургиты, 6 – серпентинитовый меланж, 7 – белогорский комплекс  $V_1$ , гнейсы и амфиболиты, 8 – выйская свита  $O_{2-3}$ , metabasalts, метаалевролиты, 9 – павдинская свита  $S_1$ , именновская свита  $S_{1-2}$ , туринская свита  $S_2-D_1$ , базальты, риолиты, андезиты, трахибазальты, кремни, известняки, 10 – лопсийская  $D_{1-2}$  и арбыньинская  $D_{1-2}$  толщи, алевролиты, известняки, 11 – тагил-кытлымский комплекс  $S_1$ , габбро, 12 – петропавловский комплекс  $S_1$ , диориты, гранодиориты; 13, 14 – проявления высокобарического метаморфизма: 13а – глаукофансодержащие амфибол-эпидот-альбит-хлоритовые, альбит-хлорит-мусковитовые сланцы, 13б – гранатсодержащие амфибол-слюдисто-альбит-кварцевые сланцы, 14 – точки определения состава горных пород и параметров метаморфизма: 14а – г. Яны-Ур, обр. 2026, 2026-6, 14б – р. Луцоуля, обр. 2087-8, 2088-10; 15 – точки определения состава горных пород (см. табл. 1); 16 – стратиграфические и интрузивные геологические границы (а) и разрывные нарушения (б).

**Fig. 1.** The layout of the main structures of the Urals (Puchkov, 2010, with changes) (а), and a schematic geological map of the studied area, compiled from the materials of geological mapping work of the Ural geological survey expedition (б).

а: 1 – sedimentary cover of platforms: East European (I) and West Siberian (II); 2–4 – the “Paleocontinental” sector of the Urals: 2 – the Pre-Ural regional trough, 3 – the West Ural megazone (Paleozoic complexes of the passive continental margin and continental slope), 4 – the Central Ural megazone (Precambrian formations); 5–7 – the Paleoeceanic sector of the Urals: 5 – Magnitogorsk, Tagil and Voykaro-Shchuchinskaya megazones (Paleozoic mainly island-arc formations), 6, 7 – East Ural and Trans-Ural megazones (collage of blocks and plates of Paleozoic and Precambrian complexes); 8 – The Main Ural fault; 9 – the studied area. б (inset): 1–4 – complexes of the margin of the Eastern European paleocontinent: 1 – Precambrian strata of the Central Ural uplift (Sablegorskaya formation  $RF_3-V_1$ , metamorphosed basalts and volcanogenic sedimentary rocks), 2–4 – complexes of the Early Paleozoic rift passive continental margin: 2 – Sarankhapner formation  $\epsilon_3-O_1$ , metasandstones, 3 – Khomasya formation  $O_{1-2}$ , sericite-chlorite-albite-quartz shales, metabasalts, metasandstones, 4 – Malinovsky complex  $O_2$ , metamorphosed granite porphyry; 5–12 – complexes of the Paleozoic Tagil paleo-Island Arc system and its basement: 5 – Salatim complex  $O_2$ , serpentinized dunites and harzburgites, 6 – serpentinite mélange, 7 – Belogorsky complex  $V_1$ , gneisses and amphibolites, 8 – Vyjskaya formation  $O_{2-3}$ , metabasalts, metaaleurolites, 9 – Pavdinskaya formation  $S_1$ , Imennovskaya formation  $S_{1-2}$ , Turin formation  $S_2-D_1$ , basalts, rhyolites, andesites, trachybasalts, silicenes, limestone, 10 – Lopsiyskaya  $D_{1-2}$  and Arbynskaya  $D_{1-2}$  series, siltstones, limestones, 11 – Tagil-Kytlym complex  $S_1$ , gabbro, 12 – Petropavlovsk complex,  $S_1$ , diorites, granodiorites; 13а – glaucophane-containing amphibole-epidote-albite-chlorite, albite-chlorite-muscovite shales, 13б – garnet-containing amphibole-mica-albite-quartz shales; 14 – points for determining the composition of rocks and metamorphism parameters: а – Yany-Ur mount, samples 2026, 2026-6; б – Lutsoulia river, samples 2087-8, 2088-10; 15 – points for determining the composition of rocks (Table. 1); 16 – stratigraphic and intrusive geological boundaries (а) and discontinuous faults (б).

## ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Данная работа основана на авторских геологических исследованиях, выполненных в бассейне р. Северная Сосьва на восточном склоне Северного Урала и собранной в ходе этих работ представительной коллекции образцов.

Определение содержания петрогенных окислов производилось рентгеноспектральным флуоресцентным методом в лаборатории ИГГ УрО РАН на приборах CPM-18 и EDX-900HS по стандартным методикам. Содержание редкоземельных и других элементов устанавливалось методом ICP-MS в лаборатории ИГГ УрО РАН на квадрупольном масс-спектрометре с индукционно связанной плазмой ELAN-9000. Изучение состава породообразующих (плагиоклаза, амфибола, хлорита, граната, эпидота, мусковита) и аксессуарных (титаномagnetита, ильменита, сфена) минералов проведено в ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН с использованием электронно-зондового рентгенофлуоресцентного микроанализатора SX-100 с 5 волнодисперсионными спектрометрами.

Оценка  $P$ - $T$  параметров метаморфических преобразований пород выполнялась с применением программ *Perple\_X* (Connolly, 1990, с обновлениями 1990–2024 гг.) и *avPT-Thermocalc* (Holland, Powell, 1998, с обновлениями 1998–2023 гг.). Для геотермобарометрии использовались минеральные термометры: Grt-Ms (Green, Hellman, 1982; Coggon, Holland, 2002), Grt-Hbl (Graham, Powell, 1984; Perchuk, 1991).

## КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ЗОНЫ ГЛАВНОГО УРАЛЬСКОГО РАЗЛОМА НА СЕВЕРНОМ УРАЛЕ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Главный Уральский разлом отделяет раннепалеозойские геологические образования окраины Восточно-Европейского палеоконтинента от островодужных комплексов Магнитогорской и Тагильской структурно-формационных мегазон (см. рис. 1а). В систему ГУР входят разновозрастные разрывные нарушения различной кинематики, главными из которых являются надвиги и сдвиги-



надвиги, сменяемые сбросами и сдвиго-сбросами (Иванов, 1998; и др.). Характерной особенностью зоны ГУР является широкое развитие бластомилонитов, тектонического меланжа и высокобарических минеральных парагенезисов (см. рис. 1б). Комплексы раннепалеозойской пассивной континентальной окраины представлены метаморфизованными аркозовыми и кварцевыми песчаниками, метаалевролитами саранхапнерской ( $C_3-O_1$ ) свиты, а также метабазами, метаалевролитами и метапесчаниками хомасьинской ( $O_{1-2}$ ) свиты. Интрузивные образования представлены штоками рифтогенных гранитов малиновского комплекса  $O_2$ , а также дайками и силлами метаморфизованных долеритов и габбродолеритов, комагматичных базальтов хомасьинской свиты. Поскольку в составе последней локализованы высокобарические метаморфические парагенезисы, далее остановимся на ее характеристике более подробно. Тектоногенный комплекс ГУР представлен полимиктовым меланжем, состоящим из тектонических линз серпентинитов, метаморфизованных долеритов и габбро, углеродисто-(серицит)-кварцевых, углеродисто-серицит-хлоритовых, углеродисто-карбонатных, серицит-хлоритовых и хлоритовых сланцев.

Восточнее ГУР, в фундаменте палеоостровной дуги распространены породы офиолитовой ассоциации (перидотиты, габбро, комплекс параллельных долеритовых даек, вулканиты), верхний вулканический комплекс которой имеет позднеордовикский возраст (Петров, 2007). Выше залегают образования следующих вулканических формаций: риолит-базальтовой контрастно дифференцированной катийского-рудданского ярусов (шемурская свита), базальт-андезит-дацитовая последовательно дифференцированная азрона – шейнвуда (павдинская свита), базальт-андезитовой гомера – нижнего пржидолия (именновская свита и горблагодатская толща) и трахибазальт-трахитовой верхней пржидолия – лохкова (туринская свита). Нижне- и среднедевонские последовательности лопсийской ( $D_{1-2}$ ) и арбыньинской ( $D_2$ ) толщ представлены карбонатными и терригенными образованиями. Интрузивные комплексы – силурийскими габбро тагило-кытлымского и гранодиоритами петропавловского комплексов.

В строении изученной хомасьинской свиты принимают участие разнородные по составу сланцы – серицит-хлорит-альбит-кварцевые, (амфибол)-эпидот-хлорит-альбитовые с различными соотношениями компонентов, в прослоях – кварцито-песчаники и филлиты. Серицит-хлорит-альбит-кварцевые сланцы зеленовато-серого, серого цвета; структура бластоалевритовая, бластосаммитовая и гетеробластовая; текстура полосчатая, обусловленная чередованием метаморфогенных слоев хлорит-серицитового и альбит-кварцевого составов. Соотношение основных минеральных компонентов пе-

ременное. Часто присутствуют карбонат, лейкоксен, стильпномелан, эпидот. Кварцито-песчаники белые, иногда с различными оттенками цвета, структуры гранобластовая, мозаичная и зубчатая, иногда с реликтами базальной, текстура сланцеватая; кроме кварца содержат в незначительных количествах серицит или мусковит, иногда карбонат, хлорит.

Сланцы амфибол-эпидот-хлорит-альбитовые содержат переменное количество минеральных компонентов, амфибол часто отсутствует. Для этих пород характерны сланцевые, пятнистые, иногда полосчатые, редко сохраняются реликтовые миндалекаменные текстуры. Структуры нематогранобластовые, фиброгранобластовые и бластопорфиоровые. Амфиболы преимущественно относятся к группе актинолита, реже встречаются винциты, глаукофаны, барруазиты и роговые обманки. Часто породы содержат карбонат или лейкоксен, иногда до 5% кварца. В блоках, прилегающих к Главному Уральскому разлому, отмечается гранат. Отметим, что впервые наличие гранатовых амфиболитов в данном районе было отмечено при проведении геолого-съёмочных работ м-ба 1 : 50 000 (М.М. Павлов, Северо-Сосьвинская ГРЭ, устное сообщение).

Образования хомасьинской свиты слагают тектонически раздробленные блоки с нарушенной последовательностью залегания, породы интенсивно смяты в складки различного порядка, катаклазированы, будинированы. Метаморфизм соответствует фации зеленых сланцев. Широко проявлены метасоматические процессы: окварцевание и эпидотизация. Местами в составе разреза свиты появляются линзы известняков, в которых обнаружены остатки цистоидей из отряда *Regularia*, а также криноидей *Apertocrinus* sp. и *Fascicrinus* sp. (Петров, 2007). Этот комплекс фауны, по мнению В.С. Милициной, может указывать на среднеордовикский возраст вмещающих пород. Южнее, в левом борту р. Ольва, в линзе мраморизованных известняков была обнаружена фауна криноидей: *Asterocrinus* (?) sp. indet., *Apertocrinus* (?) sp. indet., *Fascicrinus* cf. *flabellatus* Yelt. et Stuk.; *Dianthoceleuloma* cf. *kegelensis* Yelt. (?); *Schizocrinus* (?) sp. indet.; *Cyclopagoda* cf. *inaequalis* (Yeltyschew); *Pentagonocyclicus* sp. indet.; *Pentagonopentagonalis* sp. средне-го-верхнего ордовика (определения В.А. Наседкиной) (Петров, Наседкина, 2008).

Характерной особенностью является пояс сближенных силлов, даек, редко штоков меридионального направления, представленных метадолеритами и метагаббродолеритами, которые принадлежат субвулканическим образованиям, одновозрастным хомасьинской свите.

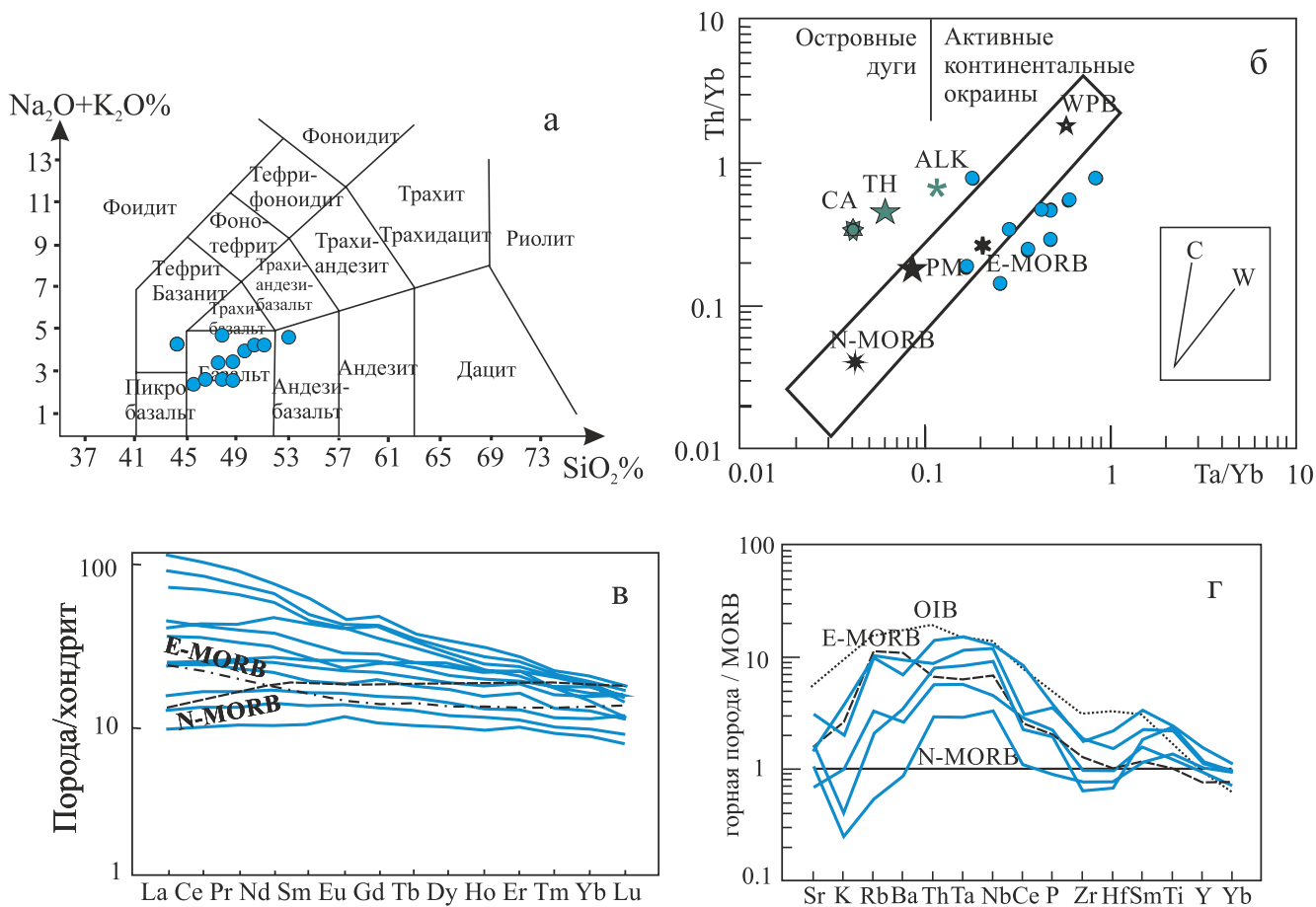
Представительные анализы пород хомасьинской свиты приведены в табл. 1. Метабазальты хомасьинской свиты – натриевые высокотитанистые ( $TiO_2$  1.09–4.17%, в среднем 2.16%), низко

**Таблица 1.** Представительные анализы горных пород хомасьинской свиты**Table 1.** Representative analyses of rocks of the Khomasya formation

| Элемент                            | 1      | 2      | 3      | 4      | 5      | 6       | 7      | 8      |
|------------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|---------|--------|--------|
|                                    | 2126   | 5006   | 5021   | 5137   | 2087-8 | 2088-10 | 2125-2 | 2126-6 |
| SiO <sub>2</sub>                   | 48.52  | 45.56  | 44.17  | 49.47  | 46.71  | 47.81   | 47.75  | 74.80  |
| TiO <sub>2</sub>                   | 1.79   | 2.31   | 4.17   | 1.66   | 1.45   | 3.36    | 1.98   | 0.59   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>     | 13.70  | 15.58  | 13.89  | 12.80  | 14.89  | 12.71   | 12.63  | 10.45  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ | 14.44  | 19.26  | 17.72  | 13.77  | 15.91  | 15.47   | 15.67  | 5.78   |
| MnO                                | 0.18   | 0.28   | 0.18   | 0.27   | 0.34   | 0.31    | 0.21   | 0.38   |
| MgO                                | 6.14   | 5.76   | 6.60   | 6.58   | 7.65   | 6.33    | 7.03   | 1.87   |
| CaO                                | 9.70   | 2.28   | 4.60   | 6.66   | 4.25   | 5.38    | 10.52  | 0.62   |
| Na <sub>2</sub> O                  | 3.41   | 5.10   | 4.48   | 4.13   | 1.91   | 4.78    | 2.46   | 1.24   |
| K <sub>2</sub> O                   | 0.17   | 0.03   | 0.04   | 0.04   | 1.60   | 0.07    | 0.43   | 1.72   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>      | 0.15   | 0.16   | 0.46   | 0.14   | 0.10   | 0.45    | 0.13   | 0.12   |
| П.п.п.                             | 1.30   | 3.29   | 3.40   | 4.20   | 4.52   | 2.55    | 0.89   | 1.77   |
| Сумма                              | 99.50  | 99.61  | 99.71  | 99.72  | 99.33  | 99.22   | 99.70  | 99.34  |
| Rb                                 | 2.46   | 0.27   | 0.36   | 10.39  | 38.78  | 0.76    | 7.72   | 51.64  |
| Sr                                 | 165.32 | 39.20  | 50.57  | 106.28 | 63.72  | 211.49  | 107.72 | 49.61  |
| Y                                  | 25.40  | 31.40  | 30.30  | 12.43  | 28.04  | 34.03   | 26.84  | 17.35  |
| Zr                                 | 21.35  | 35.05  | 35.69  | 7.84   | 17.72  | 76.52   | 28.27  | 72.21  |
| Hf                                 | 0.68   | 1.68   | 1.26   | 0.27   | 0.49   | 1.89    | 0.90   | 2.05   |
| Nb                                 | 6.15   | 6.40   | 27.20  | 2.02   | 7.23   | 32.03   | 5.73   | 8.12   |
| Ba                                 | 20.17  | 0.01   | 0.01   | 170.98 | 211.19 | 17.15   | 108.75 | 307.47 |
| V                                  | 383.31 | 327.44 | 286.12 | 356.84 | 332.50 | 339.93  | 406.54 | 72.19  |
| Cr                                 | 143.55 | 47.22  | 6.21   | 44.27  | 136.49 | 27.54   | 85.75  | 184.03 |
| Co                                 | 51.05  | 49.69  | 48.44  | 55.61  | 52.48  | 40.38   | 47.22  | 21.49  |
| Ni                                 | 96.10  | 53.34  | 14.46  | 125.79 | 84.11  | 24.38   | 50.44  | 36.82  |
| Ta                                 | 0.37   | 0.46   | 1.88   | 0.13   | 0.40   | 1.96    | 0.40   | 0.55   |
| Th                                 | 0.50   | 0.73   | 2.06   | 0.17   | 0.62   | 2.18    | 0.29   | 3.84   |
| Pb                                 | 0.52   | 4.32   | 1.16   | 0.44   | 3.09   | 6.52    | 0.53   | 7.67   |
| La                                 | 5.76   | 5.77   | 20.94  | 2.24   | 8.85   | 26.53   | 5.97   | 5.93   |
| Ce                                 | 16.44  | 16.62  | 51.43  | 6.15   | 19.16  | 62.43   | 17.12  | 14.58  |
| Pr                                 | 2.51   | 2.58   | 7.15   | 0.95   | 2.98   | 8.40    | 2.65   | 1.73   |
| Nd                                 | 12.49  | 13.40  | 31.92  | 4.75   | 13.95  | 37.03   | 13.76  | 6.88   |
| Sm                                 | 3.82   | 2.30   | 7.89   | 1.54   | 3.98   | 8.79    | 4.30   | 1.83   |
| Eu                                 | 1.35   | 1.39   | 2.69   | 0.67   | 1.23   | 2.82    | 1.62   | 0.52   |
| Gd                                 | 4.74   | 5.50   | 8.01   | 2.16   | 5.18   | 9.85    | 5.54   | 2.98   |
| Tb                                 | 0.78   | 0.97   | 1.23   | 0.37   | 0.83   | 1.33    | 0.88   | 0.45   |
| Dy                                 | 5.00   | 6.48   | 7.29   | 2.53   | 5.51   | 7.77    | 5.76   | 2.98   |
| Ho                                 | 1.07   | 1.40   | 1.38   | 0.54   | 1.17   | 1.49    | 1.16   | 0.64   |
| Er                                 | 3.15   | 3.99   | 3.60   | 1.61   | 3.50   | 4.08    | 3.33   | 1.95   |
| Tm                                 | 0.43   | 0.58   | 0.46   | 0.23   | 0.50   | 0.53    | 0.48   | 0.28   |
| Yb                                 | 2.75   | 3.55   | 2.55   | 1.40   | 3.23   | 3.18    | 2.88   | 1.84   |
| Lu                                 | 0.39   | 0.43   | 0.27   | 0.19   | 0.45   | 0.38    | 0.42   | 0.28   |

Примечание. 2126 – альбит-эпидот-гранатовый амфиболит, г. Яны-Ур; 5006 – сланец эпидот-альбит-хлоритовый, р. Манья; 5021 – сланец магнетит- глаукофан-эпидот-альбит-хлоритовый (метабаза), р. Манья; 5137 – сланец альбит-эпидот-хлоритовый (метабаза), р. Лопсия; 2087-8 – сланец гранат-амфибол-мусковит-хлорит-альбитовый, р. Луцоуля; 2088-10 – сланец эпидот-альбит-глаукофановый, р. Луцоуля; 2125-2 – эпидот-гранатовый амфиболит, г. Яны-Ур; 2126-6 – сланец гранат-мусковит-альбит-кварцевый, г. Яны-Ур.

Note. 2126 – albite-epidote-garnet amphibolite, Yany-Ur mount; 5006 – epidote-albite-chlorite shale, Mania river; 5021 – magnetite-glaucophane-epidote-albite-chlorite shale (metabasalt), Mania river; 5137 – albite-epidote-chlorite shale (metabasalt), Lopsia river; 2087-8 – garnet-amphibole-muscovite-chlorite-albite shale; 2088-10 – epidote-albite-glaucophane shale, Loutsoulia river; 2125-2 – epidote-garnet amphibolite, Yany-Ur mount; 2126-6 – garnet-muscovite-albite-quartz shale, Yany-Ur mount.



**Рис. 2.** Дискриминационные диаграммы и спайдер-диаграммы для базальтов хомасьинской свиты (Петров, 2022).

а –  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  (Le Bas et al., 1986); б –  $\text{Th}/\text{Yb} - \text{Ta}/\text{Yb}$  (Pearce, 1983). Эталонные составы: N-MORB и E-MORB (“нормальных” и “обогащенных” базальтов срединно-океанических хребтов) (Sun, McDonough, 1989), PM (примитивной мантии) (Taylor, McLennan, 1985), WPB (базальтов внутриплитных обстановок) (Barberi et al., 1975). Составы островодужных вулканитов (Фролова, Бурикова, 1997): CA – известково-щелочных базальтов вулкана Камбальный (Камчатка), TH – толеитовых базальтов острова Кунашир, ALK – субщелочных базальтов вулкана Толбачик, Камчатка. Тренды составов магматических серий, обусловленные коровой контаминацией (C) и дифференциацией мантийных магм (W) (Фролова, Бурикова, 1997); в – содержания редкоземельных элементов, нормированные на хондрит (Sun, McDonough, 1989); г – содержания петрологически информативных элементов, нормированные на состав океанического базальта N-MORB. Составы горных пород эталонных обстановок: хондрита, MORB (N-MORB) – “нормального” базальта срединно-океанических хребтов и E-MORB – “обогащенного” базальта срединно-океанических хребтов, OIB – базальта океанических островов (Sun, McDonough, 1989).

**Fig. 2.** Discriminatory and spider diagrams for basalts of the Khomasi formation (Petrov, 2022).

а –  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  (Le Bas et al., 1986); б –  $\text{Th}/\text{Yb} - \text{Ta}/\text{Yb}$  (Pearce, 1983). Reference compositions: N-MORB and E-MORB (“normal” and “enriched” basalts of mid-oceanic ridges) (Sun, McDonough, 1989), PM (primitive mantle) (Taylor, McLennan, 1985), and WPB (basalts of intraplate environments) (Barberi et al., 1975). Compositions of island-arc volcanites (Frolova, Burikova, 1997): CA – calcareous-alkaline basalts of Kambalny volcano (Kamchatka), TH – tholeiitic basalts of Kunashir Island, ALK – subalkaline basalts of Tolbachik volcano, Kamchatka. Trends in the compositions of magmatic series due to crustal contamination (C) and differentiation of mantle magmas (W) (Frolova, Burikova, 1997); в – the contents of rare earth elements (REE) normalized for chondrite (Sun, McDonough, 1989); г – the contents of petrologically informative elements normalized for the composition of oceanic basalt. Compositions of rocks of reference environments: chondrite, MORB (N-MORB) – “normal” mid-ocean ridge basalt and E-MORB – “enriched” mid-ocean ridge basalt, OIB – ocean island basalt (Sun, McDonough, 1989).

и умеренно глиноземистые ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  11.23–15.58%, в среднем 13.25%) породы нормальной щелочности, низко- и среднекальциевые, относящиеся к толеитовой серии (Петров, 2022). Для них характерен значительный разброс содержаний  $\text{MgO}$

(5.76–9.26%, в среднем 6.85%), Cr (6.21–232.57 г/т, в среднем 88.83 г/т), Zr (3.48–170.75 г/т, в среднем 55.16 г/т), высокие содержания Nb (2.02–32.03 г/т, в среднем 13.63 г/т) и  $\text{P}_2\text{O}_5$  (до 0.48%). На диаграмме  $\text{Th}/\text{Yb} - \text{Ta}/\text{Yb}$  (рис. 2б), точки составов вулка-

**Таблица 2.** Представительные анализы гранатов из горных пород хомасьинской свиты**Table 2.** Representative analyses of garnets from rocks of the Khomasya formation

| Элемент                                       | 1     | 2     | 3     | 4       | 5       | 6       | 7       | 8       |
|-----------------------------------------------|-------|-------|-------|---------|---------|---------|---------|---------|
|                                               | 2126ц | 2126п | 2126к | 2126-6ц | 2126-6к | 2087-8ц | 2087-8п | 2087-8к |
| SiO <sub>2</sub>                              | 37.32 | 37.19 | 37.68 | 36.64   | 36.84   | 36.88   | 37.05   | 37.37   |
| TiO <sub>2</sub>                              | 0.29  | 0.16  | 0.15  | 0.20    | 0.05    | 0.16    | 0.13    | 0.10    |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                | 20.34 | 20.60 | 20.84 | 20.33   | 20.54   | 20.27   | 20.50   | 20.52   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sub>общ</sub> | 20.33 | 25.21 | 27.04 | 23.84   | 31.75   | 19.98   | 22.62   | 26.71   |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                | 0.06  | 0.03  | 0.06  | 0.01    | 0.03    | 0.03    | 0.03    | 0.03    |
| MnO                                           | 6.79  | 2.38  | 0.41  | 11.00   | 3.25    | 11.36   | 7.72    | 2.87    |
| MgO                                           | 0.33  | 0.56  | 1.22  | 1.10    | 1.72    | 0.49    | 0.62    | 0.85    |
| CaO                                           | 13.38 | 13.33 | 12.41 | 5.96    | 5.21    | 10.03   | 11.09   | 11.46   |
| Na <sub>2</sub> O                             | 0.02  | 0.03  | 0.00  | 0.03    | 0.00    | 0.02    | 0.01    | 0.01    |
| K <sub>2</sub> O                              | 0.00  | 0.00  | 0.01  | 0.00    | 0.02    | 0.00    | 0.00    | 0.00    |
| Сумма                                         | 98.87 | 99.50 | 99.82 | 99.10   | 99.42   | 99.21   | 99.77   | 99.94   |
| Si                                            | 3.001 | 2.979 | 3.000 | 2.988   | 2.989   | 2.987   | 2.975   | 2.990   |
| Al                                            | 1.934 | 1.944 | 1.955 | 1.954   | 1.964   | 1.935   | 1.940   | 1.935   |
| Ti                                            | 0.018 | 0.010 | 0.009 | 0.012   | 0.003   | 0.010   | 0.008   | 0.006   |
| Cr                                            | 0.004 | 0.002 | 0.004 | 0.001   | 0.002   | 0.002   | 0.002   | 0.002   |
| Fe <sup>3+</sup>                              | 0.010 | 0.082 | 0.025 | 0.049   | 0.051   | 0.072   | 0.093   | 0.073   |
| Fe <sup>2+</sup>                              | 1.362 | 1.607 | 1.776 | 1.577   | 2.104   | 1.282   | 1.427   | 1.715   |
| Mn                                            | 0.464 | 0.161 | 0.028 | 0.760   | 0.223   | 0.779   | 0.525   | 0.194   |
| Mg                                            | 0.040 | 0.067 | 0.145 | 0.134   | 0.208   | 0.059   | 0.074   | 0.101   |
| Ca                                            | 1.156 | 1.144 | 1.059 | 0.521   | 0.453   | 0.871   | 0.954   | 0.982   |
| Na                                            | 0.003 | 0.005 | 0.000 | 0.005   | 0.000   | 0.003   | 0.002   | 0.002   |
| K                                             | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.000   | 0.002   | 0.000   | 0.000   | 0.000   |
| Fe                                            | 1.371 | 1.689 | 1.800 | 1.626   | 2.155   | 1.353   | 1.519   | 1.787   |
| Sum                                           | 12    | 12    | 12    | 12      | 12      | 12      | 12      | 12      |
| Fe/(Fe + Mg)                                  | 0.972 | 0.962 | 0.925 | 0.924   | 0.912   | 0.958   | 0.953   | 0.947   |
| Pyr                                           | 0.013 | 0.022 | 0.048 | 0.045   | 0.070   | 0.020   | 0.025   | 0.034   |
| Alm                                           | 0.451 | 0.539 | 0.590 | 0.527   | 0.704   | 0.429   | 0.479   | 0.573   |
| Spess                                         | 0.154 | 0.054 | 0.009 | 0.254   | 0.075   | 0.260   | 0.176   | 0.065   |
| Ca                                            | 0.383 | 0.384 | 0.352 | 0.174   | 0.152   | 0.291   | 0.320   | 0.328   |

Примечание. Фрагменты кристалла: ц – центральная часть, п – промежуточная, к – краевая; 2126 – альбит-эпидот-гранатовый амфиболит; 2126-6 – сланец гранат-мусковит-альбит-кварцевый; 2087-8 – сланец гранат-амфибол-мусковит-хлорит-альбитовый.

Note. Crystal fragments: ц – central part, п – intermediate part, к – marginal; 2126 – albite-epidote-garnet amphibolite; 2126-6 – garnet-muscovite-albite-quartz shale; 2087-8 – garnet-amphibole shale-muscovite-chlorite-albite.

нитов хомасьинской свиты находятся на мантийном тренде со сдвигом в сторону более высоких Ta/Yb отношений, что может указывать на “обогащенный” мантийный источник. Среднее содержание редких земель – 88.03 г/т (25.3–218.75 г/т), отношение суммы легких к сумме тяжелых редких земель ЛРЗЭ/ТРЗЭ = 2.85 (1.31–5.52). Часть графиков содержаний РЗЭ в породах демонстрирует обогащение легкими РЗЭ и обеднение тяжелыми (см. рис. 2в), а другая часть – менее фракционированная – отражает, вероятно, влияние “обогащенного” мантийного источника (вероятно, плюмового) и деплетированной верхней мантии. Графики содержаний нормированных редких элементов (см. рис. 2г) показывают резко различное содержание щелочных элементов (от обогащенных до обедненных составов), что может быть вызвано миграцией K и Rb в процессе зелено- и глаукофансланцевого метаморфизма. Часть пород имеет спектры, сходные с E-MORB, другие содержат меньше ред-

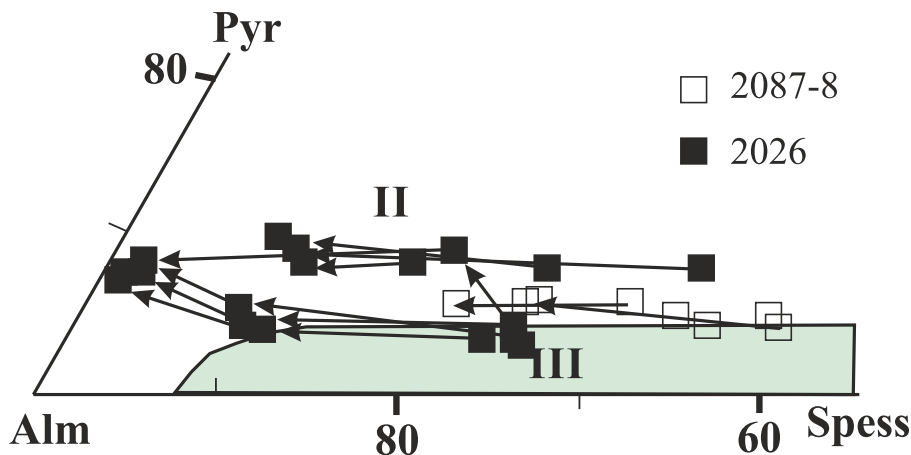
ких элементов, но общей характерной чертой является обогащенность Th, Ta и Nb. В целом перечисленные геохимические особенности базальтов хомасьинской свиты указывают на “обогащенный” мантийный источник расплавов, вероятно связанный с мантийным плюмом, а пространственная ассоциация вулканитов с аркозовыми и кварцевыми песчаниками и алевролитами не противоречит интерпретации обстановки рифтогенной пассивной континентальной окраины (Петров, 2007).

### Состав и последовательность образования метаморфических минералов

В изученных породах распространены минералы – твердые растворы, составы которых отражают сложную эволюцию *P-T* параметров метаморфизма.

Гранаты встречаются в части образцов и характеризуются переменными составами с выраженными профилями зональности (табл. 2, рис. 3). По





**Рис. 3.** Изменение составов гранатов от центров к краям кристаллов в породах хомасынской свиты.

Миналы: Alm – альмандиновый, Pyr – пироповый, Spess – спессартиновый. Поля составов гранатов (Miyashiro, 1953): II – амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, III – фации зеленых сланцев. Стрелки показывают изменение составов гранатов от центра кристаллов к их периферии.

**Fig. 3.** The change in the composition of garnets from the centers to the edges of crystals in the rocks of the Khomasya formation.

Minerals: Alm – almandine, Pyr – pyrope, Spess – spessartine. Fields of pomegranate compositions (Miyashiro, 1953): II – amphibolite and epidote-amphibolite facies, III – facies of green shales. The arrows show the change in the composition of garnets from the center of the crystals to their periphery.

направлению от центральных частей кристаллов граната к их периферии происходит резкое уменьшение содержаний MnO (иногда более чем в 10 раз), при этом увеличивается содержание MgO и FeO (см. табл. 2). На рис. 3 это проявлено в снижении содержания спессартинового и росте альмандинового и пиропового миналов. Такого рода зональность (“прогрессивная”, или “прямая”) может указывать на увеличение *P-T* параметров метаморфизма в процессе роста кристаллов (Лепезин, Королук, 1985; и др.).

*Амфиболы* (табл. 3, рис. 4–6) в исследованных породах определяются как кальциевые, натриево-кальциевые и натриевые. Среди кальциевых амфиболов наиболее распространены актинолиты, но в гранатовых амфиболитах (обр. 2126) отмечается магнезиальная роговая обманка (см. рис. 4). Натриево-кальциевые амфиболы (см. рис. 5) представлены винчитами и барруазитами. Наиболее часто данные минералы ассоциируют с глаукофанами, но они присутствуют также в гранатовых амфиболитах вместе с актинолитами и роговыми обманками. Натриевые амфиболы представлены ферро-глаукофанами и глаукофанами (см. рис. 6).

Характерными особенностями зерен амфиболов являются блоковое строение, неоднородность составов отдельных кристаллов и их агрегатов, что может свидетельствовать о неравновесности парагенезисов и незавершенности метаморфических реакций. На диаграмме  $\text{Na}^{\text{M4}}\text{--Al}^{\text{IV}}$  (рис. 7) точки состава

кальциевых амфиболов образуют ряд от актинолитов до роговых обманок, что с учетом ярко выраженной прогрессивной зональности гранатов (см. рис. 3) может отражать увеличение температур и давлений. Натриевые и натриево-кальциевые амфиболы показывают широкое разнообразие составов.

*Белые слюды* представлены *парагонитами* и *фенгитами* (табл. 4). Парагониты присутствуют исключительно в виде включений в зернах граната в обр. 2126, фенгиты распространены более широко. Фенгиты в парагенезисе с роговой обманкой и гранатом (обр. 2126) отличаются от белых слюд в парагенезисе с гранатом + актинолит (обр. 2087-8) меньшим содержанием Si и большими значениями  $\text{Na}/(\text{Na} + \text{K})$ .

*Хлориты* в парагенезисе с роговой обманкой и фенгитом (обр. 2126, 2126-6) в отличие от хлоритов из актинолитовых ассоциаций (обр. 2087-8) имеют более высокую глиноземистость и низкую магнезиальность (табл. 5). Судя по взаимоотношениям с другими минералами, хлориты (или их часть) являются продуктами регрессивных метаморфических преобразований и развиваются по гранатам и амфиболам.

*Эпидоты* также отличаются разнообразием составов (табл. 6). Во внутренних частях кристаллов гранатов (обр. 2126) сохранились включения бесцветных низкожелезистых эпидотов ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ общ. менее 5%), ассоциирующих с парагонитами; в основной массе породы присутствуют эпидоты с более вы-

**Таблица 3.** Представительные анализы амфиболов из горных пород хомасьинской свиты**Table 3.** Representative analyses of amphiboles from rocks of the Khomasya formation

| Элемент                                       | 1      | 2      | 3      | 4        | 5        | 6         | 7         | 8         |
|-----------------------------------------------|--------|--------|--------|----------|----------|-----------|-----------|-----------|
|                                               | 2126.1 | 2126.2 | 2126.3 | 2087-8.1 | 2087-8.2 | 2088-10.1 | 2088-10.2 | 2088-10.3 |
| SiO <sub>2</sub>                              | 50.88  | 49.68  | 49.33  | 50.60    | 51.02    | 56.21     | 48.27     | 52.92     |
| TiO <sub>2</sub>                              | 0.15   | 0.13   | 0.14   | 0.12     | 0.13     | 0.04      | 0.20      | 0.06      |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                | 7.16   | 8.58   | 7.64   | 5.11     | 4.80     | 8.49      | 7.54      | 2.87      |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sub>общ</sub> | 14.59  | 14.99  | 16.59  | 15.70    | 15.79    | 16.63     | 19.98     | 19.05     |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                | 0.05   | 0.01   | 0.04   | 0.01     | 0.02     | 0.00      | 0.01      | 0.00      |
| MnO                                           | 0.02   | 0.08   | 0.05   | 0.10     | 0.22     | 0.16      | 0.36      | 0.50      |
| MgO                                           | 12.04  | 10.95  | 10.54  | 11.84    | 11.93    | 7.28      | 8.24      | 10.81     |
| CaO                                           | 9.33   | 9.04   | 9.47   | 10.76    | 10.64    | 0.75      | 6.90      | 7.77      |
| Na <sub>2</sub> O                             | 2.47   | 2.76   | 2.38   | 1.76     | 1.73     | 7.05      | 4.22      | 3.09      |
| K <sub>2</sub> O                              | 0.21   | 0.21   | 0.20   | 0.18     | 0.16     | 0.02      | 0.30      | 0.15      |
| Сумма                                         | 96.89  | 96.44  | 96.38  | 96.20    | 96.43    | 96.62     | 96.02     | 97.22     |
| Si                                            | 7.407  | 7.294  | 7.308  | 7.518    | 7.553    | 8.048     | 7.295     | 7.802     |
| Al                                            | 1.228  | 1.485  | 1.334  | 0.895    | 0.837    | 1.433     | 1.343     | 0.499     |
| Ti                                            | 0.016  | 0.014  | 0.016  | 0.013    | 0.014    | 0.004     | 0.023     | 0.007     |
| Cr                                            | 0.006  | 0.001  | 0.005  | 0.001    | 0.002    | 0.000     | 0.001     | 0.000     |
| Fe <sup>3+</sup>                              | 0.173  | 0.145  | 0.182  | 0.047    | 0.079    | 0.173     | 0.313     | 0.329     |
| Fe <sup>2+</sup>                              | 1.603  | 1.695  | 1.873  | 1.904    | 1.876    | 1.818     | 2.213     | 2.020     |
| Mn                                            | 0.002  | 0.010  | 0.006  | 0.013    | 0.028    | 0.019     | 0.046     | 0.062     |
| Mg                                            | 2.613  | 2.397  | 2.328  | 2.623    | 2.633    | 1.554     | 1.856     | 2.376     |
| Ca                                            | 1.455  | 1.422  | 1.503  | 1.713    | 1.688    | 0.115     | 1.117     | 1.227     |
| Na                                            | 0.697  | 0.786  | 0.684  | 0.507    | 0.497    | 1.957     | 1.237     | 0.883     |
| K                                             | 0.039  | 0.039  | 0.038  | 0.034    | 0.030    | 0.004     | 0.058     | 0.028     |
| Al <sup>IV</sup>                              | 0.593  | 0.706  | 0.692  | 0.482    | 0.447    | 0.000     | 0.705     | 0.198     |
| Al <sup>VI</sup>                              | 0.635  | 0.779  | 0.642  | 0.413    | 0.390    | 1.433     | 0.638     | 0.301     |
| Fe                                            | 1.776  | 1.841  | 2.055  | 1.951    | 1.955    | 1.991     | 2.525     | 2.349     |
| Sum                                           | 23     | 23     | 23     | 23       | 23       | 23        | 23        | 23        |

Примечание. 1–3 амфиболы из обр. 2126 (альбит-эпидот-гранатовый амфиболит); 4, 5 – амфиболы из обр. 2087-8 (сланец гранат-амфибол-мусковит-хлорит-альбитовый); 6–8 – амфиболы из обр. 5088-10 (сланец эпидот-альбит-глаукофановый).

Note. 1–3 amphiboles from model 2126 (albite-epidote-garnet amphibolite); 4, 5 amphiboles from model 2087-8 (garnet-amphibole-muscovite-chlorite-albite shale); 6–8 amphiboles from model 5088-10 (epidote-albite-glaucophane shale).

сокими содержаниями железа (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sub>общ</sub> более 7%). Наиболее высокие содержания железа (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sub>общ</sub> более 12%) характерны для глаукофановых сланцев.

**Плагиоклазы** в исследованных породах представлены исключительно деформированным альбитом. В краях порфириобластов включения минералов отсутствуют.

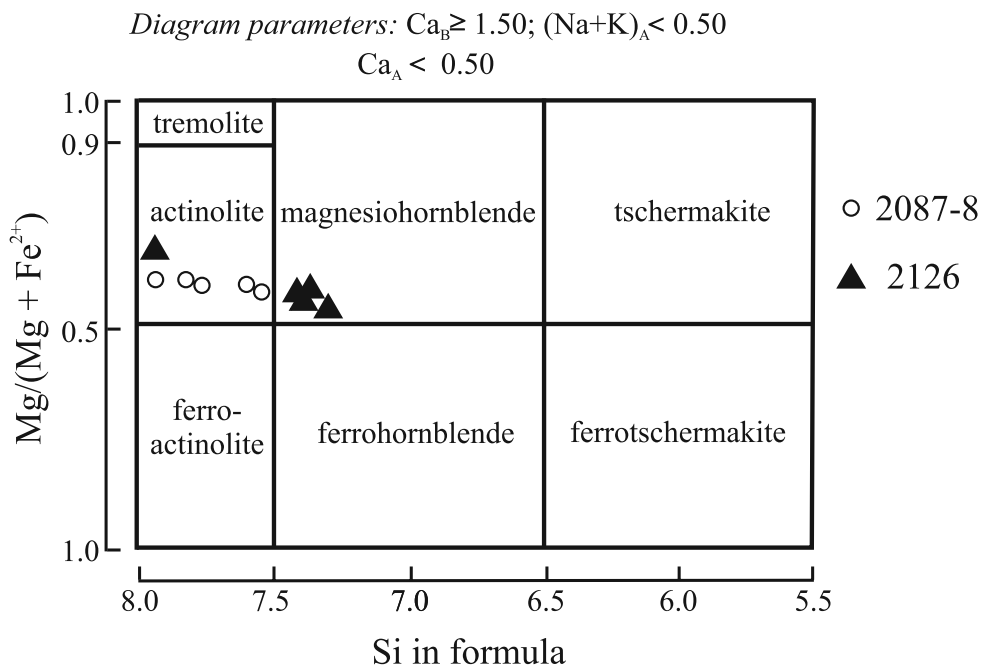
Кроме перечисленных минералов в состав пород входят также кварц, сфен, кальцит, магнетит.

### Определение параметров метаморфизма

Для оценки *P-T* параметров минералообразования были использованы минеральные ассоциации и составы минералов, из которых наибольшую информативность показали гранатсодержа-

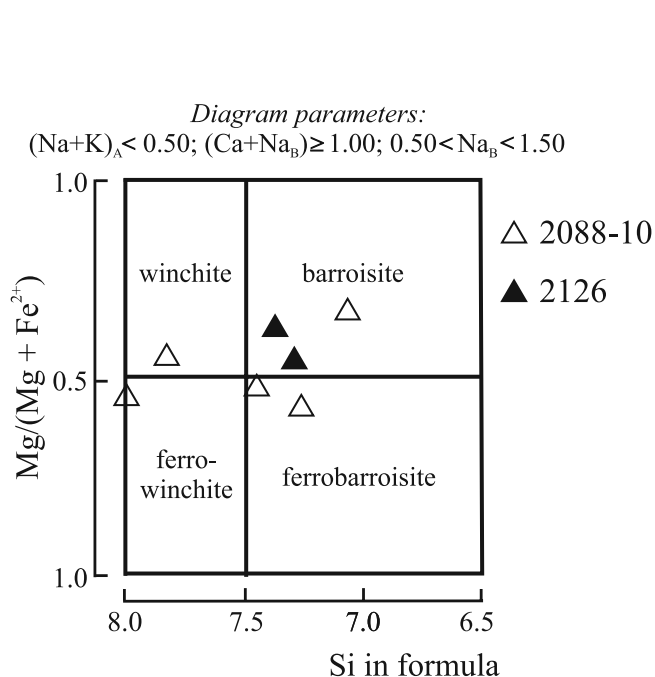
щие ассоциации. Высокие содержания гроссулярового минала в ряде гранатов заставляет с осторожностью относиться к ряду температурных оценок, поскольку такие составы граната не всегда соответствуют условиям калибровки использованных термометров.

Для гранат-амфибол-мусковит-хлорит-альбитового сланца (образец 2087-8) по положению минерального парагенезиса с гранатом в *P-T* координатах можно оценить нижний предел по давлению (рис. 8), который ограничивает область существования граната в протолитах подобного состава (см. табл. 1). Из этих данных следует, что образования наблюдаемого в породе минерального парагенезиса возможно при давлениях не ниже 7–8 кбар и при температуре ниже ~600°C.



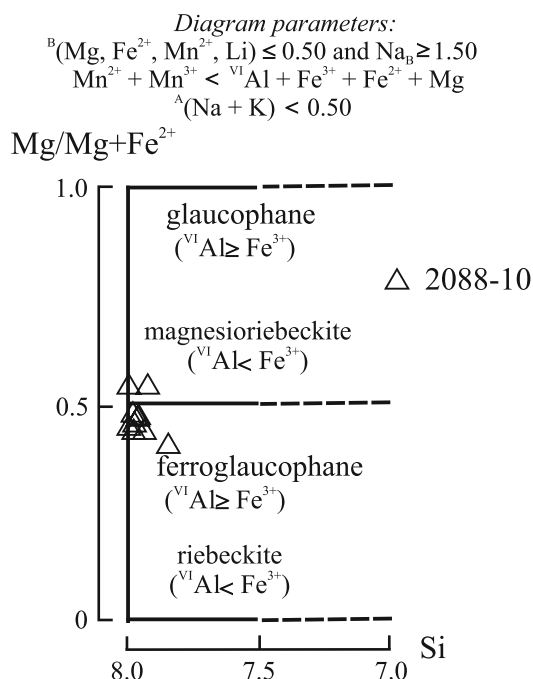
**Рис. 4.** Составы кальциевых амфиболов из пород хомасьинской свиты на классификационной диаграмме (Nomenclature..., 1997).

**Fig. 4.** Compositions of calcium amphiboles from rocks of the Khomasya formation in the classification diagram (Nomenclature..., 1997).



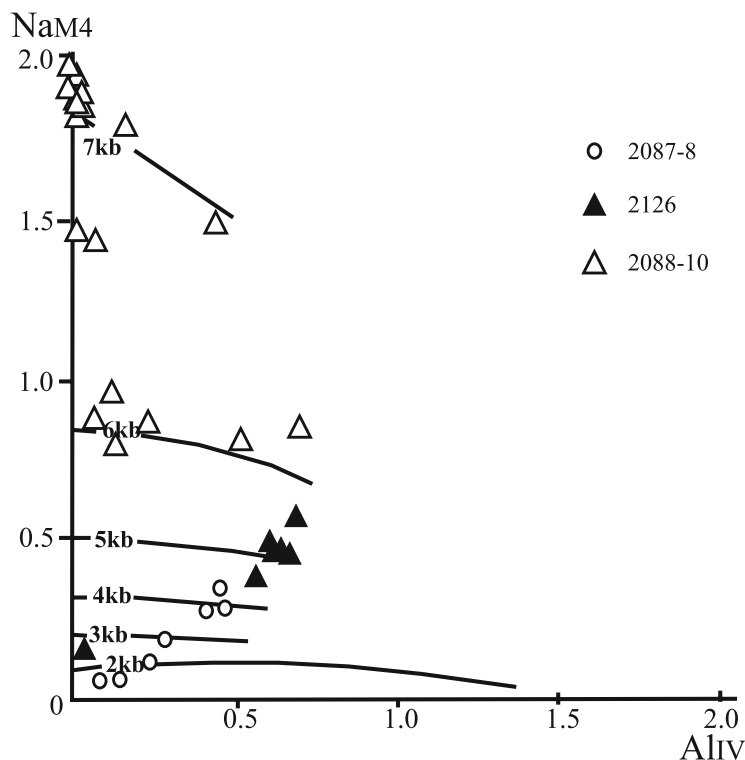
**Рис. 5.** Составы натриево-кальциевых амфиболов из пород хомасьинской свиты на классификационной диаграмме (Nomenclature..., 1997).

**Fig. 5.** Compositions of sodium-calcium amphiboles from rocks of the Khomasya formation in the classification diagram (Nomenclature..., 1997).



**Рис. 6.** Составы натриевых амфиболов из пород хомасьинской свиты на классификационной диаграмме (Nomenclature..., 1997).

**Fig. 6.** Compositions of sodium amphiboles from rocks of the Khomasya formation in the classification diagram (Nomenclature..., 1997).



**Рис. 7.** Положение фигуративных точек составов амфиболов метаморфических пород хомасьинской свиты на диаграмме  $\text{Na}^{\text{M4}} - \text{Al}^{\text{IV}}$  (Brown, 1977).

Составы минералов показаны на рис. 4–6.

**Fig. 7.** The position of figurative points of amphibious compositions of metamorphic rocks of the Khomasya formation in the diagram  $\text{Na}^{\text{M4}} - \text{Al}^{\text{IV}}$  (Brown, 1977).

The mineral compositions are shown at the Fig. 4–6.

Согласуются с относительно низкотемпературным образованием наблюдаемых минералов и результаты минеральной термометрии. Например, на основе составов минеральных пар “гранат–мусковит”, “гранат–амфибол” для рассмотренной породы получены температуры минералообразования в диапазоне  $\sim 400\text{--}500^\circ\text{C}$  (рис. 9). О достижении степени химического равновесия можно судить по данным расчета точки пересечения в  $P$ - $T$  координатах независимых минеральных реакций в выше-рассмотренном сланце (рис. 10). Для построения указанной диаграммы использовался модуль одновременного расчета среднего давления и температуры, реализованный в программном комплексе Thermocalc (Holland, Powell, 1998).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

В исследованном районе наблюдаются тектонические пластины пород с типичными парагенезисами фации зеленых сланцев, включающими хлорит, серицит, актинолит, эпидот, альбит, кварц, а также локально развитыми минеральными ассоци-

ациями с винчитом, глаукофаном, реже с барруазитом, гранатом и магнезиальной роговой обманкой. Вероятно, гранатсодержащие парагенезисы сформировались на большей глубине, в условиях более высоких температур и давлений по сравнению с таковыми для безгранатовых минеральных ассоциаций. Оценка пиковых параметров метаморфизма гранат-амфибол-мусковит-хлорит-альбитового сланца (обр. 2087-8), показала вероятное формирование пород в диапазоне температур  $420\text{--}500^\circ\text{C}$  при давлениях выше 7–8 кбар. Судя по повсеместному распространению альбита, хлорита и актинолита и отсутствию глаукофана в обр. 2087-8, давление в системе не превышало 7.5–8.0 кбар (Maruyama et al., 1986), т. е., по всей вероятности, оно составляло 7.0–7.5 кбар. В обр. 2088-10, судя по наличию глаукофана, давление превышало 8 кбар, но было менее 11–12 кбар ввиду отсутствия жадеита (Tsai et al., 2013). В обр. 2126 появляются барруазит и роговая обманка в ассоциации с гранатом, что может указывать на температуры порядка  $500\text{--}550^\circ\text{C}$  (Ernst, 1979). В исследуемом районе фиксируются безгрантовые глаукофановые слан-

**Таблица 4.** Представительные анализы белых слюд из горных пород хомасьинской свиты

**Table 4.** Representative analyses of white micas from rocks of the Khomasya formation

| Элемент                                       | 1      | 2      | 3      | 4        | 5        | 6        | 7        | 8        |
|-----------------------------------------------|--------|--------|--------|----------|----------|----------|----------|----------|
|                                               | 2126.1 | 2126.2 | 2126.3 | 2126-6.1 | 2126-6.2 | 2087-8.1 | 2087-8.2 | 2087-8.3 |
| SiO <sub>2</sub>                              | 46.87  | 47.22  | 50.15  | 49.01    | 49.63    | 51.20    | 51.30    | 49.62    |
| TiO <sub>2</sub>                              | 0.04   | 0.04   | 0.17   | 0.35     | 0.34     | 0.21     | 0.15     | 0.12     |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                | 38.63  | 40.78  | 27.70  | 29.10    | 29.51    | 27.89    | 25.94    | 26.85    |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sub>общ</sub> | 0.45   | 0.33   | 2.43   | 2.82     | 2.93     | 2.98     | 2.95     | 4.35     |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                | 0.00   | 0.01   | 0.02   | 0.15     | 0.04     | 0.06     | 0.03     | 0.01     |
| MnO                                           | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 0.07     | 0.04     | 0.05     | 0.00     | 0.04     |
| MgO                                           | 0.17   | 0.17   | 3.31   | 2.48     | 2.58     | 3.29     | 3.72     | 3.25     |
| CaO                                           | 0.15   | 0.23   | 0.00   | 0.02     | 0.01     | 0.03     | 0.00     | 0.03     |
| Na <sub>2</sub> O                             | 7.23   | 7.00   | 0.51   | 0.38     | 0.45     | 0.34     | 0.29     | 0.13     |
| K <sub>2</sub> O                              | 0.68   | 0.08   | 10.01  | 9.91     | 9.89     | 8.71     | 10.07    | 10.06    |
| Сумма                                         | 94.22  | 95.85  | 94.30  | 94.30    | 95.42    | 94.74    | 94.46    | 94.46    |
| Si                                            | 3.027  | 2.981  | 3.376  | 3.308    | 3.360    | 3.404    | 3.453    | 3.37     |
| Al                                            | 2.940  | 3.035  | 2.198  | 2.315    | 2.221    | 2.185    | 2.058    | 2.149    |
| Ti                                            | 0.002  | 0.002  | 0.009  | 0.018    | 0.013    | 0.011    | 0.008    | 0.006    |
| Cr                                            | 0.000  | 0.000  | 0.001  | 0.008    | 0.007    | 0.003    | 0.002    | 0.001    |
| Fe <sup>3+</sup>                              | 0.000  | 0.000  | 0.000  | 0.000    | 0.000    | 0.000    | 0.000    | 0.000    |
| Fe <sup>2+</sup>                              | 0.024  | 0.017  | 0.137  | 0.159    | 0.156    | 0.166    | 0.166    | 0.247    |
| Mn                                            | 0.000  | 0.000  | 0.000  | 0.004    | 0.004    | 0.003    | 0.000    | 0.002    |
| Mg                                            | 0.016  | 0.016  | 0.332  | 0.250    | 0.301    | 0.326    | 0.373    | 0.329    |
| Ca                                            | 0.010  | 0.016  | 0.000  | 0.001    | 0.000    | 0.002    | 0.000    | 0.001    |
| Na                                            | 0.905  | 0.857  | 0.067  | 0.050    | 0.074    | 0.044    | 0.038    | 0.017    |
| K                                             | 0.056  | 0.006  | 0.860  | 0.853    | 0.829    | 0.739    | 0.865    | 0.872    |
| AlIV                                          | 0.973  | 1.019  | 0.624  | 0.692    | 0.640    | 0.596    | 0.547    | 0.630    |
| AlVI                                          | 1.967  | 2.016  | 1.574  | 1.622    | 1.581    | 1.589    | 1.510    | 1.519    |
| Fe                                            | 0.024  | 0.017  | 0.137  | 0.159    | 0.156    | 0.166    | 0.166    | 0.247    |
| Sum                                           | 11     | 11     | 11     | 11       | 11       | 11       | 11       | 11       |

Примечание. 1–3 слюды из обр. 2126 (альбит-эпидот-гранатовый амфиболит): 1, 2 – парагониты, 3 – фенгит; 4, 5 – фенгиты из обр. 2126-6 (сланец гранат-мусковит-альбит-кварцевый); 6–8 – фенгиты из обр. 2087-8 (сланец гранат-амфибол-мусковит-хлорит-альбитовый).

Note. 1–3 micas from mod. 2126 (albite-epidote-garnet amphibolite): 1, 2 – paragonites, 3 – phengite; 4, 5 – phengites from mod. 2126-6 (garnet-muscovite-albite-quartz shale); 6–8 – phengites from mod. 2087-8 (garnet-amphibole-muscovite-chlorite-albite shale).

цы с винчитом и барруазитом (обр. 2088-10), гранат- и актинолитсодержащие сланцы (обр. 2087-8), а также гранатсодержащие существенно фенгитовые и эпидот-фенгит-амфибол (барруазит и роговая обманка)-альбитовые сланцы (обр. 2126-6 и 2126). Вероятно, указанные особенности минерального состава пород связаны с различными условиями и обстановками их формирования: глаукофансодержащих сланцев на стадии субдукции, а гранат-актинолитовых и гранат-роговообманковых – в обстановке коллизии.

Следует также принять во внимание, что глаукофансодержащие сланцы слагают зоны мощно-

стью в первые десятки метров, вытянутые вдоль ГУР, а гранатсодержащие породы распространены только в пределах нескольких небольших тектонических линз (пластин). Но преобладающими здесь являются парагенезисы, содержащие альбит, эпидот, хлорит, кварц, мусковит, актинолит (в метадолеритах), реже – стильпномелан. Наблюдаемую картину распределения минеральных парагенезисов можно объяснить, если предположить относительную кратковременность существования обстановки высоких давлений, когда глаукофановые сланцы сформировались в локальных флюидонасыщенных структурах (возможно, связанных



**Таблица 5.** Представительные анализы хлоритов из горных пород хомасьинской свиты**Table 5.** Representative analyses of chlorites from rocks of the Khomasi formation

| Элемент                                       | 1      | 2      | 3        | 4        | 5        | 6        | 7         | 8         |
|-----------------------------------------------|--------|--------|----------|----------|----------|----------|-----------|-----------|
|                                               | 2126.1 | 2126.2 | 2126-6.1 | 2126-6.2 | 2087-8.1 | 2087-8.2 | 2088-10.1 | 2088-10.2 |
| SiO <sub>2</sub>                              | 24.27  | 25.32  | 25.28    | 25.25    | 26.05    | 27.99    | 25.85     | 29.58     |
| TiO <sub>2</sub>                              | 0.06   | 0.05   | 0.07     | 0.00     | 0.13     | 0.00     | 0.03      | 0.02      |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                | 20.40  | 18.84  | 19.68    | 20.33    | 18.89    | 18.01    | 18.94     | 17.41     |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sub>общ</sub> | 29.19  | 28.79  | 28.34    | 26.47    | 27.04    | 26.08    | 27.15     | 26.10     |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                | 0.06   | 0.36   | 0.05     | 0.29     | 0.12     | 0.21     | 0.01      | 0.04      |
| MnO                                           | 0.89   | 0.21   | 0.84     | 0.56     | 0.56     | 0.75     | 0.73      | 0.70      |
| MgO                                           | 10.53  | 11.50  | 11.94    | 12.97    | 13.18    | 12.79    | 14.14     | 14.61     |
| CaO                                           | 0.10   | 0.15   | 0.03     | 0.06     | 0.05     | 0.27     | 0.04      | 0.04      |
| Na <sub>2</sub> O                             | 0.02   | 0.00   | 0.00     | 0.01     | 0.03     | 0.08     | 0.01      | 0.01      |
| K <sub>2</sub> O                              | 0.01   | 0.08   | 0.00     | 0.02     | 0.00     | 0.12     | 0.00      | 0.00      |
| Сумма                                         | 85.53  | 85.29  | 86.22    | 85.97    | 86.07    | 86.3     | 86.90     | 88.51     |
| Si                                            | 2.702  | 2.812  | 2.770    | 2.744    | 2.835    | 3.014    | 2.790     | 3.084     |
| Al                                            | 2.676  | 2.466  | 2.542    | 2.604    | 2.423    | 2.285    | 2.410     | 2.139     |
| Ti                                            | 0.005  | 0.004  | 0.006    | 0.000    | 0.011    | 0.000    | 0.002     | 0.002     |
| Cr                                            | 0.005  | 0.032  | 0.004    | 0.025    | 0.01     | 0.018    | 0.001     | 0.003     |
| Fe <sup>3+</sup>                              | 0.000  | 0.000  | 0.000    | 0.000    | 0.000    | 0.000    | 0.000     | 0.000     |
| Fe <sup>2+</sup>                              | 2.718  | 2.674  | 2.597    | 2.406    | 2.461    | 2.348    | 2.451     | 2.276     |
| Mn                                            | 0.084  | 0.02   | 0.078    | 0.052    | 0.052    | 0.068    | 0.067     | 0.062     |
| Mg                                            | 1.748  | 1.904  | 1.951    | 2.101    | 2.138    | 2.053    | 2.275     | 2.271     |
| Ca                                            | 0.012  | 0.018  | 0.004    | 0.007    | 0.006    | 0.031    | 0.005     | 0.004     |
| Na                                            | 0.004  | 0.000  | 0.000    | 0.002    | 0.006    | 0.017    | 0.002     | 0.002     |
| K                                             | 0.001  | 0.011  | 0.000    | 0.003    | 0.000    | 0.016    | 0.000     | 0.000     |
| AlIV                                          | 1.298  | 1.188  | 1.230    | 1.256    | 1.165    | 0.986    | 1.210     | 0.916     |
| AlVI                                          | 1.378  | 1.278  | 1.312    | 1.348    | 1.258    | 1.299    | 1.200     | 1.224     |
| Fe                                            | 2.718  | 2.674  | 2.597    | 2.406    | 2.461    | 2.348    | 2.451     | 2.276     |
| Sum                                           | 14     | 14     | 14       | 14       | 14       | 14       | 14        | 14        |

Примечание. 1, 2 – хлориты из обр. 2126 – альбит-эпидот-гранатовый амфиболит; 3, 4 – хлориты из обр. 2126-6 – сланец гранат-мусковит-альбит-кварцевый; 5, 6 – хлориты из обр. 2087-8 – сланец гранат-амфибол-мусковит-хлорит-альбитовый; 7, 8 – хлориты из обр. 2088-10 (сланец эпидот-альбит-глагоуфановый).

Note. 1, 2 – chlorites from mod. 2126 – albite-epidote-garnet amphibolite; 3, 4 – chlorites from mod. 2126-6 – garnet-muscovite-albite-quartz shale; 5, 6 – chlorites from mod. 2087-8 – garnet-amphibole-muscovite-chlorite-albite shale; 7, 8 – chlorites from mod. 2088-10 (epidote-albite shale-glaucophane).

с надвигами или поддвигами). Также нужно принять во внимание, что голубые сланцы развиваются в вулканогенных и терригенных породах пассивной континентальной окраины. По всей видимости, легкие массы континентальной окраины были вовлечены в процесс субдукции на заключительной стадии последнего, что послужило причиной незначительного распространения высокобарических пород и быстрой эксгумации блоков. Такая обстановка имеет много общего с альпийским типом субдукции, или А-типом, когда погружению подвергаются континентальные блоки, что демон-

стрируется сходством полученных нами *P-T* параметров метаморфизма в зоне ГУР на Северном Урале и *P-T-t* трендом пород меланжа альпийского типа субдукции в Западных Альпах (Ernst, 1988; Лиханов, 2020).

Предположение о формировании высокобарических пород зоны ГУР на Северном Урале в процессе перерастания субдукционной обстановки в коллизионную подтверждается результатами датирования (Петров и др., 2008). Южнее рассматриваемой территории выполнено Sm-Nd и Rb-Sr датирование минеральных фракций из двух образ-

Таблица 6. Представительные анализы эпидотов из горных пород хомасинской свиты

Table 6. Representative analyses of epidotes from rocks of the Khomasi formation

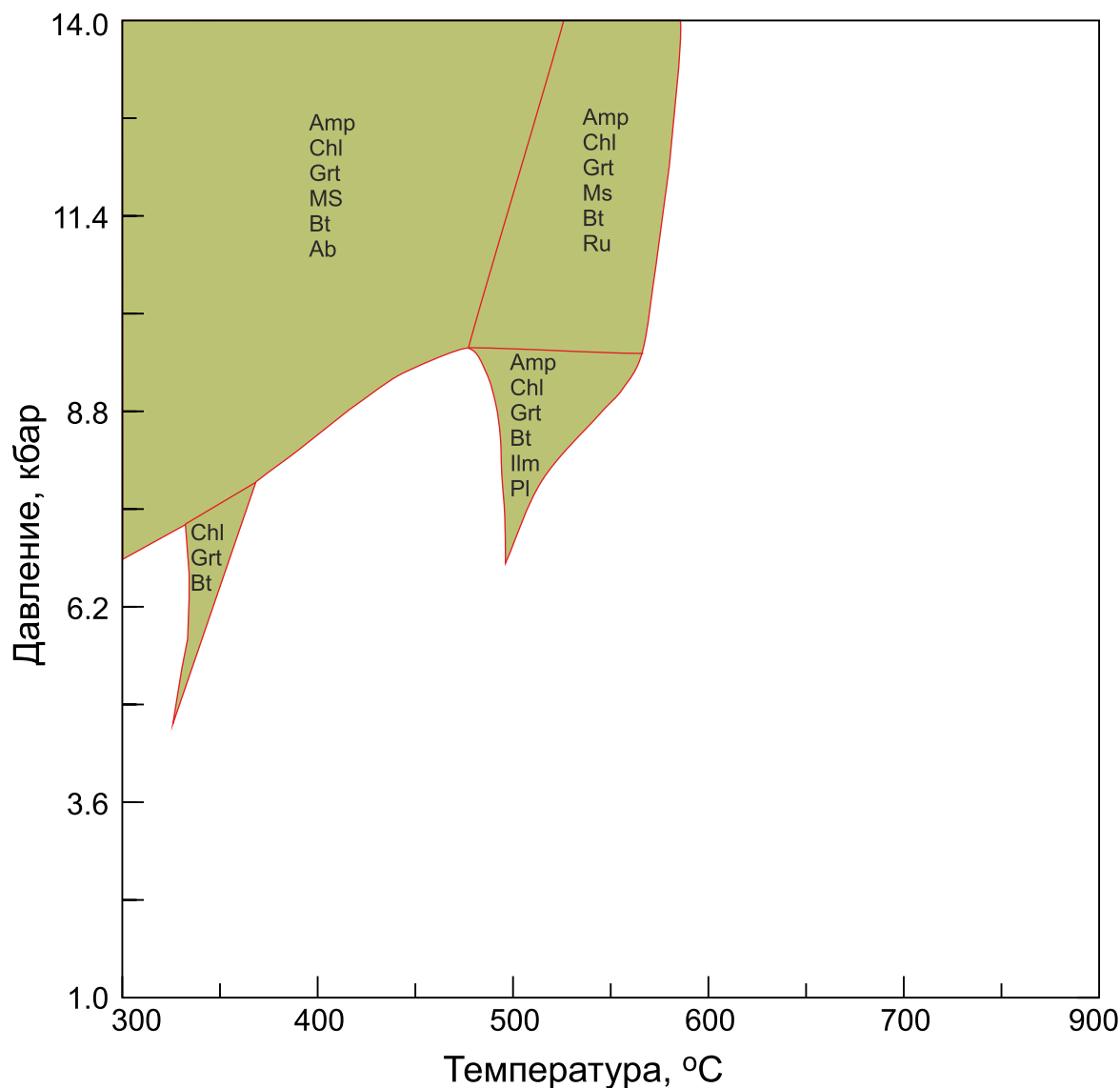
| Элемент                            | 1      | 2      | 3      | 4      | 5        | 6         | 7         | 8         |
|------------------------------------|--------|--------|--------|--------|----------|-----------|-----------|-----------|
|                                    | 2126.1 | 2126.2 | 2126.3 | 2126.4 | 2087-8.1 | 2088-10.1 | 2088-10.1 | 2088-10.2 |
| SiO <sub>2</sub>                   | 39.09  | 38.40  | 37.71  | 37.99  | 38.33    | 37.68     | 37.53     | 37.94     |
| TiO <sub>2</sub>                   | 0.15   | 0.10   | 0.12   | 0.23   | 0.11     | 0.01      | 0.05      | 0.09      |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>     | 29.70  | 28.79  | 26.12  | 26.37  | 27.14    | 22.89     | 23.04     | 23.57     |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ | 3.34   | 4.57   | 7.86   | 7.60   | 6.56     | 12.50     | 12.10     | 12.00     |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>     | 0.01   | 0.05   | 0.03   | 0.04   | 0.05     | 0.02      | 0.00      | 0.00      |
| MnO                                | 0.27   | 0.17   | 0.00   | 0.00   | 0.08     | 0.72      | 0.69      | 0.70      |
| MgO                                | 0.06   | 0.10   | 0.04   | 0.03   | 0.04     | 0.01      | 0.01      | 0.02      |
| CaO                                | 24.26  | 23.94  | 23.66  | 23.69  | 24.34    | 23.14     | 23.24     | 22.63     |
| Na <sub>2</sub> O                  | 0.02   | 0.02   | 0.01   | 0.00   | 0.02     | 0.02      | 0.00      | 0.00      |
| K <sub>2</sub> O                   | 0.01   | 0.00   | 0.00   | 0.01   | 0.00     | 0.00      | 0.00      | 0.00      |
| Сумма                              | 96.91  | 96.14  | 95.55  | 95.95  | 96.66    | 96.97     | 96.66     | 96.96     |
| Si                                 | 3.053  | 3.044  | 3.065  | 3.068  | 3.060    | 3.104     | 3.097     | 3.108     |
| Al                                 | 2.734  | 2.690  | 2.502  | 2.510  | 2.554    | 2.222     | 2.241     | 2.276     |
| Ti                                 | 0.009  | 0.006  | 0.007  | 0.014  | 0.007    | 0.001     | 0.003     | 0.006     |
| Cr                                 | 0.001  | 0.003  | 0.002  | 0.003  | 0.003    | 0.001     | 0.000     | 0.000     |
| Fe <sup>3+</sup>                   | 0.000  | 0.000  | 0.000  | 0.000  | 0.000    | 0.000     | 0.000     | 0.000     |
| Fe <sup>2+</sup>                   | 0.218  | 0.303  | 0.534  | 0.513  | 0.438    | 0.861     | 0.835     | 0.822     |
| Mn                                 | 0.018  | 0.011  | 0.000  | 0.000  | 0.005    | 0.050     | 0.048     | 0.049     |
| Mg                                 | 0.007  | 0.012  | 0.005  | 0.004  | 0.005    | 0.001     | 0.001     | 0.002     |
| Ca                                 | 2.030  | 2.033  | 2.060  | 2.050  | 2.082    | 2.042     | 2.055     | 1.986     |
| Na                                 | 0.003  | 0.003  | 0.002  | 0.000  | 0.003    | 0.003     | 0.000     | 0.000     |
| K                                  | 0.001  | 0.000  | 0.000  | 0.001  | 0.000    | 0.000     | 0.000     | 0.000     |
| AlIV                               | 2.734  | 2.69   | 2.502  | 2.510  | 2.554    | 2.222     | 2.241     | 2.276     |
| AlVI                               | 0.000  | 0.000  | 0.000  | 0.000  | 0.000    | 0.000     | 0.000     | 0.000     |
| Fe                                 | 0.218  | 0.303  | 0.534  | 0.513  | 0.438    | 0.861     | 0.835     | 0.822     |
| Sum                                | 12.5   | 12.5   | 12.5   | 12.5   | 12.5     | 12.5      | 12.5      | 12.5      |

Примечание. 1–4 – эпидоты из обр. 2126 (альбит-эпидот-гранатовый амфиболит): 1, 2 – включения во внутренних частях кристаллов гранатов, 3, 4 – кристаллы из основной массы; 5 – эпидот из обр. 2087-8 (сланец гранат-амфибол-мусковит-хлорит-альбитовый); 6–8 – эпидоты из обр. 2088-10 (сланец эпидот-альбит-глаукофановый).

Note. 1–4 – epidotes from model 2126 (albite-epidote-garnet amphibolite): 1, 2 – inclusions in the inner parts of garnet crystals, 3, 4 – crystals from the main mass; 5 – epidote from model 2087-8 (garnet-amphibole-muscovite-chlorite-albite shale); 6–8 – epidotes from model 2088-10 (epidote-albite-glaucophane shale).

цов глаукофансодержащих пород из зоны ГУР – магнетит-альбит-эпидот-амфиболового метабазальта и метаморфизованного биотит-амфибол-двуполевошпатового монцонита. В результате изотопно-геохронологических исследований в первом образце получена Sm-Nd изохрона (MSWD = 0.73) по эпидоту, магнетиту, амфиболу и породе в целом, определяющая возраст  $370 \pm 35$  млн лет; исследование второго образца позволило вычислить Rb-Sr эррохрону (MSWD = 3.4), дающую возраст  $367 \pm 15$  млн лет. Такой же (в пределах аналитической ошибки) возраст получен для гранулитов

и амфиболитов Салдинского метаморфического комплекса, расположенного восточнее Тагильского островодужного мегаблока. Одновременное “закрытие” Sm-Nd изотопных систем метаморфических комплексов, обрамляющих Тагильский палеостроводужный террейн, по-видимому, связано с аккрецией восточноуральских террейнов к окраине Восточно-Европейского палеоконтинента и началом Уральской коллизии в конце франского – начале фаменского веков позднего девона. Позднедевонское время (граница франского и фаменского веков) на Среднем и Северном Урале маркиру-



**Рис. 8.** Диаграмма с полями устойчивости гранатосодержащих минеральных парагенезисов, рассчитанных методом минимизации энергии Гиббса в программе Perple\_X (Connolly, 1990).

Для упрощения вида диаграммы показаны главные поля парагенезисов и преимущественно минералы переменного состава. Во всех полях присутствует кварц.  $H_2O$  в расчетах учитывался как насыщенный компонент. Для расчетов использован состав образца сланца 2087-8 (см. табл. 1).

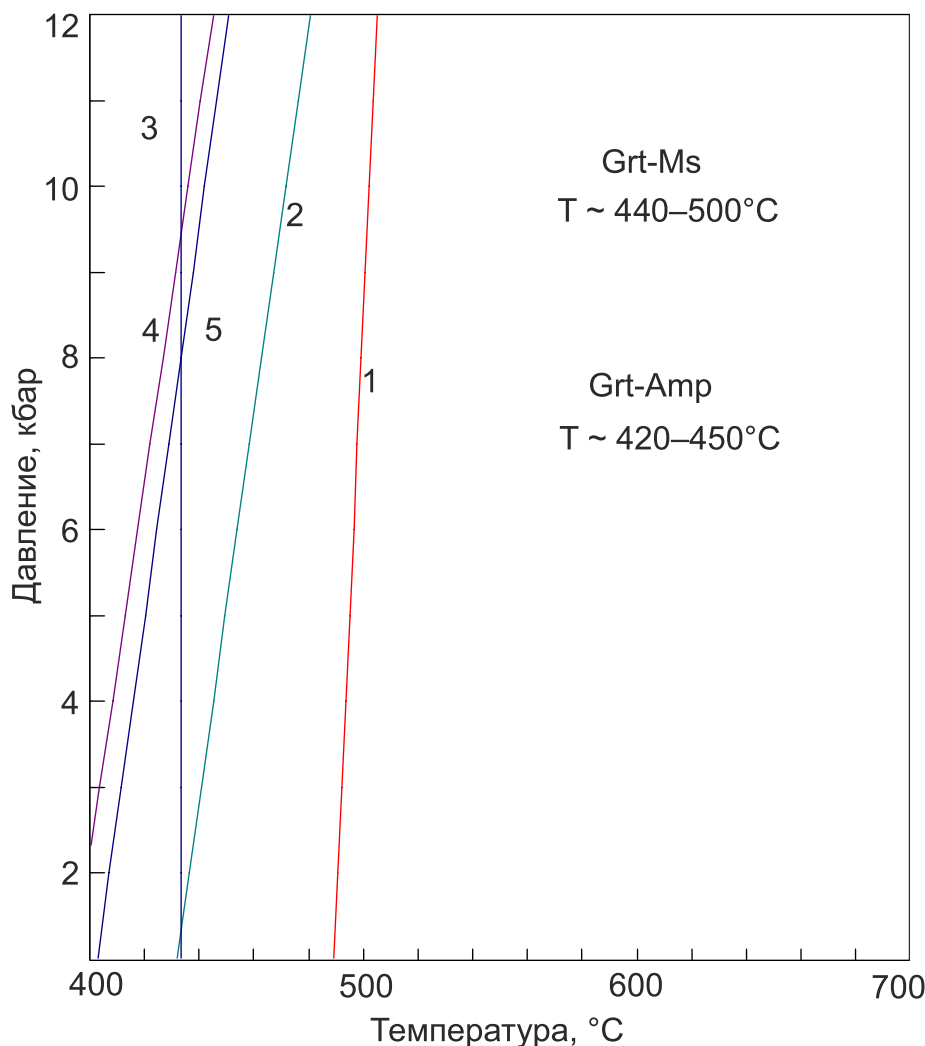
**Fig. 8.** Diagram with stability fields of garnet-containing mineral parageneses calculated by the Gibbs energy minimization method in the Perple\_X program (Connolly, 1990).

To simplify the diagram, the main fields of paragenesis and mainly minerals of variable composition are shown. Quartz is present in all fields.  $H_2O$  was taken into account as a saturated component in the calculations. The composition of the shale sample 2087-8 was used for calculations (Table 1).

ется формированием олистостромы в зоне Главного уральского разлома, прекращением вулканизма островодужного типа в Тагильской мегазоне и началом накопления мощной грубообломочной молассоидной толщи (Петров и др., 2008). В пределах Восточно-Уральской мегазоны также присутствуют фаменско-турнейские грубообломочные

полимиктовые осадки, относимые к арамильской толще, перекрывающие франские островодужные вулканы маминской толщи.

Гранат-актинолитовые и гранат-роговообманковые парагенезисы, обнаруженные в тектонических пластинах в зоне ГУР, могли сформироваться на несколько более поздней стадии процесса пере-



**Рис. 9.** *P-T* диаграмма с результатами минеральной термометрии по гранат-мусковитовым (1–3) и гранат-амфиболовым термометрам (4, 5) для гранат-амфибол-мусковит-хлорит-альбитового сланца (обр. 2087-8).

1 – (Coggon, Holland, 2002); 2, 3 – (Green, Hellman, 1982); 4 – (Graham, Powell, 1984); 5 – (Perchuk, 1991).

**Fig. 9.** *P-T* diagram with the results of mineral thermometry for garnet-muscovite (1–3) and garnet-amphibole thermometers (4, 5) for garnet-amphibole-muscovite-chlorite-albite shale (sample 2087-8).

1 – (Coggon, Holland, 2002); 2, 3 – (Green, Hellman, 1982); 4 – (Graham, Powell, 1984); 5 – (Perchuk, 1991).

растания субдукции в коллизию, когда параметры метаморфизма были ближе к коллизионным (несколько более высокие температуры при меньших давлениях). На схеме *P-T-t* трендов И.И. Лиханова (2020) параметры метаморфизма упомянутых пород близки к трендам областей с надвиговой тектоникой (что, вероятно, соответствует началу коллизионного тектонического режима).

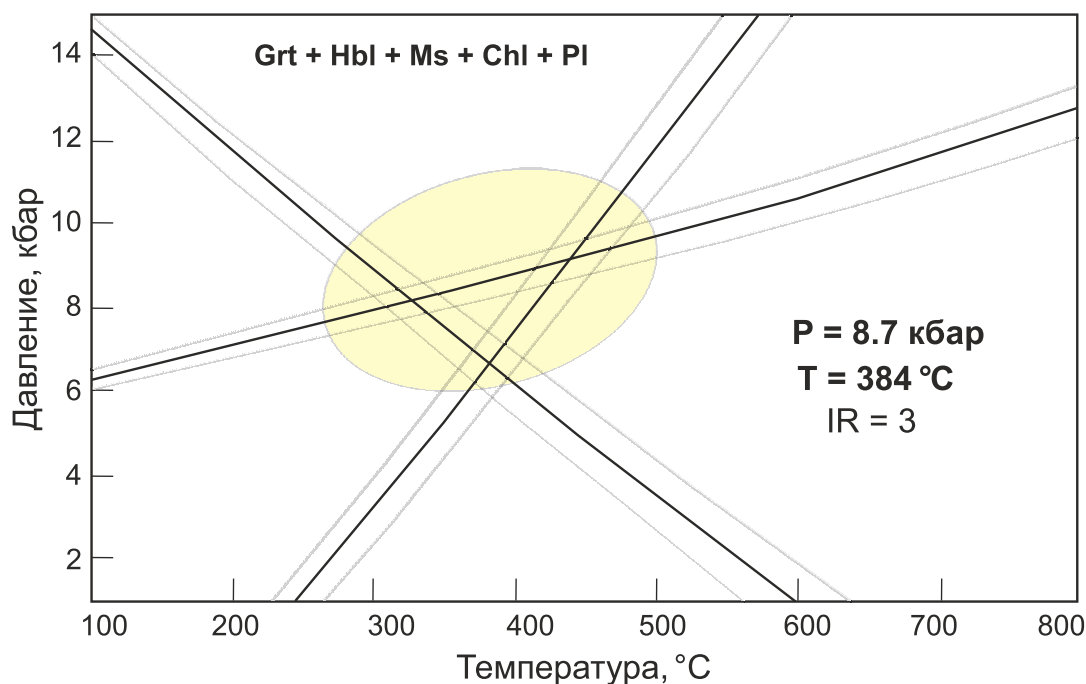
## ВЫВОДЫ

1. Геохимические особенности протолитов пород хомасьинской свиты, в частности базальтов,

указывают на “обогащенный” мантийный источник, а пространственная ассоциация основных вулканитов с аркозовыми и кварцевыми песчаниками и алевролитами не противоречит предположению об обстановке их формирования на пассивной континентальной окраине.

2. Образование гранатсодержащих сланцев, судя по расчетным данным минерального парагенезиса, возможно при давлениях не ниже 7–8 кбар и при температуре 400–500°C.

3. Предполагается, что минеральный состав пород и термодинамический режим их образования отвечает геодинамическому режиму субдукции



**Рис. 10.** Расчет  $P$ - $T$  параметров образования минералов гранат-амфибол-мусковит-хлорит-альбитового сланца (обр. 2087-8), рассчитанные в программе avPT-Thermocalc (Holland, Powell, 1998).

Линии независимых минеральных реакций с использованием оригинальной аббревиатуры для минералов (Holland, Powell, 1998):  $py + 2gr + 3ames + 9ab + 9q = 3tr + 9pa$ ,  $5mu + 2ames + 8ab + 4q = py + 5cel + 8pa$ ,  $15alm + 12tr + 45mu + 6ames + 3gab = 28py + 8gr + 45fcel + 36pa$ . Крупным эллипсом показан доверительный  $P$ - $T$  интервал в рамках принятых термодинамических параметров минералов, также для каждой линии минеральной реакции приведены эллипсы ошибок, зависящие главным образом от ошибок определения термодинамических параметров минералов.

**Fig. 10.** Calculation of the  $P$ - $T$  parameters of the formation of garnet-amphibole-muscovite-chlorite-albite shale minerals (sample 2087-8) calculated in the avPT-Thermocalc program (Holland, Powell, 1998).

Lines of independent mineral reactions using the original abbreviation for minerals according to (Holland, Powell, 1998):  $py + 2gr + 3ames + 9ab + 9q = 3tr + 9pa$ ,  $5mu + 2ames + 8ab + 4q = py + 5cel + 8pa$ ,  $15alm + 12tr + 45mu + 6ames + 3gab = 28py + 8gr + 45fcel + 36pa$ . A large ellipse shows the confidence interval within the accepted thermodynamic parameters of minerals, and error ellipses are shown for each line of the mineral reaction, depending mainly on errors in determining the thermodynamic parameters of minerals.

(безгранатовые глаукофановые сланцы) с последующим переходом к режиму коллизии (парагенезисы с гранатом, актинолитом и роговой обманкой), чему не противоречат результаты изотопного датирования пород и выявленные  $P$ - $T$  параметры их метаморфизма.

#### Благодарности

Авторы благодарны А.М. Пыстину и И.И. Лиханову за полезные рекомендации.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Вализер П.М., Ленных В.И. (1988) Амфиболы голубых сланцев Урала. М.: Наука, 203 с.  
Вализер П.М., Краснобаев А.А., Русин А.И., Зворыгина А.А. (2015) Гранат-глаукофановые сланцы Ташлинского блока Максютинского комплекса (Южный

Урал). *Литосфера*, (5), 51-70.

- Григорьев С.И., Ремизов Д.Н., Григорьева Н.Г., Юдин В.В., Феофилактов Ф.Н. (2005) Термодинамические условия формирования метаморфических пород Неркаюского и Лемвинского аллохтонов на Полярном Урале. *Петрология и минералогия Севера Урала и Тимана. Тр. ИГ Коми НЦ УрО РАН*, вып. 119, 53-64.  
Добрецов Н.Л. (1974) Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. *Тр. ИГГ СО АН СССР*, вып. 57, 429 с.  
Иванов К.С. (1998) Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд лет) и строения Урала. Дисс.... д-ра. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 252 с.  
Иванов К.С., Карстен Л.А., Малюски Г. (2000) Первые данные о возрасте субдукционного (эклогит-глаукофансланцевого) метаморфизма на Полярном Урале. *Палеозоны субдукции: тектоника, метаморфизм, осадконакопление*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 121-128.



- Карстен Л.А. (1989) Геология метаморфических комплексов в зоне Главного Уральского разлома на Приполярном Урале. Автореф. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 23 с.
- Ленных В.И. (1978) Эклогит-глаукофановый пояс Южного Урала. М.: Наука, 160 с.
- Лепезин Г.Г., Королук В.Н. (1985) Типы зональности в гранатах. *Геология и геофизика*, (6), 71-79.
- Лиханов И.И. (2020) Метаморфические индикаторы геодинамических обстановок коллизии, растяжения и сдвиговых зон земной коры. *Петрология*, **28**(1), 4-22.
- Лю И., Перчук А.Л., Арискин А.А. (2019) Высокобарный метаморфизм в перидотитовом кумулате комплекса Марун-Кеу, Полярный Урал. *Петрология*, **27**(2), 138-160.
- Петров Г.А. (2007) Условия формирования комплексов зоны Главного Уральского разлома на Северном Урале. Екатеринбург: УГТУ, 181 с.
- Петров Г.А. (2022) Геохимические особенности вулканитов северной части Тагильской структуры как отражение эволюции палеозоны субдукции. *Литосфера*, **22**(6), 709-740.
- Петров Г.А., Наседкина В.А. (2008) К проблеме корреляции среднеордовикских отложений в зоне Главного Уральского разлома на Северном и Среднем Урале. *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 155, 60-62.
- Петров Г.А., Пучков В.Н. (1994) Главный Уральский разлом на Северном Урале. *Геотектоника*, (1), 25-37.
- Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Свяжина И.А., Рыбалка А.В., Лепихина О.П. (2008) Время начала коллизии на Среднем и Северном Урале. *Докл. РАН*, **422**(3), 365-370.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280.
- Пыстин А.М. (1994) Полиметаморфические комплексы западного склона Урала. СПб.: Наука, 208 с.
- Пыстин А.М., Кушманова Е.В., Пыстина Ю.И., Панфилов А.В. (2019) Возраст протолитов и геохронология метаморфизма Неркаюского эклогит-сланцевого комплекса Приполярного Урала. *Вестн. Перм. ун-та. Геология*, **18**(2), 96-107.
- Русин А.И., Никифоров О.Б. (1991) Глаукофансланцевый метаморфизм Северного Урала. *Тр. ИГГ УрО АН СССР*, вып. 138, 64-66.
- Русин А.И., Зворыгина А.А., Вализер П.М. (2021) Лавсонитовые эклогиты и метасоматиты Утарбаевской ассоциации максютовского комплекса. *Литосфера*, **21**(6), 867-883.
- Салимгараева Л.И., Березин А.В. (2023) Гранатиты из эклогитового комплекса Марун-Кеу (Полярный Урал): геохимия и проблемы образования. *Зап. Горн. ин-та*, **262**, 509-525.
- Селятицкий А.Ю., Куликова К.В. (2017) Первые данные о проявлении УНР-метаморфизма на Полярном Урале. *Докл. РАН*, **476**(6), 681-684.
- Удовкина Н.Г. (1971) Эклогиты Полярного Урала. М.: Наука, 193 с.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А. (1997) Магматические формации современных геодинамических обстановок. М.: МГУ, 320 с.
- Шалагинов В.В. (1975) Глаукофансодержащие сланцы восточного склона Северного Урала. *Тр. Свердловского Горн. ин-та*, вып. 116, 15-22.
- Шацкий В.С., Симонов В.А., Ягоутц Э. (2000) Новые данные о возрасте эклогитов Полярного Урала. *Докл. РАН*, **371**(4), 519-523.
- Barberi F., Ferrara G., Santacroce R., Treuil M., Varet J. (1975) A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallisation, the Boina centre (Afar rift, Ethiopia). *J. Petrol.*, (16), 22-56.
- Brown E.H. (1977) The Grossite Content of Ca-Amphibole as a Guide to Pressure of Metamorphism. *Jorn. Petrol.*, **18**(1), 53-72.
- Coggon R., Holland T.J.B. (2002) Mixing properties of phengitic micas and revised garnet-phengite thermobarometers. *J. Metamorphic Geol.*, **20**(7), 683-696.
- Connolly J.A.D. (1990) Multivariable phase-diagrams: an algorithm based on generalized thermodynamics. *Amer. J. Sci.*, **290**, 666-718.
- Ernst W.G. (1979) Coexisting sodic and calcic amphiboles from high-pressure metamorphic belts and the stability of barroisitic amphibole. *Mineral. Mag.*, **43**, 269-278.
- Ernst W.G. (1988) Tectonic history of subduction zones inferred from retrograde blueschist P-T paths. *Geology*, **16**, 1081-1084.
- Gomez-Pugnaire M.T., Karsten L., Sanchez-Vizcaino V.L. (1997) Phase relationships and P-T conditions of coexisting eclogite-blueschists and their transformation to greenschist-facies rocks in the Nerkau complex (North-eastern Ural). *Tectonophysics*, **276**(1-4), 195-216. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(97\)00055-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(97)00055-3)
- Graham C.M., Powell R. (1984) A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to the Pelona Schist, Southern California. *J. Metamorphic Geol.*, **2**(1), 13-31.
- Green T.H., Hellman P.L. (1982) Fe-Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high pressure, and comments on a garnet-phengite geothermometer. *Lithos*, **15**(4), 253-266.
- Holland T.J.B., Powell R. (1998) An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *J. Metamorph. Geol.*, **16**(3), 309-343.
- Le Bas M.J., Le Matre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.*, **27**(3), 745-750.
- Maruyama S., Cho M., Liou J.G. (1986). Experimental investigation of blueschistgreenschist transition equilibria: pressure dependence of Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> contents in sodic amphiboles – a new geobarometer. *Geol. Soc. of America Memoir Blueschists and Eclogites*, **164**, 1-16.
- Miyashiro A. (1953) Calcium-poor garnet in relation to metamorphism. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **4**(4), 179-208.
- Molina J.F., Austrheim H., Glodny J., Rusin A. (2002) The eclogites of the Marun-Keu complex, Polar Urals (Russia): fluid control on reaction kinetics and metasomatism during high P metamorphism. *Lithos*, **61**(1), 55-78.
- Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on amphiboles of the International mineralogical association, commission on new minerals and mineral names (1997). *Canad. Miner.*, **35**, 219-246.
- Pearce J.A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Cambridge, Mass.: Shiva Publishing Ltd., 230-249.
- Perchuk L.L. (1991) Derivation of a thermodynamically

- consistent set of geothermometers and geobarometers for metamorphic and magmatic rocks. *Progress in Metamorphic and Magmatic Petrology: A Memorial Volume in Honour of D.S. Korzhinskiy*. (Ed. by L.L. Perchuk). Cambridge: Cambridge University Press, 93-112.
- Sun S.-S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for the mantle composition and processes. *Magmatism in the oceanic basins*. (Ed. by A.D. Saunders, M.J. Norry). Geol. Soc. London. Spec. Publ., 313-345.
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) The continental crust: its composition and evolution. Cambridge, Mass.: Blackwell, 312 p.
- Tsai Ch., Yoshiyuki Y., Ernst W.G. (2013) Diverse mineral compositions, textures, and metamorphic *P-T* conditions of the glaucophane-bearing rocks in the Tamayen mélange, Yuli belt, eastern Taiwan. *J. Asian Earth Sci.*, **63**, 218-233.
- ### REFERENCES
- Barberi F., Ferrara G., Santacroce R., Treuil M., Varet J. (1975) A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallisation, the Boina centre (Afar rift, Ethiopia). *J. Petrol.*, (16), 22-56.
- Brown E.H. (1977) The Grossite Content of Ca-Amphibole as a Guide to Pressure of Metamorphism. *Jorn. Petrol.*, **18**(1), 53-72.
- Coggon R., Holland T.J.B. (2002) Mixing properties of phengitic micas and revised garnet-phengite thermobarometers. *J. Metamorphic Geol.*, **20**(7), 683-696.
- Connolly J.A.D. (1990) Multivariable phase-diagrams: an algorithm based on generalized thermodynamics. *Amer. J. Sci.*, **290**, 666-718.
- Dobretsov N.L. (1974) Glaucophanslant and eclogite-glaucophanslant complexes of the USSR. *Tr. IGG SO AN SSSR*, vyp. 57, 429 p. (In Russ.)
- Ernst W.G. (1979) Coexisting sodic and calcic amphiboles from high-pressure metamorphic belts and the stability of barroisitic amphibole. *Mineral. Mag.*, **43**, 269-278.
- Ernst W.G. (1988) Tectonic history of subduction zones inferred from retrograde blueschist *P-T* paths. *Geology*, **16**, 1081-1084.
- Frolova T.I., Burikova I.A. (1997) Magmatic formations of modern geodynamic environments. Moscow, MGU, 320 p. (In Russ.)
- Gomez-Pugnaire M.T., Karsten L., Sanchez-Vizcaino V.L. (1997) Phase relationships and *P-T* conditions of coexisting eclogite-blueschists and their transformation to greenschist-facies rocks in the Nerkau complex (Northern Ural). *Tectonophysics*, **276**(1-4), 195-216. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(97\)00055-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(97)00055-3)
- Graham C.M., Powell R. (1984) A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to the Pelona Schist, Southern California. *J. Metamorphic Geol.*, **2**(1), 13-31.
- Green T.H., Hellman P.L. (1982) Fe-Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high pressure, and comments on a garnet-phengite geothermometer. *Lithos*, **15**(4), 253-266.
- Grigoriev S.I., Remizov D.N., Grigorieva N.G., Yudin V.V., Feofilaktov F.N. (2005) Thermodynamic conditions for the formation of metamorphic rocks of the Nerkay and Lemvin allochthons in the Polar Urals. *Petrology and mineralogy of the North of the Urals and Timan*. *Tr. IGG Komi NTs UrO RAN*, vyp. 119, 53-64. (In Russ.)
- Holland T.J.B., Powell R. (1998) An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *J. Metamorph. Geol.*, **16**(3), 309-343.
- Ivanov K.S. (1998) The main features of the geological history (1.6-0.2 billion years) and the structure of the Urals. Dokt. geol. and min. sci. diss. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 252 p. (In Russ.)
- Ivanov K.C., Karsten L.A., Malyuski G. (2000) The first data on the age of subduction (eclogite-glaucophanslant) metamorphism in the Polar Urals. *Paleozones of subduction: tectonics, metamorphism, sedimentation*. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 121-128. (In Russ.)
- Karsten L.A. (1989) Geology of metamorphic complexes in the zone of the Main Ural fault in the Circumpolar Urals. Abstract Dokt. geol. and min. sci. diss. Sverdlovsk, IGG UNTs AN SSSR, 23 p. (In Russ.)
- Le Bas M.J., Le Matrice R.W., Streckeisen A., Zanettin B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.*, **27**(3), 745-750.
- Lennykh V.I. (1978) Eclogite-glaucophane belt of the Southern Urals. Moscow, Nauka Publ., 160 p. (In Russ.)
- Lepezin G.G., Korolyuk V.N. (1985) Types of zonality in garnades. *Geologiya i geofizika*, (6), 71-79. (In Russ.)
- Likhanov I.I. (2020) Metamorphic indicators of geodynamic environments of collision, stretching and shear zones of the Earth's crust. *Petrologiya*, **28**(1), 4-22. (In Russ.)
- Liu I., Perchuk A.L., Ariskin A.A. (2019) High-impact metamorphism in the peridotite cumulate of the Marun-Keu complex, Polar Urals. *Petrologiya*, **27**(2), 138-160. (In Russ.)
- Maruyama S., Cho M., Liou J.G. (1986). Experimental investigation of blueschistgreenschist transition equilibria: pressure dependence of Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> contents in sodic amphiboles – a new geobarometer. *Geol. Soc. of America Memoir Blueschists and Eclogites*, **164**, 1-16.
- Miyashiro A. (1953) Calcium-poor garnet in relation to metamorphism. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **4**(4), 179-208.
- Molina J.F., Austrheim H., Glodny J., Rusin A. (2002) The eclogites of the Marun-Keu complex, Polar Urals (Russia): fluid control on reaction kinetics and metasomatism during highP metamorphism. *Lithos*, **61**(1), 55-78.
- Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on amphiboles of the International mineralogical association, commission on new minerals and mineral names (1997). *Canad. Miner.*, **35**, 219-246.
- Pearce J.A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Cambridge, Mass., Shiva Publishing Ltd., 230-249.
- Perchuk L.L. (1991) Derivation of a thermodynamically consistent set of geothermometers and geobarometers for metamorphic and magmatic rocks. *Progress in Metamorphic and Magmatic Petrology: A Memorial Volume in Honour of D.S. Korzhinskiy*. (Ed. by L.L. Perchuk). Cambridge, Cambridge University Press, 93-112.
- Petrov G.A. (2007) Conditions for the formation of complexes of the Main Ural fault zone in the Northern Urals. Ekaterinburg, UGGU, 181 p. (In Russ.)
- Petrov G.A. (2022) Geochemical features of volcanites of the northern part of the Tagil structure as a reflection of the evolution of the paleozone of subduction. *Lithosphere (Russia)*, **22**(6), 709-740. (In Russ.)

- Petrov G.A., Nasedkina V.A. (2008) On the problem of correlation of Middle Ordovician deposits in the zone of the Main Ural fault in the Northern and Middle Urals. *Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 155, 60-62. (In Russ.)
- Petrov G.A., Puchkov V.N. (1994) The Main Ural fault in the Northern Urals. *Geotektonika*, (1), 25-37. (In Russ.)
- Petrov G.A., Ronkin Yu.L., Maslov A.V., Svyazina I.A., Rybalka A.V., Lepikhina O.P. (2008) The time of the beginning of the collision in the Middle and Northern Urals. *Dokl. RAN*, **422**(3), 365-370. (In Russ.)
- Puchkov V.N. (2010) Geology of the Urals and the Urals (topical issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny). Ufa, Designpoligrafservice Publ., 280 p. (In Russ.)
- Pystin A.M. (1994) Polymetamorphic complexes of the western slope of the Urals. Saint Petersburg, Nauka Publ., 208 p. (In Russ.)
- Pystin A.M., Kushmanova E.V., Pystina Yu.I., Panfilov A.V. (2019) Age of protoliths and geochronology of metamorphism of the Nerkayu eclogite-shale complex of the Circumpolar Urals. *Vestn. Perm. un-ta. Geologiya*, **18**(2), 96-107. (In Russ.)
- Rusin A.I., Nikiforov O.B. (1991) Glaucophane-schist metamorphism of the Northern Urals. *Tr. IGG URO AN SSSR*, vyp. 138, 64-66. (In Russ.)
- Rusin A.I., Zvorygina A.A., Valizer P.M. (2021) Lawsonite eclogites and metasomatites of the Utarbaev Association of the Maksyutovsky complex. *Lithosphere (Russia)*, **21**(6), 867-883. (In Russ.)
- Salimgaraeva L.I., Berezin A.V. (2023) Granatites from the eclogite complex Marun-Keu (Polar Urals): geochemistry and problems of education. *Zap. Gorn. in-ta*, **262**, 509-525. (In Russ.)
- Selyatitsky A.Yu., Kulikova K.V. (2017) The first data on the manifestation of UHP metamorphism in the Polar Urals. *Dokl. RAN*, **476**(6), 681-684. (In Russ.)
- Shalaginov V.V. (1975) Glaucophane-containing shales of the eastern slope of the Northern Urals. *Tr. Sverdlovskogo Gorn. in-ta*, vyp. 116, 15-22. (In Russ.)
- Shatsky V.S., Simonov V.A., Yagoutts E. (2000) New data on the age of eclogites of the Polar Urals. *Dokl. RAN*, **371**(4), 519-523. (In Russ.)
- Sun S.-S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for the mantle composition and processes. *Magmatism in the oceanic basins*. (Ed. by A.D. Saunders, M.J. Norry). Geol. Soc. London. Spec. Publ., 313-345.
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) The continental crust: its composition and evolution. Cambridge, Mass., Blackwell, 312 p.
- Tsai Ch., Yoshiyuki Y., Ernst W.G. (2013) Diverse mineral compositions, textures, and metamorphic *P-T* conditions of the glaucophane-bearing rocks in the Tamayen mélange, Yuli belt, eastern Taiwan. *J. Asian Earth Sci.*, **63**, 218-233.
- Udovkina N.G. (1971) Eclogites of the Polar Urals. Moscow, Nauka Publ., 193 p. (In Russ.)
- Valizer P.M., Lennykh V.I. (1988) Amphiboles of the blue shales of the Urals. Moscow, Nauka Publ., 203 p. (In Russ.)
- Valizer P.M., Krasnobaev A.A., Rusin A.I., Zvorygina A.A. (2015) Garnet-glaucophane shales of the Tashli block of the Maksyutovsky complex (Southern Urals). *Lithosphere (Russia)*, (5), 51-70. (In Russ.)

УДК 551.73:550.93:549.514.81(234.851)

DOI: 10.24930/2500-302X-2025-25-3-506-520

## Первые результаты U-Pb-датирования детритового циркона из терригенных пород обейзской свиты Приполярного Урала: изотопный возраст и возможные источники сноса

О. В. Гракова<sup>1</sup>, А. М. Пыстин<sup>1</sup>, Е. В. Кушманова<sup>1</sup>, В. Б. Хубанов<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, 167982, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54, e-mail: ovgrakova@geo.komisc.ru

<sup>2</sup>Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, 670047, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновская, 6а

Поступила в редакцию 15.08.2024 г., принята к печати 04.10.2024 г.

**Объект исследований.** Нижнепалеозойские терригенные отложения северной части Ляпинского антиклинория на Приполярном Урале. **Материал и методы.** Из кварцитопесчаников обейзской свиты, залегающей в нижней части палеозойского разреза рассматриваемой территории, выделена монофракция зерен детритового циркона и выполнены их оптические и изотопно-геохронологические U-Pb (LA-SF-ICP-MS) исследования. **Результаты.** На основании анализа распределения возрастных значений зерен циркона с учетом их морфологических особенностей, внутреннего строения и геохимических характеристик установлено наличие четырех возрастных популяций этого минерала, показаны вероятные источники сноса терригенного материала и уточнен возраст формирования обейзской свиты. **Выводы.** По имеющимся палеонтологическим (для перекрывающих отложений) и вновь полученным изотопно-геохронологическим данным, обейзская свита имеет раннеордовикский (тремадокско-флоский) возраст. В формировании свиты участвовали главным образом местные источники сноса терригенного материала – близрасположенные массивы гранитов и гранодиоритов. В качестве источника сноса перетолженной кластики выступали в основном подстилающие терригенные отложения мороинской свиты (RF<sub>3</sub>) и алькесвожской толщи (Є<sub>3</sub>-O<sub>1</sub>).

**Ключевые слова:** Приполярный Урал, нижнепалеозойские терригенные комплексы, источники сноса, детритовые цирконы

### Источник финансирования

Работа выполнена в рамках государственной темы НИР ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН “Глубинное строение, геодинамическая эволюция, взаимодействие геосфер, магматизм, метаморфизм и изотопная геохронология Тимано-Североуральского сегмента литосферы” (номер госрегистрации 122040600012-2)

## First results of U-Pb dating of detrital zircon from terrigenous rocks of the Obeiz Formation of the Subpolar Urals: isotope age and possible provenance sources

Oksana V. Grakova<sup>1</sup>, Alexandr M. Pystin<sup>1</sup>, E.V. Kushmanova<sup>1</sup>, Valentin B. Khubanov<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Institute of Geology, Komi Science Center UB RAS, 54 Pervomaiskaya st., Syktyvkar 167982, Russia, e-mail: ovgrakova@geo.komisc.ru

<sup>2</sup>N.L. Dobretsov Geological Institute, SB RAS, 6a Sakhyanovskaya st., Ulan-Ude 670047, Russia

Received 15.08.2024, accepted 04.10.2024

**Research subject.** Lower Paleozoic terrigenous deposits of the northern part of the Lyapin anticlinorium in the Subpolar Urals. **Materials and methods.** From the quartzite sandstones of the Obeiz Formation, which lies in the lower part of the Paleozoic section of the area under consideration, a monofraction of detrital zircon grains was isolated and their optical and isotope-geochronological U-Pb (LA-SF-ICP-MS) studies were carried out. **Results.** The analysis of the distribution of age values of zircon grains, taking into account their morphological features, revealed the internal structure and geochemical characteristics, the presence of four age populations of this mineral. Probable sources of the removal of terrigenous material were shown, and the age of formation of the Obeiz Formation was clarified. **Conclusions.** According to the available paleontological (for the overlying sediments) and newly obtained isotope-geochronological data, the

**Для цитирования:** Гракова О.В., Пыстин А.М., Кушманова Е.В., Хубанов В.Б. (2025) Первые результаты U-Pb-датирования детритового циркона из терригенных пород обейзской свиты Приполярного Урала: изотопный возраст и возможные источники сноса. *Литосфера*, 25(3), 506–520. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-3-506-520>. EDN: EMXUMM

**For citation:** Grakova O.V., Pystin A.M., Kushmanova E.V., Khubanov V.B. (2025) First results of U-Pb dating of detrital zircon from terrigenous rocks of the Obeiz Formation of the Subpolar Urals: isotope age and possible provenance sources. *Lithosphere (Russia)*, 25(3), 506–520. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-3-506-520>. EDN: EMXUMM

© О.В. Гракова, А.М. Пыстин, Е.В. Кушманова, В.Б. Хубанов, 2025

Obeiz Formation is of Early Ordovician (Tremadocian-Floian). Clastic material entered the sedimentation area mainly from local sources of sediment, i.e., nearby massifs of granites and granodiorites. The source of redeposited clastic material was mainly the underlying terrigenous sediments of the Moroi Formation (RF<sub>3</sub>) and Alkesvozh Formation (Є<sub>3</sub>-O<sub>1</sub>).

**Keywords:** Subpolar Urals, Lower Paleozoic terrigenous complexes, provenance sources, detrital zircons

#### Funding information

The work was carried out within the framework of the state assignment of the Institute of Geology FRC Komi SC Ur Br RAS "Deep structure, geodynamic evolution, interaction of geospheres, magmatism, metamorphism and isotope geochronology of the Timan-Severouralsk segment of the lithosphere" (No. 122040600012-2)

## ВВЕДЕНИЕ

В последние годы опубликован ряд статей по результатам U-Pb изотопного датирования детритового циркона из нижнепалеозойских рифтогенных комплексов северного сегмента Западно-Уральской мегазоны, знаменующих ранние этапы эволюции уралит (Соболева и др., 2012, 2017; Никулова и др., 2016; Маслов и др., 2018; Никулова, Соболева, 2019; Никулова, Хубанов, 2022). Установлено, что в этих комплексах доминирующая роль среди детритовых цирконов принадлежит зернам с вендско-кембрийскими датировками, присутствуют также раннеордовикские, рифейские и раннепротерозойские цирконы. В единичных случаях отмечаются цирконы с архейскими датировками. Все нижнепалеозойские терригенные породы этой части Урала в целом похожи как по диапазонам датировок детритовых цирконов, так и по характеру распределения возрастов (Соболева и др., 2017). Предполагается, что преобладающий в породах циркон с вендско-кембрийскими датировками образовался преимущественно за счет аккумуляции продуктов размыва коллизионных и островодужных образований орогена Протоуралит-Тиманид. Древние (более 1.0 млрд лет) зерна циркона в раннепалеозойский бассейн осадконакопления могли поступать из кристаллических пород фундамента Восточно-Европейской платформы: Фенноскандии и Среднерусского орогена, а также их поставщиком мог быть рециклированный обломочный материал верхнерифейско-вендских отложений. Наличие небольшого количества позднекембрийско-раннеордовикских зерен циркона связывается с проявлением конседиментационного магматизма, сопровождавшего континентальный рифтогенез.

Некоторые различия в распределении U-Pb изотопных возрастов детритового циркона из нижнепалеозойских рифтогенных комплексов разных районов севера Урала могут быть связаны с разным составом и возрастом местных источников кластики, а также разной ролью и, возможно, расположением удаленных источников обломочного материала. На Полярном и Приполярном Урале это могли быть преимущественно поздне-рифейско-вендские островодужные и поздневендско-раннекембрийские орогенные магматические комплексы тиманид. На Северном Урале широкое распространение в нижнепалеозойских толщах детритовых цирконов ранне-, среднерифейского и карельского возраста в существенной мере может быть связано с рециклингом распространенных толщ (Маслов и др., 2018). В северной части Приполярного Урала, в бассейне р. Кожим, вскрывается один из наиболее полных и хорошо изученных разрезов палеозоя Западно-Уральской мегазоны. Нижнепалеозойские рифтогенные образования представлены здесь обеизской свитой. К настоящему времени опубликованы первые U-Pb изотопные датировки зерен детритового циркона из фрагментарно подстилающих обеизскую свиту терригенных образований – продуктов перемыва кембрийских (?) кор выветривания (Никулова, Хубанов, 2022), выделяемых как алькесвожская толща или свита. Собственно по обеизской свите, сопоставимой по вещественному составу и стратиграфической позиции с другими нижнепалеозойскими рифтогенными толщами северной части Урала (погурейской свитой и базальными горизонтами манитаньрдской серии Полярного Урала, тельпосской и санхапнерской свитами Северного Урала), U-Pb изотопные возрастные определения получе-



ны впервые. Уточнение возраста обеизской свиты, возможного положения источников сноса терригенного материала и оценка роли разных источников при формировании отложений даст возможность получить более полную картину об особенностях ранних этапов эволюции уралид.

## СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СТРОЕНИЕ ОБЕИЗСКОЙ СВИТЫ

Обеизская свита впервые выделена Г.А. Черновым (1948) в районе хр. Обеиз в северной части Приполярного Урала. В дальнейшем она, в соответствии со стратиграфической схемой К.А. Львова (1959), картировалась как тельпосская свита. По рекомендации VI Уральского межведомственного стратиграфического совещания (VI УрМСС) за этими отложениями закреплено приоритетное название “обеизская свита” (Стратиграфические схемы..., 1993).

Обеизская свита слагает крупные хребты: Зап. и Вост. Саледы, Малдынырд, Росомаха, Бол. и Мал. Чендер, район горы Народная. Залегает с размывом и угловым несогласием на образованиях верхнего протерозоя, которые представлены (снизу вверх) пуйвинской, хобеинской, мороинской свитами верхнего рифея и саблегорской свитой верхнего рифея–нижнего венда, а также интрузиями гранитоидов, гранодиоритов и габбро-долеритов позднерифейско-вендского возраста (рис. 1).

В основании обеизской свиты фрагментарно выделяется маломощная (первые метры – 150 м) грубообломочная алькесвожская толща, которой многими исследователями придается ранг свиты (Ефанова, Повонская, 1999; Государственная..., 2007, 2013). Толща содержит продукты перемыва кор выветривания – апоалевритовые и апоглинитовые сланцы с пиррофиллитом, парагонитом, диаспором, фукситом.

Недавно получены первые U-Pb определения возраста детритового циркона из слюдистого песчаника этой толщи (Никулова, Хубанов, 2022), позволившие указанным авторам оценить возраст отложений как позднекембрийско-раннеордовикский.

Собственно обеизская свита (в трактовке VI УрМСС) залегает согласно на алькесвожской толще или, чаще, с размывом и угловым несогласием на верхнепротеройских образованиях; sporadически в зоне контакта отмечается метаморфизованная кора выветривания. Свита представлена кварцевыми и олигомиктовыми песчаниками, конгломератами, гравелитами, алевролитами, филлитовидными сланцами. Мощность ее очень изменчива: от 200 м на палеогорстах до 1800 м в палеограбнях. Характерны фациальные замещения и выклинивание отдельных пачек и пластов. Выделяются два типа разрезов обеизской свиты: 1) мощ-

ный (полный) ритмично построенный тип разреза с трехчленным строением, каждая из трех толщ в котором начинается относительно грубообломочными породами (конгломератами, гравелитами) и заканчивается песчаниками и алевролитами; 2) сокращенный тип разреза, сложенный монотонной толщей светло-серых мелко- и среднезернистых кварцитопесчаников, сопоставимый с верхней толщей полного разреза. В пределах изученного нами района (см. рис. 1) наиболее полный разрез распространен в его северо-восточной части на северо-западном склоне и северном замыкании хр. Россомаха, сокращенный разрез прослеживается по левобережью р. Пелингичей в ее нижнем течении, в междуречье Мал. Лапчавож и Мал. Каталамбию и верхнем течении р. Мал. Каталамбию.

Нижеордовикский возраст свиты принимается по ее согласному залеганию под фаунистически охарактеризованной саледской свитой. В схеме IV УрМСС саледская свита соответствует индусскому горизонту верхнего аренига (Стратиграфические схемы..., 1993) и, согласно уточненному варианту Общей стратиграфической шкалы и Стратиграфическому кодексу России (2019), относится к среднему ордовика (дапинскому ярусу).

Граница между обеизской и саледской свитами проводится по смене серой окраски пород на зеленовато-серую и появлению в разрезе известковистых кварц-полевошпатовых песчаников. Саледская свита сложена мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и сланцами, которые далее вверх по разрезу сменяются карбонатными отложениями кожимской свиты среднего ордовика.

## МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изучен разрез обеизской свиты в верхнем течении р. Мал. Каталамбию, где можно наблюдать ее взаимоотношения с ниже- и вышезалегающими образованиями. Здесь обеизская свита, представленная сокращенным типом разреза и сложенная в основном кварцитопесчаниками, прослеживается вдоль небольшого массива гранодиоритов протяженностью 5.7 км при ширине выхода 250–350 м. К северо-западу от массива кварцитопесчаники с размывом залегают на гранодиоритах и согласно перекрываются алевролитами саледской свиты. U-Pb возраст гранодиоритов  $578 \pm 4$  млн лет (SHRIMP-II, циркон, по (Пыстин, Пыстина, 2008)). Мощность обеизской свиты около 200 м, азимут падения слоистости  $270\text{--}280^\circ$  при угле падения  $40\text{--}50^\circ$ . К юго-востоку от массива контакт гранодиоритов с породами обеизской свиты тектонический.

Проба В-17 для датирования циркона отобрана на правом берегу р. Мал. Каталамбию из крупноглыбового элювиального развала кварцитопесчаников вблизи контакта с саледской свитой (СШ  $65^\circ 15' 47.9''$ , ВД  $60^\circ 42' 14.8''$ ). Породы характеризу-

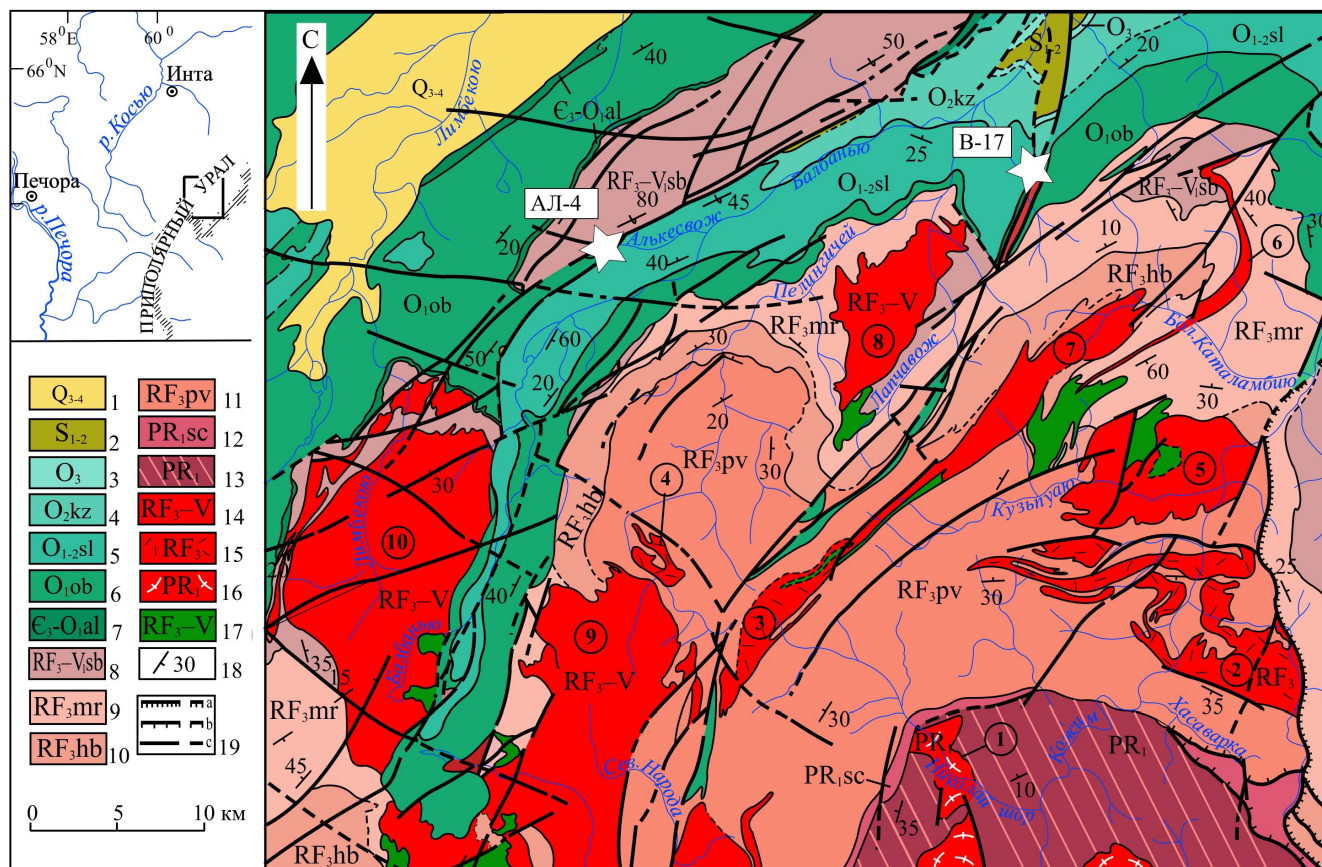


Рис. 1. Геологическая карта северной части Приполярного Урала, по (Пыстин и др., 2022).

1 – верхнечетвертичные-современные отложения ( $Q_{3-4}$ ), 2 – силурийские отложения ( $S_{1-2}$ ), 3 – верхнеордовикские отложения ( $O_3$ ), 4 – кожимская свита ( $O_2$ ), 5 – салецкая свита ( $O_{1-2}$ ), 6 – обейзская свита ( $O_1$ ), 7 – алькесвожская толща ( $C_3-O_1$ ), 8 – салегорская свита ( $RF_3-V_1$ ), 9 – мороинская свита ( $RF_3$ ), 10 – хобейнская свита ( $RF_3$ ), 11 – пуйвинская свита ( $RF_3$ ), 12 – шокоруринская свита ( $PR_1$ ), 13 – няртинский комплекс ( $PR_1$ ), 14–16 – гранитоидные комплексы: 14 – сальнеро-маньхамбовский ( $RF_3-V$ ), 15 – кожимский ( $RF_3$ ), 16 – николайшорский ( $PR_1$ ); 17 – хаталамбинский габбро-долеритовый комплекс ( $RF_3-V$ ), 18 – элементы залегания плоскостных структур (слоистости, полосчатости, сланцеватости), 19 – тектонические границы: а – шарьяжи и надвиги, б – взбросы и сбросы, с – крутопадающие дизъюнктивы. Гранитные массивы (цифры в кружочках): 1 – николайшорский, 2 – кожимский, 3 – лапчинский, 4 – сюрасьрузский, 5 – кузпуаюский, 6 – санашорский, 7 – хаталамбинский, 8 – лапчавожский, 9 – народинский, 10 – малдинский. Белые звездочки – места отбора и номера проб.

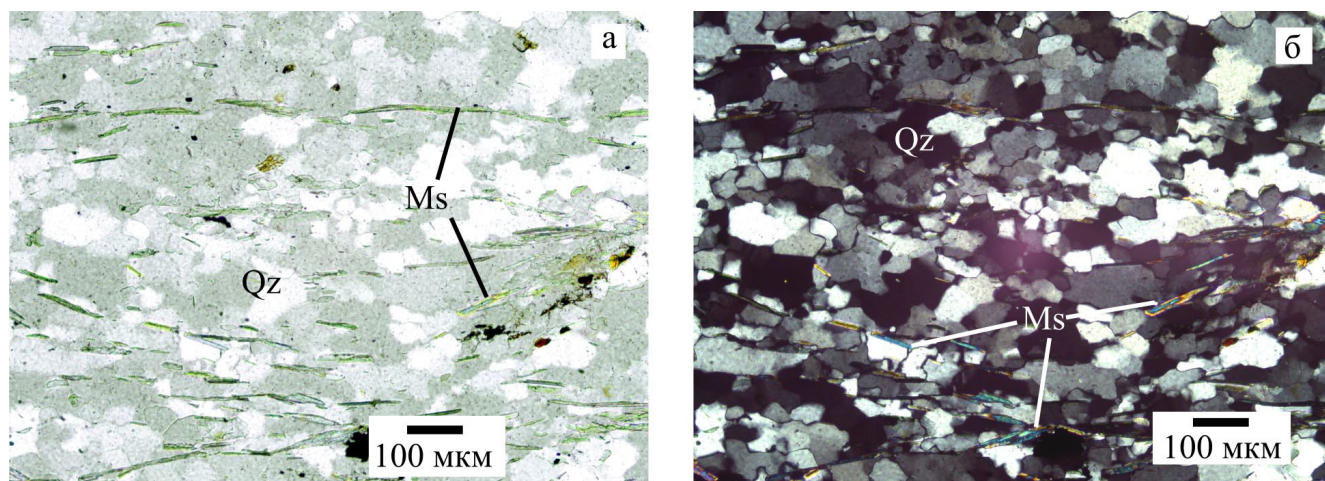
Fig. 1. Geological map of the northern part of the Subpolar Urals.

1 – Upper Quaternary-Modern sediments ( $Q_{3-4}$ ), 2 – Silurian sediments ( $S_{1-2}$ ), 3 – Upper Ordovician sediments ( $O_3$ ), 4 – Kozhimskii Formation ( $O_2$ ), 5 – Saledskii Formation ( $O_{1-2}$ ), 6 – Obyizskii Formation ( $O_1$ ), 7 – Alkesvozhskii Formation ( $C_3-O_1$ ), 8 – Sablegorskii Formation ( $RF_3-V_1$ ), 9 – Moroiniskii Formation ( $RF_3$ ), 10 – Khibeinskii Formation ( $RF_3$ ), 11 – Puivinskii Formation ( $RF_3$ ), 12 – Shchokuryinskii metamorphic complex ( $PR_1$ ), 13 – Nikolaishorskii metamorphic complex ( $PR_1$ ), 14–16 – granitoid complexes: 14 – Salnero-Mankhambovskii ( $RF_3-V$ ), 15 – Kozhimskii ( $RF_3$ ), 16 – Nikolaishorskii ( $PR_1$ ); 17 – Khatalambinskii gabbro-dolerite complex ( $RF_3-V$ ); 18 – elements of occurrence of planar structures (bedding, banding, schistosity); 19 – tectonic boundaries: a – nodules and thrust faults, b – faults and faults dew, c – steeply dipping disjunctives. Granite massifs (numbers in circles): 1 – Nikolaishorsky, 2 – Kozhimsky, 3 – Lapchinsky, 4 – Syurasruzsky, 5 – Kuzpuayusky, 6 – Sanashorsky, 7 – Khatalambisky, 8 – Lapchavozhsky, 9 – Narodninsky, 10 – Maldinsky. White stars are sampling locations and sample numbers.

ются сланцеватой текстурой, лепидогранобластовой структурой и состоят из кварца (90–95%) и мусковита (5–10%) (рис. 2). Сланцеватость развивается согласно слоистости. Мусковит располагается в виде чешуек и полос и подчеркивает сланцеватость и слоистость. Акцессорные минералы представлены цирконом, турмалином, рутилом,

апатитом, отмечаются хромшпинелиды, амфиболы, гематит и магнетит. Химический состав породы, мас. %:  $SiO_2$  – 92.78,  $TiO_2$  – 0.34,  $Al_2O_3$  – 3.04,  $Fe_2O_{3общ}$  – 1.68,  $CaO$  – 0.1,  $MgO$  – 0.3,  $K_2O$  – 0.86,  $Na_2O$  – 0.13,  $P_2O_5$  – 0.03,  $H_2O$  – 0.16.

Проба массой 2.5 кг была измельчена в ступе до размера <0.25 мм и промыта в проточной водопро-



**Рис. 2.** Кварциты обейзской свиты.

а – в проходящем свете, б – в отраженном свете. Q – кварц, Ms – мусковит.

**Fig. 2.** Quartzites of the Obyizskii Formation.

а – in transmitted light, б – in reflected light. Q – quartz, Ms – muscovite.

водной воде до серого шлиха. Полученный серый шлик разделен на фракции с использованием бромформа, магнитной и электромагнитной сепарации. Извлеченные под биноклем зерна циркона из тяжелой немагнитной фракции изучались в проходящем и отраженном свете с помощью поляризационного микроскопа БиОптик СР-400. Морфологические особенности цирконов изучались с помощью сканирующего электронного микроскопа TESCAN VEGA3 LMN с энергодисперсионной приставкой X-MAX50 mm Oxford instruments при ускоряющем напряжении 20 кВ, диаметре зонда 180 нм и области возбуждения до 5 мкм и сканирующего электронного микроскопа JSM-6400 с энергетическим спектрометром Link с ускоряющим напряжением и током на образцах – 20 кВ и  $2 \times 10^{-9}$  А соответственно и сертифицированными стандартами фирмы “Microspec”. Католюминесцентные изображения цирконов получены с использованием СЭМ ThermoFischer Scientific Axia ChemiSEM с выдвижным детектором католюминесценции RGB с диапазоном обнаружения длин волн 350–850 нм. Все перечисленные исследования выполнены в ЦКП “Геонаука” Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар).

Изотопные исследования циркона выполнены U-Pb (LA-SF-ICP-MS) методом, реализованным на базе одноколлекторного магнитно-секторного масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой Element XR и устройства лазерной абляции UP-213 в ЦКП “Геоспектр” ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ). Технология пробоподготовки, анализ и расчет возраста изложены в работе В.Б. Ху-

банова с соавторами (2016). В качестве внешнего стандарта использовался цирконовый эталон 91500 (Wiedenbeck et al., 1995). Обработка данных масс-спектрометрического анализа выполнена с помощью программы Glitter, разработанной Австралийским научным центром GEMOC при Университете Маккьюри (Van Achterbergh et al., 2001; Griffin et al., 2008). Для построения U-Pb диаграмм с конкордией использовался макрос Isoplot 3 (Ludwig, 2012) для программы Microsoft Excel.

При интерпретации изотопных датировок зерен циркона мы исходили из того, что они соответствуют возрасту протолитов пород, слагающих источники сноса терригенного материала. При этом нижний возрастной предел процессов осадконакопления, сформировавших рассматриваемые отложения, определяют минимальные изотопные датировки.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Проанализировано 90 зерен циркона (возраст определялся из центральной части зерна в наименее трещиноватой зоне), 5 анализов с высокой дискордантностью ( $D > 10\%$ ) исключены из рассмотрения. Результаты изотопных анализов оставшихся 85 зерен циркона приведены в табл. 1, а гистограмма распределения U-Pb возрастов с графиком плотности вероятности на рис. 3а. На этом же рисунке в целях сравнения приведена соответствующая гистограмма и график из пород подстилающей алькесвожской толщи (рис. 3б). Циркон с самой древней датировкой имеет раннепротерозой-



**Таблица 1.** Результаты U-Pb (LA-SF-ICP-MS) датирования цирконов из пород обеизской свиты

**Table 1.** Results of U-Pb (LA-SF-ICP-MS) dating of zircons from the rocks of the Obeiz suite

| № ан. | Th/U | Изотопные отношения $\pm 1\sigma$ (1 $\sigma$ ) |                                   | Rho | Возраст $\pm 1\sigma$ , млн лет  |                                   | D, % | Морфотип циркона |
|-------|------|-------------------------------------------------|-----------------------------------|-----|----------------------------------|-----------------------------------|------|------------------|
|       |      | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$                | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ |     | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ |      |                  |
| 1     | 0.74 | 0.0808 $\pm$ 0.8                                | 0.0628 $\pm$ 1.1                  | 0.4 | 501 $\pm$ 4                      | 700 $\pm$ 35                      | 7    | I                |
| 2     | 1.16 | 0.0809 $\pm$ 0.8                                | 0.0635 $\pm$ 1.3                  | 0.3 | 501 $\pm$ 5                      | 725 $\pm$ 44                      | 8    |                  |
| 3     | 0.55 | 0.0817 $\pm$ 0.7                                | 0.0573 $\pm$ 0.7                  | 0.5 | 506 $\pm$ 4                      | 502 $\pm$ 26                      | 0    |                  |
| 4     | 0.80 | 0.0827 $\pm$ 0.8                                | 0.0574 $\pm$ 0.9                  | 0.4 | 512 $\pm$ 4                      | 507 $\pm$ 32                      | 0    |                  |
| 5     | 0.94 | 0.0829 $\pm$ 0.8                                | 0.0634 $\pm$ 1.1                  | 0.4 | 514 $\pm$ 5                      | 721 $\pm$ 37                      | 8    |                  |
| 6     | 0.53 | 0.0834 $\pm$ 0.8                                | 0.0575 $\pm$ 0.8                  | 0.4 | 516 $\pm$ 4                      | 511 $\pm$ 29                      | 0    |                  |
| 7     | 0.74 | 0.0833 $\pm$ 0.8                                | 0.0580 $\pm$ 0.9                  | 0.4 | 516 $\pm$ 5                      | 530 $\pm$ 34                      | 0    |                  |
| 8     | 1.07 | 0.0837 $\pm$ 0.8                                | 0.0605 $\pm$ 1.4                  | 0.3 | 518 $\pm$ 5                      | 621 $\pm$ 50                      | 4    |                  |
| 9     | 0.90 | 0.0840 $\pm$ 0.8                                | 0.0602 $\pm$ 1.2                  | 0.3 | 520 $\pm$ 5                      | 610 $\pm$ 44                      | 3    |                  |
| 10    | 1.33 | 0.0842 $\pm$ 0.8                                | 0.0593 $\pm$ 0.9                  | 0.4 | 521 $\pm$ 5                      | 576 $\pm$ 34                      | 2    |                  |
| 11    | 0.94 | 0.0843 $\pm$ 0.8                                | 0.0584 $\pm$ 0.8                  | 0.5 | 522 $\pm$ 5                      | 543 $\pm$ 30                      | 1    |                  |
| 12    | 0.74 | 0.0844 $\pm$ 0.8                                | 0.0581 $\pm$ 1.3                  | 0.3 | 523 $\pm$ 5                      | 531 $\pm$ 50                      | 0    |                  |
| 13    | 0.80 | 0.0846 $\pm$ 0.8                                | 0.0618 $\pm$ 1.2                  | 0.3 | 524 $\pm$ 5                      | 668 $\pm$ 41                      | 5    |                  |
| 14    | 0.74 | 0.0847 $\pm$ 0.8                                | 0.0636 $\pm$ 1.3                  | 0.3 | 524 $\pm$ 5                      | 727 $\pm$ 44                      | 7    |                  |
| 15    | 1.54 | 0.0849 $\pm$ 0.8                                | 0.0580 $\pm$ 1.0                  | 0.4 | 525 $\pm$ 5                      | 530 $\pm$ 38                      | 0    |                  |
| 16    | 0.85 | 0.0853 $\pm$ 0.8                                | 0.0574 $\pm$ 0.7                  | 0.5 | 528 $\pm$ 4                      | 505 $\pm$ 25                      | -1   |                  |
| 17    | 1.88 | 0.0854 $\pm$ 0.8                                | 0.0576 $\pm$ 1.0                  | 0.4 | 528 $\pm$ 5                      | 513 $\pm$ 37                      | -1   |                  |
| 18    | 1.03 | 0.0853 $\pm$ 0.8                                | 0.0604 $\pm$ 0.9                  | 0.4 | 528 $\pm$ 5                      | 618 $\pm$ 32                      | 3    |                  |
| 19    | 0.91 | 0.0854 $\pm$ 0.8                                | 0.0607 $\pm$ 1.0                  | 0.4 | 528 $\pm$ 5                      | 629 $\pm$ 36                      | 4    |                  |
| 20    | 0.82 | 0.0856 $\pm$ 0.8                                | 0.0577 $\pm$ 0.8                  | 0.4 | 529 $\pm$ 5                      | 517 $\pm$ 32                      | 0    |                  |
| 21    | 0.90 | 0.0858 $\pm$ 0.8                                | 0.0592 $\pm$ 1.0                  | 0.4 | 530 $\pm$ 5                      | 574 $\pm$ 35                      | 2    |                  |
| 22    | 0.82 | 0.0868 $\pm$ 0.8                                | 0.0580 $\pm$ 0.7                  | 0.5 | 536 $\pm$ 5                      | 528 $\pm$ 25                      | 0    | II               |
| 23    | 1.20 | 0.0869 $\pm$ 0.8                                | 0.0576 $\pm$ 0.8                  | 0.5 | 537 $\pm$ 5                      | 514 $\pm$ 28                      | -1   |                  |
| 24    | 1.11 | 0.0871 $\pm$ 0.8                                | 0.0592 $\pm$ 0.9                  | 0.4 | 538 $\pm$ 5                      | 575 $\pm$ 33                      | 1    |                  |
| 25    | 0.63 | 0.0871 $\pm$ 0.8                                | 0.0609 $\pm$ 0.9                  | 0.4 | 538 $\pm$ 5                      | 636 $\pm$ 30                      | 3    |                  |
| 26    | 2.01 | 0.0872 $\pm$ 0.8                                | 0.0582 $\pm$ 0.7                  | 0.5 | 539 $\pm$ 5                      | 536 $\pm$ 28                      | 0    |                  |
| 27    | 0.78 | 0.0872 $\pm$ 0.8                                | 0.0590 $\pm$ 0.8                  | 0.4 | 539 $\pm$ 5                      | 566 $\pm$ 29                      | 1    |                  |
| 28    | 0.50 | 0.0873 $\pm$ 0.8                                | 0.0572 $\pm$ 0.6                  | 0.5 | 540 $\pm$ 5                      | 498 $\pm$ 25                      | -2   |                  |
| 29    | 1.23 | 0.0873 $\pm$ 0.8                                | 0.0601 $\pm$ 1.2                  | 0.3 | 540 $\pm$ 5                      | 607 $\pm$ 44                      | 2    |                  |
| 30    | 0.63 | 0.0878 $\pm$ 0.8                                | 0.0603 $\pm$ 0.8                  | 0.4 | 542 $\pm$ 5                      | 614 $\pm$ 29                      | 3    |                  |
| 31    | 3.14 | 0.0879 $\pm$ 0.8                                | 0.0576 $\pm$ 0.7                  | 0.5 | 543 $\pm$ 5                      | 512 $\pm$ 28                      | -1   |                  |
| 32    | 1.63 | 0.0879 $\pm$ 0.8                                | 0.0596 $\pm$ 1.1                  | 0.4 | 543 $\pm$ 5                      | 589 $\pm$ 38                      | 2    |                  |
| 33    | 0.63 | 0.0881 $\pm$ 0.8                                | 0.0586 $\pm$ 1.0                  | 0.4 | 544 $\pm$ 5                      | 553 $\pm$ 36                      | 0    |                  |
| 34    | 1.26 | 0.0883 $\pm$ 0.8                                | 0.0577 $\pm$ 0.9                  | 0.4 | 546 $\pm$ 5                      | 517 $\pm$ 35                      | -1   |                  |
| 35    | 0.76 | 0.0885 $\pm$ 0.8                                | 0.0597 $\pm$ 1.0                  | 0.4 | 546 $\pm$ 5                      | 593 $\pm$ 36                      | 2    |                  |
| 36    | 0.66 | 0.0886 $\pm$ 0.9                                | 0.0637 $\pm$ 1.3                  | 0.3 | 547 $\pm$ 5                      | 731 $\pm$ 42                      | 7    |                  |
| 37    | 0.62 | 0.0888 $\pm$ 0.9                                | 0.0608 $\pm$ 1.3                  | 0.3 | 548 $\pm$ 5                      | 631 $\pm$ 45                      | 3    |                  |
| 38    | 0.95 | 0.0890 $\pm$ 0.8                                | 0.0580 $\pm$ 0.8                  | 0.4 | 550 $\pm$ 5                      | 528 $\pm$ 32                      | -1   |                  |
| 39    | 0.81 | 0.0893 $\pm$ 0.8                                | 0.0580 $\pm$ 0.8                  | 0.5 | 551 $\pm$ 5                      | 531 $\pm$ 29                      | -1   |                  |
| 40    | 0.91 | 0.0892 $\pm$ 0.8                                | 0.0595 $\pm$ 0.8                  | 0.5 | 551 $\pm$ 5                      | 584 $\pm$ 29                      | 1    |                  |
| 41    | 1.42 | 0.0896 $\pm$ 0.8                                | 0.0586 $\pm$ 0.8                  | 0.4 | 553 $\pm$ 5                      | 552 $\pm$ 29                      | 0    |                  |
| 42    | 0.95 | 0.0895 $\pm$ 0.9                                | 0.0593 $\pm$ 1.3                  | 0.3 | 553 $\pm$ 5                      | 579 $\pm$ 45                      | 1    |                  |
| 43    | 1.10 | 0.0895 $\pm$ 0.9                                | 0.0604 $\pm$ 1.2                  | 0.3 | 553 $\pm$ 5                      | 618 $\pm$ 43                      | 2    |                  |
| 44    | 0.65 | 0.0896 $\pm$ 0.9                                | 0.0634 $\pm$ 1.3                  | 0.3 | 553 $\pm$ 5                      | 722 $\pm$ 42                      | 6    |                  |
| 45    | 0.65 | 0.0897 $\pm$ 0.8                                | 0.0608 $\pm$ 0.9                  | 0.4 | 554 $\pm$ 5                      | 630 $\pm$ 31                      | 3    |                  |
| 46    | 0.25 | 0.0899 $\pm$ 0.8                                | 0.0575 $\pm$ 0.7                  | 0.5 | 555 $\pm$ 5                      | 510 $\pm$ 26                      | -2   |                  |
| 47    | 1.01 | 0.0898 $\pm$ 0.9                                | 0.0633 $\pm$ 1.6                  | 0.3 | 555 $\pm$ 5                      | 717 $\pm$ 51                      | 6    |                  |
| 48    | 1.16 | 0.0902 $\pm$ 0.8                                | 0.0589 $\pm$ 1.0                  | 0.4 | 556 $\pm$ 5                      | 562 $\pm$ 37                      | 0    |                  |
| 49    | 0.63 | 0.0900 $\pm$ 0.9                                | 0.0604 $\pm$ 1.1                  | 0.3 | 556 $\pm$ 5                      | 616 $\pm$ 40                      | 2    |                  |
| 50    | 1.08 | 0.0900 $\pm$ 0.9                                | 0.0622 $\pm$ 1.3                  | 0.3 | 556 $\pm$ 5                      | 681 $\pm$ 42                      | 4    |                  |
| 51    | 0.72 | 0.0901 $\pm$ 0.9                                | 0.0631 $\pm$ 1.3                  | 0.3 | 556 $\pm$ 5                      | 712 $\pm$ 44                      | 6    |                  |
| 52    | 0.65 | 0.0903 $\pm$ 0.9                                | 0.0582 $\pm$ 1.1                  | 0.3 | 557 $\pm$ 5                      | 537 $\pm$ 42                      | -1   |                  |

Таблица 1. Окончание

Table 1. Ending

| № ан. | Th/U | Изотопные отношения $\pm 1\sigma$ |                                   | Rho | Возраст $\pm 1\sigma$ , млн лет  |                                   | D, % | Морфотип циркона |
|-------|------|-----------------------------------|-----------------------------------|-----|----------------------------------|-----------------------------------|------|------------------|
|       |      | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ |     | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ |      |                  |
| 53    | 0.43 | $0.0903 \pm 0.8$                  | $0.0606 \pm 0.7$                  | 0.5 | $557 \pm 5$                      | $625 \pm 25$                      | 2    | II               |
| 54    | 0.72 | $0.0904 \pm 0.9$                  | $0.0620 \pm 1.3$                  | 0.3 | $558 \pm 5$                      | $674 \pm 43$                      | 4    |                  |
| 55    | 1.55 | $0.0906 \pm 0.8$                  | $0.0577 \pm 0.7$                  | 0.5 | $559 \pm 5$                      | $519 \pm 28$                      | -1   |                  |
| 56    | 0.77 | $0.0909 \pm 0.9$                  | $0.0609 \pm 1.1$                  | 0.4 | $561 \pm 5$                      | $635 \pm 37$                      | 3    |                  |
| 57    | 1.08 | $0.0911 \pm 0.8$                  | $0.0571 \pm 0.8$                  | 0.4 | $562 \pm 5$                      | $494 \pm 32$                      | -2   |                  |
| 58    | 2.36 | $0.0911 \pm 0.9$                  | $0.0647 \pm 1.3$                  | 0.3 | $562 \pm 5$                      | $765 \pm 43$                      | 7    |                  |
| 59    | 1.18 | $0.0913 \pm 0.8$                  | $0.0591 \pm 0.9$                  | 0.4 | $563 \pm 5$                      | $570 \pm 33$                      | 0    |                  |
| 60    | 1.17 | $0.0914 \pm 0.8$                  | $0.0572 \pm 0.7$                  | 0.5 | $564 \pm 5$                      | $499 \pm 28$                      | -2   |                  |
| 61    | 0.75 | $0.0915 \pm 0.9$                  | $0.0592 \pm 1.0$                  | 0.4 | $565 \pm 5$                      | $575 \pm 37$                      | 0    |                  |
| 62    | 0.86 | $0.0916 \pm 0.9$                  | $0.0603 \pm 1.3$                  | 0.3 | $565 \pm 5$                      | $613 \pm 47$                      | 2    |                  |
| 63    | 1.14 | $0.0916 \pm 0.9$                  | $0.0607 \pm 1.1$                  | 0.4 | $565 \pm 5$                      | $629 \pm 38$                      | 2    |                  |
| 64    | 0.87 | $0.0917 \pm 0.9$                  | $0.0658 \pm 1.1$                  | 0.4 | $565 \pm 5$                      | $801 \pm 36$                      | 9    |                  |
| 65    | 1.14 | $0.0918 \pm 0.8$                  | $0.0574 \pm 0.7$                  | 0.5 | $566 \pm 5$                      | $506 \pm 28$                      | -2   |                  |
| 66    | 2.36 | $0.0922 \pm 0.8$                  | $0.0577 \pm 0.7$                  | 0.5 | $568 \pm 5$                      | $517 \pm 26$                      | -2   |                  |
| 67    | 0.61 | $0.0922 \pm 0.8$                  | $0.0572 \pm 0.7$                  | 0.5 | $569 \pm 5$                      | $500 \pm 27$                      | -2   |                  |
| 68    | 0.68 | $0.0925 \pm 0.9$                  | $0.0584 \pm 1.0$                  | 0.4 | $570 \pm 5$                      | $545 \pm 38$                      | -1   |                  |
| 69    | 0.70 | $0.0928 \pm 0.9$                  | $0.0584 \pm 1.2$                  | 0.3 | $572 \pm 5$                      | $543 \pm 43$                      | -1   |                  |
| 70    | 0.52 | $0.0961 \pm 0.8$                  | $0.0617 \pm 0.7$                  | 0.5 | $591 \pm 5$                      | $663 \pm 24$                      | 2    | III              |
| 71    | 1.59 | $0.0983 \pm 0.9$                  | $0.0599 \pm 0.7$                  | 0.5 | $604 \pm 5$                      | $598 \pm 24$                      | 0    |                  |
| 72    | 0.48 | $0.0983 \pm 0.9$                  | $0.0606 \pm 0.8$                  | 0.4 | $604 \pm 5$                      | $625 \pm 29$                      | 1    |                  |
| 73    | 0.75 | $0.0987 \pm 0.9$                  | $0.0608 \pm 1.0$                  | 0.4 | $607 \pm 5$                      | $634 \pm 34$                      | 1    |                  |
| 74    | 0.51 | $0.1683 \pm 1.5$                  | $0.0720 \pm 0.8$                  | 0.5 | $1003 \pm 8$                     | $986 \pm 23$                      | -1   | IV               |
| 75    | 0.29 | $0.1777 \pm 1.6$                  | $0.0746 \pm 0.9$                  | 0.5 | $1054 \pm 9$                     | $1059 \pm 26$                     | 0    |                  |
| 76    | 0.26 | $0.1895 \pm 1.7$                  | $0.0777 \pm 0.9$                  | 0.5 | $1119 \pm 9$                     | $1138 \pm 22$                     | 1    |                  |
| 77    | 0.48 | $0.1987 \pm 1.8$                  | $0.0782 \pm 1.0$                  | 0.5 | $1168 \pm 10$                    | $1153 \pm 25$                     | -1   |                  |
| 78    | 0.28 | $0.2237 \pm 2.0$                  | $0.0838 \pm 0.9$                  | 0.5 | $1302 \pm 10$                    | $1287 \pm 22$                     | 0    |                  |
| 79    | 0.54 | $0.2245 \pm 2.0$                  | $0.0847 \pm 1.0$                  | 0.5 | $1306 \pm 11$                    | $1308 \pm 23$                     | 0    |                  |
| 80    | 0.50 | $0.2720 \pm 2.4$                  | $0.0959 \pm 1.1$                  | 0.5 | $1551 \pm 12$                    | $1546 \pm 21$                     | 0    |                  |
| 81    | 0.64 | $0.2912 \pm 2.6$                  | $0.1015 \pm 1.1$                  | 0.5 | $1648 \pm 13$                    | $1651 \pm 21$                     | 0    |                  |
| 82    | 0.73 | $0.2954 \pm 2.6$                  | $0.1016 \pm 1.1$                  | 0.5 | $1668 \pm 13$                    | $1653 \pm 21$                     | 0    |                  |
| 83    | 0.81 | $0.3000 \pm 2.6$                  | $0.1197 \pm 1.3$                  | 0.5 | $1691 \pm 13$                    | $1952 \pm 19$                     | 7    |                  |
| 84    | 0.43 | $0.4008 \pm 3.5$                  | $0.1557 \pm 1.7$                  | 0.5 | $2173 \pm 16$                    | $2410 \pm 18$                     | 6    |                  |
| 85    | 0.08 | $0.4290 \pm 3.7$                  | $0.1595 \pm 1.7$                  | 0.6 | $2301 \pm 17$                    | $2451 \pm 18$                     | 3    |                  |

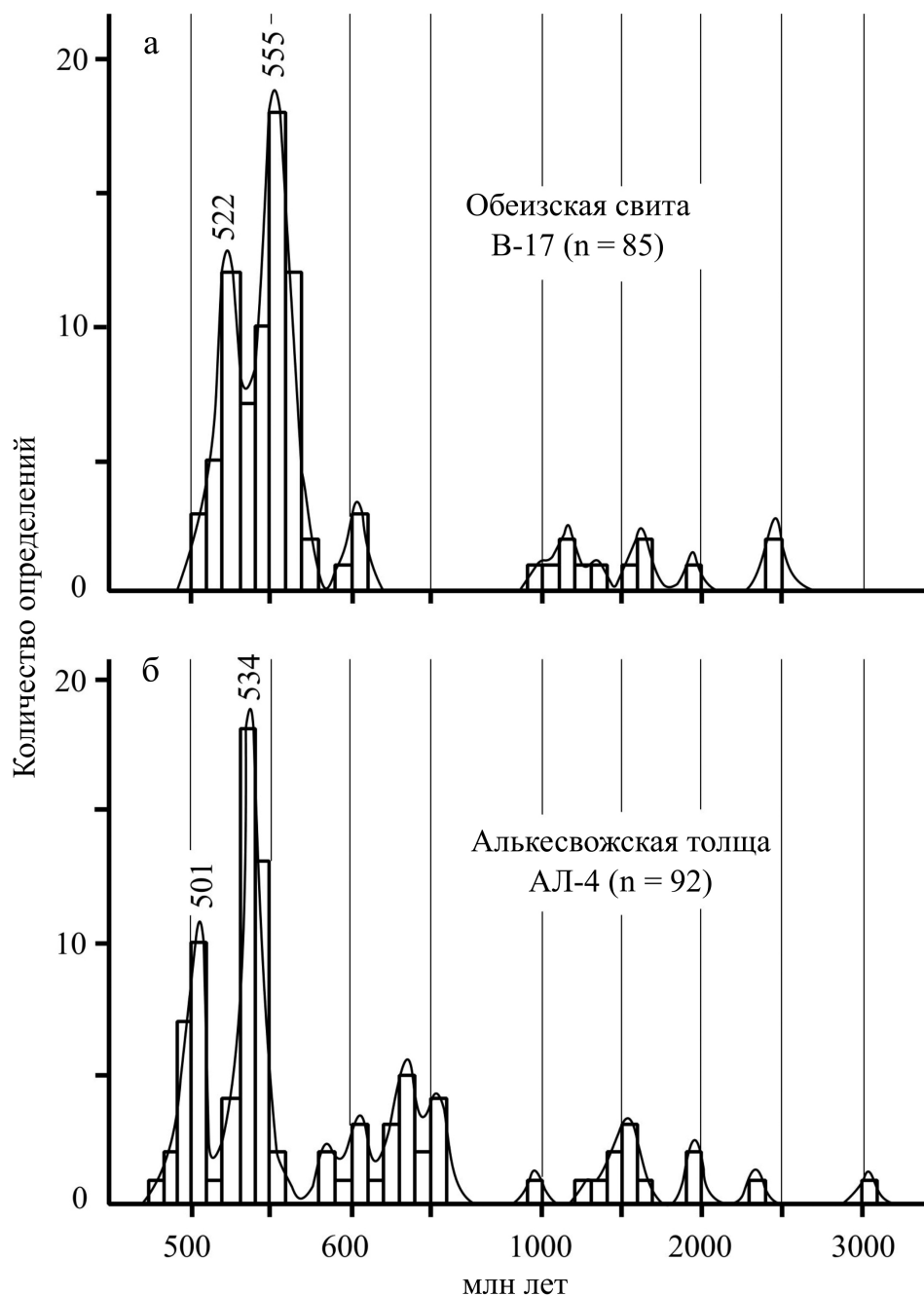
ский возраст –  $2451 \pm 18$  млн лет, с самой молодой – верхнекембрийский –  $501 \pm 4$  млн лет. Основная масса зерен циркона (80%) имеет позднекембрийско-кембрийский возраст, он варьируется в интервале 501–572 млн лет. Распределение возрастных значений зерен циркона с учетом их морфологических особенностей, внутреннего строения и геохимических характеристик дает основание для выделения в общей выборке этого минерала четырех возрастных популяций, которые с определенной долей условности можно рассматривать как отдельные морфотипы. Для 28 зерен циркона, представляющих все выделенные морфотипы, определен химический состав (табл. 2). Содержание редких элементов, за исключением гафния и в отдельных

случаях урана и тория, оказалось ниже предела погрешности анализа.

В I морфотип выделены неокатанные кристаллы и хорошо окатанные зерна циркона в соотношении примерно 3/1 с датировками  $\approx 500$ –530 млн лет (см. табл. 1, № 1–21; рис. 4) и максимумом плотности вероятности (МПВ) 522 млн лет (см. рис. 3а). Они составляют 25% от общего количества зерен. Химический состав циркона, мас. %:  $\text{ZrO}_2$  – 61.54–66.74,  $\text{SiO}_2$  – 32.07–34.66,  $\text{HfO}_2$  – 0.97–3.01 (см. табл. 2).

Неокатанные зерна циркона представлены бесцветными, иногда бледноокрашенными в розовые тона дипирамидально-призматическими кристаллами и их обломками с развитием граней (110), (111), редко (331). Такие цирконы в классификации морфо-





**Рис. 3.** Гистограмма распределения U-Pb возрастов с графиком плотности вероятности из пород.  
а – обеизская свита( $O_1$ ), б – алькесвожская толща( $C_3-O_1$ ) – данные Никулова, Хубанов (2022).

**Fig. 3.** Histogram of the distribution of U-Pb ages with a probability density plot from rocks.  
а – Obyizskii Formation ( $O_1$ ), б – Alkesvozhskii Formation ( $C_3-O_1$ ).

логических типов этого минерала (по И.В. Носыреву (1987)) выделяются как “торпедовидные”. Поверхность граней кристаллов гладкая, блестящая, ребра и грани четко выражены. Размеры зерен 200–400 мкм. На CL-снимках зональность проявлена слабо, иногда выражена в виде удлиненных продольных полос.

В виде включений в минерале присутствуют, кварц, мусковит, калиевый полевой шпат.

Хорошо окатанные зерна розового цвета вытянутые или округлые. Поверхность шероховатая, ямчатая, местами корродированная, на ней отмечаются сколы и трещины. Размеры зерен

**Таблица 2.** Химический состав циркона из метапесчаника обеизской свиты, мас. %**Table 2.** Chemical composition of zircon from metasandstone of the Obyizskii Formation, wt %

| Морфо-тип циркона | № ан.* | Край/центр** | SiO <sub>2</sub> | ZrO <sub>2</sub> | HfO <sub>2</sub> | Σ      |
|-------------------|--------|--------------|------------------|------------------|------------------|--------|
| I                 | 1      | Центр        | 34.81            | 63.30            | 1.61             | 99.72  |
|                   | 2      | —“—          | 32.87            | 66.00            | 1.24             | 100.11 |
|                   |        | Край         | 32.29            | 65.99            | 2.13             | 100.40 |
|                   | 3      | Центр        | 33.46            | 64.82            | 1.36             | 99.63  |
|                   | 5      | —“—          | 32.66            | 65.71            | 1.37             | 99.74  |
|                   |        | Край         | 32.08            | 66.20            | 1.31             | 99.59  |
|                   | 7      | Центр        | 32.43            | 66.74            | 1.33             | 100.50 |
|                   |        | Край         | 32.21            | 61.54            | 3.01             | 98.27  |
|                   | 8      | Центр        | 32.18            | 66.55            | 0.97             | 99.70  |
|                   |        | —“—          | 32.47            | 66.11            | 2.03             | 100.61 |
| II                | 13     | Край         | 32.07            | 66.03            | 1.81             | 99.91  |
|                   |        | Центр        | 32.68            | 66.23            | 1.03             | 99.95  |
|                   | 24     | —“—          | 33.27            | 65.02            | 1.60             | 99.88  |
|                   | 27     | —“—          | 32.60            | 65.64            | 1.26             | 99.50  |
|                   |        | Край         | 32.13            | 66.33            | 1.65             | 100.10 |
|                   | 29     | Центр        | 32.47            | 66.89            | 1.11             | 100.47 |
|                   |        | Край         | 32.04            | 66.54            | 1.49             | 100.07 |
|                   | 32     | —“—          | 32.42            | 66.22            | 1.53             | 100.18 |
|                   |        | Центр        | 33.80            | 65.71            | 1.42             | 100.93 |
|                   | 36     | —“—          | 32.33            | 66.90            | 0.78             | 100.02 |
|                   | 39     | —“—          | 32.44            | 65.18            | 1.12             | 99.97  |
| Морфо-тип циркона | № ан.* | Край/центр** | SiO <sub>2</sub> | ZrO <sub>2</sub> | HfO <sub>2</sub> | Σ      |
| II                | 39     | Край         | 32.31            | 66.59            | 1.28             | 100.18 |
|                   | 44     | Центр        | 33.65            | 64.82            | 1.36             | 99.83  |
|                   | 60     | —“—          | 32.36            | 66.79            | 1.13             | 100.28 |
|                   | 66     | —“—          | 33.67            | 65.17            | 1.44             | 100.27 |
|                   |        | Край         | 32.60            | 66.26            | 1.00             | 99.87  |
| III               | 70     | Центр        | 32.50            | 66.76            | 1.05             | 100.32 |
|                   | 72     | —“—          | 33.26            | 66.58            | 0.99             | 100.84 |
|                   |        | Край         | 32.60            | 65.94            | 0.88             | 99.43  |
|                   | 73     | Центр        | 32.46            | 65.91            | 1.24             | 99.60  |
| IV                | 74     | —“—          | 32.99            | 65.68            | 1.84             | 100.51 |
|                   |        | Край         | 32.42            | 66.71            | 1.10             | 100.22 |
|                   | 75     | Центр        | 32.21            | 65.73            | 1.00             | 98.93  |
|                   | 76     | —“—          | 34.17            | 63.47            | 1.96             | 99.59  |
|                   |        | Край         | 32.23            | 66.06            | 1.86             | 100.16 |
|                   | 80     | Центр        | 32.67            | 65.73            | 1.68             | 100.08 |
|                   | 81     | —“—          | 33.01            | 65.59            | 1.32             | 99.92  |
|                   | 83     | —“—          | 33.23            | 65.16            | 1.72             | 100.11 |
|                   | 84     | —“—          | 33.93            | 63.99            | 1.62             | 99.54  |
|                   |        | Край         | 32.38            | 66.00            | 1.79             | 100.17 |
|                   | 85     | Центр        | 34.52            | 63.96            | 1.65             | 100.13 |
|                   |        | Край         | 32.56            | 66.35            | 1.73             | 100.64 |

\*Номер анализа из табл. 1. \*\*В случаях, если на CL-снимках отмечалась зональность, химический анализ проводился в центре и крае зерен, в остальных случаях – в центре зерна.

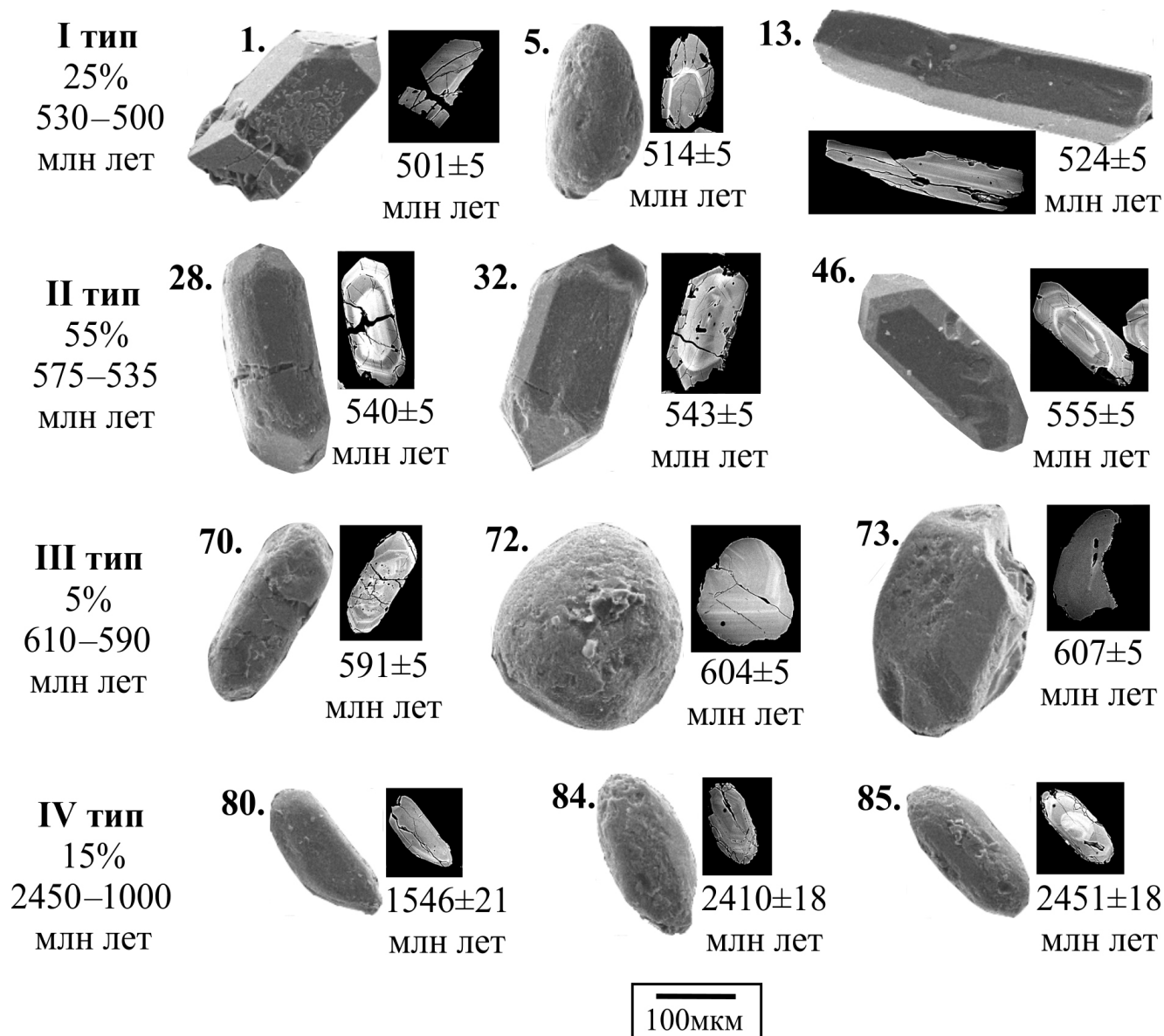
Примечание. В ан. № 7 (край) содержится MgO 0.54, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0.33 и UO<sub>3</sub> – 0.65, в ан. № 39 (центр) – ThO<sub>2</sub> – 0.78 и UO<sub>3</sub> – 0.45 мас. %.

\*Analysis number from Table 1. \*\*In cases where zoning was noted in the CL images, chemical analysis was carried out in the center and edge of the grains, in other cases – in the center of the grain.

Note. In an. No. 7 the edge contains MgO 0.54, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0.33 and UO<sub>3</sub> 0.65, in an. No. 39 the center – ThO<sub>2</sub> 0.78 and UO<sub>3</sub> 0.45 wt %.

100–300 мкм. На CL-снимках цирконы обнаруживают либо осцилляционную, либо контрастную с неравномерными по ширине полосами зональность (см. рис. 4, № 5). Как в неокатанных, так и окатанных зернах циркона в некоторых случаях встречаются индивиды с повышенным содержанием гафния в краевых частях (см. табл. 2, № 2, 7). В зерне № 7 наблюдается кайма светло-серого цвета, где наряду с повышенным содержанием гафния установлено присутствие других неформульных компонентов, мас. %: MgO – 0.54, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0.33 и UO<sub>3</sub> – 0.65. Одновременно краевая часть (кайма) зерна обеднена цирконием. Вероятно, эти особенности состава минерала связаны с поздними гидротермальными преобразованиями.

II морфотип (55%) представлен в основном неокатанными или слабоокатанными, в редких случаях среднеокатанными кристаллами с датировками ≈535–575 млн лет (см. табл. 1, № 22–69; рис. 4) и с МПВ 555 млн лет (см. рис. 3а). Кристаллы прозрачные, светло-розового и розового цвета. Габитус минерала дипирамидально-призматический, “гацинтовый” (по И.В. Носыреву (1987)). Развиты грани (110), (111) или (331), иногда (100). Поверхность слабоокатанных зерен гладкая блестящая, среднеокатанных – местами корродированная, трещиноватая, изредка отмечаются небольшие углубления. Размеры кристаллов 200–400 мкм. Присутствуют включения кварца, мусковита, апатита. На CL-снимках кристаллы имеют осцилляционную зо-



**Рис. 4.** Минералого-геохимические и возрастные особенности циркона из отложений обеизской свиты.

Морфология – режим SE, внутреннее строение – CL-снимки. Масштаб показан для зерен цирконов снятых в режиме SE. Номера кристаллов и зерен циркона соответствуют номерам анализа в табл. 1.

**Fig. 4.** Mineralogical, geochemical and age characteristics of zircon from the Obyizskii Formation deposits.

Morphology – SE mode, internal structure – CL-images. The scale is shown for zircon grains taken in SE mode. The numbers of crystals and zircon grains correspond to the numbers of the analysis in Table 1.

нальность. Химический состав в основном однороден, мас. %:  $ZrO_2$  – 64.82–66.90,  $SiO_2$  – 32.04–33.80,  $HfO_2$  – 0.78–1.65 (см. табл. 2). В некоторых зернах отмечаются небольшое обогащение краевых частей гафнием (см. табл. 2, № 29, 32, 39). В одном зерне, напротив, каемка обеднена этим элементом (см. табл. 2, № 66). В зерне № 39 в кайме светло-серого цвета установлены торий и уран, мас. %:  $ThO_2$  – 3.01 и  $UO_3$  – 0.45.

III мофотип (5%) включает хорошо окатанные зерна циркона с датировками  $\approx 590$ –610 млн лет (см. табл. 1, № 70–73; рис. 4) и с МПВ 601 млн лет (см. рис. 3а). Это бесцветные с легким розовым оттенком, полупрозрачные, округлые, иногда почти изометричные зерна. Поверхность шероховатая, ямчатая. Размеры зерен около 150–300 мкм. Часть этих зерен – хорошо окатанные осколки относительно крупных кристаллов.

Это видно на CL-снимках по конфигурации осцилляционной зональности (см. рис. 4, № 72). Химический состав, мас. %:  $ZrO_2$  – 65.91–66.76,  $SiO_2$  – 32.46–33.26,  $HfO_2$  – 0.88–1.24 (см. табл. 2).

В IV морфотип (15%) выделены цирконы с датировками  $\approx 1000$ –2450 млн лет (см. табл. 1, № 74–85; рис. 3а, рис. 4, № 80, 84, 85). Это темно-розовые и розовые, хорошо окатанные, сужающиеся по краям зерна. Очевидно, кристаллы имели дипирамидально-призматический – “копьевидный” (по И.В. Носыреву (1987)) облик. Поверхность шероховатая, ямчатая. Размеры зерен 100–200 мкм. На CL-снимках видна сложная внутренняя структура зерен циркона этого типа. В одних зернах присутствует округлые ядра, зональность в краевых частях зерен имеет вид широких полос. В других зернах обнаруживается осцилляционная зональность, но она выражена не так четко, как в цирконах с венд-кембрийскими датировками. Химический состав в основном однороден, мас. %:  $ZrO_2$  – 63.47–66.71,  $SiO_2$  – 32.21–34.52,  $HfO_2$  – 1.00–1.96 (см. табл. 2). Только в одном зерне краевая часть заметно обеднена гафнием (см. табл. 2, № 74). В этой возрастной группе цирконов встречен один обломок полупрозрачного, светло-розового, слабоокатанного, дипирамидально-призматического кристалла, его изотопный возраст составляет  $1138 \pm 22$  млн лет (см. табл. 1, 2, № 76). Размеры кристалла  $100 \times 300$  мкм. Внутреннее строение неоднородное, в центре пятнистое, ближе к краям проявляется осцилляционная зональность, выраженная чередованием очень тонких слоев светло-серого и темно-серого цвета. Присутствуют включения ксенотима.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Минимальное значение изотопного возраста детритового циркона из кварцитоесчанников обеизской свиты –  $501 \pm 4$  млн лет (см. табл. 1), а рассчитанный средневзвешенный возраст по трем наиболее молодым датировкам циркона –  $503 \pm 4$  млн лет. Эти данные свидетельствуют о том, что нижняя возрастная граница свиты не древнее среднего кембрия. Но, учитывая, что рассчитанный средневзвешенный возраст по трем наиболее молодым датировкам циркона из нижележащей алькесвожской толщи –  $483 \pm 5$  млн лет (Никулова, Хубанов, 2022), можно утверждать, что нижний возрастной уровень обеизской свиты не выходит за пределы границы ордовика и кембрия и отвечает раннему тремадоку. Залегающая выше салецкая свита на основании находок в ее отложениях брахиопод *Angarella* sp., как было отмечено выше, относится к среднему ордовика (дапинскому ярусу). Таким образом, по палеонтологическим и изотопно-геохронологическим данным, обеизская свита имеет раннеордовикский (тремадокско-флоский) возраст.

В формировании свиты, по-видимому, участвовали в основном близкие источники сноса терригенного материала. На это указывает присутствие среди кварцитоесчанников прослоев и линз гравелитов и конгломератов и слабая окатанность обломков. Об этом же свидетельствует тот факт, что в изученной пробе кварцитоесчанника доминируют неокатанные и слабоокатанные зерна циркона. Преобладание в пробе цирконов с изотопными датировками в интервале 610–500 млн лет (85% от общей выборки возрастных определений) также указывает на ведущую роль близрасположенных источников кластики в поставке обломочного материала в бассейн осадконакопления, поскольку в рассматриваемом районе широко распространены граниты (в меньшей степени гранодиориты и диориты) именно такого возраста. Они традиционно, вслед за М.В. Фишманом и Б.А. Голдиным (1963), относятся к сальнеро-маньхамбовскому гранит-гранодиоритовому комплексу, который после коллективной публикации (Фишман и др., 1968) подразделяется на две фазы, интерпретируемые в современной генетической классификации как гранитоиды I-типа (I фаза) и А-типа (II фаза).

А.А. Соболева (2017) на основе анализа опубликованных U-Pb (SIMS, TIMS и LA-ICP-MS) изотопных возрастных определений цирконов из гранитоидов названного комплекса (интервал датировок 640–490 млн лет) показала, что U-Pb цирконовые датировки образуют две неравнозначные группы: позднерифейско-ранневендские – 640–595 млн лет (30%) – и поздневендско-кембрийские – 580–490 млн лет (70%). Это дало основание А.А. Соболевой считать, что разновозрастные гранитоиды, сформировавшиеся в разных геодинамических обстановках, должны быть отнесены к разным подразделениям. Вопрос о необходимости уточнения объема и возраста сальнеро-маньхамбовского комплекса поднимался и другими исследователями (Пыстин, Пыстина, 2011; Душин, 2017; Шардакова и др., 2023; и др.). Полученные в последние годы геохронологические данные по гранитоидам Ляпинского антиклинария свидетельствуют о том, что в возрастном интервале поздний рифей–кембрий процессы гранитогенезиса могут проявляться полихронно в пределах конкретных массивов. Так, в Водораздельном гранитоидном массиве можно выделить три возрастных кластера цирконов ( $593 \pm 4$ ,  $548 \pm 5$  и  $502 \pm 7$  млн лет), первый из которых интерпретируется как возраст формирования гранитоидов, второй и третий – могут быть генерированы в ходе отдельных эпизодов тектоно-термальной активности (Шардакова и др., 2023).

Интервал датировок возрастной популяции цирконов из гранитоидов II фазы сальнеро-маньхамбовского комплекса (580–490 млн лет, по А.А. Соболевой (2017)) практически полностью соответствует возрастному интервалу преобладающих в

пробе кварцитопесчаника обеизской свиты детритовых цирконов (см. рис. 3). При этом, как и в выборке поздневендско-кембрийских цирконов из кварцитопесчаника (см. рис. 3), в соответствующей возрастной популяции цирконов из гранитоидов намечается обособление двух групп датировок приблизительно в тех же возрастных интервалах: 580–530 и 530–490 млн лет (Соболева, 2017). Таким образом, с большой степенью вероятности можно считать, что при формировании обеизской свиты, обнажающейся в северной части Приполярного Урала, основными поставщиками детритовых цирконов с поздневендско-кембрийскими датировками были близрасположенные гранитодные массивы.

Цирконы с кембрийскими датировками, выделенные в I морфотип (530–500 млн лет) (см. табл. 1, 2; рис. 4), известны в гранитоидах Народнинского, Малопапатовского, Кожимского, Тынаготского и Водораздельного массивов (Удоратина и др., 2022; Шардакова и др., 2023), а также в субвулканических риолитах, расположенных к северу от Малдинского гранитного массива (Соболева, 2004, 2020). Наличие кембрийской субстанции в массивах гранитоидов позднерифейского, позднерифейско-вендского возраста, а также в риолитах, залегающих в разрезе позднерифейско-ранневендской саблегорской свиты, вероятно, связано с плюмовым магматизмом и сопряженным с ним рифтогенезом, предвещающим заложение Уральского палеоокеана (Пучков, 2018). Хорошая окатанность некоторых зерен циркона кембрийской возрастной популяции в обеизском кварцитопесчанике, скорее всего, связана с присутствием в проступающем в бассейн осадконакопления твердом стоке переотложенного материала из нижезалегающей алькесвожской толщи, в породах которой также отчетливо выделяется кембрийская популяция детритовых цирконов, составляющая, как и в обеизской свите, 25% от общей выборки датировок (Никулова, Хубанов, 2022).

Цирконы с поздневендскими датировками (575–535 млн лет) (II морфотип – табл. 1, 2, рис. 4), преобладающие в изученной пробе, представлены неокатанными или слабоокатанными кристаллами и их обломками. В северо-западной части рассматриваемого нами района (см. рис. 1) цирконы с такими датировками присутствуют в массивах, наиболее близко расположенных к областям распространения обеизской свиты: Лапчавожском, Народнинском и Малдинском (Удоратина, 2022, табл. 1). Доминирующие в этой возрастной популяции детритовые цирконы “гиацинтового” типа (см. рис. 4, № 28, 32, 46), по данным Ю.И. Пыстиной с коллегами (2017), являются типоморфными для приполярноуральских гранитов именно рассматриваемой возрастной группы.

III морфотип цирконов (610–590 млн лет) (см. табл. 1, 2; рис. 4) составляют хорошо и умеренно

окатанные зерна округлой и шаровидной формы. Цирконы с такими возрастными характеристиками отмечаются в гранитах Кузпуаюского, Кожимского, Хаталамбинского, Лапчинского, Вангырско-го, Водораздельного и других массивов Ляпинского антиклинория. Окатанность зерен циркона может быть связана с относительной удаленностью массивов или переотложением минерала из подстилающей алькесвожской толщи. Последнее более предпочтительно, учитывая наличие хорошо окатанных зерен циркона в этой возрастной популяции. Вероятно, именно алькесвожская толща могла быть основным источником обломочного материала с позднерифейско-ранневендскими цирконами, который поступал в область накопления отложений опробованного разреза обеизской свиты.

Цирконы, выделенные в IV морфотип (2450–1000 млн лет) (см. табл. 1, 2, рис. 4), объединяют в различной степени окатанные разновидности этого минерала большого возрастного интервала (около 1.5 млрд лет) и, возможно, разного генезиса. Однако они характеризуются некоторыми сходными особенностями: относительно небольшими размерами и преимущественно темно-розовой окраской зерен. Такие цирконы в подстилающих обеизскую свиту метатерригенных отложениях наиболее характерны для мороинской свиты (Пыстин и др., 2023), и их присутствие в обеизских кварцитопесчаниках может быть связано с рециклингом распространенных поблизости верхнерифейских толщ (скорее всего, верхней части рифейского разреза), а возможно, повторным рециклингом подстилающей алькесвожской толщи.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании впервые полученных результатов U-Pb (LA-SF-ICP-MS) датирования детритовых зерен циркона из пород обеизской свиты, залегающей в нижней части палеозойского разреза северной части Приполярного Урала, с учетом ранее полученных датировок этого минерала из нижезалегающей алькесвожской толщи показано, что ее нижний возрастной уровень не выходит за пределы границы ордовика и кембрия, а, по имеющимся палеонтологическим (для перекрывающих отложений) и вновь полученным изотопно-геохронологическим данным, рассматриваемая свита имеет раннеордовикский (тремадокско-флоский) возраст.

В формировании свиты участвовали в основном местные источники сноса терригенного материала. На это указывают присутствие среди кварцитопесчаников прослоев и линз гравелитов и конгломератов и слабая окатанность обломков. Об этом же свидетельствует тот факт, что в изученной пробе кварцитопесчаника доминируют неокатанные и слабоокатанные зерна циркона с возрастным и морфологическими особенностями, харак-



терными для цирконов из наиболее близко расположенных гранитоидных массивов. В качестве источника сноса переотложенной кластики выступали в основном подстилающие терригенные толщи верхней части верхнерифейско-нижнепалеозойского разреза: мороинской свиты (RF<sub>3</sub>) и алькесвожской толщи (Є<sub>3</sub>-O<sub>1</sub>).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Государственная геологическая карта Российской Федерации. (2007) М-6 1 : 1 000 000. Лист Q-41 – Воркута. Объяснит. записка. (Ред. В.А. Водолазская). СПб.: Картограф. фабрика ВСЕГЕИ, 541 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. (2013) М-6 1 : 200 000. Сер. Северо-Уральская. Лист Q-41-XXV. Объяснит. записка. (Ред. М.А. Шишкин). М.: МФ ВСЕГЕИ, 252 с.
- Душин В.А. (2017) Металлогения, геодинамика и изотопия гранитного магматизма Южной части Ляпинского Урала. *Граниты и эволюция Земли: мантия и кора в гранитообразовании*. Мат-лы III Междунар. геологической конференции, Екатеринбург, 28–31 августа 2017 г. Екатеринбург: Ин-т геол. и геохим. им. акад. А.Н. Заварицкого, 94–96.
- Ефанова Л.И., Повонская Н.В. (1999) Алькесвожская толща хребта Малдынырд (Приполярный Урал). *На родн. хоз-во Республики Коми*, (3), 470–485.
- Львов К.А. (1959) Стратиграфия протерозоя и нижнего палеозоя Приполярного Урала. *Тр. Геол. ин-та АН СССР*, (35), 51–73.
- Маслов А.В., Петров Г.А., Ронкин Ю.Л. (2018) Ранние этапы эволюции уралит: U-Pb систематика обломочных цирконов из пород рифтогенных ассоциаций. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **26**(2), 3–20. <https://doi.org/10.7868/S0869592X18020011>
- Никулова Н.Ю., Соболева А.А. (2019) Результаты U-Pb датирования детритовых цирконов из песчаников манитаньрдской серии на кряже Манитаньрд (Полярный Урал). *Вестн. Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН*, (6), 3–11. <https://doi.org/10.19110/2221-1381-2019-6-3-11>
- Никулова Н.Ю., Удоратина О.В., Хубанов В.Б. (2016) Возраст песчаников в основании разреза Уралит на хр. Сабля (Приполярный Урал) по результатам U-Pb датирования детритовых цирконов. *Бюлл. МОИП. Отд. Геол.*, **91**(1), 15–23.
- Никулова Н.Ю., Хубанов В.Б. (2022) Первые U/Pb данные о возрасте детритового циркона из песчаников золотоносной позднекембрийско-раннеордовикской алькесвожской толщи. *Вестн. геонаук*, (5), 3–10. <https://doi.org/10.19110/geov.2022.5.1>
- Носырев И.В. (1987) Методические рекомендации по количественно-генетической интерпретации результатов изучения акцессорных минералов. Киев: Наук. думка, 1987, 81 с.
- Пучков В.Н. (2018) Плюмы – новое слово в геологии Урала. *Литосфера*, **18**(4), 483–499. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-4-483-499>
- Пыстин А.М., Гракова О.В., Пыстина Ю.И., Кушманова Е.В., Попвасев К.С., Хубанов В.Б. (2023) Возрастные ограничения и возможные источники сноса базальных отложений рифея Приполярного Урала. *Вестн. Воронеж. государственного ун-та. Сер.: Геол.*, (4), 4–17. <https://doi.org/10.17308/geology/1609-0691/2023/4/4-17>
- Пыстин А.М., Гракова О.В., Пыстина Ю.И., Кушманова Е.В., Попвасев К.С., Потапов И.Л., Хубанов В.Б. (2022) U-Pb (LA-SF-ICP-MS) возраст и вероятные источники сноса детритовых цирконов из терригенных отложений верхнего докембрия Приполярного Урала. *Литосфера*, **6**(22), 741–760. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-6-741-760>
- Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. (2008) Метаморфизм и гранитообразование в протерозойско-раннепалеозойской истории формирования Приполярноуральского сегмента земной коры. *Литосфера*, (6), 25–38.
- Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. (2011) Новые данные о возрасте гранитоидов Приполярного Урала в связи с проблемой выделения кожимской среднерифейской гранит-риолитовой формации. *Изв. Коми НЦ УрО РАН*, **4**(8), 73–78.
- Пыстина Ю.И., Денисова Ю.В., Пыстин А.М. (2017) Типоморфные признаки цирконов как критерий для расчленения и корреляции гранитоидов (на примере северной части Приполярного Урала). *Вестн. Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН*, (12), 3–15. <https://doi.org/10.19110/2221-1381-2017-12-3-15>
- Соболева А.А. (2004) Вулканиты и ассоциирующие с ними гранитоиды Приполярного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 147 с.
- Соболева А.А. (2017) О необходимости расчленения сальнерско-маньхамбовского гранит-лейкогранитового комплекса на Приполярном и Северном Урале. *Геодинамика, вещество, рудогенез Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления*. Мат-лы Всеросс. науч. конф. с междунар. Участием. Сыктывкар, 26–28 сентября 2017 г. Сыктывкар: Ин-т геологии Коми НЦ УрО РАН, 194–196.
- Соболева А.А. (2020) Результаты U-Pb (SIMS)-датирования циркона из гранитов и риолитов хр. Малдынырд, Приполярный Урал. *Современные проблемы теоретической и прикладной минералогии (Юшкинские чтения – 2020)*. Мат-лы Росс. конф. с междунар. участием. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 63–65.
- Соболева А.А., Кузнецов Н.Б., Миллер Э.Л., Удоратина О.В., Герелс Д., Романюк Т.В. (2012) Первые результаты U/Pb-датирования детритных цирконов из базальных горизонтов уралит (Полярный Урал). *Докл. АН*, **445**(5), 570–576.
- Соболева А.А., Салдин В.А., Юхтанов П.П., Хоуриган Д.К. (2017) Возраст нижнепалеозойских останцов выветривания хр. Маньпупунер (Северный Урал). *Бюлл. МОИП. Отд. Геол.*, **92**(2), 3–20.
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). (1993) Екатеринбург: Уралгеолком.
- Стратиграфический кодекс России. (2019) Издание третье, испр. и доп. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 96 с.
- Удоратина О.В., Куликова К.В., Шуйский А.С., Соболева А.А., Андреичев В.Л., Голубева И.И., Капитанова В.А. (2022) Гранитоиды севера Урала: геохронология, эволюция, источники. Сыктывкар: ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, 120 с. <https://doi.org/10.19110/98491-044>
- Фишман М.В., Голдин Б.А. (1963) Гранитоиды центральной части Приполярного Урала. Л.: Наука, 105 с.
- Фишман М.В., Юшкин Н.П., Голдин Б.А., Калинин Е.П.

- (1968) Минералогия, типоморфизм и генезис акцессорных минералов изверженных пород севера Урала и Тимана. Л.: Наука, 252 с.
- Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А. (2016) U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ3-MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-носекторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление со SHRIMP-данными. *Геология и геофизика*, **57**(1), 241-258. <https://doi.org/10.15372/GiG20160113>
- Чернов Г.А. (1948) Новые данные по геологии и тектонике Приполярного Урала. *ДАН СССР*, **11**(5), 889.
- Шардакова Г.Ю., Волчек Е.Н., Червяковский В.С., Червяковская М.В., Холоднов В.В. (2023) Гранитный массив Водораздельный (Приполярный Урал) и проблемы корреляции доордовикских гранитоидов и вулканитов северной части Ляпинского антиклинория. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **31**(3), 3-31. <https://doi.org/10.31857/S0869592X23030079>.
- Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. (2008) Glitter: Data reduction software for laser ablation ICP-MS. Laser ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current practices and outstanding issues. (Ed. P.J. Sylvester). *Mineral. Assoc. Canada. Short Course*, **40**, 307-311.
- Ludwig K.R. (2012) User's manual for Isoplot 3.75. A geochronological toolkit for Microsoft Excel: Berkeley Geochronology Center. Spec. Publ., No. 5, 75 p.
- Van Achterbergh E., Ryan C.G., Jackson S.E., Griffin W.L. (2001) LA-ICP-MS in the Earth Science – Appendix 3, data reduction software for LA-ICP-MS. (Ed. P.J. Sylvester). *Mineral. Assoc. Canada. Short Course*, **29**, 239-243.
- Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W. (1995) Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace elements and REE analyses. *Geostand. Newslett.*, **19**, 1-23. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x>
- MS. Laser ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current practices and outstanding issues. (Ed. P.J. Sylvester). *Mineral. Assoc. Canada. Short Course*, **40**, 307-311.
- Khubanov V.B., Buyantuev M.D., Tsygankov A.A. (2016) U-Pb isotope dating of zircons from PZ3-MZ igneous complexes of Transbaikalia by magnetic sector mass spectrometry with laser sampling: Determination procedure and comparison with SHRIMP data. *Geol. Geofiz.*, **57**(1), 241-258. (In Russ.) <https://doi.org/10.15372/GiG20160113>
- Ludwig K.R. (2012) User's manual for Isoplot 3.75. A geochronological toolkit for Microsoft Excel: Berkeley Geochronology Center. Spec. Publ., No. 5, 75 p.
- L'vov K.A. (1959) Proterozoic and Lower Paleozoic Stratigraphy of the Subpolar Urals. *Trudy Geol. Instituta AN SSSR*, **35**, 51-73.
- Maslov A.V., Petrov G.A., Ronkin Yu.L. (2018) Early stages of the Uralides evolution: U-Pb systematics of detrital zircons from rocks of rift associations. *Stratigrafiya. Geol. Korrelyatsiya*, **26**(2), 3-20. (In Russ.) <https://doi.org/10.7868/S0869592X18020011>
- Nikulova N.Yu., Khubanov V.B. (2022) The first U/Pb Data On The Age Of Detritus Zircons From Sandstones of the gold-bearing Late Cambrian-Early Ordovician Alkesvovzhskaya Strata (Subpolar Urals). *Vestnik Geonauk*, (5), 3-10. (In Russ.) <https://doi.org/10.19110/geov.2022.5.1>
- Nikulova N.Yu., Soboleva A.A. (2019) Detrital zircon U-Pb-dating from sandstones of the Manitanyrd series at the Manitanyrd ridge (Polar Urals). *Vestnik IG Komi NTs UrO RAN*, (6), 3-11. <https://doi.org/10.19110/2221-1381-2019-6-3-11> (In Russ.)
- Nikulova N.Yu., Udoratina O.V., Khubanov V.B. (2016) Age of sandstones of basal section of Sablya Ridge Uralides (Subpolar Urals) according to U-Pb dating of detrital zircons. *Byull. MOIP. Otd. Geol.*, **91**(1), 15-23. (In Russ.)
- Nosyrev I.V. (1987) Methodical recommendations on quantitative-genetic interpretation of the results of studying accessory minerals. Kyev, Nauk. Dumka Publ., 81 p. (In Russ.)
- Puchkov V.N. (2018) Plumes – a new word in the geology of the Urals. *Lithosphere (Russia)*, **18**(4), 483-499. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-4-483-499>
- Pystin A.M., Grakova O.V., Pystina Yu.I., Kushmanova E.V., Popvasev K.S., Khubanov V.B. (2023) Age constraints and possible provenance sources of the Riphean basal deposits of the Subpolar Urals. *Vestnik Voronezh. Gosudarstvennogo Universiteta. Ser.: Geol.*, (4), 4-17. (In Russ.) <https://doi.org/10.17308/geology/1609-0691/2023/4/4-17>
- Pystin A.M., Grakova O.V., Pystina Yu.I., Kushmanova E.V., Popvasev K.S., Potapov I.L., Khubanov V.B. (2022) U-Pb (LA-SF-ICP-MS) age and probable sources of detrital zircons from Upper Precambrian terrigenous sediments of the Subpolar Urals. *Litosfera*, **6** (22), 741-760. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-6-741-760>
- Pystin A.M., Pystina Yu.I. (2008) Metamorphism and granite formation in the Proterozoic-Early Paleozoic history of the formation of the Subpolar Urals segment of the Earth's crust. *Lithosphere (Russia)*, (6), 25-38. (In Russ.)
- Pystin A.M., Pystina Yu.I. (2011) New data on the age of granitoids of the Subpolar Urals in connection with the problem of identifying the Kozhinskaya Middle Riphic granite-rhyolite formation. *Byull. Komi NTs UrO*

## REFERENCES

- Chernov G. A. (1948) New data on the geology and tectonics of the Subpolar Urals. *Dokl. AN SSSR*, **11**(5), 889. (In Russ.)
- Dushin V.A. (2017) Metallogeny, geodynamics and isotopy of granite magmatism of the southern part of the Lyapinsky Urals. *Granites and the evolution of the Earth: mantle and crust in granite formation*. Proc. of the III International geological conference, Ekaterinburg, August 28–31, 2017. Ekaterinburg, Institute of Geology and Geochemistry named after academician A.N. Zavaritsky, 94-96. (In Russ.)
- Efanova L.I., Povonskaya N.V. (1999) Alkesvovzh strata of the Maldynyrd ridge (Subpolar Urals). *Narodnoe Khozyaistvo Respubliki Komi*, (3), 470-485.
- Fishman M.V., Goldin B.A. (1963) Granitoids of the central part of the Subpolar Urals. Leningrad, Nauka Publ., 105 p. (In Russ.)
- Fishman M.V., Yushkin N.P., Goldin B.A., Kalinin E.P. (1968) Mineralogy, typomorphism and genesis of accessory minerals of igneous rocks of the northern Urals and Timan. Leningrad, Nauka Publ., 252 p.
- Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. (2008) Glitter: Data reduction software for laser ablation ICP-

- RAN, 4(8), 73-78. (In Russ.)
- Pystina Yu.I., Denisova Yu.V., Pystin A.M. (2017) Typomorphic features of zircons as a criterion for the subdivision and correlation of granitoids (on the example of the northern part of the Subpolar Urals). *Vestnik IG Komi NTs UrO RAN*, (12), 3-15. (In Russ.) <https://doi.org/10.19110/2221-1381-2017-12-3-15>
- Shardakova G.Yu., Volchek E.N., Chervyakovskii V.S., Chervyakovskaya M.V., Kholodnov V.V. (2023) Vodorzdelny granite massif (Subpolar Urals) and problems of correlation of pre-Ordovician granitoids and volcanics of the northern part of the Lyapinsky anticlinorium. *Stratigrafiya. Geol. Korrelyatsiya*, 31(3), 3-31. <https://doi.org/10.31857/S0869592X23030079>
- Soboleva A.A. (2017) On the need to dissect the Salner-Mankhambovsky granite-leucogranite complex in the Circumpolar and Northern Urals. *Geodynamics, matter, and ore genesis of the East European Platform and its folded framework*. Proceedings of the All-Russian Scientific Conference with International Participation. Syktyvkar, September 26-28, 2017. Syktyvkar, IG Komi NTs UrO RAN Publ., 194-196. (In Russ.)
- Soboleva A.A. (2004) Volcanics and associated granitoids of the Subpolar Urals. Ekaterinburg, RIO UrO RAN Publ., 147 p. (In Russ.)
- Soboleva A.A. (2020) Results of U-Pb (SIMS)-dating of zircon from granites and rhyolites Mt. Maldynyrd, Subpolar Urals. *Modern problems of theoretical and applied mineralogy (Yushkin Readings – 2020)*. Materials of the Russian conference with international participation. Syktyvkar, IG Komi NTS UrO RAN Publ., 63-65. (In Russ.)
- Soboleva A.A., Saldin V.A., Yukhtanov P.P., Khou-rigan D.K. (2017) Age of Lower Paleozoic weathering remnants of the Manpupuner region (Northern Urals). *Byull. MOIP. Otd. Geol.*, 92(2), 3-20. (In Russ.)
- Soboleva A.A., Udoratina O.V., Kuznetsov N.B., Miller E.L., Gehrels G., Romanyuk T.V. (2012) First results of U - Pb dating of detrital zircons from basal horizons of Uralides (Polar Urals). *Dokl. Earth Sci.*, 445(2) 962-968. <https://doi.org/10.1134/S1028334X12080156>
- State geological map of the Russian Federation. (2007) Scale 1 : 1,000,000. Sheet Q-41 – Vorkuta. Explanatory note. (Ed. V.A. Vodolazskaya). St.Petersburg, Cartographic factory VSEGEI, 541 p. (In Russ.)
- State geological map of the Russian Federation. (2013) Scale 1 : 200,000. Severo-Uralskaya series. Sheet Q-41-XXV. Explanatory letter. (Ed. M.A. Shishkin). Moscow, MF VSEGEI Publ., 252 p. (In Russ.)
- Stratigraphic Code of Russia. (2019) Third edition, revised and supplemented. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 96 p. (In Russ.)
- Stratigraphic schemes of the Urals (Precambrian, Paleozoic). (1993) Ekaterinburg, Uralgeolcom Publ. (In Russ.)
- Udoratina O.V., Kulikova K.V., Shuiskii A.S., Soboleva A.A., Andreichev V.L., Golubeva I.I., Kapitanova V.A. (2022) Granitoids of the Northern Urals: Geochronology, Evolution, Sources. Syktyvkar, IG FITs Komi NTs UrO RAN, 120 p. (In Russ.) <https://doi.org/10.19110/98491-044>
- Van Achterbergh E., Ryan C.G., Jackson S.E., Griffin W.L. (2001) LA-ICP-MS in the Earth Science – Appendix 3, data reduction software for LA-ICP-MS. (Ed. P.J. Sylvester). *Mineral. Assoc. Canada. Short Course*, 29, 239-243.
- Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W. (1995) Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace elements and REE analyses. *Geostand. Newslett.*, 19, 1-23. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x>

УДК 553.491.8:553.08

DOI: 10.24930/2500-302X-2025-25-3-521-545

## Типоморфные особенности минералов платиновой группы из аллювия Кытлымского платиноносного узла (Северный Урал), Россия

Г. В. Нестеренко, Е. В. Айриянец, С. М. Жмодик, Д. К. Белянин

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т Академика Коптюга, 3,  
e-mail: jenny@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 12.03.2024 г., принята к печати 09.07.2024 г.

**Объект исследования.** В статье изложены результаты комплексного изучения минералов платиновой группы из платиноносных аллювиальных россыпей р. Косьва, дренирующей Кытлымский концентрически-зональный ультрамафитовый массив (Северный Урал) и ее южного притока руч. Богатый Лог. **Материалы и методы.** Материалы для исследования отобраны в 1990–1991 гг. в рамках выполнения хозяйственных работ. Элементный состав и микротекстульные особенности минералов платиновой группы определялись с помощью рудной (AxioScope.A1) и сканирующей электронной (MIRA 3 LMU с системой микроанализа INCA Energy 450 XMax 80) микроскопии. **Результаты.** Установлено, что минералы платиновой группы в россыпях р. Косьва и руч. Богатый Лог представлены Pt-Fe( $\pm$ Cu) сплавами с включениями Os-Ir-(Ru) интерметаллидов, лаурита, ирарсита. Для большинства зерен характерно постмагматическое метасоматическое преобразование, проявляющиеся в псевдоморфном замещении и формировании кайм тетраферроплатина–туламинитового состава. Среди вторичных минералов платиновой группы установлен неназванный – интерметаллид олова, родия, меди, палладия и платины (Rh,Cu,Pd,Pt)<sub>3</sub>Sn. **Выводы.** Коренными источниками платиноносных россыпей служат ультрамафитовые комплексы Кытлымского концентрически-зонального ультрамафитового массива, прежде всего хромититы из эродированных серпентинизированных дунитов. Зерна МПГ не несут следов интенсивного гипергенного химического преобразования и полностью наследуют состав платиновой минерализации коренных источников, питающих россыпи. Влияние промежуточных дочетвертичных коллекторов на формирование изученных платиноносных россыпей минимально.

**Ключевые слова:** минералы платиновой группы, Северный Урал, Кытлымский концентрически-зональный ультрамафитовый массив, типоморфные особенности минералов

### Источник финансирования

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН (№ 122041400193-7) при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования РФ

## Typomorphic features of platinum group minerals from alluvium of the Kytlym platinum-bearing cluster (North Ural), Russia

Gleb V. Nesterenko, Evgeniya V. Airiyants, Sergey M. Zhmodik, Dmitriy K. Belyanin

V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, 3 Academician Koptug av., Novosibirsk 630090, Russia,  
e-mail: jenny@igm.nsc.ru

Received 12.03.2024, accepted 09.07.2024

**Research subject.** The article presents the results of an integrated study of platinum group minerals from platinum-bearing alluvial placers of the river Kosva, draining the Kytlym concentrically zonal ultramafic massif (Northern Urals) and its southern tributary stream Bogaty Log. **Materials and methods.** Materials were sampled during the fieldwork of 1990–1991. The chemical composition and structural and textural features of platinum group minerals were determined using ore (AxioScope.A1) and scanning electron (MIRA 3 LMU with an INCA Energy 450 XMax 80 microanalysis system) microscopy. **Results.** Platinum group minerals in placers of the river Kosva and stream Bogaty Log are represented by Pt-Fe( $\pm$ Cu) alloys, which correspond to isoferroplatinum and ferroan platinum with inclusions of Os-Ir-(Ru) intermetallic compounds, laurite, and irarsite. Most grains of platinum group minerals were subject to postmagmatic alteration, which manifested itself in the formation of replacement rims of a tetraferroplatinum–thulaminite composi-

**Для цитирования:** Нестеренко Г.В., Айриянец Е.В., Жмодик С.М., Белянин Д.К. (2025) Типоморфные особенности минералов платиновой группы из аллювия Кытлымского платиноносного узла (Северный Урал), Россия. *Литосфера*, 25(3), 521–545. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-3-521-545>. EDN: EWFHUB

**For citation:** Nesterenko G.V., Airiyants E.V., Zhmodik S.M., Belyanin D.K. (2025) Typomorphic features of platinum group minerals from alluvium of the Kytlym platinum-bearing cluster (North Ural), Russia. *Lithosphere (Russia)*, 25(3), 521–545. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-3-521-545>. EDN: EWFHUB

tion. Among the secondary platinum group minerals, the authors encountered a mineral phase – unnamed intermetallic compound of rhodium, copper, palladium, and tin (Rh,Cu,Pd,Pt)<sub>3</sub>Sn that has not been previously described in nature. *Conclusions.* The main sources of platinum-bearing placers are ultramafic complexes of the Kytlym concentrically zonal ultramafic massif, primarily chromitites from eroded serpentinized dunites. The grains of platinum group minerals do not bear traces of hypergene chemical alteration and completely inherit the composition of platinum mineralization from the primary sources that feed the placers. The influence of intermediate pre-Quaternary reservoirs on the formation of the studied platinum placers is minimal.

**Keywords:** *platinum group minerals, Northern Urals, Kytlym concentrically zoned ultramafic massif, typomorphic features of minerals*

#### Funding information

*The work was carried out within the framework of the state assignment of the Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences (no. 122041400193-7)*

#### Acknowledgements

This article is the last work of Gleb Vasilyevich Nesterenko (01.21.1927–07.06.2023). G.V. Nesterenko was a pioneer in the discovery of natural gold sulfide, known as petrovskaite. His passion for life and unwavering curiosity about geology served as an inspiration to his colleagues. The authors express their gratitude to the editors and reviewers for their work, valuable comments, and suggestions. The work was carried out at the Center for Collective Use of Multielement and Isotope Studies of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences.

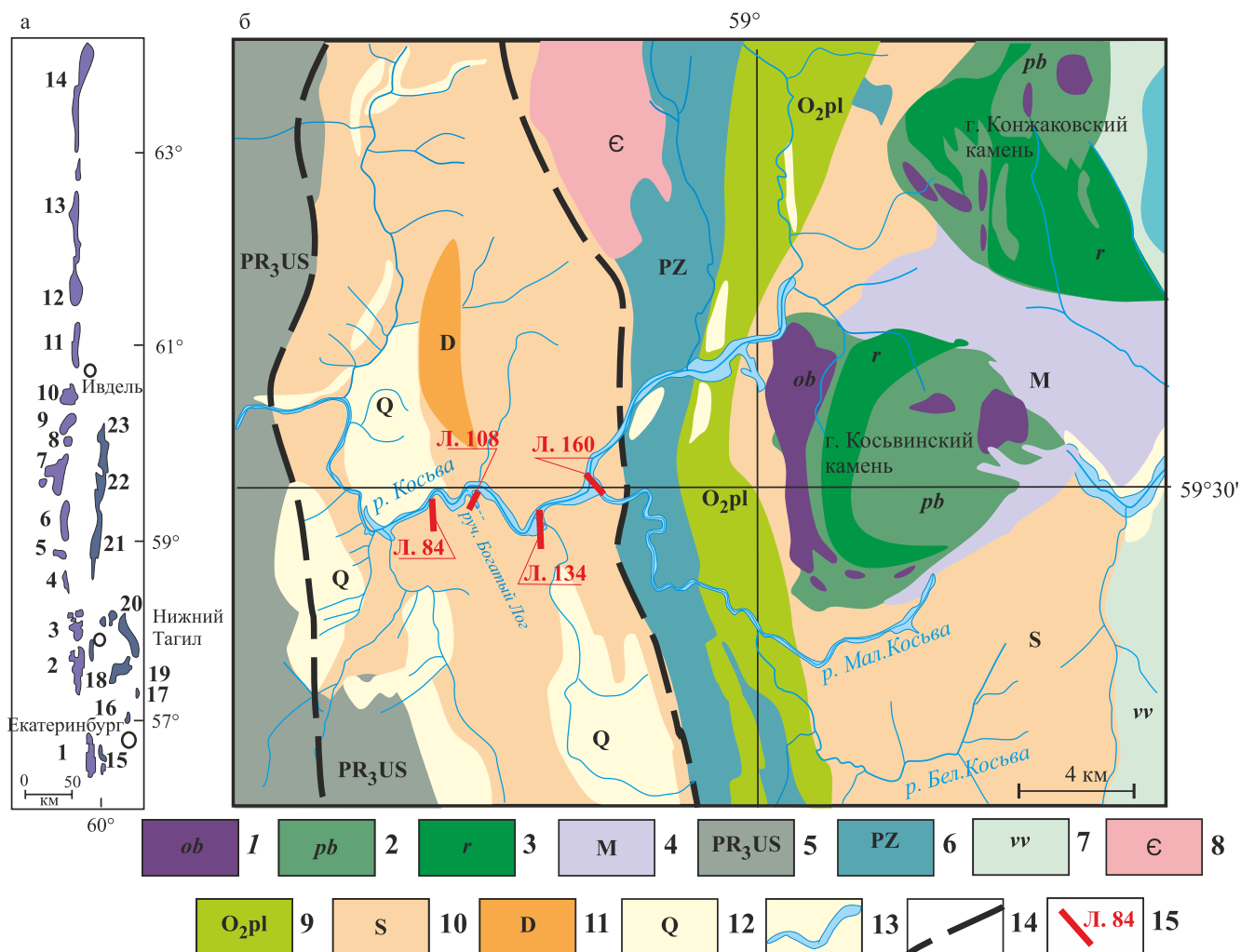
## ВВЕДЕНИЕ

Концентрически-зональные ультрамафитовые комплексы (КЗУМ) (Иванов, 1997; и др.) являются основными структурно-вещественными комплексами Платиноносного пояса Урала. В современной международной литературе такие комплексы получили название комплексов урало-аляскинского типа (Платиноносность..., 1995; Толстых и др., 1996; Garuti et al., 1997; Fedortchuk et al., 2010; и др.). Кытлымский платиноносный узел представлен одноименным массивом площадью более 720 км<sup>2</sup>, расположенным на восточном склоне Северного Урала (рис. 1). Кытлымский КЗУМ, наряду с другими массивами Платиноносного пояса Урала, имеет солидную историю изучения, начинающуюся с конца XIX в. (Зайцев, 1898; Высоцкий, 1923; Заварицкий, 1928; Ефимов, Ефимова, 1967; Волченко и др., 1994; Иванов, 1997; Разин, 2008; Garuti et al., 2002; Готтман, Пушкарев, 2009; Петров, Маслов, 2010; Толстых и др., 2011; Пушкарев и др., 2016; Степанов и др., 2017; Zaccarini et al., 2018; Михайлов и др., 2021; и др.) и может рассматриваться как один из эталонных массивов.

Основным геолого-промышленным типом, формирующим платиносодержащие россыпи Урала, является платиновая минерализация габбро-периidotитовой ассоциации КЗУМов. В связи с этим и большая часть научных исследований была преимущественно направлена на изучение коренного оруденения (Заварицкий, 1928; Бетехтин, 1935;

Кашин и др., 1956; Степанов, 2015; Кузьмин и др., 2020; и др.). Между тем исследованию платиновой минерализации из россыпей уделялось гораздо меньшее внимание. В последние годы появился ряд исследований на современном аналитическом уровне состава и характера преобразования минералов платиновой группы (МПГ) при переходе из коренных руд в россыпи (Баранников, Осовецкий, 2014; Паламарчук и др., 2017; Степанов и др., 2017). Однако значительное количество россыпей изучено недостаточно. При этом исследование особенностей МПГ из элювиальных и делювиальных россыпей позволяет понять процессы, протекающие на различных стадиях формирования крупных россыпных объектов и увязать россыпную минерализацию с определенным типом коренного оруденения. На сегодняшний день исследование типоморфизма и типохимизма МПГ из аллювиальных россыпей остается важной и актуальной проблемой, поскольку позволяет решать вопросы источников и условий образования и преобразования МПГ как на эндогенных, так и на экзогенных стадиях развития. Важным моментом является установление статистических и индивидуальных особенностей зерен: морфологии, химического состава, микротекстурного строения зерен, наличия и состава микровключений. Изучение типохимических особенностей шлиховых минералов платиновой группы, основывающееся не только на традиционных, но и на современных микроскопических методах, приобретает практи-





**Рис. 1.** Положение Кытлымского узла в Платиноносном поясе Урала (а) (Волченко и др., 1998) и схематическое геологическое строение Кытлымского платиноносного узла с привязкой мест отбора выборок МПГ (б) (Государственная ..., 2005).

а. КЗУМ: 1 – Ревдинский, 2 – Нижнетагильский, 3 – Тагило-Баранчинский, 4 – Арбатский, 5 – Качканарский, 6 – Павдинский, 7 – Кытлымский, 8 – Княслинский, 9 – Кумбинский, 10 – Денежкинский, 11 – Помурский, 12 – Чистопский, 13 – Ялпинг-Ньерский, 14 – Хорасюрский; пояса альпинотипных гипербазитов: 15 – Ключевской, 16 – Пышмынский, 17 – Гологорский, 18 – Верх-Нейвинский, 19 – Баженовский, 20 – Алапаевский, 21 – Восточно-Тагильский, 22 – Кольский, 23 – Устейский.

б. Интрузивные образования КЗУМа: 1 – дуниты, 2 – пироксениты, 3 – габбро, 4 – кытлымиты; 5 – верхнепротерозойская подгруппа: метаморфизованные основные породы, сланцы; 6 – нерасчлененный палеозой: кварцево-слюдисто-хлоритовые сланцы; 7 – средний-верхний ордовик: амфиболиты, сланцы, песчаники; 8 – кембрийская система: слюдистые кварциты, конгломераты; 9 – ордовикская система: слюдисто-хлоритовые сланцы; 10 – силурийская система: известняки, доломиты, глинистые сланцы, диабазовые порфириды; 11 – девонская система: песчаники, сланцы, известняки; 12 – четвертичный аллювий; 13 – отработанный платиноносный аллювий; 14 – контуры Вишерско-Висимской депрессии; 15 – пункты отбора выборок МПГ (разведочные линии шурфов и их номера).

**Fig. 1.** Position of the Kytlym node in the Platinum Belt of the Urals (a) (Volchenko et al., 1998) and schematic geological structure of the Kytlym platinum-bearing cluster with reference to the locations of PGM sampling (b) (State ..., 2005).

а. КЗУМ: 1 – Revdinsky, 2 – Nizhny Tagil, 3 – Tagil-Baranchinsky, 4 – Arbatsky, 5 – Kachkanarsky, 6 – Pavdinsky, 7 – Kytlymsky, 8 – Knyaslinsky, 9 – Kumbinsky, 10 – Denezhkinsky, 11 – Pomursky, 12 – Chistopsky, 13 – Yalping-Nyersky, 14 – Khorasur, 15 – Klyuchevskoy, 16 – Pyshmysky, 17 – Gologorsky, 18 – Verkh-Neivinsky, 19 – Bazhenovsky, 20 – Alapaevsky, 21 – East Tagil, 22 – Kola, 23 – Usteisky.

б. Intrusive formations of KZUM: 1 – dunites, 2 – pyroxenites, 3 – gabbro, 4 – kytlymites; 5 – Upper Proterozoic subgroup: metamorphosed basic rocks, shales; 6 – undifferentiated Paleozoic: quartz-mica-chlorite schists; 7 – Middle-Upper Ordovician: amphibolites, shales, sandstones; 8 – Cambrian system: mica quartzites, conglomerates; 9 – Ordovician system: mica-chlorite schists; 10 – Silurian system: mica-chlorite schists; 11 – Devonian system: sandstones, shales, limestones; 12 – Quaternary alluvium; 13 – platinum-bearing alluvium; 14 – contours of the Vishersky-Vishimsky depression; 15 – PGM sampling points (drill holes and their numbers).

rite schists; 10 – Silurian system: limestones, dolomites, shales, diabase porphyrites, 11 – Devonian system: sandstones, shales, limestones, 12 – Quaternary alluvium, 13 – spent platinum-bearing alluvium, 14 – contours of the Vishera-Visim depression, 15 – sampling points MPG (exploration pit lines and their numbers).

ческое значение, поскольку позволяет конкретизировать геологический прогноз (Баранников, Осовецкий, 2014), а также усовершенствовать принципы рационального недропользования, решать задачи по улучшению технологии поиска и разведки месторождений.

Целью данной работы является детальное исследование типоморфных особенностей МПГ двух платиноносных россыпей Кытлымского платиноносного узла: р. Косьва и ее притока – руч. Богатый Лог. Задачи исследования включали изучение зерен МПГ современными локальными методами анализа и сопоставление полученных результатов с опубликованными данными по платиновой минерализации коренных ультрамафитовых пород Кытлымского массива.

## ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Рассматриваемый Кытлымский платиноносный узел (Разин, 2008) расположен в южной части Северного Урала (см. рис. 1а). Существенную часть узла составляет Кытлымский КЗУМ. Изучение его продолжается на протяжении более 170 лет. Результаты одного из первых детальных исследований изложены в работе (Ефимов, Ефимова, 1967). Обширный обзор публикаций прошлого столетия приведен О.К. Ивановым (1997). Кытлымский КЗУМ разбит на пять разрозненных блоков и условно разделен на две части – восточную и западную (Пушкарев и др., 2007). Западная сложена породами дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса (Тылай-Конжаковский, Косьвинский массивы), а восточная – преимущественно габбро (Валенторский, Серебрянский, Сухогорский). При этом дуниты, слагающие ядра массивов, чаще тяготеют к западным, более эродированным, частям. Вмещающие породы представлены ордовик-силурийскими вулканогенно-осадочными и метаморфогенно-преобразованными толщами известняков, доломитов, глинистых сланцев, диабазовых порфириров. В пределах Кытлымского узла широко распространены дизъюнктивные нарушения, что указывает на приуроченность его, как и всего Платиноносного пояса, к зоне глубинного, долгоживущего разлома. Ю.А. Волченко с соавторами (1994, 1998, 2007) включают Кытлымский КЗУМ в платиноносный пояс “структурно-вещественных комплексов обстановок ранних островных дуг, в той или иной мере трансформированных в обстановках поздних островных дуг”. Отмечается приуроченность пояса к зоне субдукции. Данные о платиноносности Кытлымского КЗУМа содер-

жатся во многих публикациях (Иванов, 1997; Волченко и др., 1998, 2007; Garuti et al., 2002; Пушкарев и др., 2007; Разин, 2008; Степанов, 2018; Zaccarini et al., 2011, 2018; Zaykov et al., 2017; и др.). Платиновая минерализация представлена в основном Pt-Fe сплавами (на 98 %), при подчиненном количестве Os-Ru-Ir сплавов.

Аллювиальные отложения региона, наряду с современными, включают древние погребенные (J, K, P) осадки. Древние речные потоки, предположительно, имели субмеридианальную направленность в отличие от современной, преимущественно субширотной (Баранников, 2015). Результаты датирования космогенного  $^3\text{He}$  (Якубович и др., 2021) свидетельствуют о длительной, порядка 30 млн лет, истории формирования россыпных МПГ, в частности, на р. Ис (Средний Урал). Полученные данные, по мнению авторов, “могут отражать многократное переотложение материала в ходе его транспортировки либо указывать на длительность этапов предварительной концентрации полезных компонентов во время этапов пенепленизации”. При этом следует предполагать, что аллювиальные МПГ, наследуя коренную минерализацию, могут в той или иной степени трансформироваться.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Коллекция МПГ отобрана одним из авторов в 1990–1991 гг. в ходе выполнения хоздоговорных работ с объединением “Главалмаззолото”. Коллекция включает четыре выборки по 10–20 зерен (табл. 1), полученных из фракции тяжелого шлиха аллювиальных отложений р. Косьва и руч. Богатый Лог, отобранного вдоль разведочных линий Л-160, Л-134, Л-108, Л-84 (см. рис. 1). Полученные шлихи подвергнуты магнитной и электромагнитной сепарации, в результате чего выделены магнетитовые фракции и фракции хромшпинелидов.

Описание морфологических особенностей зерен МПГ осуществлялось с помощью бинокулярного микроскопа. Далее зерна цементировались эпоксидным компаундом в виде искусственных аншлифов-шашек, которые полировались алмазными пастами для последующей диагностики и детального изучения. Методами рудной микроскопии (AxioScope.A1, Carl Zeiss AG, Germany) изучались микротекстурные особенности и строение зерен. Фотографии в обратнорассеянных электронах (BSE), элементные карты, качественный и количественный анализ минералов получены на сканирующем микроскопе MIRA 3 LMU (Tescan Orsay Holding, Czech Republic) с системой микроанали-

**Таблица 1.** Краткая характеристика МПГ из россыпей р. Косьва (1–3) и руч. Богатый Лог (4)

**Table 1.** Summary characteristics of PGMs from placers of the river Kosva (1–3) and stream Bogaty Log (4)

| № обр. | № пробы | Масса/кол-во зерен = ср. масса, мг | Размеры (min и max), мм    | $K_{уп}^*$ , % | Морфология                                                       | Характеристика поверхности                                            | $CT_{ок}^{**}$ |
|--------|---------|------------------------------------|----------------------------|----------------|------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------|----------------|
| 1      | Л-84    | 59/110 = 0.5                       | 0.15 × 0.20<br>0.95 × 1.30 | 15             | Комковидная, реже таблитчатая и деформированные кристаллы Pt(Fe) | Мелкошагреневая, ямчато-бугорчатая, редкие отпечатки других минералов | 1, 2, 3        |
| 2      | Л-134   | 70.5/68 = 1.0                      | 0.34 × 0.35<br>1.15 × 1.35 | 10             |                                                                  |                                                                       | 1, 2, 3        |
| 3      | Л-160   | 30.0/46 = 0.6                      | 0.10 × 0.15<br>2.65 × 2.20 | 20             |                                                                  |                                                                       | 1, 2           |
| 4      | Л-108   | 85.1/128 = 0.7                     | 0.25 × 0.23<br>1.36 × 1.03 | 10             |                                                                  |                                                                       | 1, 2           |

Примечание.  $K_{уп}^*$  – количество уплощенных зерен МПГ от общего количества всех зерен.  $CT_{ок}^{**}$  – степень окатанности зерен МПГ оценивалась по пятибалльной шкале А.В. Хабакова (1946): 1 – плохо окатанные с закругленными углами и ребрами; 2 – умеренно окатанные со сглаженными углами и ребрами, но с сохранившейся первоначальной формой граней; 3 – хорошо окатанные, округлые, без выраженных углов, ребер, граней.

Note.  $K_{уп}^*$  – the number of flattened PGM grains from the total number of all grains.  $CT_{ок}^{**}$  – degree of roundness of PGM grains was assessed on a five-point scale by A.V. Khabakov (1946): 1 – poorly rounded with rounded corners and edges; 2 – moderately rounded with smoothed corners and edges, but with the original shape of the faces preserved; 3 – well rounded, rounded, without pronounced corners, edges, faces.

за INCA Energy 450 XMax 80 (Oxford Instruments NanoAnalysis Ltd, UK).

Работы проводились при следующих режимах съемки: ускоряющее напряжение – 20 кВ; ток зонда – 1.6 нА; время набора спектра – 20–40 с. При данных условиях измерения разрешение рентгеновского спектрометра составляет 126–127 эВ на линии Mn K $\alpha$ , а размер зонда – 12 нм. Локальность анализа определяется размером области генерации рентгеновского излучения, которая достигает 3–5 мкм. Для количественного анализа подбирались участки зерен размером более чем 3 × 3 мкм. Для количественной оптимизации (нормировка на ток зонда и калибровка спектрометра по энергии) применялся Co<sup>0</sup>. В качестве стандартов для большинства элементов использованы простые оксиды, чистые металлы и стехиометричные минералы (силикаты): кварц (Si, O), корунд (Al), Ti<sup>0</sup>, Fe<sup>0</sup>, Mn<sup>0</sup>, Co<sup>0</sup>, Ni<sup>0</sup>, диопсид (Ca, Mg), Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Cr), Ca<sub>2</sub>P<sub>2</sub>O<sub>7</sub> (P), альбит NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> (Na), ортоклаз KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> (K), FeS<sub>2</sub> (S) и чистые металлы ЭПГ. Предел обнаружения для определяемых элементов находится в диапазоне 0.п–0.0п мас. %. Используемый метод позволяет в одном режиме устанавливать микротекстульные особенности зерен и одновременно определять весь спектр химических элементов их составов, а достигаемая точность является достаточной для решения поставленных задач (Zhmodik et al., 2016). Аналитические исследования проводились в Аналитическом центре Института геологии и минералогии СО РАН “ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН” (аналитик Н.С. Карманов).

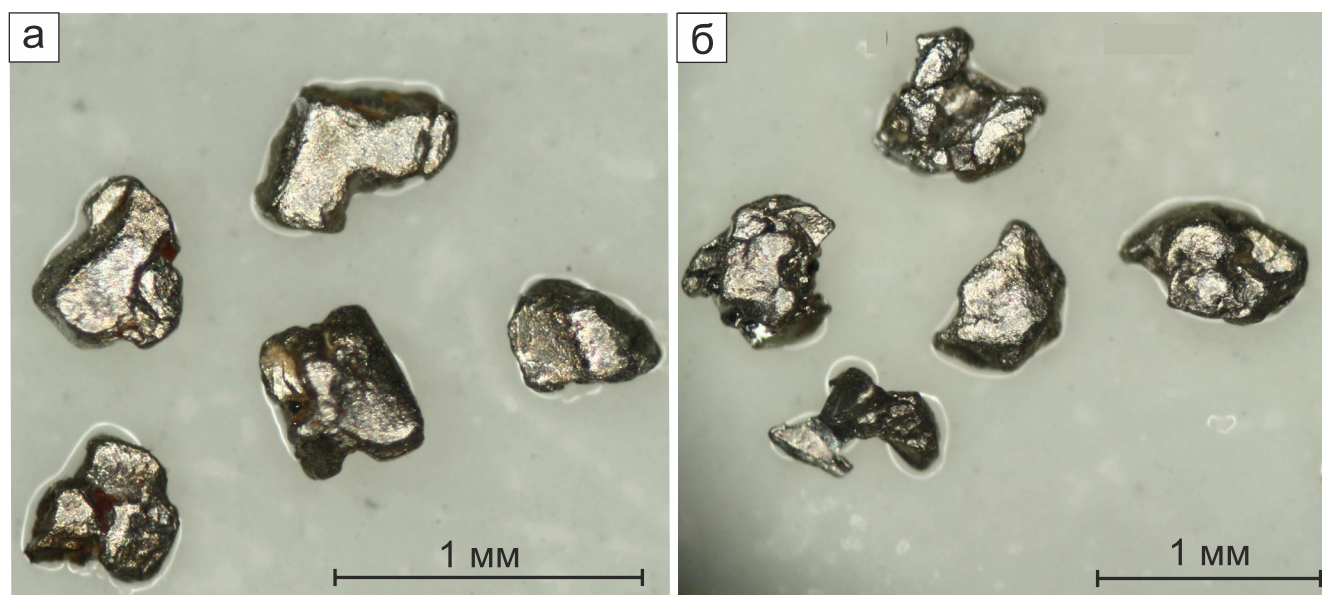
## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

### Морфология МПГ

Детальное изучение зерен МПГ показало, что по своим размерам они относятся к мелким – 0.1–1.0 мм, реже средним – 1.0–2.0 мм – классам крупности. Средняя масса одного зерна платины колеблется в пределах 0.5–1.0 мг (см. табл. 1). Цвет зерен светло-серый. Форма преимущественно комковидная (рис. 2), часть зерен имеет уплощенную форму (см. табл. 1). Окатанность в основном средняя, присутствуют слабоокатанные зерна, практически неизменные, с частично сохранившимися собственными кристаллографическими формами. В большинстве случаев наблюдаются ксеноморфные границы зерен с мелкошагреневой, микроямчатой поверхностью. Иногда имеются углубления, напоминающие отпечатки вмещающих минералов. В нижнем течении р. Косьва (Л-84 и Л-134) встречаются единичные хорошо окатанные зерна.

### Химический состав МПГ

*Pt-Fe* и *Pt-Fe(±Cu)* сплавы. Вся изученная платина относится к интерметаллидам Pt-Fe(±Cu) состава (рис. 3), которые относятся к изоферроплатине (Pt<sub>3</sub>Fe) (пространственная группа *Fm3m*, содержание Fe 25–35 ат. %) и железистой платине (Pt,Fe) (пространственная группа *Pm3m*, содержание Fe 20–50 ат. %) (Cabri, Feather, 1975). Только на основе изучения составов, не используя данные рентге-



**Рис. 2.** Морфология зерен МПГ.

а – зерна платины из аллювиальных отложений р. Косьва, Л-160; б – зерна платины из аллювиальных отложений руч. Богатый Лог, Л-108.

**Fig. 2.** Morphology of PGM grains.

а – platinum grains from alluvial deposits of the river. Kosva, L-160; б – platinum grains from alluvial deposits of the creek. Bogaty Log, L-108.

нофазового анализа, нельзя однозначно классифицировать железистую платину и изоферроплатину, поэтому далее в тексте мы будем использовать обозначение *Pt-Fe сплав*. В качестве примеси в таких сплавах присутствует Cu, при этом ее концентрация несколько выше в менее железистых разновидностях. Составы первичных сплавов образуют на тройной диаграмме тренд от железистой платины до самородной платины (см. рис. 3). Состав Pt-Fe сплавов из россыпи руч. Богатый Лог менее железистый, здесь же встречаются зерна самородной платины с содержанием Fe до 3.5–5.5 мас. % и Cu до 1.5–3.5 мас. %. По первичным Pt-Fe сплавам развиваются вторичные Pt-Fe ± Cu сплавы, относящиеся к минералам ряда тетраферроплатина–туламинит. Они отличаются от магматических сплавов по составу и морфологии, образуя выделения неправильной формы и каймы замещения по магматическим Pt-Fe сплавам. Процесс замещения проявлен с разной степенью интенсивности – от тонких кайм до полного замещения первоначального зерна. В составе Pt-Fe сплавов отмечается постоянное присутствие Rh (0.36–1.41 мас. %), Pd (0.3–1.1 мас. %), Ir (0.9–8.9 мас. %) и Ru (0.28–0.76 мас. %) (табл. 2), содержание которых наследуется и фиксируется в тетраферроплатине и туламините в тех же количествах, что и в первичных зернах железоплатиновых сплавов.

По своему строению зерна подразделяются на однофазные, двух- и редко трехфазные (рис. 4). Они встречаются примерно в равных количествах. Однофазные зерна из р. Косьва сложены Pt-Fe сплавами (изоферроплатиной и железистой платиной), реже тетраферроплатиной и туламинитом (при полном псевдоморфизме). Двухфазные зерна из р. Косьва представлены несколькими разновидностями. Первая состоит из Pt-Fe сплава и тетраферроплатины (см. рис. 4 г-е), которая образует тонкие микронные ориентированные включения и каймы замещения (Л-160). Вторая разновидность – из Pt-Fe сплава и туламинита, который образует каймы (рис. 4ж). Третья – из тетраферроплатины и туламинита, который практически полностью замещает тетраферроплатину (рис. 4з). В последнем случае иногда наблюдаются и реликты первичного Pt-Fe сплава (трехфазные зерна) (рис. 4и). Границы между фазами могут быть четко выражены и легко визуальны различимы (см. рис. 4г, ж), а могут быть относительно размытыми (см. рис. 4з). Среди МПГ руч. Богатый Лог доминируют однофазные зерна Pt-Fe сплавов.

*Os-Ir-(Ru) сплавы* не образуют самостоятельных зерен, а встречаются только в минеральной ассоциации с Pt-Fe сплавами в виде включений. По номенклатуре (Harris, Cabri, 1991), они представлены самородным осмием (70–90 ат. %) и иридием

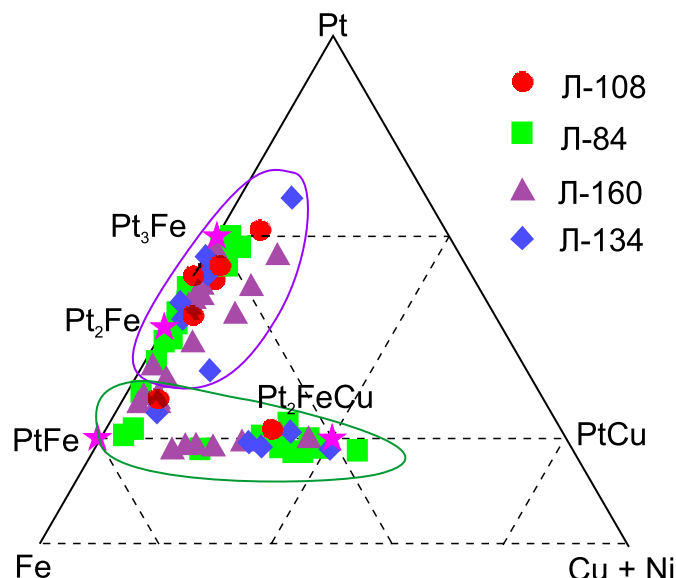
(60–85 ат. %) (рис. 5). В составе Os-Ir-(Ru) сплавов отмечается постоянная примесь Ru (ср. содержание 3.4 мас. %), наиболее высокие содержания которой отмечаются в самородном осмии, где содержание Ru изредка достигает значений 10–11 мас. % (табл. 3). Примеси Rh (ср. содержание 0.85 мас. %) и Pt (ср. содержание 4.9 мас. %) также фиксируются в составе, достигая наибольших значения в иридии (Rh до 1.6–3.2 мас. %, Pt до 10.69 мас. %). На диаграмме Os–Ru–Ir+(Pt,Fe,Rh) все точки составов представленных сплавов расположены вдоль осмий-иридиевого тренда составов гексагональных сплавов (см. рис. 5), что является характерным для сплавов этой системы из массивов урало-аляскинского типа (Лихачев и др., 1987; Толстых и др., 2011).

### Микротекстуры МПГ

Микротекстуры изученных зерен МПГ в соответствии с их строением разбиваются на две группы: однородные (массивные) и неоднородные. Ко вторым относятся зерна с эмульсионно-вкрапленными текстурами, чаще рассеянными, реже – густовкрапленными, обусловленными наличием пластинчатых выделений Os-Ir±Ru состава (рис. 6). К этой же группе относятся зерна с ориентированными включениями тетраферроплатины в Pt-Fe сплаве (см. рис. 4д, е). Наиболее распространены зерна, в которых неоднородное строение обусловлено развитием кайм тетраферроплатины и туламинита, формирующих микрозональную, микропятнистую и каемочную микротекстуры (см. рис. 6в–е). Сами каймы туламинита некоторых массивных зерен сильно трещиноваты (см. рис. 6г–е). В кайме развивается сеть извилистых разнонаправленных микротрещин. Интенсивность микротрещиноватости растет к краю зерна. Иногда наблюдается “более грубая” микрокатаклизическая микротекстура (Исаенко, 1973), обусловленная продолжением микротрещин вглубь зерна (рис. 6д). Иногда обе микротекстуры отмечаются в одном зерне МПГ.

### Микровключения МПГ

Микровключения наблюдаются во многих Pt-Fe(±Cu) сплавах. Надо отметить, что чаще они встречаются в зернах МПГ р. Косьва (в 70% зерен от общего числа), чем в зернах руч. Богатый Лог (менее 40% зерен от общего числа). Они представлены преимущественно включениями Os-Ir-Ru сплавов, форма которых напрямую зависит от их составов. Так, включения осмия представляют собой идиоморфные кристаллы, в то время как включения иридия имеют изометричную форму (рис. 7). Включения осмия обычно формируют крупные единичные вытянутые идиоморфные кристаллы пластинчатого или таблит-



**Рис. 3.** Тройные диаграммы состава (ат. %) Pt-Fe сплавов (изоферроплатины и железистой платины) (фиолетовый контур) и вторичных Pt-Fe(±Cu) сплавов (минералов ряда тетраферроплатина-туламинит) (зеленый контур) из четырех участков аллювиальных отложений р. Косьва (Л-84, Л-134, Л-160) и руч. Богатый Лог (Л-108).

**Fig. 3.** Ternary diagrams of the composition of Pt-Fe alloys (isoferroplatinum and ferruginous platinum) (purple outline) and secondary Pt-Fe(±Cu) alloys (tetraferroplatinum-thulaminite) (green outline) from four areas of alluvial deposits of the river Kosva (Л-84, Л-134, Л-160) and stream Bogaty Log (Л-108).

чатчатого габитуса толщиной от 10 до 100 мкм и длиной 30–200 мкм (см. рис. 7а). Контакты между кристаллами осмия и вмещающей их матрицей Pt-Fe сплава имеют резкую, четкую границу. Как правило, пластинчатые выделения осмия расположены на границах зерен Pt-Fe сплава. Они могут располагаться под острым углом или лежать параллельно поверхности, как бы облекая вмещающее зерно Pt-Fe сплава. В некоторых случаях отчетливо наблюдается деформация пластинок осмия – их изгиб и разрушение. Однако при этом кристаллы осмия частично выступают за его пределы, сохраняя свою форму, что связано с более высокой устойчивостью осмия к механическому истиранию относительно остальных минералов. Похожая картина взаимоотношения крупных ламелей осмия в зерне изоферроплатины ранее описывалась, в частности, и для МПГ из габбро-клинопироксенит-дунитовых массивов Платиноносного пояса Урала (Bowles et al., 1995, 2018; Сидоров и др., 2012; Паламарчук и др., 2017, Козлов и др., 2019, Паламарчук, 2023).



**Таблица 2.** Химический состав некоторых Pt-Fe ( $\pm$ Cu) сплавов р. Косьва и руч. Богатый Лог**Table 2.** Chemical composition of some Pt-Fe ( $\pm$ Cu) alloys p. Kosva and stream Bogaty Log

| МПГ                | Pt-Fe сплавы |        |       |       |       |       |       | Твердые растворы тетраферроплатина-туламинит |       |       |       |       |        |       |
|--------------------|--------------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|----------------------------------------------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|
|                    | Л-108        | Л-84   | Л-134 | Л-160 | Л-108 | Л-84  | Л-134 | Л-160                                        | Л-108 | Л-84  | Л-134 | Л-160 | Л-108  | Л-84  |
| Содержание, мас. % |              |        |       |       |       |       |       |                                              |       |       |       |       |        |       |
| Fe                 | 6.07         | 11.05  | 10.9  | 10.45 | 7.9   | 10.24 | 16.23 | 13.12                                        | 13.08 | 13.57 | 11.78 | 16.25 | 11.63  | 19.32 |
| Ni                 | 0.28         | 0.63   | 2.4   | 0.42  | 0     | 0.51  | 0.00  | 0.57                                         | 0.61  | 0.67  | 0.48  | 0.95  | 0.53   | 1.03  |
| Cu                 | 2.15         | 0.34   | 0.94  | 0.6   | 1.01  | 0.82  | 0.54  | 0.53                                         | 9.54  | 0.46  | 9.66  | 2.19  | 11     | 1.26  |
| Pt                 | 83.61        | 78.37  | 78.9  | 83.03 | 87.2  | 85.09 | 80.65 | 82.95                                        | 73.67 | 74.98 | 75.3  | 75.35 | 74.22  | 77.43 |
| Pd                 | 1.11         | —      | —     | —     | —     | 0.84  | —     | —                                            | —     | —     | 0.29  | —     | 0.48   | 0.32  |
| Os                 | —            | —      | —     | —     | —     | —     | —     | —                                            | —     | 0.9   | —     | —     | —      | —     |
| Ru                 | 0.76         | —      | 0.72  | —     | —     | —     | —     | —                                            | 0.51  | —     | —     | —     | 0.28   | 0.37  |
| Ir                 | 4.84         | 8.98   | 3.35  | 4.73  | 2.78  | 1.14  | 2.89  | 1.65                                         | 0.95  | 8.03  | —     | 3.77  | 1.51   | 0     |
| Rh                 | 0.72         | 1.08   | 1.16  | 0.58  | 0.5   | 0.81  | 0.45  | 0.93                                         | 1.41  | 0.47  | 1.12  | 0.36  | 0.64   | 0.87  |
| $\Sigma$           | 99.54        | 100.44 | 98.37 | 99.81 | 99.39 | 99.45 | 99.76 | 99.75                                        | 99.77 | 99.08 | 98.63 | 98.87 | 100.29 | 100.6 |
| Содержание, ат. %  |              |        |       |       |       |       |       |                                              |       |       |       |       |        |       |
| Fe                 | 17.36        | 29.41  | 28.26 | 28.37 | 22.70 | 27.66 | 39.73 | 33.76                                        | 29.42 | 34.86 | 27.24 | 38.75 | 26.29  | 43.5  |
| Ni                 | 0.76         | 1.6    | 5.92  | 1.08  | 0.00  | 1.31  | 0.00  | 1.4                                          | 1.31  | 1.64  | 1.06  | 2.16  | 1.14   | 2.21  |
| Cu                 | 5.4          | 0.8    | 2.14  | 1.43  | 2.55  | 1.95  | 1.16  | 1.2                                          | 18.86 | 1.04  | 19.63 | 4.59  | 21.85  | 2.49  |
| Pt                 | 68.46        | 59.7   | 58.54 | 64.53 | 71.69 | 65.8  | 56.49 | 61.11                                        | 47.44 | 55.14 | 49.84 | 51.43 | 48.02  | 49.9  |
| Pd                 | 1.67         | —      | —     | —     | —     | 1.19  | —     | 0                                            | —     | 0     | 0.35  | —     | 0.57   | 0.38  |
| Os                 | —            | —      | —     | —     | —     | —     | —     | 0                                            | —     | 0.68  | —     | —     | —      | —     |
| Ru                 | 1.2          | —      | 1.03  | —     | —     | —     | 0.00  | —                                            | 0.63  | —     | —     | —     | 0.35   | 0.46  |
| Ir                 | 4.02         | 6.94   | 2.49  | 3.73  | 2.29  | 0.89  | 2.02  | 1.23                                         | 0.62  | 5.99  | —     | 2.61  | 0.99   | 0     |
| Rh                 | 1.12         | 1.56   | 1.63  | 0.85  | 0.78  | 1.19  | 0.60  | 1.3                                          | 1.72  | 0.66  | 1.41  | 0.47  | 0.79   | 1.06  |

Примечание. Прочерк – ниже предела обнаружения.

Note. The dash is below the detection limit.

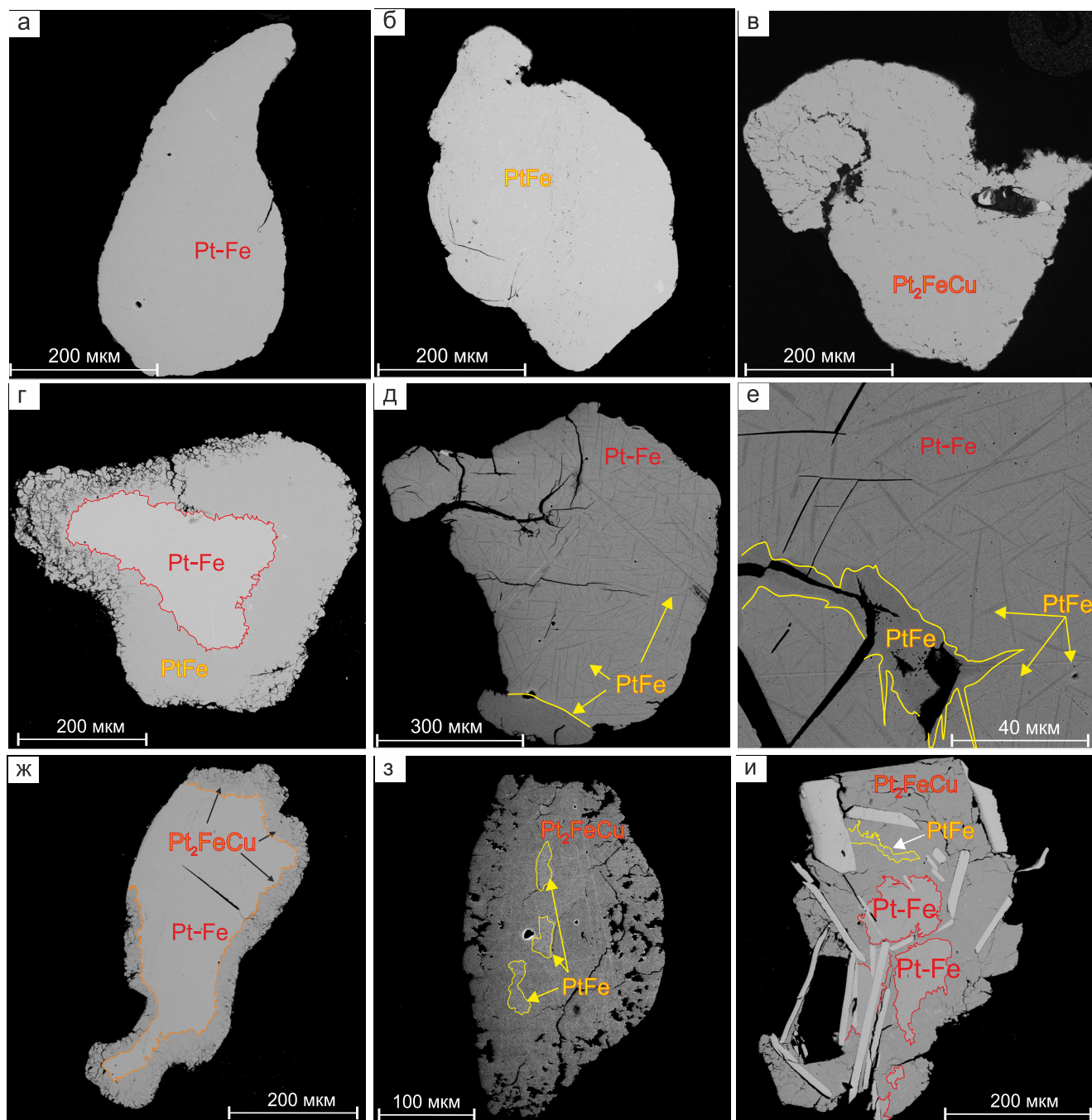
Реже наблюдаются множественные тонкие микронные тонкопластинчатые субпараллельные выделения осмия в иридии (рис. 7б, в). При этом такие игольчатые ламели имеют предпочтительную ориентацию и пересекаются друг с другом под углом 55–60°, что указывает на кристаллографический контроль.

Морфология включений иридиевого состава разнообразна. Наиболее широко распространены мелкие (до 5–7 мкм) множественные изометричные включения иридия, являющиеся продуктами распада Pt-Fe-Ir твердого раствора (см. рис. 7г). Аналогичные структуры распада описаны для платиновых минералов Нижнетагильского массива (Рамдор, 1962). Стоит отметить, что состав таких Pt-Fe сплавов характеризуется повышенным содержанием иридия. Встречаются относительно крупные (до 10 мкм) обособления неправильной формы, преимущественно расположенные вокруг одиночных кристаллов-вкрапленников осмия. Для этих включений иридия обычно характерна субмикронная эмульсионная вкрапленность Pt-Fe состава, образовавшаяся

в результате распада твердого раствора, иногда совместно с тонкопластинчатыми включениями осмия, описанными выше (см. рис. 7в, д).

Часть зерен Pt-Fe сплавов подвержена замещению минералами ряда тетраферроплатина (PtFe)–туламинит (Pt<sub>2</sub>FeCu), которые формируют каймы вокруг зерен Pt-Fe сплава. В некоторых зернах наблюдаются картины постепенного замещения первичных Pt-Fe сплавов до почти полного их преобразования и формирования псевдоморфоз тетраферроплатины и туламинита. В зернах Pt-Fe сплава встречаются ориентированные ламели тетраферроплатины, которые развиваются вдоль трещин спайности по направлениям (111) и (100). Кроме того, отмечаются более поздние включения и «пятна» тетраферроплатины, развивающиеся вдоль деформационных текстур и по трещинам спайности (Бетехтин, 1935, Tolstikh et al., 2015) (см. рис. 7е).

Встречаются микровключения сульфидов и сульфоарсенидов ЭПГ: лаурита-эрликманита, ирарсита (рис. 8а, б; табл. 4). Они приурочены к трещинам и каймам зерен. Лаурит образует крупные

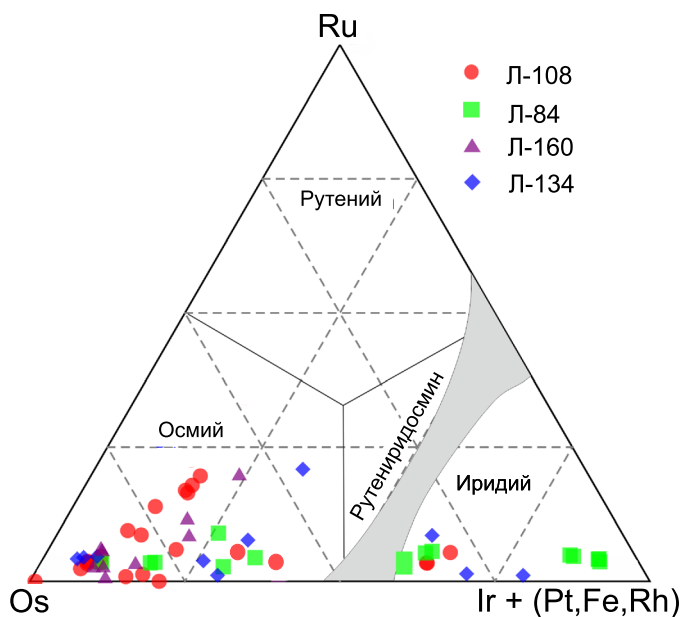


**Рис. 4.** Снимки СЭМ (здесь и далее в режиме обратнорассеянных электронов) однофазных (а–в), двухфазных (г–з) и трехфазных (и) зерен МПГ.

а, б – зерна Pt-Fe сплава; в – туламинит; г – Pt-Fe сплав с каймой тетраферроплатины; д – Pt-Fe сплав с каймой тетраферроплатины; е – Pt-Fe сплав с ламелями тетраферроплатины; ж – Pt-Fe сплав с каймой туламинита; з – тетраферроплатина с каймой туламинита; и – зерно Pt-Fe сплава с каймой тетраферроплатины и туламинита.

**Fig. 4.** SEM images (here in after in backscattered electron mode) of single-phase grains (а–в), two-phase (г–з) and three-phase (и) PGM grains.

а, б – Pt-Fe alloy; в – tulamine; г – Pt-Fe alloy with a tetraferroplatine border; д – Pt-Fe alloy with a tetraferroplatine border; е – Pt-Fe alloy with tetraferroplatine lamellae; ж – Pt-Fe alloy with a tulamine border; з – tetraferroplatine with a tulamine border; и – grain Pt-Fe alloy, bordered with tetraferroplatin and tulamine.



**Рис. 5.** Составы Os-Ir-(Ru) сплавов (ат. %) из четырех участков аллювиальных отложений р. Косьва (Л-84, Л-134, Л-160) и руч. Богатый Лог (Л-108) на диаграмме Os-Ru-Ir + (Pt, Fe, Rh).

Серая область – зона несмешиваемости гексагональных и кубических сплавов.

**Fig. 5.** Compositions of Os-Ir-(Ru) alloys (at. %) from four areas of alluvial deposits of the river Kosva (Л-84, Л-134, Л-160) and stream Bogaty Log (Л-108) on the Os-Ru-Ir + (Pt, Fe, Rh) diagram.

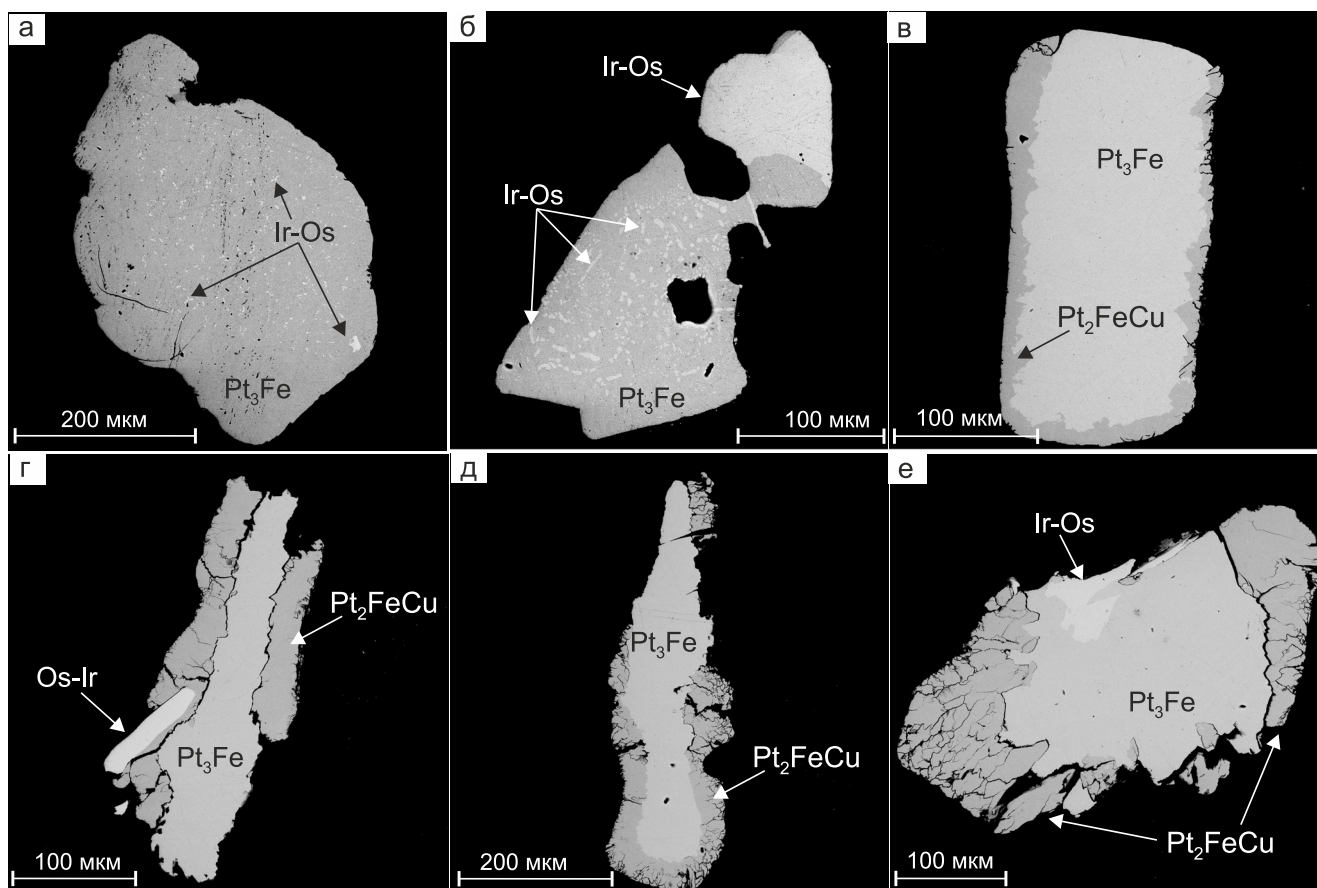
The shaded area – hexagonal and cubic alloy immiscibility zone.

включения до 20 мкм, иногда идиоморфные. В некоторых таких включениях наблюдается зональность, обусловленная изменением содержания Os (эрликманитового минала) в составе лаурита. В химическом составе ирарсита отмечается повышен-

**Таблица 3.** Химический состав Os-Ir-(Ru) сплавов р. Косьва и руч. Богатый Лог

**Table 3.** Chemical composition of Os-Ir-(Ru) alloys of the Kosva and Ruch rivers Rich Log

| Эле-<br>мент       | Os-Ir(-Ru) сплавы |       |        |        |        |        |       |       | Ir-Os(-Ru) сплавы |        |        |        |        |        |       |       |
|--------------------|-------------------|-------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|-------------------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|
|                    | Л-108             |       | Л-134  |        | Л-84   |        | Л-160 |       | Л-108             |        | Л-134  |        | Л-84   |        | Л-160 |       |
| Содержание, мас. % |                   |       |        |        |        |        |       |       |                   |        |        |        |        |        |       |       |
| Fe                 | 0.00              | 0.17  | 0.27   | 0.00   | 0.27   | 0.22   | 0.79  | 0.00  | 0.21              | 0.24   | 0.39   | 3.92   | 0.67   | 0.91   | 0.59  | 0.29  |
| Ni                 | 0.00              | 0.26  | 0.40   | 0.26   | 0.40   | 0.29   | 0.43  | 0.35  | 0.27              | 0.29   | 0.36   | 0.44   | 0.44   | 0.00   | 0.36  | 0.00  |
| Cu                 | 0.00              | 0.00  | 0.22   | 0.00   | 0.22   | 0.00   | 0.00  | 0.00  | 0.00              | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 0.00  | 0.00  |
| Pt                 | 2.59              | 0.00  | 2.41   | 0.11   | 2.41   | 1.55   | 4.21  | 0.00  | 10.69             | 10.26  | 10.73  | 0.55   | 0.73   | 10.11  | 7.73  | 4.90  |
| Ru                 | 5.76              | 10.34 | 2.40   | 5.11   | 2.40   | 2.41   | 8.85  | 1.55  | 1.79              | 1.82   | 0.00   | 3.13   | 4.37   | 2.03   | 0.00  | 0.50  |
| Rh                 | 0.94              | 0.91  | 0.38   | 0.38   | 0.38   | 0.36   | 0.58  | 0.29  | 1.04              | 1.28   | 0.11   | 0.55   | 0.73   | 2.99   | 0.50  | 0.00  |
| Pd                 | 0.00              | 0.00  | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 0.00  | 0.00  | 0.00              | 0.00   | 1.53   | 1.39   | 1.58   | 0.00   | 1.53  | 0.00  |
| Os                 | 79.03             | 69.42 | 90.16  | 72.47  | 70.16  | 62.95  | 75.48 | 86.76 | 33.90             | 34.05  | 33.84  | 28.62  | 28.36  | 8.16   | 35.84 | 39.00 |
| Ir                 | 10.80             | 16.47 | 4.21   | 22.12  | 24.21  | 33.77  | 9.49  | 10.48 | 51.94             | 52.31  | 53.27  | 61.92  | 64.94  | 76.69  | 51.27 | 54.00 |
| Σ                  | 99.12             | 97.40 | 100.45 | 101.45 | 100.45 | 101.55 | 99.83 | 99.43 | 99.84             | 100.25 | 100.23 | 100.52 | 101.82 | 100.89 | 97.82 | 98.69 |
| Содержание, ат. %  |                   |       |        |        |        |        |       |       |                   |        |        |        |        |        |       |       |
| Fe                 | 0.00              | 0.53  | 0.89   | 0.00   | 0.89   | 0.72   | 2.50  | 0.00  | 0.76              | 0.86   | 1.42   | 11.6   | 2.09   | 3.17   | 2.13  | 1.04  |
| Ni                 | 0.00              | 0.78  | 1.26   | 0.81   | 1.27   | 0.91   | 1.30  | 1.07  | 0.94              | 1.00   | 1.26   | 1.25   | 1.31   | 0.00   | 1.24  | 0.00  |
| Cu                 | 0.00              | 0.00  | 0.64   | 0.00   | 0.64   | 0.00   | 0.00  | 0.00  | 0.00              | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 0.00  | 0.00  |
| Pt                 | 0.25              | 0.00  | 0.23   | 0.01   | 0.23   | 0.15   | 0.38  | 0.00  | 1.11              | 1.06   | 1.12   | 0.04   | 0.07   | 1.01   | 0.80  | 0.50  |
| Ru                 | 10.57             | 17.97 | 4.40   | 9.11   | 4.41   | 4.39   | 15.55 | 2.76  | 3.61              | 3.63   | 0.00   | 5.17   | 7.56   | 3.92   | 0.00  | 0.99  |
| Rh                 | 1.69              | 1.55  | 0.68   | 0.67   | 0.69   | 0.64   | 1.00  | 4.21  | 2.06              | 2.51   | 0.22   | 0.89   | 1.24   | 5.67   | 0.98  | 0.00  |
| Pd                 | 0.00              | 0.00  | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 0.00  | 0.00  | 0.00              | 0.00   | 2.94   | 2.18   | 2.60   | 0.00   | 2.90  | 0.00  |
| Os                 | 77.08             | 64.13 | 87.84  | 68.69  | 68.51  | 60.90  | 70.50 | 82.14 | 36.39             | 36.11  | 36.40  | 25.11  | 26.09  | 8.38   | 35.97 | 41.15 |
| Ir                 | 10.41             | 15.04 | 4.05   | 20.73  | 23.37  | 32.30  | 8.76  | 9.81  | 55.12             | 54.84  | 56.64  | 53.70  | 59.05  | 77.85  | 55.98 | 56.32 |



**Рис. 6.** Снимки СЭМ микровкрапленных (а, б) и каемочных (в–е) микротекстур зерен МПГ.

а – зерно Pt-Fe сплава с микронными ламелями Ir-Os состава; б – зерно Pt-Fe сплава с ламелями и включениями Ir-Os состава; в – Pt-Fe сплав с тонкой каймой туламинита; г – Pt-Fe сплав с массивной каймой туламинита и включением Os-Ir состава; д – кайма туламинита с микротрещиноватой текстурой; е – микрокатакластическая текстура каймы туламинита.

**Fig. 6.** SEM images of micro-disseminated (a, б) and rim structures (в–е) PGM grains.

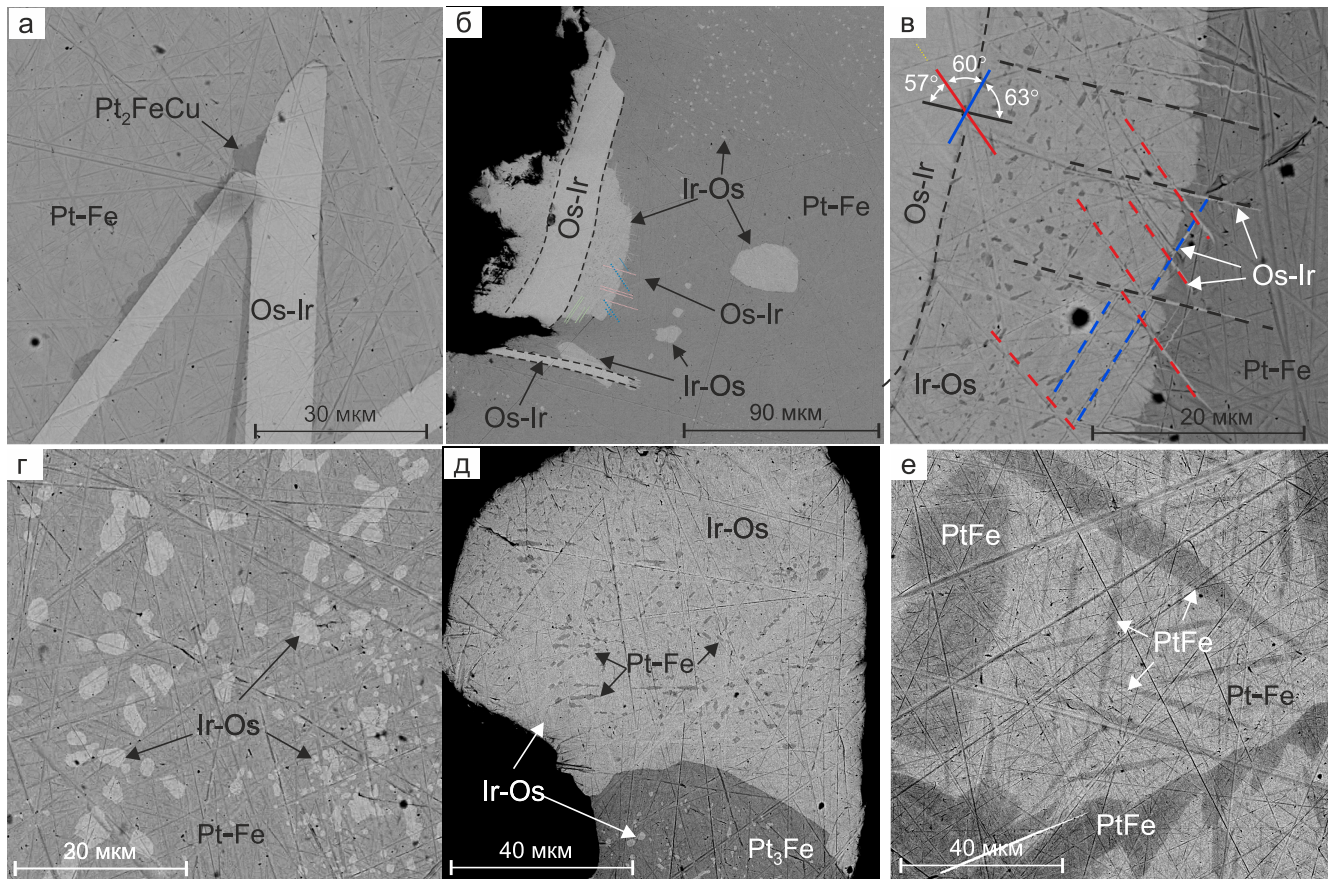
а – grain of Pt-Fe alloy with micron lamellas of Ir-Os composition; б – grain of Pt-Fe alloy with lamellas and inclusions of Ir-Os alloy; в – Pt-Fe alloy with a thin rim of tuluminite; г – Pt-Fe alloy with a massive tuluminite rim and inclusion of Os-Ir composition; д – tuluminite rim with a microcracked structure; е – microcataclastic structure of the tuluminite rim.

ное содержание Rh – до 11.2 мас. %. Важно также отметить наличие большого количества микрополостей, ранее, предположительно, заполненных, судя по их огранке, идиоморфными кристаллами гексагонального осмия (см. рис. 8г).

В одном из зерен туламинита установлены не названные МПГ – интерметаллиды олова, родия, меди, палладия и платины. Они образуют изометричные включения от 2 до 10 мкм в краевой части зерна туламинита (см. рис. 8в). В этих интерметаллидах отмечаются вариации содержания Rh (14–41 мас. %) и Pd (7–24 мас. %) с Pt (5–24 мас. %) при постоянном количестве Cu и Sn. Установлено две разновидности соединения. В первой содержание Rh достигает 14–15 мас. % при Pd 20–23 мас. % и Pt 18–24 мас. % (табл. 5 (1, 2)). Во второй

разновидности содержание Rh значительно выше (34–41 мас. %) при уменьшении доли Pd (6–9 мас. %) и Pt (6–11 мас. %) (табл. 5 (4–8)). При этом надо отметить, что примеси родия и палладия в составе первичных и вторичных Pt-Fe(±Cu) сплавах редко достигают 1 мас. %. При расчете полученных составов получено соотношение, близкое к  $Rh + Pd + Pt + Cu = 3Sn$ , в первом с преобладанием палладия, во втором – родия. Из существующих и описанных ранее минеральных фаз такое соотношение характерно для таймырита  $(Pd, Cu, Pt)_3Sn$ , однако ранее примеси родия в его составе не отмечались (Barkov et al., 2000; Кузьмин, Калугин, 2021). Согласно рассчитанной кристаллохимической формуле можно предположить, что данный интерметаллид, возможно, является структурным





**Рис. 7.** Снимки СЭМ зерен Pt-Fe сплава с включениями Os-Ir-(Ru) сплавов.

а – единичные зерна осмия; б – взаимоотношение кристаллов осмия и включений иридия; в – субпараллельные тонкие пластинчатые включения осмия во включении иридия; г – округлые включения и эмульсионная вкрапленность иридия; д – включение иридия со “строчными” включениями Pt-Fe сплава; е – ламели тетраферроплатины в Pt-Fe сплаве, вдоль которых происходит замещение и образуются “пятна” тетраферроплатины.

**Fig. 7.** SEM images of isoferroplatinum grains with inclusions of Os-Ir-Ru alloys.

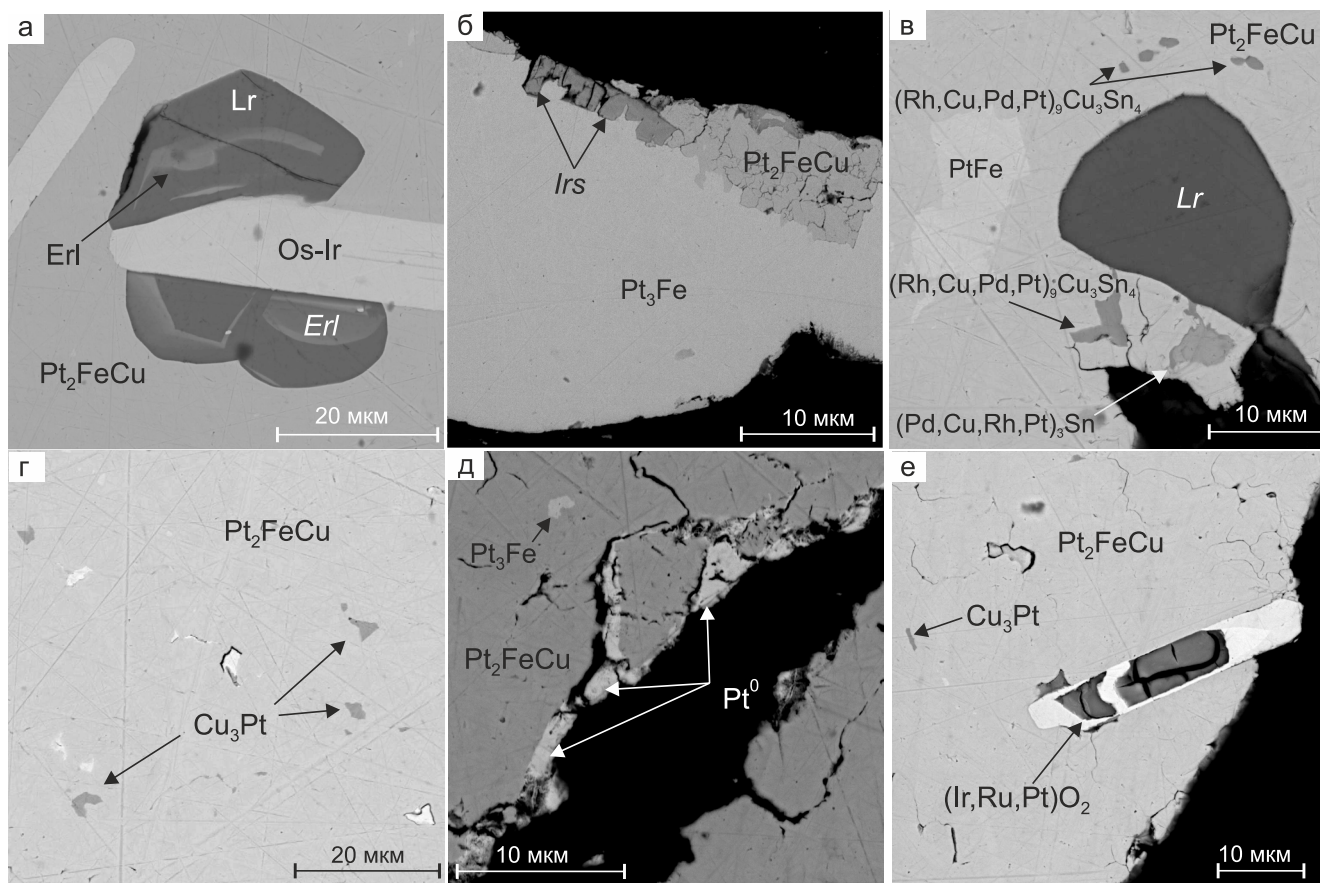
а – single grains of osmium; б – relationship between osmium crystals and iridium inclusions; в – subparallel thin plate-like inclusions of osmium in an inclusion of iridium; г – rounded inclusions and emulsion impregnation of iridium; д – inclusion of iridium with “lowercase” inclusions of Pt-Fe alloy; е – lamellas of tetraferroplatinum in Pt-Fe alloy, along which substitution occurs and “spots” of tetraferroplatinum are formed.

родиевым аналогом таймырита  $(\text{Pd,Cu,Pt})_3\text{Sn}$ , вероятно, с изоморфным замещением Pd и Pt родием.

В другом зерне туламинита установлены сразу несколько интересных проявлений платиновой минерализации. В нем обнаружены единичные включения томамаэита –  $\text{Cu}_3\text{Pt}$  (tomamacite) (см. рис. 8е) (Nishio-Hamane, Saito, 2020). Включения томамаэита достигают 3–5 мкм и имеют изометричные, реже таблитчатые формы (см. рис. 8г, е). Состав томамаэита близок к идеальной формуле  $\text{Cu}_3\text{Pt}$ , он содержит незначительные примеси Fe (до 1.18 мас. %) и Ni (до 0.56 мас. %), а также Rh (до 0.27 мас. %), Ru (до 0.26 мас. %) (табл. 6). Включения фазы  $\text{Cu}_3\text{Pt}$  ранее описаны для ассоциаций МПГ Нижнетагильского и Вересовоборского массивов

(Степанов, 2015). Похожая картина описана Кузьминым с соавторами для ассоциации вторичных Pt-Fe интерметаллидов из клинопироксенит-дунитового массива Желтая Сопка на Северном Урале (Кузьмин и др., 2020). По краю этого зерна в трещине туламинита развивается самородная высокопробная платина. Она образует кайму в 3–5 мкм и заполняет трещинки (см. рис. 8д). В ее химическом составе отмечается постоянное незначительное количество примесей Pd, Cu, Fe и Ni (табл. 7). В этом же зерне встречены сложные оксиды ЭПГ с преобладанием в составе Ir, Ru и Pt, которые по стехиометрическим соотношениям соответствуют  $\text{HO}_2$ . Подобные оксиды отмечались и ранее на Урале (Garuti et al., 1997; Толстых и др., 2011; Сидо-





**Рис. 8.** Снимки СЭМ включений МПГ в зернах Pt-Fe(±Cu) сплавов.

а – зональное включение лаурита-эрликманита вокруг ламели Os-Ir в туламините; б – включение ирарсита в кайме туламинита Pt-Fe сплава; в – включения неназванного интерметаллида (Rh-Pd-Cu-Pt-Sn) в туламините; г – включения томамазита  $\text{Cu}_3\text{Pt}$  и Pt-Fe сплава в туламините; д – самородная платина в трещине в зерне туламинита; е – Ir-содержащая оксидная фаза –  $(\text{Ir,Ru,Pt})\text{O}_2$ , развитая по кристаллу Os-Ir. Erl – эрликманит, Lr – лаурит, Irs – ирарсит.

**Fig. 8.** SEM images of PGM inclusions in grains of Pt-Fe(±Cu) alloys.

а – zonal inclusion of laurite-erlikmanite around the Os-Ir lamella in tulaminitite; б – inclusion of irarsite in the rim of tulaminitite in isoferroplatinum; в – inclusions of an unnamed intermetallic compound (Rh-Pd-Cu-Pt-Sn) in tulaminitite; г – inclusions of  $\text{Cu}_3\text{Pt}$  tomamite and Pt-Fe alloy in tulaminitite; д – native platinum in a crack and along the edge in a tulaminitite grain; е – Ir-containing oxide phase  $(\text{Ir,Ru,Pt})\text{O}_2$  that develops along Os-Ir alloys in a tulaminitite grain. Erl – erlikmanite, Lr – laurite, Irs – irarsite.

ров и др., 2012). Они располагаются в зонах микро-трещиноватости и тесно ассоциируют с ламелями осмия (см. рис. 8е), возможно, замещают их. Полученные при анализе суммы меньше 100 мас. % (табл. 8), что может указывать на присутствие в соединении (ОН)-групп (Gornostayev et al., 1999) или быть следствием трещиноватости, характерной для подобных оксидов (Ahmed, Arai, 2003). Помимо основных элементов, при анализе установлены в небольших количествах Fe (до 5.69 мас. %) и Rh (до 3.24 мас. %). Остальные элементы содержатся в незначительных количествах (около 1 мас. % и менее) и, вероятно, являются примесными в результате нахождения в микротрещинах гетита, каолинита и пр.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные данные по составу зерен МПГ из аллювия р. Косьва и руч. Богатый Лог хорошо согласуются с классическим положением об унаследованном характере таких ассоциаций в россыпях ближнего сноса, в том числе и Урала (Баранников, Осовецкий, 2014; Степанов, 2018; Stepanov et al., 2019; и др.). Аллювиальная ассоциация изученных МПГ представлена Pt-Fe интерметаллидами, что характерно для большинства КЗУМов Урала (Малич и др., 2011; Паламарчук и др., 2017; Толстых и др., 2011; Степанов и др., 2020, 2021). Проявления хром-платиновой минерализации в Кытлымском и Нижне-Тагильском КЗумах описаны в целом ря-

**Таблица 4.** Состав микровключений лаурита (1–4) и ирарсита (5) в Pt-Fe сплаве по данным СЭМ-ЭДС, мас. %**Table 4.** Composition of microinclusions of laurite (1-4) and irarsite (5) in Pt-Fe alloy according to SEM-EDS data, wt %

| № обр.  | S                                                                                                                           | As    | Ru    | Rh    | Pd | Os    | Ir    | Pt   | Сумма |
|---------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------|-------|-------|----|-------|-------|------|-------|
| 1       | 38.40                                                                                                                       | –     | 54.16 | 0     | 0  | 2.61  | 3.63  | 0    | 98.68 |
| 2       | 38.88                                                                                                                       | –     | 56.02 | 0     | 0  | 4.28  | 0.72  | 0    | 99.90 |
| 3       | 35.89                                                                                                                       | –     | 43.85 | 1.01  | 0  | 16.24 | 2.2   | 0    | 99.19 |
| 4       | 39.16                                                                                                                       | –     | 56.59 | 0     | 0  | 1.55  | 0.99  | 0    | 98.29 |
| Формула |                                                                                                                             |       |       |       |    |       |       |      |       |
| 1       | $(\text{Ru}_{0.91}\text{Ir}_{0.03}\text{Os}_{0.02})_{0.96}\text{S}_{2.04}$                                                  |       |       |       |    |       |       |      |       |
| 2       | $(\text{Ru}_{0.93}\text{Os}_{0.04}\text{Ir}_{0.01})_{0.97}\text{S}_{2.03}$                                                  |       |       |       |    |       |       |      |       |
| 3       | $(\text{Ru}_{0.79}\text{Os}_{0.15}\text{Ir}_{0.02}\text{Rh}_{0.02})_{0.98}\text{S}_{2.02}$                                  |       |       |       |    |       |       |      |       |
| 4       | $(\text{Ru}_{0.93}\text{Os}_{0.02}\text{Ir}_{0.01})_{0.96}\text{S}_{2.04}$                                                  |       |       |       |    |       |       |      |       |
|         | S                                                                                                                           | As    | Ru    | Rh    | Pd | Os    | Ir    | Pt   | Сумма |
| 5       | 12.53                                                                                                                       | 23.43 | 1.86  | 11.24 | 0  | 0.33  | 47.79 | 0.89 | 98.38 |
| Формула |                                                                                                                             |       |       |       |    |       |       |      |       |
| 5       | $(\text{Ir}_{0.92}\text{Rh}_{0.3}\text{Ru}_{0.05}\text{Pt}_{0.001}\text{Os}_{0.004})_{1.02}\text{As}_{0.92}\text{S}_{1.06}$ |       |       |       |    |       |       |      |       |

Примечание. Прочерк – ниже предела обнаружения.

Note. The dash is below the detection limit.

**Таблица 5.** Состав микровключений интерметаллида родия, меди и палладия (Rh,Pd,Cu,Pt)<sub>3</sub>Sn по данным СЭМ-ЭДС, мас. %**Table 5.** Composition of microinclusions of rhodium, copper and palladium intermetallic compound (Rh,Pd,Cu,Pt)<sub>3</sub>Sn according to SEM-EDS data, wt %

| № обр.  | Fe                                                                                                                                                   | Cu    | Rh    | Pd    | Sn    | Sb   | Te   | Pt    | Сумма  |
|---------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------|-------|-------|-------|------|------|-------|--------|
| 1       | 0.41                                                                                                                                                 | 14.33 | 15.47 | 23.92 | 25.92 | –    | –    | 17.82 | 97.87  |
| 2       | 0.59                                                                                                                                                 | 14.58 | 14.46 | 21.48 | 25.26 | –    | –    | 24.36 | 100.73 |
| 3       | 1.09                                                                                                                                                 | 15.09 | 39.85 | 7.98  | 28.13 | 1.18 | 0.91 | 5.78  | 100.01 |
| 4       | 0.58                                                                                                                                                 | 15.45 | 41.05 | 9.05  | 29.90 | 0.77 | 0.60 | 5.05  | 102.45 |
| 5       | 2.40                                                                                                                                                 | 14.86 | 34.30 | 7.16  | 23.91 | 0.94 | 0.63 | 13.84 | 98.04  |
| 6       | 2.04                                                                                                                                                 | 14.72 | 34.68 | 6.51  | 26.71 | –    | –    | 11.70 | 96.36  |
| 7       | 0.75                                                                                                                                                 | 15.25 | 40.72 | 8.99  | 28.91 | –    | –    | 5.53  | 100.15 |
| 8       | 1.07                                                                                                                                                 | 14.93 | 36.25 | 5.75  | 26.97 | –    | –    | 6.92  | 91.89  |
| Формула |                                                                                                                                                      |       |       |       |       |      |      |       |        |
| 1       | $(\text{Pd}_{0.98}\text{Cu}_{0.98}\text{Rh}_{0.66}\text{Pt}_{0.39}\text{Fe}_{0.03})_{3.05}\text{Sn}_{0.95}$                                          |       |       |       |       |      |      |       |        |
| 2       | $(\text{Pd}_{0.97}\text{Cu}_{0.94}\text{Rh}_{0.61}\text{Pt}_{0.5}\text{Fe}_{0.05})_{3.07}\text{Sn}_{0.93}$                                           |       |       |       |       |      |      |       |        |
| 3       | $(\text{Rh}_{1.5}\text{Cu}_{0.9}\text{Pd}_{0.4}\text{Pt}_{0.1}\text{Fe}_{0.07})_{2.97}(\text{Sn}_{0.96}\text{Sb}_{0.04}\text{Te}_{0.03})_{1.03}$     |       |       |       |       |      |      |       |        |
| 4       | $(\text{Rh}_{1.6}\text{Cu}_{0.9}\text{Pd}_{0.3}\text{Pt}_{0.1}\text{Fe}_{0.05})_3(\text{Sn}_{0.96}\text{Sb}_{0.02}\text{Te}_{0.02})_1$               |       |       |       |       |      |      |       |        |
| 3       | $(\text{Rh}_{1.38}\text{Cu}_{0.95}\text{Pt}_{0.29}\text{Pd}_{0.27}\text{Fe}_{0.07})_{3.03}(\text{Sn}_{0.92}\text{Sb}_{0.03}\text{Te}_{0.02})_{0.97}$ |       |       |       |       |      |      |       |        |
| 6       | $(\text{Rh}_{1.42}\text{Cu}_{0.97}\text{Pd}_{0.26}\text{Pt}_{0.25}\text{Fe}_{0.15})_{3.05}\text{Sn}_{0.95}$                                          |       |       |       |       |      |      |       |        |
| 7       | $(\text{Rh}_{1.57}\text{Cu}_{0.95}\text{Pd}_{0.34}\text{Pt}_{0.11}\text{Fe}_{0.05})_{3.03}\text{Sn}_{0.97}$                                          |       |       |       |       |      |      |       |        |
| 8       | $(\text{Rh}_{1.53}\text{Cu}_{1.02}\text{Pd}_{0.23}\text{Pt}_{0.15}\text{Fe}_{0.08})_{3.02}\text{Sn}_{0.98}$                                          |       |       |       |       |      |      |       |        |

**Таблица 6.** Химический состав томамаэита из включений в зерне туламинита (обр. Л-134-26) из платиноносной россыпи р. Косьва

**Table 6.** Chemical composition of tomamaeite from inclusions in tulaminite grain (Sample Л-134-26) from the platinum-bearing placer of the river Kosva

| № обр.  | Fe                                                                                                                    | Ni   | Cu    | Ru   | Rh   | Pt    | Сумма  |
|---------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------|-------|------|------|-------|--------|
| 1       | 0.02                                                                                                                  | 0.29 | 48.33 | 0.27 | 0.25 | 49.13 | 98.50  |
| 2       | 0.17                                                                                                                  | 0.56 | 45.56 | 0.25 | 0.27 | 51.47 | 99.29  |
| 3       | –                                                                                                                     | –    | 49.42 | 0    | 0    | 50.58 | 100.00 |
| Формула |                                                                                                                       |      |       |      |      |       |        |
| 1       | $(\text{Cu}_{2.97}\text{Fe}_{0.001}\text{Ni}_{0.02})_{2.99}(\text{Pt}_{0.99}\text{Rh}_{0.01}\text{Ru}_{0.01})_{1.01}$ |      |       |      |      |       |        |
| 2       | $(\text{Cu}_{2.9}\text{Fe}_{0.001}\text{Ni}_{0.04})_{2.94}(\text{Pt}_{1.04}\text{Rh}_{0.01}\text{Ru}_{0.01})_{1.06}$  |      |       |      |      |       |        |
| 3       | $\text{Cu}_3\text{Pt}$                                                                                                |      |       |      |      |       |        |

Примечание. Образцы 1, 2 – данные авторов, зерно из россыпи р. Косьва (Л-134-26); 3 – данные с сайта www.mineralatlas.eu. Прочерк – ниже предела обнаружения.

Note. Samples 1, 2 – data from the authors, grain from the placer of the Kosva river (Л-134-26), 3 – data from the website www.mineralatlas.eu. The dash is below the detection limit.

**Таблица 7.** Состав высокопробной платины по данным СЭМ-ЭДС

**Table 7.** Composition of high-grade platinum according to SEM-EDS data

| № обр. | Fe   | Ni   | Cu   | Ru   | Pd   | Ir | Pt    | Сумма |
|--------|------|------|------|------|------|----|-------|-------|
| мас. % |      |      |      |      |      |    |       |       |
| 1      | 0.56 | 0.35 | 1.35 | 0    | 0.42 | 0  | 95.12 | 97.8  |
| 2      | 0.6  | 0.15 | 1.08 | 0    | 0.68 | 0  | 95.16 | 97.67 |
| 3      | 0.42 | 0.33 | 1    | 0.24 | 0.75 | 0  | 94.87 | 97.62 |
| 4      | 0.43 | 0.35 | 1.12 | 0    | 0.8  | 0  | 95.42 | 98.12 |
| ат. %  |      |      |      |      |      |    |       |       |
| 1      | 1.90 | 1.13 | 4.02 | 0    | 0.75 | 0  | 92.21 | 100   |
| 2      | 2.05 | 0.49 | 3.24 | 0    | 1.22 | 0  | 93.01 | 100   |
| 3      | 1.43 | 1.07 | 3.00 | 0.45 | 1.34 | 0  | 92.70 | 100   |
| 4      | 1.46 | 1.13 | 3.34 | 0    | 1.42 | 0  | 92.65 | 100   |

де публикаций, также предложены модели формирования таких рудных зон в дунитах (Ефимов, Ефимова, 1967; Малахов, Малахова, 1970; Иванов, 1997; Пушкарёв, 2000; Пушкарёв и др., 2007; и др.). В нашем случае питающими коренными источниками для россыпей служат породы Кытлымского КЗУМа, Косьвинского дунит-клинопирокенит-габбрового комплекса, в которых установлены изоферроплатина и тетраферроплатина состава Fe,Ni-Pt(Ir,Pd,Rh)-Cu (мас. %): 1) 11.6–88.58–0.89, 2) 10.5–86.75–0.57, 3) 13.4–83.2–2.09 (Пушкарёв и др., 2007; Garuti et al., 2002). Содержание примесных ЭПГ в Fe-Pt сплавах из коренных пород варьируется, достигая Rh – 1.15 мас. %, Ir – 1.4 мас. %, Pd – 0.5 мас. %, тогда как Ru и Os практически отсутствуют. Этот состав близок к составу

в Pt-Fe сплавов и тетраферроплатины изученных россыпей (см. табл. 2) и соответствует формульному стехиометрическому составу: 1)  $\text{Pt}_3(\text{Fe,Ni,Cu})$ , 2)  $\text{Pt}_{2.5}(\text{Fe,Ni,Cu})_{1.5}$ , 3)  $\text{Pt}(\text{Fe,Ni,Cu})$ . Таким образом, прослеживаются почти все промежуточные составы интерметаллидов между железистой платиной и изоферроплатиной, что свидетельствует о понижении фугитивности кислорода в ходе эволюции рудоформирующей системы (Amosse et al., 2000). Содержание примесных элементов в изученных сплавах Pt-Fe при достаточно широком разнообразии составов показывает тенденцию к обогащению Ir и Rh относительно Pd (рис. 9). Подобная картина в целом совпадает с распределением второстепенных элементов в изоферроплатине, связанным с расслоенными интрузиями урало-аля-

Таблица 8. Состав оксида ЭПГ

Table 8. Composition of PGE oxide

| Элемент  | мас. %       |              | Форм. ед.    |              |
|----------|--------------|--------------|--------------|--------------|
|          | Включ. 1     | Включ. 2     | Включ. 1     | Включ. 2     |
| Pt       | <b>9.51</b>  | <b>6.63</b>  | <b>0.062</b> | <b>0.044</b> |
| Ir       | <b>28.7</b>  | <b>30.65</b> | <b>0.189</b> | <b>0.206</b> |
| Ru       | <b>13.14</b> | <b>14.48</b> | <b>0.164</b> | <b>0.185</b> |
| Rh       | 2.52         | 3.24         | 0.031        | 0.041        |
| Os       | 0.77         | 0.31         | 0.005        | 0.002        |
| As       | 2.94         | 0.72         | 0.050        | 0.012        |
| Cu       | 0.68         | 0.27         | 0.014        | 0.005        |
| Ni       | 0.37         | 0.24         | 0.008        | 0.005        |
| Fe       | 5.69         | 4.4          | 0.129        | 0.102        |
| Mn       | 0.1          | 1.44         | 0.002        | 0.034        |
| V        | 0.28         | 0.55         | 0.007        | 0.014        |
| Ti       | 0.56         | 2.09         | 0.015        | 0.056        |
| Ca       | 1.74         | 2.02         | 0.055        | 0.065        |
| S        | 0.1          | 0.98         | 0.004        | 0.040        |
| Si       | 1.02         | 1.01         | 0.046        | 0.047        |
| Al       | 0.83         | 0.89         | 0.039        | 0.043        |
| Na       | 0.96         | —            | 0.053        | 0.000        |
| <b>O</b> | <b>26.81</b> | <b>25.78</b> | <b>2.13</b>  | <b>2.10</b>  |
| Сумма    | 96.72        | 95.7         | 3            | 3            |

Примечание. Полу жирным выделены преобладающие компоненты в составе оксида.

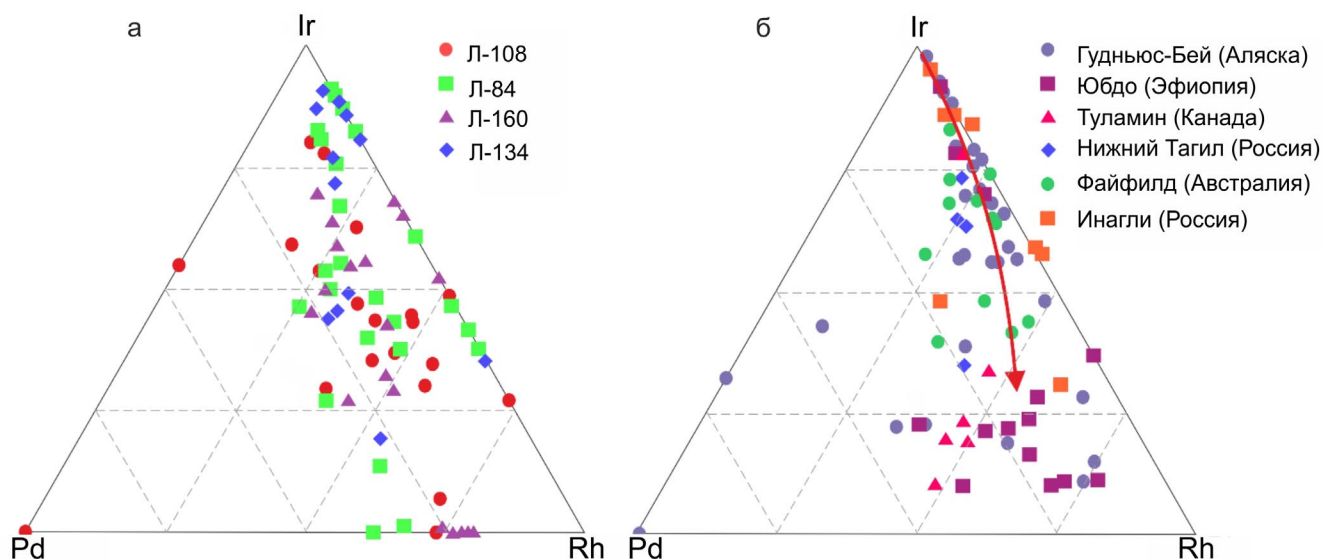
Note. The predominant components in the composition of the oxide are highlighted in bold.

скинского типа (Tolstykh et al., 2002). Известно, что повышенные концентрации иридия в железоплатиновых твердых растворах характерны для хромитов и дунитов зональных массивов (Malitch, Thalhammer, 2002; Малич и др., 2011).

В россыпных МПГ просматривается много признаков, свойственных МПГ из питающих источников, охарактеризованных ранее в литературе. К общим типоморфным признакам, кроме состава, следует отнести существование включений Os-Ir сплавов в Pt-Fe матрице; включения сульфидов и сульфосеннидов ЭПГ; замещение первичных магматических Pt-Fe сплавов вторичными минералами ряда тетраферроплатина–туламинит как по ослабленным зонам, так и с формированием кайм замещения. Вероятно, именно хромититы из эродированных серпентинизированных дунитов западных склонов Кытлымского КЗУМа (Сосновское и Косвинское дунитовые тела) являются основными питающими областями сноса для россыпей р. Косьва и руч. Богатый Лог. Исследование типоморфных особенностей и онтогении зерен МПГ позволяет сделать вывод о длительной многоэтапной истории их формирования. Можно выделить

микротекстуры, которые сформировались как в магматическую, так и в более позднюю постмагматическую стадию развития рудообразующей системы. Присутствие включений Os-Ir-(Ru) сплава с преобладанием осмия в составе свидетельствует о высокотемпературных условиях и глубинном характере исходных расплавов. В зернах наблюдается результат магматической дифференциации тугоплавких фаз ЭПГ из Pt-Fe сплава, при этом составы Os-Ir-(Ru) сплавов отражают этап эволюции рудоформирующей системы. Они имеют выраженный осмиевый тренд от преимущественно осмиевого до иридиевого состава (см. рис. 5). Содержание Ir в самородном осмии возрастает на более поздних этапах формирования МПГ парагенезисов в процессе ее развития (Tolstykh et al., 2005). Об этом свидетельствует как состав Os-Ir-(Ru) сплавов, так и форма их выделения.

На основании оценки пространственно-временных взаимоотношений МПГ и изменения их химического состава можно предположить следующую последовательность формирования платинометаллической минерализации. Первым из магматического расплава кристаллизуется самородный



**Рис. 9.** Концентрация и соотношение примесных элементов в Pt-Fe сплавах аллювиальных россыпей р. Косьва и руч. Богатый Лог (а) и некоторых россыпей урало-алейского типа (б) (Tolstykh et al., 2002).

**Fig. 9.** Concentration and ratio of impurity elements in Pt-Fe alloys alluvial placers of the river Kosva and stream Bogaty Log (a) and some placers of the Ural-Alaskan type (b) (Tolstykh et al., 2002).

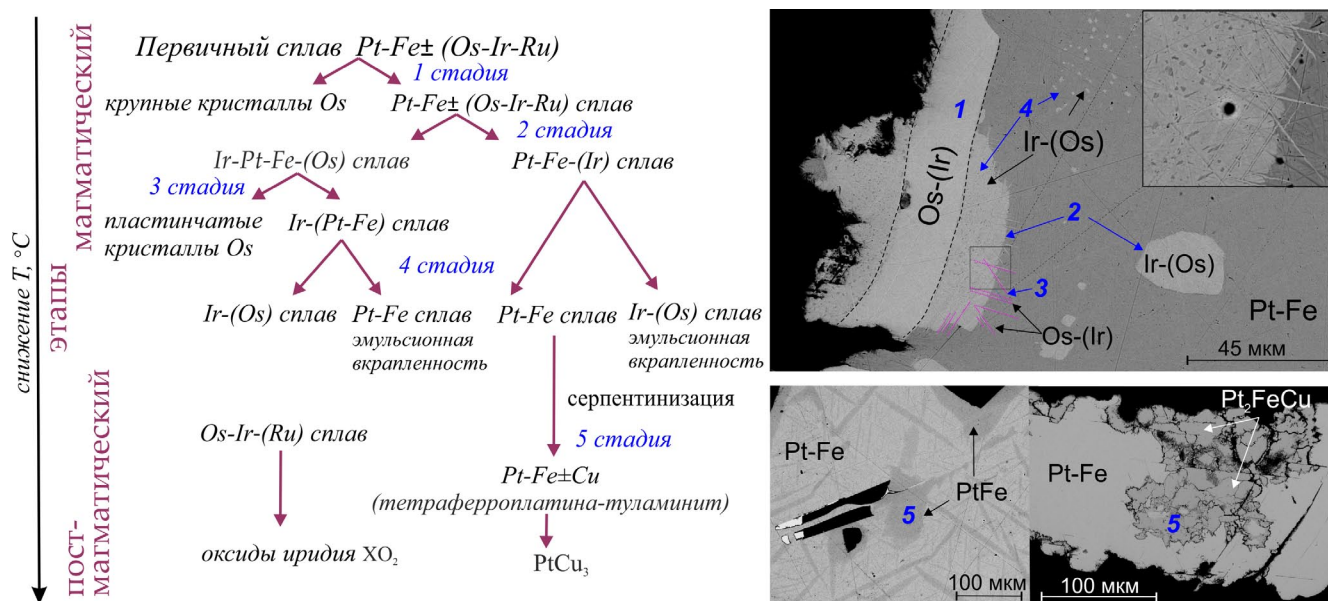
осмий – 1-я стадия (рис. 10), который формирует крупные идиоморфные кристаллы. По мере его кристаллизации окисно-металлическая составляющая расплава насыщается Ir. При этом часть расплава, обогащенная иридием Ir-Pt-Fe-(Os), при снижении температуры сепарируется вокруг уже существующих кристаллов осмия, возможно удерживаясь вокруг них за счет эффекта адгезии, – 2-я стадия (см. рис. 10). Индивиды (кристаллы) осмия при этом служат центрами кристаллизации для более поздних МПГ. В процессе остывания этого расплава, обогащенного иридием Ir-Pt-Fe-(Os), поэтапно выкристаллизовываются пластинчатые кристаллы осмия (см. рис. 10), а далее кристаллизуется и сам высокотемпературный твердый раствор – Ir-(Pt-Fe). При понижении температуры до 850–750°C (рис. 11) происходит распад твердого раствора Ir-(Pt-Fe) на Pt-Fe сплав, обогащенный иридием и самородный иридий, – 3-я стадия (см. рис. 7в). Магматический этап образования минералов платины завершается кристаллизацией Pt-Fe сплавов, часть из которых (более высокотемпературная) обогащена иридием. Высокая температура кристаллизации Pt-Fe сплава, согласно экспериментальным данным, способствует повышенному содержанию в нем Ir (Makovicky, Karup-Møller, 2000). Высокотемпературные Pt-Fe-(Ir) твердые растворы при понижении температуры распадаются на иридную изоферроплатину и обогащенный платиной иридий согласно экспериментальным диаграм-

мам двойных сплавов, это приводит к образованию эмульсионной вкрапленности Ir-(Os) сплавов в Pt-Fe матрице – 4-я стадия (см. рис. 10).

Исследование условий равновесия между сосуществующими сплавами Pt-Fe, Os-Ir и Ir-Os проиллюстрировано на рис. 11, который представляет собой проекцию двухфазных МПГ на псевдотернарную систему Pt+(Fe) – Os+(Ru) – Ir+(Rh) (Raub, 1964, Slansky et al., 1991; Vacher et al., 1954). Расчетные равновесные температуры для Pt-Fe, Os-Ir и Ir-Os сплавов находятся в диапазоне от 850 до 750°C.

Постмагматическое изменение первичных Pt-Fe сплавов представляло собой преобразование первичных минералов платины с преобладанием псевдоморфного замещения прежде всего за счет серпентинизации вмещающих пород, а также выветривания. Сначала происходило метасоматическое замещение Pt-Fe сплавов тетраферроплатиной (PtFe), а далее за счет привноса меди – туламинитом (Pt<sub>2</sub>FeCu) (см. рис. 10, 5-я стадия), вплоть до формирования томамазита Cu<sub>3</sub>Pt (см. рис. 8г, е). Тетраферроплатина и туламинит формируют каймы различного размера вокруг зерен Pt-Fe сплава с неровной, изогнутой линией контакта, что свидетельствует о процессах замещения, а не нарастания, либо развиваются вдоль трещин спайности по направлениям (111) и (100) и ослабленным зонам. Томамазит является редким минералом, встречающимся в ассоциациях МПГ из хромититов и пород зональных базит-ультрабазитовых комплек-





**Рис. 10.** Схема последовательности образования изученных МПГ из аллювиальных россыпей р. Косва и руч. Богатый Лог.

Справа на снимках СЭМ цифрами указаны минеральные фазы, отвечающие выделенным стадиям 1–5.

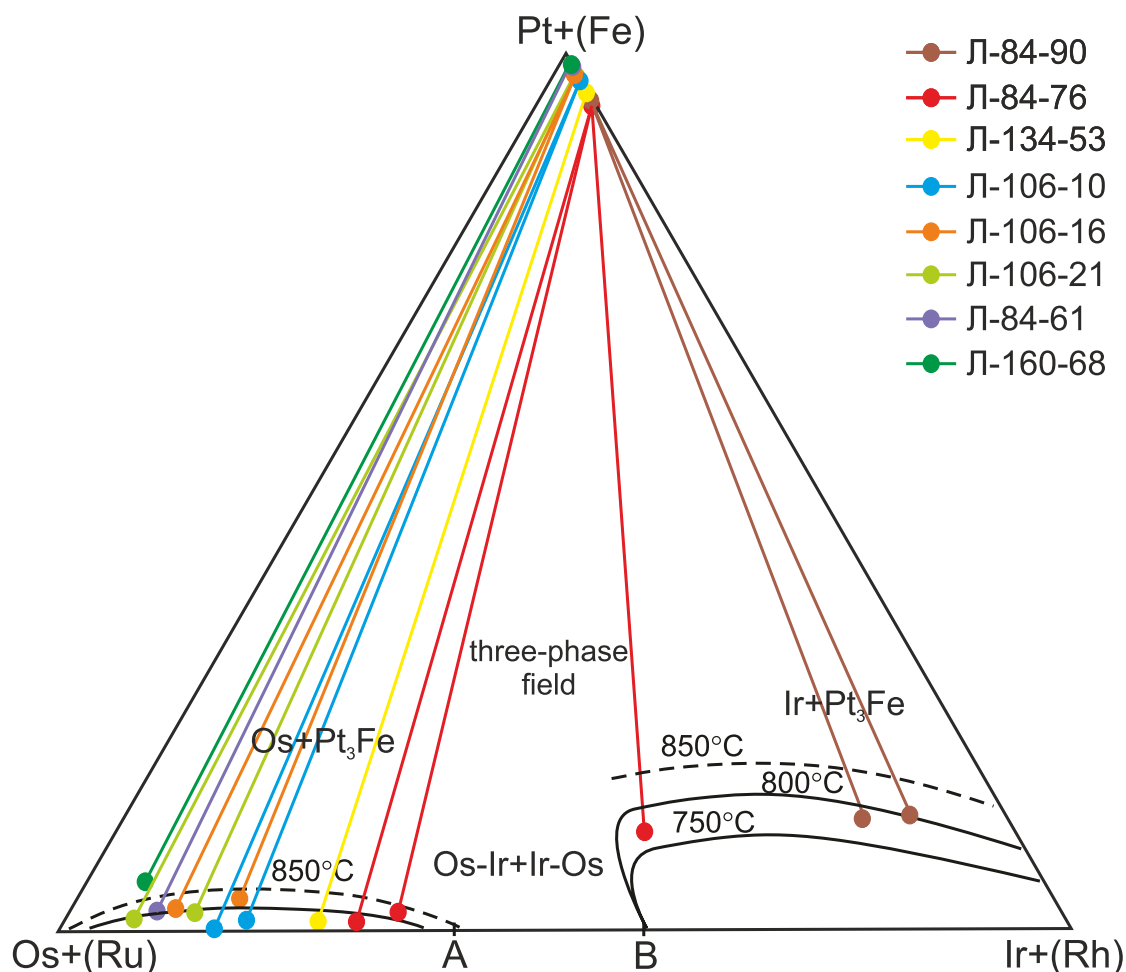
**Fig. 10.** Schematic representation formation of the studied MPG from alluvial placers of the river Kosva and stream Bogaty Log.

In the SEM image (on the right), the numbers indicate the mineral phases corresponding to the selected stages 1–5.

сов урало-алаянского типа, а также в связанных с ними россыпях (Дистлер и др., 1986; Дмитренко и др., 1985; Tolstykh et al., 2002; Козлов и др., 2011; Шарыгин, Михайлов, 2022). Именно присутствие томамаэита является индикатором постмагматических преобразований первичной ЭПГ минерализации ( $\text{Pt}$ ,  $\text{Pt}_3\text{Fe}$ ,  $\text{PtFe}$ ,  $\text{Pt}_2\text{FeNi} \rightarrow \text{Pt}_2\text{FeCu} \rightarrow \text{PtCu}_3$ ), которые происходят в процессе серпентинизации (Tolstykh et al., 2015; Степанов и др., 2020; Kutuyev et al., 2021).

Включения  $\text{Os-Ir-Ru}$  сплавов являются химически устойчивыми фазами. Не случайно из большого количества исследованных микровкрапленников  $\text{Os-Ir-Ru}$  сплавов встречен лишь один с существенно преобразованным химическим составом. Он сложен зональным самородным осмием (изменение содержания  $\text{Ir}$  в сплаве), по трещинам которого развивается оксид  $\text{Ir-Ru-Pt}$ . Механизмом формирования оксидов ЭПГ, вероятно, стали процессы десульфуризации сульфидов ЭПГ, проходящих при гидротермальной проработке в период серпентинизации пород (Garuti et al., 1997; Ahmed, Arai, 2003). Само вмещающее зерно является специфичным для данной выборки. Оно представлено деформированным туламинитом, в красовой части которого, кроме оксида ЭПГ, установлены единичные выделения высокопробной самородной плати-

ны (см. рис. 8д), что свидетельствует о гидротермально-метасоматическом преобразовании, возможно, в гипергенных условиях (Nesterenko et al., 2017). Присутствие в кайме туламинита выделений самородной высокопробной платины, скорее всего, свидетельствует о гипергенном преобразовании и селективном удалении железа из сплава  $\text{Pt-Fe}$ , аналогичных описанным для зерен хонгшиита месторождений Итабиры, Минас-Жерайс (Бразилия) (Kwitko et al., 2002; Cabral et al., 2008; Bowles et al., 2018). Такое сильно измененное в гипергенных условиях зерно МПГ надо рассматривать как аномальное среди остальных изученных зерен. Общей чертой онтогенетических особенностей всех зерен МПГ служат черты метасоматического преобразования зерен в процессе серпентинизации пород при незначительном свидетельстве их гипергенного преобразования или отсутствии следов такового. Это представляется естественным следствием их гипергенной устойчивости – давно установленной особенностью МПГ (Кухаренко, 1961), связанных с массивами урало-алаянского типа и офиолитовыми гипербазитами. Вместе с тем в ситуациях интенсивного проявления процессов образования кор химического выветривания и их перемива эта закономерность отступает. Примером может служить Кельбеский золотоносный район, распо-



**Рис. 11.** Псевдотерная фазовая диаграмма системы Pt+(Fe)–Os+(Ru)–Ir+(Rh), иллюстрирующая оценки температуры сплавов Os–Ir и Ir–Os, выделенных из сплавов Pt–Fe.

Точки А и В указывают пределы смешиваемости по данным экспериментов (Raub, 1964; Vacher et al., 1954). Изотермы оцениваются по бинарному сольвусу в системе Pt–Ir (Raub, Plate, 1956). Сосуществующие фазы Os–Ir сплавов и состав зерна обозначены одним цветом.

**Fig. 11.** Pseudoternary phase diagram of the Pt+(Fe)–Os+(Ru)–Ir+(Rh) system, illustrating temperature estimates for Os–Ir and Ir–Os alloys isolated from Pt–Fe alloys.

Points A and B indicate miscibility limits based on experimental data (Vacher et al., 1954; Raub, 1964). Isotherms are estimated from the binary solvus in the Pt–Ir system (Raub, Plate, 1956). Coexisting phases of Os–Ir alloys and grain composition are displayed in the same color.

ложенный на северо-западном сглаженном погружении Кузнецкого Алатау (Гусев и др., 2020). Там широко распространены подобные коры выветривания и продукты их речного перемыва. Некоторые зерна изоферроплатины из аллювия Кельбесского района несут четкие каймы выщелачивания Fe и Ni.

Определенный интерес представляют зерна твердых растворов Pt-Fe-(Cu) с “рваными”, выщербленными краями (см. рис. 6г-е). Механическая деформация таких зерен, скорее всего, осуществлялась в ходе речного переноса обломочного материала. Обусловлена она слабой прочностью краевых

зон, представленных каймами туламинита, что связано с их интенсивной трещиноватостью. Она значительно выше, чем трещиноватость неизменных зерен Pt-Fe и однофазных зерен МПГ. Большая часть последних либо не содержит трещин, либо содержит единичные. Встречено лишь одно существенно дробленое зерно (см. рис. 4и). Следовательно, роль промежуточных коллекторов в формировании платиноносной россыпи р. Косьва минимальна. Она результат размыва коренных источников и относится к россыпям ближнего сноса. Упомянутые зерна МПГ с “рваными”, выщерблен-

ными краями можно отнести к конечной стадии преобразования кайм туламинита. Уцелевшие каймы резко отделены от матриц угловато-извилистыми трещинами. Сами каймы разбиты двумя разновидностями микротрещин. Одна из них, представленная поперечными трещинами разрыва, является результатом дробления и может быть отнесена к катакlastической группе (Исаенко, 1973). Другая – выражена сетью мелких извилистых разнонаправленных микротрещин. Густота сети растет к краю зерна. Механизм и причины их образования остается пока не понятным. По-видимому, они не связаны с однонаправленным дроблением. Возможно, по генезису они близки усталостным микротрещинам сетчатой микроструктуры металла (Терентьев, 2003).

### Благодарности

Эта статья последняя работа Глеба Васильевича Нестеренко (21.01.1927–06.07.2023) открывшего природный сульфид золота (петровскайт), вдохновлявшего коллег своим жизнелюбием и неиссякаемым интересом к геологии. Авторы выражают благодарность редакторам и рецензентам за проделанную работу, ценные замечания и предложения. Работа выполнена в Центре коллективного пользования многоэлементными и изотопными исследованиями Сибирского отделения Российской академии наук.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Зерна МПГ из платиноносных россыпей р. Косьва, главной водной артерии Кытлымского платиноносного узла, и руч. Богатый Лог практически полностью наследуют состав платиновой минерализации питающих коренных источников – ультрамафитовых комплексов западного склона Кытлымского КЗУМа, прежде всего хромитов из эродированных серпентинизированных дунитов.

2. Влияние промежуточных до четвертичных коллекторов (ископаемых россыпей) на формирование платиноносных россыпей р. Косьвы и руч. Богатый Лог минимально. Это автохтонные долинные аллювиальные россыпи, возникшие в результате непосредственного размыва коренных источников.

3. Платиновая минерализация россыпей р. Косьва и руч. Богатый Лог представлена  $Pt-Fe\pm(Cu)$  сплавами, содержащими включения  $Os-Ir-(Ru)$  интерметаллидов, редко лаурита, ирарсита. Для большинства зерен характерно постмагматическое преобразование ЭПГ ( $Pt, Pt_3Fe, PtFe, Pt_2FeCu \rightarrow PtCu_3$ ), проявляющееся в псевдоморфном замещении и формировании кайм замещения разной степени интенсивности тетраферроплатина–туламинитового состава.

4. Среди вторичных минералов платиновой группы установлен ранее не описанный в литера-

туре интерметаллид родия, меди, палладия и олова – неназванный МПГ ( $Rh, Pd, Cu, Pt$ )<sub>3</sub>Sn, образующий включения в туламините.

5. Существенной предпосылкой образования рваных выщербленных краев зерен МПГ послужило наличие двух систем трещин в каймах туламинита и, соответственно, механическая слабость кайм. Одна из систем трещин – следствие дробления. Генезис другой мелкосетчатой системы трещин не ясен. Возможно, он сопоставляется с усталостными трещинами металлов.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Баранников А.Г. (2015) Геотектонические и палеогеморфологические факторы золотого рудогенеза мезозоя Урала. *Россыпи и месторождения кор выветривания: изучение, освоение, экология*. Мат-лы XV Междунар. совещ. по геологии россыпей и месторождений кор выветривания. Пермь: Перм. гос. нац. иссл. ун-т, 16–18.
- Баранников А.Г., Осовецкий Б.М. (2014) Платиновые и платиносодержащие россыпи Урала, критерии и признаки их пространственной связи с первоисточниками. *Изв. Урал. гос. горн. ун-та*, 3(35), 1–29.
- Бетехтин А.Г. (1935) Платина и другие металлы платиновой группы. М.; Л.: Изд-во Акад. наук СССР, 148 с.
- Волченко Ю.А., Золосев К.К., Коротеев В.А., Малахов И.А., Мардиросьян А.Н. (1994) Платина Урала, Платинометалльное оруденение и перспективы его освоения. *Изв. вузов. Горн. журн.*, 2(6), 62–85.
- Волченко Ю.А., Золосев К.К., Коротеев В.А., Мардиросьян А.Н., Неустроева И.И. (1998) Новые и перспективные типы платинометалльного оруденения Урала. *Геология и металлогения Урала*. Кн. 1. Екатеринбург, 238–255.
- Волченко Ю.А., Иванов К.С., Коротеев В.А., Оже Т. (2007) Структурно-вещественная эволюция комплексов платиноносного пояса Урала при формировании хромит-платиновых месторождений уральского типа. Ч. I. *Литосфера*, (3), 3–27.
- Высоцкий Н.К. (1923). О коренных месторождениях платины на Урале и в Сибири. *Изв. Геол. комитета* (42), 15–21.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. (2005) М-6 1 : 200 000 (третье поколение). Урал. сер. Лист О-40-VI.
- Готтман И.А., Пушкарев Е.В. (2009) Геологические данные о магматической природе горнблендитов в габбро-ультрамафитовых комплексах урало-алаянского типа. *Литосфера*, (2), 78–86.
- Гусев В.А., Нестеренко Г.В., Жмодик С.М., Белянин Д.К. (2020) Два типа ассоциаций минералов платиновой группы в золотоносных россыпях северо-западной части Кузнецкого Алатау. *Геосферн. исследования*, (1), 19–32.
- Дистлер В.В., Крячко В.В., Лапутина И.П. (1986) Эволюция парагенезисов платиновых металлов в альпинотипных гипербазахитах. *Геол. руд. месторождений*, (5), 16–33.
- Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г., Паланджян С.А., Горячева Е.М. (1985) Химические составы пороодообра-

- зующих и аксессуарных минералов альпинотипных ультрамафитов Корякского нагорья. Ч. 2. *Минералы платиновых элементов*. Магадан, СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 60 с.
- Ефимов А.А., Ефимова Л.П. (1967) Кытлымский платиноносный массив. М.: Недра, 340 с.
- Заварицкий А.Н. (1928). Коренные месторождения платины на Урале. *Материалы по общей и прикладной геологии*. М.: Изд-е Геол. комитета, 108, 56 с.
- Зайцев А.М. (1889). Месторождения платины на Урале. Томск: Типолитография М.Н. Кононова и И.Ф. Скулимовского, 75 с.
- Иванов О.К. (1997). Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала (минералогия, петрология, генезис). Екатеринбург: Изд-во Урал. ун-та, 488 с.
- Исаенко М.И. (1973). Определитель текстур и структур руд. М.: Недра, 229 с.
- Кашин С.А., Козак С.С., Николаева Л.А., Тихомиров К.П. (1956) Минералогические и петрохимические особенности пород платиноносной формации Среднего Урала и некоторые закономерности распределения коренной платины. М.: НИГРИ Золото МЦМ СССР, 113 с.
- Козлов А.В., Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Манибаев А.М. (2019) Онтогенетические ориентиры для выбора модели формирования платинового оруденения в зональных клинопироксенит-дунитовых массивах Урала. *Зап. минерал. общ-ва, CXLVIII*(2), 115-130. <https://doi.org/10.30695/zrmo/2019.1482.08>
- Козлов А.П., Чантурия В.А., Сидоров Е.Г., Толстых Н.Д., Телегин Ю.М. (2011) Крупнообъемные рудные месторождения платины в зональных базит-ультрабазитовых комплексах урало-алаянского типа и перспективы их освоения. *Геол. руд. месторождений*, **53**(5), 419–437.
- Кузьмин И.А., Калугин В.М. (2021) Морфологические признаки таймырита в эвтектических галенит-халькопиритовых рудах Октябрьского медно-никелевого месторождения, Норильский район, Россия. *Новое в познании процессов рудообразования*. Мат-лы X Росс. молодежн. науч.-практ. школы. М.: ИГЕМ РАН, 164-167.
- Кузьмин И.А., Паламарчук Р.С., Калугин В.М., Козлов А.В., Варламов Д.А. (2020) Хромит-платиновая минерализация клинопироксенит-дунитового массива Желтая Сопка, Северный Урал. *Минералогия*, **6**(4), 46-59. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2020-6-4-3>
- Кухаренко А.А. (1961) Минералогия россыпей. М.: Госгеолтехиздат, 318 с.
- Лихачев А.П., Кириченко В.Т., Лопатин Г.Г., Кириченко А.А., Дерягина Г.Г., Рудашевский Н.С., Ботова М.М. (1987) К особенностям платиноносности массивов щелочно-ультраосновной формации. *Зап. ВМО*, **116** (1), 122-125.
- Малахов И.А., Малахова Л.В. (1970) Нижне-Тагильский пироксенит-дунитовый массив и вмещающие его породы. Свердловск: УФ АН СССР, 166 с.
- Малич К.Н., Ефимов А.А., Баданина И.Ю. (2011) Контрастные минеральные ассоциации платиноидов из хромититов Нижнетагильского и Гулинского массивов (Россия): состав, источники вещества, возраст. *Докл. АН*, **441**(1), 83-87.
- Михайлов В.В., Степанов С.Ю., Козлов А.В., Петров С.В., Паламарчук Р.С., Шиловских В.В., Абрамова В.Д., Корнеев А.В. (2021) Новое медно-благороднометалльное рудопоявление в габбро массива Серебрянского камня, Платиноносный пояс Урала (Северный Урал). *Геол. руд. месторождений*, **63**(6), 520-550.
- Паламарчук Р.С. (2023) Условия формирования россыпеобразующих систем, связанных с клинопироксенит-дунитовыми массивами Среднего Урала. Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. СПб.: СПбГУб, 110 с.
- Паламарчук Р.С., Степанов С.Ю., Ханин Д.А., Антонов А.В., Золотарев А.А. (2017) Сравнительная характеристика минералов платиновой группы из элювиально-делювиальной россыпи из хромититов Светлоборского клинопироксенит-дунитового массива (Средний Урал). *Минералогия*, **3**(4), 37-50.
- Петров Г.А., Маслов А.В. (2010) Новые данные о платиноносности верхнерифейско-вендских отложений Центрально-Уральской мегазоны (Средний и Северный Урал). *Изв. вузов. Геология и разведка*, (3), 25-33.
- Платиноносность ультрабазит-базитовых комплексов юга Сибири. (1995) (Под ред. Г.В. Полякова, В.И. Богникова). Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ СО РАН, 151 с.
- Пушкарев Е.В. (2000) Петрология Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Средний Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 296 с.
- Пушкарев Е.В., Аникина Е.В., Гарути Дж., Заккарини Ф. (2007) Хром-платиновое оруденение нижнетагильского типа на Урале: структурно-вещественная характеристика и проблемы генезиса. *Литосфера*, (3), 28-65.
- Пушкарев Е.В., Чашухин И.С., Вотяков С.Л., Морозова А.В., Миронов А.Б. (2016) Зональность и платиноносность хромититов Нижнетагильского и Кытлымского массива Платиноносного пояса Урала по данным окситермобарометрии. *Ежегодник-2016. Тр. ИГТ УрО РАН*, вып. 163, 164-167.
- Разин Л.В. (2008) Промышленно-перспективный минерально-сырьевой потенциал Уральского Платиноносного пояса. М.: Университет. книга, 171 с.
- Рамдор П. (1962) Рудные минералы и их сростания. М.: Мир, 1132 с.
- Сидоров Е.Г., Козлов А.П., Толстых Н.Д. (2012) Гальмозанский базит-гипербазитовый массив и его платиноносность. М.: Науч. мир, 288 с.
- Степанов С.Ю. (2015) Сравнительная характеристика платиновой минерализации Светлоборского, Вересовоборского и Нижнетагильского дунит-клинопироксенитовых интрузивов (Средний Урал, Россия). *Новые данные о минералах*, **50**, 29-37.
- Степанов С.Ю. (2018) Структурно-вещественные закономерности проявления хромит-платинового оруденения в клинопироксенит-дунитовых массивах Среднего Урала. Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. СПб.: СПбГУб, 174 с.
- Степанов С.Ю., Малич К.Н., Козлов А.В., Баданина И.Ю., Антонов А.В. (2017). Платиноидная минерализация Светлоборского и Вересовоборского клинопироксенит – дунитовых массивов Среднего Урала (Россия). *Геол. руд. месторождений*, **59**(3), 238-250. <https://doi.org/10.7868/S0016777017030066>
- Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Варламов Д.А., Козлов А.В., Ханин Д.А., Антонов А.В. (2020) Минералы

- платиновой группы из делювиальной россыпи реки Вересовка, Вересовоборский клинопироксенит-дунитовый массив (Средний Урал). *ЗРМО*, **147**(5), 40-60. <https://doi.org/10.30695/zrmo/2018.1475.03>
- Степанов С.Ю., Пучков В.Н., Паламарчук Р.С., Варламов Д.А., Шиловских В.В., Козлов А.В. (2021) Первые находки самородного иридия в коренных хромит-платиновых рудах и россыпях зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Урала. *Докл. РАН*, **499**(2), 118-124.
- Терентьев В.Ф. (2003) Усталость металлических материалов. М.: Наука, 254 с.
- Толстых Н.Д., Козлов А.П., Телегин Ю.М. (2011) Коренная платиновая минерализация Светлоборского и Нижнетагильского массивов, Платиноносный пояс Урала. *Платина России*. Т. VII, Красноярск, 297-312.
- Толстых Н.Д., Кривенко А.П., Батулин С.Г. (1996) Особенности состава самородной платины из различных ассоциаций минералов элементов платиновой группы. *Геология и геофизика*, **37**(3), 39-46.
- Хабаров А.В. (1946) Об индексах окатанности галечников. *Сов. геология*, **10**, 98-99.
- Шарыгин В.В., Михайлов И.Г. (2022) Томамаэит  $\text{Cu}_3\text{Pt}$  в самородном осмии из речных отложений в Нижнесергинском районе, Средний Урал. *Минералогия*, **8**(2), 5-14. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2022-8-2-1>
- Якубович О.В., Мочалов А.Г., Паламарчук Р.С., Васильева Н.А., Мостовая М.Э., Стюарт Ф. (2021) Длительность образования уникальных россыпных месторождений платиновых металлов (р. Кондер, Хабаровский край и р. Ис, Средний Урал) по результатам космогенного  $^3\text{He}$  датирования. *Россыпи и месторождения кор выветривания XXI в.: задачи, проблемы, решения*. Мат-лы XVI Междунар. совещ. по геологии россыпей и месторождений кор выветривания: Воронеж: Цифровая полиграфия, 104-105.
- Ahmed H. Ahmed, Arai S. (2003) Platinum-group minerals in podiform chromitites of the Oman ophiolite. *Canad. Miner.*, **41**, 597-616. <http://dx.doi.org/10.2113/gscanmin.41.3.597>
- Amosse J., Dable P., Allibert M. (2000) Thermochemical behaviour of Pt, Ir, Rh, and Ru vs  $f\text{O}_2$  and  $f\text{S}_2$  in a basaltic melt. Implications for the differentiation and precipitation of these elements. *Miner. Petrol.*, **68**, 29-62.
- Barkov A.Y., Martin R.F., Poirier G., Yakovlev Y.N. (2000) The taimyrite-tatyanaitite series and zoning in intermetallic compounds of Pt, Pd, Cu, and Sn from Noril'sk, Siberia, Russia. *Canad. Miner.*, **38**, 599-609.
- Bowles J.F.W., Gize A.P., Vaughan D.J. Norris S.J. (1995) Organic controls on platinum-group element (PGE) solubility in soils: initial data. *Chronique de la Recherche Minière*, **520**, 65-73.
- Bowles J.F.W., Suarez S., Prichard H.M., Fisher P.C. (2018) The mineralogy, geochemistry and genesis of the alluvial platinum-group minerals of the Freetown Layered Complex, Sierra Leone. *Miner. Mag.*, **82**(S1), S223-S246. <http://dx.doi.org/10.1180/minmag.2017.081.032>
- Cabri L.J., Feather C.E. (1975) Platinum-iron alloys: a nomenclature based on a study of natural and synthetic alloys. *Canad. Miner.*, **13**, 117-126.
- Cabral A.R., Galbiatti H.F., Kwitko-Ribeiro R., Lehmann B. (2008) Platinum enrichment at low temperatures and related microstructures, with examples of hongshiite ( $\text{PtCu}$ ) and empirical ' $\text{Pt}_2\text{HgSe}_3$ ' from Itabira, Minas Gerais, Brazil. *Terra Nova*, **20**, 32-37. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-3121.2007.00783.x>
- Fedortchuk Y., Le Barge W., Barkov A.Y., Fedele L., Bondar R.J., Martin R.F. (2010) Platinum-group minerals from a placer deposits in Burwash Creek, Kluane area, Yukon Territory, Canada. *Canad. Miner.*, **48**, 583-596.
- Garuti G., Cabella R., German F. (1997) Occurrence of unknown Ru-Os-Ir-Fe oxide in the chromitites of the Nurali ultramafic complex. *Canad. Miner.*, **35**, 1431-1440.
- Garuti G., Pushkarev E., Zaccarini F. (2002) Composition and paragenesis of Pt alloys from chromitites of the Uralian-Alaskan type Kytlym and Uktus complexes, Northern and Central Urals, Russia. *Canad. Miner.*, **40**, 357-376. <http://dx.doi.org/10.2113/gscanmin.40.4.1127>
- Gornostayev S., Crocket, J., Mochalov, A.G., Laajoki, K.V.O. (1999) The platinum-group minerals of the Baimka placer Deposits, Aluchin Horst, Russian Far East. *Canad. Miner.*, **37**, 1117-1129.
- Harris D.C., Cabri L.J. (1991) Nomenclature of platinum-group-element alloys: review and revision. *Canad. Miner.*, **29**(2), 231-237.
- Kutyrev A.V., Sidorov E.G., Kamenetsky V.S., Chubarov V.M., Chayka I.F., Abersteiner A. (2021) Platinum mineralization and geochemistry of the Matsysken zoned Ural-Alaskan type complex and related placer (Far East Russia). *Ore Geol. Rev.*, **130**(334), 103947. <http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103947>
- Kwitko R., Cabral A.R., Lehmann B., Laflamme J.H.G., Cabri L.J., Criddle A.J., Galbiatti H.F. (2002) Hongshiite,  $\text{PtCu}$ , from Itabirite-hosted Au-Pd-Pt mineralization (Jacutinga), Itabira District, Minas Gerais, Brazil. *Canad. Miner.*, **40**, 711-723. <http://dx.doi.org/10.2113/gscanmin.40.2.711>
- Makovicky E., Karup-Møller S. (2000) Phase relations in the metal-rich portions of the phase system Pt-Ir-Fe-S at 1000°C and 1100°C. *Miner. Mag.*, **64**(6), 1047-1056. <http://dx.doi.org/10.1180/002646100550047>
- Malitch K.N., Thalhammer O.A.R. (2002) Pt-Fe nuggets derived from clinopyroxenite-dunite massifs, Russia: A structural, compositional and osmium-isotope study. *Canad. Miner.*, **40**, 395-418. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.40.2.395>
- Nesterenko G.V., Zhmodik S.M., Airiyants E.V., Belyanin D.K., Kolpakov V.V., Bogush A.A. (2017) Colloform high-purity platinum from the placer deposit of Koura River (Gornaya Shoriya, Russia). *Ore Geol. Rev.*, **91**, 236-245.
- Nishio-Hamane D., Saito K. (2020) Tomamaeite, IMA 2019-129. CNMNC Newslett. No. 55. *Miner. Mag.*, **84**. <https://doi.org/10.1180/mgm.2020.39>
- Raub E. (1964) Die Ruthenium-Iridium-Legierungen. *Z. Metallkunde*, **55**(6), 316-319.
- Raub E., Plate W. (1956) Tempering and decomposition of platinum-iridium alloys. *Z. Metallkunde*, **47**, 688-693.
- Slansky E., Johan Z., Ohnenstetter M., Barron L.M., Suppel D. (1991) Platinum mineralization in the Alaskan-type intrusive complexes near Fifield, NSW, Australia. 2. Platinum-group minerals in placer deposits at Fifield. *Mineral. Petrol.*, **43**, 161-180.
- Stepanov S., Palamarchuk R., Kozlov A., Khanin D., Varlamov D., Kiseleva D. (2019) Platinum-Group Minerals of Pt-Placer Deposits Associated with the Svetloborsky



- Ural-Alaskan Type Massif, Middle Urals, Russia. *Minerals*, **9**(77), 1-25. <https://doi.org/10.3390/min9020077>
- Tolstykh N., Foley J.Y., Sidorov E.G., Laajoki K.V.O., (2002) Composition of the platinum-group minerals in the Salmon River plaser deposit, Goolnews Bay, Alaska. *Canad. Miner.*, **40**, 463-471. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.40.2.463>
- Tolstykh N.D., Kozlov A., Telegin Yu., (2015). Platinum mineralization of the Svetly Bor and Nizhny Tagil intrusions, Ural Platinum Belt. *Ore Geol. Rev.*, **67**, 234-243. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.12.005>
- Tolstykh N.D., Sidorov E.G., Krivenko A.P. (2005) Platinum-group element placers associated with Ural-Alaska type complexes. *Mineralogical Association of Canada Short Course Series*. (Ed. J.E. Mungall). V. 35. The Mineralogical Association of Canada: Quebec City, QC, Canada, 113-143
- Vacher H.C., Bechtoldt C., Maxwell E. (1954) Structure of some iridium–osmium alloys. *Metals Trans. AIME*, **200**, 80.
- Zaccarini F., Garuti G., Pushkarev E.V. (2011) Unusually PGE-rich chromitite in the Butyrin vein of the Kytlym Uralian-Alaskan complex, Northern Urals, Russia. *Canad. Miner.*, **49**, 1413-1431. <https://doi.org/10.3749/canmin.49.6.1413>
- Zaccarini F., Garuti G., Pushkarev E., Thalhammer O. (2018) Origin of Platinum Group Minerals (PGM) Inclusions in Chromite Deposits of the Urals. *Minerals*, **8**(9), 379. <https://doi.org/10.3390/min8090379>
- Zaykov V.V., Melekestseva I.Yu., Zaykova E.V., Kotlyarov V.A., Kraynev Y.D. (2017) Gold and platinum group minerals in placers of the South Urals: Composition, microinclusions of ore minerals and primary sources. *Ore Geol. Rev.*, **85**, 299-320. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.10.001>
- Zhmodik S.M., Nesterenko G.V., Airiyants E.V., Belyanin D.K., Kolpakov V.V., Podlipsky M.Yu., Karmanov N.S. (2016) Alluvial platinum-group minerals as indicators of primary PGE mineralization (placers of southern Siberia). *Russ. Geol. Geophys.*, **57**(10), 1437-1464. <http://dx.doi.org/10.15372/GiG20161005>
- tallic compounds of Pt, Pd, Cu, and Sn from Noril'sk, Siberia, Russia. *Canad. Miner.*, **38**, 599-609.
- Betekhtin A.G. (1935) Platinum and other platinum group metals. Moscow; Leningrad, Izd-vo Akad. Nauk SSSR, 148 p. (In Russ.)
- Bowles J.F.W., Gize A.P., Vaughan D.J. Norris S.J. (1995) Organic controls on platinum-group element (PGE) solubility in soils: initial data. *Chronique de la Recherche Minière*, **520**, 65-73.
- Bowles J.F.W., Suarez S., Prichard H.M., Fisher P.C. (2018) The mineralogy, geochemistry and genesis of the alluvial platinum-group minerals of the Freetown Layered Complex, Sierra Leone. *Mineral. Mag.*, **82**(S1), S223-S246.
- Cabral A.R., Galbiatti H.F., Kwitko-Ribeiro R., Lehmann B. (2008) Platinum enrichment at low temperatures and related microstructures, with examples of hongshiite (PtCu) and empirical 'Pt<sub>2</sub>HgSe<sub>3</sub>' from Itabira, Minas Gerais, Brazil. *Terra Nova*, **20**, 32-37.
- Cabri L.J., Feather C.E. (1975) Platinum-iron alloys: a nomenclature based on a study of natural and synthetic alloys. *Canad. Miner.*, **13**, 117-126.
- Distler V.V., Kryachko V.V., Laputina I.P. (1986) Evolution of platinum metal parageneses in Alpine-type ultramafics. *Geol. Ore Depos.*, (5), 16-33 (translated from *Geol. Rud. Mestorozh.*, **41**(2), 143-153).
- Dmitrenko G.G., Mochalov A.G., Palanjyan S.A., Goryacheva E.M. (1985) Chemical compositions of rock-forming and accessory minerals of alpinotype ultramafic rocks of the Koryak Highlands. Pt 2. *Minerals of platinum elements*. Magadan, SVKNII DVNTs AN SSSR, 60 p. (In Russ.)
- Efimov A.A., Efimova L.P. (1967) Kytlym platinum-bearing massif. Moscow, Nedra Publ., 340 p. (In Russ.)
- Fedorchuk Y., Le Barge W., Barkov A.Y., Fedele L., Bondar R.J., Martin R.F. (2010) Platinum-group minerals from a placer deposits in Burwash Creek, Kluane area, Yukon Territory, Canada. *Canad. Miner.*, **48**, 583-596.
- Garuti G., Cabella R., German F. (1997) Occurrence of unknown Ru-Os-Ir-Fe oxide in the chromitites of the Norali ultramafic complex. *Canad. Miner.*, **35**, 1431-1440.
- Garuti G., Pushkarev E., Zaccarini F. (2002) Composition and paragenesis of Pt alloys from chromitites of the Uralian-Alaskan type Kytlym and Uktus complexes, Northern and Central Urals, Russia. *Canad. Miner.*, **40**, 357-376.
- Gornostayev S., Crockett, J., Mochalov, A.G., Laajoki, K.V.O. (1999) The platinum-group minerals of the Baimka placer Deposits, Aluchin Horst, Russian Far East. *Canad. Miner.*, **37**, 1117-1129.
- Gottman I.A., Pushkarev E.V. (2009) Geological data on the magmatic nature of hornblendites in gabbro-ultramafic complexes of the Ural-Alaskan type. *Lithosphere*, (2), 78-86. (In Russ.)
- Gusev V.A., Nesterenko G.V., Zhmodik S.M., Belyanin D.K. (2020) Two types of associations of platinum group minerals in gold placers in the northwestern part of the Kuznetsk Alatau. *Geosfernye Issledovaniya*, (1), 19-32. (In Russ.)
- Harris D.C., Cabri L.J. (1991) Nomenclature of platinum-group-element alloys: review and revision. *Canad. Miner.*, **29**(2), 231-237.
- Isaenko M.I. (1973). Determinant of textures and structures of ores. Moscow, Nedra Publ., 229 p. (In Russ.)
- Ivanov O.K. (1997). Concentrically zoned pyroxenite-dun-

## REFERENCES

- Ahmed H., Arai S. (2003) Platinum-group minerals in podiform chromitites of the Oman ophiolite. *Canad. Miner.*, **41**, 597-616.
- Amosse J., Dable P., Allibert M. (200) Thermochemical behaviour of Pt, Ir, Rh, and Ru vs  $fO_2$  and  $fS_2$  in a basaltic melt. Implications for the differentiation and precipitation of these elements. *Miner. Petrol.*, **68**, 29-62.
- Barannikov A.G. (2015) Geotectonic and paleogeomorphological factors of gold ore genesis in the Mesozoic Urals. *Placers and deposits of weathering crusts: study, development, ecology*. Materials of the XV international meeting on the geology of placers and deposits of weathering crusts. Perm, Perm State National Research University, 16-18. (In Russ.)
- Barannikov A.G., Osovetsky B.M. (2014) Platinum and platinum-bearing placers of the Urals, criteria and signs of their spatial connection with primary sources. *Izv. Ural. Gos. Gornogo Universiteta*, **3**(35), 1-29. (In Russ.)
- Barkov A.Y., Martin R.F., Poirier G., Yakovlev Y.N. (2000) The taimyrite-tatyanite series and zoning in interme-

- ite massifs of the Urals: Mineralogy, petrology, genesis. Ekaterinburg, Ural University Publishing House, 488 p. (In Russ.)
- Kashin S.A., Kozak S.S., Nikolaeva L.A., Tikhomirov K.P. (1956) Mineralogical and petrochemical features of rocks of the platinum-bearing formation of the Middle Urals and some patterns of distribution of primary platinum. Moscow, NIGRI Gold MCM USSR, 113 p. (In Russ.)
- Khabakov A.V. (1946) On the indices of the rolling of pebbles. *Sov. Geologiya*, **10**, 98-99. (In Russ.)
- Kozlov A.P., Chanturia V.A., Sidorov E.G., Tolstykh N.D., Telegin Yu.M. (2011) Large-volume platinum ore deposits in zonal mafic-ultrabasic complexes of the Ural-Alaskan type and prospects for their development. *Geo. Ore Depos.*, **53**(5), 374-389 (translated from *Geol. Rud. Mestorozh.*, **53**(5), 419-437).
- Kozlov A.V., Stepanov S.Yu., Palamarchuk R.S., Manibaev A.M. (2019) Ontogenic guidelines for choosing a model for the formation of platinum mineralization in zonal clinopyroxenite-dunite massifs of the Urals. *Zapiski Mineralog. Obshchestva*, Pt CXLVIII, (2), 115-130. (In Russ.)
- Kukharensky A.A. (1961) Mineralogy of placers. Moscow, Gosgeoltekhizdat Publ., 318 p. (In Russ.)
- Kutyrev A.V., Sidorov E.G., Kamenetsky V.S., Chubarov V.M., Chayka I.F., Abersteiner A. (2021) Platinum mineralization and geochemistry of the Matysken zoned Ural-Alaskan type complex and related placer (Far East Russia). *Ore Geol. Rev.*, **130**(334), 103947. <http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103947>
- Kuz'min I.A., Palamarchuk R.S., Kalugin V.M., Kozlov A.V., Varlamov D.A. (2020) Chromite-platinum mineralization of the clinopyroxenite-dunite massif Zheltaya Sopka, North Urals. *Mineralogiya*, **6**(4), 46-59. (In Russ.)
- Kuz'min I.A., Kalugin V.M. (2021) Morphological differences of taumyrite in eutectic galena-chalcopyrite ores of the Oktyabrsky copper-nickel deposit, Norilsk district, Russia. Materials of the X Russian Youth Scientific and Practical School "New in the knowledge of ore formation processes". Moscow, IGEM RAN Publ., 164-167.
- Kwitko R., Cabral A.R., Lehmann B., Laflamme J.H.G., Cabri L.J., Criddle A.J., Galbiatti H.F. (2002) Hongshite, PtCu, from Itabirite-hosted Au-Pd-Pt mineralization (Jacutinga), Itabira District, Minas Gerais, Brazil. *Canad. Miner.*, **40**, 711-723.
- Likhachev A.P., Kirichenko V.T., Lopatin G.G., Kirichenko A.A., Deryagina G.G., Rudashevskii N.S., Botova M.M. (1987) To the features of platinum potential of the massifs of the alkaline-ultramafic formation. *Zapiski VMO*, **116**(1), 122-125. (In Russ.)
- Makovicky E., Karup-Møller S. (2000) Phase relations in the metal-rich portions of the phase system Pt-Fe-S at 1000°C and 1100°C. *Miner. Mag.*, **64**(6), 1047-1056.
- Malakhov I.A., Malakhova L.V. (1970) The Nizhny Tagil pyroxenite-dunite massif and its host rocks. Sverdlovsk, UFAN SSSR Publ., 166 p.
- Malich K.N., Efimov A.A., Badanina I.Yu. (2011) Contrasting mineral associations of platinum group metals from chromitites of the Nizhny Tagil and Gulinsky massifs (Russia): composition, sources of matter, age. *Dokl. Akad. Nauk*, **441**(1), 83-87. (In Russ.)
- Malitch K.N., Thalhammer O.A.R. (2002) Pt-Fe nuggets derived from clinopyroxenite-dunite massifs, Russia: A structural, compositional and osmium-isotope study. *Canad. Miner.*, **40**, 395-418.
- Mikhailov V.V., Stepanov S.Yu., Kozlov A.V., Petrov S.V., Palamarchuk R.S., Shilovkikh V.V., Abramova V.D., Korneev A.V. (2021) A new copper-precious metal ore occurrence in the gabbro of the Serebryansky stone massif, the Platinum-bearing belt of the Urals (Northern Urals). *Geol. Rud. Mestorozhdenii*, **63**(6), 520-550. (In Russ.)
- Nesterenko G.V., Zhmodik S.M., Airiyants E.V., Belyanin D.K., Kolpakov V.V., Bogush A.A. (2017) Colloform high-purity platinum from the placer deposit of Koura River (Gornaya Shoriya, Russia). *Ore Geol. Rev.*, **91**, 236-245.
- Nishio-Hamane D., Saito K. (2020) Tomamaeite, IMA 2019-129. CNMNC Newsletter No. 55. *Miner. Mag.*, **84**. <https://doi.org/10.1180/mgm.2020.39>
- Palamarchuk R.S. (2023) Conditions for the formation of placer-forming systems associated with clinopyroxenite-dunite massifs of the Middle Urals. Cand. geol. and min. sci. diss. Sci. St. Petersburg, St. Petersburg State University, 110 p. (In Russ.)
- Palamarchuk R.S., Stepanov S.Yu., Khanin D.A., Antonov A.V., Zolotarev A.A. (2017) Comparative characteristics of platinum group minerals from the eluvial-deluvial placer of chromitites of the Svetlobor clinopyroxenite-dunite massif (Middle Urals). *Mineralogiya*, **3**(4), 37-50. (In Russ.)
- Petrov G.A., Maslov A.V. (2010) New data on the platinum content of the Upper Riphean-Vendian deposits of the Central Ural megazone (Middle and Northern Urals). *Izvestiyavuzov. Geologiya i Razvedka*, (3), 25-33. (In Russ.)
- Platinum-bearing ultrabasic-basite complexes of Southern Siberia. (1995) (Eds G.V. Polyakov, V.I. Bognibov). Novosibirsk, OIGGM SO RAN Publ., 151 p.
- Pushkarev E.V. (2000) Petrology of the Uktusa dunite-clinopyroxenite-gabbro massif (Middle Urals). Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 296 p. (In Russ.)
- Pushkarev E.V., Anikina E.V., Garuti G., Zaccarini F. (2007) Chromium-platinum mineralization of the Nizhny Tagil type in the Urals: structural and material characteristics and problems of genesis. *Lithosphere (Russia)*, (3), 28-65. (In Russ.)
- Pushkarev E.V., Chashchukhin I.S., Votyakov S.L., Morozova A.V., Mironov A.B. (2016) Zonality and platinum-bearing chromitites of the Nizhny Tagil and Kytlymsky massif of the Platinum-bearing belt of the Urals according to oxythermobarometry data. *Ezhegodnik-2016. Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 163, 164-167. (In Russ.)
- Ramdor P. (1962) Ore minerals and their intergrowths. Moscow, Mir Publ., 1132 p. (In Russ.)
- Raub E. (1964) Die Ruthenium-Iridium-Legierungen. *Z. Metallkunde*, **55**(6), 316-319.
- Raub E., Plate W. (1956) Tempering and decomposition of platinum-iridium alloys. *Z. Metallkunde*, **47**, 688-693.
- Razin L.V. (2008) Industrially promising mineral resources potential of the Ural Platinum Belt. Moscow, Universitetskaya Kniga Publ., 171 p. (In Russ.)
- Sharygin V.V., Mikhailov I.G. (2022) Tomamaeite Cu<sub>3</sub>Pt in native osmium from river sediments in the Nizhneserginsky region, Middle Urals. *Mineralogiya*, **8**(2), 5-14. (In Russ.)
- Sidorov E.G., Kozlov A.P., Tolstykh N.D. (2012) Galmoe-nan mafic-ultrabasic massif and its platinum content. M.: Scientific world, 288 p. (In Russ.)

- Slansky E., Johan Z., Ohnenstetter M., Barron L.M.; Suppel D. (1991) Platinum mineralization in the Alaskan-type intrusive complexes near Fifield, NSW, Australia. 2. Platinum-group minerals in placer deposits at Fifield. *Mineral. Petrol.*, **43**, 161-180.
- State geological map of the Russian Federation. (2005) Scale 1:200,000 (third generation). Ural series – Sheet O-40-VI. (In Russ.)
- Stepanov S.Yu. (2015) Comparative characteristics of platinum mineralization of Svetlogorsk, Veresovoborsky and Nizhny Tagil dunite-clinopyroxenite intrusions (Middle Urals, Russia). *Novye Dannye o Mineralakh*, **50**, 29-37. (In Russ.)
- Stepanov S.Yu. (2018) Structural and material patterns of chromite-platinum mineralization in clinopyroxenite-dunite massifs, Middle Urals. Cand. geol. and min. sci. diss. St. Petersburg, St. Petersburg State University, 174 p. (In Russ.)
- Stepanov S.Yu., Malitch K.N., Kozlov A.V., Badanina I.Yu., Antonov A.V. (2017) Platinum mineralization of the Svetly Bor and Veresovy Bor clinopyroxenite-dunite massifs, Middle Urals (Russia). *Geol. Ore Depos.*, **59**(3), 244-255 (translated from *Geol. Rud. Mestorozh.*, **59**(3), 238-250).
- Stepanov S., Palamarchuk R., Kozlov A., Khanin D., Varlamov D., Kiseleva D. (2019) Platinum-Group Minerals of Pt-Placer Deposits Associated with the Svetloborsky Ural-Alaskan Type Massif, Middle Urals, Russia. *Minerals*, **9** (77), 1-25.
- Stepanov S.Yu., Palamarchuk R.S., Varlamov D.A., Kozlov A.V., Khanin D.A., Antonov A.V. (2020) Platinum group minerals from the deluvial placer of the Veresovka River, Veresovoborsky clinopyroxenite–dunite massif (Middle Urals). *ZRMO*, **147**(5), 40-60. (In Russ.)
- Stepanov S.Yu., Puchkov V.N., Palamarchuk R.S., Varlamov D.A., Shilovskikh V.V., Kozlov A.V. (2021) The first finds of native iridium in indigenous chromite-platinum ores and placers of zonal clinopyroxenite-dunite massifs of the Urals. *Dokl. RAN*, **499**(2), 118-124. (In Russ.)
- Terent'ev V.F. (2003) Fatigue of metal materials. Moscow, Nauka Publ., 254 p. (In Russ.)
- Tolstykh N., Foley J.Y., Sidorov E.G., Laajoki K.V.O., (2002) Composition of the platinum-group minerals in the Salmon River plaser deposit, Goolnews Bay, Alaska. *Canad. Miner.*, **40**, 463-471.
- Tolstykh N.D., Krivenko A.P., Baturin S.G. (1996) Features of the composition of native platinum from various associations of minerals of platinum group elements. *Russ. Geol. Geophys.*, **37**(3), 39-46. (In Russ.)
- Tolstykh N.D., Kozlov A.P., Telegin Yu.M. (2011) Platinum mineralization of the Svetly Bor and Nizhny Tagil intrusions, Ural Platinum Belt. *Platinum of Russia*. V. VII, Krasnoyarsk, 297-312. (In Russ.)
- Tolstykh N.D., Kozlov A., Telegin Yu., (2015) Platinum mineralization of the Svetly Bor and Nizhny Tagil intrusions, Ural Platinum Belt. *Ore Geol. Rev.*, **67**, 234-243.
- Tolstykh N.D., Sidorov E.G., Krivenko A.P. (2005) Platinum-group element placers associated with Ural-Alaskan type complexes. *Miner. Assoc. Canada Short Course Ser.*, **35**. (Ed. J.E. Mungall). The Mineralogical Association of Canada, Quebec City, QC, Canada, 113-143.
- Vacher H.C., Bechtoldt C., Maxwell E. (1954) Structure of some iridium–osmium alloys. *Metals Trans.* AIME 200, 80.
- Volchenko Yu.A., Ivanov K.S., Koroteev V.A., Auger T. (2007) Structural and material evolution of complexes of the platinum belt of the Urals during the formation of chromite-platinum deposits of the Ural type. Pt I. *Lithosphere (Russia)*, (3), 3-27. (In Russ.)
- Volchenko Yu.A., Zoloev K.K., Koroteev V.A., Malakhov I.A., Mardirosoyan A.N. (1994) Platinum of the Urals, Platinum-mineralization and prospects for its development. *Izv. Vuzov. Gornyi Zhurnal*, **2**(6), 62-85. (In Russ.)
- Volchenko Yu.A., Zoloev K.K., Koroteev V.A., Mardirosoyan A.N., Neustroeva I.I. (1998) New and perspective types of platinum-metal mineralization in the Urals. *Geology and metallogeny of the Urals. B. I.* Ekaterinburg, 238-255. (In Russ.)
- Vysotskii N.K. (1923). About primary platinum deposits in the Urals and Siberia. *Izvestiya Geologicheskogo Komiteta*, (42), 15-21. (In Russ.)
- Yakubovich O.V., Mochalov A.G., Palamarchuk R.S., Vasilyeva N.A., Mostovaya M.E., Stewart F. (2021). Duration of formation of unique placer deposits of platinum metals (Konder river, Khabarovsk region and Is river, Middle Urals) according to the results of cosmogenic <sup>3</sup>He dating. *Placers and deposits of weathering crusts of the XXI century: tasks, problems, solutions*. Materials of the XVI int. Meetings on the geology of placers and deposits of weathering crusts. Voronezh, Tsifrovaya poligrafiya, 104-105. (In Russ.)
- Zaccarini F., Garuti G., Pushkarev E.V. (2011) Unusually PGE-rich chromitite in the Butyrin vein of the Kytlym Uralian-Alaskan complex, Northern Urals, Russia. *Canad. Miner.*, **49**, 1413-1431.
- Zaccarini F., Garuti G., Pushkarev E., Thalhammer O. (2018) Origin of Platinum Group Minerals (PGM) Inclusions in Chromite Deposits of the Urals. *Minerals*, **8**(9), 379.
- Zaitsev A.M. (1889) Platinum deposits in the Urals. Tomsk, Tipolitografiya M.N. Kononova i I.F. Skulimovskogo, 75 p. (In Russ.)
- Zaykov V.V., Melekestseva I.Yu., Zaykova E.V., Kotlyarov V.A., Kraynev Y.D. (2017) Gold and platinum group minerals in placers of the South Urals: Composition, microinclusions of ore minerals and primary sources. *Ore Geol. Rev.*, **85**, 299-320.
- Zavaritskii A.N. (1928) Primary platinum deposits in the Urals. *Materials on general and applied geology*. Moscow, Publication of the Geological Committee, 108, 56 p. (In Russ.)
- Zhmodik S.M., Nesterenko G.V., Airiyants E.V., Belyanin D.K., Kolpakov V.V., Podlipsky M.Yu., Karmenov N.S. (2016) Alluvial platinum-group minerals as indicators of primary PGE mineralization (placers of southern Siberia). *Russ. Geol. Geophys.*, **57**(10), 1437-1464.

УДК 553.9+553.21

DOI: 10.24930/2500-302X-2025-25-3-546-571

## Вещественный состав и условия формирования месторождения титаномagnetитовых руд Юбрышка

С. Г. Ковалев, С. С. Ковалев

Институт геологии УФИЦ РАН, 450077, г. Уфа, ул. Карла Маркса, 16/2, e-mail: kovalev@ufaras.ru

Поступила в редакцию 18.01.2024 г., принята к печати 25.07.2024 г.

*Объектом исследования* явилась Юбрышкинская интрузия с титаномagnetитовым оруденением. *Материалом исследования* послужили породы и руды Юбрышкинской интрузии. *Методы.* Определение концентраций петрогенных оксидов, выполненное рентгенофлуоресцентным методом в ИГ УФИЦ РАН (г. Уфа) на спектрометре VRA-30 (“Карл Цейсс”, Германия) с использованием рентгеновской трубки с W-анодом (30 кВ, 40 мА). Изучение минералогии проводилось на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega Compact с энергодисперсионным анализатором Xplorer Oxford Instruments (ИГ УФИЦ РАН, Уфа). *Результаты.* Анализ петрохимического материала свидетельствует об изохимическом характере метаморфизма пород Юбрышкинской интрузии. В отличие от пород кусинско-копанского комплекса для юбрышкинских аналогов характерна меньшая степень дифференциации, заключающаяся в отсутствии крайних по основности разновидностей. С различной степенью детальности описаны клинопироксен, амфибол, эпидот, фторопатит, титанит, слюды, хлорит, барит, циркон, рудные минералы (сульфиды, оксиды). Показано, что генетические условия образования амфибола характеризуют метаморфическую историю преобразования пород и направлены от магматического амфибола ( $T \approx 800^\circ\text{C}$ ,  $P \approx 3.2$  кбар) к метаморфогенному ( $T \geq 550^\circ\text{C}$ ,  $P \approx 7$  кбар) со стабилизацией температуры при уменьшении давления до  $>3$  кбар. Расчетными методами установлено, что температура распада ильменит-титаномagnetитовых агрегатов располагается в интервале  $559\text{--}375^\circ\text{C}$ . При этом наблюдаются элементы зональности, когда переуравновешивание системы в краевых частях кристаллов происходит при меньших температурах. В результате моделирования процесса кристаллизации по программному продукту КОМАГМАТ установлено, что изменение химического состава расплава реализуется по механизму фильтр-прессинга. Формирование рудного горизонта обусловлено массовой кристаллизацией magnetита совместно с клинопироксеном и плагиоклазом при температуре  $1097^\circ\text{C}$ . Данная модель удовлетворительно описывает реально наблюдаемое строение рудного горизонта, а именно – его приуроченность к верхней части интрузивного тела и вкрапленный характер руд.

**Ключевые слова:** Урал, Юбрышкинская интрузия, ильменит-титаномagnetитовые руды, дифференциация, метаморфизм

### Источник финансирования

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИГ УФИЦ РАН, тема № FMRS-2025-0015

## Material composition and formation conditions of the Yubryshka titanium-magnetite ore deposit

Sergei G. Kovalev, Sergei S. Kovalev

Institute of Geology, UFRS RAS, 16/2 Karl Marx st., Ufa 450077, Russia, e-mail: kovalev@ufaras.ru

Received 18.01.2024, accepted 25.07.2024

*Research subject.* The Yubryshka intrusion with titanomagnetite mineralization. *Materials and methods.* Research materials included rock and ore samples from the Yubryshka intrusion. The concentration of major oxides was determined by X-ray fluorescence at the Institute of Geology, UFRS RAS (Ufa), on a VRA-30 spectrometer (Carl Zeiss, Germany) using an X-ray tube with a W-anode (30 kV, 40 mA). The mineralogy study was carried out using a Tescan Vega Compact scanning electron microscope equipped with an Xplorer Oxford Instruments energy-dispersive analyzer (IG UFRS RAS, Ufa). *Results and conclusions.* The petrochemical analysis indicated the isochemical nature of metamorphism in the rocks of the Yubryshka intrusion. In comparison with the rocks of the Kusa-Kopan complex, the Yubryshka analogues are characterized by a lower degree of differentiation, consisting in the absence of varieties of extreme basicity. Clinopyroxene, amphibole, epidote, fluorapatite, titanite, micas, chlorite, barite, zircon, ore minerals (sulfides, oxides) are described with a varying degree of detail. The genetic conditions for the formation of amphibole from the Yubryshka

**Для цитирования:** Ковалев С.Г., Ковалев С.С. (2025) Вещественный состав и условия формирования месторождения титаномagnetитовых руд Юбрышка. *Литосфера*, 25(3), 546–571. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-3-546-571>. EDN: EWNBEI

**For citation:** Kovalev S.G., Kovalev S.S. (2025) Material composition and formation conditions of the Yubryshka titanium-magnetite ore deposit. *Lithosphere (Russia)*, 25(3), 546–571. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-3-546-571>. EDN: EWNBEI

deposit were found to characterize the metamorphic history of rock transformation, being directed from igneous amphibole ( $T \approx 800^\circ\text{C}$ ,  $P \approx 3.2$  kbar) to metamorphogenic amphibole ( $T \geq 550^\circ\text{C}$ ,  $P \approx 7$  kbar) with temperature stabilization when pressures decrease to  $> 3$  kbar. The calculations established that the decomposition temperature of ilmenite–titanomagnetite aggregates ranges within  $559\text{--}375^\circ\text{C}$ . In this case, elements of zoning are observed when re-equilibration of the system in the edge parts of the crystals occurs at lower temperatures. The simulation of the crystallization process using the COMAGMAT software found that changes in the chemical composition of the melt are implemented through the filter-pressing mechanism. The formation of the ore horizon was caused by a mass crystallization of magnetite together with clinopyroxene and plagioclase at a temperature of  $1097^\circ\text{C}$ . This model satisfactorily describes the observed structure of the ore horizon, namely, its location in the upper part of the intrusive body and the disseminated nature of the ores.

**Keywords:** Ural, Yubryshka intrusion, ilmenite–titanomagnetite ores, differentiation, metamorphism

#### Funding information

The research was carried out within the framework of the State assignment of the Institute of Geological Research of the Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences, topic No. FMRS-2025-0015

## ВВЕДЕНИЕ

Магматические месторождения оксидных титаномагнетитовых руд активно разрабатываются во всем мире (Китай, ЮАР, Танзания, Норвегия, Швеция, США и др.). Как правило, они приурочены к дифференцированным (расслоенным) сиенит-габбровым, габбро-анортозитовым, долерит-пикритовым и другим комплексам. В России месторождения Fe–Ti руд выявлены в Сибири, на Дальнем Востоке, в Карелии и на Кольском полуострове. Урал является классической провинцией распространения месторождений титаномагнетитовых руд. Здесь сосредоточены месторождения, приуроченные к дунит-пироксенит-габбровой формации: Качканарское, Первоуральское, Висимское, Суроямское, Велиховское, Гусевогорское (Смирнов, 1978) и расслоенным интрузиям основного-ультраосновного состава – кусинско-копанская группа месторождений (Кусинское, Копанское, Медведевское, Маткальское, Чернореченское) (Алексеев и др., 2000; Холоднов и др., 2012; Ковалев, Ковалев, 2022).

Юбрышкинское месторождение было открыто в конце XIX в. В 30-х гг. XX в. на объекте были проведены небольшие по объемам поисково-разведочные работы (Формации..., 1984; Штейнберг и др., 1993). Изучение месторождения было проведено в 1970–1971 гг. Б.Д. Аблизиным и И.Б. Поповым при геологической съемке масштаба 1 : 50 000 и Г.П. Снитко с коллегами в 2017 г. при геологической съемке масштаба 1 : 200 000 (Снитко и др., 2017). В результате установлено, что непосредственно Юбрышкинская интрузия представляет

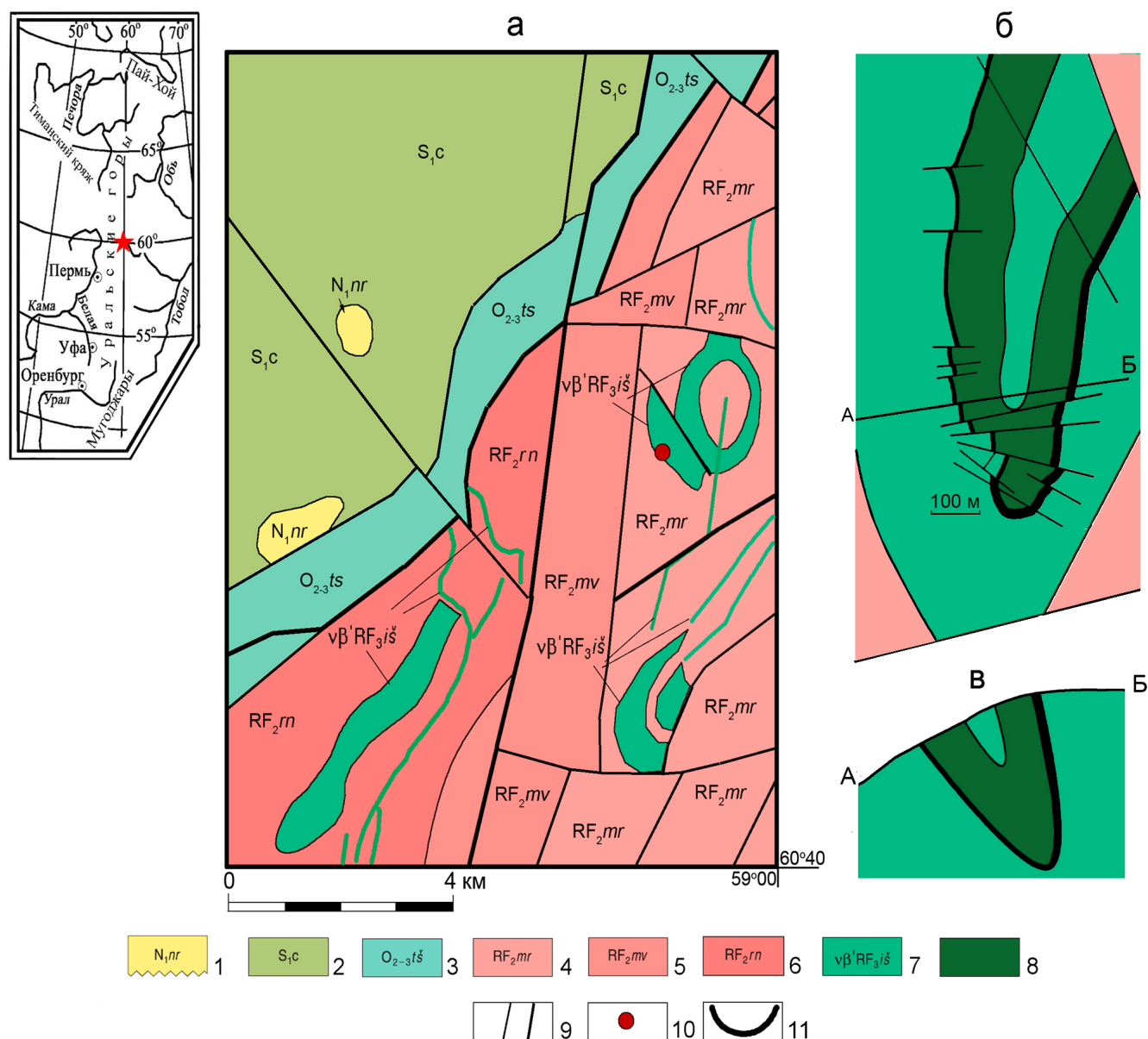
собой пакет из пяти согласных дифференцированных псевдостратифицированных силлов метаморфизованных габбродолеритов, залегающих в метатерригенных сланцах муравьиной свиты и смятых в синклинальную складку меридионального простирания (рис. 1) (Аблизин, Попов, 1973). Рудные тела линзовидной формы приурочены к наиболее мощному пластовому телу измененных габбродолеритов. Всего выявлено три рудных тела максимальной мощностью одного из них 20 м при длине 1 км. Мощности двух остальных тел – по 5 м, длина верхнего составляет 350 м, а нижнего – 1.2 км.

На сегодняшний день наиболее детальные материалы по Юбрышкинскому месторождению приведены в монографии А.А. Алексеева с коллегами (2003), но, несмотря на приведенный ранее материал, оно является самым слабоизученным объектом среди дифференцированных интрузий Урала, в первую очередь из-за труднодоступности. Целью данной работы явились детальная характеристика вещественного состава (минералогии силикатов, алюмосиликатов, сульфидов, оксидов и др.) пород самого крупного тела Юбрышкинской интрузии и разработка приемлемой модели образования дифференцированного тела с титаномагнетитовым оруденением.

## МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Минералы были изучены на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega Compact с энерго-дисперсионным анализатором Xplorer Oxford Instruments (ИГ УФИЦ РАН, Уфа). Обработка





**Рис. 1.** Геологическая схема района месторождения Юбрышка (а), схема строения дифференцированного силла (б) и его разрез (в) по линии А–Б.

а – Снитко и др., 2017, с упрощениями; б, в – Алексеев и др., 2003, с упрощениями.

1 – наурзумская свита; 2 – карбонатная толща; 3 – тошовская свита; 4 – муравьинская свита; 5 – мойвинская свита; 6 – расинская свита; 7 – Ишеримский комплекс габбродолеритов; 8 – апогаббровые амфиболиты с повышенным содержанием рудных минералов; 9 – тектонические нарушения; 10 – Юбрышкинское месторождение; 11 – рудные тела.

**Fig. 1.** Geological diagram of the area of the Yubryshka deposit (а), diagram of the structure of the differentiated sill (б) and its section (в) along line A–B.

а – Snitko et al., 2017, with simplification; б, в – Alekseev et al., 2003, with simplification.

1 – Naurzum formation; 2 – carbonate strata; 3 – Toshovsk formation; 4 – Muravinsk formation; 5 – Moivinsk formation; 6 – Rasinsk formation; 7 – Isherim gabbrodolerite complex; 8 – apogabbroic amphibolites with a high content of ore minerals; 9 – tectonic disturbances; 10 – Yubryshka field; 11 – ore bodies.

спектров производилась автоматически при помощи программного пакета AzTec One с использованием методики TrueQ. При съемке применялись

следующие установки: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 4 нА, время накопления спектра в точке 60 с в режиме Point & ID, диаметр пучка со-

ставлял ~3 мкм. При анализе использовался встроенный комплект эталонов Oxford Instruments Standards, представленный природными и синтетическими соединениями. Формулы минералов рассчитывались по методике (Кривовичев, Гульбин, 2022).

Определение концентраций петрогенных оксидов выполнено рентгенофлуоресцентным методом в ИГ УФИЦ РАН (Уфа) на спектрометре VRA-30 (“Карл Цейсс”, Германия) с использованием рентгеновской трубки с W-анодом (30 кВ, 40 мА). Пределы обнаружения для  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  составляли 0.1%,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  и  $S_{\text{общ}}$  – 0.01%,  $\text{MgO}$  – 0.2% (мас. %).

## ПЕТРОГРАФИЯ И ПЕТРОХИМИЯ ПОРОД

Среди петрографических разновидностей пород с некоторой долей условности можно выделить три неравноценные по распространенности группы: в различной степени метаморфизованные габброиды, рудные апобазитовые амфиболиты и пегматоидные габброиды шлировых обособлений (рис. 2).

Метаморфизованные габброиды слагают нижнюю и верхнюю зоны дифференцированных интрузий. Степень их метаморфизма варьирует от амфиболизированных габбро до полностью метаморфизованных пород, представленных ортосланцами. Реликтовая структура определяется как габбровая, офитовая и пойкилоофитовая.

Метаморфизованные пегматоидные габброиды встречаются в рудной зоне и по первичному составу соответствуют лейкократовым габброидам (49–51%  $\text{SiO}_2$ ). Для них характерна крупнозернистая структура (5–10 мм и более) близкая к офитовой. В более кислых разностях пегматоидных габброидов присутствуют кварц и катаклазированные гранофировый материал.

Рудные апогаббровые амфиболиты – породы с порфиروبластовой структурой и сланцеватой текстурой. Порфиروبластовая структура обусловлена присутствием крупных (5–6 мм) кристаллов амфибола псевдоморфно замещающих клинопироксен и рудными минералами часто образующими гломерокристаллические сростки и скопления. Основная масса, как правило, представлена разнообразными зернами эпидота, серицита, полевых шпатов, хлорита и амфибола.

Руды представлены темно-зелеными, почти черными породами, состоящими из зерен амфибола (0.5–1.0 мм) и вкрапленников титаномагнетита размером 0.5–1.0 мм, количество которого варьирует от 10–25 до 40–50%.

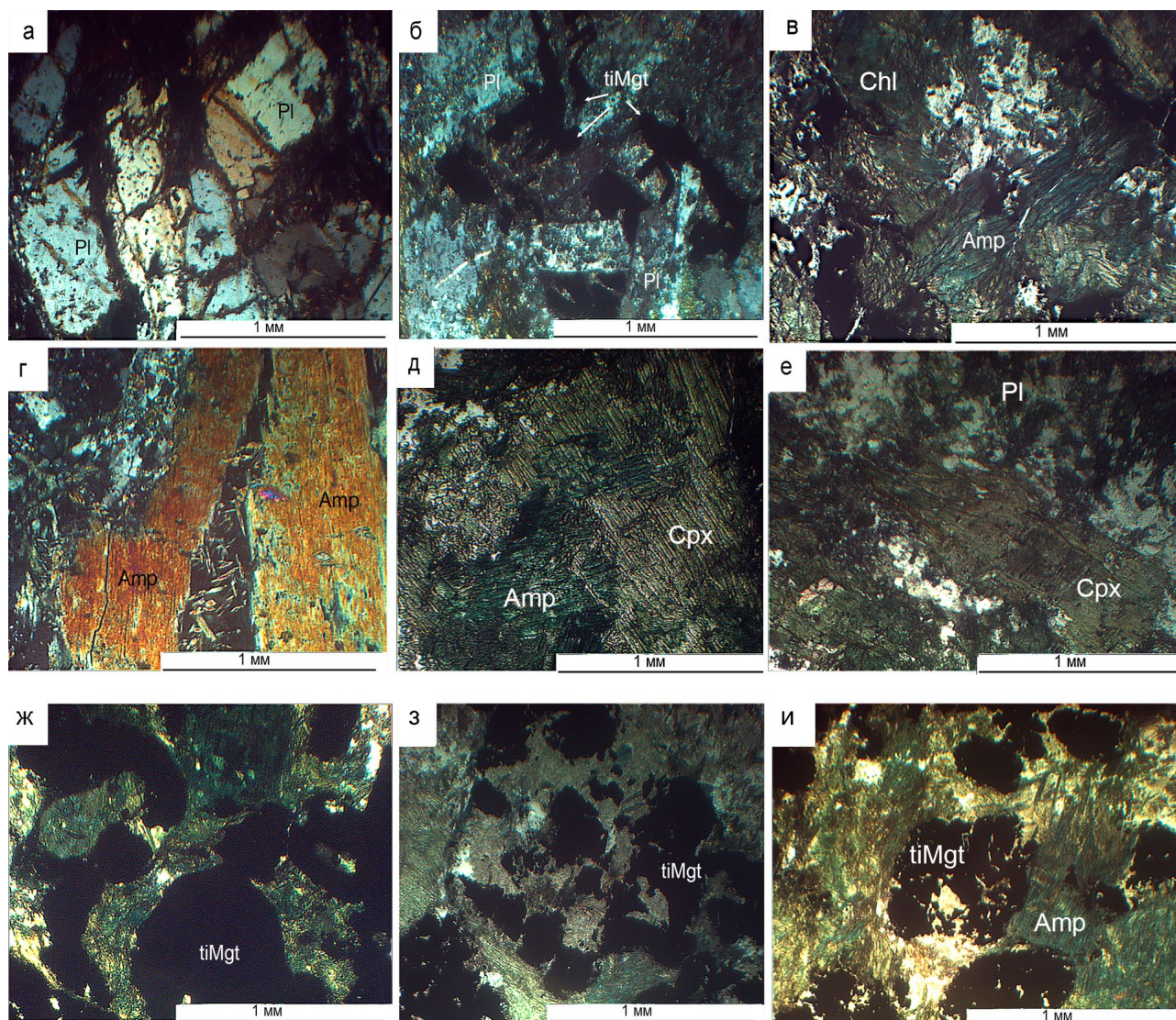
Грубая дифференцированность наиболее мощного рудоносного силла Юбрышкинского месторождения впервые была описана И.Б. Поповым и Б.Д. Аблизиним (1974), выделившими в его

разрезе снизу вверх три зоны: габбродолеритовую (240 м), пироксенитовую (апопироксенитовых горнблендитов) (80–90) и верхнюю габбродолеритовую (30–40 м). А.А. Алексеев с соавторами (2003) в этом интрузивном теле также выделяют снизу вверх три зоны: амфиболизированных габбродолеритов (200–240 м), меланократовых рудоносных базитов (50–80), амфиболизированных габбродолеритов (30–50 м).

Петрохимические особенности пород Юбрышкинской интрузии выявляются при их сравнительном анализе с породами кусинско-копанского комплекса. На классификационной диаграмме  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  (рис. 3а) породы интрузии характеризуются как габброиды со слабовыраженным щелочным уклоном (монцогаббро). При этом особую группу представляют оруденелые разновидности, которые отличаются значительной насыщенностью кремнеземом. На диаграмме АFМ (рис. 3б) породы характеризуются феннеровским трендом, отличительной чертой которого являются значительные вариации составов по F-M параметрам при слабовыраженных изменениях по параметру А. Следовательно, в отличие от пород кусинско-копанского комплекса для юбрышкинских аналогов характерна меньшая степень дифференциации, заключающаяся в отсутствии крайних по основности разновидностей пород. Как известно, степень метаморфизма пород кусинско-копанского комплекса изменяется с юга на север (в упрощенном виде Кусинский массив – амфиболиты, Медведевский – амфиболизированные габброиды, Копанский и Маткальский – неизмененные либо слабоизмененные габброиды) (Ковалев, 2008). Для оценки возможной миграции основных породообразующих оксидов при метаморфизме на бинарных диаграммах (рис. 3в) отдельно были выделены амфиболиты Кусинского массива. Как следует из анализа диаграмм, степень измененности пород месторождения Юбрышка и Кусинского массива не влияет на распределение окислов, т. е. метаморфизм являлся изохимическим. При этом точки составов, характеризующие породы Юбрышкинской интрузии, полностью ложатся на тренд изменения окислов в породах кусинско-копанского комплекса, занимая его среднюю часть.

Особенности распределения оксидов по разрезу интрузивного тела изображены на рис. 4. Как видно из графиков, ряд оксидов характеризуется резкой вариабельностью. В частности, максимальное количество железа ( $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ ) в рудном горизонте составляет 48.0 мас. % при среднем содержании – 15.2 мас. %; в то время как в подрудных амфиболизированных габбродолеритах – 13.26 и 6.17 мас. %, а в надрудных кварцсодержащих амфиболизированных габбродолеритах – 15.93 и 7.13 мас. % соответственно. Значительные колебания характерны для  $\text{SiO}_2$  (в рудах – 41.00 и 34.46





**Рис. 2.** Микрофотографии пород Юбрышкинского месторождения.

а–в – в различной степени метаморфизованные габброиды; г–е – пегматоидные габброиды; ж–и – рудные апогаббро-вые амфиболиты. *Pl* – плагиоклаз, *Amp* – амфибол, *Chl* – хлорит, *tiMgt* – титаномagnetит.

**Fig. 2.** Microphotographs of rocks from the Yubryshka deposit.

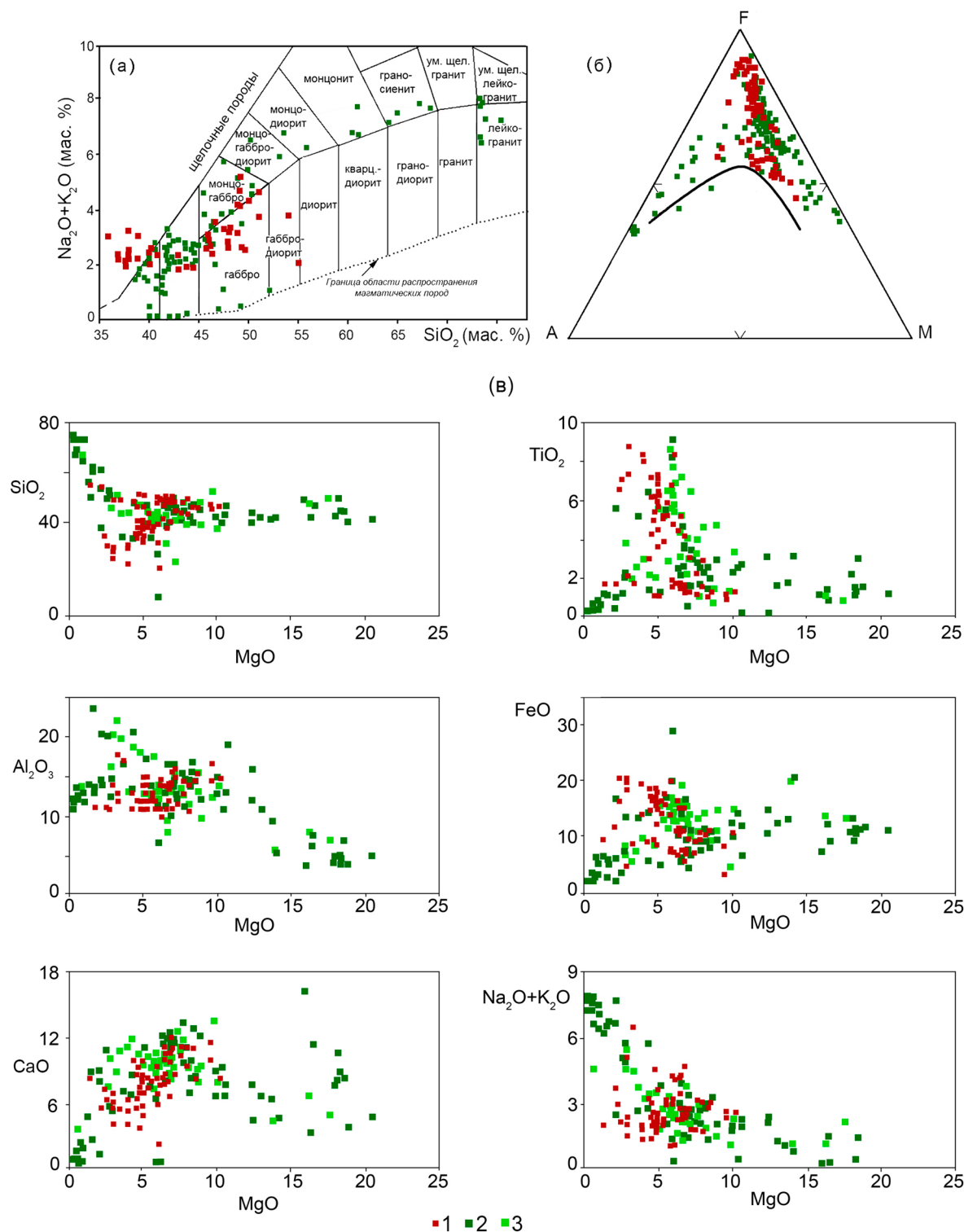
а–в – gabbroids metamorphosed to varying degrees; г–е – pegmatoid gabbroids; ж–и – ore apobasitic amphibolites. *Pl* – plagioclase, *Amp* – amphibole, *Chl* – chlorite, *tiMgt* – titanomagnetite.

мас. %, в подрудных породах – 49.10 и 47.87, в надрудных – 51.0 и 49.87 мас. %) и  $TiO_2$  (в рудах – 8.83 и 6.30 мас. %; в подрудных породах – 1.65 и 1.38, в надрудных – 2.10 и 1.54 мас. %). Меньший разброс устанавливается для  $MgO$  (в рудах – 6.8 и 4.33 мас. %, в подрудных породах – 8.4 и 7.15, в надрудных – 6.2 и 4.73 мас. %) и  $CaO$  (в рудах – 9.80 и 7.27 мас. %, в подрудных породах – 12.15 и 10.50, в надрудных – 7.84 и 5.90 мас. %). В целом для интрузивного тела характерна слабо проявленная химическая дифференциация основных оксидов, за ис-

ключением рудного горизонта, где сконцентрированы железо и титан при резко пониженном количестве кремнезема.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Минеральный состав характеризуемых пород представлен оливином(?), клинопироксеном, амфиболом, эпидотом, фторапатитом, титанитом, слюдами, хлоритом, баритом, цирконом, рудными минералами (сульфиды, оксиды).



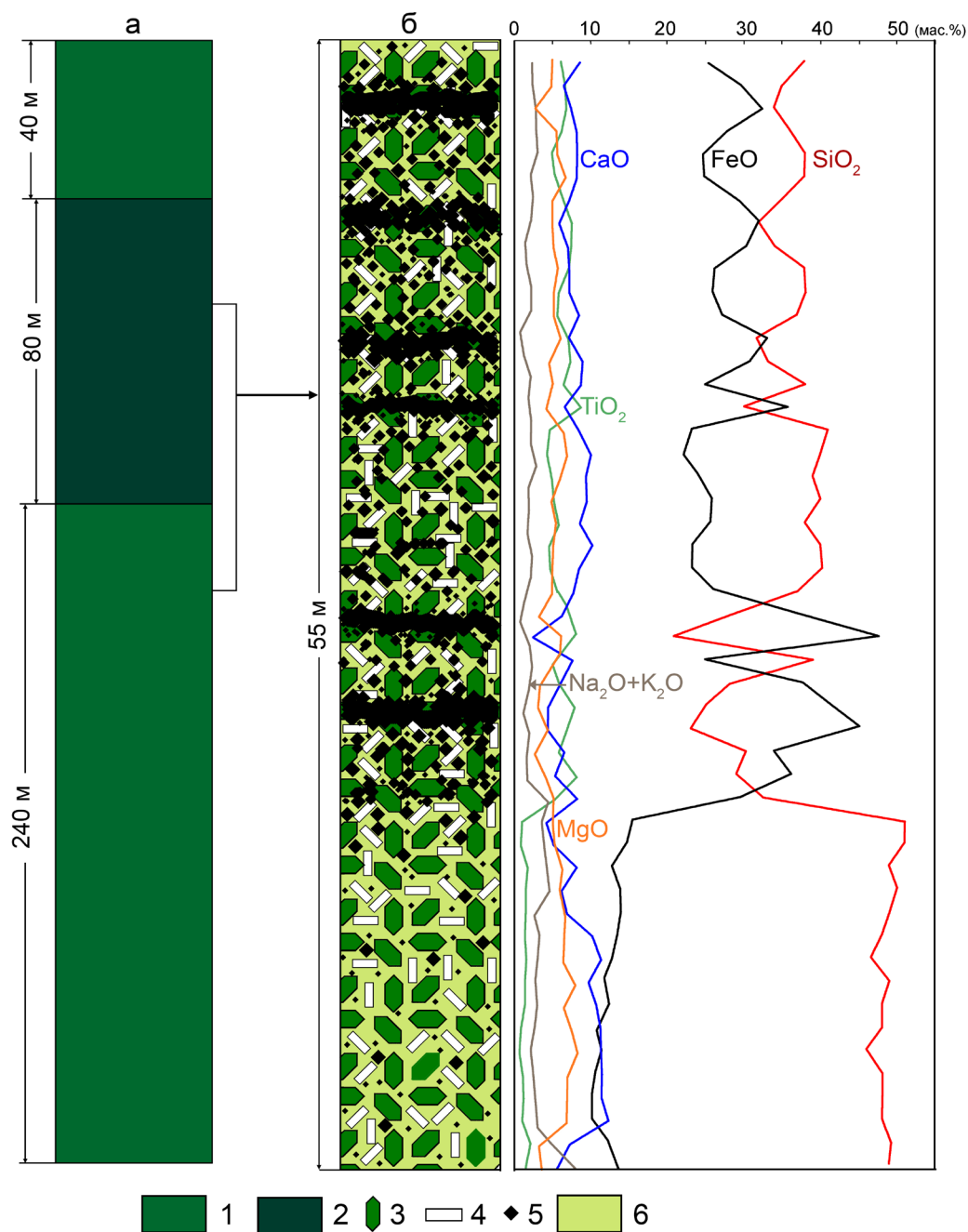
**Рис. 3.** Петрохимические диаграммы для пород месторождения Юбрышка.

1 – породы месторождения Юбрышка; 2 – породы Медведевского, Копанского и Маткальского массивов кусинско-копанского комплекса; 3 – породы Кусинского массива кусинско-копанского комплекса. При построении диаграмм использовались материалы (Алексеев и др., 2003; Ковалев, Ковалев, 2022).

**Fig. 3.** Petrochemical diagrams for rocks of the Yubryshka deposit.

1 – rocks of the Yubryshka deposit; 2 – rocks of the Medvedev, Kopan and Matkal massifs of the Kusa-Kopan complex; 3 – rocks of the Kusa massif of the Kusa-Kopan complex. When constructing the diagrams, materials were used (Alekseev et al., 2003; Kovalev, Kovalev, 2022).





**Рис. 4.** Обобщенная схема строения силла Юбрышкинский (а) и петрографический разрез его части (б).

1 – амфиболизированные габбродолериты; 2 – меланократовые рудоносные базиты; 3 – амфибол; 4 – плагиоклаз; 5 – рудный минерал; 6 – хлоритовое интерстициальное пространство. Содержания оксидов по (Алексеев и др., 2003).

**Fig. 4.** Generalized diagram of the structure of the Yubryshka sill (a) and petrographic section of its part (b).

1 – amphibolized gabbrodolerites; 2 – melanocratic ore-bearing mafic rocks; 3 – amphibole; 4 – plagioclase; 5 – ore mineral; 6 – chlorite interstitial space. Oxides content according to (Alekseev et al., 2003).

Наличие *оливина*(?) устанавливается по присутствию в амфиболовых псевдоморфозах по клинопироксену изометричных мелких (0.1–0.2 мм) обособлений магнезиального амфибола (Алексеев и др., 2003).

*Клинопироксен* встречается в виде редких кристаллов призматического габитуса и реликтах,

приуроченных к центральным частям амфиболовых псевдоморфоз. По химическому составу клинопироксен относится к железистому авгиту, что в значительной степени отличает его от клинопироксена кусинско-копанского комплекса (рис. 5а). В качестве примесей в его составе обнаружены



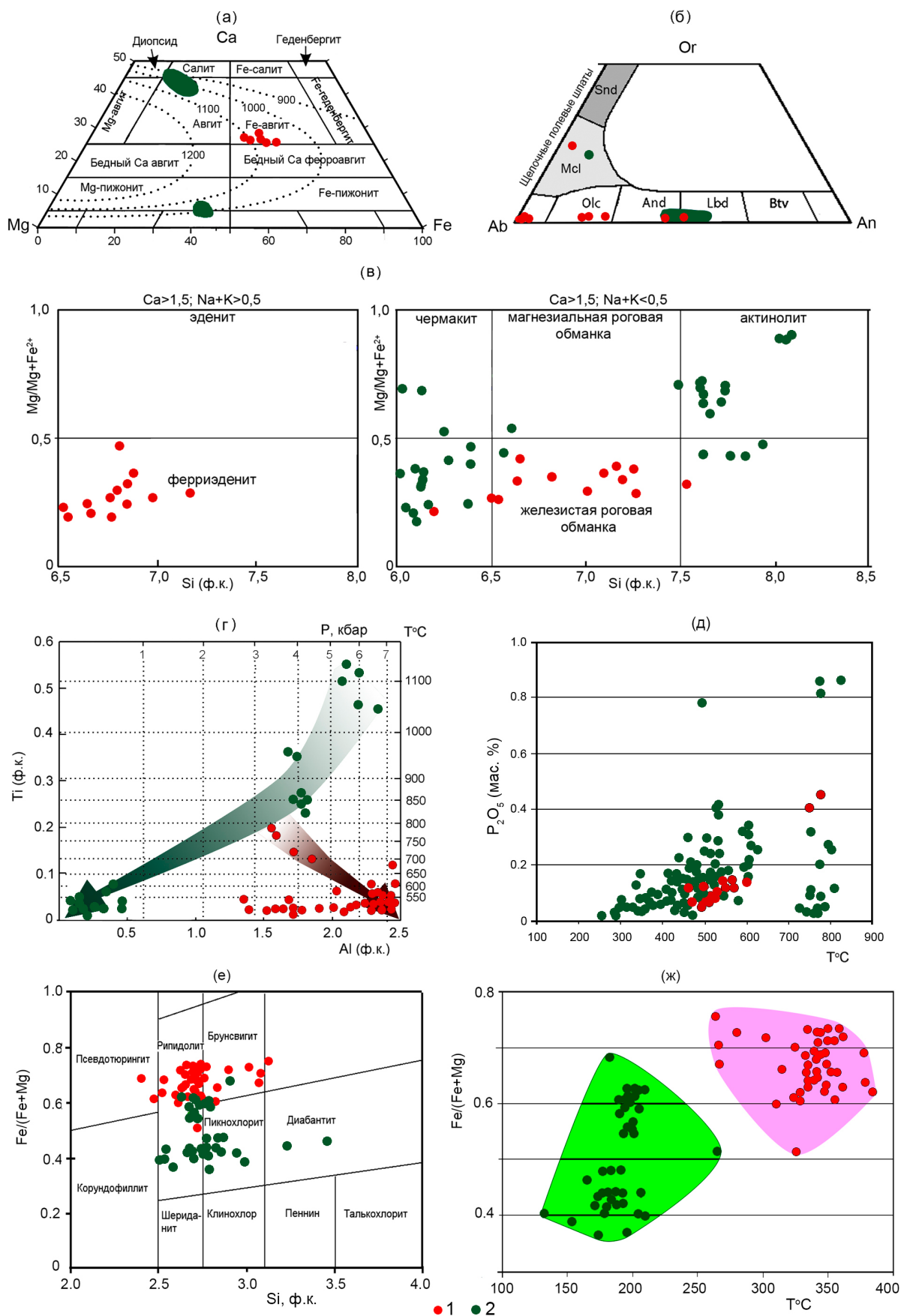


Рис. 5. Классификационные диаграммы для минералов из пород юбрышкинского комплекса.

1 – породы месторождения Юбрышка, 2 – породы кусинско-копанского комплекса.

Диаграммы: а – для пироксенов (Morimoto et al., 1988); б – для полевых шпатов (Дир и др., 1966); в – для амфиболов (Leake et al., 1997); г – для амфиболов с градуировкой температур и давлений (Féménias et al., 2006; Mutch et al., 2016; Прибавкин, 2019); д – для пород, температура по (Bea et al., 1992; Janousec, 2006); е, ж – для хлоритов: е – (Hey, 1954), ж – температура по (Kranidiotis, MacLean, 1987). Остальные пояснения см. в тексте.

**Fig. 5.** Classification diagrams for minerals from rocks of the Yubryshka complex.

1 – rocks of the Yubryshka deposit, 2 – rocks of the Kusa-Kopan complex.

Diagrams: a – for pyroxenes (Morimoto et al., 1988); б – for feldspars (Dir et al., 1966); в – for amphiboles (Leake et al., 1997); г – for amphiboles with temperature and pressure graduations according to (Féménias et al., 2006; Mutch et al., 2016; Pribavkin, 2019); д – for rocks, temperature according to (Bea et al., 1992; Janousec, 2006); е, ж – for chlorites: е – (Hey, 1954), ж – temperature according to (Kranidiotis, MacLean, 1987). Explanations in the text.

хром (1.04 мас. %), титан (0.12 мас. %) и ванадий (0.15–0.49 мас. %) (табл. 1).

*Плаггиоклаз* представлен идиоморфными, таблитчатыми кристаллами (см. рис. 2а, б) и ксеноморфными выделениями, неравномерно распределенными по объему пород. Хорошо ограненные кристаллы по составу соответствуют андезин-лабрадору (см. рис. 5б). Ксеноморфные выделения представлены олигоклазом и альбитом. Относительно редко встречаются отдельно расположенные, вероятнее всего метаморфогенные, выделения микроклина.

*Амфибол* является самым распространенным минералом в характеризующихся породах. Он представлен субидиоморфными и идиоморфными кристаллами либо их агрегатами разнообразной формы размером от 0.5 мм до 0.8–1.0 см (в пегматоидных разновидностях до 1.5–2.0 см) по удлинению, зеленой, зеленовато-бурой, реже коричневой

окраски, часто с четко выраженным плеохроизмом и зональным строением. Кроме того, амфибол развивается по пироксену до формирования полных псевдоморфоз. По химическому составу минералы относятся к ферриэдениту, железистой роговой обманке, чермакиту и редко актинолиту, отличаясь от амфиболов кусинско-копанского комплекса большим количеством железа и суммы щелочей (см. рис. 5в). В качестве примесей в амфиболах установлены хром (0.68–1.04 мас. %) и скандий (0.15–0.18 мас. %). Кроме того, все изученные амфиболы относятся к ванадийсодержащим разновидностям, количество которого варьирует в пределах (0.42–0.90 мас. %), а также хлорсодержащим с переменным количеством Cl (0.10–0.82 мас. %) (табл. 2).

Генетические условия образования амфибола Юбрышкинской интрузии выявляются при анализе диаграммы Ti (ф.к.)–Al (ф.к.) (см. рис. 5г), на

**Таблица 1.** Химический состав клинопироксена из пород месторождения Юбрышка, мас. %

**Table 1.** Chemical composition of clinopyroxene from rocks of the Yubryshka deposit, wt %

| №                                | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | MnO  | MgO  | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | V <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | Сумма |
|----------------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|-------|------|------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|-------|
| 1                                | 51.17            | –                | 1.04                           | 25.43 | 0.35 | 8.83 | 12.26 | –                 | –                | –                             | 99.09 |
| 2                                | 49.56            | 0.12             | 4.72                           | 24.31 | 0.38 | 8.09 | 10.91 | 0.82              | 0.18             | 0.23                          | 99.33 |
| 3                                | 52.39            | –                | 1.95                           | 23.5  | 0.46 | 9.73 | 11.55 | –                 | –                | –                             | 99.58 |
| 4                                | 49.52            | –                | 3.13                           | 23.79 | 0.36 | 8.44 | 11.92 | 0.51              | 0.24             | 0.49                          | 98.41 |
| 5                                | 51.78            | –                | 1.99                           | 22.58 | 0.34 | 9.71 | 11.61 | –                 | –                | 0.15                          | 98.16 |
| Кристаллохимические коэффициенты |                  |                  |                                |       |      |      |       |                   |                  |                               |       |
|                                  | Si               | Ti               | Al                             | Fe    | Mn   | Mg   | Ca    | Na                | K                | V                             | O     |
| 1                                | 2.04             | –                | 0.05                           | 0.85  | 0.01 | 0.53 | 0.52  | –                 | –                | –                             | 6.00  |
| 2                                | 1.95             | 0.01             | 0.22                           | 0.8   | 0.01 | 0.47 | 0.46  | 0.06              | 0.01             | 0.01                          | 6.00  |
| 3                                | 2.03             | –                | 0.11                           | 0.78  | 0.02 | 0.57 | 0.49  | –                 | –                | –                             | 6.00  |
| 4                                | 1.97             | –                | 0.15                           | 0.79  | 0.01 | 0.50 | 0.51  | 0.05              | 0.01             | 0.01                          | 6.00  |
| 5                                | 2.06             | –                | 0.09                           | 0.75  | 0.01 | 0.58 | 0.50  | –                 | –                | 0.01                          | 6.00  |

Примечание. Здесь и далее прочерк означает, что количество оксида меньше точности метода определения.

Note. Here and below, a dash means that the amount of oxide is less than the accuracy of the determination method.

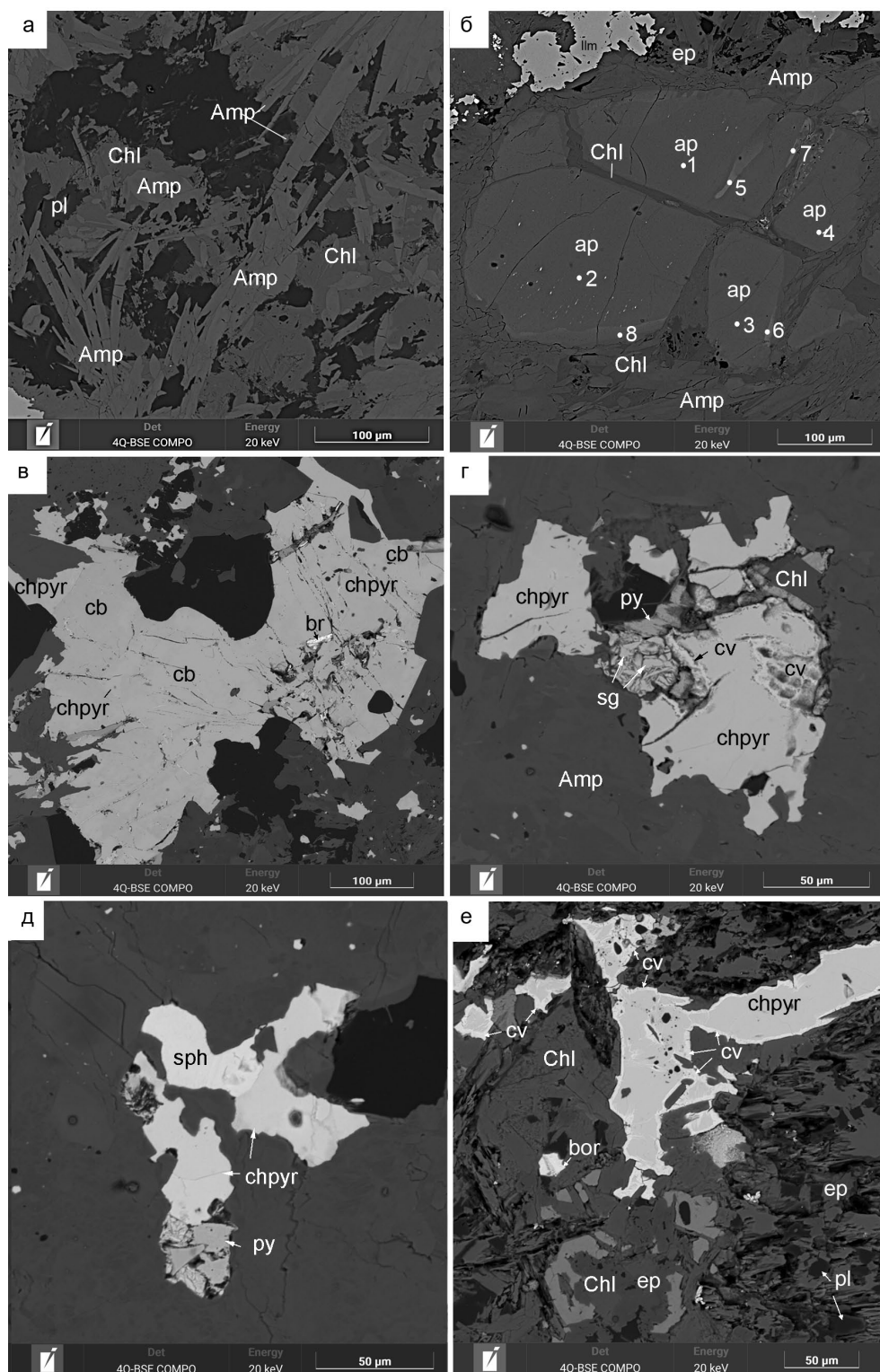
**Таблица 2.** Репрезентативная выборка химического состава амфибола из пород месторождения Юбрышка, мас. %  
**Table 2.** Representative sample of the chemical composition of amphibole from rocks of the Yubryshka deposit, wt %

| №                                | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | MnO  | MgO  | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | V <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | Cl   | Сумма  |
|----------------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|-------|------|------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|------|--------|
| 1                                | 43.53            | 0.25             | 10.88                          | 23.24 | 0.25 | 6.29 | 11.14 | 1.39              | 0.59             | 0.90                          | –    | 98.46  |
| 2                                | 45.38            | 0.22             | 8.52                           | 26.62 | 0.52 | 6.02 | 9.21  | 1.57              | 0.50             | 0.54                          | 0.17 | 99.27  |
| 3                                | 42.98            | 0.55             | 11.22                          | 21.37 | 0.19 | 8.22 | 12.20 | 1.29              | 0.17             | 0.84                          | –    | 99.03  |
| 4                                | 43.96            | 0.21             | 8.75                           | 26.63 | 0.38 | 5.78 | 10.41 | 1.22              | 0.52             | 0.70                          | –    | 98.56  |
| 5                                | 37.82            | 0.25             | 12.27                          | 27.73 | 0.28 | 5.10 | 11.62 | 1.59              | 0.68             | 0.71                          | 0.12 | 98.17  |
| 6                                | 40.43            | 0.64             | 14.90                          | 23.39 | –    | 5.07 | 11.97 | 1.53              | 0.39             | 0.89                          | –    | 99.21  |
| 7                                | 43.00            | 0.66             | 12.64                          | 23.70 | 0.19 | 6.12 | 11.76 | 1.40              | 0.32             | 0.62                          | –    | 100.41 |
| 8                                | 39.79            | 0.33             | 14.99                          | 25.23 | 0.20 | 4.11 | 11.85 | 1.42              | 0.53             | 0.86                          | –    | 99.32  |
| 9                                | 41.57            | 0.21             | 14.42                          | 24.31 | 0.28 | 5.05 | 11.98 | 1.48              | 0.40             | 0.46                          | –    | 100.17 |
| 10                               | 40.99            | 0.34             | 13.17                          | 26.47 | 0.23 | 4.24 | 11.70 | 1.50              | 0.44             | 0.57                          | –    | 99.66  |
| 11                               | 41.56            | 0.23             | 13.12                          | 25.74 | 0.31 | 4.74 | 11.69 | 1.30              | 0.42             | 0.66                          | –    | 99.78  |
| 12                               | 44.16            | 0.13             | 9.30                           | 26.67 | 0.33 | 5.51 | 10.24 | 1.63              | 0.65             | 0.42                          | –    | 99.02  |
| 13                               | 40.69            | 0.28             | 12.71                          | 24.90 | 0.26 | 4.56 | 11.57 | 1.31              | 0.41             | 0.52                          | –    | 97.20  |
| 14                               | 39.93            | 0.43             | 12.89                          | 25.65 | 0.24 | 4.46 | 10.93 | 1.70              | 0.78             | 0.75                          | –    | 97.77  |
| 15                               | 38.03            | 0.14             | 25.40                          | 24.91 | 0.25 | 7.93 | 1.03  | 2.98              | 0.25             | –                             | –    | 100.91 |
| Кристаллохимические коэффициенты |                  |                  |                                |       |      |      |       |                   |                  |                               |      |        |
|                                  | Si               | Ti               | Al                             | Fe    | Mn   | Mg   | Ca    | Na                | K                | V                             | Cl   | O      |
| 1                                | 6.86             | 0.03             | 2.02                           | 3.06  | 0.03 | 1.48 | 1.88  | 0.42              | 0.12             | 0.09                          | –    | 23.80  |
| 2                                | 7.17             | 0.03             | 1.59                           | 3.52  | 0.07 | 1.42 | 1.56  | 0.48              | 0.10             | 0.06                          | 0.01 | 23.80  |
| 3                                | 6.66             | 0.06             | 2.05                           | 2.77  | 0.02 | 1.90 | 2.03  | 0.39              | 0.03             | 0.09                          | –    | 23.70  |
| 4                                | 7.01             | 0.03             | 1.65                           | 3.55  | 0.05 | 1.37 | 1.78  | 0.38              | 0.11             | 0.07                          | –    | 23.70  |
| 5                                | 6.02             | 0.03             | 2.31                           | 3.70  | 0.04 | 1.21 | 1.98  | 0.49              | 0.14             | 0.07                          | 0.01 | 23.00  |
| 6                                | 6.31             | 0.08             | 2.74                           | 3.05  | –    | 1.18 | 2.00  | 0.46              | 0.08             | 0.09                          | –    | 23.60  |
| 7                                | 6.64             | 0.08             | 2.30                           | 3.06  | 0.02 | 1.41 | 1.95  | 0.42              | 0.06             | 0.06                          | –    | 23.70  |
| 8                                | 6.25             | 0.04             | 2.78                           | 3.32  | 0.03 | 0.96 | 2.00  | 0.43              | 0.11             | 0.09                          | –    | 23.50  |
| 9                                | 6.44             | 0.02             | 2.63                           | 3.15  | 0.04 | 1.17 | 1.99  | 0.44              | 0.08             | 0.05                          | –    | 23.60  |
| 10                               | 6.44             | 0.04             | 2.44                           | 3.48  | 0.03 | 0.99 | 1.97  | 0.46              | 0.09             | 0.06                          | –    | 23.50  |
| 11                               | 6.51             | 0.03             | 2.42                           | 3.37  | 0.04 | 1.11 | 1.96  | 0.40              | 0.08             | 0.07                          | –    | 23.60  |
| 12                               | 6.98             | 0.02             | 1.73                           | 3.52  | 0.04 | 1.30 | 1.73  | 0.50              | 0.13             | 0.04                          | –    | 23.60  |
| 13                               | 6.54             | 0.03             | 2.41                           | 3.35  | 0.04 | 1.09 | 1.99  | 0.41              | 0.08             | 0.06                          | –    | 23.60  |
| 14                               | 6.37             | 0.05             | 2.42                           | 3.42  | 0.03 | 1.06 | 1.87  | 0.52              | 0.16             | 0.08                          | –    | 23.50  |
| 15                               | 5.63             | 0.02             | 4.42                           | 3.08  | 0.03 | 1.74 | 0.16  | 0.85              | 0.05             | –                             | –    | 23.50  |

которой четко обособляется тренд магматического амфибола, характерный для минералов кусинско-копанского комплекса: от раннемагматического ( $T \leq 1100^\circ\text{C}$ ,  $P = 6, 7$  кбар) к позднемагматическому ( $T = 820 - 950^\circ\text{C}$ ,  $P \approx 4$  кбар) и далее к автометаморфическому ( $T \geq 550^\circ\text{C}$ ,  $P \geq 1$  кбар). Принципиально иная картина наблюдается для амфиболов из пород Юбрышкинской интрузии. Изменения термобарических параметров характеризуют метаморфическую историю преобразования пород и направлены от магматического амфибо-

ла ( $T \approx 800^\circ\text{C}$ ,  $P \approx 3.2$  кбар) к метаморфогенному ( $T \geq 550^\circ\text{C}$ ,  $P \approx 7$  кбар) со стабилизацией температуры при уменьшении давления до  $>3$  кбар.

Эпидот встречается в виде кристаллов изометричной формы либо зернистых масс, занимающих интерстициальное пространство (рис. 6б). В нем содержится относительно немного железа – 8.39–14.94 мас. % и повышенное количество глинозема (до 27.37 мас. %). Согласно номенклатуре минералов группы эпидота (Армбрустер и др., 2006), одна часть изученных зерен с более высоким со-



**Рис. 6.** Микрофотографии минералов из метаморфизованных габброидов и апогаббровых амфиболитов юбрышкинского комплекса.

*Amp* – амфибол, *Pl* – плагиоклаз, *Chl* – хлорит, *Ep* – эпидот, *Ap* – апатит, *Br* – барит, *Py* – пирит, *Chpyr* – халькопирит, *Sg* – зигенит, *Sph* – сфалерит, *Cv* – ковеллин, *Cb* – кубанит, *Bor* – борнит.

**Fig. 6.** Microphotographs of minerals from rocks of the Yubryshka complex.

*Amp* – amphibole, *Pl* – plagioclase, *Chl* – chlorite, *Ep* – epidote, *Ap* – apatite, *Br* – barite, *Py* – pyrite, *Chpyr* – chalcopyrite, *Sg* – zigenite, *Sph* – sphalerite, *Cv* – covellite, *Cb* – cubanite, *Bor* – bornite.

держанием железа может быть названа эпидотом, другая – клиноцоизитом. Между эпидотом и клиноцоизитом нет четкой границы. Все свойства между ними меняются непрерывно, и они находятся в прямой зависимости от железистости минералов. Пистацитовый компонент ( $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Al})$ ) (Brunsmann et al., 2002) в большинстве рассматриваемых зерен колеблется в пределах 0.18–0.32.

**Фторапатит** установлен в виде изометричных выделений различной размерности (от 50 мкм до 0.5 мм). Крупные кристаллы разбиты трещинами, выполненными хлоритом (см. рис. 6б). Минерал имеет неоднородное строение. Краевые части и локальные зоны внутри кристаллов обогащены редкоземельными элементами (см. рис. 6б, табл. 3). Кроме того, в нем присутствуют мелкие включения светлого минерала, качественный анализ которых показал, что, вероятнее всего, они являются монацитом. Ранее аналогичные включения во фторапатите были описаны в риодацитах шатакского комплекса (Ковалев и др., 2023). В химическом составе минерала, кроме фтора, в относительно небольших количествах, но постоянно содержится хлор (см. табл. 3), и, как видно из табл. 3, в породах Юбрышкинской интрузии условно можно выделить две группы фторапатита: низкофтористо-высокохлорная и низкохлорно-высокофтористая. Причем, как показывает анализ диаграммы (см. рис. 5д), характеризующие породы подразделяются на две группы по температуре насыщения расплава фосфором – 750–780 и 470–600°C. При этом распределение фигуративных точек Юбрышкинской интрузии аналогично их распределению в кусинско-копанском комплексе.

**Титанит** установлен в виде зернистых агрегатов и единичных ксеноморфных выделений. Часто он окружает кристаллы ильменита в виде оторочки (см. рис. 8е), в качестве примесей в нем при-

сутствуют  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (0.36–4.31 мас. %),  $\text{FeO}$  (1.11–6.18 мас. %) и  $\text{V}_2\text{O}_5$  (0.4–2.11 мас. %). Значительный разброс в примесных компонентах, вероятнее всего, обусловлен метаморфогенной природой титанита и их унаследованностью от замещенного минерала.

**Слюды** встречаются в породах Юбрышкинской интрузии относительно редко. Светлые разновидности в виде удлинённых чешуек установлены в ассоциации с плагиоклазом, хлоритом и эпидотом. По химическому составу они отвечают высококремнистому мусковиту, мас. %:  $\text{SiO}_2$  – 57.73;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 22.99;  $\text{FeO}$  – 3.93;  $\text{MgO}$  – 1.11;  $\text{Na}_2\text{O}$  – 0.18;  $\text{K}_2\text{O}$  – 8.27;  $\Sigma$  – 94.22.

Темные слюды наблюдаются в виде удлинённых призм или широкотаблитчатых кристаллов с плеохроизмом в коричнево-буроватых тонах в ассоциации с хлоритом и амфиболом. По химизму они относятся к железистым разновидностям группы аннита-флогопита, мас. %:  $\text{SiO}_2$  – 34.39–33.96;  $\text{TiO}_2$  – 1.44–1.65;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 15.65–18.33;  $\text{FeO}$  – 26.79–28.05;  $\text{MnO}$  – 0.0–0.19;  $\text{CaO}$  – 0.0–0.39;  $\text{MgO}$  – 6.97–7.43;  $\text{K}_2\text{O}$  – 3.48–6.45;  $\text{V}_2\text{O}_5$  – 0.49;  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  – 0.0–0.14;  $\text{Cl}$  – 0.09–0.44;  $\Sigma$  – 92.61–94.23.

**Хлорит** в качестве вторичного минерала широко распространен в породах комплекса. Он представлен единичными чешуйками зеленоватого цвета либо агрегатами кристаллов с аномальными цветами интерференции, развивающимися по пироксену, амфиболу или интерстициальному пространству (см. рис. 6). В его химическом составе установлены, мас. %: хром – 0.17–0.93, ванадий – 0.13–0.64, марганец – 0.16–0.37, титан – 0.13–2.43, хлор – 0.10–0.17 (табл. 4). На классификационной диаграмме (см. рис. 6е) большая часть хлоритов попадает в поля репидолита и брунсвигита, а температурный интервал их образования, рассчитанный по (Kranidiotis, MacLean, 1987), составляет 263–406°C. При этом от аналогов из пород кусин-

**Таблица 3.** Химический состав фторапатита из пород Юбрышкинской интрузии, мас. %

**Table 3.** Chemical composition of fluorapatite from rocks of the Yubryshka intrusion, wt %

| № | $\text{SiO}_2$ | $\text{P}_2\text{O}_5$ | $\text{CaO}$ | $\text{FeO}$ | $\text{La}_2\text{O}_3$ | $\text{Ce}_2\text{O}_3$ | $\text{Pr}_2\text{O}_3$ | $\text{Nd}_2\text{O}_3$ | $\text{Sm}_2\text{O}_3$ | F    | Cl   | Сумма  |
|---|----------------|------------------------|--------------|--------------|-------------------------|-------------------------|-------------------------|-------------------------|-------------------------|------|------|--------|
| 1 | 0.43           | 41.76                  | 54.81        | –            | –                       | –                       | –                       | –                       | –                       | 2.26 | 0.36 | 99.62  |
| 2 | –              | 42.05                  | 55.24        | –            | –                       | –                       | –                       | –                       | –                       | 1.97 | 0.70 | 99.96  |
| 3 | 0.48           | 42.14                  | 53.31        | 0.25         | –                       | –                       | –                       | –                       | –                       | 2.61 | 0.15 | 98.94  |
| 4 | –              | 42.10                  | 54.96        | 0.35         | –                       | –                       | –                       | –                       | –                       | 2.58 | –    | 99.99  |
| 5 | 1.81           | 38.75                  | 51.93        | –            | 0.74                    | 1.83                    | –                       | 0.86                    | –                       | 2.06 | 0.37 | 98.35  |
| 6 | 1.78           | 39.58                  | 53.22        | 0.38         | 0.57                    | 1.40                    | –                       | 0.79                    | –                       | 2.54 | 0.17 | 100.43 |
| 7 | 1.64           | 39.31                  | 52.73        | 0.28         | –                       | 1.25                    | –                       | 0.71                    | –                       | 2.41 | 0.12 | 98.45  |
| 8 | 0.83           | 41.79                  | 53.10        | 0.26         | –                       | 0.61                    | –                       | 0.35                    | –                       | 2.70 | 0.28 | 99.92  |

Примечание. Порядковые номера соответствуют номерам точек на рис. 6б. В сумму включено содержание фтора и хлора.

Note. Serial numbers correspond to the numbers of points in Fig. 6б. The amount includes fluorine and chlorine content.



**Таблица 4.** Репрезентативная выборка химического состава хлорита из пород Юбрышкинской интрузии, мас. %**Table 4.** Representative sample of the chemical composition of chlorite from rocks of the Yubryshka intrusion, wt %

| №  | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | MnO  | MgO   | CaO  | K <sub>2</sub> O | V <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Cl   | Сумма |
|----|------------------|------------------|--------------------------------|-------|------|-------|------|------------------|-------------------------------|--------------------------------|------|-------|
| 1  | 24.55            | —                | 19.04                          | 34.35 | 0.22 | 8.93  | —    | —                | 0.17                          | —                              | —    | 87.26 |
| 2  | 25.85            | —                | 21.67                          | 34.01 | 0.21 | 9.26  | 0.32 | —                | 0.23                          | —                              | —    | 91.55 |
| 3  | 24.44            | —                | 19.94                          | 34.80 | 0.23 | 7.94  | 0.57 | —                | 0.35                          | —                              | —    | 88.27 |
| 4  | 25.57            | —                | 21.39                          | 35.99 | 0.25 | 9.08  | 0.23 | —                | 0.34                          | —                              | —    | 92.85 |
| 5  | 23.72            | 0.51             | 21.61                          | 35.80 | 0.20 | 9.04  | 0.13 | —                | 0.32                          | —                              | —    | 91.33 |
| 6  | 24.58            | —                | 20.65                          | 36.14 | 0.22 | 8.15  | 0.08 | —                | 0.35                          | —                              | —    | 90.17 |
| 7  | 25.88            | —                | 20.08                          | 35.93 | —    | 8.58  | —    | —                | 0.16                          | —                              | —    | 90.63 |
| 8  | 22.50            | 0.14             | 18.13                          | 34.65 | 0.20 | 7.48  | 0.21 | —                | 0.4                           | 0.93                           | 0.08 | 85.18 |
| 9  | 25.56            | 0.39             | 20.95                          | 32.26 | 0.33 | 10.47 | —    | —                | 0.27                          | —                              | —    | 90.23 |
| 10 | 23.34            | —                | 21.60                          | 33.08 | 0.20 | 11.44 | 0.25 | —                | 0.36                          | —                              | —    | 90.27 |
| 11 | 26.26            | 0.18             | 18.79                          | 31.25 | 0.16 | 11.67 | 0.20 | —                | 0.33                          | —                              | —    | 89.38 |
| 12 | 25.66            | —                | 20.29                          | 31.43 | 0.23 | 11.47 | 0.09 | —                | —                             | —                              | —    | 89.17 |
| 13 | 25.58            | —                | 19.76                          | 31.72 | 0.21 | 11.44 | 0.11 | —                | 0.15                          | —                              | —    | 88.97 |
| 14 | 25.25            | —                | 19.93                          | 31.84 | 0.20 | 10.92 | —    | —                | 0.2                           | —                              | —    | 88.34 |
| 15 | 24.83            | 0.15             | 21.06                          | 31.91 | 0.24 | 10.75 | 0.22 | —                | 0.22                          | —                              | —    | 89.82 |
| 16 | 22.96            | 1.38             | 17.84                          | 30.39 | 0.23 | 10.00 | 0.09 | —                | 0.27                          | 0.44                           | —    | 83.60 |
| 17 | 25.14            | —                | 19.99                          | 37.76 | 0.26 | 7.96  | —    | —                | 0.13                          | —                              | —    | 91.24 |
| 18 | 25.93            | —                | 16.14                          | 33.78 | 0.25 | 6.11  | 0.19 | —                | 0.14                          | 0.41                           | —    | 82.95 |
| 19 | 27.51            | 1.04             | 18.42                          | 33.33 | —    | 7.00  | 0.50 | 1.16             | 0.59                          | —                              | 0.64 | 91.15 |
| 20 | 25.05            | 0.83             | 20.55                          | 34.74 | 0.31 | 10.10 | —    | —                | 0.23                          | —                              | —    | 91.81 |
| 21 | 25.29            | 0.37             | 21.85                          | 34.26 | 0.26 | 11.29 | 0.17 | —                | 0.33                          | —                              | —    | 93.82 |
| 22 | 23.92            | 1.89             | 21.00                          | 33.85 | 0.27 | 10.78 | —    | —                | 0.58                          | —                              | —    | 92.29 |
| 23 | 25.29            | 0.94             | 19.43                          | 34.68 | 0.38 | 10.27 | —    | —                | 0.22                          | —                              | —    | 91.21 |
| 24 | 26.23            | 0.35             | 21.13                          | 33.45 | 0.27 | 10.57 | 0.29 | 0.08             | 0.32                          | 0.17                           | 0.13 | 92.99 |
| 25 | 25.70            | 0.12             | 20.35                          | 34.36 | 0.32 | 10.63 | —    | —                | 0.13                          | —                              | —    | 91.61 |
| 26 | 25.44            | 0.40             | 21.34                          | 33.12 | 0.34 | 11.98 | 0.22 | —                | 0.26                          | —                              | —    | 93.10 |
| 27 | 23.49            | 0.47             | 18.57                          | 32.21 | 0.37 | 9.56  | 0.41 | —                | 0.23                          | 1.50                           | 0.13 | 86.94 |
| 28 | 25.17            | —                | 20.07                          | 26.15 | 0.32 | 13.95 | 0.13 | —                | 0.26                          | —                              | —    | 86.05 |
| 28 | 25.61            | —                | 21.28                          | 35.74 | 0.32 | 8.95  | —    | —                | 0.15                          | —                              | —    | 92.05 |

ско-копанского комплекса они отличаются большей железистостью и повышенной температурой образования (см. рис. 6е–ж).

*Барит* встречается в ассоциации с сульфидами, где он, как правило, приурочен к трещинам (см. рис. 6в), образуя удлиненные агрегаты мелких зерен либо ксеноморфных выделений. В его химическом составе присутствует стронций в количестве 1.73–5.91 мас. %.

Сульфидная минерализация, выявленная в породах Юбрышкинской интрузии, довольно разнообразна и представлена *пиритом*, *халькопиритом*,

*борнитом*, *ковеллином*, *зигенитом*, *кубанитом*, *сфалеритом* и *галенитом*.

*Пирит* встречается относительно редко в виде ксеноморфных агрегатов либо единичных выделений (см. рис. 6г, д), часто в ассоциации с халькопиритом. Бесприменный пирит редок, чаще всего в нем присутствуют примеси кобальта (0.77–7.53 мас. %), никеля (0.21–2.28) и меди (0.49–3.54 мас. %) (табл. 5). Кроме того, в виде мелких изометричных включений в пирите обнаружены кобальтин (CoAsS) и в виде удлиненных “просечек” – неидентифицированные соединения состава (Fe, Co, Ni, Cu)<sub>2</sub>S<sub>3</sub>.

**Таблица 5.** Химический состав сульфидов из пород Юбрышкинской интрузии, мас. %

**Table 5.** Chemical composition of sulfides from rocks of the Yubryshka intrusion, wt %

| №  | S     | Fe    | Cu    | Co    | Ni    | Zn    | Pb    | Se   | Cd   | Сумма  |
|----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|------|--------|
| 1  | 34.83 | 40.88 | 21.85 | —     | —     | —     | —     | —    | —    | 97.55  |
| 2  | 34.57 | 40.41 | 21.62 | —     | —     | —     | —     | —    | —    | 96.60  |
| 3  | 35.41 | 40.64 | 22.52 | —     | —     | —     | —     | —    | —    | 98.58  |
| 4  | 34.90 | 40.93 | 22.28 | —     | —     | —     | —     | —    | —    | 98.10  |
| 5  | 31.55 | 2.74  | 64.78 | —     | —     | —     | —     | —    | —    | 99.07  |
| 6  | 30.80 | 3.05  | 66.98 | —     | —     | —     | —     | —    | —    | 100.84 |
| 7  | 30.18 | 2.60  | 65.73 | —     | —     | —     | —     | —    | —    | 98.51  |
| 8  | 30.13 | 2.45  | 64.68 | —     | —     | —     | —     | —    | —    | 97.26  |
| 9  | 31.46 | 2.85  | 64.67 | —     | —     | —     | —     | —    | —    | 98.97  |
| 10 | 29.00 | 2.45  | 67.38 | —     | —     | —     | —     | —    | —    | 98.83  |
| 11 | 34.83 | 15.79 | 50.38 | —     | —     | —     | —     | —    | —    | 101.01 |
| 12 | 34.98 | 10.54 | 54.12 | —     | —     | —     | —     | —    | 0.37 | 100.00 |
| 13 | 42.49 | 5.94  | —     | 27.87 | 23.11 | —     | —     | —    | —    | 99.41  |
| 14 | 43.07 | 4.54  | —     | 30.94 | 21.99 | —     | —     | —    | —    | 100.54 |
| 15 | 34.64 | 7.80  | 1.09  | —     | —     | 55.63 | —     | —    | —    | 99.16  |
| 16 | 33.93 | 8.03  | 0.59  | —     | —     | 56.85 | —     | —    | —    | 99.40  |
| 17 | 33.72 | 8.18  | 1.17  | —     | —     | 55.42 | —     | —    | —    | 98.50  |
| 18 | 33.37 | 9.45  | 2.07  | —     | —     | 52.01 | —     | —    | —    | 96.89  |
| 19 | 33.15 | 8.45  | 0.54  | —     | —     | 54.63 | —     | —    | —    | 96.77  |
| 20 | 10.46 | 2.73  | —     | —     | —     | —     | 84.20 | —    | —    | 97.39  |
| 21 | 10.90 | 2.14  | —     | —     | —     | —     | 83.60 | 1.58 | —    | 98.22  |
| 22 | 11.34 | 1.55  | —     | —     | —     | —     | 86.46 | 1.63 | —    | 100.97 |

Примечание. 1–4 – кубанит; 5–10 – ковеллин; 11, 12 – борнит; 13, 14 – зигенит; 15–19 – сфалерит; 20–22 – галенит.

Note. 1–4 – cubanite; 5–10 – covellite; 11, 12 – bornite; 13, 14 – zygenite; 15–19 – sphalerite; 20–22 – galena.

*Халькопирит* является самым распространенным сульфидным минералом, присутствующим в породах Юбрышкинской интрузии. Он представлен ксеноморфными зернами различной размерности (см. рис. 6в–е) в ассоциации с другими сульфидами. Его химический состав близок к стехиометрическому, а из примесей в одном случае установлен висмут в количестве 0.94 мас. % (см. табл. 5).

*Кубанит*, как правило, характерен для высокотемпературных гидротермальных месторождений. В описываемых породах минерал встречается в тесном сростании с халькопиритом (см. рис. 6в), образуя ксеноморфные выделения размером до 0.1 мм. Его химический состав близок к стехиометрическому, какие-либо примеси не установлены (см. табл. 5).

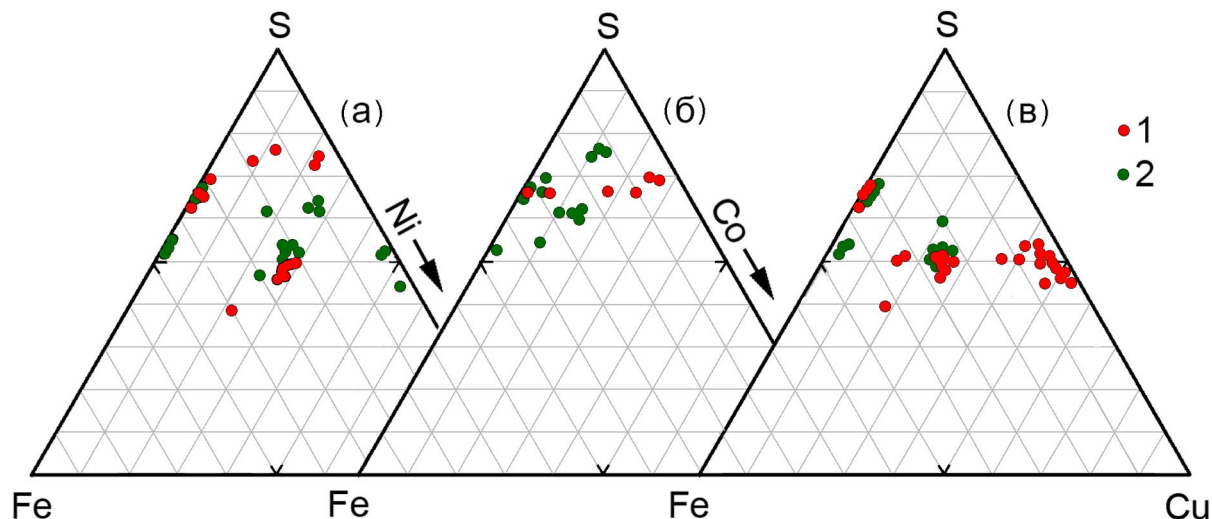
*Зигенит* зафиксирован в виде агрегата выделений неправильной формы в ассоциации с халькопиритом и пиритом (см. рис. 6г). Минерал от-

носится к железистым разновидностям (4.54–5.94 мас. % Fe), его состав соответствует формуле  $(\text{Fe}_{0.24-0.32} \text{Co}_{1.44-1.58} \text{Ni}_{1.13-1.20})_{\Sigma 2.96} \text{S}_{4.04-4.05}$  (см. табл. 5).

*Борнит* встречается относительно редко в виде изометричных выделений в ассоциации с халькопиритом (см. рис. 6е). Его химический состав очень переменчив (см. табл. 5).

*Ковеллин* как вторичный гипергенный минерал наблюдается в виде оторочек и “ячеистых” масс, замещающих выделения халькопирита (см. рис. 6г–е). К особенностям его химического состава относится постоянное присутствие железа в количестве 2.45–3.05 мас. % (см. табл. 5).

*Сфалерит* присутствует в виде выделений неправильной формы в ассоциации с халькопиритом и пиритом (см. рис. 6д). В его химическом составе присутствуют железо (7.04–9.45 мас. %) и медь (0.54–2.07 мас. %) (см. табл. 5).



**Рис. 7.** Диаграммы Fe–S–Ni, Fe–S–Co и Fe–S–Cu для сульфидных минералов из пород Юбрышкинской интрузии (1) и кусинско-копанского комплекса (2).

**Fig. 7.** Fe–S–Ni, Fe–S–Co and Fe–S–Cu diagrams for sulfide minerals from rocks of the Yubryshkinsky intrusion (1) and the Kusa-Kopan complex (2).

*Галенит* встречается относительно редко в виде мелких кристалликов кубического габитуса со сглаженными углами и ребрами. В качестве примесей в нем установлены железо (1.55–2.73 мас. %) и селен (1.58–1.63 мас. %) (см. табл. 5).

Особенности сульфидной минерализации Юбрышкинской интрузии выявляются на серии диаграмм (рис. 7), обобщенный сравнительный анализ которых сводится к следующему:

- в сульфидных минералах кусинско-копанского комплекса содержится больше никеля, в то время как для аналогов из Юбрышкинской интрузии характерен больший разброс в содержаниях серы и железа; при этом необходимо подчеркнуть, что пирротин в юбрышкинских породах не установлен;

- из диаграммы Fe–S–Co следует, что сульфиды Юбрышкинской интрузии характеризуются большим количеством кобальта при четко выраженном изоморфизме Fe–Co, что в значительной степени отличает их от аналогов из кусинско-копанского комплекса;

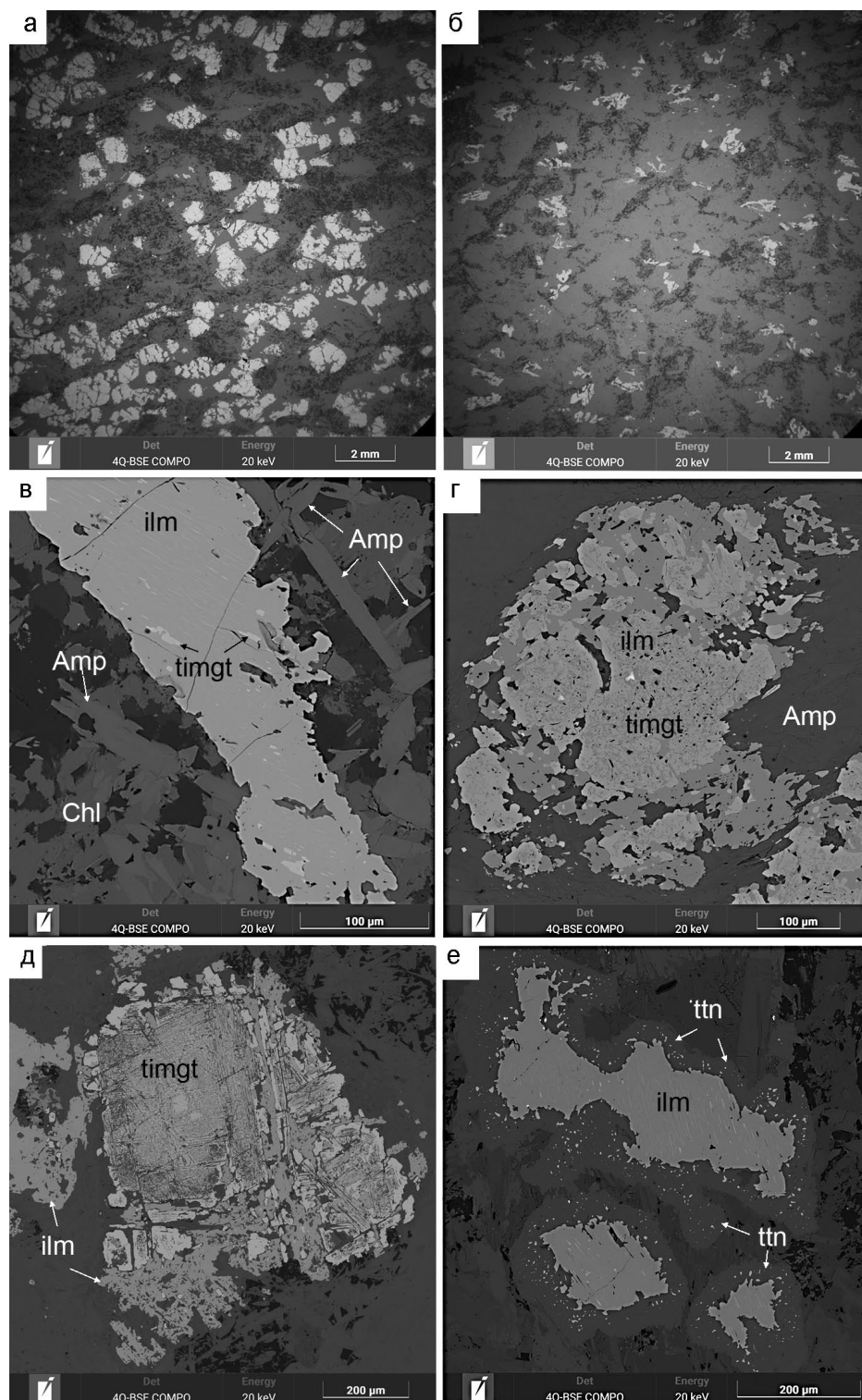
- резкое различие характеризуемых сульфидов фиксируется на диаграмме Fe–S–Cu, где значительное количество минералов из пород Юбрышкинской интрузии имеют в составе медь, в то время как аналогам из кусинско-копанского комплекса это не свойственно.

Таким образом, сульфидная минерализация Юбрышкинской интрузии в целом характеризуется кобальт-медной направленностью в отличие от сульфидов кусинско-копанского комплекса. Ранее к близкому выводу пришел А.А. Алексеев с соавторами (2003).

Кроме того, в породах были обнаружены единичные “экзотические” минералы: *теллурид палладия* размером  $\approx 5$  мкм (Pd – 41.38–43.67 мас. %, Te – 44.23–46.11, Sb – 4.75, Bi – 4.41–4.67, Fe – 0.61–0.73, Cu – 0.33–0.35, U – 1.45 мас. %), близкий по химическому составу к боровскиту, и *самородный селен* размером  $20 \times 10$  мкм (Se – 90.18–94.03 мас. %, Te – 0.42–0.65, S – 1.05–3.01, Ca – 0.24, Ba – 0.35, Fe – 3.75–5.70, Cr – 0.43, Pb – 1.32 мас. %).

*Fe–Ti минерализация (оруденение)* представлена разнообразными вкрапленными рудами (рис. 8а, б). Массивные разновидности редки и представляют собой маломощные прожилки. Матрица, как правило, представлена эпидот-хлорит-амфиболовым агрегатом с переменным количеством входящих в ее состав минералов. Руды имеют ильменит-титаномагнетитовый состав. Большая часть Fe–Ti минералов микронеоднородна. В пределах кристаллов ильменита распространены тонкие лейсты, ламели и тканевые сростания титаномагнетита (см. рис. 8в), часто образующие сложный внутренний узор распада твердого раствора (см. рис. 8д).

*Ильменит* представлен ксеноморфными зернами и разнообразными по форме сростками с кристаллами титаномагнетита различной размерности (см. рис. 8), иногда образующими паркетовидные микротекстуры распада с единичным числом широких лейст либо сложным узором сосуществующих ильменит-титаномагнетитовых фаз. В большинстве случаев зерна ильменита однородны, но часто встречаются выделения, в которых присутствуют параллельно расположенные микроламели титаномагнетита. Химический состав ильменита



**Рис. 8.** Микрофотографии Fe-Ti минерализации в породах Юбрышкинской интрузии.

а, в, г – вкрапленные руды; б, д – рудные амфиболиты; е – апогаббровые амфиболиты. *Ilm* – ильменит, *Timgt* – титаномагнетит, *Ttn* – титанит, *Amp* – амфибол, *Chl* – хлорит.

**Fig. 8.** Microphotographs of Fe-Ti mineralization in rocks of the Yubryshka intrusion.

а, в, г – disseminated ores; б, д – ore amphibolites; е – apogabbro amphibolites. *Ilm* – ilmenite, *Timgt* – titanomagnetite, *Ttn* – titanite, *Amp* – amphibole, *Chl* – chlorite.

**Таблица 6.** Репрезентативная выборка химического состава ильменита из пород Юбрышкнской интрузии, мас. %**Table 6.** Representative sample of the chemical composition of ilmenite from rocks of the Yubryshka intrusion, wt %

| №  | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | MnO  | CaO  | V <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | Сумма  |
|----|------------------|------------------|--------------------------------|-------|------|------|-------------------------------|--------|
| 1  | 0.16             | 51.99            | —                              | 44.66 | 1.65 | —    | —                             | 98.46  |
| 2  | 0.17             | 51.35            | —                              | 45.13 | 1.39 | —    | —                             | 98.04  |
| 3  | 0.19             | 52.05            | —                              | 44.93 | 1.59 | —    | —                             | 98.75  |
| 4  | 0.14             | 52.16            | —                              | 44.60 | 1.23 | —    | 0.57                          | 98.69  |
| 5  | —                | 52.12            | —                              | 45.31 | 1.18 | —    | 0.66                          | 99.28  |
| 6  | —                | 52.66            | —                              | 45.74 | 1.18 | —    | 0.69                          | 100.27 |
| 7  | 0.15             | 52.88            | —                              | 45.78 | 1.26 | —    | 0.62                          | 100.69 |
| 8  | 0.21             | 53.56            | —                              | 43.37 | 1.27 | —    | 0.70                          | 99.10  |
| 9  | 0.23             | 56.31            | —                              | 41.91 | 1.20 | —    | 0.54                          | 100.19 |
| 10 | —                | 50.48            | —                              | 46.74 | 1.51 | —    | —                             | 98.73  |
| 11 | 0.18             | 50.52            | —                              | 43.15 | 1.34 | —    | 0.56                          | 95.74  |
| 12 | —                | 53.43            | 0.15                           | 44.11 | 1.55 | —    | 0.54                          | 99.78  |
| 13 | —                | 52.66            | —                              | 43.96 | 1.57 | 0.13 | 0.69                          | 99.01  |
| 14 | —                | 53.09            | —                              | 44.92 | 1.45 | —    | —                             | 99.47  |
| 15 | 0.20             | 53.53            | —                              | 43.28 | 1.52 | —    | —                             | 98.53  |
| 16 | —                | 53.11            | —                              | 45.81 | 1.47 | 0.18 | —                             | 100.58 |
| 17 | —                | 52.74            | —                              | 45.68 | 1.66 | —    | 0.58                          | 100.66 |
| 18 | 0.16             | 53.40            | —                              | 45.59 | 1.60 | —    | —                             | 100.75 |
| 19 | —                | 52.62            | —                              | 45.88 | 1.60 | —    | 0.50                          | 100.60 |
| 20 | —                | 52.61            | —                              | 43.65 | 1.43 | —    | 0.56                          | 98.25  |
| 21 | 0.20             | 53.45            | 0.15                           | 44.58 | 1.60 | —    | 0.49                          | 100.48 |
| 22 | 0.22             | 52.09            | —                              | 44.08 | 1.37 | —    | —                             | 97.76  |
| 23 | —                | 53.14            | —                              | 44.71 | 1.63 | 0.36 | 0.67                          | 100.50 |
| 24 | 0.23             | 52.84            | —                              | 45.02 | 1.52 | 0.11 | —                             | 99.72  |
| 25 | 0.15             | 53.23            | —                              | 44.41 | 1.72 | —    | —                             | 99.50  |

в целом стабилен, в качестве постоянных примесей установлены железо, марганец и ванадий (табл. 6).

*Титаномагнетит (магнетит)* представлен сросшимися ксеноморфными выделениями различной размерности практически всегда в ассоциации с ильменитом в виде грубых структур распада либо тонких закономерно ориентированных ламмелей (см. рис. 8). В качестве примесей в нем установлены ванадий, кобальт, хром, медь (табл. 7).

Характерные особенности Fe–Ti минерализации Юбрышкнской интрузии выявляются на серии диаграмм (рис. 9), обобщенный сравнительный анализ которых сводится к следующему.

– Для ильменита из пород Юбрышкнской интрузии характерен малый разброс количеств TiO<sub>2</sub> (4 мас. %) и V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (≈0.2 мас. %) в отличие от ильменитов кусинско-копанского комплекса, для кото-

рых разброс аналогичных показателей составляет: TiO<sub>2</sub> (≈15 мас. %) и V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (≈0.6 мас. %). То же касается и количества железа в ильменитах.

– При сохранении общих тенденций в соотношениях между TiO<sub>2</sub> и FeO в титаномагнетитах как Юбрышкнской интрузии, так и кусинско-копанского комплекса, для первых характерна некоторая дискретность в размещении фигуративных точек, в то время как вторые образуют непрерывный тренд.

– Бессистемность в распределении содержаний V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в титаномагнетитах присуща как Юбрышкнской интрузии, так и кусинско-копанскому комплексу, в то же время средние содержания ванадия в титаномагнетитах Юбрышкнской интрузии выше, чем в аналогах из кусинско-копанского комплекса.



**Таблица 7.** Репрезентативная выборка химического состава титаномагнетита из пород Юбрышкынской интрузии, мас. %

**Table 7.** Representative sample of the chemical composition of titanomagnetite from rocks of the Yubryshka intrusion, wt %

| №  | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO <sub>общ.</sub> | MnO  | CaO  | V <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | CoO  | Сумма |
|----|------------------|------------------|--------------------------------|---------------------|------|------|-------------------------------|------|-------|
| 1  | 0.36             | 3.12             | —                              | 86.55               | —    | —    | 0.56                          | —    | 90.59 |
| 2  | 0.23             | 3.00             | —                              | 86.98               | —    | —    | 0.57                          | —    | 90.77 |
| 3  | 0.28             | 3.00             | 0.19                           | 86.98               | —    | —    | 0.49                          | —    | 90.93 |
| 4  | 0.18             | 1.07             | —                              | 86.58               | —    | —    | 2.90                          | —    | 90.73 |
| 5  | —                | 1.75             | —                              | 87.26               | —    | —    | 2.83                          | 0.39 | 92.24 |
| 6  | 0.16             | 2.74             | —                              | 86.16               | —    | —    | 2.69                          | —    | 91.75 |
| 7  | —                | 1.34             | —                              | 85.76               | —    | —    | 2.87                          | 0.32 | 90.29 |
| 8  | 0.29             | 2.77             | —                              | 87.73               | —    | —    | 1.74                          | —    | 92.54 |
| 9  | 0.19             | 3.38             | —                              | 87.17               | —    | —    | 1.70                          | —    | 92.44 |
| 10 | 0.24             | 6.08             | —                              | 85.63               | —    | —    | 1.58                          | —    | 93.53 |
| 11 | 0.22             | 2.91             | —                              | 88.56               | —    | —    | 1.86                          | 0.50 | 94.06 |
| 12 | 0.25             | 0.65             | —                              | 88.96               | —    | —    | 2.50                          | —    | 92.35 |
| 13 | 0.23             | 0.80             | —                              | 86.66               | —    | —    | 2.38                          | 0.41 | 90.48 |
| 14 | 0.17             | 20.14            | —                              | 72.04               | 0.62 | 0.12 | 1.51                          | —    | 94.61 |
| 15 | 0.69             | 0.95             | 0.37                           | 86.18               | —    | 0.09 | 2.56                          | —    | 90.84 |
| 16 | 0.20             | 0.90             | —                              | 88.04               | —    | 0.09 | 2.48                          | 0.39 | 92.10 |
| 17 | 0.25             | 1.10             | —                              | 87.08               | —    | —    | 2.53                          | —    | 90.96 |
| 18 | 0.21             | 2.62             | —                              | 87.56               | —    | —    | 2.41                          | —    | 92.80 |
| 19 | 0.16             | 24.06            | —                              | 67.52               | 0.87 | —    | 1.28                          | —    | 93.89 |
| 20 | —                | 17.85            | —                              | 72.82               | 0.68 | —    | 1.67                          | 0.49 | 93.51 |
| 21 | 0.21             | 2.55             | —                              | 85.73               | —    | —    | 1.82                          | 0.47 | 90.78 |
| 22 | 0.18             | 2.98             | —                              | 85.00               | —    | —    | 2.10                          | —    | 90.27 |
| 23 | —                | 7.31             | —                              | 82.36               | 0.19 | —    | 2.10                          | 0.40 | 92.36 |
| 24 | 0.15             | 2.23             | —                              | 85.13               | —    | 0.12 | 2.15                          | 0.44 | 90.23 |
| 25 | 0.27             | 3.15             | —                              | 88.90               | —    | —    | —                             | —    | 92.32 |
| 26 | 0.30             | 3.18             | —                              | 86.63               | —    | —    | —                             | 0.40 | 90.51 |

В целом существующие различия в рудной минерализации охарактеризованных выше комплексов, вероятнее всего, обусловлены различиями в условиях становления интрузивных массивов (в частности, механизмов и параметров дифференциации расплавов), что рассмотрено далее.

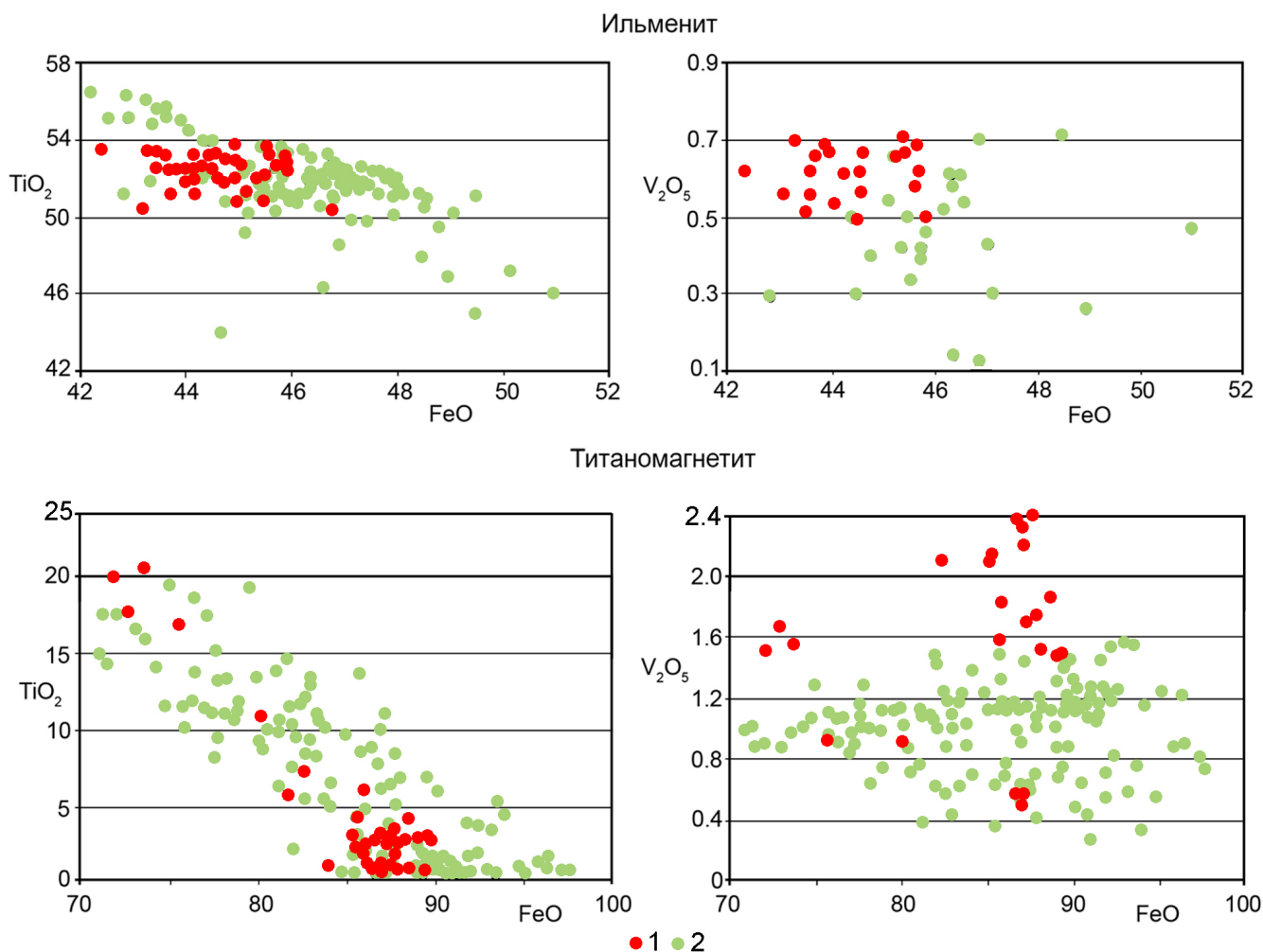
Как уже отмечалось, большая часть рудных минералов микронеоднородна, т. е. представлена разнообразными структурами распада (см. рис. 8). Как видно из рис. 10, температуры распада\* располага-

ются в интервале 559–375°C. При этом наблюдаются элементы зональности, когда переуравновешивание системы в краевых частях кристаллов происходит при меньших температурах (см. рис. 10б, в). Рассчитанные температуры близки к температуре кристаллизации метаморфогенного амфибола (см. рис. 5г), что характеризует этап преобразования пород Юбрышкынской интрузии.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В настоящее время механизмы Fe–Ti-рудобразующих процессов являются предметом острых дискуссий. Активно разрабатываются модели гравитационной аккумуляции магнетита (ти-

\*Температуры распада рассчитаны по сосуществующим ильмениту и титаномагнетиту (Andersen, Lindsley, 1985), а соотношение ильменита и ульвошпинели – по (Lindsley, Spencer, 1982).



**Рис. 9.** Бинарные диаграммы для Fe–Ti минералов из пород Юбрышкинской интрузии.

1 – Юбрышкинская интрузия, 2 – кусинско-копанский комплекс.

**Fig. 9.** Binary diagrams for Fe–Ti minerals from rocks of the Yubryshka intrusion.

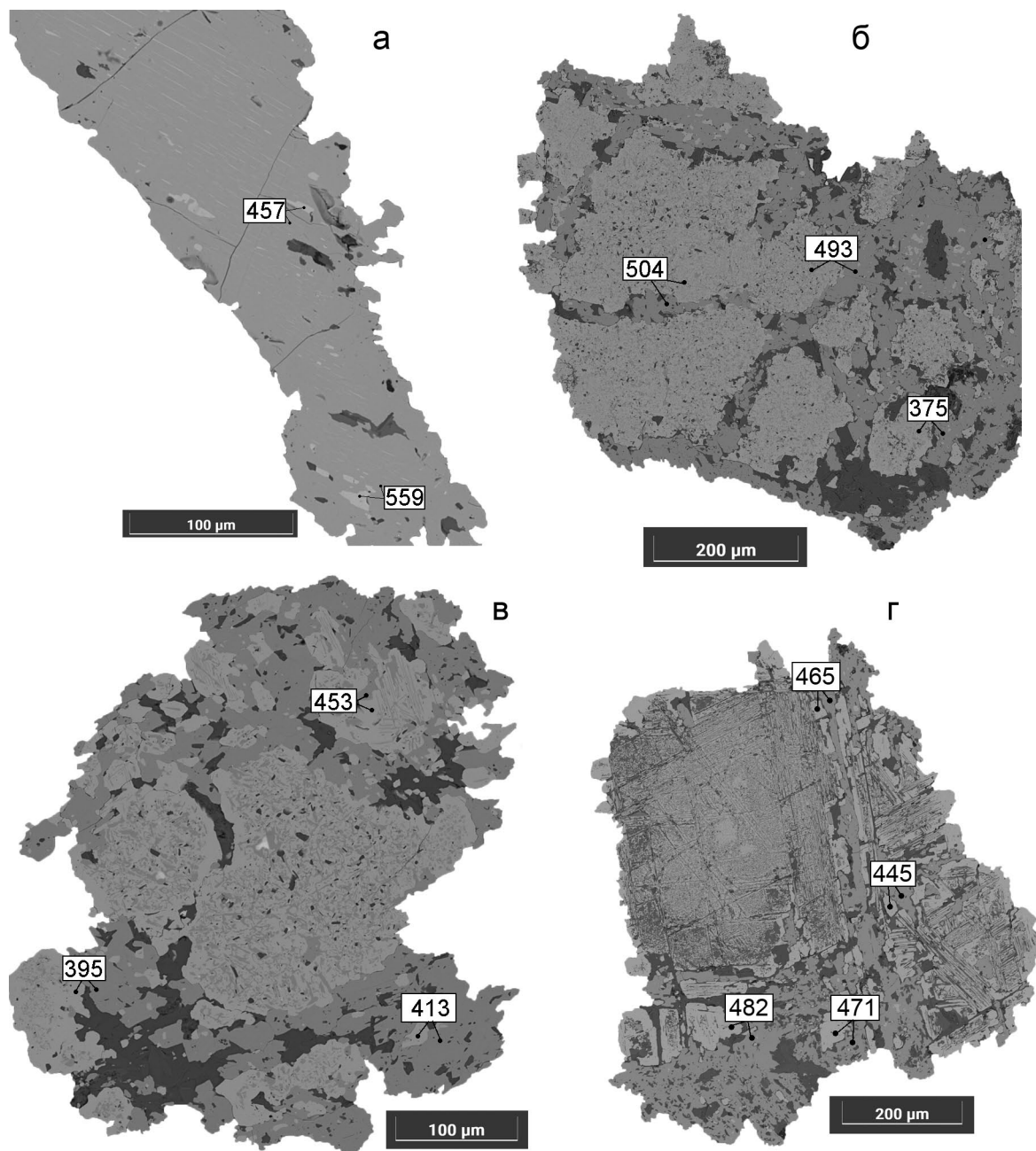
1 – Yubryshka intrusion, 2 – Kusa-Kopan complex.

таномангнетита) и ильменита (Pang et al., 2008; Bai et al., 2012), большое значение придается моделям, в которых основную роль играет ликвация рудного расплава (Veksler et al., 2007; Jakobsen et al., 2011; Charlier, Grove, 2012; Wang, Zhou, 2013; Veksler, Charlier, 2015). Кроме того, разрабатываются “комбинационные” модели, в которых формирование низкотемпературной высокожелезистой жидкости, формирующей Fe–Ti-оруденение, обусловлено особым механизмом кристаллизации (концентрационным переохлаждением) силикатных минералов (Шарков и др., 2018).

Представления о генезисе Fe–Ti-оруденения Юбрышкинской интрузии неоднократно менялись. Предлагались модели сингенетического сегрегационного происхождения либо образования

рудных тел в результате внедрения в габбродоле-риты остаточного расплава или жильного материала (Малышев и др., 1934; Фоминых и др., 1983). И.И. Малышев с соавторами (1934) описывали для Юбрышкинского массива магматическую дифференциацию, которая выражалась в смене (от периферии к центру) габбродоле-ритов более основными породами, близкими к горнблендитам. Кроме того, не было единого мнения о форме рудных тел. Разными исследователями она определялась как жило- (Малышев и др., 1934), штоко- или пластообразная (Чирков, 1940; Попов, Аблизин, 1974; Фоминых и др., 1983; Клименко и др., 1998).

Ввиду того что рудообразование является частным случаем процесса формирования массива, было проведено моделирование кристаллизации рас-



**Рис. 10.** Микрофотографии структур распада Fe–Ti минералов.

Цифры на рисунке – температура, °С. Пояснения см. в тексте.

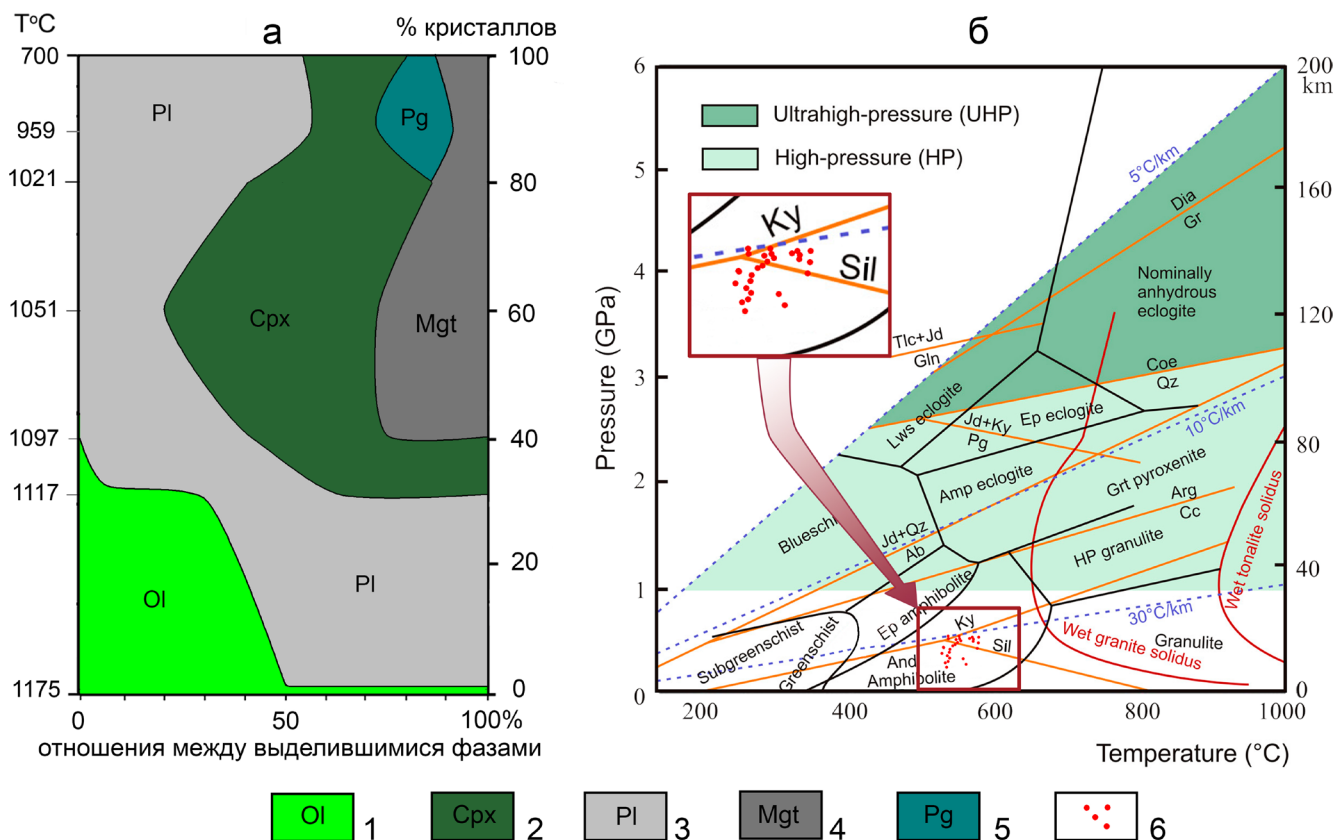
**Fig. 10.** Microphotographs of the decomposition structures of Fe–Ti minerals.

The numbers in the Figure are the temperature in °C. Explanations in the text.

плава по программному продукту КОМАГМАТ, версия 5.2.2.1 (Арискин и др., 1986; Френкель и др., 1988; Ariskin et al., 1993). За расплав принимался средневзвешенный состав Юбрышкинского рудоносного силла (Алексеев и др., 2000), мас. %:  $\text{SiO}_2$  – 47.54;  $\text{TiO}_2$  – 1.98;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 13.69;  $\text{FeO}$  – 15.48;

$\text{MnO}$  – 0.24;  $\text{MgO}$  – 6.06;  $\text{CaO}$  – 9.15;  $\text{Na}_2\text{O}$  – 2.64;  $\text{K}_2\text{O}$  – 0.24;  $\text{P}_2\text{O}_5$  – 0.15. Результаты расчетов изображены в виде диаграммы (рис. 11а), из анализа которой можно сделать следующие выводы.

– Первой кристаллизующей фазой является оливин с содержанием 70% форстеритового минала.



**Рис. 11.** Диаграмма кристаллизации расплава Юбрышкинской интрузии (а), диаграмма метаморфизма пород (б – Zheng, Chen, 2017 с изменениями).

Пояснения см. в тексте. 1 – оливин, 2 – клинопироксен, 3 – плагиоклаз, 4 – магнетит, 5 – пижонит, 6 – точки составов амфиболов на диаграмме б.

**Fig. 11.** Diagram of crystallization of the melt of the Yubryshka intrusion (a), diagram of rock metamorphism (b – Zheng, Chen, 2017 with modifications).

Explanations in the text. 1 – olivine, 2 – clinopyroxene, 3 – plagioclase, 4 – magnetite, 5 – pigeonite, 6 – amphibole composition points in diagram b.

Практически сразу (после выделения 3% кристаллов) к нему присоединяется плагиоклаз – лабрадор (№ 68). При температуре 1117°C к ассоциации оливин-плагиоклаз присоединяется клинопироксен – авгит (En – 38.76, Fs – 20.5, Wo – 35.19). Далее, при температуре 1097°C, исчезает оливин, а на ликвидусе появляется титаномагнетит с 17% титана.

– Дальнейшая эволюция расплава характеризуется кристаллизацией клинопироксен-плагиоклаз-(титано)магнетитовой ассоциацией. Состав плагиоклаза на заключительных стадиях соответствует альбиту, клинопироксена – железистому авгиту (En – 0.82%, Fs – 63.39, Wo – 30.57%), который сменяется железистым пижонитом (En – 0.54%, Fs – 82.23, Wo – 12.33%), а состав рудного минерала отвечает беститановому магнетиту.

В целом модельные ассоциации соответствуют реально установленным. При этом обращает на се-

бя внимание небольшой температурный интервал ( $\approx 150^\circ\text{C}$ ), при котором происходит кристаллизация 80% объема расплава. При таких условиях гравитационное фракционирование силикатных минералов становится практически невозможным (в идеализированной статичной системе при кристаллизации 50% расплава в камере формируется “псевдокристаллический каркас”), а изменение химического состава расплава реализуется, вероятнее всего, по механизму фильтр-прессинга. Формирование горизонта, обогащенного рудным минералом (рудного горизонта), начинается при массовой кристаллизации магнетита совместно с клинопироксеном и плагиоклазом (1097°C), когда практически 50% расплава уже представляет собой раскристаллизованный агрегат (см. рис. 11а). Данная ситуация удовлетворительно описывает реально наблюдаемое строение рудного горизонта, а имен-

но его приуроченность к верхней части главного интрузивного тела (см. рис. 4) и вкрапленный характер руд (см. рис. 8а, б).

Интерес представляет метаморфизм пород, так как иногда он рассматривается в качестве доказательства механизма формирования рудных тел (внедрения в габбродолериты остаточного расплава или жильного материала). Согласно материалам Г.П. Снитко с соавторами (2017), на территории листа Р-40-XXIX, в юго-восточной части которого располагается характеризуемые нами породы, региональный динамотермальный метаморфизм представлен двумя возрастными этапами: до- и послеордовикским. Первый этап соответствовал кварц-альбит-эпидот-альмандиновой субфации зеленосланцевой фации, а второй – кварц-альбит-мусковит-хлоритовой субфации. Кроме того, авторы выделяют метасоматические гидротермальные процессы, которые выражаются в наличии обильных жил и прожилков кальцита и кварца, а также локально проявленную альбитизацию пород.

Ранее показано, что по химическому составу амфиболы Юбрышкинской интрузии подразделяются на магматические ( $T \approx 800^\circ\text{C}$ ,  $P \approx 3.2$  кбар) и метаморфические ( $T \geq 550^\circ\text{C}$ ,  $P \approx 7$  кбар), для которых характерна стабилизация температуры при уменьшении давления до  $> 3$  кбар (см. рис. 5г). Как видно из диаграммы (см. рис. 11б), фигуративные точки амфиболов попадают в поле андалузитовых амфиболитов, располагаясь вблизи тройной точки полиморфных реакций андалузит – силлиманит – кианит. Несоответствие степеней метаморфизма пород Юбрышкинской интрузии и вмещающих пород рамы свидетельствует о недостаточной изученности района исследований. Аналогичная ситуация существовала в Белорецком метаморфическом комплексе, где тела эклогитов залегали среди парапород с меньшей степенью метаморфизма. После обнаружения в них высококремниевых фенгитов ( $\text{Si} = 3.4$ ) и силлиманита степень измененности пород комплекса стала соответствовать определенному этапу метаморфизма с близкими термобарическими параметрами (Ковалев, Тимофеева, 2017). Кроме того, нельзя исключать возможность метаморфизма пород Юбрышкинской интрузии в результате стрессовой нагрузки. Типичным примером служат Кусинский и Медведевский массивы кусинско-копанского комплекса, сложенные амфиболитами и амфиболизированными габброидами и контактирующие на западе со слабоизмененными карбонатными породами саткинской свиты нижнего рифея (Аулов и др., 2015).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате исследований установлено следующее.

– Анализ петрохимического материала свидетельствует об изохимическом характере метамор-

физма юбрышкинских пород. В отличие от пород кусинско-копанского комплекса для юбрышкинских аналогов характерна меньшая степень дифференциации, заключающаяся в отсутствии крайних по основности разновидностей.

– С различной степенью детальности описаны клинопироксен, амфибол, эпидот, фторапатит, титанит, слюды, хлорит, барит, циркон, рудные минералы (сульфиды, оксиды). Показано, что генетические условия образования амфибола Юбрышкинского месторождения характеризуют метаморфическую историю преобразования пород и направлены от магматического амфибола ( $T \approx 800^\circ\text{C}$ ,  $P \approx 3.2$  кбар) к метаморфогенному ( $T \geq 550^\circ\text{C}$ ,  $P \approx 7$  кбар) со стабилизацией температуры при уменьшении давления до  $> 3$  кбар.

– Особенности сульфидной минерализации Юбрышкинской интрузии в целом характеризуются кобальт-медной специализацией.

– Расчетными методами установлено, что температуры распада ильменит-титаномагнетитовых агрегатов располагаются в интервале  $559\text{--}375^\circ\text{C}$ . При этом наблюдаются элементы зональности, когда переуравновешивание системы в краевых частях кристаллов происходит при меньших температурах. Рассчитанные значения близки к температуре кристаллизации метаморфогенного амфибола, что характеризует этап преобразования пород Юбрышкинской интрузии.

– В результате моделирования кристаллизации по программному продукту КОМАГМАТ установлено, что кристаллизация 80% объема расплава происходит в относительно небольшом температурном интервале ( $\approx 150^\circ\text{C}$ ). В таких условиях гравитационное фракционирование силикатных минералов становится практически невозможным (в идеализированной статичной системе при кристаллизации 50% расплава в камере формируется “псевдокристаллический каркас”), а изменение химического состава расплава реализуется по механизму фильтр-прессинга. Формирование горизонта, обогащенного рудным минералом, – рудного горизонта – начинается при массовой кристаллизации магнетита совместно с клинопироксеном и плагиоклазом ( $1097^\circ\text{C}$ ), когда практически 50% расплава уже представляет собой раскристаллизованный агрегат. Данная модель удовлетворительно описывает реально наблюдаемое строение рудного горизонта, а именно – его приуроченность к верхней части интрузивного тела и вкрапленный характер руд.

– Параметры метаморфизма пород Юбрышкинской интрузии, определенные по химическому составу амфибола, соответствуют субфации андалузитовых амфиболитов, в то время как вмещающие породы метаморфизованы в кварц-альбит-эпидот-альмандиновой субфации и кварц-альбит-мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации.



## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аблизин Б.Д., Попов И.Б. (1973) Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000. Л. Р-40-118-Г. Отчет Велсовского отряда о поисково-съёмочных работах на западном склоне Северного Урала в верхнем течении р. Велс за 1970–1971 гг. Т. 1–5. ГФ “Комитет природных ресурсов по Пермской области”.
- Алексеев А.А., Алексеева Г.В., Ковалев С.Г. (2000) Расслоенные интрузии западного склона Урала. Уфа: Гилем, 188 с.
- Алексеев А.А., Алексеева Г.В., Ковалев С.Г. (2003) Дифференцированные интрузии западного склона Урала. Уфа: Гилем, 171 с.
- Арискин А.А., Бармина Г.С., Френкель М.Ю. (1986) Имитация кристаллизации толеитовой магмы при низком давлении при фиксированной летучести кислорода. *Geochem. Int.*, **24**(5), 92-100.
- Армбрустер Т., Бонацци П., Акасака М., Берманец В., Шопен К., Жире Р., Хеус-Ассбихлер С., Лейбшер А., Менчетти С., Пан Я., Пазеро М. (2006) Рекомендуемая номенклатура минералов группы эпидота (краткая информация). *Зан. РМО*, **135**(6), 19-23.
- Аулов Б.Н., Владимирцева Ю.А., Гвоздик Н.И., Королькова З.Г., Левин Ф.Д., Липаева А.В., Поташова М.Н., Самозванцев В.А. (2015) Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-6 1 : 200 000. Изд. 2-е. Сер. Южно-Уральская. Л. N-40-XII – Златоуст. Объясн. зап. М.: ВСЕГЕИ, 365 с.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Пороодообразующие минералы. Т. 4: Каркасные силикаты. М.: Мир, 1966. 482 с.
- Клименко Б.В., Борисов Н.Е., Рыбальченко А.Я. (1998) Отчет о геологическом доизучении м-ба 1 : 50 000 Шудьинской площади. Л. Р-40-118-Г, Р-40-119-В, Г – з. п., Р-40-130-Б с общими поисками в Красновишерском районе Пермской области, проведенном в 1989–1998 гг. Пермь.
- Ковалев С.Г. (2008) Позднекембрийский рифтогенез в истории развития западного склона Южного Урала. *Геотектоника*, (2), 68-79.
- Ковалев С.Г., Ковалев С.С. (2022) Ti–Fe–Cr шпинелиды в дифференцированных (расслоенных) комплексах западного склона Южного Урала: видовое разнообразие и условия формирования. *Зан. Горного ин-та*, **255**, 476-492. <https://doi.org/10.31897/PMI.2022.54>
- Ковалев С.Г., Ковалев С.С., Шарипова А.А. (2023) Первые данные о редкоземельной минерализации в кислых разновидностях пород шатакского комплекса (Южный Урал). *Литосфера*, **23**(5), 910-929. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-5-910-929>
- Ковалев С.Г., Тимофеева Е.А. (2017) Геохимия эклогитов Белорецкого комплекса (Южный Урал) и генетическая природа их протолитов. *Литосфера*, (2), 27-48.
- Кривовичев В.Г., Гульбин Ю.Л. (2022) Рекомендации по расчету и представлению формул минералов по данным химических анализов. *Зан. РМО, CLI*(1), 114-124.
- Малышев И.И., Пантелеев П.Г., Пэк А.В. (1934) Титаномагнетитовые месторождения Урала. Л.: АН СССР, 272 с.
- Попов И.Б., Аблизин Б.Д. (1974) Силлы зеленокаменных диабазов горы Юбрышка и связанное с ними титаномагнетитовое оруденение. *Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала*. Тез. докл. III Урал. петрограф. совещ. Свердловск, ИГГ УНЦ АН СССР, 66-67.
- Прибавкин С.В. (2019) Амфибол и биотит меланократовых пород из гранитоидных массивов Урала: состав, взаимоотношения, петрогенетические следствия. *Литосфера*, **19**(6), 902-918. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2019-19-6-902-918>
- Смирнов В.И. (1978) Рудные месторождения СССР. В 3 т. Т. 2. М.: Недра, 352 с.
- Снитко Г.П., Горбунова М.К., Попова Т.Н., Суворов Н.И. (2017) Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-6 1 : 200 000. 2-е изд. Сер. Пермская. Л. Р-40-XXIX. Объясн. зап. М.: ВСЕГЕИ, 144 с.
- Фоминых В.Г., Краева Ю.П., Ларина Н.В. (1983) Новые данные о Юбрышкинском титаномагнетитовом месторождении. *Тр. ИГГ УНЦ АН СССР*, вып. 130, 126-128.
- Формации титаномагнетитовых руд и железистых кварцитов: Железорудные месторождения Урала. (1984) (Отв. ред. А.М. Дымкин). Свердловск: УНЦ АН СССР, 264 с.
- Френкель М.Я., Ярошевский А.А., Арискин А.А., Бармина Г.С., Коптев-Дворников Е.В., Киреев Б.С. (1988) Динамика внутрикамерной дифференциации базитовых магм. М.: Наука, 214 с.
- Холоднов В.В., Бочарникова Т.Д., Шагалов Е.С. (2012) Состав, возраст и генезис магнетит-ильменитовых руд среднерифейского стратифицированного Медведевского массива (Кузинско-Копанский комплекс Южного Урала). *Литосфера*, (5), 145-165.
- Чирков И.В. (1940) Полезные ископаемые Вишерского района на Северном Урале. Тр. ГГИ УФА АН СССР, вып. 1, 38 с.
- Шарков Е.В., Чистяков А.В., Щипцов В.В., Богина М.М., Фролов П.В. (2018) Происхождение Fe–Ti оксидной минерализации в среднепалеопротерозойском Еletzерском сиенит-габбровом интрузивном комплексе (Северная Карелия, Россия). *Геология руд. месторождений*, **60**(2), 198-230. <https://doi.org/10.7868/s0016777018020041>
- Штейнберг Д.С., Фоминых В.Г., Краева Ю.П., Ларина Н.В., Чашухина В.А., Холоднов В.В. (1993) О новом типе титаномагнетитового оруденения на Урале. *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 140, 94-96.
- Andersen D.J., Lindsley D.H. (1985) New (and final!) models for the Ti-magnetite/ilmenite geothermometer and oxygen barometer. *Abstract for the AGU 1985 spring meeting, Eos Transactions, American Geophysical Union*, **66**(18), 416.
- Ariskin A.A., Frenkel M.Yu., Barmina G.S., Nielsen R. (1993) COMAGMAT: A Fortran program to model magma differentiation processes. *Comput. Geosci.*, **19**(8), 1155-1170. [https://doi.org/10.1016/0098-3004\(93\)90020-6](https://doi.org/10.1016/0098-3004(93)90020-6)
- Bai Z.-J., Zhong H., Naldrett A.J., Zhu W.-G., Xu G.-W. (2012) Whole-rock and mineral composition of constraints on the genesis of the giant Hongge Fe–Ti–V oxide deposit in the Emeishan Large Igneous Province, Southwest China. *Econ. Geol.*, **107**(3), 507-524. <https://doi.org/10.2113/econgeo.107.3.507>
- Bea F., Fershtater G.B., Corretge L.G. (1992) The geochemistry of phosphorus in granite rocks and the effects of aluminium. *Lithos*, **48**, 43-56.

- Brunsmann A., Franz G., Heinrich W. (2002) Experimental investigation of zoisite-clinozoisite phase equilibria in the system  $\text{CaO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ . *Contrib. Mineral. Petrol.*, **143**, 115-130.
- Charlier B., Grove T.L. (2012) Experiments on liquid immiscibility along tholeiitic liquid lines of descent. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **164**, 27-44. <https://doi.org/10.1007/s00410-012-0723-y>
- Féménias O., Mercier J.C.C., Nkono C., Diot H., Berza T., Tatu M., Demaiffe D. (2006) Calcic amphibole growth and compositions in calc-alkaline magmas: Evidence from the Motru Dike Swarm (Southern Carpathians, Romania). *Amer. Miner.*, **91**, 73-81. <https://doi.org/10.2138/am.2006.1869>
- Hey M.H. (1954) A new review of the chlorites. *Miner. Mag.*, **30**, 277-292. <https://doi.org/10.1180/minmag.1954.030.224.01>
- Jakobsen J.K., Veksler I.V., Tegner C., Brooks C.K. (2011) Crystallization of the Skaergaard intrusion from an emulsion of immiscible iron and silica-rich liquids: Evidence from melt inclusions in plagioclase. *J. Petrol.*, **52**(2), 345-373. <https://doi.org/10.1093/petrology/egq083>
- Janousek V. (2006) Saturnin, R language script for application of accessory-mineral saturation models in igneous geochemistry. *Geol. Carpathica*, **57**(2), 131-142.
- Kranidiotis P., MacLean W.H. (1987) Systematic of Chlorite Alteration at the Phelps Dodge Massive Sulfide Deposit, Matagami, Quebec. *Econ. Geol.*, **82**(7), 1808-1911. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.82.7.1898>
- Leake B.E., Wooley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.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. *Mineral. Mag.*, **61**, 295-321.
- Lindsley D.H., Spencer K.J. (1982) Fe-Ti oxide geothermometry: reducing analyses of coexisting Ti-magnetite (Mt) and ilmenite (Ilm). *Abstract for the AGU 1982 spring meeting, Eos Transactions, Amer. Geophys. Union*, **63**(18), 471.
- Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J. (1988) Nomenclature of pyroxenes. *Amer. Miner.*, **73**, 1123-1133.
- Mutch E.J.F., Blundy J.D., Tattitch B.C., Cooper F.J., Brooker R.A. (2016) An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **171**, 85. <https://doi.org/10.1007/s00410-016-1298-9>
- Pang K.-N., Zhou M.-F., Lindsley D., Zhao D., Malpas J. (2008) Origin of Fe-Ti oxide ores in mafic intrusions: Evidence from the Panzhihua Intrusion, SW China. *J. Petrol.*, **49**(2), 295-313. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm082>
- Veksler I.V., Charlier B. (2015) Silicate Liquid Immiscibility in Layered Intrusions. *Layered Intrusions* (Ed. by B. Charlier, O. Namur, R. Latypov, C. Tegner). Dordrecht: Springer, 229-258. [https://doi.org/10.1007/978-94-017-9652-1\\_5](https://doi.org/10.1007/978-94-017-9652-1_5)
- Veksler I.V., Dorfman A.M., Borisov A.A., Wirth R., Dingwell D.B. (2007) Liquid immiscibility and the evolution of basaltic magma. *J. Petrol.*, **48**(11), 2187-2210. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm056>
- Wang C.Y., Zhou M.F. (2013) New textural and mineralogical constraints on the origin of Hongge Fe-Ti-V oxide deposits, SW China. *Mineralium Deposita*, **48**(6), 787-798. <https://doi.org/10.1007/s00126-013-0457-4>
- Zheng Y.F., Chen R.X. (2017) Regional metamorphism at extreme conditions: Implications for orogeny at convergent plate margins. *J. Asian Earth Sci.*, **145**, 46-73.

## REFERENCES

- Ablizin B.D., Popov I.B. (1973) Geological map of the Urals, scale 1 : 50 000. Sheet P-40-118-G. Report of the Vels detachment on search and survey work on the western slope of the Northern Urals in the upper reaches of the Vels River for 1970-1971. V. 1-5. GF "Committee of Natural Resources for the Perm Region". (In Russ.)
- Alekseev A.A., Alekseeva G.V., Kovalev S.G. (2000) Layered intrusions of the western slope of the Urals. Ufa, Gilem Publ., 188 p. (In Russ.)
- Alekseev A.A., Alekseeva G.V., Kovalev S.G. (2003) Differentiated intrusions on the western slope of the Urals. Ufa, Gilem Publ., 171 p. (In Russ.)
- Andersen D.J., Lindsley D.H. (1985) New (and final!) models for the Ti-magnetite/ilmenite geothermometer and oxygen barometer. *Abstract for the AGU 1985 spring meeting, Eos Transactions, American Geophysical Union*, **66**(18), 416.
- Ariskin A.A., Barmina G.S., Frenkel' M.Yu. (1986) Simulation of low-pressure crystallization of tholeiitic magma at fixed oxygen fugacity. *Geochem. Int.*, **24**(5), 92-100. (In Russ.)
- Ariskin A.A., Frenkel M.Yu., Barmina G.S., Nielsen R. (1993) COMAGMAT: A Fortran program to model magma differentiation processes. *Comput. Geosci.*, **19**(8), 1155-1170. [https://doi.org/10.1016/0098-3004\(93\)90020-6](https://doi.org/10.1016/0098-3004(93)90020-6)
- Armbruster T., Bonatsits P., Akasaka M., Bermanets V., Shopen K., Zhire R., Kheus-Assbikhler S., Leibsher A., Menchetti S., Pan Ya., Pazero M. (2006) Recommended nomenclature for epidote group minerals (summary). *Zap. RMO*, **135**(6), 19-23. (In Russ.)
- Aulov B.N., Vladimirtseva Yu.A., Gvozdik N.I., Korol'kova Z.G., Levin F.D., Lipaeva A.V., Potashova M.N., Samozvantsev V.A. (2015) State geological map of the Russian Federation. Scale 1 : 200 000. 2nd ed. Ser. South Ural. Sheet N-40-XII - Chrysostom. Explanatory letter. Moscow, VSEGEI, 365 p. (In Russ.)
- Bai Z.-J., Zhong H., Naldrett A.J., Zhu W.-G., Xu G.-W. (2012) Whole-rock and mineral composition of constraints on the genesis of the giant Hongge Fe-Ti-V oxide deposit in the Emeishan Large Igneous Province, Southwest China. *Econ. Geol.*, **107**(3), 507-524. <https://doi.org/10.2113/econgeo.107.3.507>
- Bea F., Fershtater G.B., Corretge L.G. (1992) The geochemistry of phosphorus in granite rocks and the effects of aluminium. *Lithos*, **48**, 43-56.
- Brunsmann A., Franz G., Heinrich W. (2002) Experimental investigation of zoisite-clinozoisite phase equilibria in the system  $\text{CaO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ . *Contrib. Mineral. Petrol.*, **143**, 115-130.
- Charlier B., Grove T.L. (2012) Experiments on liquid immiscibility along tholeiitic liquid lines of descent. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **164**, 27-44. <https://doi.org/10.1007/s00410-012-0723-y>

- s00410-012-0723-y
- Chirkov I.V. (1940) Minerals of the Vishera region in the Northern Urals. *Tr. GGI UFAN SSSR*, vyp. 1, 38 p. (In Russ.)
- Deere W.A., Howie R.A., Zussman J. (1966) Rock-forming minerals. V. 4: Framework silicates. Moscow, Mir Publ., 482 p. (In Russ.)
- Féménias O., Mercier J.C.C., Nkono C., Diot H., Berza T., Tatu M., Demaiffe D. (2006) Calcic amphibole growth and compositions in calc-alkaline magmas: Evidence from the Motru Dike Swarm (Southern Carpathians, Romania). *Amer. Miner.*, **91**, 73-81. <https://doi.org/10.2138/am.2006.1869>
- Fominykh V.G., Kraeva Yu.P., Larina N.V. (1983) New data on the Yubryshkinskoye titanomagnetite deposit. *Tr. IGG UNTs AN SSSR*, vyp. 130, 126-128. (In Russ.)
- Formations of titanomagnetite ores and ferruginous quartzites: Iron ore deposits of the Urals. (1984) (Ed. by A.M. Dymkin). Sverdlovsk, UNTs AN SSSR, 264 p. (In Russ.)
- Frenkel' M.Ya., Yaroshevskii A.A., Ariskin A.A., Barmina G.S., Koptev-Dvornikov E.V., Kireev B.S. (1988) Dynamics of intrachamber differentiation of mafic magmas. Moscow, Nauka Publ., 214 p. (In Russ.)
- Hey M.H. (1954) A new review of the chlorites. *Miner. Mag.*, **30**, 277-292. <https://doi.org/10.1180/minmag.1954.030.224.01>
- Jakobsen J.K., Veksler I.V., Tegner C., Brooks C.K. (2011) Crystallization of the Skaergaard intrusion from an emulsion of immiscible iron and silica-rich liquids: Evidence from melt inclusions in plagioclase. *J. Petrol.*, **52**(2), 345-373. <https://doi.org/10.1093/petrology/egq083>
- Janousek V. (2006) Saturnin, R language script for application of accessory-mineral saturation models in igneous geochemistry. *Geol. Carpathica*, **57**(2), 131-142.
- Kholodnov V.V., Bocharnikova T.D., Shagalov E.S. (2012) Composition, age and genesis of magnetite-ilmenite ores of the Middle Riphean stratified Medvedevsky massif (Kusinsky-Kopansky complex of the Southern Urals). *Lithosphere (Russia)*, (5), 145-165. (In Russ.)
- Klimenko B.V., Borisov N.E., Rybal'chenko A.Ya. (1998) Report on geological additional study at a scale of 1 : 50 000 of the Shudyinskaya area. Sheets P-40-118-G, R-40-119-V, G – z.p., R-40-130-B with general searches in the Krasnovishersky district of the Perm region, carried out in 1989–1998. Perm. (In Russ.)
- Kovalev S.G. (2008) Late Precambrian rifting in the history of the development of the western slope of the Southern Urals. *Geotectonika*, (2), 68-79. (In Russ.)
- Kovalev S.G., Kovalev S.S. (2022) Ti–Fe–Cr spinels in differentiated (layered) complexes of the western slope of the Southern Urals: Species diversity and formation conditions. *Zap. Gornogo in-ta*, **255**, 476-492. (In Russ.) <https://doi.org/10.31897/PMI.2022.54>
- Kovalev S.G., Kovalev S.S., Sharipova A.A. (2023) First data on rare earth mineralization in acidic rock varieties of the Shatak complex (Southern Urals). *Lithosphere (Russia)*, **23**(5), 910-929. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-5-910-929>
- Kovalev S.G., Timofeeva E.A. (2017) Geochemistry of eclogites of the Beloret'sk complex (Southern Urals) and the genetic nature of their protoliths. *Lithosphere (Russia)*, (2), 27-48. (In Russ.)
- Kranidiotis P., MacLean W.H. (1987) Systematic of Chlorite Alteration at the Phelps Dodge Massive Sulfide Deposit, Matagami, Quebec. *Econ. Geol.*, **82**(7), 1808-1911. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.82.7.1898>
- Krivovichev V.G., Gul'bin Yu.L. (2022) Recommendations for the calculation and presentation of mineral formulas based on chemical analysis data. *Zap. RMO, CLI*(1), 114-124. (In Russ.)
- Leake B.E., Wooley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.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. *Mineral. Mag.*, **61**, 295-321.
- Lindsley D.H., Spencer K.J. (1982) Fe–Ti oxide geothermometry: Reducing analyses of coexisting Ti-magnetite (Mt) and ilmenite (Ilm). *Abstract for the AGU 1982 spring meeting, Eos Transactions, Amer. Geophys. Union*, **63**(18), 471.
- Malyshev I.I., Panteleev P.G., Pek A.V. (1934) Titanium magnetite deposits of the Urals. Leningrad, AN SSSR, 272 p. (In Russ.)
- Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J. (1988) Nomenclature of pyroxenes. *Amer. Miner.*, **73**, 1123-1133.
- Mutch E.J.F., Blundy J.D., Tattitch B.C., Cooper F.J., Brooker R.A. (2016) An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **171**, 85. <https://doi.org/10.1007/s00410-016-1298-9>
- Pang K.-N., Zhou M.-F., Lindsley D., Zhao D., Malpas J. (2008) Origin of Fe–Ti oxide ores in mafic intrusions: Evidence from the Panzhihua Intrusion, SW China. *J. Petrol.*, **49**(2), 295-313. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm082>
- Popov I.B., Ablizin B.D. (1974) Sills of greenstone diabasites of the Yubryshka mountain and associated titanomagnetite mineralization. *Magmatism, metamorphism and mineralization in the geological history of the Urals*. Report summary of the III Ural Petrographic Conference. Sverdlovsk, IGG UNTs AN USSR, 66-67. (In Russ.)
- Pribavkin S.V. (2019) Amphibole and biotite of melanocratic rocks from granitoid massifs of the Urals: Composition, relationships, petrogenetic consequences. *Lithosphere (Russia)*, **19**(6), 902-918. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2019-19-6-902-918>
- Sharkov E.V., Chistyakov A.V., Shchiptsov V.V., Bogina M.M., Frolov P.V. (2018) Origin of Fe–Ti oxide mineralization in the Middle Paleoproterozoic Eletyozersky syenite-gabbro intrusive complex (North Karelia, Russia). *Geol. Rud. Mestorozhd.*, **60**(2), 198-230. (In Russ.) <https://doi.org/10.7868/s0016777018020041>
- Smirnov V.I. (1978) Ore deposits of the USSR. In 3 vols. V. 2. Moscow, Nedra Publ., 352 p. (In Russ.)
- Snitko G.P., Gorbunova M.K., Popova T.N., Suvorov N.I. (2017) State geological map of the Russian Federation. Scale 1 : 200 000. 2nd ed. Perm series. Sheet P-40-XXIX. Explanatory letter. Moscow, VSEGEI, 144 p. (In Russ.)
- Steinberg D.S., Fominykh V.G., Kraeva Yu.P., Larina N.V., Chashchukhina V.A., Kholodnov V.V. (1993) About a

- new type of titanomagnetite mineralization in the Urals. *Tr. IGG URO RAN*, вып. 140, 94-96. (In Russ.)
- Veksler I.V., Charlier B. (2015) Silicate Liquid Immiscibility in Layered Intrusions. *Layered Intrusions* (Ed. by B. Charlier, O. Namur, R. Latypov, C. Tegner). Dordrecht: Springer, 229-258. [https://doi.org/10.1007/978-94-017-9652-1\\_5](https://doi.org/10.1007/978-94-017-9652-1_5)
- Veksler I.V., Dorfman A.M., Borisov A.A., Wirth R., Dingwell D.B. (2007) Liquid immiscibility and the evolution of basaltic magma. *J. Petrol.*, **48**(11), 2187-2210. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm056>
- Wang C.Y., Zhou M.F. (2013) New textural and mineralogical constraints on the origin of Hongge Fe-Ti-V oxide deposits, SW China. *Mineralium Deposita*, **48**(6), 787-798. <https://doi.org/10.1007/s00126-013-0457-4>
- Zheng Y.F., Chen R.X. (2017) Regional metamorphism at extreme conditions: Implications for orogeny at convergent plate margins. *J. Asian Earth Sci.*, **145**, 46-73.

УДК 553.4

DOI: 10.24930/2500-302X-2025-25-3-572-594

## Бакайское проявление золота (Южный Урал): минералогия руд и условия образования

К. А. Новоселов, Е. В. Белогуб, М. А. Рассомахин, Н. К. Никандрова

Институт минералогии Южно-Уральского федерального научного центра минералогии и геоэкологии УрО РАН,  
456317, Челябинская обл., г. Миасс, Ильменский заповедник, e-mail: const31@yandex.ru

Поступила в редакцию 22.04.2024 г., принята к печати 10.09.2024 г.

**Объект исследования.** Бакайское проявление золота в морфологическом отношении представляет собой зону разлома и дробления субширотного простирания в гранитоидах Тургойского массива ( $C_{1-2}$ ), которая вмещает кварцевые жилы, минерализованные сульфидами. Протяженность жильной зоны около 1.5 км. Тургойский массив находится на границе Магнитогорской и Центрально-Уральской зон и является сателлитом Сыростанского массива. **Материал и методы.** Опробование осуществлялось из старых выработок и “рудных складов”. Базовые методы изучения проб – оптическая и электронная микроскопия. Для жильного кварца выполнен анализ флюидных включений методом термоксиометрии. **Результаты.** Преобладающими рудными минералами являются пирит и галенит; редко в рудах встречаются халькопирит, тетраэдрит, сфалерит, сульфосоли и сульфотеллуриды висмута. Золото в изученных пробах присутствует как самородное (первичное и гипергенное), так и в форме теллуридов и сульфидов. Руды частично окислены. Средние арифметические и медианные значения температуры гомогенизации  $T_g$  первичных и первично-вторичных включений из “рудного” кварца составляют около 242–247°C. Средняя и медианная  $T_g$  кварца из сланцев немного ниже (222 и 215°C соответственно) при значительном разбросе значений. Концентрация солей в NaCl-эквиваленте, определенная по температуре плавления последнего кристаллика льда, варьируется от 1.4 до 13.0 мас. % во флюидных включениях из вмещающих сланцев и составляет 0.2–5.6 мас. % в “рудном” кварце. Такие широкие вариации солёности во всех изученных случаях могут свидетельствовать об изменениях флюидных включений вторичными процессами.

**Ключевые слова:** Южный Урал, Тургойский массив, Бакайское, ютенбогаардтит

### Источник финансирования

Исследования выполнены в рамках государственного задания (тема 075-00622-24-00)

## Bakayskoe gold occurrence (Southern Urals): Ore mineralogy and formation conditions

K. A. Novoselov, E. V. Belogub, M. A. Rassomakhin, N. K. Nikandrova

Institute of Mineralogy, South Ural Federal Scientific Center for Mineralogy and Geoecology, UB RAS, Ilmeny Reserve Area,  
Miass, Chelyabinsk region 456317, Russia, e-mail: const31@yandex.ru

Received 22.04.2024, accepted 10.09.2024

**Research subject.** In morphological terms, the Bakayskoe gold occurrence comprises an area of fracture and crushing of sublatitudinal strike in the granitoids of the Turgoyak massif ( $C_{1-2}$ ), which contains quartz veins with sulfide mineralization. The vein zone is about 1.5 km in length. The Turgoyak massif is located on the border of the Magnitogorsk and Central Ural areas, being a satellite of the Syrostan massif. **Materials and methods.** Samples collected in old workings and ore stockpiles were studied by optical and SEM microscopy. Fluid inclusions in vein quartz were studied by thermoscopy. **Results.** The predominant ore minerals were found to be pyrite and galena; rarely, the ores contain chalcopyrite, tetrahedrite, sphalerite, sulfosalts, and bismuth sulfotellurides. In the studied samples, gold is present as both native gold (primary and supergene), and tellurides and sulfides. Ores are partly oxidized. The average and median values of the homogenization temperature ( $T_g$ ) of primary and primary-secondary inclusions from ore quartz are about 242–247°C. The average and median  $T_g$  of quartz from shale is slightly lower (222 and 215°C, respectively), with a significant scatter of values. The concentration of salts in NaCl equivalent, determined by the melting point of the last ice

**Для цитирования:** Новоселов К.А., Белогуб Е.В., Рассомахин М.А., Никандрова Н.К. (2025) Бакайское проявление золота (Южный Урал): минералогия руд и условия образования. *Литосфера*, 25(3), 572–594. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-3-572-594>. EDN: FAKPMJ

**For citation:** Novoselov K.A., Belogub E.V., Rassomakhin M.A., Nikandrova N.K. (2025) Bakayskoe gold occurrence (Southern Urals): Ore mineralogy and formation conditions. *Lithosphere (Russia)*, 25(3), 572–594. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-3-572-594>. EDN: FAKPMJ

© К.А. Новоселов, Е.В. Белогуб, М.А. Рассомахин, Н.К. Никандрова, 2025



crystal, varies from 1.4 to 13.0 wt % in FI from the host shales and 0.2–5.6 wt % in ore quartz. Such wide variations in salinity in all the studied cases may indicate changes in FI by secondary processes.

**Keywords:** *South Urals, massif Turgoyak, Bakayskoe, uytenbogaardtite*

**Funding information**

*The research was carried out within the framework of the state assignment, project No. 075-00622-24-00)*

**Acknowledgements**

The authors are grateful to the reviewers for their valuable comments.

## ВВЕДЕНИЕ

Золотое оруденение, ассоциирующее с метаморфическими комплексами, формируется на разных стадиях становления орогенов и разных глубинах (2–20 км) и считается связанным с региональным флюидопотоком вдоль главных разломных зон (Goldfarb et al., 2005). Часто эволюционирующие метаморфические комплексы вмещают различные типы месторождений золота, которые могут претерпевать ремобилизацию и накладываться друг на друга (Sillitoe, Thompson, 1998; Groves et al., 2003). Этим отчасти объясняются дискуссии о происхождении некоторых типов месторождений золота, особенно образованных или ремобилизованных во время крупного компрессионного орогенеза, сформировавшего окончательный облик вмещающих метаморфических поясов. К таким типам относятся орогенные и связанные с интрузиями (intrusive-related) месторождения с преобладанием золота, а также месторождения с нетипичными ассоциациями золота и металлов (Groves et al., 2003). Источник флюида и золота в орогенных месторождениях остается спорным (Ridley, Diamond, 2000). Общим для обоих типов является низкая соленость флюида и его состав  $H_2O-CO_2$ .

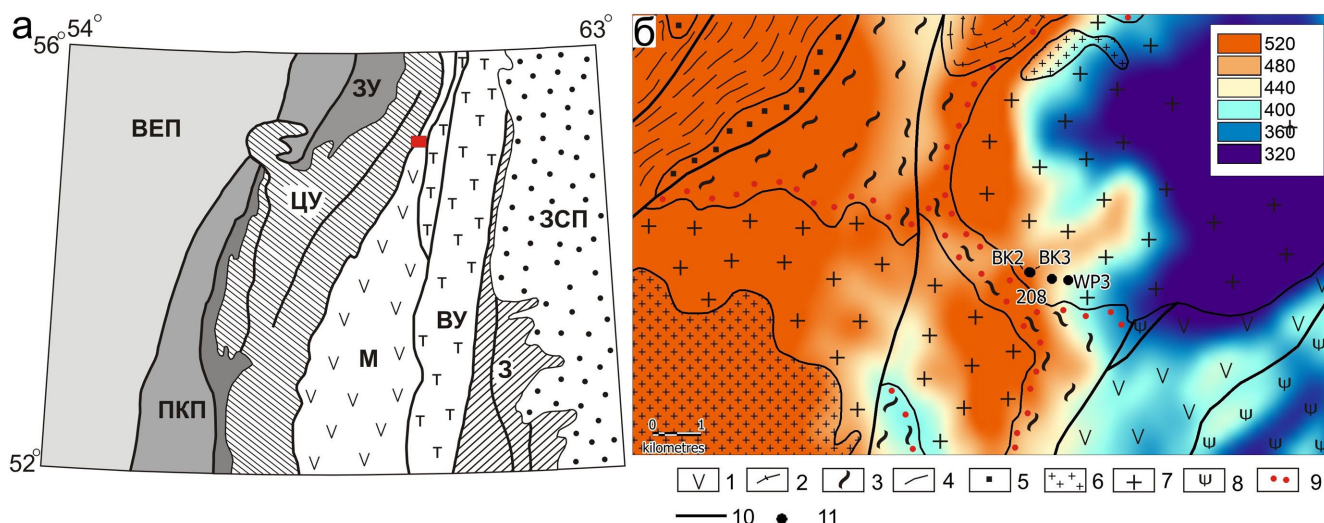
Коллизионная стадия развития на Южном Урале продолжалась с позднего девона до триаса. С ней связан гранитный магматизм, который сначала происходил в надсубдукционной (коллизия дуга–континент), а начиная со среднего карбона – во внутриконтинентальной (коллизия континент–континент) обстановке (Bea et al., 2002). Следствием интенсивных деформаций пород при коллизии был возросший флюидопоток и, как результат, интенсивная гидротермальная активность (Puchkov, 2017). С этой стадией развития региона связа-

но множество золоторудных проявлений, которые контролируются сутурными зонами и массивами гранитоидов (Kisters et al., 1999; Сазонов и др., 2001; Знаменский и др., 2015; Puchkov, 2017). При этом рудообразующий флюид может иметь как метаморфогенное, так и магматогенное и смешанное происхождение (Знаменский и др., 2015; Belogub et al., 2017).

Месторождения золота в зоне Главного Уральского разлома (ГУР) характеризуются сложной тектонической историей, включающей надвижки, складчатость и взбросы, а затем сдвиговые деформации. Собственно золотое оруденение связано с хрупко-пластичными сдвигами второго и третьего порядков, которые развивались на поздних стадиях кинематической истории Главного Уральского разлома (Kisters et al., 1999). Минерализация формировалась на относительно небольших глубинах (2–6 км) и в основном после пика метаморфизма вмещающих пород.

В Восточно-Уральской зоне месторождения золота локализованы в верхнепалеозойских гранитных массивах (Kisters et al., 1999). По времени оруденение связано с основной фазой регионального сжатия и гранитного плутонизма в верхнем карбоне и нижней перми. Золотоносные жильные системы связаны со сдвиговыми зонами в гранитоидах. Именно данный тип месторождений – традиционный для Урала источник золота. Собственно, открытие этого типа руд на Среднем Урале и положило начало золотой промышленности России (Сазонов и др., 2001).

В статье рассматривается Бакайское рудопроявление золота в Миасском районе Южного Урала. Рудный район является одним из старейших в России, первое коренное золото здесь было выявлено в 1797 г. (Попова, 2002). Он вмещает в себя множе-



**Рис. 1.** Упрощенная тектоническая схема Южного Урала (а) (Козлов и др., 2001) и геологическая карта участка (б; по (Аулов и др., 2015; Петров и др., 2015)) на цифровой модели рельефа.

ВЕП – Восточно-Европейская платформа, ПКП – Предуральский краевой прогиб, ЗУ – Западно-Уральская зона, ЦУ – Центрально-Уральская зона, М – Магнитогорская зона, ВУ – Восточно-Уральская зона, 3 – Зауралье, ЗСП – Западно-Сибирская платформа. Красный прямоугольник – положение участка. 1 – базальты, кремнистые сланцы  $O_{1-2}pl$ ; 2 – кварциты, сланцы слюдисто-хлоритовые  $RF_3ut$ ; 3 – сланцы слюдисто-хлоритовые, слюдисто-хлорит-кварцевые  $RF_2ur$ ; 4 – сланцы слюдисто-хлоритовые, слюдисто-кварцевые с гранатом, силлиманитом  $RF_2ur$ ; 5 – кварциты  $RF_2tg$ ; 6 – граниты  $C_{1-2}$ ; 7 – гранодиориты  $C_{1-2}$ ; 8 – серпентиниты  $O_{1-2}$ ; 9 – ороговикование; 10 – тектонические нарушения; 11 – точки наблюдения.

**Fig. 1.** Simplified tectonic scheme of the Southern Urals (a) (Kozlov et al., 2001) and geological map of the site (б; according to (Aulov et al., 2015; Petrov et al., 2015)) on a digital elevation model.

ВЕП – East European Platform; ПКП – Pre-Ural Foredeep; ЗУ – Western Ural zone; ЦУ – Central Ural zone; М – Magnitogorsk zone; ВУ – East Ural zone; 3 – Trasuralian zone; ЗСП – West Siberian Platform. Red rectangle – site position. 1 – basalts, siliceous shales  $O_{1-2}pl$ ; 2 – quartzites, mica-chlorite schists  $RF_3ut$ ; 3 – mica-chlorite, mica-chlorite-quartz schists  $RF_2ur$ ; 4 – mica-chlorite, mica-quartz schists with garnet, sillimanite  $RF_2ur$ ; 5 – quartzites  $RF_2tg$ ; 6 – granites  $C_{1-2}$ ; 7 – granodiorites  $C_{1-2}$ ; 8 – serpentinites  $O_{1-2}$ ; 9 – hornfels alteration; 10 – tectonic disturbances; 11 – observation points.

ство месторождений и проявлений золота, приуроченных к зоне ГУРа и ассоциирующихся с метасоматитами березит-лиственитовой формации, включая Тыелгинское, Наилинское, Васильевское, Мечниковское, Мурашкина гора и др. (Сазонов и др., 2001; Попова, 2002). Золоторудные тела различной морфологии и состава локализованы среди серпентинитов, габброидов, диоритов, вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород. Типичные связанные с интрузиями проявления золота для Миасского района не характерны. Бакайское рудопроявление локализовано непосредственно в зоне ГУРа в коллизионных гранитоидах Тургорского массива, т.е. совмещает в себе признаки обоих рассмотренных выше типов золоторудных месторождений. Задачи исследования состояли в изучении вещественного состава руд с акцентом на минеральные формы благородных металлов, оценке параметров рудообразующего флюида для определения возможной формационной принадлежности. Нужно отметить, что четких критериев разделения золоторудных месторождений, связанных с интрузиями,

и орогенных, связанных с аккрецией, не существует (Sillitoe, Thompson, 1998). Многие характеристики этих месторождений, включая геологическую позицию, отсутствие четкой зональности, минералогии жильных ассоциаций, термобарогеохимические параметры, применимы как к одному, так и другому типу. Тем не менее правильный выбор генетической модели может помочь в планировании геолого-разведочных работ.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

В южном сегменте уральского складчатого пояса выделяется шесть субмеридиональных зон: Предуральский прогиб, Западно-Уральская, Центрально-Уральская, Магнитогорская, Восточно-Уральская зоны и Зауралье (рис. 1а) (Puchkov, 2017; Herrington et al., 2005). Первые три представляют собой пассивную окраину Русской платформы, сформированную в позднем кембрии – раннем ордовике, эволюционировавшую с ордовика по девон, а в карбоне–перми – деформированную

и ставшую частью Уральского складчатого пояса (Puchkov, 2017). Породные комплексы Магнитогорской и Восточно-Уральской зоны сопоставляются с породами океанических бассейнов (офиолитами), островных дуг, поясов Андийского типа, флишевых прогибов и внутридуговых бассейнов. Они отделены от комплексов Русской платформы Главным Уральским разломом, который является одной из крупнейших сутур Евразии. Он возник в раннем палеозое и обновлялся в позднем палеозое и мезозое (Puchkov, 2017; Herrington et al., 2005). Главные золотые месторождения Южного Урала присутствуют в структурах ГУРа, Магнитогорской и Восточно-Уральской зон.

### Тургорякский гранитный массив

Тургорякский массив находится на границе Магнитогорской и Центрально-Уральской зон и считается сателлитом Сыростанского массива (Ферштатер, 2013). Массив вмещает породы уреньгинской  $RF_2ut$  и уйташской  $RF_3ut$  свит с запада, поляковской толщи  $O_{1-2}pl$  – с востока, имея с ними интрузивные контакты (см. рис. 1). Вдоль восточного контакта массива протягиваются ультрабазиты, маркирующие ГУР. В плане массив имеет округлую форму, в разрезе представляет собой шток диаметром 8 км с вертикальной мощностью около 7–10 км (Аулов и др., 2015; Петров и др., 2015). Значительная его часть находится под оз. Тургоряк.

Массив относится к тургорякско-сыростанскому комплексу монцодиорит-гранитной формации и сложен преимущественно гранодиоритами, реже кварцевыми диоритами и гранитами (Шагалов, 2002; Ферштатер, 2013). Дайковая серия представлена мелкозернистыми гранитами, аплитовидными гранитами, пегматитами, двуслюдяными гранодиоритами, диорит- и гранит-порфирами. Петрографические и петрохимические особенности пород Тургорякского массива детально рассмотрены в диссертационной работе Е.С. Шагалова (2002). Гранодиориты главной фазы представлены амфибол-биотитовыми разностями. В состав пород входят плагиоклаз (60–70%), КППШ (5–15%), кварц (15–20%), биотит (5–10%), роговая обманка (до 3%); акцессорные минералы представлены апатитом, титанитом, эпидотом, алланитом, цирконом, рудными минералами (магнетитом, титаномагнетитом). Породы принадлежат магнетитовой серии (Ishihara, 1977).

Петрохимические особенности пород указывают на принадлежность к известково-щелочной серии (рис. 2) с преобладанием натрия над калием. Индекс глиноземистости  $ASI = Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O + CaO)$  (Zen, 1986) пород варьируется от 0.58 до 0.89, что соответствует метаглиноземистым разностям. На дискриминационных диаграммах Дж. Пирса (Pearce et al., 1984) фигуративные

точки гранитоидов тяготеют к полю гранитов вулканических дуг (см. рис. 2). На основании петрохимических характеристик породы массива отнесены к I-типу. Геохимический спектр пород характеризуется повышенными по отношению к кларку содержаниями V, Ba, Sr, Pb и пониженными Sc, Cu, Mo, Co, Ni, Cr.

Возраст пород определен как ранне- и среднекаменноугольный. Субстрат является гетерогенным с существенным преобладанием мантийной составляющей (Шагалов, 2002). Кристаллизация пород массива происходила при температурах 770–810 °C и давлении 2.1–2.5 кбар (Сначев и др., 2020).

### Бакайское рудопроявление

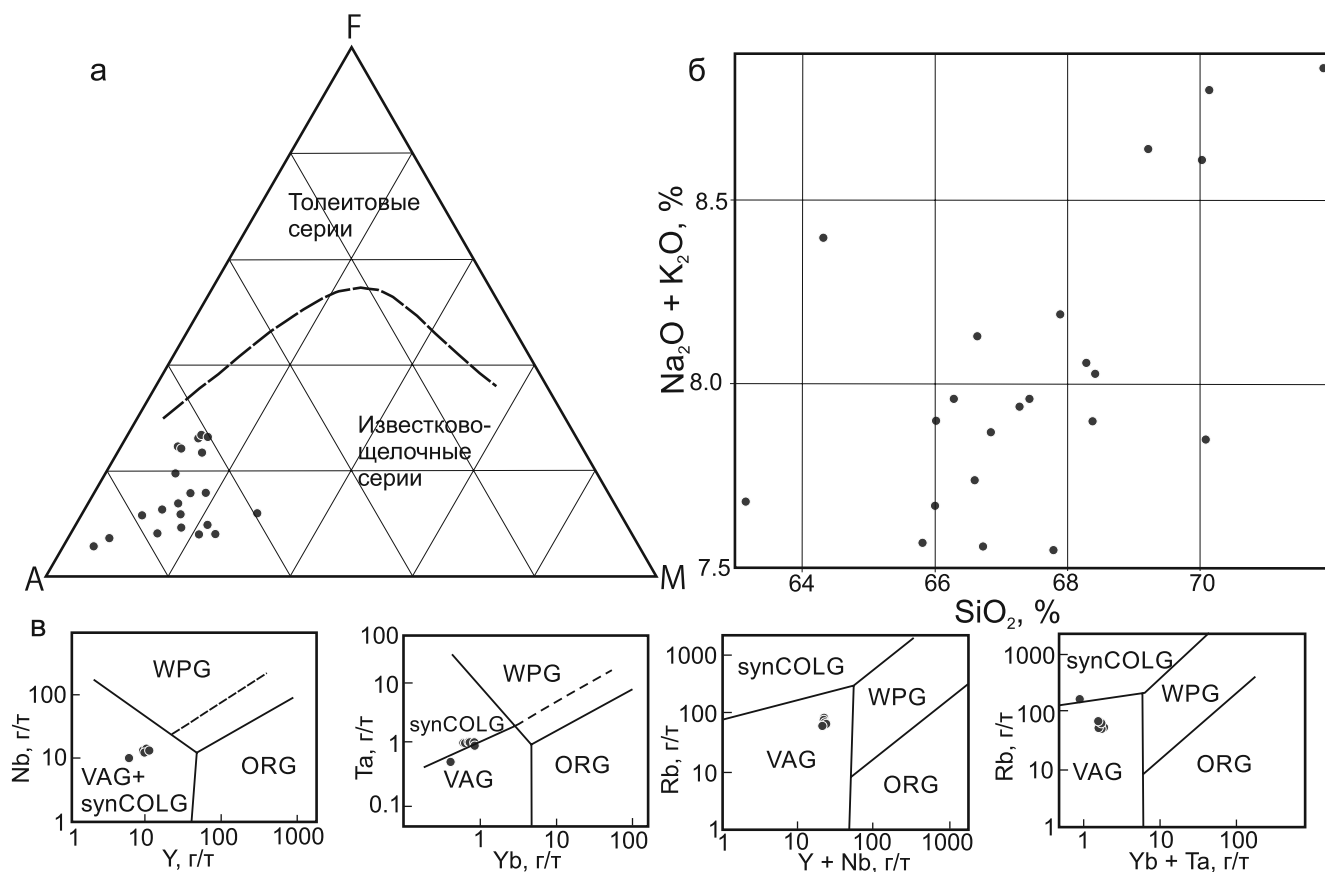
Рудопроявление было открыто случайно в 1922 г. жителем пос. Тургоряк Василием Ершовым (Кураев, 1941). В том же году Н. Кураев взял образцы безрезитизированных гранитов с кубиками пирита и прожилками кварца, где оказалось (по данным Кочкарской и Миасской химических лабораторий) до 16 г/т золота. В верхних горизонтах содержание золота доходило до 100 г/т. Руда направлялась как флюсовая на Карабашский медеплавильный завод. В 1937 г. рудопроявление фрагментарно было отработано старателями до глубины 3–4 м, богатые участки – до глубины 20–25 м. Весной 1941 г. эксплуатация прекращена в связи с нерентабельностью (Кураев, 1941).

Сейчас Бакайское рудопроявление – это серия заброшенных добычных и разведочных выработок глубиной до нескольких метров (рис. 3). Возле выработок сохранились “рудные склады” – кучи раздробленного кварца. В рельефе зона маркируется пологим логом (см. рис. 1).

В морфологическом отношении рудопроявление представляет собой зону разлома и дробления субширокого простираения в гранитах, которая вмещает кварцевые жилы минерализованные галенитом, пиритом, халькопиритом, молибденитом. В зоне окисления присутствуют лимонит, церуссит, малахит. Околожилные изменения пород проявлены в серицитизации, альбитизации, хлоритизации, карбонатизации (Михайлов и др., 2021). Протяженность жильной зоны около 1.5 км при крайне неравномерной мощности, достигающей 3.5 м. Средние содержания золота в руде на участках отработки составили 28 г/т, серебра – 421 г/т (Кураев, 1941). Запасы с баланса сняты.

### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Представительные пробы массой около 1 кг каждая отобраны из разных участков рудопроявления: как из забоев старых горных выработок, так и “рудных складов” (табл. 1).



**Рис. 2.** Петрохимические особенности гранитоидов Тургойского массива (составлено по данным (Шагалов, 2002; Сначев и др., 2020)).

а – диаграмма AFM ( $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{--SumFe--MgO}$ ); б – классификационная диаграмма  $\text{SiO}_2\text{--}(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ ; в – дискриминационные диаграммы Пирса (WPG – внутриплитные граниты, VAG – граниты вулканических дуг, synCOLG – коллизийные граниты, ORG граниты океанических хребтов; пунктирная линия – граница ORG для аномальных рифтов) (Pearce et al., 1984).

**Fig. 2.** Petrochemical features of granitoids of the Turgoyak massif (data compilation (Shagalov, 2002; Snachev et al., 2020)).

а – AFM diagram ( $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{--SumFe--MgO}$ ); б – classification diagram  $\text{SiO}_2\text{--}(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ ; в – pearce discriminative diagrams (WPG – intraplate granites, VAG – volcanic arc granites, synCOLG – collision granites, ORG granites of oceanic ridges; dotted line – ORG boundary for anomalous rifts) (Pearce et al., 1984).

Из штуфных проб изготовлены петрографические шлифы для характеристики околорудных пород. Жильный материал отбирался точечным способом. Из измельченной пробы получен тяжелый концентрат, использованный для минералого-петрографического изучения. Авторами применены методы оптической (Axioscope A.1) и электронной микроскопии (Tescan Vega3 SBU с ЭДА Oxford Instruments X-act (ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 0.3 нА), для количественного анализа применялись эталоны MINM-25-53 фирм ASTI-MEX Scientific Limited (стандарт № 01-044) и Microanalysis Consultants Ltd. (стандарт № 1362), аналитик М.А. Рассомахин (ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс).

Микротермометрические исследования флюидных включений (ФВ) в кварце проведены на термостатике THMSG-600 (Linkam), позволяющем производить измерения температур фазовых переходов в интервале от  $-196$  до  $+600^\circ\text{C}$ , с микроскопом Olympus, объектив  $\times 50$ , аналитик Н.К. Никандрова (ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН). Управляющее программное обеспечение LinkSys V-2.39. Точность измерений  $\pm 0.1^\circ\text{C}$  в интервале температур от  $-20$  до  $+80^\circ\text{C}$  и  $\pm 1^\circ\text{C}$  за пределами этого интервала. К первичным отнесены включения, расположенные изолированно или по зонам роста кварца, к первично-вторичным – расположенные в виде цепочек вдоль залеченных трещин, не выходящих за границы изученных зерен и не имеющих признаков расшнуровывания.





**Рис. 3.** Старые выработки на Бакайском рудопроявлении (а), “рудный склад” – куча раздробленного жильного кварца, ВКЗ (б), кварц-полевошпатовые жилы в зоне рассланцевания в забое выработки, ВК2а (в) и розовый крупнозернистый КПШ в зальбандах кварцевой жилы (г).

**Fig. 3.** Old mining workings at the Bakayskoe ore occurrence (a), “ore warehouse” – a pile of crushed vein quartz, ВКЗ (б), quartz-feldspathic veins in the shear zone in the working face, ВК2а (в), pink coarse-grained potassic feldspar is developed in the quartz vein selvages (г).

Изучены ФВ размером более 4–5 мкм, всего 183 включения (82 из “рудного кварца”, 49 из кварца зоны рассланцевания в граните и 52 из кварца сланцев), из которых 15 при нагреве декрепитировало. Температуры гомогенизации  $T_h$  в ФВ фиксировались в момент исчезновения газового пузырька при нагревании препарата в термокамере и интерпретировались как температуры захвата включения (Ермаков, Долгов, 1979). Из-за мелкого размера включений криометрические измерения удалось провести для 12 включений в кварце из “рудных складов”, 15 – из жил в метаморфических породах и 9 – из кварц-полевошпатовых прожилков в зоне рассланцевания в гранитах. Температура эвтектики  $T_e$  фиксировалась по появлению первых капель жидкости при нагреве включений, предва-

рительно замороженных до температуры, близкой к температуре жидкого азота. Солевой состав растворов во включениях оценивался по измеренным температурам эвтектик (Борисенко, 1977). Концентрации солей в растворах рассчитывались по температурам плавления последних кристаллических фаз (Bodnar, Vityk, 1994). Для определения концентрации солей использовались только двухфазные включения, так как наличие растворенных газов во флюиде может приводить к образованию газогидратов с более высокой температурой плавления, не соответствующей концентрации солей (Мельников и др., 2008). На образование газогидратов указывает положительная температура исчезновения последнего кристаллика, зафиксированная для некоторых включений (Мельни-



Таблица 1. Характеристика проб

Table 1. Samples description

| № пробы | Характеристика                                                                                                                            | Вмещающая порода, место отбора                                                  | Кол-во изученных ФВ |
|---------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------|---------------------|
| ВК1b    | Жильный кварц из согласных прожилков мощностью первые см                                                                                  | Кристаллические сланцы уреньгинской свиты в экзоконтакте массива                | 49                  |
| ВК2a    | Жильный кварц из кварц-полевошпатовых прожилков мощностью первые см                                                                       | Зона расщепления с кварц-полевошпатовым прожилкованием в гранитах (см. рис. 3в) | 52                  |
| ВК3     | Жильный кварц с редкими гнездами и вкрапленностью галенита, слаболимонитизированный                                                       | “Рудный склад” (см. рис. 3б)                                                    | 82                  |
| 208     | Жильный кварц с массивной текстурой и редкой вкрапленностью пирита и единичных зерен галенита, в трещинах и кавернах слабо развит лимонит | “Рудный склад”                                                                  |                     |

ков и др., 2008). Температуры частичной и полной гомогенизации в трехфазных ФВ фиксировались в момент объединения газового пузырька с жидкой углекислотной фазой и до полного исчезновения фазовых границ соответственно. Предпринята попытка зафиксировать температуру тройной точки углекислоты, ввиду мелких размеров включений однозначно зафиксировать эту температуру не удалось. Давление рассчитано по плотности  $\text{CO}_2$  и температуре гомогенизации в трехфазных включениях (Brown, Lamb, 1989). Плотность углекислоты оценена по температуре частичной гомогенизации жидкой углекислоты и  $\text{CO}_2$ , и соотношению объемов газа и жидкости (Вукалович, Алтуни, 1965).

## РЕЗУЛЬТАТЫ

### Минералогия руд

Кварц-полевошпатовая жильная масса является основой руд Бакайского проявления, содержание рудных минералов в изученных пробах не превышало 1 об.%. Преобладающие рудные минералы –

пирит и галенит. Пирит представлен кубическими кристаллами размером до 2 мм. Он часто содержит включения галенита. Пирит замещается лимонитом с образованием полных или частичных псевдоморфоз. В химическом составе пирита на уровне чувствительности EDS-анализа примеси не выявлены. Галенит в тяжелом концентрате представлен свободными частицами, а также включениями в пирите. В свою очередь, с галенитом связана висмутовая минерализация. Часто галенит замещен гипергенными минералами свинца (англезитом и церусситом) и сохраняется в них только как реликт. В химическом составе галенита отмечена примесь серебра до 0.9 мас. %.

Редко в рудах присутствуют халькопирит, тетраэдрит, сфалерит. Халькопирит наблюдается в сростаниях с пиритом, а также в виде свободных частиц в тонких классах тяжелого концентрата. Тетраэдрит в концентрате представлен свободными частицами, сростками с пиритом, сфалеритом. Тетраэдрит безжелезистый, цинкистый, содержит примеси серебра (до 0.73 мас. %) и висмута (до 4.24 мас. %) (табл. 2). Соотношение Sb:As близко к 3.

Таблица 2. Химический состав тетраэдрита-(Zn), мас. %

Table 2. Chemical composition of tetrahedrite-(Zn), wt %

| Проба/анализ | S     | Cu    | Zn   | As   | Ag   | Sb    | Bi   | Сумма  |
|--------------|-------|-------|------|------|------|-------|------|--------|
| ВК3/21634с'  | 25.74 | 38.04 | 6.59 | 4.65 | 0.48 | 20.74 | 3.71 | 99.95  |
| ВК3/21634а'  | 25.25 | 38.4  | 6.91 | 4.52 | 0.73 | 21.3  | 2.66 | 99.77  |
| ВК3/21634v   | 25.37 | 39.63 | 6.71 | 4.33 | –    | 20.29 | 4.24 | 100.57 |

Примечание. Кристаллохимические формулы ( $S = 13$ ): 21634с' –  $\text{Cu}_{9.69}(\text{Zn}_{1.63}\text{Bi}_{0.29}\text{Ag}_{0.07})_{1.99}(\text{Sb}_{2.76}\text{As}_{1.00})_{3.76}\text{S}_{13}$ ; 21634а' –  $\text{Cu}_{9.97}(\text{Zn}_{1.74}\text{Bi}_{0.21}\text{Ag}_{0.11})_{2.07}(\text{Sb}_{2.89}\text{As}_{1.00})_{3.89}\text{S}_{13}$ ; 21634v –  $\text{Cu}_{10.25}(\text{Zn}_{1.69}\text{Bi}_{0.33})_{2.02}(\text{Sb}_{2.74}\text{As}_{0.95})_{3.69}\text{S}_{13}$ . Прочерк – ниже предела обнаружения.

Note. Crystal chemical formulas ( $S = 13$ ): 21634с' –  $\text{Cu}_{9.69}(\text{Zn}_{1.63}\text{Bi}_{0.29}\text{Ag}_{0.07})_{1.99}(\text{Sb}_{2.76}\text{As}_{1.00})_{3.76}\text{S}_{13}$ ; 21634а' –  $\text{Cu}_{9.97}(\text{Zn}_{1.74}\text{Bi}_{0.21}\text{Ag}_{0.11})_{2.07}(\text{Sb}_{2.89}\text{As}_{1.00})_{3.89}\text{S}_{13}$ ; 21634v –  $\text{Cu}_{10.25}(\text{Zn}_{1.69}\text{Bi}_{0.33})_{2.02}(\text{Sb}_{2.74}\text{As}_{0.95})_{3.69}\text{S}_{13}$ . Dash – below detection limit.

**Таблица 3.** Химический состав минералов висмута, мас. %

**Table 3.** Chemical composition of Bi minerals, wt %

| Проба/анализ | S     | Ag    | Cu    | Sb   | Pb    | Te    | Bi    | Сумма  | Формула                                   | Минерал    |
|--------------|-------|-------|-------|------|-------|-------|-------|--------|-------------------------------------------|------------|
| ВК3/21634b   | 15.66 | —     | 10.56 | 0.54 | 41.21 | —     | 31.91 | 99.88  | $Pb_{1.22}Cu_{1.02}Bi_{0.94}Sb_{0.03}S_3$ | Айкинит    |
| ВК3/21634u   | 15.4  | —     | 11.31 | —    | 40.36 | —     | 33.75 | 100.82 | $Pb_{1.22}Cu_{1.11}Bi_{1.01}S_3$          | Айкинит    |
| ВК3/21634i   | 15.66 | 30.29 | —     | —    | —     | —     | 53.61 | 99.56  | $Ag_{1.15}Bi_{1.05}S_2$                   | Матильдит  |
| ВК3/21634k   | 4.59  | —     | —     | —    | —     | 36.39 | 59.05 | 100.03 | $Bi_2Te_2S$                               | Тетрадимит |

Состав, согласно современной классификации, отвечает тетраэдриту-(Zn) (Biagioni et al., 2020).

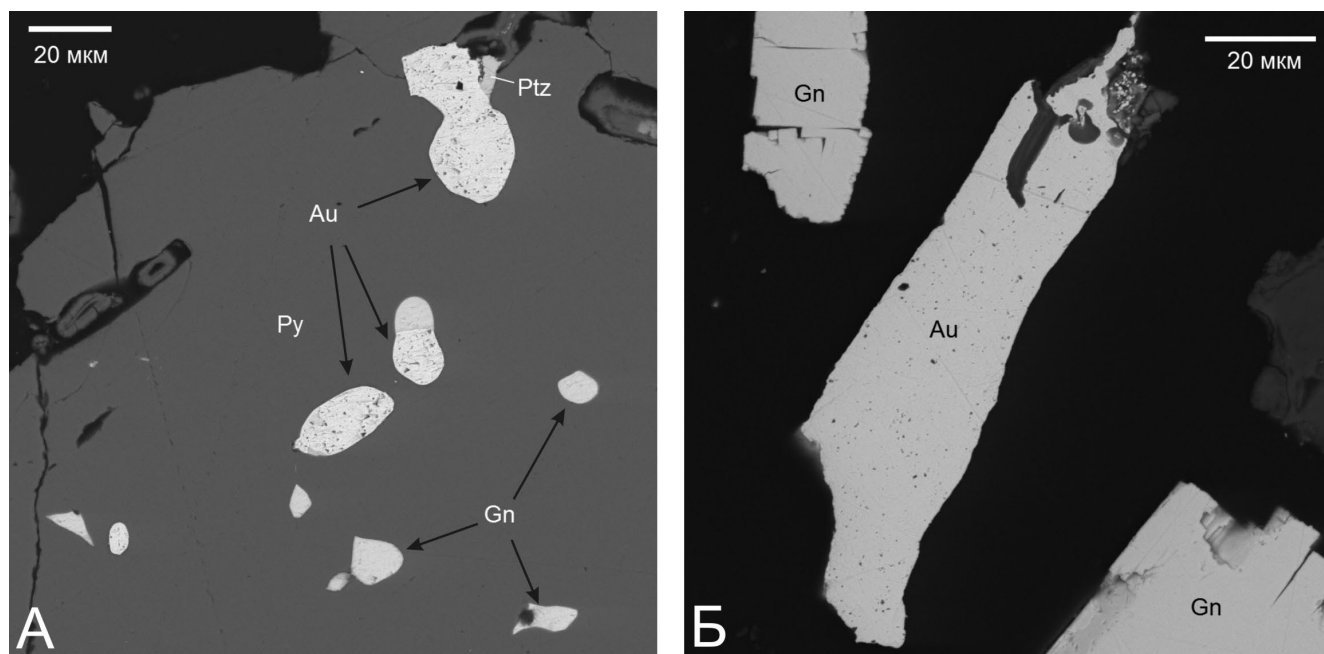
Сульфосоли и сульфотеллуриды висмута в рудах встречаются крайне редко и обычно ассоциируют с галенитом. Айкинит и матильдит сохраняются только как реликты в агрегатах гипергенных минералов свинца. В тяжелом концентрате диагностированы единичные зерна тетрадимита, представленного тонкими ламеллярными включениями в галените. Диагностика минералов Bi подтверждена EDS-анализом, эмпирические кристаллохимические формулы близки к стехиометрическим (табл. 3).

Золото в изученных пробах представлено первичными и явно гипергенными формами. К перво-

му типу относятся включения в пирите, в том числе окисленном, а также, возможно, свободные частицы в тяжелом концентрате. Включения в пирите достигают размера 30 мкм. С золотом во включениях ассоциируют галенит и петцит (рис. 4). Размер свободных частиц достигает 100 мкм.

Гипергенное золото присутствует в сложных смесях с лимонитом, англезитом, церусситом, ютенбогаардитом (?) (рис. 5, 6). Для него характерна сложная форма выделений, шагреневая поверхность, пористая структура, характеризующая эти выделения как “горчичное” золото.

Основная примесь в самородном золоте – серебро, содержания которого колеблются от 2.88 до 14.23 мас. % (табл. 4) вне отчетливой зависимо-

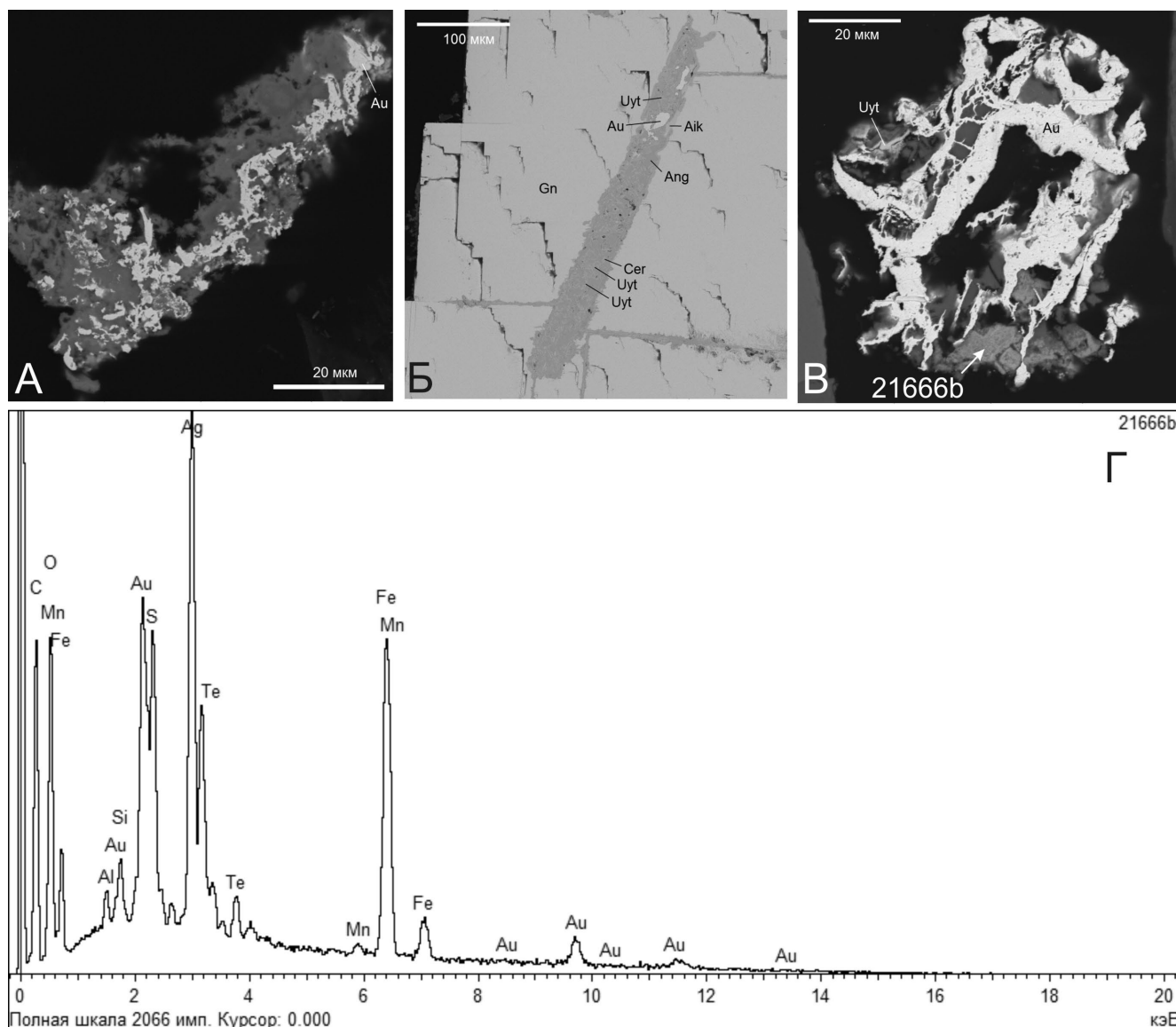


**Рис. 4.** Первичное золото. Изображение BSE.

а – включения в пирите, б – свободная частица в концентрате. Py – пирит, Ptz – петцит, Gn – галенит.

**Fig. 4.** Primary gold. BSE image.

а – inclusions in pyrite, б – free particle in concentrate. Py – pyrite, Ptz – petzite, Gn – galena.



**Рис. 5.** Вторичное золото.

а – дендритовидный агрегат в лимоните, б – сложный агрегат вторичных минералов в галените, в – золото в сростании с кислородными соединениями, состав которых (точка 21666b) характеризует ЭДС-спектр (г). *Py* – пирит, *Gn* – галенит, *Uyt* – ютенбогаардит, *Cer* – церуссит, *Ang* – англезит, *Aik* – айкинит.

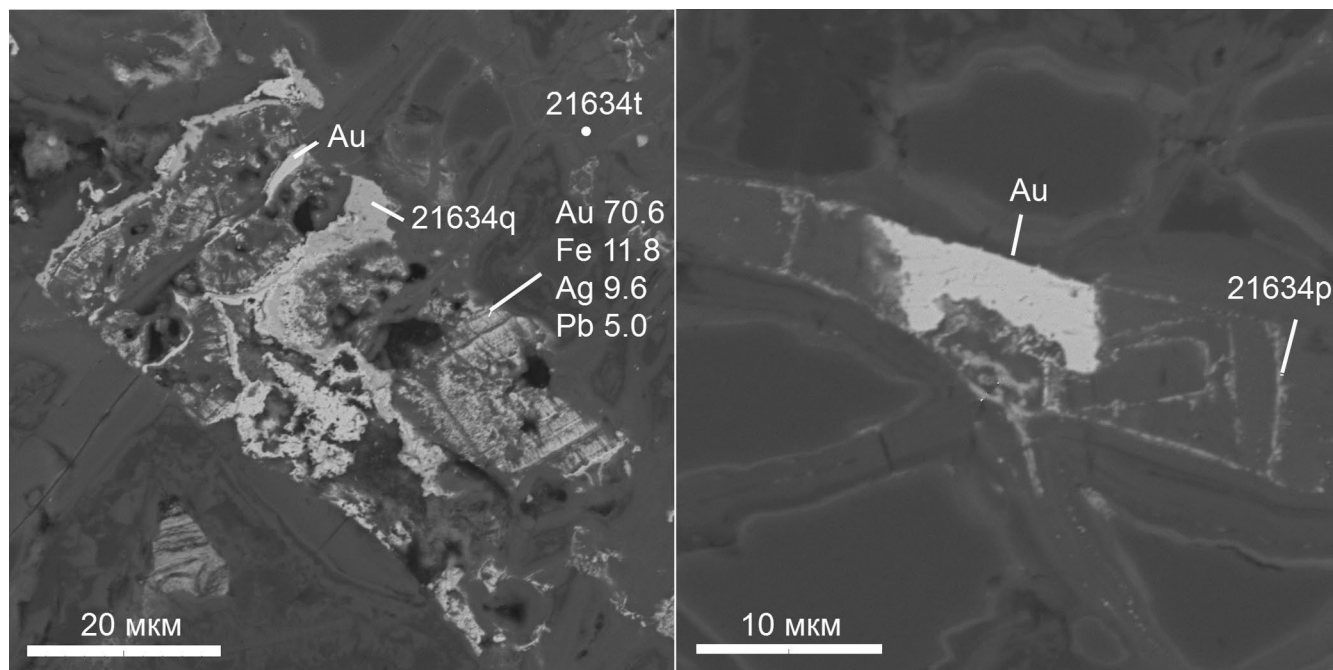
**Fig. 5.** Secondary gold.

а – dendrite-like aggregate in limonite, б – complex formation of secondary minerals in galena, в – gold intergrown with oxygen compounds, the composition of which (point 21666b) characterizes the EDS spectrum (г). *Py* – pyrite, *Gn* – galena, *Uyt* – uytenbogaardite, *Cer* – cerussite, *Ang* – anglesite, *Aik* – aikinite.

сти от минеральной ассоциации. Состав первичного золота из включений в пирите отвечает формуле  $\text{Au}_{0.87}\text{Ag}_{0.13}$ . Золото свободных частиц из концентрата более низкопробное ( $\text{Au}_{0.77}\text{Ag}_{0.23}$ ). Состав золота из гипергенных ассоциаций значительно варьируется.

Петцит  $\text{Ag}_3\text{AuTe}_2$  встречен в виде единичных включений в пирите (см. рис. 4). Образует сроста-

ния с золотом, размер выделений около 10 мкм. Химический состав удовлетворительно рассчитывается на формулу петцита (табл. 5). Также в составе руд диагностированы сylvанит и гессит (Михайлов и др., 2021). Сульфид золота и серебра выявлен при электронномикроскопическом изучении тяжелого концентрата руд. Для него типична устойчивая ассоциация с продуктами гиперген-



**Рис. 6.** Тонкие золотосодержащие минеральные смеси в лимоните.

Изображения BSE, анализы в точках 21634q, 21634p, 21634t в табл. 4, 5.

**Fig. 6.** Fine gold-bearing mineral mixtures in limonite.

BSE images, analyzes at points 21634q, 21634p, 21634t are in the Tables 4, 5.

ного изменения сульфидов. Размер выделений не превышает первых мкм. В составе присутствуют Au, Ag, S, иногда примеси Cu, Pb, Bi, Te (см. табл. 5, рис. 7). На основании этих данных и сопоставления с опубликованными анализами сульфид золота можно условно диагностировать как ютенбогаардит  $\text{Ag}_3\text{AuS}_2$ .

Гипергенные кислородные соединения, выявленные в рудах, включают в себя лимонит, церуссит, англезит, пироморфит, брошантит, висмутовые охры. Лимонит образует как псевдоморфозы по пириту, так и землистые агрегаты. Химический состав таких землистых масс сохраняет геохимические черты исходных рудных минералов. В со-

**Таблица 4.** Химический состав золота, мас. %

**Table 4.** Chemical composition of native gold, wt %

| Проба/анализ | Ag    | Au    | Сумма  | Формула                            | Характеристика                                  |
|--------------|-------|-------|--------|------------------------------------|-------------------------------------------------|
| ВК3/21634z   | 2.88  | 96.88 | 99.76  | $\text{Au}_{0.95}\text{Ag}_{0.05}$ | Свободная частица(?) на поверхности пироморфита |
| ВК3/21634x   | 14.02 | 85.64 | 99.66  | $\text{Au}_{0.77}\text{Ag}_{0.23}$ | Свободная частица в концентрате                 |
| ВК3/21634w   | 3.92  | 95.66 | 99.58  | $\text{Au}_{0.93}\text{Ag}_{0.07}$ | Гипергенное в лимоните                          |
| ВК3/21634r   | 7.88  | 91.93 | 99.81  | $\text{Au}_{0.86}\text{Ag}_{0.14}$ | То же                                           |
| ВК3/21634n   | 14.01 | 86    | 100.01 | $\text{Au}_{0.77}\text{Ag}_{0.23}$ | В лимоните реликтовое(?)                        |
| ВК3/21634l   | 5.93  | 93.84 | 99.77  | $\text{Au}_{0.90}\text{Ag}_{0.10}$ | То же                                           |
| ВК3/21634a   | 13.84 | 85.52 | 99.36  | $\text{Au}_{0.77}\text{Ag}_{0.23}$ | В галените среди вторичных минералов            |
| 208/21666e   | 7.54  | 92.39 | 99.93  | $\text{Au}_{0.87}\text{Ag}_{0.13}$ | Включения в пирите                              |
| 208/21666a   | 14.23 | 85.55 | 99.78  | $\text{Au}_{0.77}\text{Ag}_{0.23}$ | Гипергенное с ютенбогаардитом                   |

**Таблица 5.** Химический состав теллурида (1) и сульфидов (2–8) Au-Ag, мас. %**Table 5.** Chemical composition of telluride (1) and sulphides (2–8) of gold, wt %

| № п.п. | Проба/анализ | S     | Cu   | Ag    | Au    | Pb   | Bi   | Te    | Сумма  | Формула                                                      |
|--------|--------------|-------|------|-------|-------|------|------|-------|--------|--------------------------------------------------------------|
| 1      | 208/21666f   | –     | –    | 40.79 | 26.28 | –    | –    | 32.77 | 99.84  | $\text{Ag}_{2.91}\text{Au}_{1.04}\text{Te}_2$                |
| 2      | 208/21666k   | 13.98 | 0.49 | 54.41 | 30.72 | –    | –    | –     | 99.60  | $\text{Ag}_{2.31}\text{Au}_{0.72}\text{Cu}_{0.04}\text{S}_2$ |
| 3      | 208/21666d   | 13.02 | –    | 55.11 | 31.98 | –    | –    | –     | 100.11 | $\text{Ag}_{2.52}\text{Au}_{0.80}\text{S}_2$                 |
| 4      | ВК3/21634m   | 12.85 | –    | 37.67 | 48.98 | –    | –    | –     | 99.5   | $\text{Ag}_{1.74}\text{Au}_{1.24}\text{S}_2$                 |
| 5      | ВК3/21634e   | 13.21 | 0.66 | 49.79 | 26.72 | 6.05 | 3.61 | –     | 100.04 | *                                                            |
| 6      | ВК3/21634f   | 13.95 | 0.51 | 49.91 | 26.91 | 1.83 | 5.7  | –     | 98.81  | *                                                            |
| 7      | ВК3/21634j   | 15.61 | 0.65 | 47.65 | 33.99 | 1.76 | –    | –     | 99.66  | *                                                            |
| 8      | ВК3/ 21634q  | 11.85 | –    | 34.5  | 52.38 | –    | –    | 1.05  | 99.78  | *                                                            |

Примечание. Прочерк – ниже предела обнаружения. \*Анализы 5–8 не пересчитываются на кристаллохимические формулы определенных минеральных видов.

Note. Bash – below detection limit. \*Analyses 5–8 are not converted to crystal chemical formulas of certain mineral species.

ставе лимонита обычно присутствует примесь Pb, а также иногда Bi, Ag, Te (табл. 6).

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

В изученных образцах кварца установлены первичные, первично-вторичные и вторичные ФВ, из которых детально изучены первые два типа. По фазовому составу различаются двухфазные (газовый пузырек + солевой раствор) и трехфазные (газовый пузырек + жидкая углекислота + солевой раствор) ФВ. В образцах кварца с “рудного склада” (208 и ВК3) встречены двухфазные ФВ, состоящие из жидкой углекислоты и газового пузырька, лишённые водно-солевого раствора (углекислотные).

Для первичных и первично-вторичных ФВ, как в “рудном” кварце, так и в кварце прожилков из вмещающей толщи (ВК1b) характерны обособленное положение и вытянутая форма, иногда с элементами “отрицательной” кристаллографической огранки. Вторичные ФВ трассируют залеченные трещины. Размер ФВ по максимальному измерению колеблется от 5 до 20 мкм, чаще всего 5–10 мкм. Доля газового пузырька составляет 5–40 об. %, в редких случаях – 60–80 об. %.

Гомогенизация двухфазных и трехфазных ФВ происходила преимущественно в жидкую фазу. Единичное трехфазное включение с преобладанием газового пузырька гомогенизировалось в газовую фазу. В части трехфазных включений наблюдалась частичная гомогенизация.

Средние арифметические и медианные значения температуры гомогенизации  $T_g$  первичных и первично-вторичных включений из “рудного” квар-

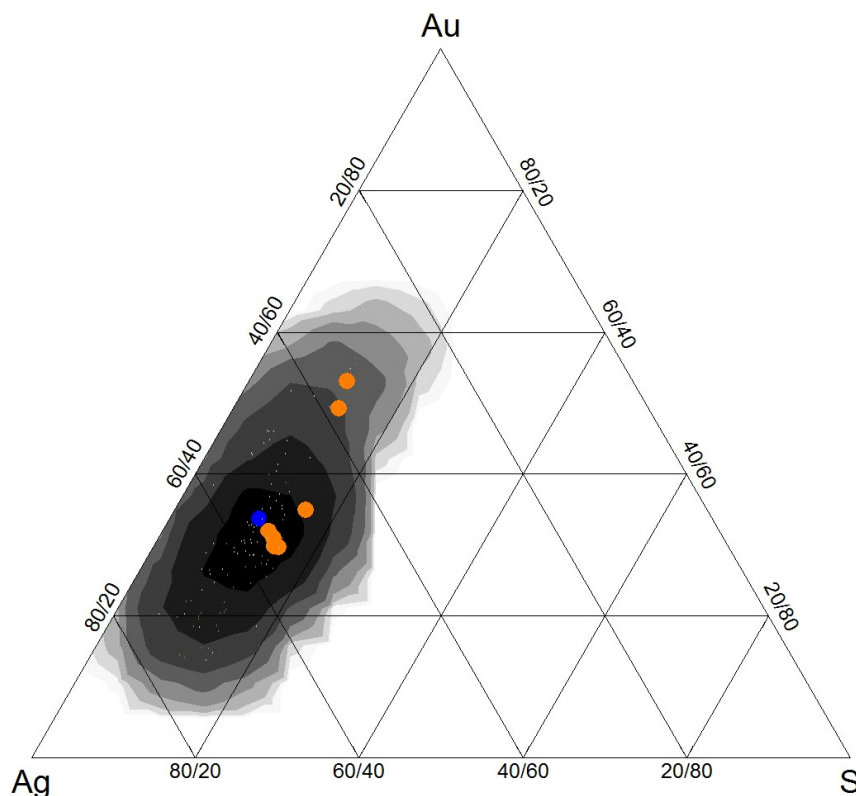
ца (208 и ВК3) и кварца из жил зоны расщелачивания в гранитоидах (ВК2a) весьма близки и составляют около 242–247°C. Разброс измеренных значений для “рудного” кварца несколько шире. Возможно, это связано с разным количеством измерений. Средняя и медианная  $T_g$  кварца из сланцев (ВК1b) немного ниже (222 и 215°C соответственно) при значительном разбросе значений (табл. 7, рис. 8).

По температурам частичной гомогенизации (гомогенизация углекислоты) трехфазных включений в интервале 23–27°C с преобладанием значений 26–27°C и удельному объему углекислоты (1.38–1.40 м<sup>3</sup>/кг) в трехфазных углекислотных включениях значение исходного давления оценивается в ≈1–1.1 кбар (Brown, Lamb, 1989). С учетом “поправки на давление” (80–100°C) средние истинные температуры образования “рудного” кварца составляют 320–340 °C.

Углекислотные включения зафиксированы только в “рудном” кварце, они гомогенизировались в газовую фазу при температуре 25°C, в соответствии с этим плотность углекислоты составляла ≈1.4, что согласуется с данными, полученными при оценке плотности углекислоты в трехфазных включениях.

Состав водно-солевого раствора в образцах “рудного кварца” (образцы 208, ВК3), согласно замеренным температурам эвтектики в диапазоне –23.1...–27.7°C, соответствует системе NaCl–KCl–H<sub>2</sub>O. Наиболее низкая температура эвтектики (до –38.3°C) установлена для первично-вторичных ФВ из жильного кварца сланцев уреньгинской свиты (ВК1b). Пониженная температура может быть обусловлена присутствием в системе MgCl (Борисенко и др., 1977; Мельников и др., 2008).





**Рис. 7.** Состав сульфидов Au–Ag, мас. %, Бакайского проявления (оранжевые символы) в сопоставлении со стехиометрическим составом ютенбогардита (синий).

Ореолы – компиляция данных 130 анализов ютенбогардита из разных месторождений (Barton et al., 1978; Castor, Sjöberg, 1993; Greffié et al., 2002; Warmada et al., 2003; Калинин и др., 2006; Савва, Пальянова, 2007; Анисимова и др., 2008; Пальянова и др., 2016). Густота заливки соответствует частоте встречаемости составов.

**Fig. 7.** Composition of Au–Ag sulphides, wt %, from the Bakayskoe occurrence (orange symbols) compared with the stoichiometric composition of uytenbogaardite (blue).

Halos – a compilation of data from 130 analyzes of uytenbogaardite from various deposits (Barton et al., 1978; Castor, Sjöberg, 1993; Greffié et al., 2002; Warmada et al., 2003; Kalinin et al., 2006; Savva, Pal'anova, 2007; Anisimova et al., 2008; Pal'anova et al., 2016). The density of the fill shows the conditional frequency of occurrence of the compositions.

Концентрация солей в NaCl-эквиваленте, определенная по температуре плавления последнего кристаллика льда, варьируется от 1.4 до 13.0 мас. % во ФВ в кварце из кристаллических сланцев и состав-

ляет 0.2–5.6 мас. % в “рудном” кварце (см. табл. 6). Такие широкие вариации солёности могут свидетельствовать об изменениях ФВ вторичными процессами. В некоторых ФВ последние кристалли-

**Таблица 6.** Химический состав лимонита по данным EDS-анализа, мас. %

**Table 6.** EDS analyses of limonite, wt %

| Проба/анализ | SiO <sub>2</sub> | FeO   | CuO | Ag <sub>2</sub> O | PbO   | Bi <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | SO <sub>3</sub> | As <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | TeO <sub>2</sub> | Au <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Сумма |
|--------------|------------------|-------|-----|-------------------|-------|--------------------------------|-------------------------------|-----------------|--------------------------------|------------------|--------------------------------|-------|
| 208/21666n   | 9.01             | 49.5  | 0.7 | 1.11              | 9.99  | 4.34                           | –                             | –               | –                              | –                | –                              | 74.65 |
| 208/21666l   | 6.77             | 54.42 | –   | 9.42              | 6.65  | 1.13                           | 0.62                          | 3.59            | 0.31                           | –                | –                              | 82.91 |
| 208/21666m   | 3.06             | 16.54 | –   | –                 | –     | 54.98                          | –                             | –               | –                              | 0.77             | –                              | 85.13 |
| 208/21666i   | 4.43             | 36.04 | –   | –                 | 8.95  | 29.21                          | –                             | –               | –                              | –                | –                              | 78.63 |
| ВК3/21634t   | 4.29             | 50.15 | –   | –                 | 16.84 | –                              | –                             | –               | –                              | 8.33             | –                              | 79.61 |
| ВК3/21634p   | 2.63             | 42.07 | –   | 8.46              | 14.26 | –                              | –                             | 7.3             | –                              | 6.75             | 17.58                          | 99.05 |

**Таблица 7.** Результаты термо- и криометрических исследований первичных и первично-вторичных ФВ из кварца  
**Table 7.** Results of thermo- and cryometric studies of primary and primary-secondary FI from quartz

| № обр.                                               | $T_r, ^\circ\text{C}$ ,<br>Min–max<br>ср. | $T_{\text{эвт}}, ^\circ\text{C}$ ,<br>Min–max | $T_{\text{пл льда}}, ^\circ\text{C}$ ,<br>min–max | $T_{\text{пл газогидратов}}, ^\circ\text{C}$ ,<br>min–max | Концентрация,<br>мас.% экв.-NaCl,<br>max–min |
|------------------------------------------------------|-------------------------------------------|-----------------------------------------------|---------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------|----------------------------------------------|
| 208, ВКЗ<br>(кварц из “рудных” складов)              | $\frac{111-363}{244}$                     | –21.9...–27.7                                 | –6.8...–3.4                                       | +0.9...+1.8                                               | 5.6...0.2                                    |
| ВК2а (кварц из зоны<br>рассланцевания в гранитоидах) | $\frac{176-323}{247}$                     | –21.8...–27                                   | –5.2...–3.0                                       | +7.5                                                      | 6.8...<0.2                                   |
| ВК1б<br>(кварц из жил в сланцах)                     | $\frac{161-396}{222}$                     | –26.1...–38.3                                 | –9...–0.8                                         | Не обн.                                                   | 12.9...1.4                                   |

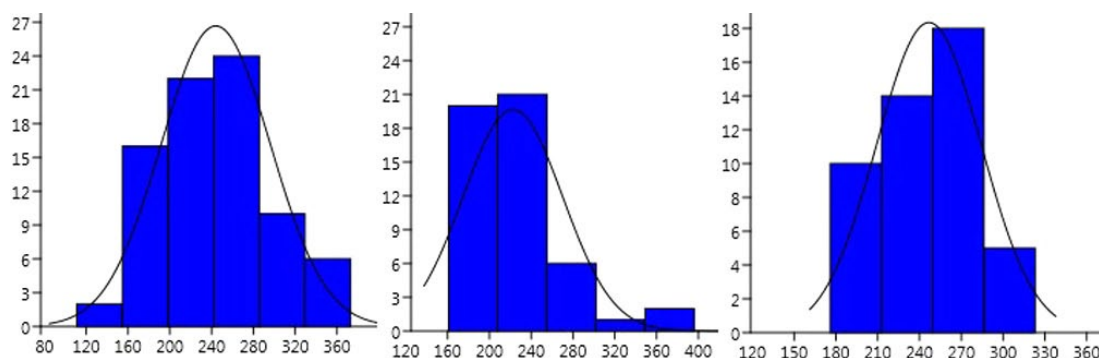
ки плавилась при положительных температурах. Учитывая низкие концентрации растворов, значительное содержание газа в ФВ, это явление можно интерпретировать как присутствие газогидратов (Мельников и др., 2008). Температура плавления газогидратов варьируется от 0.9 до 1.8 °C в ФВ из рудного кварца и достигает 7.5 °C в ФВ кварца из зоны рассланцевания в гранитах. Сложный состав раствора, мелкие размеры включений и невозможность точно определить тип газогидрата препятствуют использованию этих температур для оценки солёности (Darling, 1991; Мельников и др., 2008). Тем не менее, если предположить, что состав ФВ соответствовал Na–Cl–H<sub>2</sub>O–CO<sub>2</sub>, то согласно уравнению, предложенному (Chen, 1972), солёность флюида в кварце из зоны рассланцевания составляет 4.9 мас.% NaCl. Значения, полученные по температуре плавления газогидратов из ФВ рудного кварца, мало реалистичны (до 14.5 мас. %), не согласуются с результатами оценки солёности по температуре таяния последнего кристаллика льда.

## ОБСУЖДЕНИЕ

### Геологическая позиция

Бакайское рудопроявление характеризуется отчетливой пространственной связью с гранитоидами Тургойского массива, которые представлены амфибол-биотитовыми разностями и принадлежат к известково-щелочной серии. Массив относится к тургойско-сыростанскому комплексу, датированному C<sub>1-2</sub>, что соответствует границе позднесубдукционной стадии и коллизии континент–континент (Pushkov, 2017). Помимо Бакайского рудопроявления, массив вмещает Тютевское и Крестовское рудопроявления золота (Кураев, 1941), которые имеют сходные геологические черты.

Пожалуй, наиболее примечательной чертой Тургойского массива является его позиция на границе Магнитогорской и Центрально-Уральской зон, он находится непосредственно в сутурной зоне ГУРа. Логично было бы предположить влияние



**Рис. 8.** Гистограммы температур гомогенизации включений в кварце из “рудных складов” (а), кварцевых жилах в кристаллических сланцах экзоконтакта массива (б) и кварце из кварц-полевошпатовых жил из зоны рассланцевания в гранитоидах (в).

**Fig. 8.** Histograms of homogenization temperatures of inclusions in “ore” quartz (a), quartz veins in shists (б) and quartz-feldspathic veins from the shear zone in granitoids (в).

столь масштабной структуры, как ГУР, на геологию массива. Собственно Тургорский массив не несет черт пластических деформаций на существующем уровне эрозионного среза, но для расположенного западнее Сыростанского массива они отмечены для ранних фаз внедрения (Иванов, Пучков, 2022). Возраст пластических деформаций определен на основании  $\text{Ar-Ar}$  датирования биотита как поздне-карбонный. Таким образом, становление массивов тургорско-сыростанского комплекса происходило в активную фазу деформаций. При этом орогенез на Южном Урале продолжался до триаса, и очевидно, что движения вдоль зоны ГУРа могли приводить к хрупким и хрупко-пластическим деформациям, которые служили проводниками флюида. Жильная зона Бакайского проявления является опирающей к ГУР и за пределы Тургорского массива не выходит. Хрупкий характер рудо-контролирующего разлома свидетельствует о том, что он возник после остывания массива, соответственно, рудообразующий флюид не связан непосредственно с магматической стадией формирования массива.

### Минералогия руд

Первичная рудная минерализация Бакайского месторождения связана преимущественно с жилами и прожилками кварцевого и кварц-полевошпатового состава в расщепленных гранитоидах. Изменения боковых пород незначительны, в общем за пределы зоны расщепления не выходят.

Для руд характерно в целом низкое содержание сульфидов при относительном обогащении галенитом. Свинцовая специализация согласуется с повышенными содержаниями Pb в гранитоидах Тургорского массива. По данным Е.С. Шагалова (2002), концентрация Pb в гранодиоритах составляет в среднем 25 г/т, что в два раза превышает кларк.

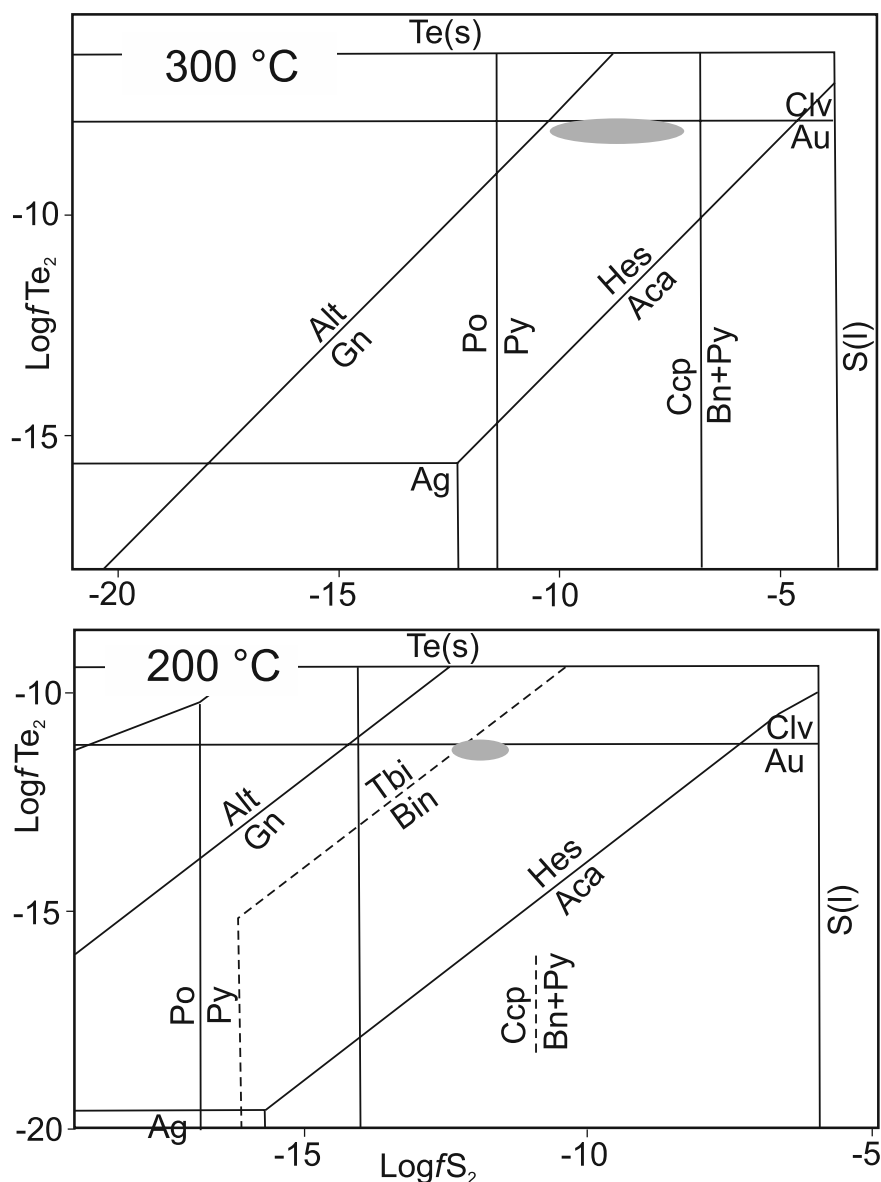
В типичных разностях гранитоидов свыше 80% свинца связано с полевыми шпатами. Как было показано в (Тусон, 1961), изоморфизм калия и свинца в полевых шпатах ограничен, что приводит к обогащению свинцом и другими халькофильными металлами остаточной части расплава, а в дальнейшем – пневматолитовой фазы.

Наблюдаемые в рудах минеральные ассоциации позволяют уточнить условия минерализации в полях фугитивностей серы и теллура (рис. 9). С одной стороны, они определяются полями устойчивости галенита, пирита и халькопирита. С другой, в рудах присутствует как самородное золото, так и его теллуриды. Таким образом, для первичных руд можно предположить формирование вблизи линии равновесия золото–калаверит. Фугитивность теллура  $\log f_{\text{Te}_2}$  при этом меняется от –8 для 300 °C до –12 для 200 °C; фугитивность серы  $\log f_{\text{S}_2}$  – от –7 до –12 соответственно.

Изученные руды Бакайского рудопроявления в целом можно классифицировать как частично окисленные. Наряду с “первичными” рудными ассоциациями в них присутствуют явно гипергенные минералы.

Особенностью изученных проб является присутствие в них гипергенного (горчичного?) золота и ютенбогаардитита, который, вероятно, также является продуктом гипергенного преобразования руд. О гипергенной природе золота свидетельствует форма выделений, а также тесная связь с лимонитом и кислородными соединениями свинца. При этом следует учесть, что частично здесь могут сохраняться реликты первичного золота. В зоне окисления рудных месторождений золото может растворяться и перетлагаться в виде новообразованных форм (Смирнов, 1951; Cloke, Kelly, 1964; Петровская, 1973; Росляков, 1981; Krupp, Weiser, 1992; Butt, 1998; Калинин и др., 2006; Reith et al., 2012; Никифорова и др., 2020; и др.). Применительно к Уралу вопрос о гипергенной минералогии и геохимии золота разрабатывали в разные годы М.Н. Альбов (1952, 1960), В.М. Крейтер с соавторами (1958), В.В. Мурзин и А.А. Малюгин (1987), Н.Б. Сергеев с соавторами (1996). Вторичное золото очень чистое, тонкокристаллическое (до 5 мкм) и представлено бактериоморфными (Амосов, Васин, 1993; Куимова, Моисеенко, 2006), листоватыми или проволоочными агрегатами, а также кристаллами (Reith et al., 2007). Наиболее типичной морфологической разновидностью гипергенного золота является так называемое “горчичное” золото. Под этим понимаются землистые, порошковатые агрегаты, которые чаще всего образуются при окислении теллуридов Au-Ag. При этом, как правило, фиксируется сложный химический состав и недостаток суммы, обусловленный пористостью и гетерогенностью материала (Petersen et al., 1999; Li, Makovicky, 2001; Tolstykh et al., 2019; Калинин et al., 2019). В нашем случае, EDS-анализы, полученные с частиц золота, интерпретированного как “горчичное”, отвечают высокопробному золоту. Состав лимонита, ассоциирующего с таким золотом, демонстрирует присутствие существенных количеств Bi, Te, Ag, Pb, Au. Нами не было зафиксировано непосредственно замещения теллуридов “горчичным” золотом, но, во-первых, теллуриды Au-Ag в первичных ассоциациях руд присутствуют (включения петцита в пирите, а также сильвинит и гессит (Михайлов и др., 2021)), а, во-вторых, в составе окружающего лимонита сохраняются следы теллура. Таким образом, можно предположить, что, по крайней мере, часть гипергенного золота сформирована при окислении теллуридов, а первичные руды были ими обогащены.

Ютенбогаардит  $\text{Ag}_3\text{AuS}_2$  является относительно малораспространенным сульфидом, который диагностирован в низкотемпературных ассоциа-



**Рис. 9.** Поля устойчивости минералов Бакайского рудопоявления (серая заливка) в координатах  $\log fS_2$ – $\log fTe_2$  для температур 200 и 300 °C (диаграммы заимствованы из (Afifi et al., 1988)).

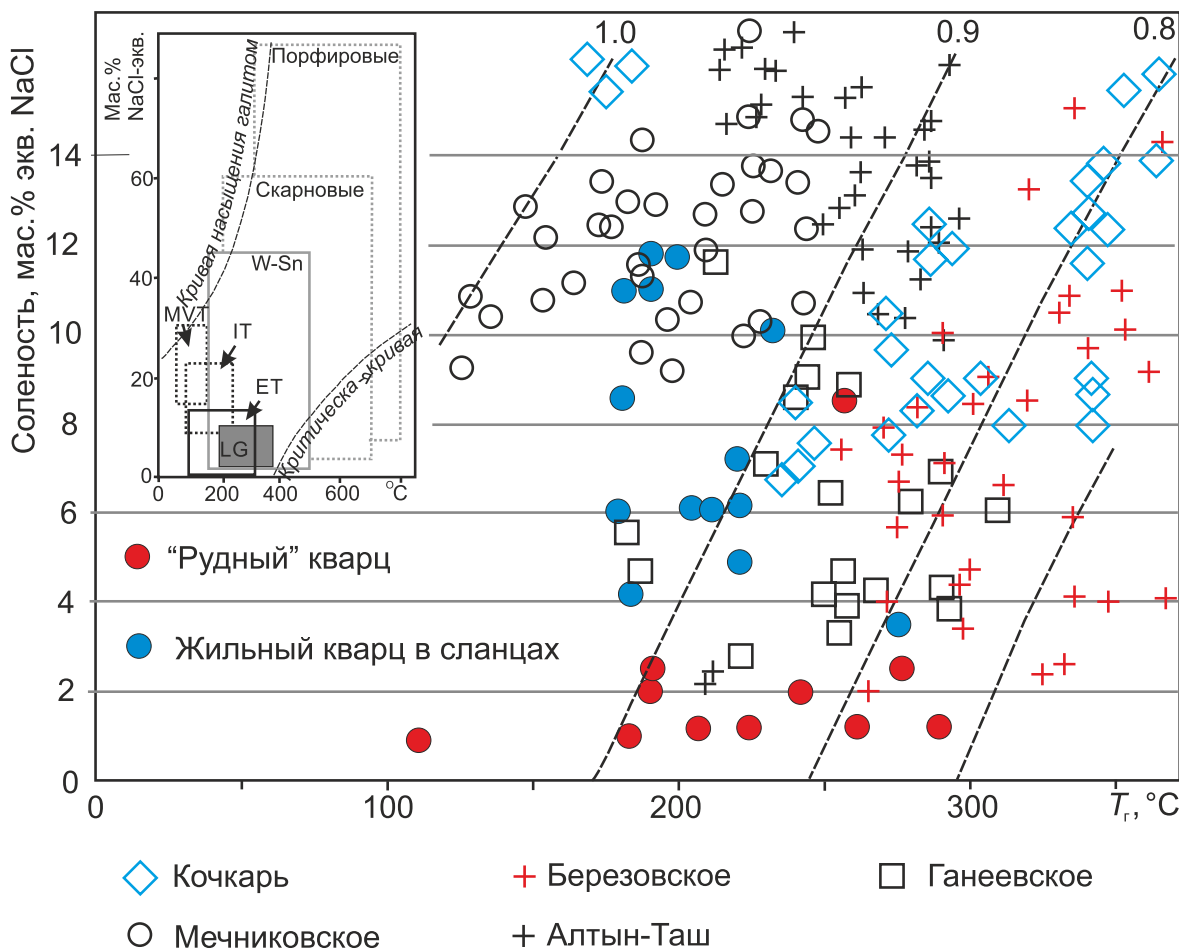
*Alt* – алтаит, *Gn* – галенит, *Po* – пирротин, *Py* – пирит, *Ccp* – халькопирит, *Bn* – борнит, *Hes* – гессит, *Aca* – акантит, *Clv* – калаверит, *Tbi* – теллуробисмутит, *Bin* – висмутин.

**Fig. 9.** Stability fields of minerals of the Bakayskoe ore occurrence (shaded area) in  $\log fS_2$ – $\log fTe_2$  coordinates for temperatures of 200 and 300 °C (diagrams are borrowed from (Afifi et al., 1988)).

*Alt* – altaite, *Gn* – galena, *Po* – pyrrhotite, *Py* – pyrite, *Ccp* – chalcopyrite, *Bn* – bornite, *Hes* – hessite, *Aca* – acanthite, *Clv* – calaverite, *Tbi* – tellurobismuthite, *Bin* – bismuthine.

циях руд Au-Ag месторождений (Barton et al., 1978; Castor, Sjöberg, 1993; Greffie et al., 2002; Warmada et al., 2003; Анисимова и др., 2008; Савва, Пальянова, 2007; Пальянова, Савва, 2009; Пальянова и др., 2016; и др.). Возможность образования минерала в гипергенных условиях обоснована на базе мине-

ралогических наблюдений и термодинамических расчетов для Улаханского месторождения (Савва, Пальянова, 2007). Предполагается, что минерал является продуктом сульфидизации природных сплавов золота и серебра. Источником серы являются окисляющиеся сульфиды.



**Рис. 10.** Температуры гомогенизации и солёность флюида во ФВ в кварце Бакайского рудопоявления в сопоставлении с некоторыми другими золоторудными объектами района (Бортников, 2006; Мелекесцева, Юминов, 2015; Belogub et al., 2017; Заботина и др., 2018; Знаменский и др., 2020а, б).

Пунктирными линиями показана плотность флюида (Wilkinson, 2001). На врезке суммированы данные для гидротермальных месторождений в целом (Wilkinson, 2001): MVT – миссурийский тип Pb-Zn месторождений, IT – ирландский тип Pb-Zn месторождений, ET – эпitherмальные месторождения, LG – золото кварцевые месторождения.

**Fig. 10.** Homogenization temperatures and fluid salinity in the FI in the quartz of the Bakayskoe deposit in comparison with some other gold objects in the region (Bortnikov, 2006; Melekestseva, Yuminov, 2015; Belogub et al., 2017; Zabotina et al., 2018; Znamensky et al., 2020; Znamenskii et al., 2020a, b).

Dashed lines indicate fluid density (Wilkinson, 2001). The inset summarizes data for hydrothermal deposits in general (Wilkinson, 2001): MVT – Missouri type Pb-Zn deposits, IT – Irish type Pb-Zn deposits, ET – epithermal deposits, LG – gold-quartz deposits.

### Физико-химические условия

Данные криотермобарометрии из-за мелкого размера включений следует считать только оценочными, однако можно констатировать, что рудные жилы и кварцевые жилы во вмещающих сланцах образовались в близких  $P$ - $T$  условиях. При этом жилы во вмещающих метаморфических породах образовались из более минерализованных флюидов, вероятно, вследствие ассимиляции по-

ровых вод с более высокой минерализацией и, по-видимому, несколько отличным солевым составом. Рудоносные кварцевые жилы в гранитоидах образовались из углекислотных флюидов с высоким содержанием газовой составляющей, при этом в газовой фазе преобладает углекислый газ. Существование углекислотный состав газовой фазы подтверждается также температурами плавления газогидратов ( $\leq +7.5$  °C) при давлении, оцененном как 1.1 кбар (Diamond, 2003).



Параметры, полученные для ФВ в кварце, скорее всего, соответствуют начальной стадии образования жил. Свободные частицы золота в тяжелом концентрате, судя по их форме, имеют интерстициальную природу и являются более поздним по отношению к жильной массе. Время формирования сульфидов неясно, однако вряд ли они образовались раньше кварца.

Полученные параметры образования кварца типичны в целом для жильных месторождений золота (рис. 10). Температура гомогенизации первичных и первично-вторичных ФВ из кварца из жильной зоны Бакайского рудопроявления сопоставима с некоторыми другими золоторудными объектами Южного Урала (Мелекесцева, Юминов, 2015; Belogub et al., 2017; Заботина и др., 2018; Знаменский и др., 2020а, б). Кварц золотистовенитовых месторождений из крупных тектонических швов (Ганевское, Алтын-Таш, Мечниковское) характеризуется более высокой концентрацией солей во ФВ (Мелекесцева, Юминов, 2015; Belogub et al., 2017; Заботина и др., 2018). Аналогичные показатели солёности и температуры демонстрируют анализы для жильного кварца из кристаллических сланцев (проба ВК1б). Максимальные  $T_g$  и солёность ФВ из кварца Бакайского рудопроявления близки к таковым для ФВ кварца из рудных прожилков месторождений, определенно связанных с интрузивами Березовское, Кочкарь (Бортников и др., 2006), золото-порфирового месторождения Большой Каран (Знаменский и др., 2020б). Оцененное давление попадает в диапазон мезотермальных образований.

## ВЫВОДЫ

Жильная минерализация Бакайского рудопроявления могла формироваться как продукт пневматолитовой стадии магматизма или являться орогенной – связанной с метаморфизмом пород. Поскольку в нашем случае магматизм и орогенез связаны, скорее всего, следует говорить о комплексном характере минерализации. Рудопроявление пространственно ассоциирует с гранитоидами. Минерализация контролируется тектонической зоной, которая, вероятно, является опережающей к структуре ГУРа. Нет свидетельств, что она затрагивает вмещающие массив породы. Хрупкий характер деформаций свидетельствует о том, что породы массива были уже консолидированы при образовании тектонической зоны.

Золоторудные месторождения, ассоциирующие с интрузивами, представлены широким спектром объектов с различной геохимической спецификой. Жильные месторождения связаны с сильноокисленными известково-щелочными и щелочными интрузивами, а также с относительно восстановленными известково-щелочными интрузивами I-типа (Sillitoe, Thompson, 1998). Считается, что различные жильные ассоциации отражают состав род-

ственных интрузий, которые сами по себе характеризуют различные тектонические обстановки (Sillitoe, Thompson, 1998). Au-Pb-Te( $\pm$ Cu, Zn) специализация руд Бакайского рудопроявления характерна для сильноокисленных интрузивов, сформированных в задуговых обстановках (Sillitoe, Thompson, 1998). Примером таких объектов является месторождение Донгпинг (Хэбэй, КНР), которое приурочено к сиенит-монцитовому батолиту Шуйцунаньгоу (Zhang, Mao, 1995). Золотоносные жилы секут сиениты и прослежены по простиранию на несколько километров, по падению – на 600 м и имеют среднюю ширину 3 м (Zhang, Mao, 1995). Жилы состоят из кварца и калиевого полевого шпата и связаны с широким ореолом калишпатизации. Содержание рудных минералов не превышает 5 об. %, в основном это пирит, гематит, калаверит и других теллуриды, галенит, сфалерит и халькопирит (Zhang, Mao, 1995). Включения в жильном кварце характеризуются низкой солёностью (среднее значение 5.3 мас. % NaCl-экв.) и температурами гомогенизации ФВ в кварце продуктивной стадии, варьирующими в диапазоне 240–285°C. Состав руд и параметры флюида сходны с наблюдаемым для Бакайского рудопроявления. Отличительной чертой является более щелочной состав магм батолита Шуйцунаньгоу.

Как было показано выше, геохимический спектр гранитоидов Тургорского массива повлиял на свинцовую специфику руд Бакайского рудопроявления. Нужно отметить, что обогащение галенитом характерно и для руд Тютевского рудопроявления золота, которое также локализовано в гранитоидах Тургорского массива (Кураев, 1941). Учитывая то обстоятельство, что субстрат Тургорского массива является адиагностичным (Bea et al., 2002), трудно сказать, с чем связана свинцовая специализация массива. Отметим только, что в Миасском рудном районе известны колчеданно-полиметаллические объекты девонского возраста, например Мелентьевское месторождение (Зайков, 1988).

Таким образом, историю геологического развития рудопроявления можно схематически представить следующим образом. Формирование тургорско-сыростанского комплекса, к которому принадлежит Тургорский массив, происходило при смене режимов мягкой (дуга–континент) и жесткой (континент–континент) коллизии (Bea et al., 2002). На геохимию гранитоидов массива могли оказать влияние, помимо прочего, вулканогенно-осадочные породы девона, обогащенные цветными металлами. Рудоносный флюид связан в основном с пневматолитовой фазой остывающего массива, но также не исключено влияние метаморфогенного флюида, который генерировался при орогенезе. Рудолокализирующая структура является опережающей тектонической зоной, связанной с ГУРом.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Бакайское рудопоявление золота представляет собой жильную зону субширотного простирания в южной части Тургорякского массива монцодиорит-гранитной формации ранне- и среднекаменноугольного возраста. Ее формирование происходило при хрупких или хрупко-пластических деформациях в зоне, опережающей к Главному Уральскому разлому, после консолидации массива. Основой руд является кварц-полевошпатовая жильная масса, содержание рудных минералов в которой не превышает 1 об. %. Преобладающими рудными минералами выступают пирит и галенит. Редко в рудах присутствуют халькопирит, тетраэдрит, сфалерит; крайне редко сульфосоли и сульфотеллуриды висмута, теллуриды Ag, Au. В пробах руд, отобранных с поверхности, установлено как первичное, так и гипергенное (горчичное) золото. К первому типу относятся включения в пирите, в частности, окисленном, а также, возможно, свободные частицы в тяжелом концентрате. Гипергенное золото присутствует в сложных смесях с лимонитом, англезитом, церусситом. С гипергенными продуктами изменения сульфидов ассоциирует также сульфид золота и серебра, условно диагностированный как ютенбогаардтит  $\text{Ag}_3\text{AuS}_2$ .

Температурный диапазон формирования рудного кварца Бакайского проявления, по данным изучения ФВ, составляет примерно 180–285°C, в среднем 242–247°C, с поправкой на давление ( $\approx 1$ –1.1 кбар) – 320–340°C, что сходно с температурой формирования золотоносных минеральных ассоциаций на многих других жильных месторождениях золота. При этом ФВ в жильном кварце Бакайского проявления характеризуются слабой минерализацией, существенно углекислотным составом и значительным содержанием газовой фазы по сравнению с золоторудными объектами золотокварцевой и золотолитвенитовой формаций. Совокупно температура и солёность растворов, из которых образовались рудоносные жилы Бакайского месторождения, сопоставляются с наименее минерализованными флюидами, изученными на жильных золотокварцевых месторождениях.

Жильная минерализация Бакайского рудопоявления является продуктом пневматолитовой фазы кристаллизации Тургорякского массива. При этом рудоконтролирующая структура сформирована в результате тектонической активности в зоне Главного Уральского разлома. Отчетливая свинцовая специализация руд может быть использована при поисковых работах.

## Благодарности

Авторы благодарны рецензентам за ценные замечания.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Альбов М.Н. (1952) О формах миграции золота в зоне окисления рудных месторождений. *Изв. АН СССР (сер. геол.)*, (4), 41–53.
- Альбов М.Н. (1960) Вторичная зональность золоторудных месторождений Урала. М.: Госгеолтехиздат, 216 с.
- Амосов Р.А., Васин С.Л. (1993) Микрофоссилии золота. *Руды и металлы*, (3–6). 101–107
- Анисимова Г.С., Кондратьева Л.А., Лескова Н.В. (2008) Сульфидные соединения золота и серебра в золоторудных месторождениях Восточной Сибири. *Отчет. геол.*, (5), 24–32.
- Аулов Б.Н., Владимирцева Ю.А., Гвоздик Н.И., Королькова З.Г., Левин Ф.Д., Липаева А.В., Поташова М.Н., Самозванцев В.А. (2015) Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1 : 200 000. Изд-е второе. Сер. Южно-Уральская. Л. N-40-XII (Златоуст). Объяснит. записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 365 с.
- Борисенко А.С. (1977) Изучение солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии. *Геология и геофизика*, (8), 16–28.
- Бортников Н.С. (2006) Геохимия и происхождение рудообразующих флюидов в гидротермально-магматических системах в тектонически активных зонах. *Геол. руд. месторожд.*, **48**(1), 3–28.
- Вукалович М.П., Алтунин В.В. (1965) Теплофизические свойства двуокиси углерода. М.: Атомиздат, 455 с.
- Ермаков Н.П., Долгов Ю.А. (1979) Термобарогеохимия. М.: Недра, 272 с.
- Заботина М.В., Анкушева Н.Н., Шанина С.Н., Котляров В.А. (2018) Условия образования Ганеевского золоторудного месторождения, Учалинский рудный район: минералогическая термометрия и изучение флюидных включений. *Минералогия*, (4), 55–67.
- Зайков В.В. (1988) Мелентьевское полиметаллическое месторождение Миасского района. *Материалы к минералогии рудных районов Урала*. (Ред. Б.В. Чесноков, Е.П. Макагонов). С. 74–79.
- Знаменский С.Е., Анкушева Н.Н., Артемьев Д.А. (2020а) Вознесенское Си-порфировое месторождение (Южный Урал): условия образования, элементы-примеси, изотопы серы и источники флюидов. *Георесурсы*, **22**(3), 48–54. <https://doi.org/10.18599/grs.2020.3.48-54>
- Знаменский С.Е., Анкушева Н.Н., Артемьев Д.А. (2020б) Условия образования, состав и источники рудообразующих флюидов золотопорфирового месторождения Большой Каран (Южный Урал). *Литосфера*, **20**(3), 397–410. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-3-397-410>
- Знаменский С.Е., Пучков В.Н., Мичурин С.В. (2015) Источники рудообразующих флюидов и условия формирования орогенных месторождений золота зоны Главного Уральского разлома на Южном Урале. *Докл. АН*, **464**(3), 313–316. <https://doi.org/10.7868/S0869565215270237>
- Иванов К.С., Пучков В.Н. (2022) Структурно-формационные зоны Уральского складчатого пояса: обзор данных и развитие новых идей. *Геотектоника*, (6), 78–113. <https://doi.org/10.31857/S0016853X22060030>
- Калинин Ю.А., Прудников С.Г., Росляков Н.А. (2006) Золотоносные коры выветривания юга Сибири. Новосибирск: Академическое издание Гео, 339 с.

- Козлов В.И. и др. (2001) Геологическая карта Российской Федерации. М-6 1:1 000 000 (нов. сер.). Лист N-40 (41) – Уфа. Объяснит. записка. 568 с.
- Крейтер В.М., Аристов В.В., Волинский И.С., Крестовников А.Н., Кувичинский В.В. (1958) Поведение золота в зоне окисления золото-сульфидных месторождений. М.: Госгеолтехиздат, 268 с.
- Куимова Н.Г., Моисеенко В.Г. (2006) Биогенная минерализация золота в природе и эксперименте. *Литосфера*, (3), 83-95.
- Кураев Н. (1941) Месторождения золота и других полезных ископаемых за оз. Турояк. 24 с.
- Мелекесцева И.Ю., Юминов А.М. (2015) Условия формирования золото-кварцевых жил Мечниковского и Алтын-Ташского месторождений, Южный Урал: результаты термобарогеохимических и изотопных исследований. *Минералогия*, (2), 58-67.
- Мельников Ф.П., Прокофьев В.Ю., Шатагин Н.Н. (2008) Термобарогеохимия. М.: Академ. проект, 222 с.
- Михайлов В.В., Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Чебыкин Н.С. (2021) Золото-серебряное оруденение в гранодиоритах Туроякского массива, Южный Урал. *Металлогения древних и современных океанов – 2021*. (Ред. В.В. Масленников, И.Ю. Мелекесцева). Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 93-97.
- Мурзин В.В., Малюгин А.А. (1987) Типоморфизм золота зоны гипергенеза (на примере Урала). Свердловск: Урал. НЦ АН СССР, 96 с.
- Никифорова З.С., Калинин Ю.А., Макаров В.А. (2020) Эволюция самородного золота в экзогенных условиях. *Геология и геофизика*, **61**(11), 1514-1534.
- Пальянова Г.А., Савва Н.Е. (2009) Особенности генезиса сульфидов золота и серебра месторождения Юное (Магаданская область, Россия). *Геология и геофизика*, **50**(7), 759-777.
- Пальянова Г.А., Савва Н.Е., Журавкова Т.В., Колова Е.Е. (2016) Минералы золота и серебра в пиритах мало-сульфидных руд месторождения Джульетта (северо-восток России). *Геология и геофизика*, **57**(8), 1488-1510. <https://doi.org/10.15372/GiG20160805>
- Петров В.И., Шалагинов А.Э., Пунегов Б.Н., Горлова Л.Г., Забелина Т.Б., Григорова В.Ю., Никольский Т.И., Шалагинова Т.И., Петрова А.С., Середа В.В. (2015) Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-6 1 : 200 000. Изд-е второе. Сер. Южно-Уральская. Лист N-41-VII. Объяснит. записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 167 с.
- Петровская Н.В. (1973) Самородное золото. М.: Наука, 348 с.
- Попова В.И. (2002) Месторождения золота Миасской долины. *Металлогения древних и современных океанов – 2002*. (Ред. В.В. Зайков, Е.В. Белогуб). Миасс: ИМин УрО РАН, 98-106.
- Росляков Н.А. (1981) Геохимия золота в зоне гипергенеза. М.: Наука, 240 с.
- Савва Н.Е., Пальянова Г.А. (2007) Генезис сульфидов золота и серебра на месторождении Улахан. *Геология и геофизика*, **48**(10), 1028-1042.
- Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А. (2001) Месторождения золота Урала. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 622 с.
- Сергеев Н.Б., Бугельский Ю.Ю., Кузнецова О.Ю. (1996) Распределение золота в зоне окисления колчеданных месторождений Урала: влияние состава первичных руд и климата. *Геол. руд. месторожд.*, **38**(4), 321-333.
- Смирнов С.С. (1951) Зона окисления сульфидных месторождений. Л.: Изд-во АН СССР, 335 с.
- Сначев А.В., Сначев В.И., Романовская М.А. (2020) Геология, условия образования и рудоносность Туроякского гранитного массива и углеродистых отложений его западного обрамления (Южный Урал). *Вестн. МГУ. Сер. 4. Геол.*, (1), 12-20.
- Тайсон Л.В. (1961) Геохимия редких элементов в гранитоидах. М.: Изд-во АН СССР, 232 с.
- Ферштатер Г.Б. (2013) Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 368 с.
- Шагалов Е.С. (2002) Петрология и геохимия пород Сыростанско-Туроякской группы гранитоидных массивов (Южный Урал). Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 188 с.
- Afifi A.M., Kelly W.C., Essene E.J. (1988) Phase relations among tellurides, sulfides and oxides: I Thermochemical data and calculated equilibria. *Econ. Geol.*, **83**, 377-394.
- Barton M.D., Kieft C., Burke E.A.J., Oen I.S. (1978) Uytendogaardtite, a new silver-gold sulfide. *Canad. Miner.*, **16**(4), 651-657.
- Bea F., Fershtater G.B., Montero P. (2002) Granitoids of the Uralides: Implications for the Evolution of the Orogen. *Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present. Geophysical Monograph*, **132**, 211-232.
- Belogub E., Melekestseva I., Novoselov K., Zabotina M., Tretyakov G., Zaykov V., Yuminov A. (2017) Listvenite-related gold deposits of the South Urals (Russia): a review. *Ore Geol. Rev.*, **85**, 247-270. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.11.008>
- Biagioni C., George L.L., Cook N.J., Makovicky E., Moeilo Y., Pasero M., Sejkora J., Stanley C.J., Welch M.D., Bosi F. (2020) The tetrahedrite group: Nomenclature and classification. *Amer. Miner.*, **105**(1), 109-122. <https://doi.org/10.2138/am-2020-7128>
- Bodnar R.J., Vityk M.O. (1994) Interpretation of microthermometric data for H<sub>2</sub>O-NaCl fluid inclusions. *Fluid inclusions in minerals: methods and applications*. Pontignana-Siena, 117-130.
- Brown P.E., Lamb W.M. (1989) PVT properties of fluids in the system H<sub>2</sub>O ± CO<sub>2</sub> ± NaCl: New graphical presentations and implications for fluid inclusion studies. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **53**(6), 1209-1221.
- Butt C.R.M. (1998) Supergene gold deposits. *AGSO J. Austral. Geol. Geophys.*, **17**(4), 89-96.
- Castor S.B., Sjöberg J.J. (1993) Uytendogaardtite, Ag<sub>3</sub>AuS<sub>2</sub>, in the Bullfrog mining district, Nevada. *Canad. Miner.*, **31**, 89-98.
- Chen H.-S. (1972) The properties of carbon dioxide Hydrate. *Office of saline water, research and development progress report*, **830**, 1-55.
- Ciobanu C., Cook N., Damian G., Damian F. (2006) A review of recent data on occurrences of Bi-sulphosalts and -tellurides in Romania and genetic implications for gold deposition. *Au-Ag-Te-Se deposits. Proceedings of the 2006 Field Workshop*. (Eds N. Cook, I. Ozgenc, T. Oyma). P. 30-41
- Cloke P., Kelly W. (1964) Solubility of gold under inorganic supergene conditions. *Econ. Geol.*, **59**(2), 259-270.
- Cook N., Ciobanu C. (2004) Bismuth tellurides and sul-

- phosalts from the Larga hydrothermal system, Metaliferi Mts., Romania: Paragenesis and genetic significance. *Miner. Mag.*, **68**(2), 301-321. <https://doi.org/10.1180/0026461046820188>
- Darling R. (1991) An extended equation to calculate Na-Cl content from final clathrate melting temperatures in H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-NaCl fluid inclusions: implication for P-T isochore location. *Geochem. Cosmochem. Acta*, **55**, 3869-3871.
- Darling L. (2003) Introduction to gas-bearing, aqueous fluid inclusions. In: Fluid inclusions: analysis and interpretation. (Eds A. Anderson, D. Marshall). Mineralogical association of Canada short course serie, 32.
- Diamond L. (2003) Introduction to gas-bearing, aqueous fluid inclusions. *Fluid inclusions: analysis and interpretation*. (Eds I. Samson, A. Anderson, D. Marshall). (Mineralogical association of Canada short course serie, **32**, 101-158).
- Goldfarb R.J., Baker T., Dube B., Groves D.I., Hart C., Gosselin P. (2005) Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes / Economic Geology 100th Anniversary Volume. (Eds J. Hedenquist, J. Thompson, R. Goldfarb, J. Richards). P. 407-450.
- Greffé C., Bailly L., Milési J.-P. (2002) Supergene alteration of primary ore assemblages from low-sulfidation Au-Ag epithermal deposits at Pongkor, Indonesia, and Nazareño, Perú. *Econ. Geol.*, **97**(3), 561-571.
- Groves D., Goldfarb R., F. Robert, Hart C. (2003) Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance. *Econ. Geol.*, **98**, 1-29
- Hart C. (2005) Classifying, distinguishing and exploring for intrusion-related gold systems. *Gangue*, **87**, 3-9.
- Herrington R., Zaykov V., Maslennikov V., Brown D., Puchkov V. (2005) Mineral deposits of the Urals and links to geodynamic evolution / Economic Geology 100th Anniversary Volume. (Eds J. Hedenquist, J. Thompson, R. Goldfarb, J. Richards). P. 1069-1095.
- Ishihara Sh. (1977) The Magnetite-series and Ilmenite-series Granitic Rocks. *Min. Geol.*, **27**(145), 293-305.
- Kalinin A., Savchenko Y., Selivanova E. (2019) Mustard Gold in the Oleninskoe Gold Deposit, Kolmozero-Voronya Greenstone Belt, Kola Peninsula, Russia. *Minerals*, **9**(12). <https://doi.org/10.3390/min9120786>
- Kisters A.F.M., Meyer F.M., Seravkin I.B., Znamensky S.E., Kosarev A.M., Ertl R.G.W. (1999) The geological setting of lode-gold deposits in the central southern Urals: a review. *Geologische Rundschau*, **87**, 603-616.
- Krupp R., Weiser T. (1992) On the stability of gold-silver alloys in the weathering environment. *Mineral. Depos.*, **27**, 268-275.
- Lang J., Baker T. (2001) Intrusion-related gold systems: the present level of understanding. *Mineral. Depos.*, **36**, 477-489.
- Li J.L., Makovicky E. (2001) New studies on mustard gold from the Dongping Mines, Hebei Province, China: The tellurian, plumbian, manganoan and mixed varieties. *Neues Jahrbuch für Mineralogie – Abhandlungen*, **176**(3), 269-297. <https://doi.org/10.1127/njma/176/2001/269>
- Pearce J., Harris N., Tindle A. (1984) Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *J. Petrol.*, **25**(4), 956-983.
- Petersen S., Makovicky E., Li J., Rose-Hansen J. (1999) Mustard gold from the Dongping Au-Te deposit, Hebei Province, Peoples Republic of China. *Neues Jahrbuch für Mineralogie – Monatshefte*, **8**(8), 337-357.
- Puchkov V.N. (2017) General features relating to the occurrence of mineral deposits in the Urals: What, where, when and why. *Ore Geol. Rev.*, **85**, 4-29. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.01.005>
- Reith F., Lengke M.F., Falconer D., Craw D., Southam G. (2007) The geomicrobiology of gold. *ISME J.*, (1), 567-584.
- Reith F., Stewart L., Wakelin S.A. (2012) Supergene gold transformation: Secondary and nano-particulate gold from southern New Zealand. *Chem. Geol.*, **320-321**, 32-45. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.05.021>
- Ridley J., Diamond L. (2000) Fluid chemistry of orogenic lode gold deposits and implications for genetic models. *Gold in 2000. Rev. Econ. Geol.*, **13**, 141-162.
- Sillitoe R., Thompson J. (1998) Intrusion-related vein gold deposits: types, tectono-magmatic settings and difficulties of distinction from orogenic gold deposits. *Res. Geol.*, **48**(4), 237-250.
- Tolstykh N.D., Palyanova G.A., Bobrova O.V., Sidorov E.G. (2019) Mustard gold of the Gaching Ore Deposit (Maletoyvayam Ore Field, Kamchatka, Russia). *Minerals*, **9**. <https://doi.org/10.3390/min9080489>
- Voudouris P., Spry P.G., Melfos V., Alfieris D. (2007) Tellurides and bismuth sulfosalts in gold occurrences of Greece: mineralogical and genetic considerations. *Au-Ag telluride-selenide deposits. Field Workshop of IGCP-486, Espoo, Finland 26-31<sup>st</sup> August 2007. Proceedings volume*. (Eds K. Kojonen, N. Cook, V.J. Ojala). 85-94
- Warmada I.W., Lehmann B., Simandjuntak M. (2003) Polymetallic sulfides and sulfosalts of the Pongkor epithermal gold-silver deposit, West Java, Indonesia. *Canad. Miner.*, **41**, 185-200.
- Wilkinson J.J. (2001) Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, **55**, 229-272. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00047-5](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00047-5)
- Zen E-an (1986) Aluminum Enrichment in Silicate Melts by Fractional Crystallization: Some Mineralogic and Petrographic Constraints. *J. Petrol.*, **27**, 1095-117.
- Zhang Zh., Mao J. (1995) Geology and Geochemistry of the Dongping Gold Telluride Deposit, Hebei Province, North China. *Int. Geol. Rev.*, **37**, 1094-1108. <https://doi.org/10.1080/00206819509465441>

## REFERENCES

- Afifi A.M., Kelly W.C., Essene E.J. (1988) Phase relations among tellurides, sulfides and oxides: I Thermochemical data and calculated equilibria. *Econ. Geol.*, **83**, 377-394.
- Albov M.N. (1952) On the forms of gold migration in the oxidation zone of ore deposits. *Izvestiya AN SSSR (ser. geol.)*, (4), 41-53. (In Russ.)
- Albov M.N. (1960) Secondary zoning of gold deposits in the Urals. Moscow, Gosgeoltechizdat Publ., 216 p. (In Russ.)
- Amosov R.A., Vasin S.L. (1993) Microfossils of gold. *Rudy i Metally*, (3-6), 101-107. (In Russ.)
- Anisimova G.S., Kondrat'eva L.A., Leskova N.V. (2008) Sulfide compounds of gold and silver in gold deposits of Eastern Siberia. *Otech. Geol.*, (5), 24-32. (In Russ.)
- Aulov B.N., Vladimirtseva Yu.A., Gvozdk N.I., Korol'kova Z.G., Levin F.D., Lipaeva A.V., Potashova M.N., Samozvantsev V.A. (2015) State geological map of the Russian Federation. Scale 1: 200 000. Second

- ed. South Ural ser. Sheet N-40-XII (Zlatoust). Explanatory letter. Moscow, MF VSEGEI Publ., 365 p. (In Russ.)
- Barton M.D., Kieft C., Burke E.A.J., Oen I.S. (1978) Uytnebogaardite, a new silver-gold sulfide. *Canad. Miner.*, **16**(4), 651-657.
- Bea F., Fershtater G.B., Montero P. (2002) Granitoids of the Uralides: Implications for the Evolution of the Orogen. *Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present. Geophysical Monograph*, **132**, 211-232.
- Belogub E., Melekestseva I., Novoselov K., Zabortina M., Tretyakov G., Zaykov V., Yuminov A. (2017) Listvenite-related gold deposits of the South Urals (Russia): a review. *Ore Geol. Rev.*, **85**, 247-270. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.11.008>
- Biagioni C., George L.L., Cook N.J., Makovicky E., Moeilo Y., Pasero M., Sejkora J., Stanley C.J., Welch M.D., Bosi F. (2020) The tetrahedrite group: Nomenclature and classification. *Amer. Miner.*, **105**(1), 109-122. <https://doi.org/10.2138/am-2020-7128>
- Bodnar R.J., Vityk M.O. (1994) Interpretation of microthermometric data for H<sub>2</sub>O-NaCl fluid inclusions. *Fluid inclusions in minerals: methods and applications*. Pontignana-Siena, 117-130.
- Borisenko A.S. (1977) Study of the salt composition of solutions of gas-liquid inclusions in minerals using cryometry. *Geol. Geofiz.*, (8), 16-28. (In Russ.)
- Bortnikov N.S. (2006) Geochemistry and Origin of the Ore-Forming Fluids in Hydrothermal-Magmatic Systems in Tectonically Active Zones. *Geol. Ore Depos.*, **48**(1), 1-22 (translated from *Geol. Rud. Mestorozh.*, **48**(1), 3-28).
- Brown P. E., Lamb W. M. (1989) PVT properties of fluids in the system H<sub>2</sub>O ± CO<sub>2</sub> ± NaCl: New graphical presentations and implications for fluid inclusion studies. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **53**(6), 1209-1221.
- Butt C.R.M. (1998) Supergene gold deposits. *AGSO J. Austral. Geol. Geophys.*, **17**(4), 89-96.
- Castor S.B., Sjöberg J.J. (1993) Uytnebogaardite, Ag<sub>3</sub>AuS<sub>2</sub>, in the Bullfrog mining district, Nevada. *Canad. Miner.*, **31**, 89-98.
- Chen H.-S. (1972) The properties of carbon dioxide Hydrate. *Office of saline water, research and development progress report*, **830**, 1-55.
- Ciobanu C., Cook N., Damian G., Damian F. (2006) A review of recent data on occurrences of Bi-sulphosalts and -tellurides in Romania and genetic implications for gold deposition. *Au-Ag-Te-Se deposits. Proceedings of the 2006 Field Workshop*. (Eds N. Cook, I. Ozgenc, T. Oymann), 30-41.
- Cloke P., Kelly W. (1964) Solubility of gold under inorganic supergene conditions. *Econ. Geol.*, **59**(2), 259-270.
- Cook N., Ciobanu C. (2004) Bismuth tellurides and sulphosalts from the Larga hydrothermal system, Metaliferi Mts., Romania: Paragenesis and genetic significance. *Miner. Mag.*, **68**(2), 301-321. <https://doi.org/10.1180/0026461046820188>
- Darling R. (1991) An extended equation to calculate Na-Cl content from final clathrate melting temperatures in H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-NaCl fluid inclusions: implication for P-T isochore location. *Geochem. Cosmochem. Acta*, **55**, 3869-3871.
- Darling L. (2003) Introduction to gas-bearing, aqueous fluid inclusions. *Fluid inclusions: analysis and interpretation*. (Eds A. Anderson, D. Marshall). Mineralogical association of Canada short course serie, **32**.
- Diamond L. (2003) Introduction to gas-bearing, aqueous fluid inclusions. *Fluid inclusions: analysis and interpretation*. (Eds I. Samson, A. Anderson, D. Marshall). (Mineralogical association of Canada short course serie, **32**, 101-158).
- Ermakov N.P., Dolgov Yu.A. (1979) Termobarometry. Moscow, Nedra Publ., 272 p. (In Russ.)
- Fershtater G.B. (2013) Paleozoic intrusive magmatism of the Middle and Southern Urals. Ekaterinburg, RIO UrO RAN Publ., 368 p. (In Russ.)
- Goldfarb R.J., Baker T., Dube B., Groves D.I., Hart C., Gosselin P. (2005) Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes / Economic Geology 100th Anniversary Volume. (Eds J. Hedenquist, J. Thompson, R. Goldfarb, J. Richards). P. 407-450.
- Greffié C., Bailly L., Milési J.-P. (2002) Supergene alteration of primary ore assemblages from low-sulfidation Au-Ag epithermal deposits at Pongkor, Indonesia, and Nazareño, Perú. *Econ. Geol.*, **97**(3), 561-571.
- Groves D., Goldfarb R., Robert F., Hart C. (2003) Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance. *Econ. Geol.*, **98**, 1-29.
- Hart C. (2005) Classifying, distinguishing and exploring for intrusion-related gold systems. *The Gangue*, **87**, 3-9.
- Herrington R., Zaykov V., Maslennikov V., Brown D., Puchkov V. (2005) Mineral deposits of the Urals and links to geodynamic evolution / Economic Geology 100th Anniversary Volume. (Eds J. Hedenquist, J. Thompson, R. Goldfarb, J. Richards). P. 1069-1095.
- Ishihara Sh. (1977) The Magnetite-series and Ilmenite-series Granitic Rocks. *Min. Geol.*, **27**(145), 293-305.
- Ivanov K.S., Puchkov V.N. (2022) Structural and Formation Zones of the Urals Fold Belt (East of Russia): An Overview. *Geotectonica*, (6), 78-113. (In Russ.) DOI: 10.31857/S0016853X22060030
- Kalinin A., Savchenko Y., Selivanova E. (2019) Mustard Gold in the Oleninskoe Gold Deposit, Kolmozero-Voronya Greenstone Belt, Kola Peninsula, Russia. *Minerals*, **9**(12). <https://doi.org/10.3390/min9120786>
- Kalinin Yu.A., Prudnikov S.G., Roslyakov N.A. (2006) Gold-bearing weathering crusts of southern Siberia. Novosibirsk, Akademicheskoe Izdanie GEO, 339 p. (In Russ.)
- Kisters A.F.M., Meyer F.M., Seravkin I.B., Znamensky S.E., Kosarev A.M., Ertl R.G.W. (1999) The geological setting of lode-gold deposits in the central southern Urals: a review. *Geologische Rundschau*, **87**, 603-616.
- Kozlov V.I. et al. (2001) Geological map of the Russian Federation. Scale 1:1 000 000 (new series). Sheet N-40 (41) – Ufa. Explanatory letter. 568 p.
- Kreyter V.M., Aristov V.V., Volynsky I.S., Krestovnikov A.N., Kuvichinsky V.V. (1958) Behavior of gold in the oxidation zone of gold-sulfide deposits. Moscow, Gosgeoltechizdat Publ., 268 p. (In Russ.)
- Krupp R., Weiser T. (1992) On the stability of gold-silver alloys in the weathering environment. *Mineral. Depos.*, **27**, 268-275.
- Kuimova N.G., Moiseenko V.G. (2006) Biogenic gold mineralization in nature and experiment. *Lithosfera*, (3), 83-95. (In Russ.)
- Kuraev N. (1941) Deposits of gold and other minerals beyond the lake Turgoyak, 24 p. (In Russ.)
- Lang J., Baker T. (2001) Intrusion-related gold systems: the



- present level of understanding. *Mineral. Depos.*, **36**, 477-489.
- Li J.L., Makovicky E. (2001) New studies on mustard gold from the Dongping Mines, Hebei Province, China: The tellurian, plumbian, manganian and mixed varieties. *Neues Jahrbuch für Mineralogie – Abhandlungen*, **176**(3), 269-297. <https://doi.org/10.1127/njma/176/2001/269>
- Melekestseva I.Yu., Yuminov A.M. (2015) Formation conditions of gold-quartz veins of the Mechnikovskoe and Al'tyn-Tash deposits, South Urals: fluid inclusion and isotopic study. *Mineralogiya*, (2), 58-67.
- Mel'nikov F.P., Prokofiev V.Yu., Shatagin N.N. (2008) Thermobarogeochemistry. Moscow, Akademicheskii prospect Publ., 222 p. (In Russ.)
- Mikhailov V.V., Stepanov S.Yu., Palamarchuk R.S., Chebykin N.S. (2021) Gold-silver mineralization in granodiorites of the Turgoyak massif, Southern Urals. *Metallogeny of ancient and modern oceans – 2021*. (Eds V.V. Maslennikov, I.Yu. Melekestseva). Miass, YU FNTs MiG UrO RAN Publ., 93-97.
- Murzin V.V., Malugin A.A. (1987) Typomorphism of gold in the hypergenesis zone (using the example of the Urals). Sverdlovsk, UNTs RAN Publ., 96 p.
- Nikiforova Z.S., Kalinin Yu.A., Makarov V.A. (2020) Evolution of native gold under exogenous conditions. *Russ. Geol. Geophys.*, **61**(11), 1244-1534 (translated from *Geol. Geofiz.*, **61**(11), 1514-1534). <https://doi.org/10.15372/RGG2020109>
- Pal'yanova G., Savva N.E. (2009) Specific genesis of gold and silver sulfides at the Yunoe deposit (Magadan Region, Russia). *Russ. Geol. Geophys.*, **50**(7), 587-602 (translated from *Geol. Geofiz.*, **50**(7), 1488-1510). <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2009.06.001>
- Palyanova G.A., Savva N.E., Zhuravkova T.V., Kolova E.E. (2016) Gold and silver minerals in low-sulfidation ores of the Julietta deposit (northeastern Russia). *Russ. Geol. Geophys.*, **57**(8), 1171-1190 (translated from *Geol. Geofiz.*, **57**(8), 1488-1510).
- Pearce J., Harris N., Tindle A. (1984) Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *J. Petrol.*, **25**(4), 956-983.
- Petersen S., Makovicky E., Li J., Rose-Hansen J. (1999) Mustard gold from the Dongping Au-Te deposit, Hebei Province, Peoples Republic of China. *Neues Jahrbuch für Mineralogie – Monatshefte*, **8**(8), 337-357
- Petrov V.I., Shalaginov A.E., Punegov B.N., Gorlova L.G., Zabelkina T.B., Grigorova V.Yu., Nikolsky T.I., Sereida V.V. (2015) State geological map of the Russian Federation. Scale 1 : 200,000. Second ed. South Ural series. Sheet N-41-VII. Explanatory letter. Moscow, MF VSEGEI Publ., 167 p. (In Russ.)
- Petrovskaya N.V. (1973) Native gold. Moscow, Nauka Publ., 348 p. (In Russ.)
- Puchkov V.N. (2017) General features relating to the occurrence of mineral deposits in the Urals: What, where, when and why. *Ore Geol. Rev.*, **85**, 4-29. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.01.005>
- Reith F., Lengke M.F., Falconer D., Craw D., Southam G. (2007) The geomicrobiology of gold. *ISME J.*, (1), 567-584.
- Reith F., Stewart L., Wakelin S.A. (2012) Supergene gold transformation: Secondary and nano-particulate gold from southern New Zealand. *Chem. Geol.*, **320-321**, 32-45. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.05.021>
- Ridley J., Diamond L. (2000) Fluid chemistry of orogenic lode gold deposits and implications for genetic models. *Gold in 2000. Reviews in economic geology*, **13**, 141-162.
- Roslyakov N.A. (1981) Gold geochemistry in supergene zone. Moscow, Nauka Publ., 240 p. (In Russ.)
- Savva N.E., Pal'yanova G. (2007) Genesis of gold and silver sulfides at the Ulakhan deposit (northeastern Russia). *Russ. Geol. Geophys.*, **48**(10), 799-810. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2007.09.006> (translated from *Geol. Geofiz.*, **48**(10), 1028-1042).
- Sazonov V.N., Ogorodnikov V.N., Koroteev V.A., Polenov Yu.A. (2001) Urals gold deposits. Ekaterinburg, UGGU Publ., 622 p. (In Russ.)
- Sergeev N.B., Bugelsky Yu.Yu., Kuznetsova O.Yu. (1996) Distribution of gold in the oxidation zone of pyrite deposits of the Urals: influence of the composition of primary ores and climate. *Geol. Rud. Mestorozh.*, **38**(4), 321-333. (In Russ.)
- Shagalov E.S. (2002) Petrology and geochemistry of rocks of the Syrostan-Turgoyak group of granitoid massifs (Southern Urals). Cand. geol. and min. sci. diss. Ekaterinburg, IG UrO RAN. 188 p. (In Russ.)
- Sillitoe R., Thompson J. (1998) Intrusion-related vein gold deposits: types, tectono-magmatic settings and difficulties of distinction from orogenic gold deposits. *Resour. Geol.*, **48**(4), 237-250.
- Smirnov S.S. (1951) Oxidation zone of sulphide deposits. Leningrad: Izd-vo AN SSSR, 335 p.
- Snachev A.V., Snachev V.I., Romanovskaya M.A. (2020) Geology, conditions of formation and ore content of the Turgoyak granite massif and carbonaceous deposits of its western framing (Southern Urals). *Vestnik MGU. Ser. 4. Geol.*, (1), 12-20. (In Russ.)
- Tauson L.V. (1961) Geochemistry of rare elements in granites. Moscow, Izd-vo AN USSR, 232 p. (In Russ.)
- Tolstykh N.D., Palyanova G.A., Bobrova O.V., Sidorov E.G. (2019) Mustard gold of the Gaching Ore Deposit (Maletoyvayam Ore Field, Kamchatka, Russia). *Minerals*, **9**. <https://doi.org/10.3390/min9080489>
- Voudouris P., Spry P.G., Melfos V., Alfieris D. (2007) Tellurides and bismuth sulfosalts in gold occurrences of Greece: mineralogical and genetic considerations. *Au-Ag telluride-selenide deposits. Field Workshop of IGCP-486, Espoo, Finland 26-31<sup>st</sup> August 2007. Proceedings volume* (Eds K. Kojonen, N. Cook and V.J. Ojala). P. 85-94
- Vukalovich M.P., Altunin V.V. (1965) Thermophysical properties of carbon dioxide. Moscow, Atomizdat Publ., 455 p.
- Warmada I.W., Lehmann B., Simandjuntak M. (2003) Polymetallic sulfides and sulfosalts of the Pongkor epithermal gold-silver deposit, West Java, Indonesia. *Canad. Miner.*, **41**, 185-200.
- Wilkinson J.J. (2001) Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, **55**, 229-272. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00047-5](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00047-5)
- Zabotina M.V., Ankusheva N.N., Shanina S.N., Kotlyarov V.A. (2018) Formation conditions of the Ganeevskoe gold deposit, Uchaly ore district: mineralogical thermometry and fluid inclusion study. *Mineralogiya*, (4), 55-67. (In Russ.)
- Zen E-an. (1986) Aluminum Enrichment in Silicate Melts by Fractional Crystallization: Some Mineralogic and Petrographic Constraints. *J. Petrol.*, **27**, 1095-117
- Zhang Zh., Mao J. (1995) Geology and Geochemistry of

- the Dongping Gold Telluride Deposit, Heibei Province, North China. *Int. Geol. Rev.*, **37**, 1094-1108. <https://doi.org/10.1080/00206819509465441>
- Znamenskii S.E., Ankusheva N.N., Artem'ev D.A. (2020a) Formation conditions, composition and ore-forming sources of the Bolshoy Karan gold-porphyry deposit (the Southern Urals). *Litosfera*, **20**(3), 397-410. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-3-397-410>
- Znamenskii S.E., Ankusheva N.N., Artem'ev D.A. (2020b) Vosnesensky Cu-porphyry deposit (Southern Urals): formation conditions, trace elements, sulfur isotopes and fluid sources. *Georesursy*, **22**(3), 48-54. (In Russ.) <https://doi.org/10.18599/grs.2020.3.48-54>
- Znamenskii S.E., Puchkov V.N., Michurin S.V. (2015) Sources of ore-forming fluids and conditions for the formation of orogenic gold deposits of the Main Ural Fault zone in the Southern Urals. *Dokl. Akad. Nauk*, **464**(3), 313-316. (In Russ.) <https://doi.org/10.7868/S0869565215270237>

УДК 553.085; 553.086; 549.08

DOI: 10.24930/2500-302X-2025-25-3-595-618

## Сфероидные образования рудного и нерудного вещества в природе и эксперименте

П. П. Сафронов<sup>1</sup>, И. В. Кузнецова<sup>2</sup>, Н. В. Моисеенко<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, 690022, г. Владивосток, пр-т 100-летия Владивостоку, 159, e-mail: psafonov@mail.ru

<sup>2</sup>Институт Геологии и Природопользования ДВО РАН, 675000, г. Благовещенск, ул. Богдана Хмельницкого, 2, e-mails: kuzia67@mail.ru; kaunamka82@mail.ru

Поступила в редакцию 26.07.2024 г., принята к печати 01.10.2024 г.

**Объект исследований.** Сфероиды из техногенных россыпей, палеороссыпей и гранитоидов Нижнеселемджинского золотоносного узла; из россыпи Уркима Уркиминского золотоносного узла; наносфероиды Au Октябрьского золотоносного узла; золотоносные шарики – продукты экспериментальных опытов по концентрированию благородных металлов; металлосиликатные сфероиды из желудочно-кишечного тракта плоского морского ежа. **Методы.** Для изучения сфероидов применялся метод аналитической растровой электронной микроскопии, для определения состава некоторых из них – метод атомно-абсорбционной спектроскопии. **Результаты.** Изучены морфология и химический состав сфероидов. Установлены металлические сфероиды – золотые, свинцовые, железные, сфероиды, состоящие из сплавов на основе Fe; металлоидные (Sb); металлооксидные (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) и (Cu<sub>2</sub>O); силикатные (SiO<sub>2</sub>) и металлосиликатные (Ag и др., SiO<sub>2</sub>) сфероиды. В зависимости от обстановки, в которой формировались изучаемые сфероиды, действовали различные факторы, обуславливающие образование округлых форм минерального вещества. 1. Газовый метаморфизм – природный гидротермально-металлургический процесс, приводящий к образованию сфероидальных форм минералов. 2. Кластерное формирование агрегированных (поликристаллических) шариков в условиях неравновесного процесса самоорганизации частиц вещества. 3. Геохимические барьеры, которые становились центрами зарождения сфероидальных наночастиц. 4. Вторичные процессы, влияющие на состояние поверхностного слоя сфероидальных частиц после формирования их основного состава: а) гипергенез, ведущий к разрушению одних и образованию других минералов; б) механическая обработка ковких материалов в россыпях. 5. Неравновесный биогенез (для биоорганизмов).

**Ключевые слова:** сфероиды, микроструктура, химический состав, механизмы кристаллизации, самоорганизация вещества, энергетическая выгодность сферических форм

### Источник финансирования

Исследования выполнены в рамках государственного задания Дальневосточного геологического института ДВО РАН (тема № 125033104605-6), а также фундаментальных исследований Института геологии и природопользования ДВО РАН (№ 122041800127-8 “Геодинамические обстановки, основные этапы тектонической эволюции и металлогения восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса”)

## Spheroidal formations of ore and non-metallic matter in nature and experiment

Petr P. Safronov<sup>1</sup>, Inna V. Kuznetsova<sup>2</sup>, Natalia V. Moiseenko<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Far East Geological Institute, FEB RAS, 159 100th Anniversary of Vladivostok av., Vladivostok 690022, Russia, e-mail: psafonov@mail.ru

<sup>2</sup>Institute of Geology and Nature Management, FEB RAS, 2 Bogdan Khmel'nitsky st., Blagoveshchensk 675000, Russia, e-mails: kuzia67@mail.ru; kaunamka82@mail.ru

Received 26.07.2024, accepted 01.10.2024

**Research subject.** Spheroidal formations from technogenic placers, paleoplacers, and granitoids of the Nizhneselemdzhinsky gold-bearing node; from the placer of the Urkimi gold-bearing node; spheroidal nano-sized gold of the Oktyabrsky gold-bearing node; gold balls resulted from experiments on the concentration and consolidation of precious metals; as well as metallosilicate spheroids from the gastrointestinal tract of the flat sea urchin. **Methods.** Spheroids were studied by raster electron microscopy; their composition was determined using atomic absorption spectrometry. **Results.** The mor-

**Для цитирования:** Сафронов П.П., Кузнецова И.В., Моисеенко Н.В. (2025) Сфероидные образования рудного и нерудного вещества в природе и эксперименте. *Литосфера*, 25(3), 595–618. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-3-595-618>. EDN: DSJYLX

**For citation:** Safronov P.P., Kuznetsova I.V., Moiseenko N.V. (2025) Spheroidal formations of ore and non-metallic matter in nature and experiment. *Lithosphere (Russia)*, 25(3), 595–618. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-3-595-618>. EDN: DSJYLX

phology and chemical composition of spheroids were studied. The following types were established: metal spheroids – gold, lead, iron, spheroids consisting of Fe-based alloys; metal-alloyed (Sb); metal oxides (Fe, O) and (Cu, O); silicates (Si, O) and metalolytic (Ag and others, Si, O). Depending on the environment in which the studied spheroids were formed, different factors determined the formation of round forms of mineral matter, including the following. (1) Gas metamorphism – natural hydrothermal-metallurgical process leading to the formation of spherical forms of minerals. (2) Cluster formation of aggregated (polycrystalline) balls under conditions of an unbalanced process of self-organization of particles of matter. (3) Geochemical barriers that became the centers of origin of spheroid nanoparticles. (4) Secondary processes affecting the surface layer of the spheroid particles after the formation of their main composition: (a) hypergenesis leading to the destruction of some and formation of other minerals and (b) mechanical processing of hard materials in the splits. (5) Non-equilibrium biogenesis (for bio-organisms).

**Keywords:** *spheroids, microstructure, chemical composition, crystallization mechanism, self-organization, energy efficiency*

#### Funding information

*The research was carried out within the framework of the state assignment of the Far Eastern Geological Institute of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences (topic No. 125033104605-6), as well as fundamental research of the Institute of Geology and Environmental Management of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences (No. 122041800127-8 “Geodynamic conditions, main stages of tectonic evolution and metallogeny of the eastern part of the Central Asian Folded Belt”)*

## ВВЕДЕНИЕ

Сферические формы широко распространены в природе. Это и космические тела: звезды, планеты, черные дыры. Это и макрообъекты, встречающиеся на поверхности Земли: валуны, каменные шары неизвестного происхождения, вулканические бомбы – продукты извержения вулканов и др. Это и весь мир элементарных частиц: атомы, нейтроны, протоны, электроны и множество других частиц. В последние десятилетия в различных геологических объектах обнаружены металлические, металлооксидные, силикатные и алюмосиликатные округлые микрочастицы – микросферы и шарики. Они установлены в различных геологических объектах: магматических (Гамянин, Жданов, 2001; Ермолов, Королюк, 1978; Кориневский и др., 2018; Лукин, 2013; Малич и др., 1991; Маршинцев и др., 2018; Новоселов, 2015; Пушкарев и др., 2002; Силаев и др., 2009; Татаринцев и др., 1983; Томиленко и др., 2011; Тянь и др., 1976) вулканических (Рычагов и др., 1996; Силаев и др., 2019; Сандиминова и др., 2003; Сандиминова, 2008; Главатских, Генералов, 1996; Филлимонова и др., 1989), метаморфических (Шумилов и др., 2007) и осадочных (Захарова, 1997; Трубкин и др., 1983; Цельмович и др., 2010; Чайковский, Коротченкова, 2012). Происхождение этих сфероидов также весьма различно: от космического (Грачев и др., 2008; Корчагин и др., 2007; Корчагин, 2010; Сунгатуллин и др., 2017;

Флоренский и др., 1968) до сугубо геологического и даже биогенного (Масленникова и др., 2015; Шадрин и др., 2022). Изучение подобных образований является важным, так как они несут в себе генетическую информацию о тех вещественно-минеральных системах, откуда они произошли (Баженков и др., 1991; Бердников и др., 2021; Гамянин и др., 2000; Гребенников, 2011; Новгородова и др., 2003; Палажченко, Неронский, 2006; Рудашевский и др., 1987; Сандиминова и др., 2003; Филимонова и др., 2003; Nystrom et al., 2016). Настоящая работа является продолжением таких исследований, в ней делается акцент на изучение сфероидных образований из россыпных и техногенных месторождений, кор выветривания, палеороссыпей и вмещающих пород различных рудно-россыпных источников Приамурья, а также шариков – продуктов экспериментов по обогащению технологического сырья и минеральных образований в живой природе.

Нам при многолетнем изучении пород и руд из различных регионов Дальнего Востока неоднократно встречались сфероиды различного состава и размеров (Сафронов и др., 2009, 2011; Сафронов, Кузнецова, 2016, 2017; Сафронов, 2023; Кузнецова и др., 2015; Кузнецова, Сафронов, 2021; Моисеенко, Кузнецова, 2010; Моисеенко и др., 2010; Моисеенко, Сафронов, 2012; Моисеенко и др., 2013; Елькин и др., 2013). Кроме того, изучены сфероиды космического происхождения (Сафронов, Сахно, 2012; Сафронов и др., 2024), а также округлые

образования, полученные при проведении опытов по обогащению технологического золотоносного сырья (Моисеенко, 2007; Моисеенко, Кузнецова, 2010). В результате набран большой фактический материал по этим образованиям, который частично представлен в данной работе. Здесь рассмотрены микроразмерные шарики металлического, металлоидного, металлооксидного, металлосиликатного и силикатного состава, а также металлические шарики нанометрового диапазона.

Актуальность выполненных исследований заключается в расширении знаний об этих удивительных объектах, широко встречающихся в природе и несущих в себе генетическую информацию.

В задачи исследования входило установить химический состав и микроструктуру поверхности сфероидных образований из различных веществено-минеральных систем Приамурья и шариков, полученных в ходе экспериментов по обогащению золотоносного сырья, а также по возможности раскрыть механизмы образования этих объектов.

## МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В качестве материала для исследований использовались образцы, отобранные из различных рудно-россыпных источников Приамурья. Материал для изучения получен в результате отбора штучных и шлиховых проб. Шлихи выделены с объемных проб, отобранных на полигонах дражной и раздельной отработки россыпей золота, а также керна, полученного в результате колонкового бурения с глубины 35–40 м (палеороссыпи). Образцы представлены в виде отдельных природных шариков, а также искусственных округлых образований, полученных в ходе обогащения технологического сырья. Лишь в одном случае использовался приготовленный аншлиф.

Исследования морфологических и микроструктурных особенностей выделений, их элементного состава проводились методами растровой электронной микроскопии (РЭМ) и рентгеноспектрального микроанализа на электронных микроскопах EVO 40XVP и EVO 50XVP (фирмы “Carl-Zeiss”, Германия), оснащенных системами энергодисперсионного рентгеновского (EDX) анализа INCA Energy (фирмы “Oxfordinstruments”, Великобритания). Часть работ выполнялась в центре электронной микроскопии Института биологии моря ДВО РАН, часть – в аналитических центрах ИГиП ДВО РАН и ДВГИ ДВО РАН. Поскольку образцы в основном не шлифовались и не полировались, то для изучения их состава применялась стандартная, как это принято при исследовании натуральных, необработанных образцов с неидеальной поверхностью, методика EDX анализа с нормализацией полученных данных о концентрациях элементов (т.е. приведением сумм к 100%).

При этом соотношения между химическими элементами, как правило, сохраняются, тем самым результаты отражают объективную картину химического состояния образцов. Для изучения состава минеральных фаз (выделений, обособлений, включений) малых размеров – от 1 до первых десятков микрометров, а также укладываемых в нанометровый диапазон использовалась методика, разработанная ранее (Сафронов, 2011). В связи с тем, что при измерении состава малых фаз в зону генерации рентгеновских лучей, возбуждаемых электронным пучком, попадает матрица, в которой находится фаза, то EDX-спектрометр регистрирует суммарный спектр (линии от фазы и от матрицы). Для того чтобы установить истинный состав малой фазы, измеряется состав матрицы на достаточном удалении от этой фазы. Далее сравнивается общий спектр (фаза + матрица) со спектром матрицы и устанавливаются элементы, относящиеся непосредственно к фазе. Затем концентрации этих элементов суммируются, приводятся к 100% и непосредственно рассчитывается элементный состав изучаемой фазы.

Основная часть образцов, проводящих ток, не напылялась. Углеродом напылялись только металлооксидные и силикатные шарики. Исследования проводились в режимах вторичных (SE) и упругорассеянных (обратнорассеянных BSE) электронов, а также энергодисперсионного рентгеноспектрального (EDX) микрозондирования при различных увеличениях и ускоряющем напряжении электронного пучка 20 кВ.

Кроме того, применялся метод атомно-абсорбционной (ААА) спектрометрии и спектральный анализ (СА) для определения состава некоторых объектов.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В статье изучены природные и искусственно полученные шарики, имеющие различный химический состав и подразделяющиеся на металлические, металлоидные, металлооксидные, силикатные и металлосиликатные. К металлическим сфероидам относятся свинцовые, железные, железохромистые (с примесями ряда элементов), свинцово-золотые и золотые; к металлоидным – сурьмяные, к металлооксидным – шарики, имеющие состав оксида свинца (с примесями Si, Ti, Zn), оксида железа и оксида меди; к силикатным – шарики из оксида кремния (с примесями Cr и Fe), оксида кремния (с примесями Ca, Na, Mg); к металлосиликатным – шарики, состоящие из тонкой смеси Ag с силикатным веществом, обнаруженные в морском моллюске. Размеры сфероидов (в диаметре) могут составлять десятки и сотни нанометров, десятки и сотни микрометров, а самые крупные могут достигать ≈1–2 мм.



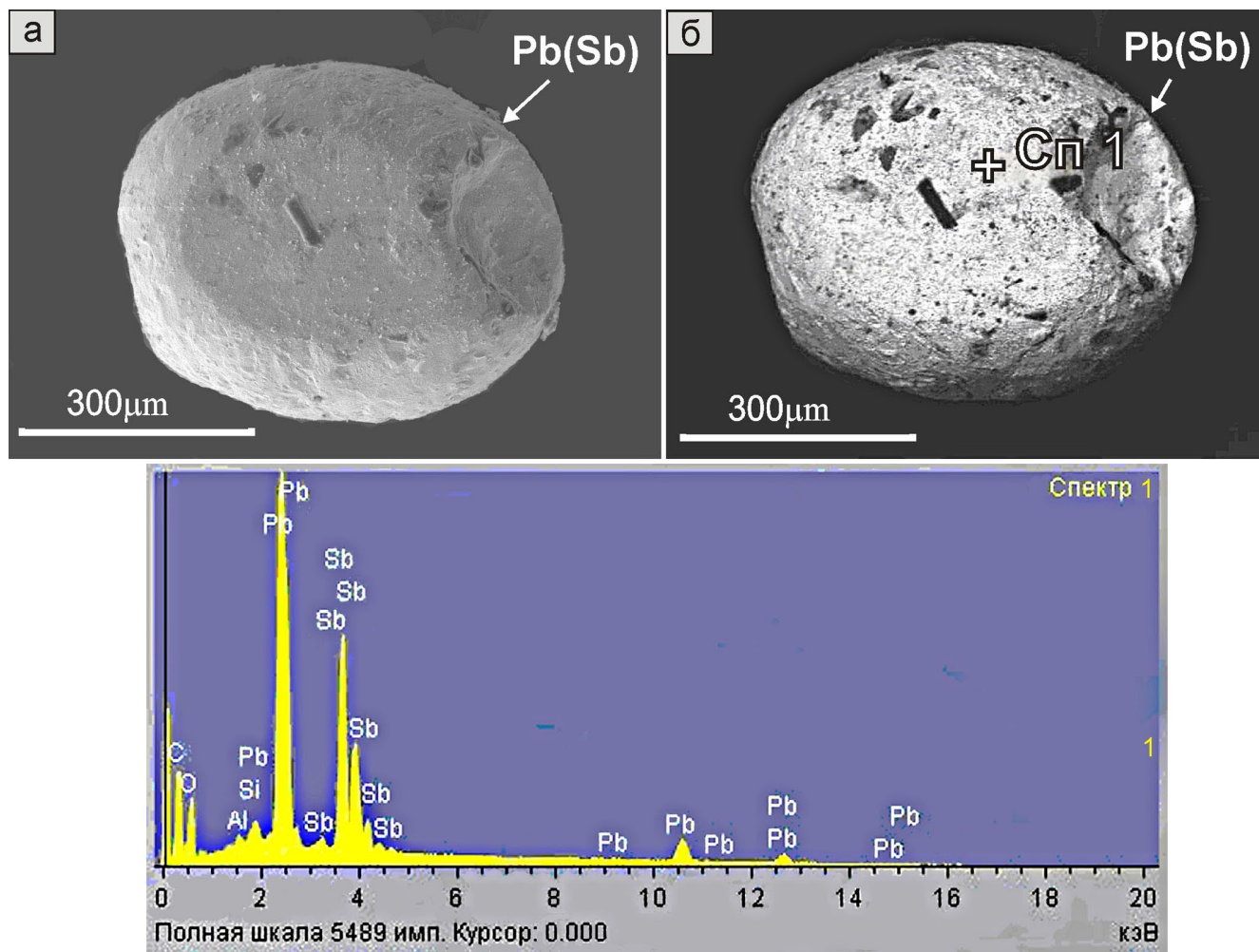
### Металлические и металлоидные сфероиды из техногенных россыпей Нижнеселемджинского золотоносного узла (НЗУ) Приамурья

НЗУ расположен на правобережье р. Селемджа в пределах Зее-Селемджинского золотоносного района, который приурочен к Мамынскому блоку Буреинского срединного массива (Мельников и др., 2006). Для него, как и для других золотоносных узлов этой металлогенической зоны, характерно оруденение преимущественно золото кварцевого, золотополиметаллического и золотосеребряного типов. Особенностью узла является развитие химических кор выветривания (Сорокин, 1989; Орлова, 1995) и наличие россыпной золотоносности, в том числе погребенных россыпей. Большая часть

россыпей на сегодняшний день отработаны и перешли в разряд техногенных.

Минеральный состав техногенных россыпей отличается высоким содержанием ильменита, монацита, гидроокислов и металлического Fe, металлического Pb и окислов свинца, галенита. При повторной отработке техногенной россыпи р. Некля в шлихах также выделены различные по составу сфероиды (Кузнецова, 2011; Кузнецова и др., 2019).

Рассмотрим один из металлических сфероидов (рис. 1), основной состав которого свинцовый. Его размер  $\approx 600$  мкм. По составу это твердый раствор Pb (98.25 мас. %) с примесью Fe (0.86 мас. %), Sb (0.7 мас. %) и Cu (0.1 мас. %). В незначительных количествах присутствуют Hg (300 г/т), Au (140 г/т), Ni (100 г/т), As (100 г/т), Mn (100 г/т) и др. (табл. 1).



**Рис. 1.** Микроснимки самородно-свинцового сфероида из техногенной россыпи. а – в SE, б – в BSE. Под снимками приведен EDX спектр (спектр 1).

**Fig. 1.** Micrographs of autogenous spheroidal lead from technogenic placer. а – in SE, б – in BSE. The EDX spectrum (spectrum 1) is shown below the images.

**Таблица 1.** Средний состав свинцовых сфероидов самородного свинца из техногенных россыпей НЗУ

**Table 1.** Average composition of lead spheroids of the native lead from technogenic placers of NZU

| Pb     | Fe   | Sb  | Cu  | Hg  | Au  | Ni  | As  | Mn  | Bi | Zn | Mn | Ag | Ba | Co | Cr | Nb | Cd |
|--------|------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|
| мас. % |      |     |     | г/т |     |     |     |     |    |    |    |    |    |    |    |    |    |
| 98.25  | 0.86 | 0.7 | 0.1 | 300 | 140 | 100 | 100 | 100 | 80 | 60 | 52 | 50 | 45 | 20 | 20 | 5  | 2  |

Примечание. Не отражен углерод, нередко присутствующий в самородных выделениях, поскольку в таблице приведены данные СА.

Note. Carbon, often present in native emissions, is not reflected here because the table shows CA data.

Эмпирическая формула сфероидов:  $Pb_{0.95}Fe_{0.03}Sb_{0.01}Cu_{0.01}$

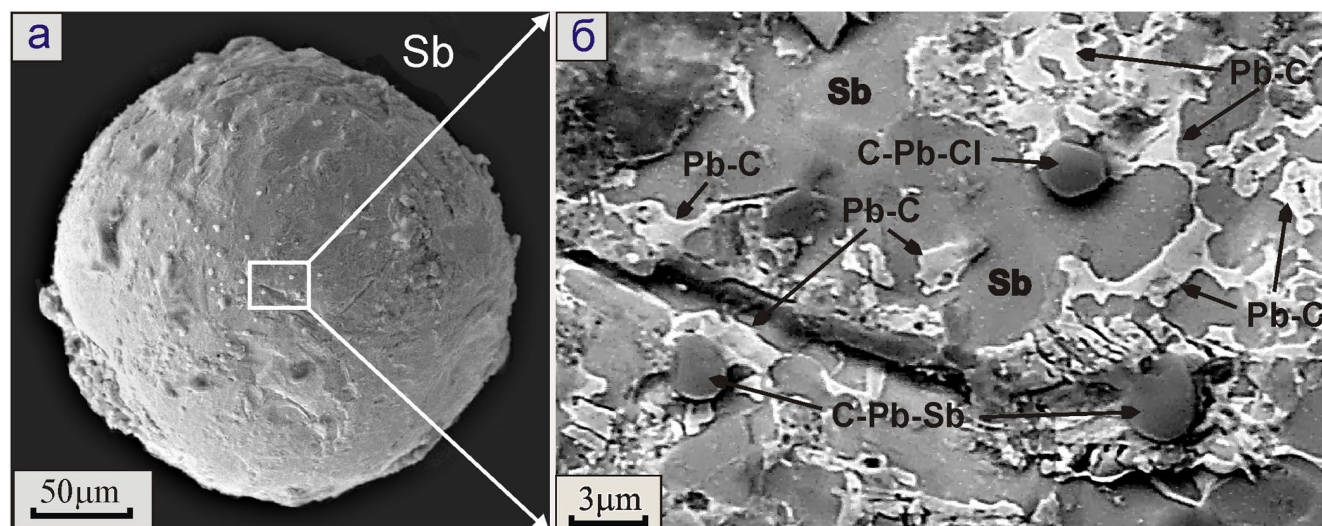
В шарике наблюдаются как крупные включения различной морфологии, так и многочисленные мелкодисперсные включения алюмосиликатного вещества (Сафронов, Кузнецова, 2021). В свинцовой матрице сфероида, фиксируется углерод (см. рис. 1, сп. 1).

В техногенных россыпях встречены самородно-сурьмяные шарики диаметром  $\approx 200\text{--}300$  мкм, на поверхности которых обнаружены минеральные новообразования. Один из таких объектов изучен детально (рис. 2а, б). На его поверхности установлены многочисленные округлые сфероиды диаметром  $\approx 2\text{--}3$  мкм (снимок “б”), имеющие высокоуглеродистый состав с присутствием значительных количеств Pb и меньших Sb. В некоторых из них вместо Sb выявлена примесь Cl. На поверхности сурьмяного шарика установлены мно-

гочисленные пленочные отложения углеродсодержащего свинца. Следует отметить, что углерод присутствует в обеих фазах, т.е. и в сфероидах, и в пленках.

*Металлооксидные и силикатные сфероиды из палеороссыпи НЗУ*

При изучении минерального состава погребенной россыпи в долине р. Некля НЗУ установлены сфероиды различного состава (рис. 3а–в). В тяжелой фракции шлиха выделены немагнитные шарики прозрачные, желтого и розового цвета металлооксидного ( $Pb, Si, Ti, Zn, O$ ) состава с ровной гладкой поверхностью (см. рис. 3а) и непрозрачные серые силикатные ( $SiO_2$  с примесями Cr и Fe; см. рис. 3в). В магнитной фракции установлены железоксидные ( $Fe, O$ ) сфероиды, по-видимому, шпинелиды (см. рис. 3б).

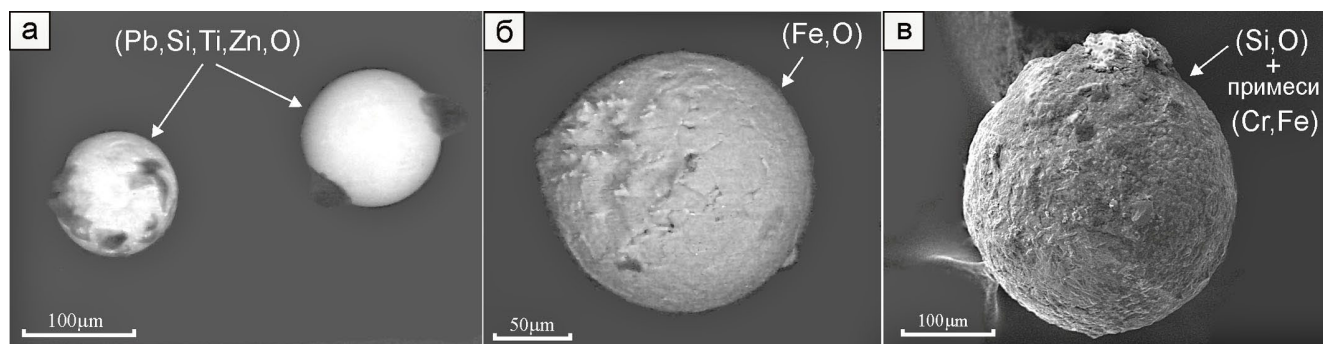


**Рис. 2.** Микроснимок одного из самородно-сурьмянных сфероидов из техногенных россыпей. а – в SE, б – в BSE.

а – общий вид; б – увеличенный участок поверхности, на котором установлены округлые сфероиды C-Pb-Sb- и C-Pb-Cl-составов, и ксеноморфные пленочные отложения (более светлые) Pb-C-состава.

**Fig. 2.** Microdot of one of native antimony spheroids from technogenic placer compounds. а – in SE, б – in BSE.

а – general view; б – enlarged surface area on which rounded spheroids C-Pb-Sb- and C-Pb-Cl-compositions are installed, and xenomorphic film deposits (lighter) Pb-C-formulations.



**Рис. 3.** Сфероиды из палеороссыпи НЗУ различного состава. а, б – в BSE; в – в SE.

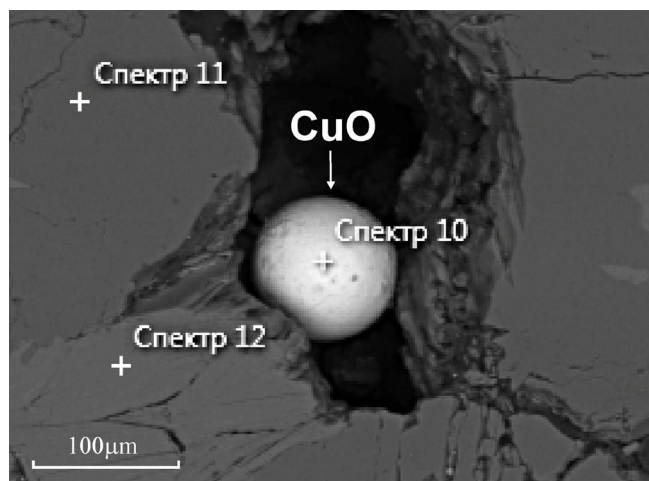
а – металлооксидный, б – железоксидный, в – силикатный с примесями Cr и Fe.

**Fig. 3.** Spheroids from paleorossipy HZU of different composition. а, б – in BSE; в – in SE.

а – metallooxide; б – iron oxide; в – silicate with impurities Cr and Fe.

#### Металлооксидные сфероиды из гранитоидов НЗУ

При изучении минерального состава коренных пород НЗУ из плотика россыпи р. Татарка отобраны образцы палеозойских гранитоидов. В аншлифе одного из образцов (рис. 4) на участке сростка кварца (табл. 2, сп. 11) с Ва-содержащим мусковитом (табл. 2, сп. 12) в интерстиции установлен шарик оксида меди CuO (вероятно, тенорит) (см. рис. 4; табл. 2, сп. 10). Его размер  $\approx 90$  мкм, поверхность гладкая, ровная. Этот минерал, как правило, связан с зоной окисления.



**Рис. 4.** Сфероид оксида меди в породе, состоящей из сростка кварца и мусковита. Черное вокруг шарика CuO – вероятно, углеродистое вещество (УВ) (анализ его не проводился). Снято в BSE.

**Fig. 4.** Spheroid copper oxide in a rock consisting of a fusion of quartz and muscovite. Black around CuO ball – possible carbon substance (no analysis was done). Images in BSE.

Эмпирические формулы, отвечающие измеренным в трех точках составам (в анализе Сп 10 инородная примесь Si – намазка на поверхности шарика, при расчете формулы не учитывалась):

сп. 10 –  $\text{Cu}_{0.99}\text{O}_{1.01}$  – тенорит,

сп. 11 –  $\text{SiO}_2$  – кварц,

сп. 12 –  $(\text{K}_{0.90}\text{Ba}_{0.03})_{0.93}(\text{Al}_{1.76}\text{Mg}_{0.18})_{1.94}[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_{1.6}$  – барийсодержащий мусковит.

*Металлические сфероиды из аллювиальных отложений р. Уркима (Приамурье)*

При изучении минерального состава аллювиальных отложений р. Уркима Уркминского золотоносного узла (УЗУ) выделены металлические сфероиды, четыре из которых рассмотрены ниже (рис. 5а). Территория отбора образцов относится к УЗУ, входящему в Средненюкжинский золотоносный район (Мельников и др., 2006). Река Уркима является правым притоком р. Нюкжи, впадающей в р. Олекма. УЗУ характеризуется наличием рудопроявлений урана, железа, германия, титана и др. и пунктами минерализации хрома, свинца, молибдена, золота и др. (Кошеленко и др., 2020). Кроме того, это один из старейших районов россыпной золотодобычи Приамурья.

Основной состав сфероидов разный. Шарики 1 и 4 состоят из трехкомпонентного сплава Fe-Cr-Ni с примесью Mn, в них железа  $\approx 63$  мас. % (рис. 5; табл. 3, сп. 3, 4; см. рис. 8, табл. 6, сп. 3). Шарик 2 представляет собой сплав Fe-Cr-Cu, в котором Fe составляет  $\approx 90$  мас. % (рис. 6; табл. 4, сп. 6, 7). Шарик 3 состоит в основном из железа с небольшими примесями Si (0.17 мас. %) и C (2.79 мас. %) (рис. 7; табл. 5, сп. 2).

Ниже приводятся эмпирические формулы для каждой проанализированной точки (спектра). При этом учитываются размерные особенности, в частности, ксеноморфных выделений ртутистого золота. Последние, являясь по существу намазкой на поверхности шарика, имеют малую толщину, в ре-



**Таблица 2.** Элементный состав сфероидов CuO и породной матрицы (см. рис. 4), мас. %

**Table 2.** Elemental composition of spheroid CuO and breed matrix (see Fig. 4), wt %

| Спектр | O     | Mg   | Al    | Si    | K    | Fe   | Ba   | Cu    |
|--------|-------|------|-------|-------|------|------|------|-------|
| 10     | 20.46 | —    | —     | 0.48  | —    | —    | —    | 79.06 |
| 11     | 53.26 | —    | —     | 46.74 | —    | —    | —    | —     |
| 12     | 45.15 | 1.16 | 16.36 | 23.49 | 9.77 | 3.54 | 0.54 | —     |

Примечание. Здесь и далее все составы приведены к 100 %. Прочерк – элемент не обнаружен или его содержание ниже чувствительности прибора.

Note. Here and further all formulations are given to 100%. Dash is element not detected or its content is below the sensitivity of the instrument.

зультате из-за того, что электронный пучок пробивает это пленочное образование, в спектрах 1 и 2 появляются элементы матрицы, которые, согласно примененной методике, нами не берутся в расчет. Предполагается, что здесь и далее примесные элементы входят изоморфно в структуру установленных минералов.

Эмпирические формулы:

сп. 1 –  $\text{Au}_{0.80}\text{Hg}_{0.12}\text{Ag}_{0.08}$  – среднепробное ртуть-содержащее золото,

сп. 2 –  $\text{Au}_{0.82}\text{Hg}_{0.11}\text{Ag}_{0.07}$  – среднепробное ртуть-содержащее золото,

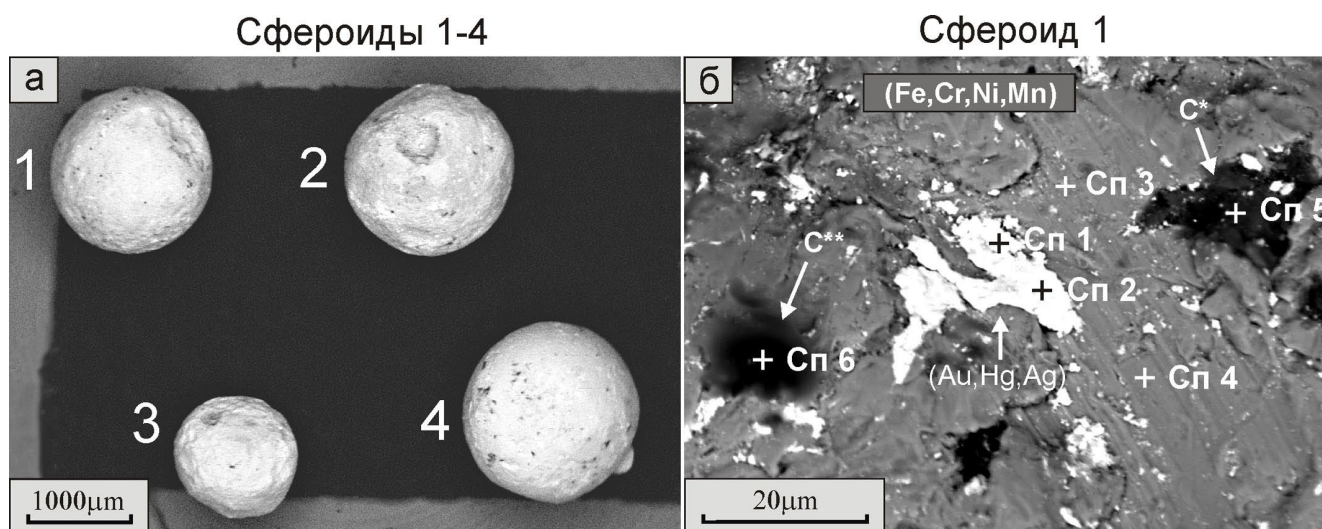
сп. 3 –  $(\text{Fe}_{0.65}\text{Cr}_{0.22}\text{Ni}_{0.09}\text{Mn}_{0.03}\text{Si}_{0.01})[\text{C}_{0.11}\text{O}_{0.03}]_{0.14}$  – сплав железо–хром–никель УВ-содержащий,

сп. 4 –  $(\text{Fe}_{0.66}\text{Cr}_{0.21}\text{Ni}_{0.10}\text{Mn}_{0.02}\text{Si}_{0.01})[\text{C}_{0.11}\text{O}_{0.03}]_{0.14}$  – сплав железо–хром–никель УВ-содержащий,

сп. 5 –  $(\text{Si}_{0.36}\text{Al}_{0.25}\text{Ca}_{0.23}\text{Fe}_{0.13}\text{Cr}_{0.01}\text{Na}_{0.01}\text{K}_{0.01})[\text{C}_{1.69}\text{O}_{1.46}(\text{S},\text{Cl})_{0.01}]_{3.16}$  – углеродсодержащее алюмосиликатное вещество,

сп. 6 –  $[\text{C}_{77.3}\text{O}_{0.04}](\text{Cr}_{0.41}\text{Fe}_{0.1}\text{Mn}_{0.05}\text{Ni}_{0.11}\text{Au}_{0.07}\text{Ti}_{0.02}\text{Al}_{0.06}\text{Si}_{0.1}\text{Na}_{0.08})$  – металлоносное углеродное вещество.

Спектры 1 и 2 по составу близки известному интерметаллическому соединению  $(\text{Au},\text{Ag})\text{Hg}_1$ ,



**Рис. 5.** Микроснимки металлических сфероидов (а) и участка поверхности одного из них (б) с включениями алюмосиликатного вещества  $\text{C}^*$ , содержащего углерод, высокоуглеродистого вещества  $\text{C}^{**}$  и выделениями ртутного золота  $(\text{Au},\text{Hg},\text{Ag})$ . Снято в BSE.

$\text{C}^*$  – углеродистое вещество, в состав которого входят кислород и примеси основных элементов O, Si, Ca, Fe, Al, Cr (табл. 3, спектр 5);  $\text{C}^{**}$  – высокоуглеродистое вещество с примесями основных элементов Fe, O, Cr, Au, Ni (табл. 3, спектр 6).

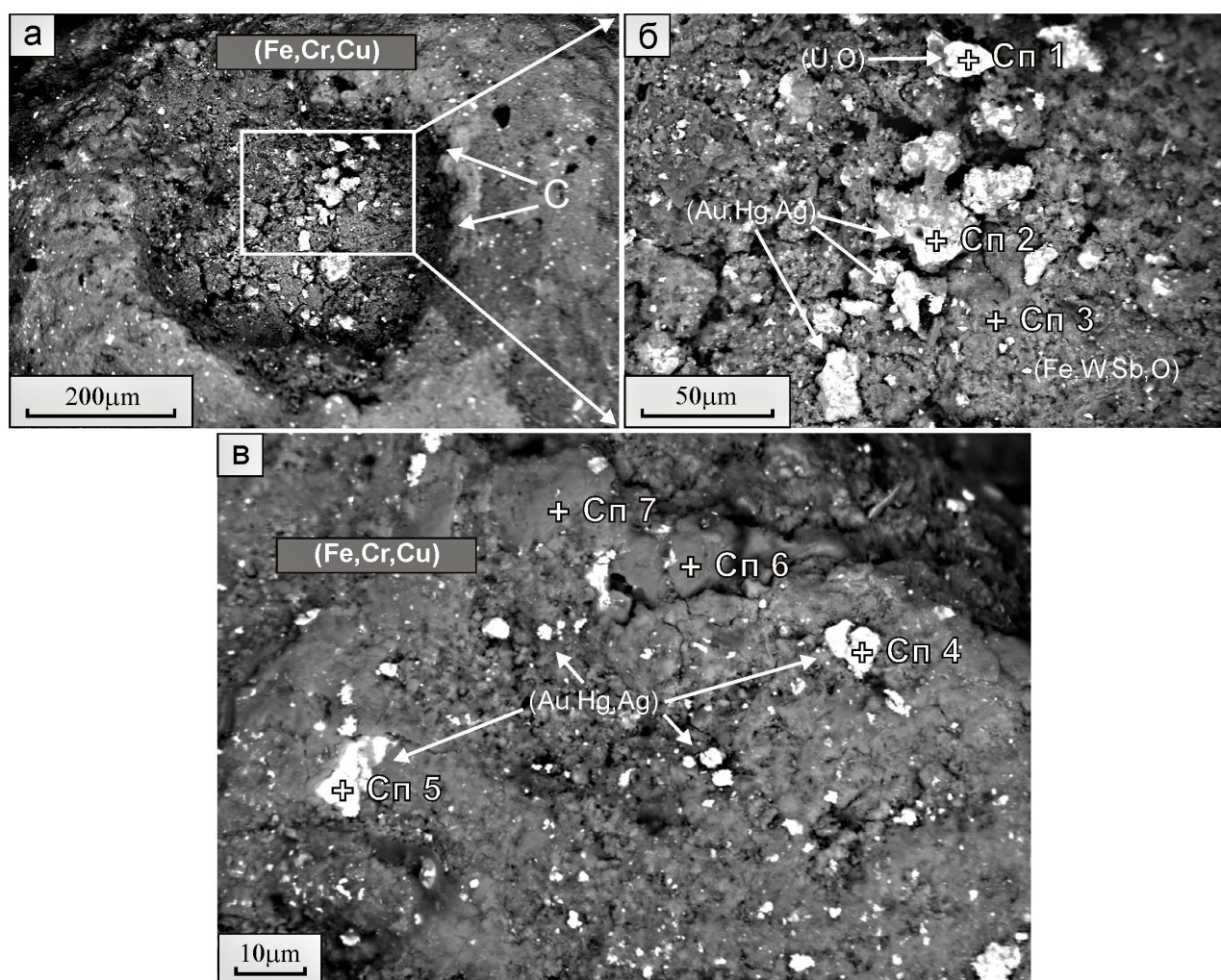
**Fig. 5.** Microimages of metallic spheroids (a) and surface area of 1st of them (б) with the inclusion of aluminosilicate substance  $\text{C}^*$ , containing carbon, high carbon substance  $\text{C}^{**}$  and mercury gold  $(\text{Au},\text{Hg},\text{Ag})$ . Shot in BSE.

$\text{C}^*$  – carbon substance, which includes oxygen and impurities of the main elements O, Si, Ca, Fe, Al, Cr (Table 3, spectrum 5);  $\text{C}^{**}$  – high-carbon substance with months of main elements Fe, O, Cr, au, Ni (Table 5, spectrum 6).

**Таблица 3.** Состав сфероид 1 и минеральных образований на его поверхности (см. рис. 5), мас. %**Table 3.** Composition of spheroid 1 and mineral formations on its surface (see Fig. 5), wt %

| Спектр | C     | O     | Na   | Al   | Si    | S    | Cl   | K    | Ca    | Ti   | Cr    | Mn   | Fe    | Ni   | Ag   | Au    | Hg    |
|--------|-------|-------|------|------|-------|------|------|------|-------|------|-------|------|-------|------|------|-------|-------|
| 1      | 6.79  | 1.64  | —    | —    | 0.16  | —    | —    | —    | —     | —    | —     | —    | 1.03  | —    | 3.98 | 75.04 | 11.36 |
| 2      | 5.71  | 1.77  | —    | —    | —     | —    | —    | —    | —     | —    | 1.03  | —    | 2.87  | —    | 3.75 | 74.97 | 9.89  |
| 3      | 2.19  | 0.83  | —    | —    | 0.31  | —    | —    | —    | —     | —    | 20.44 | 3.00 | 63.96 | 9.28 | —    | —     | —     |
| 4      | 5.14  | 1.01  | —    | —    | 0.46  | —    | —    | —    | —     | —    | 18.71 | 1.68 | 63.32 | 9.68 | —    | —     | —     |
| 5      | 25.85 | 29.81 | 0.36 | 8.51 | 12.83 | 0.10 | 0.35 | 0.26 | 11.99 | —    | 0.53  | —    | 9.41  | —    | —    | —     | —     |
| 6      | 84.60 | 4.98  | 0.16 | 0.14 | 0.25  | 0.09 | 0.09 | —    | —     | 0.10 | 1.96  | 0.24 | 5.50  | 0.62 | —    | 1.28  | —     |

## Сфероид 2

**Рис. 6.** Микроснимки участков сфероид 2 Fe-Cr-Cu-состава (см. рис. 5а). Снято в BSE.

а – выемка на поверхности шара, окруженная углеродом (C); б – участок с включениями уранового минерала (U,O), ртутистого золота (Au,Hg,Ag) и выделением (Fe,W,Sb,O) состава; в – участок с многочисленными обособлениями ртутистого золота.

**Fig. 6.** Microscopic images of spheroid regions 2 Fe-Cr-Cu-composition (see Fig. 5a). Shot in BSE.

а – a excavation on the surface of the ball surrounded by carbon (C); б – a site with the inclusion of uranium mineral (U,O), mercury gold (Au,Hg,Ag) and the separation (Fe,W,Sb,O) composition; в – a plot with numerous separations of mercury gold.



**Таблица 4.** Состав шарика 2 (см. рис. 5а) и минеральных образований на его поверхности (см. рис. 6б, в), мас. %

**Table 4.** Composition of the ball 2 (see Fig. 5a) and mineral formations on its surface (see Fig. 6б, в), wt %

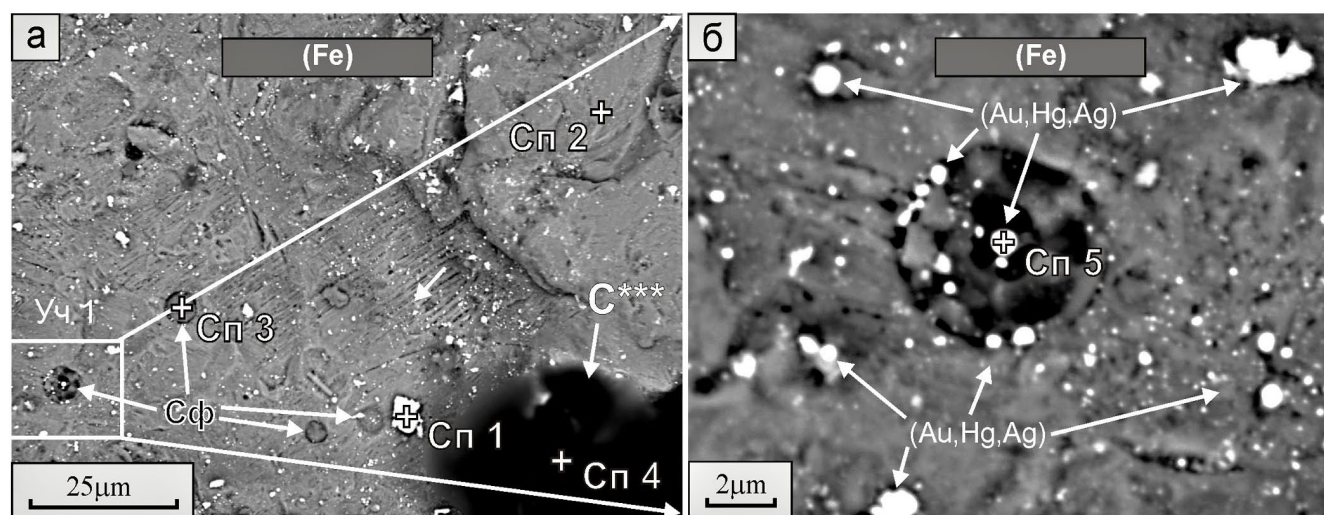
| Спектр | C    | O     | Na   | Si   | S    | Cr   | Fe    | Cu   | Sr   | Ag   | Sb   | W     | Au    | Hg   | U     |
|--------|------|-------|------|------|------|------|-------|------|------|------|------|-------|-------|------|-------|
| 1      | 9.13 | 16.68 | —    | —    | —    | —    | 5.22  | —    | —    | —    | —    | 1.69  | —     | —    | 67.29 |
| 2      | 3.77 | 11.31 | —    | 0.43 | —    | —    | 6.87  | —    | 1.30 | 3.74 | —    | —     | 63.65 | 8.94 | —     |
| 3      | 4.60 | 20.14 | 1.86 | —    | 0.40 | 1.87 | 45.30 | 0.87 | —    | —    | 4.38 | 20.58 | —     | —    | —     |
| 4      | 5.22 | 2.88  | —    | 0.11 | —    | —    | 2.46  | —    | —    | 1.99 | —    | —     | 80.88 | 6.45 | —     |
| 5      | 5.67 | 3.28  | —    | 0.20 | —    | —    | 4.05  | —    | —    | 5.54 | —    | —     | 71.69 | 9.57 | —     |
| 6      | 2.80 | —     | —    | 0.16 | —    | 4.18 | 89.50 | 3.36 | —    | —    | —    | —     | —     | —    | —     |
| 7      | 4.17 | —     | —    | 0.26 | —    | 4.16 | 88.07 | 3.35 | —    | —    | —    | —     | —     | —    | —     |

встреченному в техногенных россыпях (Сафронов, Кузнецова, 2017).

В сфероиде 1 Fe-Cr-Ni-Mn-состава (см. рис. 5б; табл. 3, сп. 3, 4) отмечаются включения алюмосиликатного вещества С\*, содержащего углерод (25.85 мас. %), и высокоуглеродистого металлоносного вещества С\*\* с концентрацией С 84.60 мас. % (см. табл. 3, сп. 5, 6). На его поверхности имеются разных размеров ксеноморфные и изометрические выделения ртутистого золота (см. рис. 5б; табл. 3, сп. 1, 2).

В сфероиде 2 Fe-Cr-Cu-состава (см. рис. 6; табл. 4, сп. 7, 8) наблюдаются морфологические особенности, заключающиеся в следующем. На поверхности сфероида (см. рис. 5а) имеется углубление, в котором находится выпуклое почти округлое образование, обрамленное углеродистой оторочкой. На выпуклости видны выделения микрофаз разного состава (см. рис. 6б). Ряд фаз имеют состав ртутистого золота (Au, Hg, Ag) (см. табл. 4, сп. 2). Одна фаза (U, O) относится к оксиду либо гидрооксиду урана (см. табл. 4, сп. 1). Здесь же фикс-

### Сфероид 3



**Рис. 7.** Микроснимки участков железного сфероида 3 (см. рис. 5а).

а – включение углеродистого вещества C\*\*\*, б – многочисленные округлые обособления ртутистого золота (Au,Hg,Ag). Снято в BSE.

C\*\*\* – углеродистое вещество, в состав которого входят кислород и примеси основных элементов Fe, N, O, Au, Hg (см. табл. 4, спектр 4).

**Fig. 7.** Iron spheroid 3 (Fig. 5 a).

а – inclusion of carbon substance C\*\*\*, б – numerous rounded separations of mercury gold (Au,Hg,Ag). Shot in BSE.

C\*\*\* is a carbon substance containing oxygen and impurities of the main elements Fe, N, O, Au, Hg (see Table 4, spectrum 4).

**Таблица 5.** Состав сфероид 3 (см. рис. 5а) и минеральных выделений на нем (см. рис. 7), мас. %**Table 5.** Composition of spheroid 3 (see Fig. 5a) and mineral extracts on it (see Fig. 7), wt %

| Спектр | C     | N     | O     | Na   | Si   | S    | Cl   | Cr   | Mn   | Fe    | Cu   | Ag   | Sb   | W    | Au    | Hg    |
|--------|-------|-------|-------|------|------|------|------|------|------|-------|------|------|------|------|-------|-------|
| 1      | 11.65 | —     | 3.12  | —    | —    | —    | —    | —    | —    | 10.13 | —    | 1.64 | 1.75 | —    | 63.21 | 8.49  |
| 2      | 2.79  | —     | —     | —    | 0.17 | —    | —    | —    | —    | 97.04 | —    | —    | —    | —    | —     | —     |
| 3      | 3.28  | —     | 16.42 | —    | 0.33 | 0.19 | —    | 0.90 | 5.15 | 72.25 | —    | —    | —    | —    | 0.92  | 0.55  |
| 4      | 55.34 | 12.60 | 8.31  | 0.38 | 0.18 | 0.61 | 0.18 | —    | —    | 21.30 | —    | —    | —    | —    | 0.59  | 0.50  |
| 5      | 1.94  | —     | 6.97  | —    | —    | —    | —    | 0.44 | 1.94 | 40.95 | 1.31 | 3.83 | —    | 1.55 | 27.79 | 13.28 |

сируются агрегаты (Fe, W, Sb, O)-состава с примесями Na, Cr, Cu, S и C (см. табл. 4, сп. 3). Несколько ниже от впадины (см. рис. 6в) приведен участок шарика 2 с многочисленными выделениями на его поверхности частиц ртутистого золота (Au, Hg, Ag) (см. табл. 4, сп. 4, 5).

Следует обратить внимание на то, что выделения ртутистого золота не монолитные (см. рис. 5б, в; сп. 2, 4, 5), а, по существу, представляют собой агрегаты, состоящие из фаз ртутистого золота и металлосодежающего УВ. С учетом этого приводятся эмпирические формулы:

сп. 1 –  $\text{UO}_2$  – уранинит; его обособление находится на включении УВ, при этом электронным пучком частично захватываются Fe и W содержащие агрегаты (см. сп. 3);

сп. 2 –  $\text{Au}_{0.80}\text{Hg}_{0.11}\text{Ag}_{0.09}$  – среднепробное ртутьсодержащее золото – фаза в агрегате, содержащем УВ;

сп. 3 –  $(\text{Fe}_{0.74}\text{Cr}_{0.03}\text{Cu}_{0.01}\text{W}_{0.10}\text{S}_{0.01}\text{Na}_{0.07}\text{Sb}_{0.04})[\text{C}_{0.35}\text{O}_{1.14}]$  – оксид Fe сложного состава с примесью W и УВ, из которого состоит один из агрегатов, имеющий мелкокристаллическое строение;

сп. 4 –  $\text{Au}_{0.89}\text{Hg}_{0.07}\text{Ag}_{0.04}$  – высокопробное ртутьсодержащее золото в агрегате с УВ;

сп. 5 –  $\text{Au}_{0.79}\text{Hg}_{0.10}\text{Ag}_{0.11}$  – среднепробное ртутьсодержащее золото в агрегате с УВ;

сп. 6 –  $(\text{Fe}_{0.92}\text{Cr}_{0.05}\text{Cu}_{0.03})\text{C}_{0.13}$  – самородное железо с УВ-примесью;

сп. 7 –  $(\text{Fe}_{0.86}\text{Cr}_{0.1}\text{Cu}_{0.03}\text{Si}_{0.01})\text{C}_{0.21}$  – самородное железо с УВ-примесью.

Следует подчеркнуть, что спектры 2, 4, 5 практически отвечают интерметаллическому соединению  $(\text{Au,Ag})_9\text{Hg}_1$ .

Сфероид 3 состоит практически из чистого железа (см. табл. 5, сп. 2). В нем есть включение углеродистого вещества  $\text{C}^{***}$ , представляющего собой металлоорганическое соединение, в состав которого, наряду с углеродом (55.34 мас. %), входят Fe (21.30 мас. %), N (12.60, S 0.61, Cl 0.18, O 8.31, Au 0.59 мас. %) и ряд других малозначимых элементов. По всей поверхности участка (см. рис. 7а) наблюдаются изометрические частицы ртутистого золота размером 2–3 мкм и меньше, также установлено образование ромбовидной формы с со-

ставом, аналогичным таковому примесей C, Sb, O (см. рис. 7а; табл. 5, сп. 1). Кроме того, просматриваются очень мелкие округлые выемки размером  $\approx 3\text{--}6$  мкм (Сф), по-видимому, следы от газовых пузырей. При большем увеличении (см. рис. 7б) установлены несколько ксеноморфных частиц ртутистого золота  $(\text{Au,Hg,Ag})$  размером  $\approx 0.6\text{--}2$  мкм и многочисленные сфероидные образования также ртутистого золота размером  $\approx 0.1\text{--}0.8$  мкм. Состав одного из них без учета элементов матрицы приблизительно отвечает интерметаллическому соединению  $\approx (\text{Au,Ag})_3\text{Hg}_1$  (см. рис. 7б; табл. 5, сп. 5).

Эмпирические формулы:

сп. 1 –  $(\text{Au}_{0.82}\text{Hg}_{0.11}\text{Ag}_{0.04}\text{Sb}_{0.03})$  – среднепробное ртутьсодержащее золото; обособление лежит на углеродистой подложке;

сп. 2 –  $(\text{Fe}_{0.99}\text{Si}_{0.01})\text{C}_{0.13}$  – самородное железо с примесью УВ;

сп. 3 –  $(\text{Fe}_{0.91}\text{Mn}_{0.06}\text{Cr}_{0.01}(\text{Au,Ag})_{0.01}\text{Si}_{0.01})[\text{C}_{0.13}\text{O}_{0.72}]_{0.85}$  – оксид железа сложного состава с примесями Au, Hg и других элементов, а также с примесью УВ; идеально округлое выделение размером  $\approx 6$  мкм в железной матрице;

сп. 4 –  $(\text{Fe}_{0.93}\text{Au}_{0.01}\text{Ag}_{0.01}\text{Na}_{0.04}\text{Si}_{0.01})[\text{C}_{11.28}\text{N}_{2.05}\text{O}_{1.27}]_{14.6}$  – металлоорганическое соединение с незначительными примесями Au, Hg, S и Cl;

сп. 5 –  $(\text{Au}_{0.58}\text{Hg}_{0.27}\text{Ag}_{0.15})$  – низкопробное ртутистое золото (многочисленные шарики).

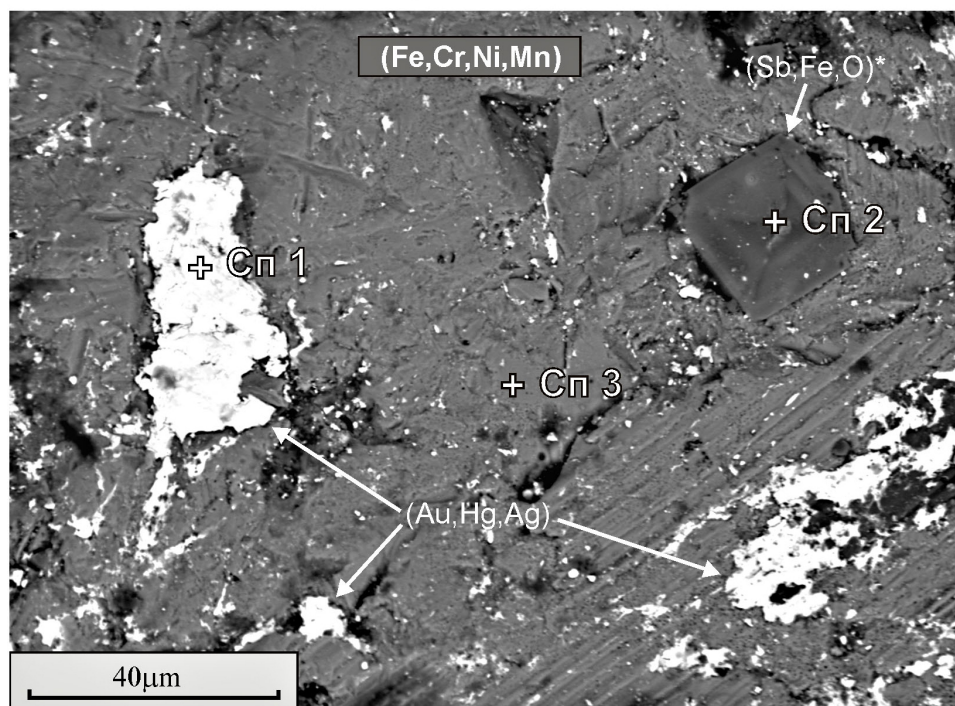
Следует отметить, что спектр 1 практически отвечает интерметаллическому соединению  $(\text{Au,Ag,Sb})_9\text{Hg}_1$ , а спектр 5 – приближенно соединению  $(\text{Au,Ag})_3\text{Hg}_1$ .

В сфероиде № 4 Fe-Cr-Ni-Mn-состава (рис. 8, табл. 6, сп. 2) установлено кубическое включение  $(\text{Sb, Fe, O})^*$  сложного Sb-Fe-Cr-Ni-Mn-оксидного состава с примесями Na и C (вероятно, трипугит, тетрагональный минерал со структурным типом рутила). На поверхности сфероиды зафиксированы как крупные, так и многочисленные мелкие выделения ртутистого золота (Au, Hg, Ag).

Эмпирические формулы:

сп. 1 –  $(\text{Au}_{0.66}\text{Hg}_{0.23}\text{Ag}_{0.11})$  – низкопробное ртутистое золото; тонкопленочная намазка на включении углеродистого вещества;

## Сфероид 4



**Рис. 8.** Микроснимок участка поверхности сфероид 4 (см. рис. 5а) (Fe,Cr,Ni,Mn)-состава с выделениями ртутного золота (Au,Ag,Hg) (спектр 1) и включением сурьмянистого минерала (Sb,Fe,O)\* (спектр 2). Снято в BSE.

Сурьмянистый минерал (Sb,Fe,O)\* содержит примеси Cr, Na, Ni, Mn (табл. 6, спектр 2).

**Fig. 8.** Microimage of the surface area of spheroid 4 (see Fig. 5a) (Fe,Cr,Ni,Mn)-composition with mercury gold (Au,Ag,Hg) secretions (spectrum 1) and the inclusion of antimony mineral (Sb,Fe,O)\* (spectrum 2). Shot in BSE.

Antimony mineral (Sb, Fe, O)\* contains impurities Cr, Na, Ni, Mn (Table 6, spectrum 2).

**Таблица 6.** Состав сфероид 4 (см. рис. 5а) и минеральных включений на нем (см. рис. 8), мас. %

**Table 6.** Composition of spheroid 4 (see Fig. 5a) and mineral inclusions on it (see Fig. 8), wt %

| Спектр | C    | O     | Na   | Si   | Cr    | Mn   | Fe    | Ni   | Ag   | Sb    | Au    | Hg    |
|--------|------|-------|------|------|-------|------|-------|------|------|-------|-------|-------|
| 1      | 6.04 | 1.92  | —    | —    | —     | —    | 1.36  | —    | 5.53 | —     | 73.74 | 11.42 |
| 2      | 3.08 | 20.79 | 5.25 | —    | 6.49  | 1.37 | 23.97 | 3.66 | —    | 35.39 | —     | —     |
| 3      | 2.63 | —     | —    | 0.56 | 22.20 | 4.13 | 63.14 | 7.33 | —    | —     | —     | —     |

сп. 2 –  $(\text{Fe}_{0.49}\text{Cr}_{0.14}\text{Ni}_{0.08}\text{Mn}_{0.03}\text{Na}_{0.26})[\text{Sb}_{0.33}\text{C}_{0.29}\text{O}_{1.49}]$  – железосурьмяной оксид сложного состава (вероятно, трипугит) с примесями ряда элементов и УВ;

сп. 3 –  $(\text{Fe}_{0.67}\text{Cr}_{0.23}\text{Ni}_{0.06}\text{Mn}_{0.03}\text{Si}_{0.01})\text{C}_{0.13}$  – никель-хром-железный сплав с примесями Mn и УВ.

Следует отметить, что в сфероид 1 и 3 есть относительно крупные включения углеродистого вещества разного состава С\*, С\*\*, С\*\*\*, содержание углерода в которых 25.85, 84.60, 55.34 мас. % соответственно. Кроме того, углерод есть в самом составе всех четырех шариков. В углероди-

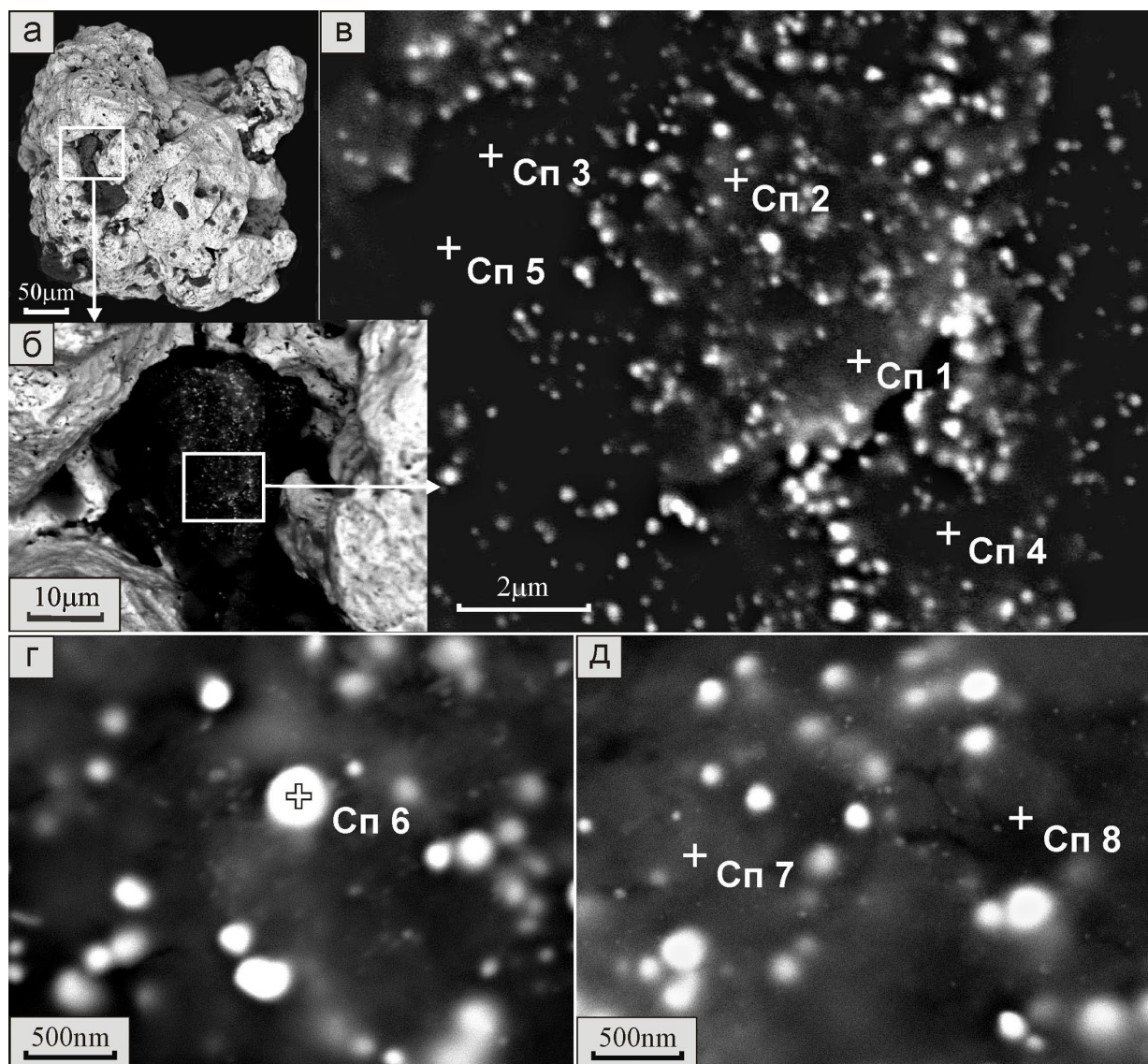
стых включениях присутствуют примеси серы (S) и хлора (Cl).

*Ультратонкое сфероидное золото Октябрьского золотоносного узла (ОЗУ).*

Октябрьский золотоносный узел занимает водораздельную часть рек Джелтулак, Джелтулак 1-й, Бол. Джелтулак и относится к Зее-Селемджинскому золотоносному району (Мельников и др., 2006).

При изучении самородного золота из докембрийских известняковых отложений ОЗУ в одном из образцов обнаружено ультратонкое золото (рис. 9а).





**Рис. 9.** Самородное золото (а) и ассоциирующая с ним порода (б) ОЗУ, содержащая сфероидные частицы золота (в–д). Снято в BSE.

**Fig. 9.** Native gold (a) and associated rock (б) RAM containing spheroidal gold particles (в–д). Shot in BSE.

Исследован один из участков зерна (рис. 9б), в котором закапсулирована порода с многочисленными включениями в ней преимущественно сфероидальных частиц золота размером от 300 нм до  $\approx 50$  нм и менее (рис. 9в–д).

Участок минеральной матрицы, в пределах которой сосредоточены сфероидные частицы золота, состоит преимущественно из глинистых минералов. Состав отдельных частиц Au равен 100 мас. % (табл. 7, сп. 6), т.е. проба составляет 1000 ‰. Порода содержит примесь Au, что указывает на присутствие в ней ультратонкого золота (см. рис. 9г; табл. 7, сп. 7, 8), а в ряде случаев и Ag, вместе с которым в этих же точках отмечаются повышенные

содержания Au – 11.53 и 13.35 мас. % (см. рис. 9б, табл. 7, сп. 1, 4). Помимо того, в породе регистрируется примесь ртути  $\approx$  от 1.5 до 2.5 мас. %.

Эмпирические формулы:

сп. 1 – 0.98 алюмосиликатная матрица + 0.02 ( $\text{Au}_{0.79}\text{Ag}_{0.11}\text{Hg}_{0.1}$ ) – среднепробное ртутьсодержащее золото;

сп. 2 – 0.99 алюмосиликатная матрица + 0.01 ( $\text{Au}_{0.82}\text{Hg}_{0.18}$ ) – среднепробное ртутьсодержащее золото;

сп. 3 – 0.995 алюмосиликатная матрица + 0.005 ( $\text{Au}_{0.64}\text{Hg}_{0.36}$ ) – низкопробное ртутьсодержащее золото;

сп. 4 – 0.98 алюмосиликатная матрица + 0.02 ( $\text{Au}_{0.79}\text{Ag}_{0.04}\text{Hg}_{0.17}$ ) – среднепробное ртутьсодержащее золото;

**Таблица 7.** Состав ультратонкого самородного золота и породной матрицы (см. рис. 9в–д), мас. %

**Table 7.** Composition of Ultrafine Native Gold and Breeding Matrix (see Fig. 9в–д), wt %

| Спектр | O     | Mg   | Al    | Si    | K    | Ti   | Fe   | Ag   | Au    | Hg   |
|--------|-------|------|-------|-------|------|------|------|------|-------|------|
| 1      | 44.16 | –    | 15.45 | 14.48 | –    | 8.14 | 1.74 | 1.05 | 13.35 | 1.62 |
| 2      | 53.11 | 0.04 | 17.34 | 16.73 | –    | 3.35 | 1.27 | –    | 6.64  | 1.51 |
| 3      | 50.91 | 0.08 | 19.07 | 18.57 | 0.07 | 5.35 | 1.76 | –    | 2.68  | 1.51 |
| 4      | 41.08 | 0.05 | 16.30 | 15.83 | 0.41 | 9.66 | 2.29 | 0.33 | 11.53 | 2.52 |
| 5      | 58.23 | 0.16 | 16.10 | 15.77 | –    | 2.17 | 1.49 | –    | 4.50  | 1.57 |
| 6      | –     | –    | –     | –     | –    | –    | –    | –    | 100.0 | –    |
| 7      | 50.26 | –    | 17.42 | 19.15 | –    | 3.08 | 2.11 | –    | 7.99  | –    |
| 8      | 56.04 | –    | 16.74 | 18.39 | –    | 3.19 | 1.31 | –    | 4.32  | –    |

сп. 5 – 0.99 алюмосиликатная матрица + 0.01 ( $\text{Au}_{0.75}\text{Hg}_{0.25}$ ) – относительно низкопробное ртутьсодержащее золото;

сп. 6 – Au – высокопробное самородное золото (проба 1000 ‰);

сп. 7 – 0.99 алюмосиликатная матрица + 0.01 Au;

сп. 8 – 0.996 алюмосиликатная матрица + 0.004 Au.

Другой образец самородного золота (рис. 10а) из той же зоны ОЗУ, что и предыдущий, также содержит включения метасоматической породы (см. рис. 10а, б), в которой обнаружено ультратонкое золото (см. рис. 10в, г) ртутистого состава (см. рис. 10б; табл. 8, сп. 4, 5). Величина частиц варьируется от первых десятков нанометров до 500–600 нм.

Эмпирические формулы:

сп. 1 – 0.99 алюмосиликатная матрица + 0.01 ( $\text{Au}_{0.67}\text{Hg}_{0.33}$ ) – амальгама золота;

сп. 2 – 0.99 алюмосиликатная матрица + 0.01 ( $\text{Au}_{0.92}\text{Hg}_{0.08}$ ) – высокопробное ртутьсодержащее золото;

сп. 3 – Cu самородная медь;

сп. 4 –  $\text{Au}_{0.81}\text{Hg}_{0.19}$  – амальгама золота;

сп. 5 –  $\text{Au}_{0.72}\text{Hg}_{0.28}$  – амальгама золота;

сп. 6 –  $\text{Au}_{0.97}\text{Cu}_{0.03}$  – весьма высокопробное золото;

сп. 7 – 0.99 алюмосиликатная матрица + 0.01 ( $\text{Au}_{0.91}\text{Hg}_{0.09}$ ) – высокопробное золото;

сп. 8 –  $\text{Au}_{0.96}\text{Cu}_{0.04}$  – весьма высокопробное золото;

сп. 9 –  $\text{Au}_{0.97}\text{Cu}_{0.03}$  – весьма высокопробное золото.

Обнаружено небольшое выделение самородной меди (см. рис. 10б; табл. 8, сп. 3). Включение породы имеет гидратированный алюмосиликатный состав и представляет собой ультратонкодисперсную смесь глинистых минералов (см. табл. 8, сп. 1, 2, 7). В породной матрице есть примеси Au и Hg, что указывает на присутствие в ней ультратонкого невидимого золота и кластеров ртути либо кластеров соединений Au с Hg (см. табл. 8, сп. 1, 2, 7). Состав видимых частиц отвечает медистому золоту – 98.66–99.00 мас. % Au, 1.34–1.00 мас. % Cu (см. рис. 10в; табл. 8, сп. 6; рис. 10г, табл. 8, сп. 8, 9), его проба ≈ 987–990 ‰.

*Экспериментальные данные по концентрированию рудных металлов*

Под руководством академика РАН В.Г. Моисеенко проведены экспериментальные работы по концентрированию и укрупнению благородных металлов в различном горнорудном сырье (Моисеенко, 2007; Моисеенко, Кузнецова, 2010). Исходный материал, как правило, не содержал макроскопическое (различаемое невооруженным глазом человека) золото. В результате экспериментов происходило разрушение минералов-концентраторов и высвобождение закапсулированных в них частиц золота, серебра и свинца. На заключительной стадии опытов эти металлы агрегировались и образовывали крупные, вплоть до самородков, сростки благородного металла. Часть из них имели фрактально-кластерную структуру, а часть сфероидную (рис. 11а–в). Иногда благородные металлы по сумме превосходили количество свинца в шаровидных образованиях, а золото полностью замещало свинец (табл. 9). Причем в результате экспериментов образовывались не только золотоносные округлые образования, но и шарики свинца, железа и хрома. Наличие тех или иных примесей в новообразованиях зависит от минерального состава исходного материала (т. е. присутствия минералов свинца, меди, олова, железа и тд.).

Эмпирические формулы:

а –  $\text{Pb}_{0.48}\text{Au}_{0.25}\text{Ag}_{0.07}\text{Fe}_{0.1}\text{Cu}_{0.07}\text{Sn}_{0.03}$  – золотосвинцовый сплав;

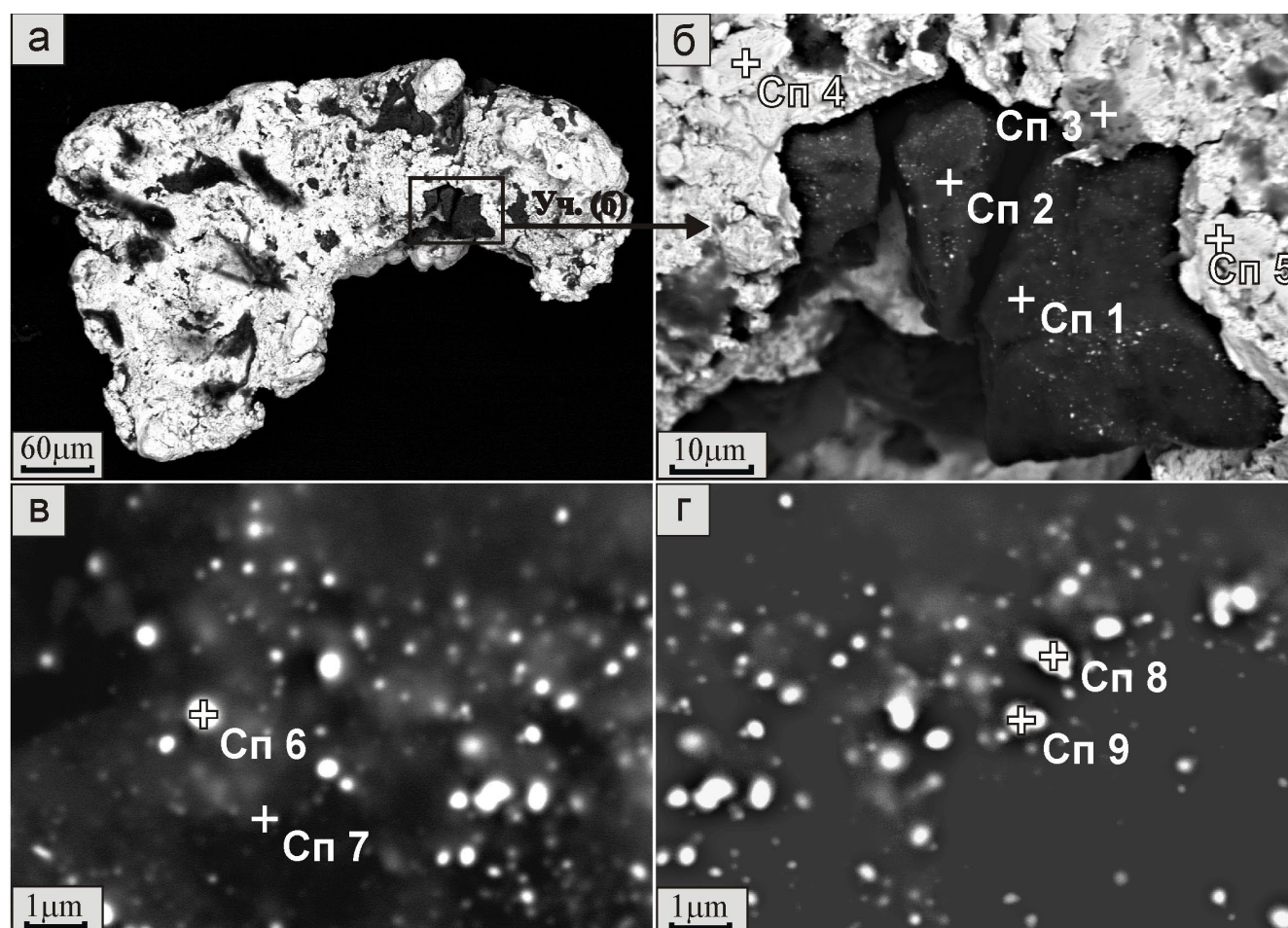
б –  $\text{Au}_{0.75}\text{Pb}_{0.12}\text{Ag}_{0.07}\text{Cu}_{0.02}\text{Sn}_{0.02}\text{Hg}_{0.01}\text{Fe}_{0.01}$  – свинцово-золотой сплав;

в –  $\text{Au}_{0.81}\text{Ag}_{0.15}\text{Pb}_{0.02}\text{Cu}_{0.01}(\text{Hg}, \text{Sn}, \text{Fe})_{0.01}$  – среднепробное золото с примесями ряда элементов.

*Сфероидные формы минералов в живой природе. Металлосиликатные шарики из желудочно-кишечного тракта плоского морского ежа*

Этот краткий материал приведен, чтобы показать, что даже в живой природе вещество часто приобретает сфероидные формы. Так, при изучении продуктов переработки в желудочно-кишечном





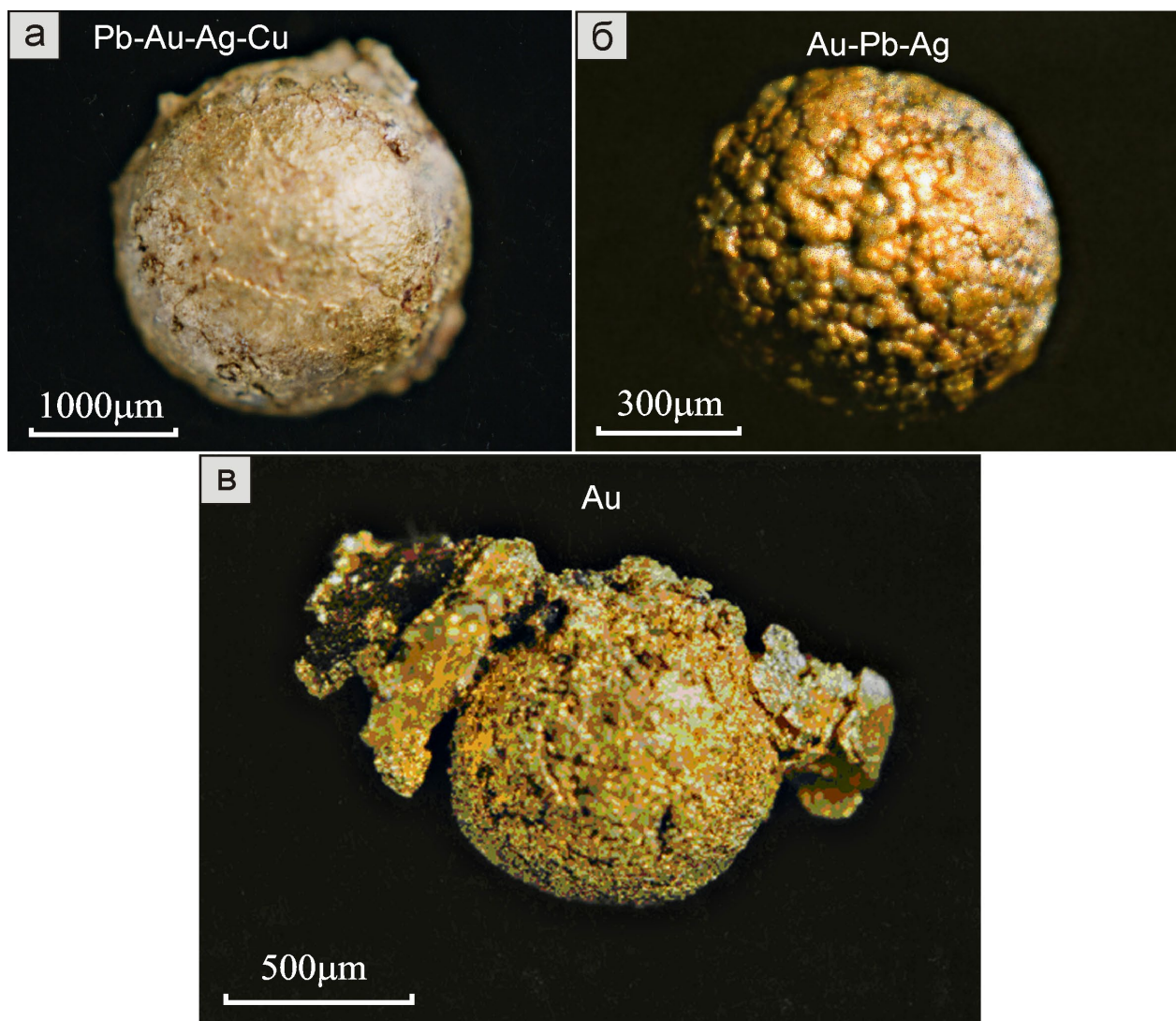
**Рис. 10.** Самородное золото (а) и участки метасоматической породы (б–г) с включениями сфероидного золота при различных увеличениях. Снято в BSE.

**Fig. 10.** Native gold (a) and sites of metasomatic rock (б–г) with spheroidal gold inclusions at various increases. Shot in BSE.

**Таблица 8.** Состав фаз в зерне самородного золота и сфероидных частиц золота (см. рис. 10б–г), мас. %

**Table 8.** Phase composition in native gold grains and spheroidal gold particles (see Fig. 10б–г), wt %

| Спектр | O     | Na   | Mg   | Al    | Si    | Cl   | Ca   | K    | Ti   | Fe   | Cu     | Au    | Hg    |
|--------|-------|------|------|-------|-------|------|------|------|------|------|--------|-------|-------|
| 1      | 56.48 | 0.31 | 0.49 | 18.29 | 17.61 | 0.35 | 1.32 | –    | 0.64 | 1.11 | –      | 2.28  | 1.12  |
| 2      | 52.27 | 0.21 | 0.11 | 16.75 | 15.77 | 0.36 | –    | –    | 1.95 | 1.18 | –      | 10.42 | 0.97  |
| 3      | –     | –    | –    | –     | –     | –    | –    | –    | –    | –    | 100.00 | –     | –     |
| 4      | –     | –    | –    | –     | –     | –    | –    | –    | –    | –    | –      | 80.34 | 19.66 |
| 5      | –     | –    | –    | –     | –     | –    | –    | –    | –    | –    | –      | 71.93 | 28.07 |
| 6      | –     | –    | –    | –     | –     | –    | –    | –    | –    | –    | 1.09   | 98.91 | –     |
| 7      | 50.82 | 0.34 | 0.23 | 17.91 | 16.94 | 0.30 | –    | 0.24 | 3.15 | 1.36 | –      | 7.92  | 0.79  |
| 8      | –     | –    | –    | –     | –     | –    | –    | –    | –    | –    | 1.34   | 98.66 | –     |
| 9      | –     | –    | –    | –     | –     | –    | –    | –    | –    | –    | 1.00   | 99.00 | –     |



**Рис. 11.** Сфероидные образования – продукты экспериментов по обогащению и концентрированию рудных элементов. Снято в BSE.

а – свинцовый шарик, обогащенный Au, Ag, Cu и другими элементами; б – низкопробный золотой шарик, обогащенный Pb, Ag и другими элементами и состоящий из многочисленных сфероидных обособлений; в – шарик высокопробного золота с пластинчатыми наростами одноименного состава на нем.

**Fig. 11.** Spheroidal formations - products of enrichment experiments and concentration of ore elements. Shot in BSE.

а – lead ball enriched Au, Ag, Cu, etc. elements; б – base gold ball enriched with Pb, Ag, etc. by elements, and consisting of numerous spheroidal detachments; в – a ball of high-grade gold with plate-like derivations of the same composition on it.

тракте плоского морского ежа (Елькин и др., 2013) обнаружены шаровидные металлосиликатные образования размером от 10 до 25 мкм, содержащие многочисленные микрочастицы серебра (рис. 12).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В целом изученные образования по химическому составу подразделяются на металлические, металлоидные, металлооксидные, силикатные и ме-

таллосиликатные. Размеры сфероидов (в диаметре), укладываемые в нанометровый диапазон, составляют ~от 50 до 500–600 нм, в микрометровом диапазоне – от нескольких десятков до сотен микрометров, самые крупные могут достигать ≈1–2 мм.

Группу металлических и металлоидных сфероидальных и близких к ним по форме образований из техногенных россыпей НЗУ Приамурья в качестве примера представляют два подобных объекта – свинцовый (см. рис. 1) и сурьмяной (см. рис. 2),



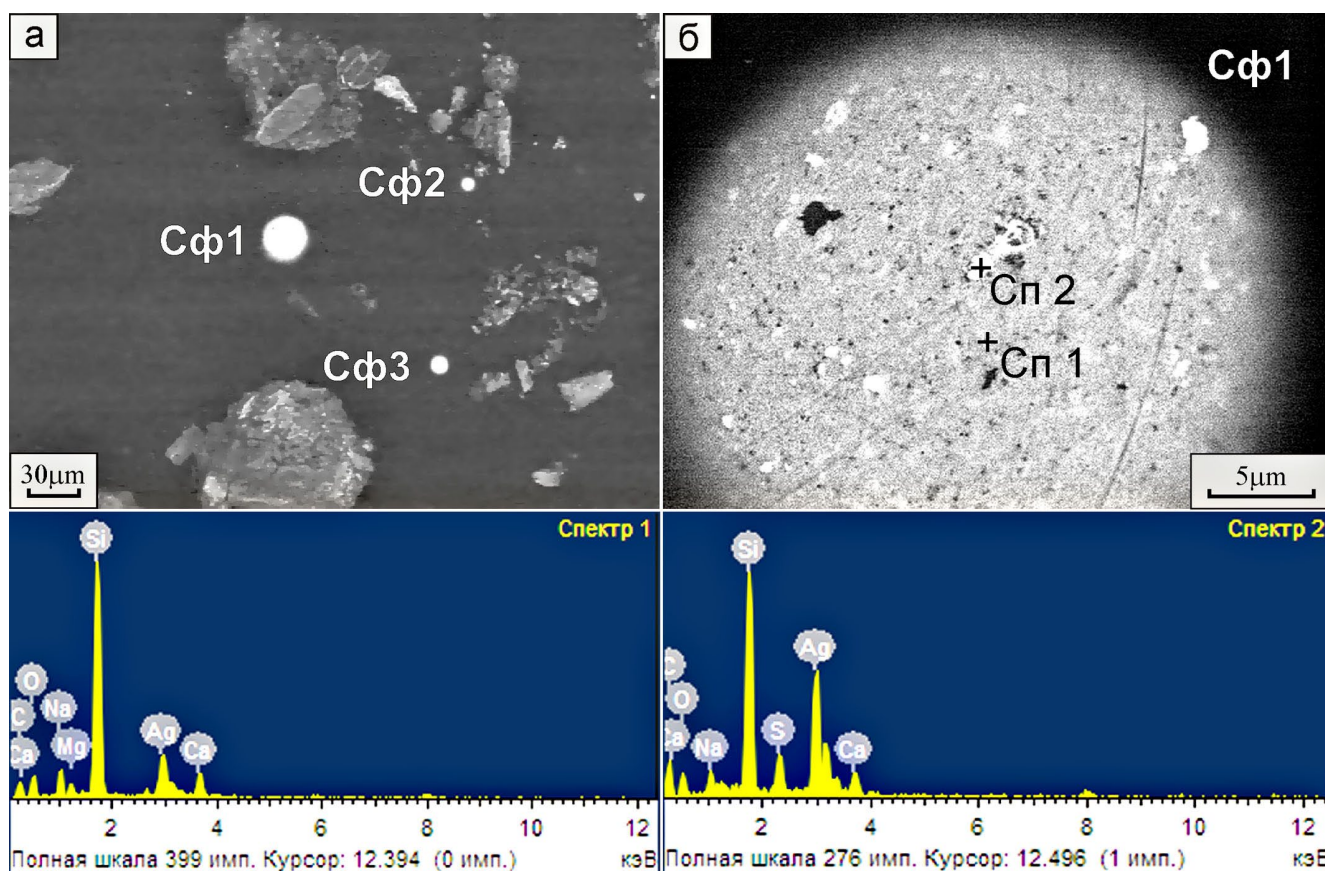
**Таблица 9.** Элементный состав новообразованных золотосодержащих сфероидов (исходный материал – отходы шлихообогадательной фабрики, Софийский золотоносный узел, Приамурье) по данным ААА (см. рис. 11), мас. %

**Table 9.** The elemental composition of the newly formed gold-containing spheroids (starting material waste from the grinding and concentrating factory, Sofia gold-bearing unit, Amur region) according to AAA (see Fig. 11), wt %

| Рис. 11 | Состав      | Au    | Ag   | Pb    | Cu   | Sn   | Hg   | Fe   | Σ эл-в |
|---------|-------------|-------|------|-------|------|------|------|------|--------|
| а       | Pb-Au-Ag-Cu | 29.60 | 4.84 | 56.57 | 2.53 | 2.00 | 0.10 | 3.22 | 1.23   |
| б       | Au-Pb-Ag    | 68.03 | 3.28 | 11.29 | 0.74 | 1.00 | 1.00 | 0.32 | 14.34  |
| в       | Au          | 81.65 | 8.18 | 1.71  | 0.41 | 0.05 | 1.50 | 0.07 | 6.43   |

Примечание. Σ эл-в – сумма примесных элементов Ni, Bi, Sb, Na, Cr, Co, Pt, Pd, Ir, Rh, Ru, K, Mn, Mg, Zn, Ca, Si, Cd, Al, Sr.

Note. Σ эл-в – sum of impurity elements Ni, Bi, Sb, Na, Cr, Co, Pt, Pd, Ir, Rh, Ru, K, Mn, Mg, Zn, Ca, Si, Cd, Al, Sr.



**Рис. 12.** Сфероидные Ag-содержащие образования (Сф1, Сф2, Сф3) – продукты переработки желудочно-кишечным трактом плоского морского ежа (а) и сфероид 1 при большем увеличении с точками EDX анализа (б). Снято в BSE.

Под снимками приведены соответствующие спектры.

**Fig. 12.** Spheroidal Ag-containing formations (Sf1, Sf2, Sf3) – products processing gastrointestinal tract flat sea urchin (a) and spheroid 1 with a greater increase with points of EDX analysis (б). Shot in BSE.

The corresponding spectra is shown below the images.

выделенные из шлихов повторно переработанной россыпи р. Некля. В их составе есть сходные черты: в свинцовом шарике содержится сурьма, а на

сурьмяном шарике запечатлены фазы, содержащие свинец. Из этого может следовать вывод о том, что источник их происхождения единый. Растворы, из

которых они кристаллизовались, содержали, наряду с другими рудными компонентами (в том числе благородными), комплексы свинца и сурьмы. Во всех сфероидов в том или ином количестве присутствует углерод, из чего можно сделать вывод, что данный элемент, так же как Pb, Sb, Cl и др., участвовал в образовании установленных фаз. Наличие различных алюмосиликатных включений и новообразованных C-Pb-Sb и C-Pb-Cl микрошаров на поверхности сфероидов свидетельствует о вторичных процессах, происходящих в россыпи, в результате которых они образовались (Гамянин и др., 2000). Кроме того, нельзя исключать и механическую обработку ковких материалов в россыпи, о чем свидетельствуют вмятины и включения других минералов на поверхности сфероидов (см. рис. 1–3).

Следует отметить, что в процессе окислительно-восстановительных реакций в техногенных россыпях происходит разрушение рудных минералов с образованием оксидов и гидроксидов металлов и частичным восстановлением до самородного металла (Myagkaya et al., 2016). Этим процессам способствует деструкция органического вещества, заболоченность и отсутствие кислорода.

Органический/неорганический углерод, повсеместно присутствующий в составе сфероидов, являлся восстановителем при их формировании. Свинцово-углеродистые пленки на поверхности сурьмяных сфероидов, вероятно, играли роль осадителя и (или) точек роста для новообразованных C-Pb-Sb и C-Pb-Cl микрошаров (см. рис. 2).

В то же время часть сфероидов, в основном мономинеральных (см. рис. 3а–в; рис. 4), представляющих собой металлооксиды и силикаты из палеороссыпи и гранитоидов НЗУ, возможно, образовались в результате газового метаморфизма (Новгородова и др., 1989). Подобные природные гидротермально-металлургические процессы, при которых возможны капельножидкое состояние вещества и (или) высокое давление газово-флюидной фазы, приводящие к образованию сфероидальных форм минералов, описаны в работах (Гамянин и др., 2000; Гамянин, Жданов, 2001; Гебенников, 2011; Прибавкин и др., 2023; Маршинцев и др., 2018; Рычагов и др., 1996). Наличием выходов гранитоидов подтверждается вероятность подобного процесса.

Возможно, магматогенные процессы привели к образованию металлических сфероидов из россыпи Уркима (см. рис. 5–8). Судя по составу изученных сфероидов (Fe; Fe,Cr,Cu; Fe,Cr,Ni,Mn) и составу обнаруженных в них фаз, они, по-видимому, образовались в высокотемпературной гидротермальной системе предполагаемого коренного источника. В их образовании, по всей вероятности, участвовали газонасыщенные флюиды с температурой не ниже 500°C (Тян и др., 1976; Малич и др.,

1991; Рычагов и др., 1996; Пушкарев др., 2002; Новоселов, 2015; Кориневский и др., 2018). Впоследствии в результате частичного разрушения рудоносной жилы шарики попали в россыпь. Сразу отметим, что матрица сфероидов не содержит золота. А это означает, что рудоносные Fe-содержащие и Au-содержащие жилы были разнесены в пространстве, а возможно, и во времени, хотя их содержимое со временем оказалось в одной и той же россыпи. Это согласуется с тем, что, как уже отмечалось ранее, УЗУ характеризуется наличием рудопроявлений железа, титана, золота и других металлов (Мельников и др., 2006; Кошеленко и др., 2020).

Если пока не принимать во внимание выделения на поверхности сфероидов ртутистого золота, которые, очевидно, образовались в последующий период после попадания этих объектов в россыпь, а все внимание сосредоточить непосредственно на первичном составе шариков, то можно заключить следующее. Все они, за исключением чисто железного сфероидов 3, представляют собой сплавы Fe-Cr-Ni-Mn и Fe-Cr-Cu с преимущественным содержанием в них железа. В этих сфероидов встречаются фазы-включения углеродистого вещества C\*, C\*\*, C\*\*\* с содержанием углерода в них 25.85, 84.60 и 55.34 мас. % соответственно. В сфероиде 2 в одном из участков зафиксированы агрегаты железвольфрам-сурьмяного оксида (Fe,W,Sb,O), а в сфероиде 4 – фаза-включение кристалла сурьмяно-железистого оксида (Sb,Fe,O)\*, вероятно, трипугиита – тетрагонального минерала со структурным типом рутила. Кроме того, во всех шариках в кристаллической структуре матрицы содержится атомарный углерод, концентрации которого колеблются в пределах  $\approx 2$ –28 мас. %. Все приведенное выше может свидетельствовать о сложном составе гидротермальных растворов, из которых они кристаллизовались. Основными рудоносными комплексами во флюидах были, очевидно, комплексы металлов Fe, Cr, Ni, Mn, Cu, W, Sb и углерод (последний, вероятно, в виде углеводородных газов).

Теперь о факторах, обеспечивающих формирование сфероидов. Один из них, самый главный, связан с процессами кристаллизации из высокотемпературных флюидов, насыщенных газами (Рычагов и др., 1996), прежде всего углеводородными, поскольку в сфероидов отмечаются высокие содержания элементного углерода. Вероятно, центрами кристаллизации (зародышеобразования) становились пузырьки такого газа, при схлопывании (кавитации) (Новгородова и др., 2003; Галимов и др., 2004) которых и возникающей в этот момент в локальных местах турбулентности (завихрения) (Брэдшоу, 1974; Обухов, 1988; Фрик, 2010) уже изначально зарождались ничтожно малые частицы округлой (или близкой к ней) формы. Затем за счет самоэпитаксии происходило наращивание кристаллического объекта и формирования

ние им наиболее выгодной сфероидальной формы (Адамсон, 1979; Железняк, Иоффе, 1974), обладающей минимальной поверхностной энергией. При этом кристаллизации также способствовали восстановительные свойства углерода, присутствующего во флюиде.

Другой фактор связан с гипергенными процессами: а) разрушение одних и образование других минералов; б) отложение на поверхности вторичных ксеноморфных, изометричных и шаровидных выделений ртутистого золота, а также других минералов (типа трипугиита); в) механическое воздействие при перемещении водными потоками, приводящее к частичному истиранию и возникновению следов волочения и наклепа.

Обращает на себя внимание то, что ртутистое золото при более высоком содержании в нем Hg приобретает форму идеальных шариков (см. рис. 7б). То есть высокое содержание в этом соединении ртути, обладающей высокой смачиваемостью по отношению к золоту, способствует формированию на поверхности железистого сфероидальных образований ртутистого золота.

Следует отметить, что в углеродистых включениях, содержащихся в сфероидах, есть примеси серы (S) и хлора (Cl), что может свидетельствовать об участии этих элементов в комплексообразовании.

Сфероидальные частицы золота нанометровых размеров обнаружены в породе, ассоциирующей с золотом из коры выветривания ОЗУ (см. рис. 9, 10). Их состав высокопробный –  $\approx 990$ – $1000$  ‰. Минеральная матрица, по-видимому, представляет собой тонкодисперсную смесь глинистых минералов (см. табл. 7, 8), дефектность которых играла роль геохимических барьеров для образования наносфероидов золота (Сафронов, 2023). Толчком к начальному образованию округлых форм служили вакансии, группы вакансий (пустоты) в кристаллической структуре матрицы, которые близки к сферической форме и в которых нарушены химические связи. При подпитке растворами благородных компонентов в этой рыхлой матрице происходил рост частиц Au с приобретением сферичности, обладающей минимальной поверхностной энергией. Видимо, в этой гетерогенной системе с ансамблем частиц Au нанометрового диапазона в конечном счете достигалось термодинамическое равновесие. Там же, наряду с видимыми частицами золота, фиксируется EDX-анализом невидимое ультратонкое золото, состоящее, по-видимому, из кластеров Au и Au-Hg, иногда с примесью Ag. Подобные кластеры могут являться своего рода зародышами для образования нано-, микро- а затем и макроминералов (Асхабов, 2005, 2011). Причем эти ртутисто-золотые соединения нанометрового уровня, вероятно, аналогичны тем микрофазам, которые были установлены в самородном золоте техногенных россыпей (Сафронов, Кузнецова, 2017).

Обращают на себя внимание сфероиды (шары), полученные искусственным путем при экспериментальной обработке рудных шлихов (см. рис. 11а–в). Опыты показывают, что в ходе расплавления и последующего концентрирования рудных элементов полученные продукты часто приобретают сфероидную форму. Причем в зависимости от конечного состава микроструктура этих объектов формируется разная. У сфероидов, в составе которых превалирует свинец, поверхность более гладкая (см. рис. 9а). У сфероидов с наибольшим содержанием Au поверхность имеет мелкодисперсную структуру, т.е. состоящую из мельчайших частиц размером в единицы и даже десятки микрометров (см. рис. 9в). Наиболее специфическую микроструктуру поверхности имеет сфероид, содержащий Au  $\approx 68$  мас. % (см. рис. 9б), и в нем самая высокая концентрация примесных элементов. Чем больше содержание в сфероиде примесей, тем крупнее у него микроструктура, а чем меньше концентрация примесных элементов, тем более гладкая поверхность.

Предлагается к рассмотрению один из возможных механизмов формирования сфероидов, образующихся во время опытов по обогащению рудного вещества. Учитывая большое различие шариков по составу, а в особенности по суммарному количеству примесных элементов (см. табл. 9), напрашивается следующий вариант их образования. При остывании золотоносного расплава происходит его расслоение (распад) на наноуровне: те атомы примесных элементов, которые не могут изоморфно входить в атомно-кристаллическую структуру вновь образованного золотоносного твердого раствора, будут группироваться в кластеры, и чем большая концентрация примесей в расплаве, тем крупнее эти кластеры. Последние становятся центрами кристаллизации золотоносного вещества. При дальнейшем остывании происходит эпитаксиальное нарастание на них атомов благородных и родственных им элементов, частицы приобретают округлые (или близкие к ним) формы с наименьшей поверхностной энергией (Адамсон, 1979). Одновременно с этим за счет неравновесного процесса самоорганизации вещества, состоящего из множества округлых частиц, т.е. в соответствии с законом синергетики (Летников, 1992; Хакен, 1986, 2014; Николис, Пригожин, 1979; Пригожин, Стенгерс, 1986), происходит формирование более крупных энергетически устойчивых сфероидов, также обладающих минимальной поверхностной энергией. Это мы и наблюдаем в ходе опытов. При всем этом немалую роль играла ртуть, небольшие количества которой (в одном случае 0.1 мас. %, в других 1.0 и 1.5 мас. %) входили в состав расплава. Этот элемент, обладая высокой смачиваемостью (и капиллярной постоянной) по отношению к золоту, способствовал слипанию нарастающих



частиц. По существу, здесь имеем дело с неравно-  
весным процессом роста агрегированной (поли-  
кристаллической) частицы (шарика) с участием  
активных адсорбционных явлений, включающих  
и процесс амальгамации.

Относительно биогенных сфероидов отметим,  
что минеральные частицы в результате неравно-  
весного биогенеза (Масленникова и др., 2015; Ша-  
дрин и др., 2022) часто приобретают сферическую  
форму, поскольку задача организма – выделить  
продукты жизнедеятельности в максимально ком-  
пактном виде, с минимальной поверхностью кон-  
такта с живой клеткой, а это сфера.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, в зависимости от обстановки,  
в которой формировались изучаемые сфероиды,  
действовали различные факторы, обуславливаю-  
щие образование округлых форм минерального ве-  
щества.

1. Газовый метаморфизм – природный гидротер-  
мально-металлургический процесс, приводящий  
к образованию сфероидальных форм минералов.

2. Кластерное формирование агрегированных  
(поликристаллических) шариков в условиях неравно-  
весного процесса самоорганизации частиц вещества.

3. Геохимические барьеры, которые станови-  
лись центрами зарождения сфероидальных нано-  
частиц золота; в итоге за счет достижения термо-  
динамического равновесия в этой гетерогенной си-  
стеме формировался целый ансамбль округлых на-  
ночастиц золота.

4. Вторичные процессы, влияющие на состоя-  
ние поверхностного слоя сфероидальных частиц  
после формирования их основного состава: а) ги-  
пергенез, ведущий к разрушению одних и образо-  
ванию других минералов; б) механическая обра-  
ботка ковких материалов в россыпях.

5. Неравновесный биогенез (для биоорганизмов).

В целом типоморфные признаки изученных  
сфероидов указывают на основные механизмы  
их образования. И, несмотря на различия, во всех  
случаях действует закон минимизации потенци-  
альной энергии при образовании округлых форм.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Адамсон А. (1979) Физическая химия поверхностей. М.: Мир, 568 с.
- Асхабов А.М. (2011) Кватаронная концепция: основные идеи и некоторые приложения. *Изв. Коми НЦ УрО РАН*, **3**(7), 70-77.
- Асхабов А.М. (2005) Кватаронная модель образования фуллеренов. *Физика твердого тела*, **47**(6), 1147-1150.
- Баженов А.И., Полуэктова Т.И., Новоселов К.Л. (1991) Ферротитанистые оксидные глобулы из гранитоидов Элекмонарского массива. *Геология и геофизика*, (12), 50-57.
- Бердников Н.В., Невструев В.Г., Кебезинская П.К., Крутикова В.О., Коновалова Н.С., Астапов И.А. (2021) Силикатные, железо-окисные и золото-медь-серебряные микросферулы в рудах и пирокластике Костеньгинского железорудного месторождения (Дальний Восток России). *Тихоокеан. геол.*, **40**(3), 67-84.
- Брэдшоу П. (1974) Введение в турбулентность и ее измерение. (Пер. с англ. В.Ф. Алымова, В.В. Альтова, В.С. Войтешонка, А.М. Дуюбинского, А.М. Кудина. Под ред. Г.С. Глушко). М.: МИР, 278 с.
- Галимов Э.М., Кудин А.М., Скоробогатский В.Н., Плотниченко В.Г., Бондарев О.Л., Зарубин Б.Г., Страздовский В.В., Аронин А.С., Фисенко А.В., Быков И.В., Баринев А.Ю. (2004) Экспериментальное подтверждение синтеза алмаза в процессе кавитации. *Докл. РАН*, **395**(2), 187-191.
- Гамянин Г.Н., Жданов Ю.Я. (2001) Сфероиды золота и сульфидов в рудопроявлении Интаховского рудного узла (Верхне-Индигогорский район, Якутия). *Докл. РАН*, **377**(5), 663-666.
- Гамянин Г.Н., Жданов Ю.Я., Мойсеев В.Г. (2000) Природные и техногенные сфероиды минералов. *Тихоокеан. геол.*, **19**(4), 52-60.
- Главатских С.Ф., Генералов М.Е. (1996) Когенит из минеральных ассоциаций, связанный с высокотемпературными газовыми струями БТТИ (Камчатка). *Докл. АН*, **346**(6), 796-799.
- Грачев А.Ф., Цельмович В.А., Корчагин О.А. (2008) Космическая пыль и странные шарики в древних земных слоях. *Земля и Вселенная*, (5), 59-67.
- Гребенников А.В. (2011) Эндогенные сферулы мел-палеогеновых игнимбритовых комплексов Якутинской вулcano-тектонической структуры (Приморье). *Зап. Росс. Минералог. об-ва*, **140**(3), 56-68.
- Елькин Ю.Н., Сафронов П.П., Артюков А.А., Карабцов А.А. (2013) Деструкция минералов морского дна в кишечнике плоского морского ежа *Scaphechinus mirabilis* Agassiz, 1863 (Echinodea: scutellidae). *Докл. РАН*, **453**(4), 1-5.
- Ермолов П.В., Корольков В.Н. (1978) Состав и строение магнитных шариков гранитоидов. *Докл. АН СССР*, (240)1, 155-158.
- Железняк А.С., Иоффе И.И. (1974) Методы расчета многофазных жидкостных реакторов. Л.: Химия, 320 с.
- Захарова Е.М. (1997) Ферромагнитные сферулы в терригенных отложениях и россыпях. *Зап. РМО*, (126)3, 61-66.
- Кориневский В.Г., Кориневский Е.В., Блинов И.А., Котляров В.А. (2018) Металлические микросферулы в карбонатитах Южного Урала. *Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН*, (10), 39-46.
- Корчагин О.А. (2010) Присутствие микрокристаллических микросфер и микрочастиц в раннем сеномане Крыма – “космическое пылевое событие”. *Докл. РАН*, (431)6, 733-738.
- Корчагин О.А., Цельмович В.А., Дубинина С.В. (2007) Метеоритные микросферы и частицы из глубоководных известняков верхнего кембрия (Батырбай, Южный Казахстан). *Изв. вузов. Геол. и разведка. Минералогия, петрография, литология*, (3), 17-22.
- Кошеленко В.В., Волкова Ю.Р., Мялик А.В. и др. (2020) Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1 : 200 000. Изд-е второе. Сер. Становая. Лист N-51-X (Усть-Уркима). Объяснит. запи-

- ска [Электронный ресурс]. Минприроды России, Роснедра, ВСЕГЕИ, 257 с.
- Кузнецова И.В. (2011) Геология, тонкодисперсное и наноразмерное золото в минералах россыпей Нижнеселемджинского узла (Приамурье). Автореф. ... канд. геол.-мин. наук. Красноярск: СФУ, 21 с.
- Кузнецова И.В., Сафронов П.П. (2021) Самородное золото кор выветривания Нижнеселемджинского золотоносного узла (Приамурье). *Литосфера*, **21**(2), 239-255.
- Кузнецова И.В., Сафронов П.П., Моисеенко Н.В. (2019) Вещественно-минеральная характеристика россыпей – потенциальных источников благородного металла (на примере Нижнеселемджинского золотоносного узла Приамурья, Россия). *Георесурсы*, **21**(1), 2-14.
- Кузнецова И.В., Сафронов П.П., Моисеенко Н.В., Харитонов В.И. (2015) Особенности самородного микро- и нанозолота в зоне гипергенеза (Приамурье). *Естеств. и техн. науки*, **11**(89), 225-230.
- Летников Ф.А. (1992) Синергетика геологических систем. Новосибирск: Наука, 230 с.
- Лукин А.Е. (2013) Минеральные сферулы – индикаторы специфического флюидного режима рудообразования и нафтидогенеза. *Геофиз. журн.*, **(35)**6, 10-53.
- Малич К.Н., Рудашевский Н.С., Соколова Н.И. (1991) Микросферулы из ультрабазитов концентрически-зональных массивов Алданского щита, их генетическое и прикладное значение. *Минералог. журн.*, **(13)**4, 52-71.
- Маршинцев В.К., Яценко И.Г., Зинченко В.Н. (2018) Силикатные сферулы из кимберлитовых и лампроитовых формаций мира. *Наука и техника в Якутии*, **(35)**2, 7-11.
- Масленникова А.В., Блинов И.А., Удачин В.Н. (2015) Фрамбоидальный пирит в донных отложениях озер Южного Урала. Миасс: ИМин УрО РАН, 215-218.
- Мельников В.Д., Мельников А.В., Ковтонюк Г.П. (2006) Россыпи золота Амурской области. Благовещенск: АмГУ, 297 с.
- Моисеенко В.Г. (2007) От атомов золота через кластеры, нано- и микроскопические частицы до самородков благородного металла. Благовещенск: ДВО РАН, Амурское отд-е РМО, 187 с.
- Моисеенко В.Г., Кузнецова И.В. (2010) Роль наночастиц золота, серебра и свинца в образовании месторождений благородных металлов. *Докл. АН*, **430**(3), 377-381.
- Моисеенко В.Г., Моисеенко Н.В., Сафронов П.П. (2010) Наноразмерное золото в рудах Покровского месторождения. *Докл. АН*, **435**(4), 527-530.
- Моисеенко Н.В., Сафронов П.П. (2012) Наноминералы золота в рудах Покровского месторождения. *Современные проблемы связи геодинамики, магматизма и оруденения*. Мат-лы науч. конф. Ташкент: Изд-во "Фан" АН РУЗ, 243-244.
- Моисеенко Н.В., Сафронов П.П., Воропаева Е.Н. (2013) Особенности самородного золота месторождения Пионер (Приамурье). *Естеств. и техн. науки*, **1**(63), 136-139.
- Моисеенко В.Г., Сафронов П.П., Моисеенко Н.В. (2010) Электронномикроскопическое изучение нанозолота в минералах Покровского месторождения Среднего Приамурья. *XXIII Росс. конф. по электронной микроскопии*. Тез. докл. Черноголовка, 303 с.
- Николис Г., Пригожин И. (1979) Самоорганизация в неравновесных системах: От диссипативных структур к упорядоченности через флуктуации. М.: Мир, 512 с.
- Новгородова М.И., Андреев С.Н., Самохин А.А., Гамянин Г.Н. (2003) Кавитационные эффекты в образовании минеральных микросферул в гидротермальных растворах. *Докл. РАН*, **(389)**5, 669-671.
- Новгородова М.И., Боярская Р.В., Юсупов Р.Г. (1989) Рост и коррозия самородного цинка в газовой среде. *Зап. Всесоюз. минер. об-ва*, **115** (1), 16-25.
- Новгородова М.И., Гамянин Г.Н., Жданов Ю.Я., Агаханов А.А., Дикая Т.В. (2003) Микросферулы алюмосиликатных стекол в золотых рудах. *Геохимия*, (1), 83-93.
- Новоселов К.Л. (2015) Генетические особенности самородного железа и продуктов его окисления в девонских гранитоидах алейско-змеиногорского комплекса (северо-западная часть Рудного Алтая). *Изв. Томск. политехн. ин-та. Инжиниринг георесурсов*, **(326)**9, 56-67.
- Обухов А.М. (1988) Турбулентность и динамика атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 414 с.
- Орлова Н.И. (1995) Карта кор выветривания Амурской области масштаба 1:500.000. М.: ВИМС, 329 с.
- Палащенко В.И., Неронский Г.И. (2006) Минеральные сфероиды. *Федоровская сессия*. Тез. докл. Междунар. науч. конф. СПб., 29-31.
- Прибавкин С.В., Пушкарёв Е.В., Ханьжин А.С., Чебыкин Н.С. (2023) Минералогия сульфидных глобул а пироксенитах Шигирских сопок Уфалейского комплекса, Южный Урал. Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал. *Мат-лы VIII Всеросс. науч. конф.* Новосибирск: Изд-во ННИГУ, 152-153.
- Пригожин И., Стенгерс И. (1986) Порядок из хаоса. Новый диалог человека с природой. М.: Прогресс, 432 с.
- Пушкарёв Е.В., Аникина Е.В., Гарути Дж., Заккарини Ф., Кононкова Н.Н. (2002) Металлические и силикатно-окисные сферулы из ультраосновных пегматитов в дунитах Нижнетагильского платиноносного массива на Среднем Урале (первые данные). *Докл. РАН*, **383**(1), 90-94.
- Рудашевский Н.С., Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г., Меньшиков Ю.П. (1987) Самородные металлы и карбиды в альпинотипных ультрамафитах Корякского нагорья. *Минералог. журн.*, **9**(4), 71-82.
- Рычагов С.Н., Главатских С.Ф., Сандимирова Е.И. (1996) Рудные и силикатные магнитные шарики как индикаторы структуры, флюидного режима и минералорудообразования в современной гидротермальной системе Баранского (о-в Итуруп). *Геол. руд. месторожд.*, **(38)**1, 31-40.
- Сандимирова Е.И. (2008) Сферические минеральные образования вулканических пород Курильских островов и Камчатки. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Владивосток, 25 с.
- Сандимирова Е.И., Главатских С.Ф., Рычагов С.Н. (2003) Магнитные сферулы из вулканогенных пород Курильских островов и Южной Камчатки. *Вестн. КРАУНЦ*, (1), 135-140.
- Сафронов П.П. (2023) О происхождении наноразмерного золота в природе. *Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит*. Мат-лы VI Всеросс. науч. конф. Владивосток: Изд-во ДВФУ, 442-446.

- Сафронов П.П. (2011) Способ проведения на SEM с EDX-спектрометрией приближенно количественных рентгеноспектральных измерений состава наноразмерных минеральных фаз. *VII Всеросс. конф. по рентгеноспектральному анализу*. (г. Новосибирск, 19–23 сентября 2011г.). Тез. докл. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 71.
- Сафронов П.П., Гаврилов А.А., Максимов С.О. (2009) Микроструктуры поверхности Fe-оксидных сфероидов из базитовых комплексов острова Попова (Приморье). *Мат-лы XVI РЭМ-2009*. Черноголовка, 206.
- Сафронов П.П., Кузнецова И.В. (2021) Аутигенное минералообразование как объективный фактор трансформации техногенных россыпей. *Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири*, 3(47), 83-93.
- Сафронов П.П., Кузнецова И.В. (2016) Нанозолото в породах, ассоциирующих с самородным золотом в техногенных россыпях Приамурья. *Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии*. IV Всеросс. науч. конф. Благовещенск: ИГиП ДВО РАН, 112-115.
- Сафронов П.П., Кузнецова И.В. (2017) Особенности состава самородного золота техногенных россыпей на примере Нижнеселенгинского золотоносного узла (Приамурье). *Изв. Томск. политехн. ун-та. Инжиниринг георесурсов*, 328(2), 46-58.
- Сафронов П.П., Максимов С.О., Чекрыжов И.Ю. (2024) Сферические формы вещества в минеральных комплексах Приморья. *Вестн. ДВО РАН*, (5), 103-123.
- Сафронов П.П., Моисеенко Н.В., Моисеенко В.Г. (2011) Наноразмерное самородное золото в минералах месторождения Пионер (Приамурье) по данным электронномикроскопических исследований. *Мат-лы XVII РЭМ-2011*. Черноголовка, 206.
- Сафронов П.П., Сахно В.Г. (2012) Результаты электронномикроскопического изучения микроструктуры и состава Fe-оксидных сфероидов метеоритного происхождения. *XXIV РКЭМ-12*. Тез. докл. Черноголовка, 375-376.
- Силаев В.И., Карпов Г.А., Аникин Л.П., Вегасова Л.П., Филиппов В.Н., Тарасов К.В. (2019) Минерально-фазовый парагенезис в эксплозивных продуктах современных извержений вулканов Камчатки и Курил. Ч. 2. Минералы-спутники алмазов Толбачинского типа. *Вулканология и сейсмология*, (6), 36-49.
- Силаев В.И., Чайковский И.И., Харитонов Т.В., Филиппов В.Н., Хазов А.Ф. (2009). К проблеме атипичных и нетрадиционных минералов-спутников алмаза (на примере Урала). Сыктывкар: Геопринт, 65 с.
- Сорокин А.П. (1989) Морфоструктуры и россыпи золота Приамурья. Дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Благовещенск: АмурКНИИ, 394 с.
- Сунгатуллин Р.Х., Сунгатуллина Г.М., Закиров М.И., Цельмович В.А., Глухов М.С., Бахтин А.И., Осин Ю.Н., Воробьев В.В. (2017) Микросферы космического происхождения в каменноугольных породах разреза Усолка, Предуральский прогиб. *Геология и геофизика*, (58)1, 74-85.
- Татаринцев В.И., Цымбал С.Н., Гаранин В.К. (1983) Закаленные частицы из кимберлитов Якутии. *Докл. РАН*, (270)5, 1199-1203
- Томиленко А.А., Ковязин С.В., Похиленко Л.Н., Соболев Н.В. (2011) Силикатные глобулы в кианите гроспидитов из кимберлитовой трубки Загадочная, Якутия: проблема происхождения. *Докл. РАН*, (436)2, 243-246.
- Трубкин Н.В., Горшков А.И., Некрасов И.Я. (1983) Строение и состав сферических магнитных образований из аллювия Северо-Востока СССР. *Докл. АН СССР*, (269)6, 712-714.
- Тян В.Д., Ермолов П.В., Попов Н.В., Рафиков Т.К. (1976) О магматической природе самородного железа в гранитоидах и продуктах его окисления. *Геология и геофизика*, (5), 48-54.
- Филимонова Л.Г., Арапова Г.А., Боярская Р.В., Трубкин Н.В. (1989) О типоморфных особенностях магнитных сферул орогенных вулканитов Южного Сихотэ-Алиня. *Тихоокеан. геол.*, (4), 78-84.
- Филимонова Л.Г., Трубкин Н.В., Бортников Н.С. (2003) Наночастицы рудных минералов в рассеянной мнометальной минерализации Дукатского рудного района (Северо-Восток России). *Докл. РАН*, (392)4, 521-525.
- Флоренский К.П., Иванов А.В., Ильин Н.П. (1968) Химический состав космических шариков из района Тунгусской катастрофы и некоторые вопросы дифференциации вещества космических тел. *Геохимия*, (10), 1163-1173.
- Фрик П.Г. (2010) Турбулентность: подходы и модели. Изд. 2-е, испр. и доп. М.; Ижевск: НИЦ. Регулярная и хаотическая динамика, 332 с.
- Хакен Г. (2014) Информация и самоорганизация. Макроскопический подход к сложным системам. М., 317 с.
- Хакен Г. (1986) Синергетика. М.: Прогресс, 405 с.
- Цельмович В.А., Корчагин О.А., Некрасов А.Н., Старченко С.В. (2010) Диагностика происхождения магнитных микросфер. Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. *Мат-лы Междунар. семинара по проблемам палеомагнетизма и магнетизма горных пород*. СПб.: Петродворец, 165-171.
- Чайковский И.И., Коротченкова О.В. (2012) Эксплозивные минеральные фазы алмазоносных вишеритов Западного Урала. *Литосфера*, (2), 125-140.
- Шадрина О.С., Кондратьева Л.М., Литвиненко З.Н., Голубева Е.М., Крутикова В.О. (2022) Образование сфероидов in vitro при участии микроорганизмов кастовых спелеотем. *Speleol. Spelestol.*, (2), 34-42.
- Шумилов Т.Г., Юшкин Н.П., Пушкарев Е.В. (2007) Серебряные сфероиды в графитоносных породах Максутовского комплекса, Южный Урал. *Докл. РАН*, 417(5), 682-684.
- Myagkaya I.N., Lazareva, E.V., Gustaytis, M.A., Zhmodik S.M. (2016) Gold and Silver in a system of sulfide tailings. Pt 2. Reprecipitation on natural peat. *J. Geochem. Explor.*, (165), 8-22. DOI: 10.1016/j.geochem.2016.01.016
- Nystrom J.O., Henriquez f., Naranjo J.A., Nasuland R. (2016) Magnetite spherules in pyroclastic iron ore at El Laco, Chile. *Amer. Miner.*, (101), 587-595.

## REFERENCES

- Adamson A. (1979) Physical chemistry of surfaces. Moscow, Mir Publ., 568 p. (In Russ.)
- Askhabov A.M. (2011) Kvataron concept: basic ideas and some applications. *Izv. KomiNTs UrO RAN*, 3(7), 70-77. (In Russ.)

- Askhabov A.M. (2005) Kvataronnaya model' obrazovaniya fullerenov. *Fizika Tverdogo tela*, 47(6), 1147-1150. (In Russ.)
- Bazhenov A.I., Poluektova T.I., Novoselov K.L. (1991) Ferrititan oxide globules from granitoids of the Elecmonary massif. *Geol. Geofiz.*, (12), 50-57. (In Russ.)
- Berdnikov N.V., Nevstruev V.G., Kepezhinskas P.K., Krutikova V.O., Konovalova N.S., Astapov I.A. (2021) Silicate, iron oxide and gold-copper-silver microspherules in ores and pyroclastics of the Kostenginsky iron ore deposit (Far East of Russia). *Tikhookean. Geol.*, **40**(3), 67-84. (In Russ.)
- Bredshou P. (1974) Introduction to turbulence and its measurement. (Transl. from Engl. by V.F. Alymov, V.V. Altov, V.S. Voyteshonka, A.M. Dubinsky, A.M. Kudin). (Ed. G.S. Glushko). Moscow, MIR Publ., 278 p. (In Russ.)
- Chaikovskii I.I., Korotchenkova O.V. (2012) Explosive mineral phases of diamond-bearing visherites of the Western Urals. *Litosfera*, (2), 125-140. (In Russ.)
- Filimonova L.G., Arapova G.A., Boyarskaya R.V., Trubkin N.V. (1989) Typomorphic features of magnetic spheres of orogenic volcanics of Southern Sikhote-Alin. *Tikhookean. Geol.*, (4), 78-84. (In Russ.)
- Filimonova L.G., Trubkin N.V., Bortnikov N.S. (2003) Nanoparticles of ore minerals in the dispersed multimetal mineralization of the Dukatsky ore region (Northeastern Russia). *Dokl. RAN*, **392**(4), 521-525. (In Russ.)
- Florenskii K.P., Ivanov A.V., Il'in N.P. (1968). The chemical composition of space balls from the Tunguska disaster area and some issues of differentiation of the matter of cosmic bodies. *Geokhimiya*, (10), 1163-1173. (In Russ.)
- Frick P.G. (2010) Turbulence: approaches and models. 2nd edition, ispr. and add. Moscow; Izhevsk, NITs. Regul'yarnaya i chaoticheskaya dinamika, 332 p.
- Gamyanin G.N., Zhdanov Yu.Ya. (2001) Spheroids of gold and sulfides in the ore occurrence of the Intakhsky ore node (Verkhne-Indigirsky district, Yakutia). *Dokl. RAN*, **377**(5), 663-666. (In Russ.)
- Gamyanin G.N., Zhdanov Yu.Ya., Moiseenko V.G. (2000) Natural and technogenic spheroids of minerals. *Tikhookean. Geol.*, **19**(4), 52-60. (In Russ.)
- Galimov E.M., Kudin A.M., Skorobogatskii V.N., Plotnichenko V.G., Bondarev O.L., Zarubin B.G., Strazdovskii V.V., Aronin A.S., Fisenko A.V., Bykov I.V., Barinov A.Yu. (2004) Experimental confirmation of diamond synthesis during cavitation. *Dokl. RAN*, **395**(2), 187-191. (In Russ.)
- Glavatskikh S.F., Generalov M.E. (1996) Cogenite from mineral associations associated with high-temperature gas jets of the BTTI (Kamchatka). *Dokl. AN*, **346**(6), 796-799. (In Russ.)
- Grachev A.F., Tsel'movich V.A., Korchagin O.A. (2008) Cosmic dust and strange balls in the ancient layers of the earth. *Zemlya i Vseleennaya*, (5), 59-67. (In Russ.)
- Grebennikov A.V. (2011) Endogenous spherules of Cretaceous-Paleogene ignimbrite complexes of the Yakutinsky volcanic-tectonic structure (Primorye). *Zap. Ross. Mineralog. Obshchestva*, **140**(3), 56-68. (In Russ.)
- El'kin Yu.N., Safronov P.P., Artyukov A.A., Karabtsov A.A. (2013) Destruction of seabed minerals in the intestines of the flat sea urchin *Scaphechinus mirabilis* Agazzis, 1863 (Echinodea: scutellidae). *Dokl. RAN*, **453**(4), 1-5. **453**(4), 1-5. (In Russ.)
- Ermolov P.V., Korolyuk V.N. (1978) Composition and structure of magnetic granitoid balls. *Dokl. AN SSSR*, (**240**)1, 155-158. (In Russ.)
- Khaken G. (1986) Synergetics. Moscow, Progress Publ., 405 p. (In Russ.)
- Khaken G. (2014) Information and self-organization. A macroscopic approach to complex systems. Moscow, 317 p. (In Russ.)
- Korchagin O.A., Tsel'movich V.A., Dubinina S.V. (2007) Meteoritic microspheres and particles from deep-sea limestones of the Upper Cambrian (Batyrbai, South Kazakhstan). *Izv. vuzov. Geologiya i razvedka. Mineralogiya, petrografiya, litologiya*, (3), 17-22. (In Russ.)
- Korinevskii V.G., Korinevskii E.V., Blinov I.A., Kotlyarov V.A. (2018) Metallic microspherules in carbonates of the Southern Urals. *Vestn. IG Komi NTs UrO RAN*, (10), 39-46.
- Koshelenko V.V., Volkova Yu.R., Myalik A.V. et al. (2020) State geological map of the Russian Federation scale 1 : 200,000. Edition 2. Series Stanaya. Sheet N-51-X (Ust-Urkima). Explanatory note [Electronic resource] Ministry of Nature of Russia, Rosnedra, VSEGEI Publ., 257 p. (In Russ.) ISBN 978-5-93761-644-9.
- Kuznetsova I.V. (2011) Geology, finely dispersed and nano-sized gold in the deposits of the Nizhselemdzhinsky node (Amur Region). Abstr. cand. geol.-min. sci. diss. Krasnoyarsk, SibFU Publ., 21 p. (In Russ.)
- Kuznetsova I.V., Safronov P.P. (2021) Native gold of the weathering crust of the Nizhselemdzhinsky gold-bearing node (Amur region). *Lithosphere (Russia)*, **21**(2), 239-255. (In Russ.)
- Kuznetsova I.V., Safronov P.P., Moiseenko N.V. (2019) Material and mineral characteristics of placers – potential sources of precious metal (on the example of the Nizhselemdzhinsky gold-bearing node of the Amur region, Russia). *Georesursy*, **21**(1), 2-14. (In Russ.)
- Kuznetsova I.V., Safronov P.P., Moiseenko N.V., Kharitonov V.I. (2015) Features of native micro- and nanogold in the hypergenesis zone (Amur region). *Estestv. i Tekhnich. Nauki*, **11**(89), 225-230. (In Russ.)
- Letnikov F.A. (1992) Synergetics of geological systems Science. Novosibirsk, 230 p. (In Russ.)
- Lukin A.E. (2013) Mineral spherules are indicators of a specific fluid regime of ore formation and naphthydogensis. *Geofizich. Zhurnal*, 35(6), 10-53. (In Russ.)
- Malich K.N., Rudashevskii N.S., Sokolova N.I. (1991) Microspherules from ultrabasites of concentric-zonal massifs of the Aldan shield, their genetic and applied significance. *Mineralog. Zhurnal*, (**13**)4, 52-71. (In Russ.)
- Marshintsev V.K., Yatsenko I.G., Zinchenko V.N. (2018) Silicate spheres from kimberlite and lamproite formations of the world. *Nauka i Tekhnika v Yakutii*, (**35**)2, 7-11. (In Russ.)
- Maslennikova A.V., Blinov I.A., Udachin V.N. (2015) Framboidal pyrite in bottom sediments of lakes in the Southern Urals. Miass, IMin UrO RAN Publ., 215-218. (In Russ.)
- Mel'nikov V.D., Mel'nikov A.V., Kovtonyuk G.P. (2006) Placers of gold of the Amur region. Blagoveshchensk, AmSU Publ., 297 p. (In Russ.)
- Moiseenko V.G. (2007) From gold atoms through clusters, nano- and microscopic particles to precious metal nuggets. Blagoveshchensk, FEB RAS, Amur branch of the RMO Publ., 187 p. (In Russ.)
- Moiseenko V.G., Kuznetsova I.V. (2010) The role of gold, silver and lead nanoparticles in the formation of depos-

- its of precious metals. *Dokl. Earth Sci.*, **430**(3), 377-381. (In Russ.)
- Moiseenko V.G., Moiseenko N.V., Safronov P.P. (2010) Nanoscale gold in the ores of the Pokrovsky deposit. *Dokl. Earth Sciences*, **435**(2), 1614-1617. (In Russ.) ISSN 1028\_334X.
- Moiseenko N.V., Safronov P.P. (2012) Nanominerals of gold in the ores of the Pokrovsky deposit. *Modern problems of the connection of geodynamics, magmatism and mineralization*. Materials of the scientific conference. Tashkent, Publishing house "Fan" of the Academy of Sciences of Uzbekistan, 243-244.
- Moiseenko V.G., Safronov P.P., Moiseenko N.V. (2010) Electron microscopic study of nanozolite in the minerals of the Pokrovsky deposit of the Middle Amur region. *XXIII Russ. Conf. on Electron Microscopy*. Chernogolovka, 303. (In Russ.)
- Moiseenko N.V., Safronov P.P., Voropaeva E.N. (2013) Features of native gold of the Pioneer deposit (Amur region). *Estestv. i Tekhnich. Nauki*, **1**(63), 136-139. ISSN 1684-2626. (In Russ.)
- Myagkaya I.N., Lazareva, E.V., Gustaytis, M.A., Zhmodik S.M. (2016) Gold and Silver in a system of sulfide tailings. Part 2: Reprecipitation on natural peat. *J. Geochem. Explor.*, (165), 8-22. DOI: 10.1016/j.gexplo.2016.01.016
- Nikolis G., Prigozhin I. (1979) Self-organization in nonequilibrium systems: From dissipative structures to orderliness through fluctuations. Moscow, Mir Publ., 512 p. (In Russ.)
- Novgorodova M.I., Andreev S.N., Samokhin A.A., Gamyanin G.N. (2003) Cavitation effects in the formation of mineral microspherules in hydrothermal solutions. *Dokl. RAN*, **(389)**5, 669-671. (In Russ.)
- Novgorodova M.I., Boyarskaya R.V., Yusupov R.G. (1989) Growth and corrosion of native zinc in a gaseous medium. *Zap.Vsesoyuzn. Miner.Obshchestva*, **115** (1), 16-25.
- Novgorodova M.I., Gamyanin G.N., Zhdanov Yu.I., Agakhov A.A., Dikaya T.V. (2003) Microspherules of aluminosilicate glasses in gold ores. *Geokhimiya*, (1), 83-93. (In Russ.)
- Novoselov K.L. (2015) Genetic features of native iron and its oxidation products in Devonian granitoids of the Aleysko-Zmeinogorsky complex (northwestern part of Rudny Altai). *Izv. Tomskogo Politehnicheskogo In-ta. Inzhiniring Georesursov*, **(326)**9, 56-67. (In Russ.)
- Nystrom J.O., Henriquez f., Naranjo J.A., Nasuland R. (2016) Magnetite spherules in pyroclastic iron ore at El Laco, Chile. *Amer. Miner.*, (101), 587-595.
- Obukhov A.M. (1988) Turbulence and dynamics of the atmosphere. Leningrad, Hydrometeoizdat Publ., 414 p. ISBN 5-286-00059-2. (In Russ.)
- Orlova N.I. (1995) Map of the weathering crust of the Amur region scale 1:500.000. Moscow, VIMS Publ., 329 p. (In Russ.)
- Palazhchenko V.I., Neronskii G.I. (2006) Mineral spheroids. *Fedorovskaya session – 2006*. Thesis of the int. sci. conf. St.Petersburg, 29-31. (In Russ.)
- Pribavkin S.V., Pushkarev E.V., Khan'zhin A.S., Chebykin N.S. (2023) Mineralogy of sulfide globules in pyroxenites of the Shigir hills of the Ufaleysky complex, Southern Urals. *Ultramafic mafia complexes:geology, structure, ore potential*. Proceed. of the VIII All-Russ. Sci. Conf. Novosibirsk, NNIGU Publ., 152-153. (In Russ.)
- Prigozhin I., Stengers I. (1986) Order from chaos. A new dialogue between man and nature. Moscow, Progress Publ., 432 p. (In Russ.)
- Pushkarev E.V., Anikina E.V., Garuti Dzh., Zakkarini F., Kononkova N.N. (2002) Metallic and silicate oxide spherules from ultrabasic pegmatites in dunites of the Nizhny Tagil platinum-bearing massif in the Middle Urals (first data). *Dokl. RAN*, **383**(1), 90-94. (In Russ.)
- Rychagov S.N., Glavatskikh S.F., Sandimirova E.I. (1996) Ore and silicate magnetic beads as indicators of structure, fluid regime, and mineral ore formation in the modern Baranskoe hydrothermal system (Iturup Island). *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **(38)**1, 31-40. (In Russ.)
- Rudashevskii N.S., Dmitrenko G.G., Mochalov A.G., Men'shikov Yu.P. (1987) Native metals and carbides in alpinotypic ultramafic rocks of the Koryak highlands. *Mineralog. Zhurn.*, **9**(4), 71-82. (In Russ.)
- Safronov P.P. (2011) Method of conducting on SEM with EDX-spectrometry approximatively quantitative X-ray spectrometric measurements of the composition of nanodimensional mineral phases. 7th All-Russian conference on X-ray spectrometry analysis. Novosibirsk, SO RAN Publ., 71. (In Russ.)
- Safronov P.P. (2023) On the origin of nanoscale gold in nature. *Geological processes in conditions of subduction, collision and sliding of lithospheric plates*. VI All-Russian Scientific Conf. Vladivostok, Publishing house of the FEFU, 442-446. (In Russ.) ISBN 978-5-7444-5547-7.
- Safronov P.P., Gavrilov A.A., Maksimov S.O. (2009) Microstructures of the surface of Fe-oxide spheroids from basite complexes of Popov Island (Primorye). *XVI-RCEM-09*, Chernogolovka, 206. (In Russ.)
- Safronov P.P., Kuznetsova I.V. (2021) Autigenic mineral formation as an objective factor of transformation of technogenic placers. *Geologiya i Mineral'no-syr'evye Resursy Sibiri*, **3**(47), 83-93. (In Russ.)
- Safronov P.P., Kuznetsova I.V. (2017) Features of the composition of native gold of technogenic placers on the example of the Nizhneselemdzhinsky gold-bearing node (Amur region). *Izv. Tomsk. Politehnich. Universiteta. Enginiring Georesursov*, **328**(2), 46-58. (In Russ.)
- Safronov P.P., Kuznetsova I.V. (2016) Nanogold in rocks associated with native gold in technogenic placers of the Amur region. *Issues of geology and integrated development of natural resources of East Asia*. IV All-Russ. Sci. Conf. October 5-7, 2016. Blagoveshchensk [collection of materials]. Blagoveshchensk, IGIP FEB RAN Publ., 112-115. (In Russ.)
- Safronov P.P., Maksimov S.O., Chekryzhov I.Yu. (2024) Spherical forms of matter in the mineral complexes of Primorye. *DVO RAN*, (5), 1147-1150. (In Russ.)
- Safronov P.P., Moiseenko N.V., Moiseenko V.G. (2011) Nanoscale native gold in the minerals of the Pioneer deposit (Amur region) according to electron microscopic studies. *XVII -RCEM-11*, Chernogolovka, 206. ISBN 978-5-89589-054-7. (In Russ.)
- Safronov P.P., Sakhno V.G. (2012) Results of electron microscopic study of the microstructure and composition of Fe-oxide spheroids of meteoritic origin. *XXIV-RCEM-12*. Chernogolovka, 375-376. (In Russ.) ISBN 978-5-89589-060-8
- Sandimirova E.I. (2008) Spherical mineral formations of volcanic rocks of the Kuril Islands and Kamchatka.



- Abstr. cand. geol.-min. sci. diss. Vladivostok, 25 p. (In Russ.)
- Sandimirova E.I., Glavatskikh S.F., Rychagov S.N. (2003) Magnetic spherules from volcanogenic rocks of the Kuril Islands and South Kamchatka. *Vestn. KRAUNTs*, (1), 135-140. (In Russ.)
- Shadrina O.S., Kondrat'eva L.M., Litvinenko Z.N., Golubeva E.M., Krutikova V.O. (2022) Formation of spheroids in vitro with the participation of microorganisms of caste speleothems. *Speleol. Speleostol.*, (2), 34-42. (In Russ.)
- Shumilov T.G., Yushkin N.P., Pushkarev E.V. (2007) Silver spheroids in graphite-bearing rocks of the Maksyutovsky complex, Southern Urals. *Dokl. RAN*, **417**(5), 682-684. (In Russ.)
- Silaev V.I., Chaikovskii I.I., Kharitonov T.V., Fillipov V.N., Khazov A.F. (2009) On the problem of atypical and unconventional diamond satellite minerals (on the example of the Urals). Syktyvkar, Geoprint Publ., 65 p. (In Russ.)
- Silaev V.I., Karpov G.A., Anikin L.P., Vergasova L.P., Fillipov V.N., Tarasov K.V. (2019) Mineral-phase paragenesis in explosive products of modern volcanic eruptions in Kamchatka and Kuril Mountains. Pt 2. Satellite minerals of Tolbachinsky type diamonds. *Vulkanol. Seismol.*, (6), 36-49. (In Russ.)
- Sorokin A.P. (1989) Morphostructures and placers of gold of the Amur region. Dokt. geol.-min. sci. diss. Blagoveshchensk, AmurKNII Publ., 394 p. (In Russ.)
- Sungatullin R.H., Sungatullina G.M., Zakirov M.I., Tsel'movich V.A., Glukhov M.S., Bakhtin A.I., Osin Yu.N., Vorob'ev V.V. (2017) Microspheres of cosmic origin in the carboniferous rocks of the Usolka section, Predural-sky trough. *Geol. Geofiz.*, **58**(1), 74-85. (In Russ.)
- Tatarintsev V.I., Tsymbal S.N., Garanin V.K. (1983) Hardened particles from kimberlites of Yakutia. *Dokl. RAN*, **270**(5), 1199-1203 (In Russ.)
- Tomilenko A.A., Kovyazin S.V., Pokhilenko L.N., Sobolev N.V. (2011) Silicate globules in the kyanite of grosspidites from the kimberlite pipe Mysterious, Yakutia: the problem of origin. *Dokl. RAN*, **436**(2), 243-246. (In Russ.)
- Trubkin N.V., Gorshkov A.I., Nekrasov I.Ya. (1983) The structure and composition of spherical magnetic formations from alluvium in the North-East of the USSR. *Dokl. AN SSSR*, **269**(6), 712-714. (In Russ.)
- Tsel'movich V.A., Korchagin O.A., Nekrasov A.N., Starchenko S.V. (2010) Diagnostics of the origin of magnetic microspheres. Paleomagnetism and rock magnetism. Proceedings of the International Seminar on Paleomagnetism and Rock Magnetism. St.Petersburg, Petrodvores Publ., 165-171. (In Russ.)
- Tyan V.D., Ermolov P.V., Popov N.V., Rafikov T.K. (1976) On the magmatic nature of native iron in granitoids and its oxidation products. *Geol. Geofiz.*, (5), 48-54. (In Russ.)
- Zakharova E.M. (1997) Ferromagnetic spherules in terrigenous deposits and placers. *Zapiski RMO*, (126)3, 61-66. (In Russ.)
- Zheleznyak A.S., Ioffe I.I. (1974) Calculation methods for multiphase liquid reactors. Leningrad, Khimiya Publ., 320 p. (In Russ.)

УДК 553.2:549.283(571.52)

DOI: 10.24930/2500-302X-2025-25-3-619-632

## Золотосульфидно-кварцевое рудопроявление Булан Макаровского рудного узла (Западный Саян, Россия): минералого-геохимические особенности, РТ условия образования и источники флюидов

Н. Н. Анкушева<sup>1</sup>, Р. В. Кужугет<sup>2</sup>, М. М. Баланай<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 456317, г. Миасс, Ильменский заповедник, e-mail: [ankusheva@mail.ru](mailto:ankusheva@mail.ru)

<sup>2</sup>Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, ул. Интернациональная, 117а, 667007, г. Кызыл, e-mail: [rkuzhuget@mail.ru](mailto:rkuzhuget@mail.ru)

Поступила в редакцию 07.06.2024 г., принята к печати 06.11.2024 г.

**Объект исследований.** Минералого-геохимические особенности и термобарогеохимические условия образования золотосульфидно-кварцевого рудопроявления Булан Макаровского рудного узла в отрогах Западного Саяна. **Методы.** С помощью термокамеры Linkam TMS-600 и оптического микроскопа Olympus BX 51 оценены температуры, солевой состав и концентрации солей по включениям минералообразующего флюида в кварце золотосульфидно-кварцевых жил (ЮУрГУ, г. Миасс, аналитик Н.Н. Анкушева). Химический состав золота определен методом сканирующей электронной микроскопии Hitachi TM-1000 (ТувИКОПР СО РАН, г. Кызыл, аналитик Р.В. Кужугет). **Результаты.** Минералого-геохимическими исследованиями установлено, что в золотосульфидно-кварцевых жилах рудопроявления Булан золото и электрум отлагались с пиритом, халькопиритом, арсенопиритом, пирротинном и редкими выделениями галенита, блеклой руды, золота и электрума. Результаты изучения условий образования золотосульфидно-кварцевых жил показали, что они отлагались в температурном диапазоне 170–230 °С из слабо- и умеренно соленого (3.5–6.8 мас. % NaCl экв.) магматогенного флюида комплексного K-Na-Mg-Fe-хлоридного состава. Устойчивый интервал солёности флюидов, а также узкий диапазон  $\delta^{18}\text{O}$  указывают на единый магматогенный источник и незначительное влияние вмещающих пород и метеорных вод. **Выводы.** Рудопроявление Булан по минералого-геохимическим особенностям и условиям образования сходно с малосульфидными месторождениями золотосульфидно-кварцевой березит-лиственитовой формации.

**Ключевые слова:** флюидные включения, самородное золото, золотосульфидно-кварцевое рудопроявление, кварц, стабильные изотопы, Тува

### Источник финансирования

Полевые и минералого-геохимические исследования выполнены в рамках государственного задания ТувИКОПР СО РАН, термобарогеохимические исследования проведены по госзаданию ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН

## Bulan gold-sulfide-quartz ore deposit of the Makarovsky ore cluster (Western Sayan, Russia): Mineralogical and geochemical features, formation conditions, and fluid sources

Natalia N. Ankusheva<sup>1</sup>, Renat V. Kuzhuget<sup>2</sup>, Mila M. Balanay<sup>2</sup>

<sup>1</sup>SU FRC MG UB RAS, Ilmensky Reserve, Miass, Chelyabinsk Region 456317, Russia, e-mail: [ankusheva@mail.ru](mailto:ankusheva@mail.ru)

<sup>2</sup>Tuvinian Institute for Exploration of Natural Resources, SB RAS, 117a Internatsionalnaya st., Kyzyl 667007, Russia, e-mail: [rkuzhuget@mail.ru](mailto:rkuzhuget@mail.ru)

Received 07.06.2024, accepted 06.11.2024

**Research subject.** Mineralogical and geochemical features and formation conditions of the Bulan gold-sulfide-quartz ore occurrence of the Makarov ore cluster in the Western Sayan. **Methods.** A Linkam TMS-600 thermostage and Olympus BX 51 optical microscope were used to determine temperatures, compositions, and fluid salinities in inclusions of mineral-

**Для цитирования:** Анкушева Н.Н., Кужугет Р.В., Баланай М.М. (2025) Золотосульфидно-кварцевое рудопроявление Булан Макаровского рудного узла (Западный Саян, Россия): минералого-геохимические особенности, РТ условия образования и источники флюидов. *Литосфера*, 25(3), 619–632. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-3-619-632>. EDN: FORYQE

**For citation:** Ankusheva N.N., Kuzhuget R.V., Balanay M.M. (2025) Bulan gold-sulfide-quartz ore deposit of the Makarovsky ore cluster (Western Sayan, Russia): Mineralogical and geochemical features, formation conditions, and fluid sources. *Lithosphere (Russia)*, 25(3), 619–632. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-3-619-632>. EDN: FORYQE

forming fluid in quartz of gold-sulfide-quartz veins (SUSU, Miass, analyst Natalia N. Ankusheva). The chemical composition of gold was determined by SEM Hitachi TM-1000 (TuvIENR SB RAS, Kyzyl, analyst Renat V. Kuzhuget). *Results.* The conducted mineralogical and geochemical studies determined that gold formation at the Bulan ore field was single-stage in the form of gold-sulfide-quartz veins and veins with pyrite, chalcopyrite, arsenopyrite, pyrrhotite, as well as rare isolations of galena, fahlore, gold, and electrum. The results of fluid inclusion study from gold-sulfide-quartz veins showed that they were formed in the temperature range 170–230°C due to a weakly to moderately saline (3.5–6.8 wt % NaCl eq.) magmatic fluid of the K-Na-Mg±Fe-chloride composition. The stable range of fluid salinity and the narrow range of  $\delta^{18}\text{O}$  indicate a single magmatic source and insignificant influence of host rocks and meteoric waters. *Conclusions.* According to mineralogical and geochemical features and PT parameters, the Bulan ore occurrence is similar to low-sulfide deposits of gold-sulfide-quartz breccite-listvenite formation.

**Keywords:** fluid inclusions, native gold, gold-sulfide-quartz ore occurrence, quartz, stable isotopes, Tuva

#### Funding information

Fieldworks and mineralogical vs geochemical study were carried out in accordance with the State Contract of TuvIENIR SB RAS; fluid inclusion study was supported by the State Contract of SU FRC MG UB RAS

## ВВЕДЕНИЕ

Макаровский рудный узел расположен в Ермаковском районе Красноярского края в 20 км к ЮВ от с. Верхнеусинское. Рудный узел приурочен к Куртушибинской металлогенической зоне Западного Саяна и находится в юго-восточном крыле Западно-Саянского антиклинория в зоне крупных разломов (Саяно-Тувинского и Усинского), разделяющих Западно-Саянскую и Тувинскую складчатые системы. Системы этих двух долгоживущих глубинных разломов образовали сложную мелкоблоковую тектоническую структуру района. В пределах рудного узла развиты вулканогенно-осадочный и офиолитовый комплексы верхнего рифея, венда и кембрия, прорванные гранитоидными интрузиями силура и раннего девона. В рудном узле наблюдаются точечные аномалии, геохимические ореолы Au и зоны березит-лиственитовой формации с жильно-прожилковой золотосульфидно-кварцевой минерализацией. В результате поисковых работ (2013–2015 и 2017–2019 гг.) на коренное золотосульфидное оруденение на площади Макаровского рудного узла выделено несколько рудопроявлений, наиболее перспективными из которых являются Булан, Узуп и др. Рудопроявление Булан отнесено к промышленно значимой перспективной рудной залежи. Минерализация на этих рудопроявлениях представлена пиритом, халькопиритом, арсенопиритом и золотом. Содержание Au в

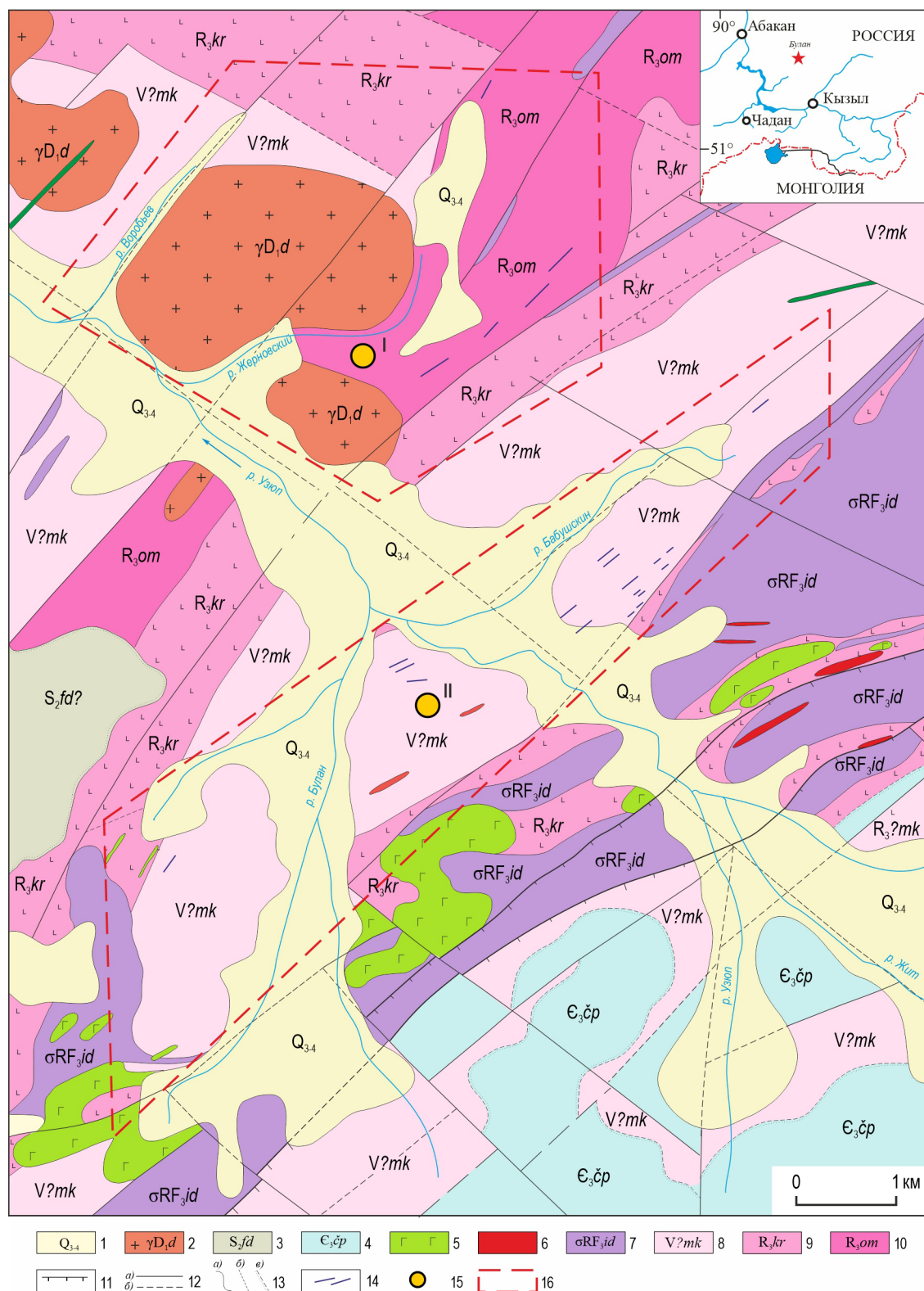
рудных интервалах варьируется от 1.18 до 16.67 г/т.

Золоторудная минерализация Макаровского рудного узла парагенетически связана с гранитоидами джойского комплекса раннего девона. В гранитах наблюдаются гидротермально-метасоматические изменения, отвечающие типичным березитам. По данным (Семенов и др., 2019), породы джойского комплекса характеризуются нормально-умеренной щелочностью (6.64–8.96 мас. %), калиевого, редко калиево-натриевого типов, с преобладанием  $\text{K}_2\text{O}$  (3.3–5.5 мас. %) над  $\text{Na}_2\text{O}$  (2.2–3.3 мас. %) и весьма высокой глиноземистостью. U-Pb возраст по цирконам массивов джойского комплекса площади рудного узла находится в интервале от  $415.8 \pm 4.1$  до  $418.9 \pm 2.2$  млн лет (Семенов и др., 2019).

Целью работы является определение условий образования руд и источников флюидов, сформировавших золотосульфидно-кварцевое рудопроявление Булан.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ

Рудопроявление Булан расположено в районе слияния руч. Булан и Бабушкин с р. Узуп, охватывая р. Бабушкин, среднее и нижнее течение р. Булан и верховья правого безымянного притока р. Синтерба на юго-западе рудопроявления (рис. 1). Протяженность участка рудопроявления составляет 7.5 км при ширине 2 км. В геологическом строе-



**Рис. 1.** Схема геологического строения района рудопроявления Булан, по данным (Корнев и др., 2018).

1 – четвертичные отложения (Q<sub>3.4</sub>); 2 – джойский гранитный комплекс (D<sub>1d</sub>): граниты, гранит-порфиры, гранодиориты; 3 – федоровская свита (S<sub>2fd</sub>): песчаники, алевролиты, конгломераты; 4 – чашпинская свита (E<sub>3čp</sub>): метапесчаники, метаалевролиты с прослоями метаконгломератов и мраморизованных известняков; 5, 6 – орешко-макаровский субвулканический комплекс (V–C<sub>1or</sub>): 5 – базальтовые порфиры, диорит-порфиры, габбро; 6 – плагиогранит-порфиры;

7 – иджимский габбро-гипербазитовый комплекс (RF<sub>3</sub>id): гарцбургиты, дуниты, серпентиниты, габбро и габбро-нориты; 8 – макардовская свита (V<sup>?</sup>mk): metabasalts, metaandesites, metarhyolites, их туфы, серицит-кварцевые сланцы, метапесчаники; 9 – коярдская свита (R<sub>3</sub>kr): metasandstones, metatuffs, прослои – потоки рассланцованных metabasalts, пикробазальтов и коматииты; 10 – омульская (орешковская?) свита (R<sub>3</sub>om): сероцветные глинисто-кремнистые и углито-глинисто-кремнистые metabasalts, вторичные кварциты; 11 – главные региональные разломы и надвиги; 12 – разрывные нарушения установленные (а), предполагаемые (б); 13 – границы геологические согласные (а), несогласные (б), предполагаемые (в); 14 – рудные жилы; 15 – рудопрооявления и их номера: Узюп (I), Булан (II); 16 – контуры рудопрооявлений.

**Fig. 1.** Geological scheme of the Bulan ore occurrence according to (Kornev et al., 2018).

1 – Quaternary sediments (Q3-4); 2 – Joya granite complex (D<sub>1</sub>d): granites, granite porphyries, and granodiorites; 3 – Fedorov Formation (S<sub>2</sub>fd): sandstones, siltstones, and conglomerates; 4 – Chashpin Formation (C<sub>3</sub>чр): metasandstones, metasiltsstones with interlayers of metaconglomerates and marbleized limestones; 5, 6 – Oresh-Makarov subvolcanic complex (V-C<sub>1</sub>or): 5 – basaltic porphyrites, diorite porphyries, and gabbro; 6 – plagiogranite porphyries; 7 – Ijima gabbro-hyperbasite complex (RF<sub>3</sub>id): harzburgites, dunites, serpentinites, gabbro, and gabbro-norites; 8 – Makarov Formation (V<sup>?</sup>mk): metabasalts, metaandesites, metarhyolites, tuffs, sericite-quartz schists, and metasediments; 9 – Koyard Formation (R<sub>3</sub>kr): metasandstones, metatuffs, interlayers – flows of stratified metabasalts, picobasalts and komatiites; 10 – Omulskaya (Oreshkovskaya?) Formation (R<sub>3</sub>om): gray-colored clay-siliceous and coal-clay-siliceous schists, and secondary quartzites; 11 – main regional faults and thrusts; 12 – discontinuities: established (a), inferred (b); 13 – geological boundaries: concordant (a), discordant (b), inferred (v); 14 – ore veins; 15 – ore occurrences and their numbers: Uzyup (I), Bulan (II); 16 – contours of ore occurrences.

нии рудопрооявления принимают участие вулканогенно-осадочные породы макардовской (метаморфизованные базальты, сланцы различного состава, кварциты, мраморизованные известняки и доломиты), коярдской (метабазальты, метакоматииты, их туфолавы, кварциты) свит и серпентиниты иджимского габбро-перидотитового комплекса, разбитые разрывными нарушениями северо-восточного и субмеридионального направлений на разновеликие блоки-чешуи. Породы макардовской и коярдской свит и серпентиниты иджимского комплекса прорваны телами габбро, диорит-порфиров и плагиогранит-порфиров орешко-макардовского субвулканического комплекса венда-раннего кембрия (C<sub>3</sub>чр) и гранитоидами джойского комплекса раннего девона (см. рис. 1).

Четвертичные отложения широко распространены и представлены элювиально-делювиальными образованиями водоразделов, делювиальными – на склонах, аллювиальными – в долинах рек и ручьев и коллювиальными – у подножий крутых склонов в виде каменных потоков и покровов. Делювиальные отложения развиты по склонам возвышенностей и на водоразделах. Они сложены обломками подстилающих пород, сцементированными песчано-глинистым материалом. Элювиальные отложения покрывают выровненные поверхности водоразделов и представлены дресвяно-щебенистым или грубообломочным и глыбовым материалом. Аллювиальные отложения мощностью до 15–20 м развиты в долине р. Узюп и ее притоков.

Разрывная тектоника северо-восточного направления развита в виде субпараллельных зон. Поперечные разломы северо-западного простирания, по данным геофизических и маршрутных исследований, предопределили блоково-полигональное структурное строение рудопрооявления, кулисообразно сместив отдельные блоки с амплитудой до первых сотен метров (Корнев и др., 2018).

Рудная минерализация прослеживается узкой полосой от устья руч. Булан до его верховий на расстоянии до 4 км при ширине 0.3–0.7 км. Мощность рудных тел составляет от 4 до 14 м при среднем значении 11 м. Прожилковая золотосульфидно-кварцевая минерализация проявлена в метаморфизованных вулканитах среднекислого состава, кварцитовидных породах и переслаивающихся с ними базальтах и коматиитах и их интенсивно метаморфизованных разностях (серицит-кварцевые сланцы и вторичные кварциты). Совместно с золотосульфидно-кварцевой минерализацией и жильно-прожилковыми образованиями наблюдаются зоны лиственизации и березитизации.

Кварц в жилах и прожилках светло-серый, до белого, матовый, редко до полупрозрачного, с гнездами и охрами бурого лимонита (до 1–3 %) и выделениями карбоната (5–15 %) по трещинам. Среднее содержание Au в рудах составляет 5.77 г/т (максимальное – 16.01 г/т) (Семенов и др., 2019).

## МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Образцы для исследований отобраны с поверхности рудопрооявления из естественных горных обнажений и геологоразведочных канав. Для определения минерального состава, текстурно-структурных особенностей руд и гидротермально измененных пород и взаимоотношений минералов полированные шлифы и аншлифы изучены на микроскопах Olympus BX41 и ПОЛАМ П-213М в ТуВИКОПР СО РАН (г. Кызыл).

Химический состав золота определен в ТуВИКОПР СО РАН (г. Кызыл, аналитик Р.В. Кузугет) на сканирующем электронном микроскопе Hitachi TM-1000 с ЭДС Bruker Quantax EDS (Германия). Для характеристики самородного золота использована следующая градация: весьма высокопробное – 1000–950‰, высокопробное –



| Минералы     | Гидротермальный золотосульфидно-кварцевый этап |                                  |                         | Гипергенный этап |
|--------------|------------------------------------------------|----------------------------------|-------------------------|------------------|
|              | Березитовая стадия                             | Золотосульфидно-кварцевая стадия | Хлорит-кварцевая стадия |                  |
| Кварц        | ◆                                              | ◆                                | ◆                       |                  |
| Анкерит      | ◆                                              |                                  |                         |                  |
| Кальцит      | ◆                                              |                                  |                         |                  |
| Сидерит      | ◆                                              |                                  |                         |                  |
| Альбит       | ◆                                              |                                  |                         |                  |
| Серицит      | ◆                                              |                                  |                         |                  |
| Пирит        | ◆                                              | ◆                                |                         |                  |
| Халькопирит  |                                                | ◆                                |                         |                  |
| Арсенопирит  |                                                | ◆                                |                         |                  |
| Галенит      |                                                | ◆                                |                         |                  |
| Пирротин     |                                                | ◆                                |                         |                  |
| Блеклая руда |                                                | ◆                                |                         |                  |
| Золото       |                                                | ◆                                |                         |                  |
| Электрум     |                                                | ◆                                |                         |                  |
| Акантит      |                                                | ◆                                |                         |                  |
| Хлорит       |                                                |                                  | ◆                       |                  |
| Ковеллин     |                                                |                                  |                         | ◆                |
| Халькозин    |                                                |                                  |                         | ◆                |
| Церуссит     |                                                |                                  |                         | ◆                |
| Малахит      |                                                |                                  |                         | ◆                |
| Азурит       |                                                |                                  |                         | ◆                |
| Гётит        |                                                |                                  |                         | ◆                |
| Гематит      |                                                |                                  |                         | ◆                |

Рис. 2. Схема последовательности минералообразования рудопроявления Булан.

Fig. 2. The sequence of mineralization of the Bulan ore occurrence.

950–900‰, среднепробное – 900–800‰, низкопробное – 800–700‰, электрум – 700–300‰. Пробность самородного золота определялась в промилле (‰) по формуле  $Au/(Au + Ag + Hg) \times 1000‰$ .

Термометрические исследования флюидных включений в кварце проведены в термокамере Linkam TMS-600 с программным пакетом Linkam System 32 DV-NC и оптическим микроскопом Olympus BX51 (г. Миасс, аналитик Н.Н. Анкушева). Температуры эвтектики флюидных включений интерпретированы с использованием (Борисенко, 1982; Davis et al., 1990). Концентрации солей в растворах включений определены по финальным температурам плавления льда во включениях (Bodnar, Vityk, 1994). Температуры гомогенизации включений приняты за минимальные температуры процесса минералообразования (Реддер, 1978). Обработка результатов измерений выполнена в программе Statistica.

Изотопный состав кислорода в кварце определен в АЦ “Геоспектр” ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ, аналитик В.Ф. Посохов) на газовом масс-спектрометре FINNIGAN MAT 253 с использованием двойной

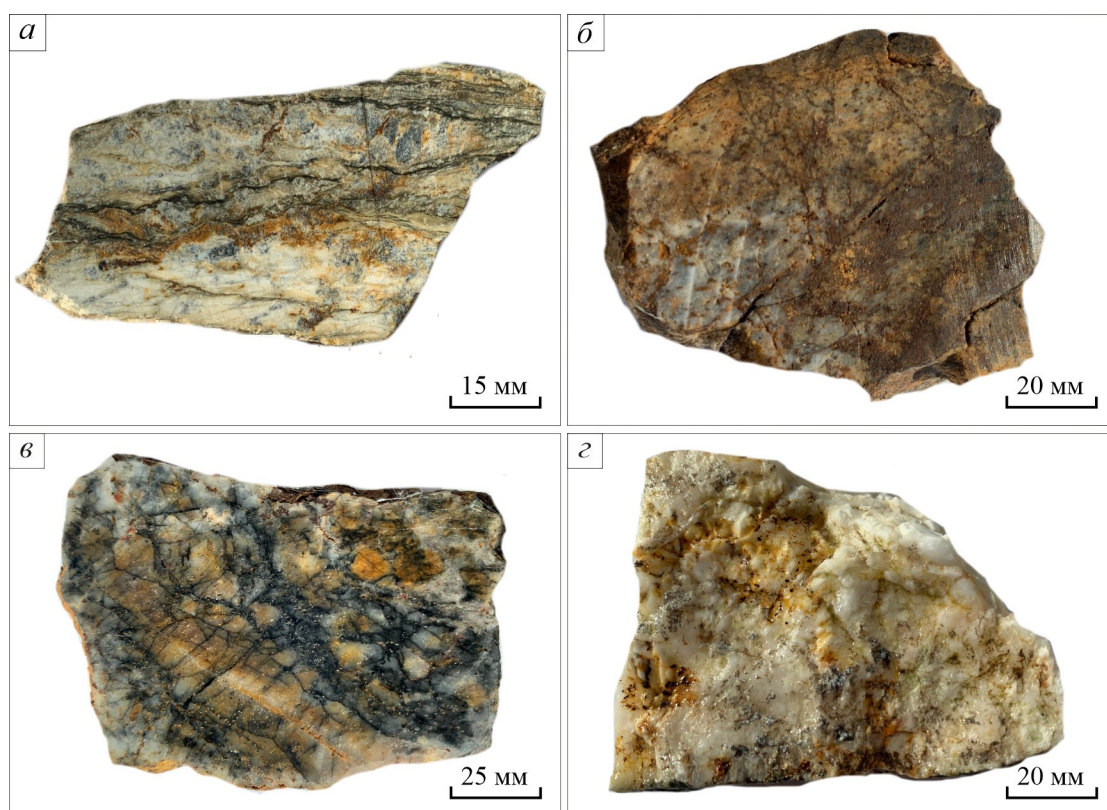
системы напуска в классическом варианте (стандарт-образец). Значения  $\delta^{18}O$  приведены в промилле (‰) относительно стандарта SMOW.

## МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД И ЗОЛОТА

Минеральный состав руд рудопроявления Булан относительно простой и представлен кварцем, пиритом, реже пирротин, халькопиритом, арсенопиритом, хлоритом, кальцитом, анкеритом, редко отмечаются золото, электрум, галенит и блеклая руда.

Минералого-геохимическими исследованиями установлены три стадии минерализации: березитовая (кварц, пирит, серицит, альбит, кальцит, анкерит, сидерит); золотосульфидно-кварцевая (кварц, пирит, пирротин, халькопирит, арсенопирит, золото, электрум, галенит и блеклая руда) и хлорит-кварцевая. В зоне окисления отмечаются лимонит, малахит, азурит и ковеллин, который образует тонкую кайму (до 1 мкм), облекая зерна халькопирита, расположенные внутри пирита (рис. 2).

На рудопроявлении выделены березиты, кремнисто-кварцевые породы и вторичные кварци-



**Рис. 3.** Руды рудопроявления Булан.

а – березит по серицит-кварцевым сланцам, б – березит по риолиту, в – кремнисто-кварцевая порода с золотосульфидно-кварцевыми прожилками, г – золотосульфидно-кварцевая жила с лимонитом по пириту.

**Fig. 3.** Ores of the Bulan ore occurrence.

а – berezite after sericite-quartz schists, б – berezite after rhyolite, в – siliceous-quartz rock with gold-sulfide-quartz veins, г – gold-sulfide-quartz vein with limonite on pyrite.

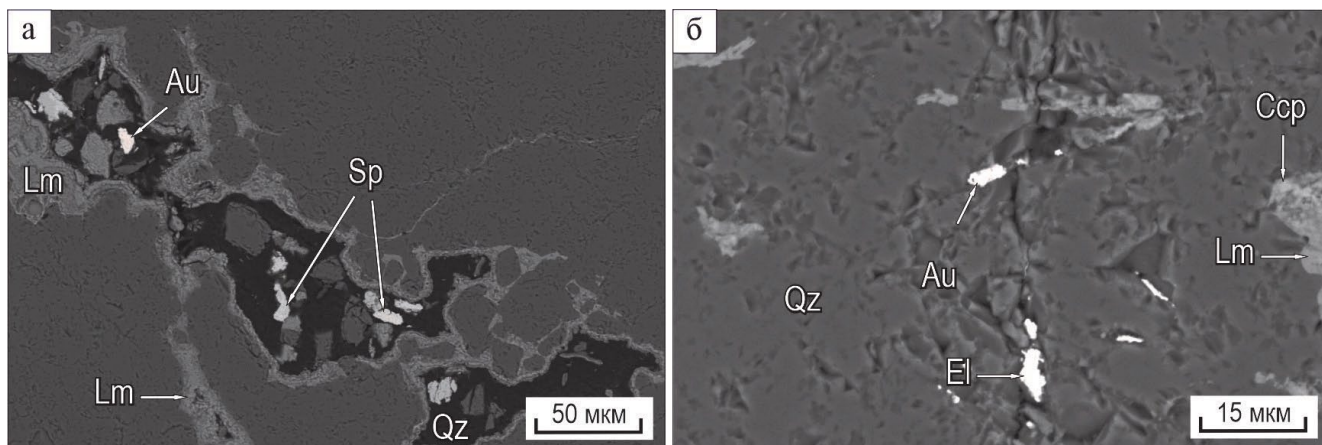
ты с золотосульфидно-кварцевыми штокверковыми прожилками. Березиты на рудопроявлении образованы по риолитам, серицит-кварцевым сланцам и метаморфизованным песчаникам макаровской свиты (*V<sup>mk</sup>*) и по составу отвечают типичным березитам с пиритом, кварцем, серицитом и железистым карбонатом (рис. 3). Среднее содержание кварца составляет 50%, серицита – 35%, карбоната – 10%, пирита  $\leq 5\%$ . Содержания рудных минералов в вышеуказанных породах и жилах практически идентичны.

Текстуры руд в прожилках вкрапленные, реже прожилково-вкрапленные, ориентированно-вкрапленные, линзовидные и реже слоистые. Они представлены обогащенными зонами, ориентированными согласно слоистости вмещающих осадочно-вулканогенных пород. Структуры руд разнообразны: аллотриоморфнозернистая, идиоморфнозернистая, гипидиоморфнозернистая, комковатая, реликтовая и катакlastическая. В них нередко устанавливаются реликты структур метавулканитов:

бластопорфировая, литокристаллокластическая, бластофелизитовая, бластоофитовая. Нередко зерна золота в ассоциации с сульфидами концентрируются в цементе туфов и туфобрекчий, представленном тонкой смесью серицит-кварцевого состава.

Пирит образует вкрапленность мелких рассеянных одиночных зерен или их обособлений, вытянутых в виде сплошных цепочек вдоль слоистости пород. Часть зерен идиоморфна и представлена кубическими кристаллами, содержащими включения нерудных минералов, реже халькопирита, галенита, пирротина и самородного золота. Размеры кристаллов пирита достигают  $0.30 \times 5.0$  мм и больше.

Халькопирит незначительно распространен и встречен в виде редких мелких ксеноморфных зерен. В зоне окисления он замещен малахитом. Халькопирит тесно ассоциирует с пиритом, располагаясь нередко в интерстициях его агрегатов совместно с галенитом. Халькопирит также наблюдается в виде мелких точечных включений в пи-



**Рис. 4.** Взаимоотношение минералов в рудах.

а – кварцевый прожилок (*Qz*) с золотом (*Au*) и сфалеритом (*Sp*) в березите, б – выделения золота (*Au*), электрума (*El*), халькопирита (*Ccp*) и лимонита (*Lm*) в кварце (*Qz*). Снимки в режиме BSE.

**Fig. 4.** Relationships between minerals in ores.

а – quartz veinlet (*Qz*) with gold (*Au*) and sphalerite (*Sp*) in berezite; б – gold (*Au*), electrum (*El*), chalcopyrite (*Ccp*) and limonite (*Lm*) in quartz (*Qz*). BSE images.

рите. Размеры зерен небольшие: от очень мелких (первые микрометры) до 0.035–0.050 мм, в агрегатах – до 0.2 мм.

Пирротин встречается в виде микронных включений совместно с халькопиритом и в единичных зернах пирита. Реже минерал наблюдается в виде вкрапленности очень мелких зерен во вмещающих породах.

Галенит встречается в виде мелких (до 0.010–0.035 мм) единичных зерен в породе и в составе пирита, совместно с халькопиритом.

Блеклая руда установлена редко, в виде тонких кайм, нарастающих на зерна халькопирита.

Выделения самородного золота представлены мелкими зернами (от первых микрометров до 0.2 мм) трещинно-прожилковых, комковато-ветвистых, идиоморфных форм и слабоограненных кристаллов золота (рис. 4, 5). Поверхность зерен преимущественно шагреневая, мелкоямчатая, ямчато-бугорчатая, иногда ровная (см. рис. 2). Включения зерен золота в пирите имеют линзовидную или округлую форму. Установлена частая приуроченность зерен самородного золота к зернам и агрегатам пирита кубической формы. Отмечается золото в виде редких и мелких зерен также в кварце и карбонате.

Редкие выделения электрума отмечаются в кварце с золотом и халькопиритом (см. рис. 4б) и представлены мелкими зернами (до 10 мкм) трещинно-прожилковых форм. Минералого-геохимическими исследованиями установлено, что золото в образцах (см. рис. 4) и протолочной пробы (см. рис. 5) представлено:

- 1) весьма высокопробным золотом (*Au* 95.49, *Ag* 4.30),
- 2) высокопробным золотом (*Au* 91.57–92.10, *Ag* 7.54–7.84),
- 3) золотом средней пробы (*Au* 82.65–89.14, *Ag* 10.82–17.01),
- 4) низкопробным золотом (*Au* 73.28–78.17, *Ag* 21.58–25.95),
- 5) электрумом (*Au* 53.36–60.240, *Ag* 39.45–47.61).

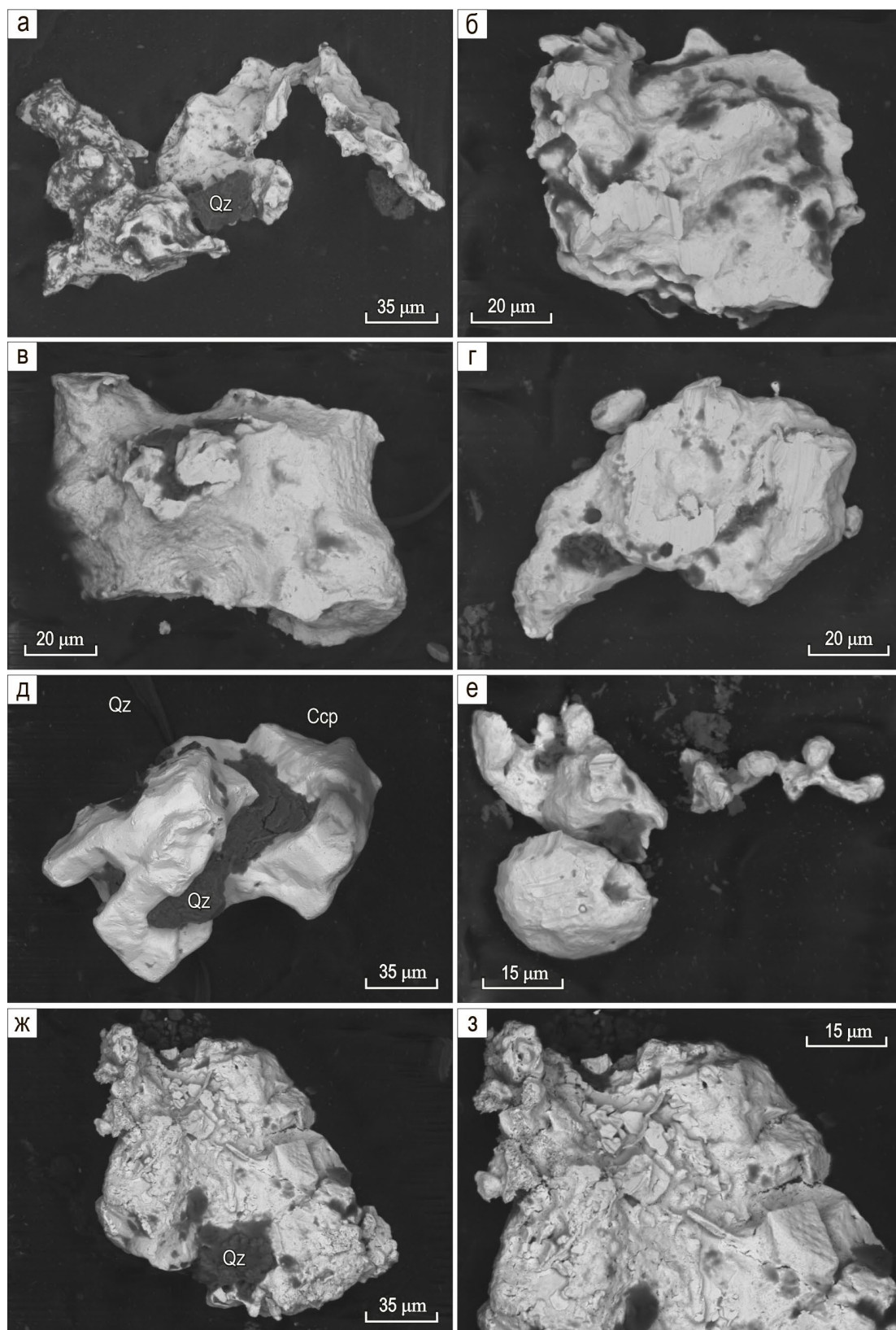
Средняя пробаность золота рудопроявления составляет 809‰ при вариациях от 524 до 957‰. Содержание *Ag* в минералах ряда *Au-Ag* отмечается до 47.61 мас. %, содержания *Hg* и *Cu* ниже пределов обнаружения (табл. 1, см. рис. 2).

#### УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЗОЛОТОСУЛЬФИДНО-КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ

Для определения *PT* параметров минералообразующего флюида золотосульфидно-кварцевых жил методами термометрии проанализированы двухфазные (VL) флюидные включения в кварце рудных жил в микрокварцитах (обр. МК-7), березитизированных риолитах (обр. МК-208) и карбонат-кварцевых жилах (обр. МК-23-1, МК 23-3) в серицит-кварцевых сланцах рудопроявления Булан.

Кварцевые жилы с рудной вкрапленностью состоят из мелко- и среднезернистого кварца с размером зерен от 0.03 до 0.1 мм, редко до 0.2–0.3 мм, единичные зерна достигают 0.7–1.0 мм. Кроме кварца, в жилах встречаются гнезда и фрагменты кристаллов лимонитизированного рудного минерала, судя по сохранившимся граням, кубической





**Рис. 5.** Формы выделения золота рудопроявления Булан.

а, б – трещинно-прожилковая; в, г – комковато-ветвистая; д, е – слабоограненные кристаллы и их сростки. *Qz* – кварц, *Ccp* – халькопирит. Снимки в режиме BSE.

**Fig. 5.** Gold of Bulan ore occurrence.

а, б – fracture-veined; в, г – lumpy branched; д, е – weakly faceted crystals and their intergrowths. Qz – quartz, Ccp – chalcopryrite. BSE images.

формы – пирита. По трещинам и границам зерен развиваются гидроксиды Fe, образующие пленки бурого цвета.

В кварце также зафиксированы однофазные газовые и водные включения размером до 2–3 мкм (рис. 6), сингенетичные двухфазным первичным и псевдотрихичным включениям.

Для термометрических исследований использовались одиночные флюидные включения, равномерно распределенные по объему отдельных зерен кварца (см. рис. 6).

Проанализированные включения имеют размеры 10–20 мкм, изометричную форму с элементами кристаллографических граней (типа “отрицательного кристалла”), расположены одиночно, редко группами, в центральных частях зерен кварца.

Согласно работам (Реддер, 1978; Van den Kerkhof, Hein, 2001), такие включения отнесены к первичным и псевдотрихичным. Первичные включения удалены от залеченных трещин и шлейфов вторичных включений. Псевдотрихичные включения тяготеют к трещинам в минерале-хозяине, образовавшемся в процессе его отложения и не выходящем за пределы зерен.

Во флюидных включениях в кварце газовая фаза занимает до 15–20% объема вакуолей. Включения, согласно температурам эвтектики, равным –21...–23 и –33...–37 °С, содержат водно-солевой флюид комплексного Na-K-Mg-Fe хлоридного состава. Соленость флюида, рассчитанная по температурам плавления последних кристаллических фаз, варьируется от 3.4 до 6.8 мас. %, NaCl-экв.

**Таблица 1.** Химический состав золота рудопроявления Булан, мас. %

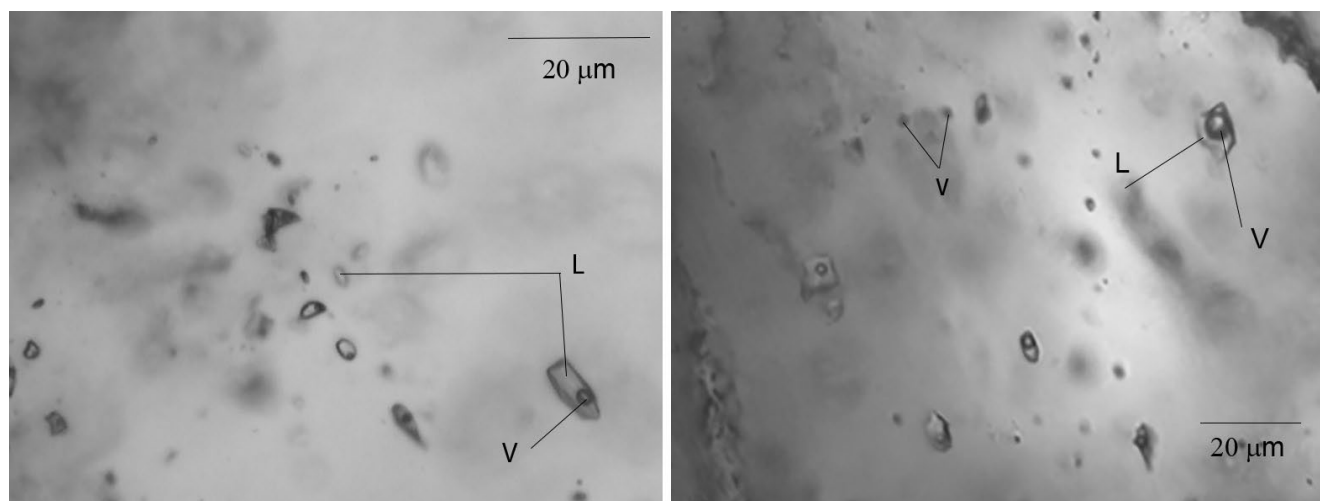
**Table 1.** Chemical composition of Au from Bulan ore occurrence, wt %

| № п.п. | Номер обр. | Au    | Ag    | Сумма | Кристаллохимическая формула                              | Пробность |
|--------|------------|-------|-------|-------|----------------------------------------------------------|-----------|
| 1      | МК-7а      | 95.49 | 4.30  | 99.79 | (Au <sub>0.92</sub> Ag <sub>0.08</sub> ) <sub>1.00</sub> | 957       |
| 2      |            | 92.10 | 7.54  | 99.64 | (Au <sub>0.87</sub> Ag <sub>0.13</sub> ) <sub>1.00</sub> | 924       |
| 3      |            | 91.57 | 7.84  | 99.41 | (Au <sub>0.86</sub> Ag <sub>0.14</sub> ) <sub>1.00</sub> | 921       |
| 4      |            | 89.14 | 10.82 | 99.96 | (Au <sub>0.82</sub> Ag <sub>0.18</sub> ) <sub>1.00</sub> | 892       |
| 5      | МК-208     | 87.61 | 11.82 | 99.43 | (Au <sub>0.80</sub> Ag <sub>0.20</sub> ) <sub>1.00</sub> | 881       |
| 6      |            | 85.91 | 13.86 | 99.77 | (Au <sub>0.77</sub> Ag <sub>0.23</sub> ) <sub>1.00</sub> | 861       |
| 7      |            | 85.90 | 14.09 | 99.99 | (Au <sub>0.77</sub> Ag <sub>0.23</sub> ) <sub>1.00</sub> | 859       |
| 8      | МК-23-1    | 84.91 | 14.96 | 99.87 | (Au <sub>0.76</sub> Ag <sub>0.24</sub> ) <sub>1.00</sub> | 850       |
| 9      |            | 82.65 | 17.01 | 99.66 | (Au <sub>0.73</sub> Ag <sub>0.27</sub> ) <sub>1.00</sub> | 829       |
| 10     | МК-7а      | 82.89 | 16.92 | 99.81 | (Au <sub>0.73</sub> Ag <sub>0.27</sub> ) <sub>1.00</sub> | 830       |
| 11     |            | 78.17 | 21.58 | 99.75 | (Au <sub>0.66</sub> Ag <sub>0.34</sub> ) <sub>1.00</sub> | 783       |
| 12     |            | 76.65 | 23.17 | 99.82 | (Au <sub>0.64</sub> Ag <sub>0.36</sub> ) <sub>1.00</sub> | 768       |
| 13     | МК-7       | 76.44 | 23.41 | 99.85 | (Au <sub>0.64</sub> Ag <sub>0.36</sub> ) <sub>1.00</sub> | 766       |
| 14     |            | 75.44 | 24.39 | 99.83 | (Au <sub>0.63</sub> Ag <sub>0.37</sub> ) <sub>1.00</sub> | 756       |
| 15     |            | 73.28 | 25.95 | 99.23 | (Au <sub>0.61</sub> Ag <sub>0.39</sub> ) <sub>1.00</sub> | 738       |
| 16     |            | 60.4  | 39.45 | 99.85 | (Ag <sub>0.54</sub> Au <sub>0.45</sub> ) <sub>1.00</sub> | 605       |
| 17     |            | 52.36 | 47.61 | 99.97 | (Ag <sub>0.62</sub> Au <sub>0.38</sub> ) <sub>1.00</sub> | 524       |

Примечание. Содержания Hg и Cu находятся ниже пределов обнаружения прибора. МК-7а – протоочная проба.

Note. The Hg and Cu contents are below the detection limits. МК-7а is a powder sample.





**Рис. 6.** Флюидные включения в кварце рудопроявления Булан.

V – газовый пузырек, L – жидкость.

**Fig. 6.** Fluid inclusions in quartz of the Bulan ore occurrence.

V – vapor bubble, L – liquid.

Включения гомогенизировались в жидкую фазу, интервал температур гомогенизации составляет 168–231°C (табл. 2, рис. 7).

### ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА

Изотопный состав  $\delta^{18}\text{O}$  кварца (обр. МК-23-1, МК 23-3) карбонатно-кварцевых жил, приуроченных к серицит-кварцевым сланцам. Величина  $\delta^{18}\text{O}$  кварца изменяется от 17.7 до 19.4‰. Значения  $\delta^{18}\text{O}$  флюида, в соответствии с уравнением фракционирования (Zhang et al., 1989; Zheng, 1999) и средними температурами минералообразования, полученными по флюидным включениям, варьирует-

ся от +6.8 до +7.0‰ ( $T = 200^\circ\text{C}$ ), т. е. попадают в область значений, приписываемых флюидам как магматического, так и метаморфического происхождения, но не выходят за пределы поля магматического флюида (табл. 3, рис. 8).

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Золотосульфидно-кварцевое оруденение приурочено в основном к метавулканитам среднекислого состава и переслаивающимся с ними эксгалитам, кремнисто-кварцевым породам и вторичным кварцитам и слагает согласные со слоистостью вмещающих отложений пластовые золоти-

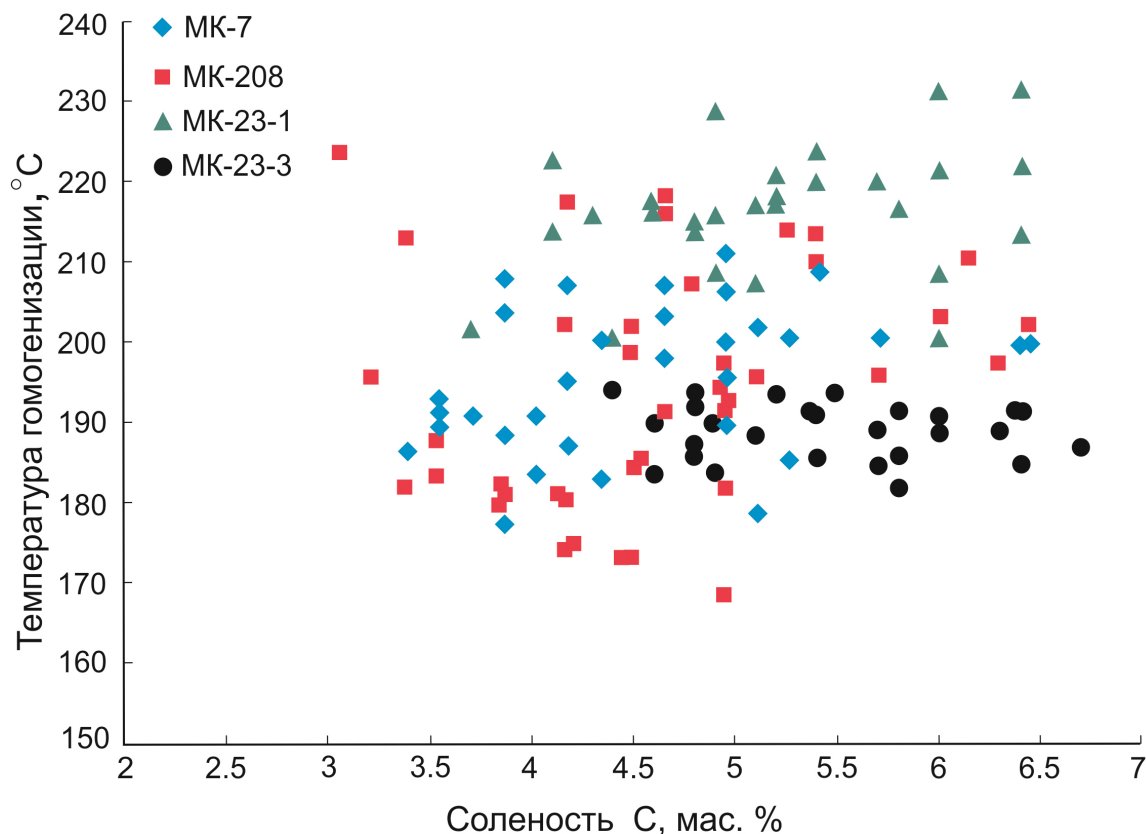
**Таблица 2.** Результаты термометрии флюидных включений в кварце рудопроявления Булан

**Table 2.** Fluid inclusion data of quartz from Bulan ore occurrence

| № обр.  | Тип   | Фазовый состав | n  | $T_{\text{гом}}, ^\circ\text{C}$ | $T_{\text{эвт}}, ^\circ\text{C}$ | $T_{\text{пл. льда}}, ^\circ\text{C}$ | C, мас. % NaCl-экв. | Солевой состав                               |
|---------|-------|----------------|----|----------------------------------|----------------------------------|---------------------------------------|---------------------|----------------------------------------------|
| МК-7    | П, ПВ | VL             | 35 | 177–211                          | –21.2...–23.7                    | –2...–4                               | 3.4–6.4             | NaCl-KCl-H <sub>2</sub> O                    |
| МК-208  | П, ПВ | VL             | 40 | 168–223                          | –23...–23.9<br>–33.5...–37       | –1.8...–4                             | 3.1–6.4             | NaCl-KCl-MgCl <sub>2</sub> -H <sub>2</sub> O |
| МК-23-1 | П, ПВ | VL             | 31 | 200–231                          | –21...–22                        | –2.2...–4                             | 3.7–6.4             | NaCl-KCl-H <sub>2</sub> O                    |
| МК-23-3 | П, ПВ | VL             | 30 | 181–195                          | –21...–22                        | –2.7...–4.2                           | 4.4–6.8             | NaCl-KCl-H <sub>2</sub> O                    |

Примечание. n – количество анализов,  $T_{\text{гом}}$  – температура гомогенизации,  $T_{\text{эвт}}$  – температура эвтектики,  $T_{\text{пл. льда}}$  – температура плавления льда, C – соленость флюида.

Note. n – number of analyzes,  $T_{\text{гом}}$  – homogenization temperature,  $T_{\text{эвт}}$  – eutectic temperature,  $T_{\text{пл. льда}}$  – ice melting temperature, C – fluid salinity.



**Рис. 7.** Диаграмма температур гомогенизации и солености  $C$  флюидных включений в кварце рудных жил рудопроявления Булан.

**Fig. 7.** Plot of homogenization temperatures vs salinity  $C$  of fluid inclusions in quartz from the Bulan ore occurrence.

рудные залежи мощностью от 1–2 до 5 м и протяженностью до нескольких сотен метров и первых километров. Высокие содержания золота приурочены к повышенным количествам сульфидов в кварцевых жилах и особенно к обохренным и лимонитизированным их участкам, что является поисковым критерием рудоносности объекта исследования.

Околожилные гидротермальные изменения представлены типичными березитами, образованными по риолитам, кремнисто-кварцевым поро-

дам, серицит-кварцевым сланцам и метапесчаникам. По данным (Belogub et al., 2017; Попов и др., 2017; Артемьев, 2018; Заботина и др., 2018; Мелекесцева и др., 2019), образование березитов по интрузивным (кислым, средним) и осадочным, вулканогенно-осадочным породам характерно для Мечниковского, Ганеевского (Южный Урал) и Кедрового (Забайкалье) месторождений.

Узкое разнообразие рудных минеральных фаз в золотоносных кварцевых жилах предполагает сходные условия минералообразования. Следуя

**Таблица 3.** Изотопный состав кислорода кварца и сопутствующего флюида рудопроявления Булан

**Table 3.** Oxygen isotopic composition of quartz and associated fluid of Bulan ore occurrence

| № п.п. | № обр.  | Минерал | $\delta^{18}\text{O}$ , ‰ (CDT) | $T_{\text{ср}}$ | $\delta^{18}\text{O}$ ( $\text{H}_2\text{O}$ ), ‰ (CDT) |
|--------|---------|---------|---------------------------------|-----------------|---------------------------------------------------------|
| 1      | МК-23-1 | Кварц   | 17.7                            | 220             | +6.8                                                    |
| 2      | МК-23-3 |         | 19.4                            | 195             | +7.0                                                    |

Примечание. Анализы изотопов О выполнены в ГИН СО РАН, аналитик В.Ф. Посохов.

Note. Oxygen isotope analyses were performed at GIN SB RAS, analyst V.F. Posokhov.

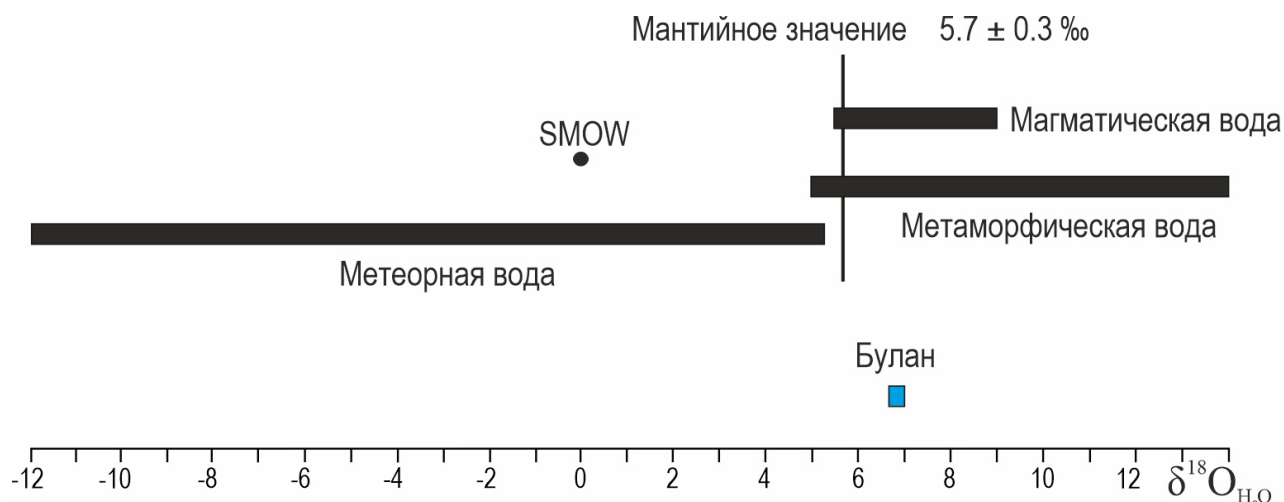


Рис. 8. Изотопный состав кислорода флюида рудных жил рудопоявления Булан.

Fig. 8. Oxygen isotope composition of the fluid of ore veins of the Bulan ore occurrence.

закономерностям распределения и типам сростаний рудных минералов, мы предполагаем одну стадию минералообразования, что подтверждается исследованиями флюидных включений. Для самородного золота рудопоявления Булан характерны широкие вариации пробности (524–957‰), т. е. наблюдается эволюция составов золота от весьма высокопробного до электрума. По данным (Спиридонов, 2010), для месторождений золота гипабиссальной фации ( $P \approx 0.3–0.9–1$  кбар, глубина формирования 0.5–3 км) характерны амальгамы Au (Au-Ag) (Кварцитовые Горки, Казахстан). Наши наблюдения на рудопоявлениях золота Тувы гипабиссальной фации глубинности (Тардан-2  $P \approx 0.73–0.98$  кбар, глубина формирования 2.1–3.0 км, вариации пробности золота 201–834‰, среднее 607‰; Хаак-Саир  $P \approx 0.5–0.75$  кбар, вариации пробности золота 19–957‰, среднее 701‰) наблюдается аналогичная картина (Кужугет и др., 2019, 2021).

Результаты изучения флюидных включений показали, что золоторудные кварцевые жилы сформировались из слабо- и умеренно соленого (3.4–6.8 мас. % NaCl экв.) водно-хлоридного K-Na-Mg±Fe-содержащего флюида при умеренных температурах (165–230°C). Значения  $\delta^{18}\text{O}$  флюида укладываются в узкий диапазон 6.8–7.0‰, относящийся к флюидам магматического происхождения.

Ассоциация однофазных газовых, жидкостных и более концентрированных двухфазных включений свидетельствует о гетерогенизации флюида (Прокофьев и др., 1994), что может быть одной из причин осаждения золота в кварцевых жилах (Bowers, 1991). Таким образом, мы предполагаем магматогенное происхождение рудоносного флюида на исследуемом объекте. Интервалы со-

лености и температур гомогенизации флюидных включений в жильном кварце типичны для жильных золоторудных месторождений (Прокофьев, 2000). Источником рудоносных магматических флюидов могли служить предполагаемые на глубине мелкие интрузии (граниты, гранит-порфиры, гранодиориты) джойского комплекса ( $D_3$ ). Отметим, что в рудном узле золотое оруденение генетически связано с интрузиями джойского комплекса раннего девона.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, золотое оруденение рудопоявления Булан сопряжено с процессами березитизации риолитов и осадочных пород. По минералого-геохимическим особенностям рудопоявление можно отнести к плутогенной березит-лиственитовой золотосульфидно-кварцевой формации. Типоморфные особенности самородного золота (от весьма высокопробного до электрума) и наличие акантита в рудах рудопоявления Булан предполагает образование руд гипабиссальной фации ( $P \approx 0.5–1$  кбар, глубина формирования 0.5–3 км), а также указывают на слабозеродированный характер объекта и благоприятные перспективы продолжения оруденения на значительную глубину (от 200 до 500 м). По данным изучения флюидных включений в кварце золотосодержащих жил рудопоявления установлено, что они образовались из магматического водно-солевого флюида Na-K-Mg-Fe хлоридного состава.

Полученные данные могут иметь практическое значение для региональных прогнозно-металлогенических построений, поисков и оценки рудопоявлений и месторождений золота.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Артемьев Д.С. (2018) Рудоносность гидротермально-метасоматических образований Майского рудного поля (Чукотский автономный округ). Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. СПб., 20 с.
- Борисенко А.С. (1982) Анализ солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии. *Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений*. (Ред. Н.П. Лаверов). М.: Недра, 37-46.
- Заботина М.В., Анкушева Н.Н., Шанина С.Н., Котляров В.А. (2018) Условия образования Ганеевского золоторудного месторождения, Учалинский рудный район: минералогическая термометрия и изучение флюидных включений. *Минералогия*, **4**, 55-67.
- Корнев Т.Я., Еханин А.Г., Власов А.П. (2018) Геология и золотоносность Куртушибинского зеленокаменного пояса (Западный Саян). Красноярск: ГПМК КНИИГиМС, 244 с.
- Кужугет Р.В., Анкушева Н.Н., Редина А.А., Прокопьев И.Р., Бутанасев Ю.В., Ондар Х.Х. (2019) Состав золота и РТХ-условия образования золото-сульфидно-кварцевого рудопроявления Тардан-2 в березитах (Восточная Тува). *Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири*, **4**, 89-104.
- Кужугет Р.В., Анкушева Н.Н., Редина А.А., Прокопьев И.Р., Пономарчук А.В. (2021) Золото-сульфидно-кварцевое рудопроявление Хаак-Саир (Западная Тува): возраст, РТ-параметры, состав флюидов, изотопия S, O и C. *Изв. Томск. политехн. ун-та. Инжиниринг георесурсов*, **332**(12), 148-163.
- Мелекестцева И.Ю., Зайков В.В., Третьяков Г.А., Филиппова К.А., Котляров В.А. (2019) Геологическое строение и минералогия Мечниковского месторождения золота, Южный Урал. *Литосфера*, **19**(1), 111-138.
- Попов Г.Г., Попов Б.Г., Муратшин Х.Х., Мизиряк Д.Г. (2017) Петрохимическая характеристика магматических горных пород и гидротермально-метасоматических образований Кедровского золоторудного поля. *Разведка и охрана недр*, **9**, 27-32.
- Прокофьев В.Ю. (2000) Геохимические особенности рудообразующих флюидов гидротермальных месторождений золота различных генетических типов (по данным исследования флюидных включений). Новосибирск: Наука, 186 с.
- Прокофьев В.Ю., Афанасьева З.Б., Иванова Г.Ф., Буарон М.К., Мариньяк Х. (1994) Исследование флюидных включений в минералах Олимпиадинского Au-(Sb-W) месторождения (Енисейский край). *Геохимия*, **7**, 1012-1029.
- Реддер Э. (1978) Флюидные включения в минералах. Т. 1. М.: Мир, 360 с.
- Семенов М.И., Зорина А.Н., Коляшкин В.М., Качевский Л.К., Кротова Т.А., Александровский Ю.С. (2019) Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:200 000. Изд. 2-е. Сер. Западно-Саянская. Лист N-46-XXXIV (Туран). Объяснит. записка / Минприроды России, Роснедра, ФГБУ "ВСЕГЕИ", АО "Сибирское ПГО". СПб.: ВСЕГЕИ, 188 с., ил. 13.
- Спиридонов Э.М. (2010) Обзор минералогии золота в ведущих типах Au минерализации. *Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов*. Тр. Всеросс. (с междунар. участием) науч. конф., посвящ. 80-летию Кольского НЦ РАН. Апатиты: К&М, 143-171.
- Afifi A.M., Kelly W.C., Essene E.J. (1988) Phase relations among tellurides, sulphides and oxides: I. Thermochemical data and calculated equilibria. *Econ. Geol.*, **83**, 377-404.
- Barton P.B., Skinner B.J. (1979) Sulfide mineral stabilities. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. (Ed. H.L. Barnes). N.Y.: Siley & Sons, 278-403.
- Belogub E.V., Melekestseva I.Yu., Novoselov K.A., Zabolotina M.V., Tret'yakov G.A., Zaykov V.V., Yuminov A.M. (2017) Listvenite-related gold deposits of the South Urals (Russia): a review. *Ore Geol. Rev.*, **85**, 247-270.
- Berzin N.A., Coleman R.G., Dobretsov N.L., Zonen-shain L.P., Xiao Xuchang, Chang E.Z. (1994) Geodynamic map of the western part of Paleoasian Ocean. *Russ. Geol. Geophys.*, **35**, 5-22.
- Berzin N.A., Kungurtsev L.V. (1996) Geodynamic interpretation of Altai-Sayan geological complexes. *Russ. Geol. Geophys.*, **37**, 56-73.
- Bodnar R.J., Vityk M.O. (1994) Interpretation of microthermometric data for H<sub>2</sub>O-NaCl fluid inclusions. *Fluid Inclusions in Minerals: Methods and Applications*. (Eds B. De Vivo, M.L. Frezzotti). Blacksburg: Virginia Tech, 117-130.
- Bowers T.S. (1991) The deposition of gold and other metals. Pressure-induced fluid immiscibility and associated stable isotope signatures. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **55**, 2417-2434. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(91\)90363-A](https://doi.org/10.1016/0016-7037(91)90363-A)
- Davis D.W., Lowenstein T.K., Spenser R.J. (1990) Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl-H<sub>2</sub>O, NaCl-KCl-H<sub>2</sub>O, NaCl-MgCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O, and CaCl<sub>2</sub>-NaCl-H<sub>2</sub>O. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**, 591-601.
- Hoefs J. (2009) Stable Isotope Geochemistry. Berlin; Heidelberg: Springer, 281 s.
- LeFort D., Hanley J., Guillon M. (2011) Subepithermal Au-Pd mineralization associated with an alkalic porphyry Cu-Au deposit, Mount Milligan, Quesnel Terrane, British Columbia, Canada. *Econ. Geol.*, **106**, 781-808.
- Li Y., Liu J. (2006) Calculation of sulfur isotope fractionation in sulfides. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **70**, 1789-1795.
- Ohmoto H. (1986) Stable isotope geochemistry of ore deposits. In: Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes. *Rev. Mineral. Geochem.*, **16**, 491-560.
- Ohmoto H., Rye R.O. (1979) Isotopes of Sulfur and Carbon. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. N.Y.: Wiley, 509-567.
- Rudnev S.N., Serov P.A., Kiseleva V.Yu. (2015) Vendian – Early Paleozoic granitoid magmatism in Eastern Tuva. *Russ. Geol. Geophys.*, **56**(9), 1232-1255.
- Van den Kerkhof A.M., Hein U.F. (2001) Fluid inclusion petrography. *Lithos*, **55**(1) 27-47.
- White N.C., Hedenquist J.W. (1995) Epithermal gold deposits: styles, characteristics, and exploration. *Soc. Econ. Geol. Newslett.*, **23**, 9-13.
- Wilkinson J.J. (2001). Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, **55**, 229-272.
- Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I. (2003) Deep Geodynamics and Mantle Plumes: their role in the formation of the Central Asian fold belt. *Petrology*, **11**(6), 504-531.
- Zhang L.-G., Liu J.-X., Zhou H.B., Chen Z.-S. (1989) Oxygen isotope fractionation in the quartz-water-salt system. *Econ. Geol.*, **89**, 1643-1650.

Zheng Y.F. (1999) Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals. *Geochem. J.*, **33**, 109-126.

## REFERENCES

- Afifi A.M., Kelly W.C., Essene E.J. (1988) Phase relations among tellurides, sulphides and oxides: I. Thermodynamic data and calculated equilibria. *Econ. Geol.*, **83**, 377-404.
- Artem'ev D.S. (2018) Ore content of hydrothermal-metasomatic formations of the May Ore Field (Chukotka Autonomous Okrug). Abstract. diss. ... Cand. Geol. Sci. St.Petersburg, 20 p.
- Barton P.B., Skinner B.J. (1979) Sulfide mineral stabilities. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. (Ed H.L. Barnes). N.Y., Sley & Sons, 278-403.
- Belogub E.V., Melekestseva I.Yu., Novoselov K.A., Zabolotina M.V., Tret'yakov G.A., Zaykov V.V., Yuminov A.M. Listvenite-related gold deposits of the South Urals (Russia): a review. *Ore Geol. Rev.*, **85**, 247-270.
- Berzin N.A., Coleman R.G., Dobretsov N.L., Zonen-shain L.P., Xiao Xuchang, Chang E.Z. (1994) Geodynamic map of the western part of Paleoasian Ocean. *Russ. Geol. Geophys.*, **35**, 5-22.
- Berzin N.A., Kungurtsev L.V. (1996) Geodynamic interpretation of Altai-Sayan geological complexes. *Russ. Geol. Geophys.*, **37**, 56-73.
- Bodnar R.J., Vityk M.O. (1994) Interpretation of microthermometric data for H<sub>2</sub>O–NaCl fluid inclusions. *Fluid Inclusions in Minerals: Methods and Applications*. (Eds B. De Vivo, M.L. Frezzotti). Blacksburg, Virginia Tech, 117-130.
- Borisenko A.S. (1982) Analysis of the salt composition of solutions of gas-liquid inclusions in minerals by cryometry. *The use of thermobarogeochemistry methods in the search and study of ore deposits*. (Ed. N.P. Laverov). Moscow, Nedra Publ., 37-46.
- Bowers T.S. (1991) The deposition of gold and other metals. Pressure-induced fluid immiscibility and associated stable isotope signatures. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **55**, 2417-2434. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(91\)90363-A](https://doi.org/10.1016/0016-7037(91)90363-A)
- Davis D.W., Lowenstein T.K., Spenser R.J. (1990) Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl–H<sub>2</sub>O, NaCl–KCl–H<sub>2</sub>O, NaCl–MgCl<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O, and CaCl<sub>2</sub>–NaCl–H<sub>2</sub>O. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**, 591-601.
- Hoefs J. (2009) Stable Isotope Geochemistry. Berlin; Heidelberg, Springer, 281 s.
- Kornev T.Ya., Ekhanin A.G., Vlasov A.P. (2018) Geology and gold content of the Kurtushibinsky greenstone belt (Western Sayan). Krasnoyarsk, GPKK KNIIGiMS Publ., 244 p.
- Kuzhuget R.V., Ankusheva N.N., Redina A.A., Prokop'ev I.R., Butanaev Yu.V., Ondar Kh.Kh (2019) Gold composition and PTX formation conditions of the Tardan-2 gold-sulphide-quartz ore manifestation in beresites (Eastern Tuva). *Geologiya i Mineral'nye Resursy Sibiri*, **4**, 89-104. (In Russ.)
- Kuzhuget R.V., Ankusheva N.N., Redina A.A., Prokop'ev I.R., Ponomarchuk A.V. (2021) Khaak-Sair gold-sulfide-quartz ore occurrence (Western Tuva): dating, PT parameters, fluid composition, and isotopes of S, O and C. *Izvestiya Tomskogo Politehnicheskogo Universiteta. Ingining Georesursov*, **332**(12), 148-163. (In Russ.)
- LeFort D., Hanley J., Guillong M. (2011) Subepithermal Au–Pd mineralization associated with an alkalic porphyry Cu–Au deposit, Mount Milligan, Quesnel Terrane, British Columbia, Canada. *Econ. Geol.*, **106**, 781-808.
- Li Y., Liu J. (2006) Calculation of sulfur isotope fractionation in sulfides. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **70**, 1789-1795.
- Melekestseva I.Yu., Zaikov V.V., Tret'yakov G.A., Filippova K.A., Kotlyarov V.A. (2019) Geological structure and mineralogy of the Mechnikovskoye gold deposit, Southern Urals. *Litosphere (Russia)*, **19**(1), 111-138.
- Ohmoto H. (1986) Stable isotope geochemistry of ore deposits. In: Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes. *Rev. Mineral. Geochem.*, **16**, 491-560.
- Ohmoto H., Rye R.O. (1979) Isotopes of Sulfur and Carbon. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. N. Y., Wiley, 509-567.
- Popov G.G., Popov B.G., Muratshin H.H., Miziryak D.G. (2017) Petrochemical characterization of igneous rocks and hydrothermal-metasomatic formations of the Kedrovskoye gold ore field. *Razvedka i Okhrana Nedr*, **9**, 27-32.
- Redder E. (1978) Fluid inclusions in minerals. V. 1. Moscow, Mir Publ., 360 p. (In Russ.)
- Rudnev S.N., Serov P.A., Kiseleva V.Yu. (2015) Vendian – Early Paleozoic granitoid magmatism in Eastern Tuva. *Russ. Geol. Geophys.*, **56**(9), 1232-1255.
- Semenov M.I., Zorina A.N., Kolyamkin V.M., Kachevskii L.K., Krotova T.A., Aleksandrovskii Yu.S. (2019) State Geological Map of the Russian Federation scale 1:200 000. Ed. 2nd Edition. Zapadno-Sayanskaya. Sheet N-46-XXXIV (Turan). He'll explain. note / Ministry of Natural Resources of Russia, Rosnedra, FSBI VSEGEI, JSC Sibirskoe PGO. SPb.: VSEGEI, 188 p., ill. 13. (In Russ.)
- Spiridonov E.M. (2010) Review of gold mineralogy in major types of Au mineralization, in: *Gold of the Kola Peninsula and Adjacent Regions*. Proceedings of the Russian (with Non-Russian Participants) Conference Dedicated to the 80th Anniversary of the Kola Scientific Center (Russian Academy of Sciences). Apatity, K&M Publ., 143-171. (In Russ.)
- Van den Kerkhof A.M., Hein U.F. (2001) Fluid inclusion petrography. *Lithos*, **55**(1) 27-White N.C., Hedenquist J.W. (1995) Epithermal gold deposits: styles, characteristics, and exploration. *Soc. Econ. Geol. Newslett.*, **23**, 9-13.
- Wilkinson J.J. (2001) Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, **55**, 229-272.
- Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I. (2003) Deep Geodynamics and Mantle Plumes: their role in the formation of the Central Asian fold belt. *Petrology*, **11**(6), 504-531.
- Zabolotina M.V., Ankusheva N.N., Shanina S.N., Kotlyarov V.A. (2018) Conditions of formation of the Ganeevsky gold deposit, Uchalinsky ore district: mineralogical thermometry and the study of fluid inclusions. *Mineralogiya*, **4**, 55-67. (In Russ.)
- Zhang L.-G., Liu J.-X., Zhou H.B., Chen Z.-S. (1989) Oxygen isotope fractionation in the quartz-water-salt system. *Econ. Geol.*, **89**, 1643-1650.
- Zheng Y.F. (1999) Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals. *Geochem. J.*, **33**, 109-126.



УДК 550.8.028: 550.837.21

DOI: 10.24930/2500-302X-2025-25-3-633-643

## Возможности геофизических методов по выявлению потенциально золотоносных структурно-карстовых зон на Урале

В. А. Давыдов

Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Амундсена, 100, e-mail: davyde@yandex.ru

Поступила в редакцию 31.05.2024 г., принята к печати 11.07.2024 г.

**Объект исследований.** Рассматриваются результаты комплексных геофизических работ, проведенных на периферии Крестовинского рудно-россыпного узла, для оценки перспективности обнаружения золотоносных россыпей в структурных корах выветривания и карстовых образованиях. Дается общее представление о структурно-эрозивно-карстовых россыпях мезозойского возраста на Урале. Приводятся базовые сведения о геологии и полезных ископаемых Туринско-Ауэрбаховского рудного района. **Методы исследований.** Использован комплекс геофизических методов, включающих гравиметрию, магнитометрию, электропрофилирование методом радиоклип и аудиоманнителлурические зондирования. Описываются методические основы полевых наблюдений и принципы камеральной обработки и интерпретации полученных данных. **Результаты.** По контрольному участку работ приведены карты абсолютных отметок дневной поверхности, гравитационного и магнитного полей, а также карта кажущихся удельных электрических сопротивлений. По результатам обработки аудиоманнителлурических зондирований построены трансформированные разрезы электрофизических параметров среды. Проведено сопоставление полученных разрезов с графиками потенциальных полей по исследуемым профилям. Обсуждаются характерные особенности геофизических полей и параметров для выделения структурных элементов, связанных с прогнозируемым оруденением. **Выводы.** В качестве основного геофизического критерия для обнаружения контакто-карстовой коры выветривания, перспективной на золотоносность, принято синхронное снижение величин гравитационного поля и электрического сопротивления. Дополнительным признаком может являться ступенчатый сдвиг уровня магнитного поля. Для выявления карстовых ловушек глубокого заложения площадной геофизической съемки недостаточно. Из-за сложной формы карстовых полостей уточненное местоположение планируемых разведочных скважин можно определить только по результатам электромагнитных зондирований.

**Ключевые слова:** комплексные геофизические исследования, месторождение золота, кора выветривания, карст, радиоклип, АМТЗ

## Capabilities of geophysical methods in identification of potential gold-bearing structural karst zones in the Urals

Vadim A. Davydov

Yu.P. Bulashevich Institute of Geophysics, UB RAS, 100 Amundsen st., Ekaterinburg 620016, Russia, e-mail: davyde@yandex.ru

Received 31.05.2024, accepted 11.07.2024

**Research object.** The results of geophysical works in the periphery of the Krasnoturyinsk ore cluster to assess the prospects of discovering gold-bearing placers in structural weathering crusts and karst formations. The structural-erosional-karst placers of the Mesozoic age in the Urals are characterized. Basic information about the geology and minerals of the Turinsko-Auerbakhovsky ore region is provided. **Research methods.** A set of geophysical methods was used, including gravimetry, magnetometry, electrophilering by radio interferometry, and audiomagnetotelluric sounding. The methodological foundations of field observations and the principles of office processing and interpretation of the obtained data are described. **Results.** For the area under study, maps of absolute elevations of the day surface, gravitational and magnetic fields, as well as a map of apparent resistivity are presented. Transformed sections of the electro-physical parameters of the medium are constructed based on the results of processing the audiomagnetotelluric sounding data. The obtained sections are compared with the graphs of potential fields for the studied profiles. Characteristic features of geophysical fields and parameters for identifying the structural elements associated with predicted mineralization are discussed. **Conclusion.** The main geophysical criterion for the detection of a contact-karst weathering crust, promising in terms of gold content, is assumed to be a synchronous decrease in the values of gravitational field and elec-

**Для цитирования:** Давыдов В.А. (2025) Возможности геофизических методов по выявлению потенциально золотоносных структурно-карстовых зон на Урале. *Литосфера*, 25(3), 633–643. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-3-633-643>. EDN: FPQVZP

**For citation:** Davydov V.A. (2025) Capabilities of geophysical methods in identification of potential gold-bearing structural karst zones in the Urals. *Lithosphere (Russia)*, 25(3), 633–643. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-3-633-643>. EDN: FPQVZP

trical resistance. A stepwise shift of the magnetic field level may serve as an additional sign. Areal geophysical surveys are not sufficient for identification of deep karst traps. Due to the complex shape of karst cavities, the correct location of exploration wells can only be determined based on the results of electromagnetic soundings.

**Keywords:** *integrated geophysical research, gold deposit, weathering crust, karst, VLF-R, AMT*

#### Acknowledgements

The author thanks I.A. Ugryumov for the materials provided on gravity prospecting, as well as all members of the field team of the IGF UB RAS, who took part in the gravity survey.

## ВВЕДЕНИЕ

Россыпи золота, связанные с формами карстового рельефа, известны во всех золотоносных районах, где развиты карстующиеся породы (Урал, Северный Казахстан, Енисейский кряж, Кузнецкий Алатау, Восточный Саян, Алданский щит и др.) (Ильенок, 1970; Казанский, 2004; Сизых и др., 2007; Цыкин, 2011; Дейнека, 2017; Казаков, 2017, 2020; Зубова и др., 2019). В ряде случаев карстовые образования присутствуют как составная часть аллювиальных россыпей. Карстовые процессы протекают наиболее интенсивно в условиях гумидного тропического климата. Такая обстановка была характерна для Урала в мезозойскую эру, что привело к образованию золотоносных россыпей в карстовых полостях и эрозионно-карстовых долинах. Процесс карстообразования шел параллельно с формированием площадных кор выветривания и накоплением элювиально-делювиальных и аллювиальных толщ. Основная роль карста заключалась в формировании дополнительных ловушек в кавернозном плотике, что привело к концентрации тяжелых минералов и появлению россыпей благородных металлов, особенно богатых россыпей типа “косых пластов” (Баранников, 1975). Захороненный в карстовых впадинах обломочный материал оказался наименее уязвимым для последующего размыва и во многих случаях сохранился до настоящего времени. Кроме того, в пределах карстовых полостей в последние годы выявлены продукты более поздних наложенных низкотемпературных гидротермально-метасоматических процессов золотоаргиллизитовой формации (Баранников, 2012). Все значительные карстовые депрессии приурочены к зонам активных разломов и контактам карбонатных пород, подвергшимся эрозионным процессам. Поэтому их можно рассматривать в качестве структурно-эрозионно-карстовых ловушек для рудных минералов. Основной

тип промышленных карстовых месторождений золота связан с корами химического выветривания в контактово-карстовых депрессиях, образованных по зонам рудной минерализации. Такая кора формируется в условиях закрытого карста, заполняя провалы и полости глубиной до 100 м и более. Менее значимыми считаются перемещенные коры выветривания, которые переотлагались в открытые карстовые воронки в пределах четвертичных золотоносных долин. Все мезозойские золотоносные рудно-россыпные узлы Урала локализованы в пределах субмеридиональных эрозионно-структурных депрессий и приурочены к карстово-эрозионным формам того же простирания. Типичными примерами являются золотоносные коры выветривания Воронцовского месторождения на Северном Урале; Светлинского, Кировского и Каменского месторождений на Южном Урале.

В последнее время золотое оруденение нетрадиционного типа, включая рудоносный карст, привлекает все большее внимание. Доразведка флангов известных золоторудных месторождений на предмет обнаружения продуктов их гипергенного преобразования может пополнить балансовые запасы добывающих предприятий. Однако перспективное оруденение в зонах глубоко заполненного карста следует относить к категории трудно открываемых объектов (слепого и погребенного типов). Его выявление возможно лишь с использованием комплекса методов (геолого-геоморфологических, геофизических, геохимических) с заверкой выделенных аномалий скважинами колонкового бурения и значительном объеме опробовательских работ (Баранников, 2013).

Целью представленной работы является изучение геофизических полей на периферии старого рудного района для оценки перспективности обнаружения россыпей в структурных корах выветривания и карстовых образованиях. К основным задачам относятся проведение комплекса геофизиче-

ских исследований на участке карстующихся пород, обработка и интерпретация результатов с построением графиков и разрезов физических параметров, анализ и сопоставление полученных данных с имеющейся геологической информацией.

## ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЙ

Участок работ располагается в Краснотурьинском районе Свердловской области. В региональном плане он находится в восточной части Тагильского мегаблока в зоне влияния Серовско-Маукского глубинного разлома. В металлогеническом отношении участок входит в состав Турьинско-Ауэрбаховского рудного района. Район является составной частью вулканоплутонического пояса, характеризующегося широким развитием андезит-гранитоидных ассоциаций. Его породы образуют Турьинско-Ауэрбаховскую вулканотектоническую депрессию, представляющую собой грабен-синклиналь с пологим ( $15\text{--}30^\circ$ ) падением крыльев к центру структуры, протягивающуюся в меридиональном направлении на 35 км при ширине 18 км. Указанная структура выполнена вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами с линзами известняков, объединенными в краснотурьинскую свиту. К области контакта карбонатных пород краснотурьинской свиты с Ауэрбаховской интрузией габбро-диорит-гранодиоритового состава приурочены многочисленные скарновые магнетитовые, медно-магнетитовые месторождения, характеризующиеся повышенной золотоносностью (Мурзин, Сазонов, 1996). Промышленные месторождения Турьинского медноскарнового рудного поля, цепочкой опоясывающие Ауэрбаховский массив, в основном отработаны. К югу вдоль западного контакта массива развито магнетитовое оруденение Ауэрбаховской группы месторождений (группа Песчанских, Воронцовских и других месторождений), сопряженных с жильной золото-сульфидно-кварцевой минерализацией. Эти месторождения стали источником формирования многочисленных россыпей золота в прилегающем районе.

Участок исследований располагается в 3 км западнее Ауэрбаховского массива и входит в состав Песчанско-Воронцовского рудного поля. В районе работ краснотурьинская свита представлена тремя толщами (снизу вверх): фроловско-васильевской, башмаковской и богословской. Фроловско-васильевская толща сложена серыми рифогенными мраморизованными известняками. Располагающиеся выше вулканогенно-осадочные породы башмаковской толщи представлены тонкопереслаивающимися туффитами и туфопесчаниками. Перекрывающая разрез богословская толща сложена кристаллотуфами, агломератами андезитового и андезибазальтового составов. В основаниях башмаковской и богословской толщ развиты экстру-

зивные купола андезидацитов, с которыми связано скарново-магнетитовое оруденение. Отложения краснотурьинской свиты разбиты многочисленными дайками долеритов, генетически связанных с Ауэрбаховской интрузией. В пределах рудного поля проявляются многочисленные метасоматические изменения пород: пропилитизация, скарнирование, березитизация-лиственитизация, калишпатизация, кварц-серицитовый метасоматоз, аргиллизация-джаспероидизация. По вулканогенно-осадочным породам башмаковской толщи и интрузивным породам Ауэрбаховского комплекса в рудном поле развиты коры химического выветривания мощностью до 60 м, а по карбонатным породам фроловско-васильевской толщи – карст, выполненный продуктами перемещенных кор выветривания мощностью до 120 м. Золотоносные коры выветривания разделяются по морфологии на следующие типы: линейно-площадные, линейно-трещинные, контактово-карстовые и собственно карстовые (Баранников и др., 2016). Основной объект нашего интереса сосредоточен на двух последних морфологических типах.

## МЕТОДИКА НАБЛЮДЕНИЙ И ОБРАБОТКИ ДАННЫХ

**Гравиметрия.** Гравиметрические измерения проводились высокоточным гравиметром Autograv CG-5 (Scintrex, Канада) по однократной методике с одним гравиметром, с замыканием рейса на пункте опорной гравиметрической сети. Рядовая сеть наблюдений составляла  $40 \times 20$  м. Отметки высот получены в каждом пункте измерений с помощью тахеометрической съемки. Полевые работы и камеральная обработка материалов съемки выполнены в соответствии с действующей Инструкцией по гравirazведке (Инструкция, 1980). Значения силы тяжести по профилям наблюдений вычислялись в редукции Фая и Буге, конечные материалы представлялись в форме карты и графиков локального гравитационного поля  $\Delta g$  (с вычетом регионального фона).

**Магнитометрия.** Измерения модуля индукции постоянного геомагнитного поля проводились протонным магнитометром ММП-203 (“Геологоразведка”, Ленинград) по стандартной методике в соответствии с Инструкцией по магниторазведке (Инструкция, 1981). Полевые наблюдения осуществлялись на профилях, размеченных по сети  $40 \times 10$  м, замкнутых на опорных пунктах. Предварительная обработка магниторазведочных данных заключалась в приведении профильных наблюдений к единому уровню. В расчет брались невязки на точках опорной сети, полученных при замыкании хода, и на контрольных пунктах участка работ. Окончательная увязка измерений выполнена по завершению съемки.

**Электрометрия. Профилирование.** Электропрофилирование методом радиокип (Гордеев и др., 1981) проводилось 2-канальной универсальной аппаратурой ОМАР-2, разработанной в Институте геофизики УрО РАН (Давыдов, 2015). Была применена модификация метода с измерением импеданса электромагнитного поля сверхдлинноволнового диапазона, известная за рубежом под названием VLF-R (Very Low Frequency Resistivity) (McNeill, Labson, 1991). При этом осуществлялась регистрация взаимных компонент сигналов естественно-магнитотеллурического поля (VLF-MT) (Narja et al., 2016) с шагом 20 м. Магнитная компонента  $H_\phi$  измерялась с помощью рамочного индукционного датчика АМДР чувствительностью 6 В/(А/м) на рабочей частоте 10 кГц. Ортогональная ей электрическая составляющая  $E_r$  снималась с емкостной 10-метровой линии, стелющейся вдоль профиля (Давыдов, 2017). На каждой точке проводилась одновременная запись измеряемых составляющих электромагнитного поля в течение 30–40 с. Отношение амплитуды электрической компоненты сигнала к ортогональной магнитной составляющей определяет импеданс среды  $Z = E_r/H_\phi$ , пропорциональный удельному электрическому сопротивлению (УЭС) подстилающих пород. Результаты измерений представляются в виде кажущегося сопротивления (КС), вычисленного через модуль входного импеданса:

$$\rho_k = |Z|^2 / 2\pi f \mu, \quad (1)$$

где  $f$  – частота электромагнитного поля, Гц;  $\mu \approx \mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$  – магнитная проницаемость среды, Гн/м.

По результатам проведенной на площади работ электромагнитной съемки построена карта кажущихся электросопротивлений.

**Зондирование.** Для изучения геоэлектрического строения разреза были использованы аудиоманнитотеллурические зондирования (АМТЗ). Они проводились также с помощью аппаратуры ОМАР-2 с применением широкополосных датчиков электромагнитных сигналов. Измерения велись в частотном диапазоне 100–16000 Гц аналогично радиокип, но с увеличенным временем наблюдения до 2–3 мин. Для регистрации горизонтальной компоненты магнитного поля ( $H_y$ ) использовался активный магнитный датчик индукционного типа АМД-5/50 с линейной амплитудно-частотной характеристикой в рабочем диапазоне и изменяемой чувствительностью от 5 до 50 В/(А/м). Электрическая составляющая ( $E_x$ ) измерялась с помощью стелющейся емкостной линии с предварительным усилителем, эквивалентной 20-метровому проводу, заземленному на концах. Производилась запись парных компонент аудиоманнитотеллурического (АМТ) поля для вычисления частотной зависимости продольного импеданса (волнового сопротивления) среды:

$$Z(f) = E_x(f)/H_y(f). \quad (2)$$

Для определения импеданса в общем виде используется известная формула:

$$Z = (U_e/U_m)(S/L), \quad (3)$$

где  $U_e$  – напряжение на выходе электрического канала, мВ;  $U_m$  – напряжение на выходе магнитного канала, мВ;  $S$  – чувствительность магнитного датчика, В/(А/м);  $L$  – действующая длина электрической приемной линии, м.

Получив частотно-зависимые значения импеданса, можно рассчитать частотные кривые кажущегося сопротивления по формуле, подобной радиокип:

$$\rho_r(f) = |Z(f)|^2 / (2\pi f \mu). \quad (4)$$

За счет скин-эффекта высокочастотные вихревые поля концентрируются в верхней части разреза, с понижением частоты глубина проникновения поля возрастает и кажущееся сопротивление несет информацию о более глубоких слоях. Это дает возможность пересчитать частотные кривые КС в амплитудные (глубинные) кривые АМТЗ, которые отражают изменение удельного электрического сопротивления среды с глубиной. Полученные данные служат основой для качественной и количественной интерпретации аудиоманнитотеллурических зондирований. Для быстрого решения задач по выявлению аномалий разреза вполне достаточно получения импеданса среды в одном направлении (по линии профиля). Предложенная методика работ позволяет проводить оперативные наблюдения АМТ компонент поля в движении, с остановками для измерений, названные аудиоманнитотеллурическими экспресс-зондированиями (Давыдов, 2014). Результатом количественной инверсии электромагнитных зондирований обычно является сильно сглаженный геоэлектрический разрез, поэтому для выявления аномалий, связанных с карстом, применена качественная интерпретация. Камеральная обработка АМТ данных включала следующие стандартные операции:

- фильтрация промышленных помех;
- получение частотных спектров на основе быстрого преобразования Фурье;
- восстановление истинных амплитуд сигналов с учетом амплитудно-частотных характеристик измерительных каналов и датчиков сигналов;
- определение продольного импеданса среды  $Z(f)$ ;
- расчет кажущегося сопротивления и получение частотных кривых  $\rho_r(f)$ ;
- трансформация частотной зависимости  $\rho_r(f)$  в глубинный разрез  $\rho_r(h)$  с помощью оригинального способа преобразования аудиоманнитотеллурических данных с учетом априорной информации (Давыдов, 2016).

Для лучшего выделения локальных аномальных объектов также использовался параметр эф-

фективной продольной проводимости  $S_{\text{эф}} = h/\rho_{\text{т}}$ . Полученные результаты позволяют определить характер распределения электрофизических свойств по глубине и выделить основополагающие элементы строения геологического разреза.

## РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТ

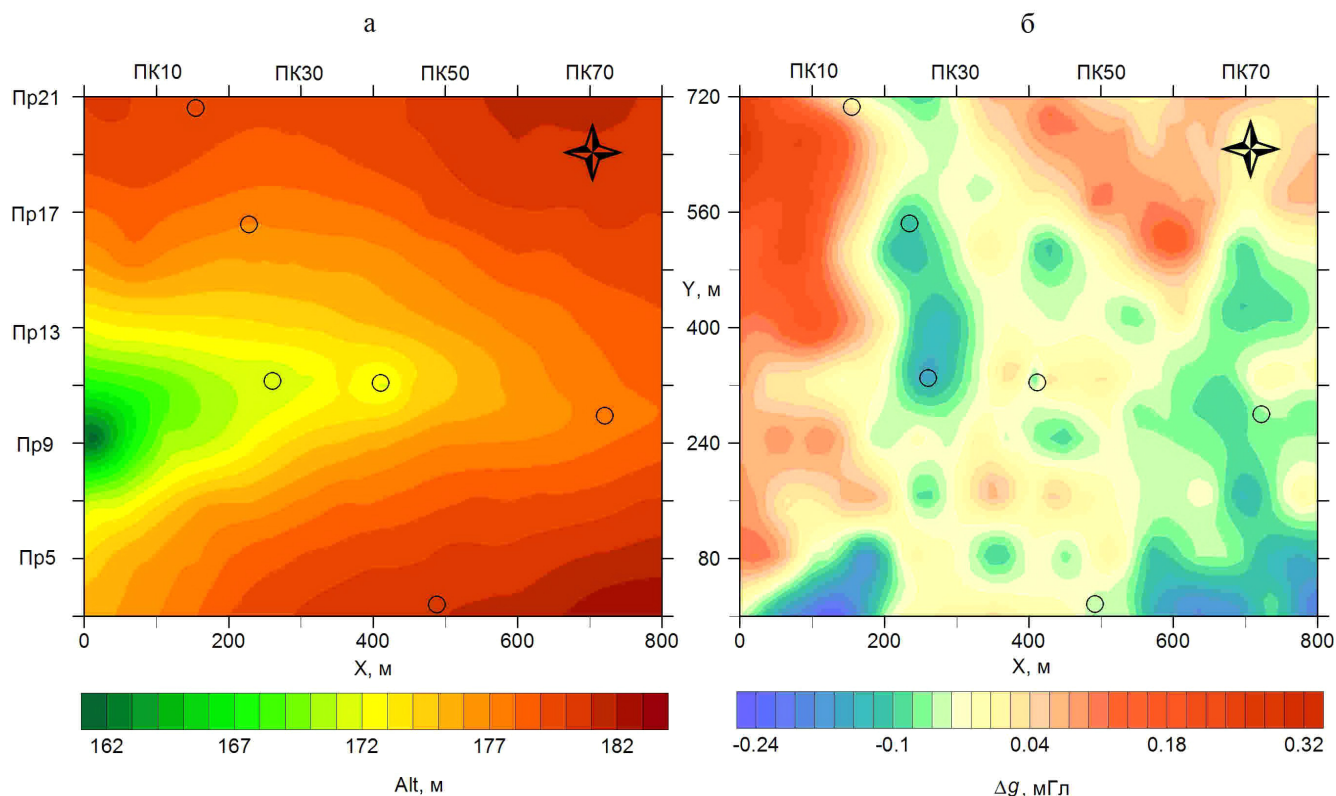
Геолого-разведочные работы на прилегающей территории проводились ранее различными организациями с ориентацией на поиск рудных месторождений и аллювиальных россыпей. Идея изучения карста и связанного с ним оруденения золота появилась не так давно. Поскольку область исследований повсеместно задернована, встал вопрос о возможности обнаружения карстовых образований с помощью геофизических методов. Первые шаги в этом направлении были сделаны полевым отрядом Института геофизики УрО РАН под руководством И.А. Угрюмова. Участниками отряда была проведена тахеометрическая и высокоточная гравиметровая съемка на площади около 2 км<sup>2</sup>. В результате работ выяснено, что поле силы тяжести в редукции Буге изменяется в пределах 3 мГл, а величина локальных аномалий составляет  $\pm 0.5$  мГл, что соответствует значимым отклонениям гравитационного поля. Предполагается, что отрицательные аномалии силы тяжести могут быть связаны с трещиноватыми зонами разуплотнения в коренных породах либо с увеличением мощности коры выветривания. Существование линейных отрицательных аномалий дает основание считать, что на территории могут присутствовать тектонические нарушения и связанные с ними линейные или контактово-карстовые коры выветривания. Отрицательные гравитационные аномалии изометричной формы могут свидетельствовать о присутствии собственно карста. Однозначно связать выявленные гравитационные аномалии с карстовыми проявлениями проблематично, для этого требуется привлечение комплекса геофизических методов. В качестве дополнительных методов исследований выступили магнитометрия и электрометрия. Для проведения опытно-методических работ был подобран подходящий участок, интересный в геоморфологическом отношении (рис. 1).

На территории контрольного участка присутствует ряд карстовых воронок диаметром 20–30 м и глубиной до 3 м. Кроме того, всю площадь в широтном направлении пересекает русло временного водотока, изобилующее карстовыми провалами разного размера. Скорее всего, современный водоток частично размыл поверхность и вскрыл карст, образовавшийся в мезозое (см. рис. 1а). На карте гравитационного поля рельеф местности никак не проявляется, а пониженные значения силы тяжести связаны преимущественно с диагональной структурой, расширяющейся в юго-восточном

направлении. Все поверхностные проявления карста связаны именно с этим сектором. Также можно проследить две субмеридиональные гравитационные аномалии, проходящие в районе пикетов ПК25 и ПК70 и, возможно, связанные с тектоникой (см. рис. 1б). Карта магнитного поля указывает на наличие двух блоков горных пород, отличающихся по магнитным свойствам. Контакт между более магнитными породами (на ЮЗ) и менее магнитными разностями (к СВ) проходит от северо-западного угла до середины южной границы участка. В пределах 100 м восточнее контакта, под тем же углом, трассируется большинство карстовых воронок, обнаруженных на поверхности. Таким образом, речь может идти о контактово-карстовой депрессии, образовавшейся вдоль границы двух разнородных пород. Множество положительных локальных аномалий магнитного поля, разбросанных по площади участка, могут быть связаны с концентрацией магнетита в мезозойской коре выветривания, привнесенного в результате эрозии близлежащих скарново-магнетитовых месторождений (рис. 2а).

Обращает на себя внимание меридиональная вытянутость магнитных аномалий, совпадающая с преимущественным направлением основных структурно-тектонических элементов района. Результаты электропрофилирования площади указывают на существование сублинейной низкоомной зоны, проходящей по диагонали участка на некотором удалении от выделенного контакта пород. Данная зона повышенной электропроводности пространственно совпадает с областью распространения карстовых провалов на поверхности и хорошо коррелирует с зонами разуплотнения по гравиметрическим данным. Исходя из результатов комплексной геофизической съемки, можно с уверенностью констатировать присутствие контактово-карстовой коры выветривания, перспективной на золотоносность. Выявленная область низких сопротивлений в северо-восточном углу участка связана с высокой влажностью грунтов вблизи дренажной канавы, заполненной водой. Она имеет избыточную плотность и отношения к карсту не имеет. Обобщая результаты съемки и многочисленных работ по изучению карстового оруденения, можно сделать заключение, что основным геофизическим критерием для его обнаружения являются совместное понижение уровня гравитационного поля и снижение электрического сопротивления. Руководствуясь этим положением, отрицательную аномалию силы тяжести в юго-западном углу участка (ПрЗ ПК10) также следует считать перспективной, поскольку ей соответствует локальное понижение сопротивления. Следует отметить, что для контактово-карстовых зон в пределах распространения фроловско-васильевской толщи известняков актуален дополнительный гео-





**Рис. 1.** Результаты ранее проведенных геофизических работ на контрольном участке (по полевым материалам гравиметрической съемки ИГФ УрО РАН).

а – карта абсолютных высот; б – карта локального гравитационного поля. Здесь и на рис. 2 кружками отмечены крупные карстовые воронки, обнаруженные на территории участка.

**Fig. 1.** Results of earlier geophysical work at the control site (based on field data of gravimetric survey of IGF UB RAS).

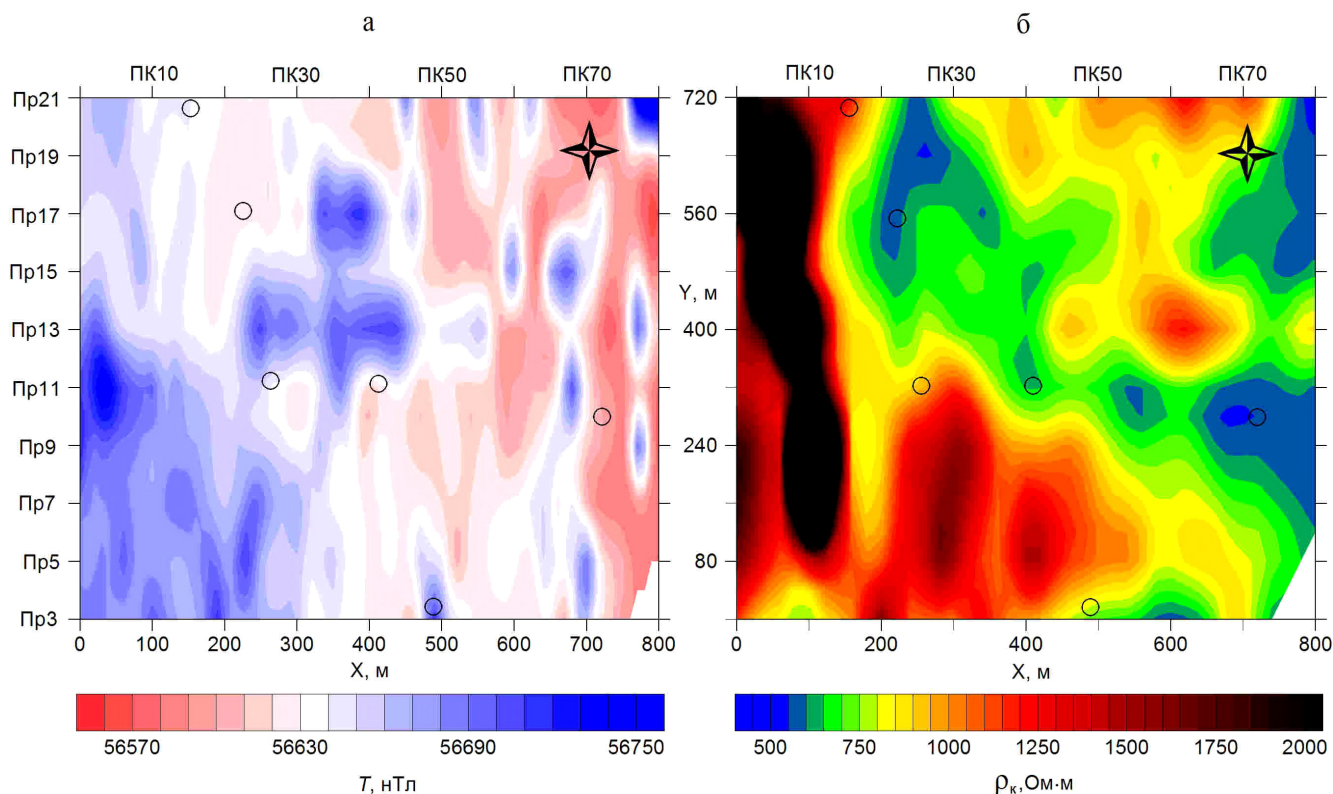
а – map of absolute heights; б – map of the local gravitational field. Here and in Fig. 2 circles mark the large sinkholes found on the site.

физический признак – перепад уровня магнитного поля. Данная особенность наблюдалась и на других участках Турьинско-Ауэрбаховского рудного района, при этом простираение эрозионно-карстовых долин может меняться с северо-западного на северо-восточное направление.

Для изучения геологического строения разреза на нескольких перспективных профилях проведены аудиоманнитотеллурические зондирования. Так, профиль №11 (Пр11) интересен тем, что расположен вдоль оси четвертичной долины, где преотлагалась перемещенная мезозойская кора выветривания мощностью до 50 м (рис. 3).

На разрезах электрофизических параметров хорошо выделяется закарстованная форма рельефа поверхности коренных пород. Наиболее заметной является депрессия плотика на пикете ПК30 (глубина 50–60 м). Она напрямую связана с карстом, проявившимся на дневной поверхности в форме крупной воронки на пикете ПК27. Прямо над карстовым провалом наблюдается от-

рицательная аномалия силы тяжести величиной 0.15 мГл. Ширина зоны разуплотнения (по середине амплитуды аномалии) составляет около 100 м. Смещение оси гравитационной аномалии на поверхности от электрометрической аномалии на глубине свидетельствует о наклонной форме карстовой полости. Наклонную аномалию, связанную с карстом, можно визуальнo наблюдать на разрезе электрофизических параметров в конце профиля на глубине 25–60 м (ПК75–80). Здесь гравитационная кривая не так показательна, поскольку искажена краевым эффектом. Ряд более мелких каверн на закарстованной поверхности плотика выделяются в разрезе на интервале пикетов ПК55–70. Они подтверждаются понижением силы тяжести до  $-0.07$  мГл на этом отрезке профиля. Небольшая поверхностная воронка на ПК41 отобразилась локальной отрицательной аномалией  $\Delta g \approx 0.075$  мГл. Поскольку электропроводных аномалий плотика не наблюдается, данная промоина связана с современной при-



**Рис. 2.** Результаты выполненных площадных геофизических работ на исследуемом участке.

а – карта модуля индукции геомагнитного поля; б – карта кажущегося сопротивления (метод VLF-MT, частота 10 кГц).

**Fig. 2.** The results of the performed areal geophysical work in the study area.

а – map of the geomagnetic field induction module; б – map of apparent resistivity (VLF-MT method, frequency 10 kHz).

поверхностной эрозией и перспектив на оруденение не имеет.

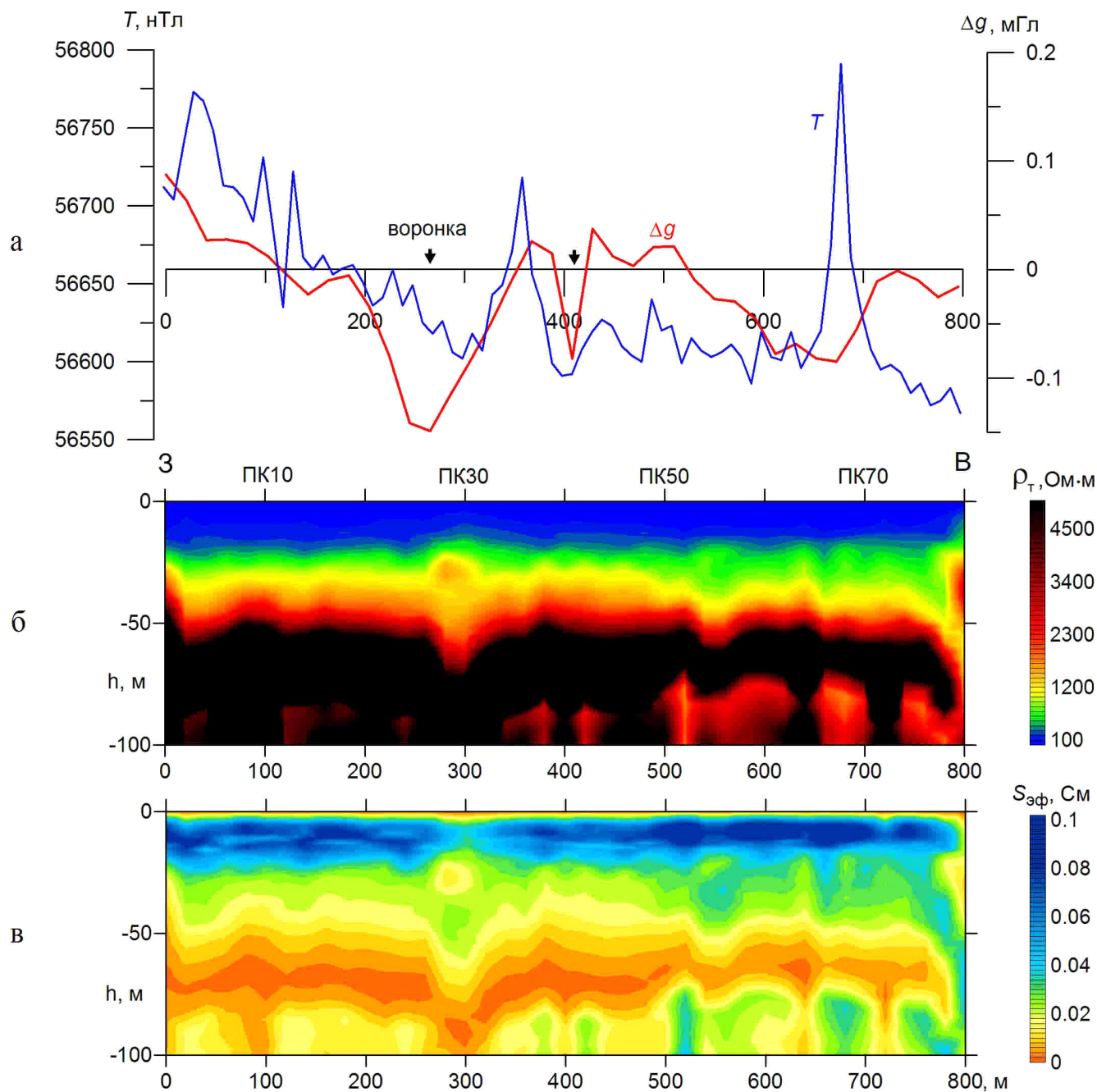
Так как других значимых геофизических аномалий в пределах профиля не замечено, наиболее перспективными на потенциальную золотоносность следует считать диапазоны пикетов ПК22–33 и ПК55–80. Отметим, что на первом отрезке присутствует перепад уровня магнитного поля (более 100 нТл), являющийся дополнительным признаком структурно-карстовой ловушки.

Следующий профиль электроразведки (Пр17) располагается на пологом склоне долины, в 240 м северней профиля 11. Поверхность плотика здесь более ровная, а мощность рыхлых отложений меньше (около 30 м). На пикете ПК22 находится карстовый провал на поверхности, отображающийся на графике гравитационного поля отрицательной аномалией величиной 0.1 мГл и шириной 70 м (рис. 4).

На разрезах электрофизических параметров ей соответствует наклонная проводящая аномалия с западным падением, начинающаяся вблизи поверхности и достигающая глубины более 100 м.

Она пересекается на глубине с еще одной электропроводной аномалией в начале профиля. Возможно, что глубинная аномальная зона связана с областью погребенного карста, образовавшегося в мезозое и не подвергшегося размыву. Такие глубинные структурно-карстовые ловушки являются наиболее перспективными на «богатое» золото. Однако выявление подобных ловушек по результатам площадной геофизической съемки возможно только в случае вертикальной ориентировки карста. При наклонном положении карстовых пустот аномалии на поверхности смещаются относительно основных камер на глубине. Например, разведочную скважину на профиле 17 по результатам зондирования следует установить в районе пикетов ПК8–12, а если руководствоваться площадной съемкой – в районе ПК20–24.

Кроме того, существует ряд особенностей и ограничений используемых геофизических методов. Так, глубинность электропрофилирования VLF-MT на частоте 10 кГц составляет 20–30 м, поэтому результаты площадной электромагнит-



**Рис. 3.** Результаты геофизических работ по профилю №11 в центральной части участка.

Здесь и на рис. 4: а – графики магнитного ( $T$ ) и гравитационного ( $\Delta g$ ) полей; б – трансформированный разрез кажущихся сопротивлений АМТЗ; в – разрез эффективной продольной проводимости.

**Fig. 3.** Results of geophysical work on profile no. 11 in the central part of the site.

Here and in Fig. 4: а – graphs of magnetic ( $T$ ) and gravitational ( $\Delta g$ ) fields; б – transformed section of the apparent resistivity of AMT; в – section of effective longitudinal conductivity.

ной съемки несут информацию преимущественно о рыхлых отложениях. Гравиметрия достаточно чувствительна к локальному разуплотнению в верхней части разреза. При увеличении глубины

аномальный эффект может исказиться или вообще исчезнуть за счет избыточной плотности окружающих пород. Таким образом, геофизическое картирование оптимально для выявления перспектив-



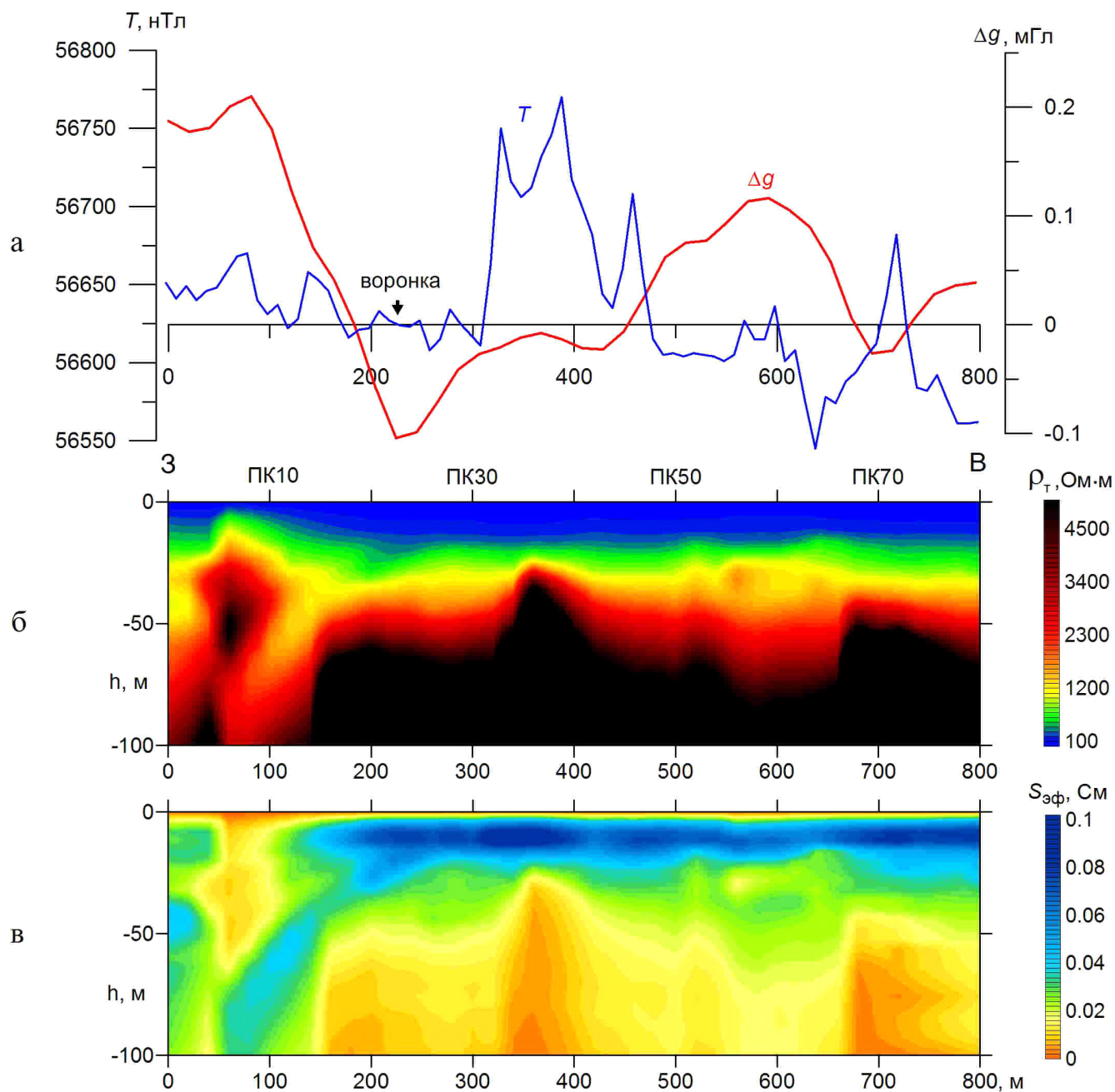


Рис. 4. Результаты геофизических работ по профилю №17.

Fig. 4. Results of geophysical work on profile no. 17.

ных структур, а для закладки разведочных скважин потребуются результаты зондирований.

### ВЫВОДЫ

В качестве основного геофизического критерия для обнаружения контактово-карстовой коры выветривания, перспективной на золотоносность, принято синхронное снижение величин гравита-

ционного поля и электрического сопротивления. Дополнительным признаком может являться сдвиг уровня магнитного поля.

Для выявления карстовых ловушек глубокого заложения площадной геофизической съемки недостаточно. Из-за сложной формы карстовых полостей уточненное местоположение планируемых разведочных скважин можно определить только по результатам электромагнитных зондирований.

### Благодарности

Автор благодарит всех сотрудников ИГФ УрО РАН, принимавших участие в полевых работах, в особенности И.А. Угрюмова за предоставленные материалы по гравиразведке.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Баранников А.Г. (1975) О “косых пластах” в древних россыпях золота на Южном Урале. *Геоморфология*, (2), 58–63.
- Баранников А.Г. (2012) Рудоносный карст мезозойского возраста на Урале. *Современные проблемы науки и образования*, (2), 456–462.
- Баранников А.Г. (2013) Рудоносность заполненного мезозойского карста на Урале: проблемы изучения. *Руды и металлы*, (4), 23–29.
- Баранников А.Г., Азовская О.Б., Ровнушкин М.Ю., Готтман И.А., Смагин И.В. (2016) Рудоносный карст мезозойского возраста Воронцовского золоторудного месторождения, Северный Урал. *Руды и металлы*, (2), 84–99.
- Гордеев С.Г., Седельников Э.С., Тархов А.Г. (1981) Электроразведка методом радиокип. М.: Недра, 132 с.
- Давыдов В.А. (2014) Аудиомагнитотеллурическая съемка в движении. *Геофизика*, (2), 47–53.
- Давыдов В.А. (2015) Измерительная аппаратура ОМАР-2 для электромагнитных методов исследований. *Урал. геофиз. вестн.*, **25**(1), 37–41.
- Давыдов В.А. (2016) Способ преобразования аудиомагнитотеллурических данных с учетом априорной информации. *Геофизические исследования*, **17**(4), 57–66.
- Давыдов В.А. (2017) Новые электромагнитные датчики для среднечастотной электроразведки. *Датчики и системы*, (11), 58–62.
- Дейнека В.К. (2017) О разломно-карстовых золотоносных россыпях Зауралья. *Геология и охрана недр*, **62**(1), 9–13.
- Зубова Т.П., Краснов А.Н., Черемисина Е.А. (2019) Использование минералого-геохимических методов при поисках золотоносных кор выветривания в различных геолого-геоморфологических обстановках. *Отеч. геология*, (2), 39–47.
- Ильенко С.С. (1970) Влияние неотектоники на формирование россыпей участка Восточного склона Кузнецкого Алатау. *Изв. Томского политехн. ин-та*, **239**, 379–381.
- Инструкция по гравиразведке. (1980) М.: Недра, 80 с.
- Инструкция по магниторазведке. (1981) Л.: Недра, 263 с.
- Казаков П.В. (2017) Погребенный заполненный карст и особенности формирования (или разубоживания) в нем месторождений полезных ископаемых (на примере Северного, Южного Урала и Приуралья). *Геология. Изв. Отделения наук о Земле и природных ресурсов АН Республики Башкортостан*, (24), 65–69.
- Казаков П.В. (2020) Условия локализации карстово-аллювиальных россыпей золота в Бельской и Миндякской межгорных депрессиях Южного Урала. *Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий*, (13), 48–53.
- Казанский В.И. (2004) Уникальный Центрально-Алданский золотоурановый рудный район (Россия). *Геология руд. месторождений*, **46**(3), 195–211.
- Мурзин В.В., Сазонов В.Н. (1996) Минеральные ассоциации и условия образования сульфидных золотосодержащих руд Турьинско-Ауэрбаховского рудного поля (Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 97 с.
- Сизых А.И., Юденко М.А., Миронов А.А., Миронова Е.А. (2007) Золотоносность коры выветривания Харанурского участка Восточного Саяна. *Изв. Сибирского отделения РАН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений*, **30**(4), 17–30.
- Цыкин Р.А. (2011) Геология россыпей Северо-Енисейского золоторудного района. *Журнал Сибирского федерального ун-та. Техника и технологии*, **4**(3), 243–262.
- Harja A., Srigutomo W., Tanaka Y., Kagiya T., Sutarno D. (2016) VLF-MT Survey around Nakadake crater at Aso Volcano. *IOP Conf. Ser.: Earth Environmental Sci.*, **29**, 1–8.
- McNeill J.D., Labson V.F. (1991) Geological mapping using VLF radio fields. *Electromagnetic Methods App. Geophys.*, **2**(B), 521–640.

### REFERENCES

- Barannikov A.G. (1975) On “oblique strata” in ancient gold placers in the South Urals. *Geomorfologiya*, (2), 58–63. (In Russ.)
- Barannikov A.G. (2012) Mesozoic ore-bearing karst in the Urals. *Sovremennyye problemy nauki i obrazovaniya*, (2), 456–462. (In Russ.)
- Barannikov A.G. (2013) Ore content of the filled Mesozoic karst in the Urals: problems of study. *Rudy i metally*, (4), 23–29. (In Russ.)
- Barannikov A.G., Azovskova O.B., Rovnushkin M.Yu., Gottman I.A., Smagin I.V. (2016) Mesozoic ore-bearing karst of the Vorontsov gold deposit, Northern Urals. *Rudy i metally*, (2), 84–99. (In Russ.)
- Davydov V.A. (2014) Audiomagnetotelluric survey in motion. *Geofizika*, (2), 47–53. (In Russ.)
- Davydov V.A. (2015) Measuring equipment OMAR-2 for electromagnetic research methods. *Ural. Geofiz. Vestn.*, **25**(1), 37–41. (In Russ.)
- Davydov V.A. (2016) Method for converting audiomagnetotelluric data taking into account a priori information. *Geofizicheskiye issledovaniya*, **17**(4), 57–66. (In Russ.)
- Davydov V.A. (2017) New electromagnetic sensors for medium-frequency electrical prospecting. *Datchiki i sistemy*, (11), 58–62. (In Russ.)
- Deineka V.K. (2017) About fault-karst gold-bearing placers of the Trans-Urals. *Geologiya i okhrana neдр*, **62**(1), 9–13. (In Russ.)
- Gordeev S.G., Sedelnikov E.S., Tarkhov A.G. (1981) Electrical prospecting by VLF method. Moscow, Nedra Publ., 132 p. (In Russ.)
- Harja A., Srigutomo W., Tanaka Y., Kagiya T., Sutarno D. (2016) VLF-MT Survey around Nakadake crater at Aso Volcano. *IOP Conf. Ser.: Earth Environmental Sci.*, **29**, 1–8.
- Ilyenok S.S. (1970) Influence of neotectonics on the formation of placers in the area of the Eastern slope of the Kuznetsk Alatau. *Izv. Tomskogo politekhn. in-ta*, **239**, 379–381. (In Russ.)
- Instruction for gravity prospecting. (1980) Moscow, Nedra Publ., 80 p. (In Russ.)
- Instruction for magnetic prospecting. (1981) Leningrad, Nedra Publ., 263 p. (In Russ.)



- Kazakov P.V. (2017) Buried filled karst and features of the formation (or dilution) of mineral deposits in it (on the example of the Northern, Southern Urals and Urals). *Geologiya. Izv. Otdeleniya nauk o Zemle i prirodnym resursov AN Respubliki Bashkortostan*, (24), 65-69. (In Russ.)
- Kazakov P.V. (2020) Conditions for localization of karst-alluvial gold placers in the Belsk and Mindyak intermontane depressions of the Southern Urals. *Geologiya, poleznye iskopayemye i problemy geoekologii Bashkortostana, Urala i sopredel'nykh territorii*, (13), 48-53. (In Russ.)
- Kazansky V.I. (2004) Unique Central Aldan gold-uranium ore region (Russia). *Geol. Rud. Mestorozhd.*, **46**(3), 195-211. (In Russ.)
- McNeill J.D., Labson V.F. (1991) Geological mapping using VLF radio fields. *Electromagnetic Methods App. Geophys.*, **2**(B), 521-640.
- Murzin V.V., Sazonov V.N. (1996) Mineral associations and conditions for the formation of sulfide gold-bearing ores of the Turinsko-Auerbakhovsky ore field (Urals). Ekaterinburg, UrO RAN, 97 p. (In Russ.)
- Sizykh A.I., Yudenko M.A., Mironov A.A., Mironova E.A. (2007) Gold content of the weathering crust of the Kharanur area of the Eastern Sayan. *Izvestiya Sibirskogo otdeleniya RAEN. Geologiya, poiski i razvedka rudnykh mestorozhdenii*, **30**(4), 17-30. (In Russ.)
- Tsykin R.A. (2011) Geology of placers of the North Yenisei gold ore region. *Zhurnal Sibirskogo federal'nogo universiteta. Tekhnika i tekhnologii*, **4**(3), 243-262. (In Russ.)
- Zubova T.P., Krasnov A.N., Cheremisina E.A. (2019) Use of mineralogical and geochemical methods in the search for gold-bearing weathering crusts in various geological and geomorphological settings. *Otech. Geol.*, (2), 39-47. (In Russ.)

УДК 550.832

DOI: 10.24930/2500-302X-2025-25-3-644-655

## Применение геоакустической эмиссии и электромагнитного излучения в комплексе со стандартными методами геофизических исследований для выявления зон геодинамической активности в рудных скважинах

Е. А. Баженова

Институт геофизики им. Ю.П. Булашевца УрО РАН, 620016, Екатеринбург, ул. Амундсена, 100,  
e-mail: Bazhenova\_jena@mail.ru

Поступила в редакцию 10.09.2024 г., принята к печати 07.12.2024 г.

**Объект исследований.** Скважина №1 Северо-Тараташского участка (Средний Урал) и скважина №2 Восточно-Тарутинского месторождения (Южный Урал). Литологический разрез скв. №1 сложен преимущественно гнейсами с маломощными прослоями долеритов, кварцитов, габбро и магнетитовыми кварцитами. Литологический разрез скв. №2 представлен диоритовым порфиритом, скарном, пропилитом, метасоматитами. По всему разрезу наблюдается сульфидная и магнетитовая минерализация с различным содержанием рудных компонентов. **Цель.** Выявление зон геодинамической активности горных пород посредством измерения сигналов геоакустической эмиссии и электромагнитного излучения в комплексе со стандартными методами геофизических исследований скважин. **Методика.** Расчет и анализ коэффициентов корреляции Пирсона для параметров геоакустической эмиссии, электромагнитного излучения и параметров стандартного комплекса геофизических исследований. Сопоставление диаграмм измеренных параметров с учетом значимых коэффициентов корреляции и литологического строения исследуемых скважин. **Результаты.** Рассчитаны коэффициенты корреляции между параметрами электромагнитного излучения и геоакустической эмиссии, кажущимся электрическим сопротивлением, потенциалами собственной поляризации, магнитной восприимчивостью, кавернометрией и естественной радиоактивностью горных пород. В скв. №1 и 2 выявлены зоны геодинамической активности горных пород в интервалах оруденения и по контактам руда–вмещающая порода. Дана качественная оценка геодинамической активности скважин. **Выводы.** Зоны геодинамической активности горных пород проявляются в полях геоакустической эмиссии и электромагнитного излучения в широком диапазоне частот. Комплексирование результатов каротажа геоакустической эмиссии и электромагнитного излучения со стандартными методами геофизических исследований скважин позволяет не только проводить литологическое расчленение разреза скважины, но и выделять зоны нарушенности и трещиноватости горных пород.

**Ключевые слова:** картаж, геоакустическая эмиссия, электромагнитное излучение, нарушенные зоны, магнетитовое оруденение, сульфидная минерализация

## Application of geoacoustic emission and electromagnetic radiation in combination with standard geophysical research methods to identify geodynamic activity areas in ore boreholes

Evgeniya A. Bazhenova

Yu.P. Bulashevich Institute of Geophysics, UB RAS, 100 Amundsena st., Ekaterinburg 620016, Russia,  
e-mail: bazhenova\_jena@mail.ru

Received 10.09.2024, accepted 07.12.2024

**Research subject.** Borehole 1 of the Severo-Taratashsky site (Middle Urals) and borehole 2 of the Vostochno-Tarutinsky deposit (Southern Urals). The lithological section of borehole 1 is composed mainly of gneisses with thin interlayers of dolerites, quartzites, gabbro, and magnetite quartzites. The lithological section of borehole 2 is represented by diorite porphyrite, skarn, propylite, and metasomatites. Sulfide and magnetite mineralization with different contents of ore components is observed throughout the section. **Aim.** Identification of geodynamic activity areas in rocks by measuring geo-

**Для цитирования:** Баженова Е.А. (2025) Применение геоакустической эмиссии и электромагнитного излучения в комплексе со стандартными методами геофизических исследований для выявления зон геодинамической активности в рудных скважинах. *Литосфера*, 25(3), 644–655. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-3-644-655>. EDN: CQCPZS

**For citation:** Bazhenova E.A. (2025) Application of geoacoustic emission and electromagnetic radiation in combination with standard geophysical research methods to identify geodynamic activity areas in ore boreholes. *Lithosphere (Russia)*, 25(3), 644–655. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-3-644-655>. EDN: CQCPZS

acoustic emission signals and electromagnetic radiation in combination with standard methods of geophysical borehole surveying. *Methods.* Calculation and analysis of Pearson correlation coefficients for parameters of geoacoustic emission, electromagnetic radiation, and parameters of a standard set of geophysical studies. Comparison of diagrams of measured parameters taking into account significant correlation coefficients and the lithological structure of the studied wells. *Results.* The correlation coefficients between the parameters of electromagnetic radiation and geoacoustic emission, apparent electrical resistance, self-polarization potentials, magnetic susceptibility, caliper measurements, and natural radioactivity of rocks were calculated. In boreholes 1 and 2, geodynamic activity areas were identified in mineralization intervals and along ore-host rock contacts. A qualitative assessment of the geodynamic activity of the boreholes was given. *Conclusions.* Geodynamic activity areas of rocks are manifested in the fields of geoacoustic emission and electromagnetic radiation in a wide range of frequencies. The use of logging of geoacoustic emission and electromagnetic radiation in combination with standard methods of geophysical borehole surveying allows not only lithological dissection of the borehole section, but also identification of areas of rock disturbance and fracturing.

**Keywords:** logging, geoacoustic emission, electromagnetic radiation, disturbed areas, magnetite mineralization, sulfide mineralization

## ВВЕДЕНИЕ

Известно, что геологическая среда неоднородна, для нее характерна иерархия раздробленности, существование отдельностей различного порядка, и вместе с тем она представляет собой образование, целостность которого обеспечивается контактами между блоками различной степени прочности (Садовский и др., 1982). При воздействии сил эндогенной, экзогенной или техногенной природы реакция среды, а именно ее геодинамическая активность, будет проявляться прежде всего в зонах контактов и тектонической нарушенности горных пород. Также эти участки могут вызывать осложнения при бурении скважин, когда при изменении напряженно-деформированного состояния геологической среды в тензочувствительных зонах начинают происходить процессы трещинообразования горных пород, провоцирующие образование каверн, вывалы ствола скважины, прихват скважинного оборудования и т. д. Изучение зон трещиноватости и нарушенности горных пород проводится в основном на нефтегазовых скважинах при исследованиях коллекторов (Ягафаров и др., 2013; Битнер, Прокатень, 2018; Орехов, Амани, 2019), в то время как на рудных месторождениях таким исследованиям отводится второстепенное место. Тем не менее для рудных скважин выявление зон геодинамической активности (трещиноватости и нарушенности) горных пород также является актуальной задачей.

Одна из основных задач методов скважинной геофизики на рудных скважинах заключается в литологическом расчленении разрезов. Для этого применяют следующие методы геофизических исследований скважин (Перелыгин и др., 2015): метод кажущихся сопротивлений, метод потенциалов собственной поляризации, метод скважинной магнитометрии или каротажа магнитной восприимчивости, метод кавернометрии, гамма-каротажа, метод термометрии. При этом выделение зон трещиноватости возможно лишь по косвенным признакам данных электрического каротажа (трещиноватые породы обладают пониженным сопротивлением), кавернометрии и термометрии (Аузин, Ахмад, 2019), которые позволяют выделять уже образовавшиеся зоны трещиноватости и нарушенности горных пород, но не позволяют оценивать их активность.

Для решения задачи, заключающейся в выявлении зон нарушенности горных пород по стволу скважины и оценки их геодинамической активности, целесообразно применять методы, измеряющие естественные сигналы – индикаторы процессов трещинообразования. К таким сигналам относятся электромагнитное излучение (ЭМИ) и геоакустическая эмиссия (ГАЭ) горных пород. Известно, что, процесс зарождения и распространения трещины сопровождается излучением электромагнитных и акустических волн (Пимонов, Иванов, 1990). Это связано с образованием двойных электрических слоев расходящихся берегов трещины и излу-

чением упругих колебаний в процессе роста структурного нарушения целостности породы (Косарев, Соловьев, 2011). Согласно авторам (Беспалько и др., 2005), на развитие процессов трещинообразования и, соответственно, на возбуждение геоакустических и электромагнитных импульсов существенное влияние оказывают структурно-текстурные характеристики, физические свойства и состав горных пород. При этом в генерацию электромагнитных и геоакустических сигналов в зонах трещиноватости и нарушенности горных пород вносят вклад физико-химические и механоэлектрические процессы, например пьезоэффект (Демин и др., 1998). В ряде работ установлено, что сигналы ГАЭ и ЭМИ в скважинах являются не только индикаторами процессов трещинообразования и флюидогазодинамики, но и реагируют на изменение напряженно-деформированного состояния массивов горных пород вследствие воздействия на геологическую среду различных деформационных процессов (Rader, 1975; Дьяконов, Улитин, 1982; Ипатов и др., 2004; Троянов и др., 2011; Троянов и др., 2012а, б; Полтавцева и др., 2013; Li et al., 2022; Mari et al., 2023).

Таким образом, в скважинах наблюдаются электромагнитное излучение и геоакустическая эмиссия от различных источников, генерирующих сигналы, регистрируя которые можно оценить геодинамическую активность изучаемого объекта. При этом совместная интерпретация результатов каротажа ГАЭ и ЭМИ с другими методами геофизических исследований скважин (ГИС) позволит получить гораздо больше информации не только о литологическом строении скважины, но и о происходящих в ней процессах.

## АППАРАТУРА ДЛЯ РЕГИСТРАЦИИ СИГНАЛОВ ГАЭ И ЭМИ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Для регистрации сигналов геоакустической эмиссии и электромагнитного излучения использовались аппаратно-программные комплексы, разработанные в лаборатории скважинной геофизики Института геофизики УрО РАН, позволяющие осуществлять одновременную регистрацию сигналов ГАЭ и ЭМИ в скважинах (Астраханцев и др., 2018). На рис. 1 представлен один из приборов со снятым корпусом, где отчетливо видны три ориентированных по ортогональным осям датчика ГАЭ и блок ЭМИ.

Магнитная компонента электромагнитного излучения (пТл) регистрируется на трех частотах: 45 (F1), 80 (F2) и 120 (F3) кГц. Геоакустические сигналы ( $\text{мм}/\text{с}^2$ ) регистрируются тремя датчиками-акселерометрами в трех диапазонах частот: 100–500 Гц (X1, Y1, Z1), 500–5000 Гц (X2, Y2, Z2), 2500–5000 Гц (X4, Y4, Z4).

Основные технические характеристики аппаратуры:

Геоакустический канал:

диапазон измерений,  $\text{мм}/\text{с}^2$  ..... 0.1–10;

разрешающая способность,  $\text{мм}/\text{с}^2$  ..... 0.01.

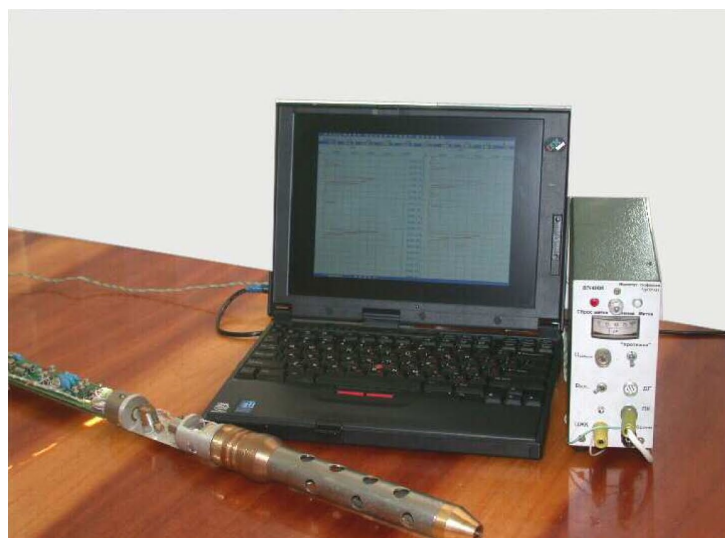
Электромагнитный канал:

диапазон измерений, пТл ..... 0.1–50;

разрешающая способность, пТл ..... 0.01.

Период измерения всех параметров, с ..... 1.6.

В зависимости от решаемой задачи шаг каротажа может изменяться от 1 до 100 м. Основная запись сигналов осуществляется на спуске скважин-



**Блок измерений электромагнитного излучения**



**Блок акустических измерений**

**Рис. 1.** Аппаратно-программный комплекс для измерения сигналов геоакустической эмиссии и электромагнитного излучения.

**Fig. 1.** Hardware and software package for measuring geoaoustic emission and electromagnetic radiation signals.

ного прибора, а детализация и дополнительные измерения – на подъеме. На каждой точке проводится 10 циклов записи всего массива данных. Общее время нахождения прибора на каждой точке составляет порядка 30 с.

Интерпретация результатов каротажа сигналов ГАЭ и ЭМИ осуществляется посредством построения диаграмм параметров: параметры ГАЭ – Х1–Х4, Y1–Y4, Z1–Z4; параметры ЭМИ – F1–F3.

Для удобства отображения данных параметры ГАЭ с двух горизонтальных датчиков (Х, Y) программным способом преобразуются в результирующую  $H$  для каждого диапазона частот (Белоглазова, Троянов, 2003):

$$H_{1-4} = \sqrt{X_{1-4}^2 + Y_{1-4}^2}.$$

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ОБСУЖДЕНИЕ

В качестве примера выявления зон геодинамической активности горных пород рассмотрим результаты исследований в скв. №1 Северо-Тараташского участка. Литологический разрез скважины сложен преимущественно гнейсами, с маломощны-

ми прослоями долеритов, кварцитов, габбро и магнетитовыми кварцитами. В скважине проведены измерения магнитной восприимчивости горных пород (K), кажущегося сопротивления (KS), потенциалов собственной поляризации (PS), естественной радиоактивности (GL) и сигналов ГАЭ и ЭМИ. Дискретизация непрерывных измерений стандартного комплекса ГИС составляла 10 см, измерения выполнялись на подъеме, скорость записи варьировалась от 300 до 600 м/ч в зависимости от метода. Измерения сигналов ГАЭ и ЭМИ выполнялись поточно на спуске скважинного прибора, шаг каротажа составлял 1 м.

По результатам геофизических исследований зафиксирован ряд аномалий магнитной восприимчивости, потенциалов собственной поляризации, кажущегося сопротивления, естественной радиоактивности и сигналов ЭМИ в интервале глубин 560–660 м. Для выявления связи между зарегистрированными аномалиями выполнен расчет коэффициентов корреляции Пирсона (R). Для анализа результаты исследований сведены к единому шагу каротажа 1 м. Объем выборки составил 101 значение. Результаты расчета коэффициентов корреляции представлены в табл. 1.

**Таблица 1.** Коэффициенты корреляции Пирсона для стандартного комплекса ГИС и сигналов ГАЭ и ЭМИ (скв. №1 Северо-Тараташского участка, интервал глубин 560–660 м)

**Table 1.** Pearson correlation coefficients for the standard GWS complex and GAE and EMR signals (well No. 1 of the North-Taratashsky site, depth interval 560–660 m)

|    | H1          | H2         | H4         | Z1    | Z2         | Z4    | F1          | F2          | F3          | K            | PS          | KS   | GL |
|----|-------------|------------|------------|-------|------------|-------|-------------|-------------|-------------|--------------|-------------|------|----|
| H1 |             |            |            |       |            |       |             |             |             |              |             |      |    |
| H2 | 0.26        |            |            |       |            |       |             |             |             |              |             |      |    |
| H4 | <b>0.3</b>  | 0.11       |            |       |            |       |             |             |             |              |             |      |    |
| Z1 | 0.16        | 0.02       | <b>0.3</b> |       |            |       |             |             |             |              |             |      |    |
| Z2 | <b>0.26</b> | <b>0.7</b> | –0.03      | 0.02  |            |       |             |             |             |              |             |      |    |
| Z4 | 0.24        | 0.41       | 0.3        | 0.05  | <b>0.3</b> |       |             |             |             |              |             |      |    |
| F1 | 0.03        | 0.05       | 0.07       | 0.04  | –0.04      | –0.04 |             |             |             |              |             |      |    |
| F2 | 0.02        | 0.03       | –0.02      | 0.02  | –0.03      | –0.1  | <b>0.9</b>  |             |             |              |             |      |    |
| F3 | 0.05        | 0.07       | <b>0.3</b> | –0.01 | –0.02      | 0.1   | <b>0.7</b>  | <b>0.6</b>  |             |              |             |      |    |
| K  | 0.08        | 0.01       | 0.18       | 0.06  | 0.01       | –0.07 | <b>–0.2</b> | <b>–0.4</b> | –0.1        |              |             |      |    |
| PS | 0.05        | 0.06       | 0.01       | 0.06  | –0.15      | 0.11  | <b>0.49</b> | <b>0.5</b>  | <b>0.25</b> | <b>–0.47</b> |             |      |    |
| KS | –0.03       | –0.06      | –0.05      | 0.07  | –0.13      | –0.07 | <b>0.3</b>  | <b>0.4</b>  | 0.18        | <b>–0.35</b> | <b>0.79</b> |      |    |
| GL | 0.01        | –0.14      | –0.02      | 0.08  | –0.13      | –0.11 | –0.05       | –0.05       | 0.06        | –0.15        | 0.08        | 0.02 |    |

Примечание. Полужирным шрифтом выделены корреляции, значимые на уровне 0.05. Голубым цветом выделена корреляция между параметрами ГАЭ (H1–H4, Z1–Z4) и ЭМИ (F1–F3), зеленым – между параметрами стандартного комплекса (K – магнитная восприимчивость, PS – потенциалы собственной поляризации, KS – кажущееся сопротивление, GL – естественная радиоактивность), розовым – между параметрами ЭМИ и стандартным комплексом.

Note. Correlations significant at the 0.05 level are shown in bold. The correlation between the parameters of GAE (H1–H4, Z1–Z4) and EMR (F1–F3) is highlighted in blue, green – between the parameters of the standard complex (K – magnetic susceptibility, PS – intrinsic polarization potentials, KS – apparent resistance, GL – natural radioactivity), pink – between the parameters of EMR and standard the complex.



По результатам статистического анализа выделены четыре вида корреляционной зависимости. Слабая корреляция ( $0.2 \leq R \leq 0.29$ ), умеренная ( $0.3 \leq R \leq 0.49$ ) средняя ( $0.5 \leq R \leq 0.69$ ) и сильная ( $R \geq 0.7$ ). При этом наблюдается как прямая, так и обратная корреляция.

Для установления причины корреляционной зависимости рассмотрим результаты геофизических исследований совместно с литологическим строением и с учетом значимых коэффициентов корреляции (рис. 2).

Так, интервалы магнетитовых кварцитов (см. рис. 2а) уверенно выделяются по диаграмме магнитной восприимчивости (K) в интервалах глубин 577.6–578.3, 579.3–581.6, 584.2–585.7, 595.4–598.8, 611.5–612.3, 622.2–622.5 628.8–629.8, 630.5–632.9, 637.5–642.4, 645.1–647 м. В зонах оруденения значения K достигают  $80\,000 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ. По диаграмме PS эти участки выделяются отрицательными аномалиями, достигающими значений –200 мВ, что объясняется окислительно-восстановительными реакциями в зонах магнетитового оруденения (восстановительная реакция среды). Корреляция между магнитной восприимчивостью и потенциалами собственной поляризации обратная умеренная. По диаграмме KS магнетитовые кварциты выделяются падением значений кажущегося электрического сопротивления до 20 Ом м (см. рис. 2б). Корреляция между кажущимся сопротивлением и магнитной восприимчивостью также обратная умеренная, тогда как между кажущимся сопротивлением и потенциалами собственной поляризации прямая сильная связь (см. рис. 2в).

По параметрам ЭМИ (F1–F3) аномальные падения значений амплитуд сигналов приходятся на границы руда–вмещающая порода и достигают интенсивности 0.5 пТл на частоте 80 кГц (см. рис. 2г–е). При этом корреляция между параметрами ЭМИ и данными стандартного комплекса изменяется от слабой до средней преимущественно для частот 45 и 80 кГц. Также стоит отметить обратную корреляцию между магнитной восприимчивостью и сигналами электромагнитного излучения.

На диаграммах параметров ГАЭ (H4) и ЭМИ (F3), помимо слабоинтенсивных флуктуаций сигналов на контактах пород (см. рис. 2ж), наблюдается небольшой тренд на увеличение амплитуды фонового уровня с глубины 610 м обоих параметров. С глубины 632 м увеличивается интенсивность флуктуаций параметра ГАЭ H4. По результатам статистического анализа между рассматриваемыми параметрами имеется прямая умеренная корреляция.

В общем случае по параметрам ГАЭ (см. рис. 2з) во всем исследуемом интервале глубин (560–660 м) наблюдаются крайне слабые флуктуации сигналов, практически не выходящие за уровень общего фона. Корреляция между параметрами прямая и изменяется от слабой до сильной.

В результате проведенного анализа результатов каротажа в скв. №1 можно предположить следующее: во-первых, выявленная связь между магнитной восприимчивостью, кажущимся сопротивлением и потенциалами собственной поляризации обусловлена литологическим строением исследуемого участка скважины, а именно магнетитовым оруденением. Во-вторых, установленная связь между сигналами ЭМИ и данными стандартного комплекса также обусловлена литологическим строением, но в данном случае аномалии ЭМИ сконцентрированы преимущественно в зонах контактов магнетитового оруденения и вмещающих пород, что позволяет предположить протекающие механоэлектрические процессы в этих зонах (Беспалько, 2019). В-третьих, отсутствие интенсивных флуктуаций сигналов ГАЭ позволяет предположить отсутствие активных процессов трещинообразования.

Таким образом, в результате проведенных исследований в скв. №1 в целях выделения зон геодинамической активности установлено, что разрез скважины является геодинамически стабильным, при этом аномальные флуктуации сигналов ЭМИ и слабоинтенсивные вариации высокочастотного параметра ГАЭ позволяют предположить возможное развитие процессов трещинообразования по контактам пород.

Другим примером выделения геодинамически активных зон горных пород являются исследования, выполненные в скв. №2 Восточно-Тарутинского месторождения (Южный Урал). Литологический разрез скважины представлен диоритовым порфиритом, скарном, пропицитом, метасоматитами. По всему разрезу наблюдаются сульфидная и магнетитовая минерализации с различным содержанием рудных компонентов.

Геофизические исследования (дополнительно проведена кавернометрия) и интерпретация полученных результатов по скв. №2 выполнены по аналогии со скв. №1.

Расчет коэффициентов корреляции Пирсона (R) произведен для интервала скважины 40–164 м. Объем выборки составил 125 значений. Результаты расчета коэффициентов корреляции представлены в табл. 2.

По результатам статистического анализа, так же как и для скв. №1, выделены четыре вида корреляционной зависимости: слабая корреляция ( $0.2 \leq R \leq 0.29$ ), умеренная ( $0.3 \leq R \leq 0.49$ ), средняя ( $0.5 \leq R \leq 0.69$ ) и сильная ( $R \geq 0.7$ ). Наблюдается как прямая, так и обратная корреляция.

На рис. 3 представлено сопоставление диаграмм измеренных параметров в скв. №2 совместно с литологическим строением и с учетом значимых коэффициентов корреляции.

В скв. №2 сульфидная и магнетитовая минерализации с различным содержанием рудных ком-

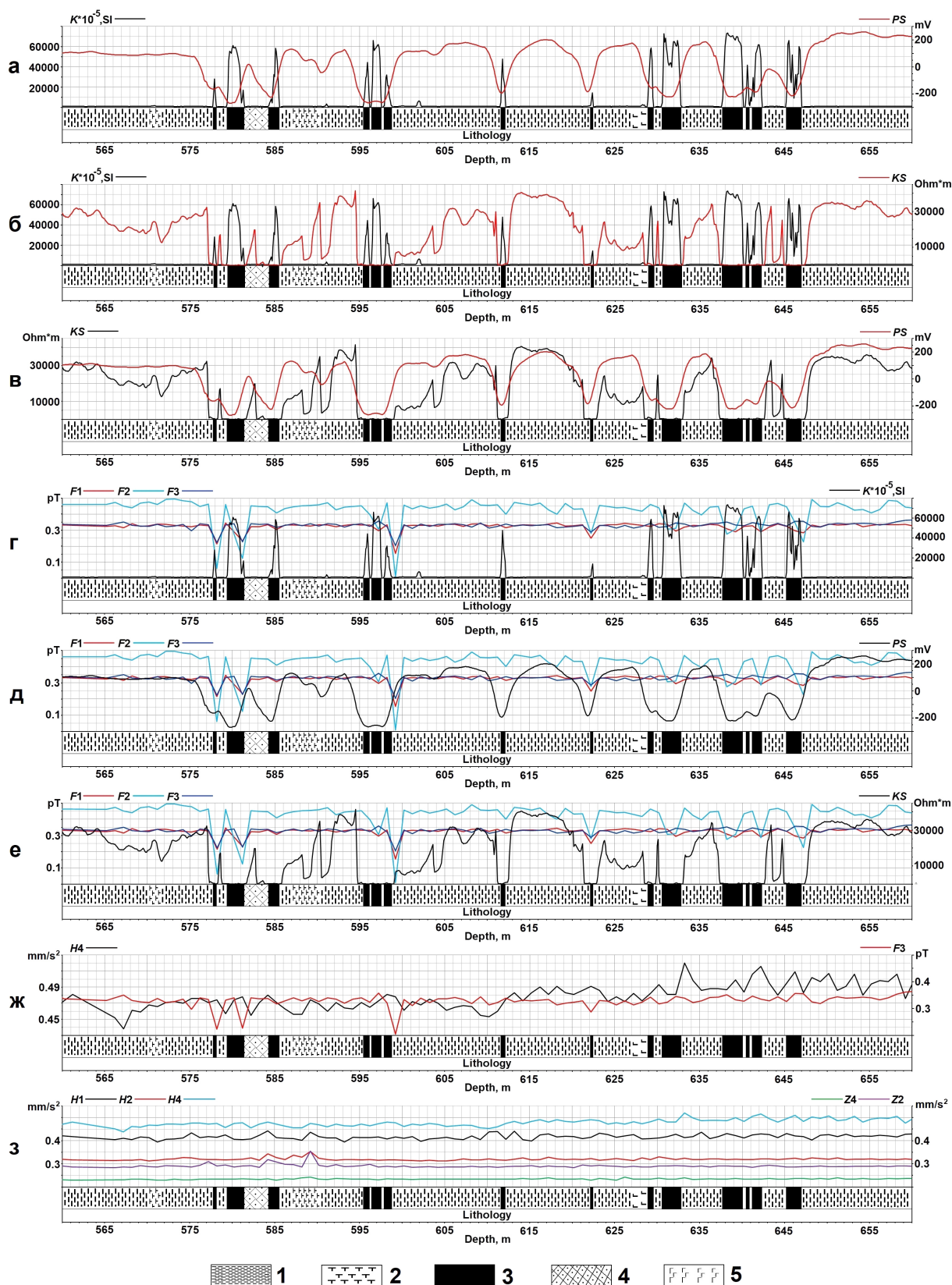


Рис. 2. Сопоставление диаграмм K, PS, KS, параметров ЭМИ (F1–F3) и ГАЭ (H1–H4 и Z2–Z4) с учетом значимых коэффициентов корреляции и литологического строения в интервале глубин 560–660 м скв. №1 Северо-Тараташского участка.

1 – гнейс, 2 – долерит, 3 – магнетитовые кварциты, 4 – кварциты, 5 – габбро.

**Fig. 2.** Comparison of the diagrams K, PS, KS, EMR parameters (F1–F3) and GAE (H1–H4 and Z2–Z4) taking into account significant correlation coefficients and lithological structure in the depth range of 560–660 m of well No. 1 of the North-Taratashsky site.

1 – gneiss, 2 – dolerite, 3 – magnetite quartzites, 4 – quartzites, 5 – gabbro.

понентов распространена до глубины 150 м. Наибольшее содержание рудных минералов отмечается в скарнах в интервале глубин 88–112 м, что подтверждается данными каротажа магнитной восприимчивости (рис. 3а). В интервалах оруденения значения К достигают  $38\,000 \cdot 10^{-5}$  СИ. Диаграмма PS по всему разрезу скважины находится в положительной области значений и местами достигает 400 мВ, что обусловлено присутствием сульфидной минерализации в породах (наблюдается окислительная реакция среды). Корреляция между магнитной восприимчивостью и потенциалами собственной поляризации прямая сильная, тогда как между магнитной восприимчивостью и кажущимся сопротивлением обратная умеренная. По диаграмме KS разрез скважины можно условно разделить на четыре части (см. рис. 3б). Первый интервал от 0 до 90 м представлен диоритовыми порфиритами с редкими включениями сульфидной минерализации. Для данного интервала значения кажущегося сопротивления составляют в среднем 800 Ом · м. Второй интервал представлен магнетитово-сульфидной минерализацией, где наблюдается падение значений кажущегося сопротивления до

20 Ом · м. Третий интервал 115–150 м в основном представлен пропилитами с редкими включениями магнетитово-сульфидной минерализации. Значения кажущегося сопротивления в этом интервале достигают 2000 Ом · м. Четвертый интервал начинается со 150 м и до забоя скважины и представлен метасоматитами. В данном интервале наблюдается постепенное снижение значений кажущегося сопротивления. Максимальная концентрация сульфидных минералов, по данным PS и KS (см. рис. 3в), сосредоточена в интервалах глубин 79–84 м (скарнированные диоритовые порфириды) и 88–114 м (скарны). Корреляция между потенциалами собственной поляризации и кажущимся сопротивлением обратная умеренная. Общий фоновый уровень радиоактивности горных пород по всей скважине не превышает 9 мкР/ч, за исключением двух интервалов (см. рис. 3г, д). Первый – на глубине 80–88 м (максимальное значение естественной радиоактивности достигает 18 мкР/ч) в зоне скарнированных диоритовых порфиридов, второй – в районе 95–98 м в скарнах (максимальное значение естественной радиоактивности достигает 15 мкР/ч). При этом между естественной радиоак-

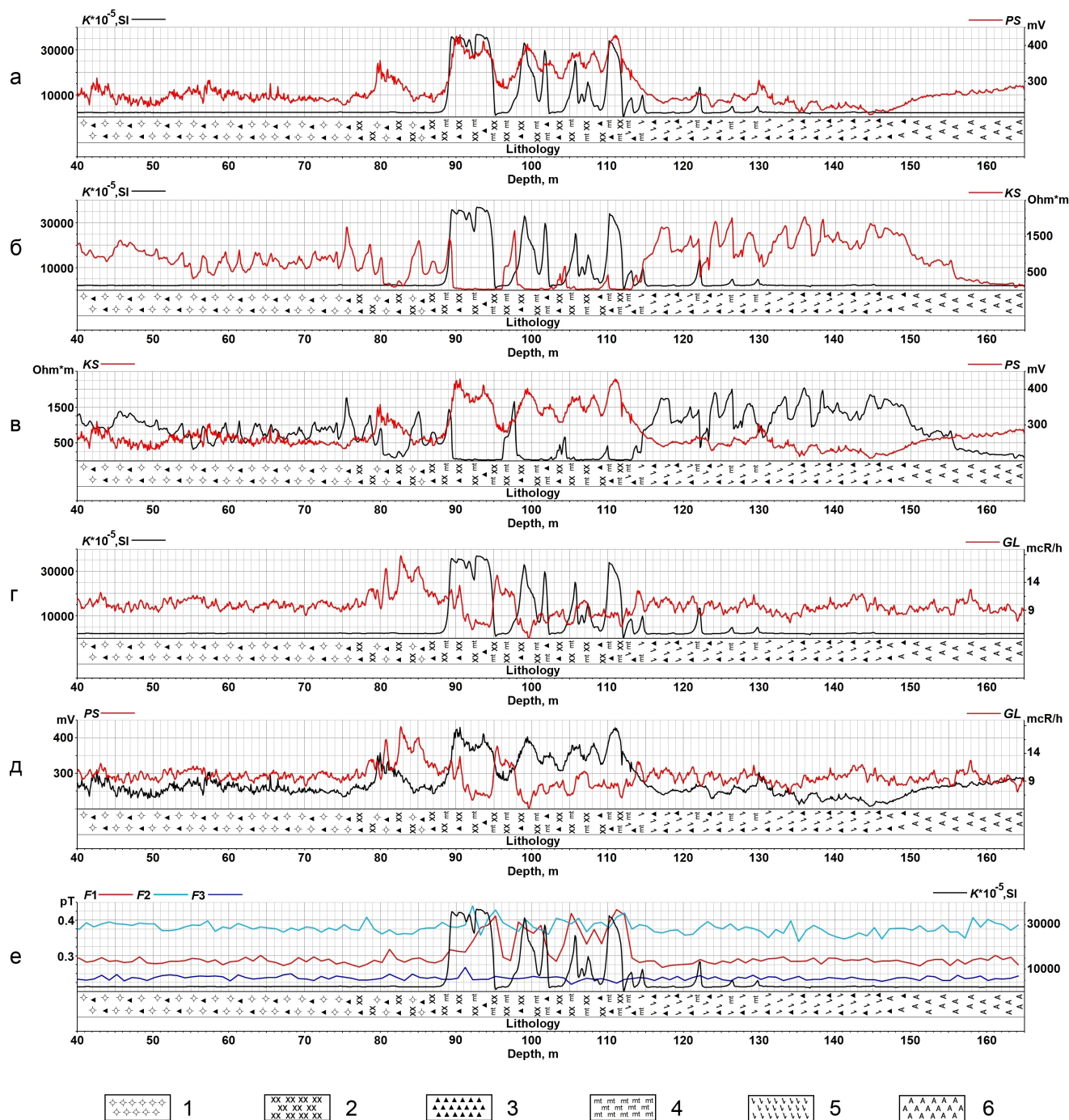
**Таблица 2.** Коэффициенты корреляции Пирсона для стандартного комплекса ГИС и сигналов ГАЭ и ЭМИ (скв. №2 Восточно-Тарутинского месторождения, интервал глубин 40–164 м)

**Table 2.** Pearson correlation coefficients for the standard GWS complex and GAE and EMR signals (well No. 2 of the East Tarutinskoye field, depth interval 40–164 m)

|    | H1           | H2           | H4           | Z1           | Z2           | Z4           | F1           | F2           | F3           | K            | PS           | KS          | CM           | GL |
|----|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|-------------|--------------|----|
| H1 |              |              |              |              |              |              |              |              |              |              |              |             |              |    |
| H2 | <b>0.48</b>  |              |              |              |              |              |              |              |              |              |              |             |              |    |
| H4 | <b>-0.24</b> | <b>-0.1</b>  |              |              |              |              |              |              |              |              |              |             |              |    |
| Z1 | <b>0.6</b>   | <b>0.46</b>  | <b>-0.2</b>  |              |              |              |              |              |              |              |              |             |              |    |
| Z2 | <b>0.45</b>  | <b>0.78</b>  | <b>-0.1</b>  | <b>0.62</b>  |              |              |              |              |              |              |              |             |              |    |
| Z4 | 0.03         | 0.1          | <b>-0.1</b>  | 0.01         | 0.02         |              |              |              |              |              |              |             |              |    |
| F1 | <b>-0.1</b>  | <b>-0.2</b>  | 0.1          | <b>-0.1</b>  | <b>-0.1</b>  | 0            |              |              |              |              |              |             |              |    |
| F2 | <b>0.2</b>   | 0.1          | <b>-0.2</b>  | 0.1          | 0.1          | 0.1          | <b>0.37</b>  |              |              |              |              |             |              |    |
| F3 | 0.1          | 0.01         | <b>-0.2</b>  | 0.1          | 0.1          | 0            | <b>-0.21</b> | <b>-0.1</b>  |              |              |              |             |              |    |
| K  | <b>-0.12</b> | <b>-0.1</b>  | <b>-0.07</b> | <b>-0.05</b> | <b>-0.1</b>  | 0            | <b>0.6</b>   | <b>0.2</b>   | <b>-0.04</b> |              |              |             |              |    |
| PS | <b>-0.06</b> | <b>-0.07</b> | <b>-0.07</b> | <b>-0.02</b> | <b>-0.07</b> | <b>-0.01</b> | <b>0.8</b>   | <b>0.4</b>   | <b>-0.06</b> | <b>0.75</b>  |              |             |              |    |
| KS | 0.05         | 0.02         | <b>-0.07</b> | 0.03         | <b>-0.05</b> | <b>-0.02</b> | <b>-0.6</b>  | <b>-0.4</b>  | <b>-0.07</b> | <b>-0.41</b> | <b>-0.41</b> |             |              |    |
| CM | 0.07         | <b>0.45</b>  | 0.02         | 0.06         | <b>0.39</b>  | 0.07         | 0            | 0.07         | 0.1          | 0            | 0.05         | <b>-0.1</b> |              |    |
| GL | 0.11         | 0.1          | <b>-0.23</b> | 0.09         | 0.07         | <b>-0.01</b> | <b>-0.34</b> | <b>-0.15</b> | 0.12         | <b>-0.37</b> | <b>-0.32</b> | 0.14        | <b>-0.01</b> |    |

Примечание. Пояснения – см. табл. 1.

Note. For explanations, see Table 1.



**Рис. 3.** Сопоставление диаграмм К, KS, PS, GL, CM и параметров ЭМИ (F1–F3) и ГАЭ (H1–H4 и Z1–Z4) с учетом значимых коэффициентов корреляции и литологического строения в интервале глубин 40–164 м скв. №2 Восточно-Тарутинского месторождения (Южный Урал).

1 – диоритовый порфирит, 2 – скарн, 3 – сульфидная минерализация, 4 – магнетитовая минерализация, 5 – пропилиты, 6 – метасоматиты.

**Fig. 3.** Comparison of the K, KS, PS, GL, CM diagrams and the EMI (F1–F3) and GAE (H1–H4 and Z1–Z4) parameters, taking into account significant correlation coefficients and lithological structure in the depth range of 40–164 m of well No. 2 of the East Tarutinskoye field (Southern Urals).

1 – diorite porphyrite, 2 – scarn, 3 – sulfide mineralization, 4 – magnetite mineralization, 5 – propylites, 6 – metasomatites.



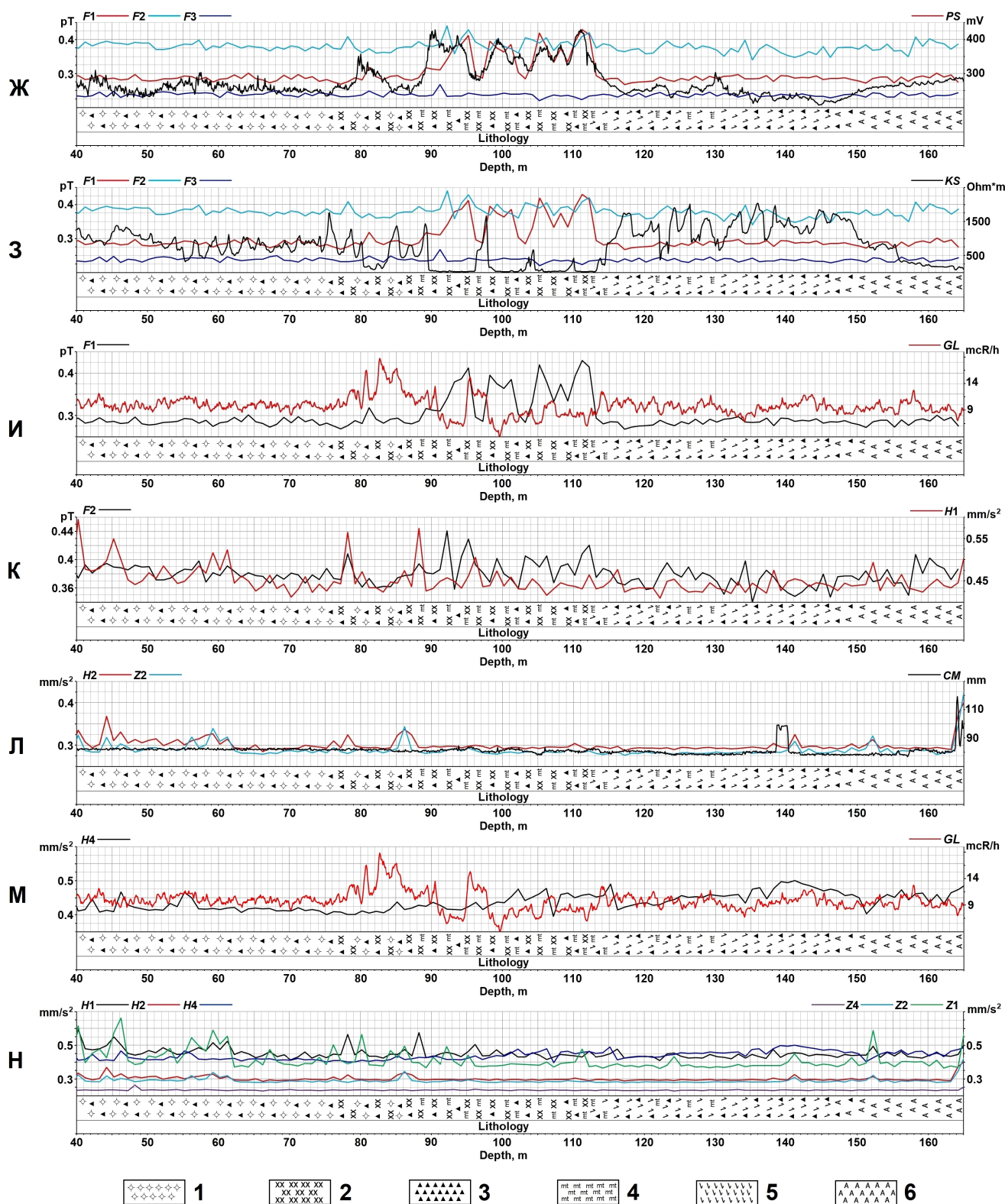


Рис. 3. Продолжение.

Fig. 3. Continuation.



тивностью и магнитной восприимчивостью и потенциалами собственной поляризации наблюдается обратная умеренная корреляция. По данным ЭМИ (см. рис. 3е), участок магнетитово-сульфидной минерализации отмечается широкой положительной аномалией в интервале 92–114 м с максимальной интенсивностью 0.15 пТл на частоте 45 кГц (F1). Корреляция между параметрами ЭМИ и магнитной восприимчивостью прямая средняя, между ЭМИ и потенциалами собственной поляризации прямая сильная (рис. 3ж), тогда как между сигналами ЭМИ и кажущимся сопротивлением обратная средняя (рис. 3з).

Обратная умеренная корреляция наблюдается между естественной радиоактивностью и ЭМИ (см. рис. 3и). В результате как графического, так и статистического анализа выявлена слабая прямая корреляция (см. рис. 3к) между низкочастотным параметром ГАЭ (H1) и среднечастотным параметром ЭМИ (F2). По диаграмме кавернометрии СМ по всему разрезу наблюдаются небольшие изменения диаметра ствола скважины, которые отмечаются и в поле геоакустических сигналов во всем измеряемом диапазоне частот (см. рис. 3л). В интервале глубин 138–140 м отмечена каверна, которая оконтуривается аномалиями геоакустических параметров. Между кавернометрией и параметрами ГАЭ во втором частотном диапазоне получена прямая умеренная корреляция. Также стоит отметить слабую прямую корреляцию между высокочастотным параметром ГАЭ (H4) и естественной радиоактивностью пород (см. рис. 3м). В общем случае по диаграммам ГАЭ (параметры H1–H4 и Z1–Z4) разрез скважины можно условно разделить на две части (см. рис. 3н). Диаграммы верхней части разреза до глубины 98 м сильно дифференцированы, наблюдаются широкие и локальные аномалии с максимальной амплитудой сигналов ГАЭ 0.7 мм/с<sup>2</sup> в частотном диапазоне 100–500 Гц (параметры H1 и Z1). Диаграммы параметров ГАЭ нижней части разреза с глубины 98 м в основном слабо дифференцированы, но при этом зарегистрирован ряд локальных аномалий с максимальной амплитудой до 0.6 мм/с<sup>2</sup> в диапазоне частот 100–500 Гц. Между параметрами ГАЭ корреляция изменяется от слабой до сильной и наблюдается как прямая, так и обратная связь.

В результате проведенного анализа данных по скв. №2 можно предположить следующее. Во-первых, выявленная связь между параметрами стандартного комплекса ГИС обусловлена литологическим строением скважины, а именно наличием сульфидно-магнетитовой минерализации. Во-вторых, полученная значимая корреляция между параметрами ЭМИ и данными стандартного комплекса может быть обусловлена и включениями магнетитово-сульфидной минерализации и протекающими механоэлектрическими процессами в зонах

трещиноватости. В-третьих, верхняя часть разреза по параметрам ГАЭ до глубины 98 м представлена трещиноватыми породами и, учитывая преобладание амплитудных значений вертикальной компоненты (Z) над горизонтальными компонентами (H), можно предположить, что трещиноватость пород носит преимущественно субвертикальный характер. Наличие зон трещиноватости в верхней части разреза подтверждают и пониженные значения кажущегося сопротивления. В нижней части разреза скважины, наоборот, возрастает сопротивление пород и снижаются до фонового уровня значения параметров ГАЭ, следовательно, породы в нижней части разреза более плотные, за исключением редких тектонических нарушений, отмечающихся на диаграммах геоакустической эмиссии узкими локальными аномалиями различной интенсивности и результатами кавернометрии.

Таким образом, можно предположить, что скв. №2 является геодинамически активной, с возможностью образования каверн, что подтверждается как результатами измерений сигналов ГАЭ и ЭМИ, так и стандартным комплексом ГИС.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате выполненных исследований установлено, что зоны геодинамической активности проявляются в полях геоакустической эмиссии и электромагнитного излучения в широком диапазоне частот. Совместная интерпретация результатов каротажа ГАЭ и ЭМИ со стандартными методами ГИС позволяет не только проводить литологическое расчленение разреза скважины, но и выделять зоны нарушенности горных пород. Проведение статистического анализа данных геофизических исследований позволяет выявить даже слабые значимые корреляционные связи между измеряемыми параметрами среды. При этом наиболее тесная корреляционная связь наблюдается между сигналами ЭМИ и электрическими и магнитными свойствами горных пород в интервалах оруденения. Также стоит отметить влияние непосредственно рудного компонента и его текстурно-структурных особенностей на характер распределения сигналов ЭМИ. Так, в скв. №1 амплитуда аномалий ЭМИ падает практически до нуля за счет сплошного магнетитового оруденения, а в скв. №2, наоборот, значительно возрастает, так как в скважине присутствует именно минерализация с различным содержанием рудных компонентов, в том числе сульфидных. Полученные результаты согласуются с лабораторными исследованиями, выполненными другими авторами (Беспалько и др., 2005; Вдовин, 2019). Следует отметить отсутствие явной корреляционной связи между кажущимся сопротивлением и сигналами ГАЭ, но при этом в ходе проведения исследований выявлена косвенная связь меж-

ду электрическими и геоакустическими параметрами среды. Это можно объяснить тем, что геоакустическая эмиссия напрямую не связана с электрическими и магнитными свойствами горных пород, но при этом она является индикатором процессов трещинообразования и реагирует на изменение прочностных характеристик горных пород, как и кажущееся сопротивление, что подтверждается результатами исследований в скв. №2.

Таким образом, проведенные исследования в скв. №1 и 2 показали возможности использования сигналов ГАЭ и ЭМИ совместно с данными стандартного комплекса ГИС для выделения зон геодинамической активности горных пород, что актуально при исследованиях современной геодинамической обстановки на новых и разрабатываемых месторождениях полезных ископаемых в целях отслеживания изменения напряженно-деформированного состояния массивов горных пород.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Астраханцев Ю.Г., Баженова Е.А., Белоглазова Н.А., Вдовин А.Г., Глухих И.И., Иванченко В.С., Хачай О.А. (2018) Комплексные геофизические исследования массивов горных пород в естественном залегании. (Отв. ред. О.А. Хачай). Екатеринбург: УрО РАН, 105 с. ISBN 978-5-7691-2517-1.
- Аузин А.А., Ахмад Х.М. (2019) Возможности скважинной термометрии при решении гидрогеологических задач. *Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер.: Геол.*, (1), 72-75.
- Белоглазова Н.А., Троянов А.К. (2003) Оптимизация комплекса информативных параметров геоакустических шумов при решении задач в нефтегазовых скважинах. *Материалы XIII сессии Российского акустического общества*. М., 57-60.
- Беспалько А.А. (2019) Физические основы и реализация метода электромагнитной эмиссии для мониторинга и краткосрочного прогноза изменений напряженно-деформированного состояния горных пород. Дисс. ... докт. техн. наук. Томск: ФГАОУ ВО НИ ТПУ, 395 с.
- Беспалько А.А., Яворович Л.В., Федотов П.И. (2005) Связь параметров электромагнитных сигналов с электрическими характеристиками горных пород при акустическом и квазистатическом воздействиях. *Изв. Томск. политехн. ун-та*, **308**(7), 18-23.
- Битнер А. К., Прокатень Е.В. (2018) Методы исследования пород-коллекторов и флюидов: учеб. пособие. Красноярск: Сиб. федер. ун-т, 224 с. ISBN 978-5-7638-3819-0.
- Вдовин А.Г. (2019) Лабораторные исследования сигналов электромагнитного излучения на образцах с различной магнитной восприимчивостью. *Урал. геофиз. вестн.*, **4**(38), 4-9.
- Демин В.М., Майбук З.-Ю. Я., Лементуева Р.А. (1998) О роли пьезоэффекта при механоэлектрическом преобразовании в полиметаллических рудах. *Физика Земли*, (11), 50-55.
- Дьяконов Б.П., Улитин Р.В. (1982) Земные приливы и вариации физических характеристик горных пород. *ДАН СССР*, **264**(2), 322-325.
- Ипатов А.И., Городнов А.В., Ипатов С.И., Марьенко Н.Н., Петров Л.П., Скопинцев С.П. (2004) Исследование амплитудно-частотных спектров сигналов акустического и электромагнитного шума при фильтрации флюидов в породах. *Геофизика*, (2), 25-30.
- Косарев И.Б., Соловьев С.П. (2011) Физические модели генерации электромагнитных сигналов при деформации и разрушении горных пород с низкой пористостью. *Динамические процессы в геосферах*, (2), 165-176.
- Орехов А.Н., Аamani М.М.М. (2019) Возможности геофизических методов для прогнозирования трещиноватости коллекторов. *Изв. Томск. политехн. ун-та. Инжиниринг георесурсов*, **330**(6), 198-209.
- Перелыгин В.Т., Машкин К.А., Рыскаль О.Е., Коротченко А.Г., Гайнетдинов Р.Г., Романов В.М., Глухов В.Л., Сафонов П.А., Камалтдинов А.Ф., Огнев А.Н., Шабиев И.Х. (2015) Аппаратурно-методические комплексы для исследования рудных, угольных и гидрогеологических скважин. *Каротажник*, **9**(255), 99-127.
- Пимонов А.Г., Иванов В.В. (1990) Имитационная модель процесса трещинообразования в очагах разрушения горных пород. *ФТПРПИ*, (3), 34-37.
- Полтавцева Е.В., Власов Ю.А., Гаврилов В.А. (2013) Исследование откликов на приливное воздействие в рядах скважинных геоакустических измерений. *Вестн. Камчатской региональной ассоциации Учебно-научный центр. Сер.: Науки о Земле*, **2**(22), 178-183.
- Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. (1982) О свойстве дискретности горных пород. *Изв. АН СССР. Физика Земли*, (12), 3-18.
- Троянов А.К., Дьяконов Б.П., Мартышко П.С., Астраханцев Ю.Г., Начапкин Н.И., Гаврилов В.А., Белоглазова Н.А. (2011) Сейсмоакустическая эмиссия и электромагнитное излучение трещиноватых пород в скважинах. *Докл. АН*, **436**(1), 118-120.
- Троянов А., Иголкина Г.В., Астраханцев Ю.Г., Баженова Е.А. (2012а) Трехкомпонентный геоакустический каротаж для контроля при разработке газовых месторождений. *Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений*, **2**, 53-58.
- Троянов А.К., Мартышко П.С., Юрков А.К., Дьяконов Б.П., Астраханцев Ю.Г., Начапкин Н.И., Козлова И.А., Баженова Е.А., Вдовин А.Г. (2012б) Выделение проницаемых зон по скважинным наблюдениям сейсмоакустической эмиссии и концентрации гелия. *Докл. АН*, **445**(2), 210-213.
- Ягафаров А.К., Клещенко И.И., Новоселов Д.В. (2013) Современные геофизические и гидродинамические исследования нефтяных газовых скважин: учеб. пособие. Тюмень: ТюмГНГУ, 140 с.
- Li D., Huang L., Zheng Y., Li Y., Wannamaker P., Moore J. (2022) Feasibility of source-free DAS logging for next-generation borehole imaging. *Sci. Rep.*, **12**(1), 11910.
- Mari J.L., Delay F., Voisin C., Gaudiani P. (2023) Active and Passive acoustic logging applied to the detection of preferential flow in a sedimentary aquifer. *Sci. Technol. Energy Transit.*, **78**, 25.
- Rader D. (1975) Acoustical logging of oil wells. *J. Acoust. Soc. Amer.*, **57**(S1), S29-S30.

## REFERENCES

- Astrakhantsev Ju.G., Bazhenova E.A., Beloglazova N.A., Vdovin A.G., Glukhikh I.I., Ivanchenko V.S., Hachai O.A. (2018) Complex geophysical studies of rock massifs in natural occurrence. (Ed. O.A. Hachai). Ekaterinburg, UrO RAN, 105 p. ISBN 978-5-7691-2517-1 (In Russ.)
- Auzin A.A., Akhmad H.M. (2019) Possibilities of borehole thermometry in solving hydrogeological problems. *Vestn. Voronezh. Gos. Universiteta. Ser.: Geol.*, (1), 72-75. (In Russ.)
- Beloglazova N.A., Troyanov A.K. (2003) Optimization of a Complex of Informative Parameters of Geoacoustic Noises in Solving Problems in Oil and Gas Wells. *Proceedings of the XIII Session of the Russian Acoustic Society*. Moscow, 57-60. (In Russ.)
- Bespal'ko A.A. (2019) Physical principles and implementation of the electromagnetic emission method for monitoring and short-term forecasting of changes in the stress-strain state of rocks. Doct. tech. sci. diss. Tomsk, FGAOU VO NI TPU Publ., 395 p. (In Russ.)
- Bespal'ko A.A., Yavorovich L.V., Fedotov P.I. (2005) Relationship between electromagnetic signal parameters and electrical characteristics of rocks under acoustic and quasi-static influences. *Izv. Tomsk Politekhnic. Universiteta*, **308**(7), 18-23. (In Russ.)
- Bitner A.K., Prokaten' E.V. (2018) Methods of studying reservoir rocks and fluids: textbook. manual. Krasnoyarsk, SFU Publ., 224 p. ISBN 978-5-7638-3819-0. (In Russ.)
- Demin V.M., Maibuk Z.-Yu. Ya., Lementueva R.A. (1998) On the role of the piezoelectric effect in mechanoelectric transformation in polycrystalline ores. *Fizika Zemli*, (11), 50-55. (In Russ.)
- D'yakonov B.P., Ulitin R.V. (1982) Earth tides and variations of physical characteristics of rocks. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **264**(2), 322-325. (In Russ.)
- Ipatov A.I., Gorodnov A.V., Ipatov S.I., Mar'enko N.N., Petrov L.P., Skopintsev S.P. (2004) Study of amplitude-frequency spectra of acoustic and electromagnetic noise signals during fluid filtration in rocks. *Geofizika*, (2), 25-30. (In Russ.)
- Kosarev I.B., Solov'ev S.P. (2011) Physical models of electromagnetic signal generation during deformation and destruction of low-porosity rocks. *Dinamicheskie Protessy v Geosferakh*, (2), 165-176. (In Russ.)
- Li D., Huang L., Zheng Y., Li Y., Wannamaker P., Moore J. (2022) Feasibility of source-free DAS logging for next-generation borehole imaging. *Sci. Rep.*, **12**(1), 11910.
- Mari J.L., Delay F., Voisin C., Gaudiani P. (2023) Active and Passive acoustic logging applied to the detection of preferential flow in a sedimentary aquifer. *Sci. Technol. Energy Transit.*, **78**, 25.
- Orekhov A.N., Amani M.M.M. (2019) Capabilities of geophysical methods for predicting reservoir fracturing. *Izv. Tomsk Politekh. Universiteta. Inzhiniring Georesursov*, **330**(6), 198-209. (In Russ.)
- Perelygin V.T., Mashkin K.A., Ryskal' O.E., Korotchenko A.G., Gainetdinov R.G., Romanov V.M., Glukhov V.L., Safonov P.A., Kamaltdinov A.F., Ognev A.N., Shabiev I.H. (2015) Hardware and methodological complexes for the study of ore, coal and hydrogeological wells. *Karotazhnik*, **9**(255), 99-127. (In Russ.)
- Pimonov A.G., Ivanov V.V. (1990) Simulation model of the process of crack formation in the centers of rock destruction. *FTPRPI*, (3), 34-37. (In Russ.)
- Poltavtseva E.V., Vlasov Yu.A., Gavrilov V.A. (2013) Study of responses to tidal action in borehole geoacoustic measurement series. *Vestnik Kamchatskoi Regional'noi Assotsiatsii Uchebno-Nauchnyi Tsentra. Ser.: Nauki o Zemle*, **2**(22), 178-183. (In Russ.)
- Rader D. (1975) Acoustical logging of oil wells. *J. Acoust. Soc. Amer.*, **57**(S1), S29-S30.
- Sadovskii M.A., Bolkhovitinov L.G., Pisarenko V.F. (1982) On the Discreteness Property of Rocks. *Izv. AN SSSR. Fizika Zemli*, (12), 3-18. (In Russ.)
- Troyanov A.K., D'yakonov B.P., Martyshko P.S., Astrakhantsev Yu.G., Nachapkin N.I., Gavrilov V.A., Beloglazova N.A. (2011) Seismoacoustic emission and electromagnetic radiation of fractured rocks in wells. *Doklady Earth Sciences*, **436**(1), 118-120. (In Russ.)
- Troyanov A., Igolkina G.V., Astrakhantsev Ju.G., Bazhenova E.A. (2012a) Three-component geoacoustic logging for monitoring during the development of gas fields. *Geologiya, Geofizika i Razrabotka Neftnykh i Gazovykh Mestorozhdenii*, **2**, 53-58. (In Russ.)
- Troyanov A.K., Martyshko P.S., Yurkov A.K., Astrakhantsev Y.G., Nachapkin N.I., Kozlova I.A., Bazhenova E.A., Vdovin A.G., D'yakonov B.P. (2012b) Identification of permeable zones based on the borehole observations of seismoacoustic emissions and helium concentrations. *Doklady Earth Sciences*, **445**(1), 893-896. (In Russ.)
- Vdovin A.G. (2019) Laboratory studies of electromagnetic radiation signals on samples with different magnetic susceptibility. *Ural. Geofiz. Vestnik*, **4**(38), 4-9. (In Russ.)
- Yagafarov A.K., Kleshchenko I.I., Novoselov D.V. (2013) Modern geophysical and hydrodynamic studies of oil and gas wells: study guide. Tyumen', TyumGNGU Publ., 140 p. (In Russ.)

УДК 550.343(571.642)

DOI: 10.24930/2500-302X-2025-25-3-656-663

## Особенности развития сейсмического процесса перед катастрофическим землетрясением в районе Восточно-Анатолийского разлома (6 февраля 2023 г., MW = 7.8)

А. С. Закупин

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, 693022, г. Южно-Сахалинск, ул. Науки, 1Б, e-mail: dikii79@mail.ru

Поступила в редакцию 07.10.2024 г., принята к печати 08.12.2024 г.

**Объект исследования.** В работе представлены результаты исследования сейсмического процесса в районе Восточно-Анатолийского разлома (ВАРЗ), где в феврале 2023 г. произошли два катастрофических землетрясения (дуплет). **Цель.** Выявление особенностей сейсмического процесса, которые могли бы указывать на связь (или ее отсутствие) между двумя землетрясениями из дуплета, а также свидетельствующие о наличии каких-либо прогностических признаков перед сейсмическими событиями (средне- или краткосрочными). **Методы.** Анализ графиков сейсмической активности, построенных методом суммирования периодов между землетрясениями на основе локального сейсмического каталога. **Результаты.** Построены графики активности для шести областей с центром в эпицентре первого землетрясения. Выделены характерные периоды с постоянной скоростью сейсмического процесса и точки перехода. Обнаружены локальные активизации в 2012 и 2022 гг., которые приурочены к эпицентрам дуплета и являются доминирующими для ВАРЗ в целом (на протяжении как минимум 300 км). Все активизации были приурочены к одной и той же зоне немного восточнее эпицентра февральского землетрясения. Показано, что эти активизации не соответствуют стандартной схеме работы сейсмического очага, т. е. не имеют однозначно определяемого главного события и характерного афтершокового процесса. **Выводы.** Локальная активизация 2012 г., судя по распределению эпицентров землетрясений, вероятно, является начальным этапом развития процесса, который получил продолжение в 2022 г. Скачкообразный процесс активности в 2022 г. закончился за 40 дней до дуплета землетрясения и может быть рассмотрен в качестве краткосрочного прогностического признака. Главными характеристиками такой краткосрочной аномалии в сейсмической активности выступают сокращение длительности каждой последующей активизации и уменьшение времени между ними.

**Ключевые слова:** землетрясение, сейсмическая активность, метод накопления сейсмических событий

### Источник финансирования

Работа проведена в рамках выполнения государственного задания Института морской геологии и геофизики ДВО РАН

## Features of the seismic process prior to a catastrophic earthquake in the area of the East Anatolian fault (February 6, 2023, MW = 7.8)

Aleksander S. Zakupin

Institute of Marine Geology and Geophysics, FEB RAS, 1B Nauka st., Yuzhno-Sakhalinsk 693022, Russia, e-mail: dikii79@mail.ru

Received 07.10.2024, accepted 08.12.2024

**Research subject.** The seismic process in the area of the East Anatolian Fault (EAF), where two catastrophic earthquakes (doublet) occurred in February 2023. **Aim.** Identification of specific features of the seismic process, which might indicate a connection (or a lack thereof) between the two earthquakes from the doublet, as well as the presence of any predictive signs before seismic events (medium- or short-term). **Materials and methods.** An analysis of seismic activity graphs constructed by summing periods between earthquakes based on a local seismic catalog. **Results.** Activity graphs were plotted for six regions at the epicenter of the first earthquake. Characteristic periods with a constant velocity of the seismic process and transition points were established. Local activations were detected in 2012 and 2022, which are confined to the epicenters of the doublet and are dominant for the EAF as a whole (for at least 300 km). All activations were timed

**Для цитирования:** Закупин А.С. (2025) Особенности развития сейсмического процесса перед катастрофическим землетрясением в районе Восточно-Анатолийского разлома (6 февраля 2023 г., MW = 7.8). *Литосфера*, 25(3), 656–663. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-3-656-663>. EDN: CYTVCA

**For citation:** Zakupin A.S. (2025) Features of the seismic process prior to a catastrophic earthquake in the area of the East Anatolian fault (February 6, 2023, MW = 7.8). *Lithosphere (Russia)*, 25(3), 656–663. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-3-656-663>. EDN: CYTVCA

to the same area slightly east of the epicenter of the February earthquake. It is shown that these activations do not correspond to the standard scheme of operation of a seismic center, i.e., they do not have an unambiguously determined main event and a characteristic aftershock process. *Conclusions.* According to the distribution of earthquake epicenters, the local activation of 2012 was probably the initial stage in the development of the process, which was continued in 2022. The abrupt process of activity in 2022 ended 40 days prior to the earthquake doublet, and can be considered as a short-term predictive sign. The main characteristics of such a short-term anomaly in seismic activity are a reduction in the duration of each subsequent activation and a decrease in the time between them.

**Keywords:** earthquake, seismic activity, method of accumulation of seismic events

#### Funding information

The work was carried out within the framework of the state assignment of the Institute of Marine Geology and Geophysics of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences

## ВВЕДЕНИЕ

Сейсмичность Восточно-Анатолийского разлома (ВАРЗ), который проходит по территории Турции и Сирии, представляет значительный интерес для сейсмологов. Но особенно много говорили о ней в последние несколько лет, причина этого заключается в масштабах последствий одного из сильнейших землетрясений в текущем столетии. Несмотря на относительно небольшую магнитуду, последствия были катастрофическими. 6 февраля 2023 г. фактически произошел дуплет почти равных по силе землетрясений ( $M_w = 7.8$  и  $7.6$ , USGS, United States Geological Survey). Колебания затронули юго-восточную Турцию (в Кахраманмараш/Пазарчике) и северную Сирию, вызвав масштабные разрушения и более 50 000 погибших (Zilio, Amruero, 2023). Первое землетрясение ( $M_w = 7.8$ ) произошло вдоль Восточно-Анатолийского разлома в координатах  $37.225^\circ$  с. ш.,  $37.021^\circ$  в. д., а второе ( $M_w = 7.6$ ) – на Чардакском разломе на  $38.024^\circ$  с. ш.,  $37.203^\circ$  в. д., который связан с сегментом Еркенок ВАРЗ. Оба главных толчка зафиксированы на небольшой глубине (10.0–14.5 км). В случае первого землетрясения разрыв протянулся примерно на 300 км с поверхностными смещениями разрыва до 5 м. Второе событие привело к более короткому разрыву около 160 км, но оно сопровождалось большими смещениями (до 7–8 м). Интересные оценки получены по результатам совместной кинематической инверсии HR-GNSS и данных о силь-

ных движениях с учетом множественных разломов и трехмерной геометрии разрыва (Melgar et al., 2023). Так, максимальная скорость разрыва для первого события оценивается в 3.2 км/с. Для второго определяется сверхсдвиговой разрыв со скоростью 4.8 км/с в западном направлении и субсдвиговой разрыв со скоростью 2.8 км/с в восточном направлении. При этом максимальная подвижка для обоих событий достигала ~8 и ~6 м соответственно.

Относительно данных событий возникают вопросы о взаимных позициях землетрясений в дуплете (точнее, о возможной связи или ее отсутствии), наличии каких-либо признаков подготовки (среднесрочного плана). Последнее особенно интересно, ведь с 2008 г. активность ВАРЗ значительно возросла на фоне нескольких неактивных десятилетий ранее. Кроме того, в недавней работе (Закупин, Сычева, 2024) интересные результаты были получены с помощью совместного анализа данных методом среднесрочного прогноза землетрясений LURR и методом реконструкции напряжений СТД. Так, наряду с аномалиями перед землетрясениями в 2021–2022 гг., которые и составили основной результат, было замечено много аномалий, которые не удалось увязать с каким-либо землетрясением, причем большинство из них зафиксированы в 2012–2015 гг. При этом в этот же период в районе будущего дуплета, с западной стороны ВАРЗ по методу СТД были выделены практически все виды НДС (что является редким случаем). Также вызывает интерес распреде-



ление аномалий предвестников в две волны в 2021 и 2022 гг. при их пространственной группировке около обоих эпицентров (Закупин, Сычева, 2024). В связи с этим важно детально изучить структуру сейсмичности в районе эпицентров этих землетрясений с позиции сейсмической активности, что и сделано в данной работе.

## ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

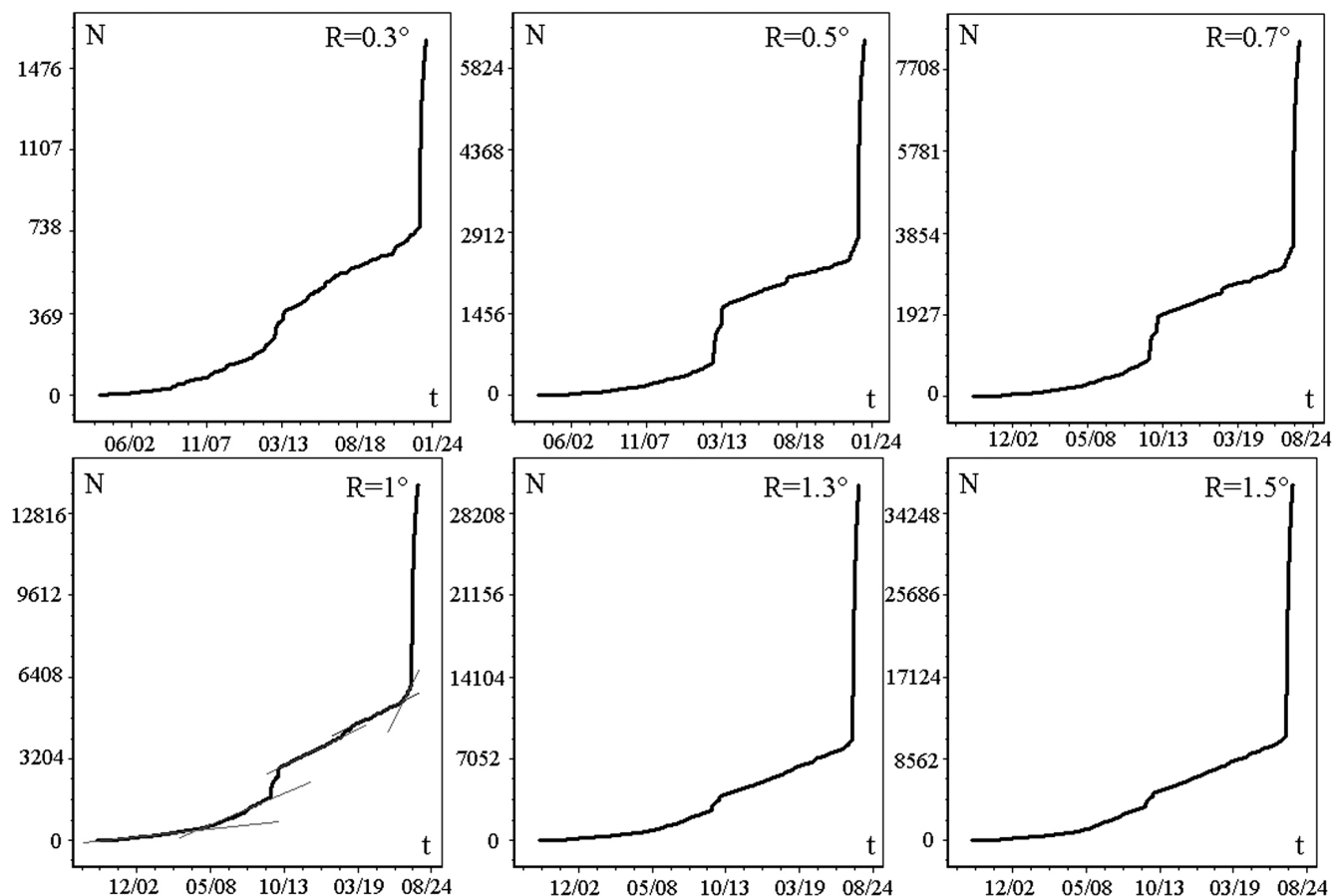
Для исследования был использован каталог землетрясений, полученный с Боун Коери – регионального центра мониторинга землетрясений и цунами (Earthquake Catalog...). Каталог содержит данные о 375 950 сейсмических событиях (20 сентября 1900 – 31 июля 2023 г.). Энергетическая характеристика землетрясений в каталоге представлена следующими магнитудами: магнитуда продолжительности землетрясения  $M_D$  (104 379 событий), локальная  $M_L$  (262 453), моментная  $M_W$  (12 794), по поверхностным волнам  $M_S$  (15 196), объемным волнам  $m_b$  (1866 событий). В каталоге также дана магнитуда  $x_m$  как наибольшее значение магнитуды в заданных пределах. Можно считать, что более 70% землетрясений в этой колонке представлено локальной магнитудой  $M_L$ . В данной работе используется значение  $x_m$  магнитуды, что дает возможность использовать максимум землетрясений из каталога. Одним из наиболее распространенных способов выделения расчетных выборок из каталога землетрясений является круговая область (в градусной сетке они представляют собой эллипсы). За период с 2000 по 2023 г. для эпицентральной зоны первого землетрясения ( $37.225^\circ$  с. ш.,  $37.021^\circ$  в. д.) были подготовлены выборки землетрясений в круговых областях при радиусе от 0.3 до  $1.5^\circ$  (с постепенным захватом большей части эпицентральной области второго землетрясения).

Сейсмическую активность будем рассматривать в самой простой форме, т. е. в виде не производной по времени, а суммирования периодов. По сути, на график наносятся точки, отражающие положение очередного землетрясения из каталога на временной шкале. Это представление также можно называть накоплением сейсмических событий. Для реализации этой задачи использовался программный комплекс SeisDynamicsView, который разработал А.И. Малышев (ИГГ УрО РАН) и предоставил ИМГиГ ДВО РАН для проведения исследований. Сам комплекс предназначен для моделирования саморазвивающихся процессов в сейсмических последовательностях, однако в этой работе применялась лишь его часть для выделения характерных периодов при сейсмической активизации. Выбор данного пакета обусловлен в том числе удобной функцией масштабирования, что позволяло быстро просматривать разные участки графиков.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Графики накопления сейсмических событий построены для шести вариантов выборок, которые графически представляют собой круговые области с центром в эпицентре первого февральского землетрясения и различаются значением радиуса круга (см. рис. 2а). Мы выбрали выборки с радиусами от 30 до 150 км (от  $0.3$  до  $1.5^\circ$ ), при этом понимаем, что на разных значениях в расчеты вовлекается все больше разломных структур. Здесь мы ставим задачу отделить локальные эффекты отдельных разломов и выявить те, что несут информацию от интересующего нас участка ВАРЗ. Результаты представлены на рис. 1. За исключением первого графика, на остальных определены необходимые нам общи характерные особенности, определяющие ход кривых активности. На примере выборки  $R = 1^\circ$  обозначим интересующие нас участки с помощью линейной аппроксимации (красные прямые). С 2000 по 2008 г. наблюдается низкая скорость накопления, а с 2008 г. она возрастает. В 2012–2013 гг. произошла сильная сейсмическая активизация, но она никак не повлияла на угол наклона, который сохранялся до августа 2022 г. (на ряде графиков небольшой подскок без изменения угла фиксируется в конце 2017 г.). С этого момента (августа 2022 г.) угол наклона графика увеличился, но уже значительно больше, чем в 2008 г.

В первую очередь рассмотрим скачок активности в 2012 г. Эта активизация наблюдалась с сентября 2012 г. по май 2013 г. За это время произошло 64 землетрясения с магнитудами  $M > 3$ . Среди них максимальным было землетрясение с  $M = 5.1$ , а с  $M > 4$  – целых 11, причем без четкой структуры следования. Поясним данный момент. 19 сентября 2012 г. зафиксировано землетрясение с  $M = 5.1$ , 16 октября с разницей в 9 ч  $M = 4.6$  и  $M = 4.5$ , здесь нет ничего необычного (ожидаемые афтершоки спустя месяц). А появление 13 ноября события с  $M = 4.9$ , сопоставимого по магнитуде с сентябрьским толчком, уже не укладывается в рамки афтершокового процесса. Не кажется возможным и то, чтобы землетрясение с  $M = 5.1$  вызвало такое количество афтершоков с  $M \geq 3$  в течение 9 мес. Последние два землетрясения с  $M = 4.3$  были зафиксированы 25 апреля и 1 мая 2013 г. Ситуация 2012 г. скорее похожа по характеру на продолжительный рой с многочисленными землетрясениями с близкими магнитудами, однако процесс был слишком растянутым, чтобы так его обозначить. С мая по сентябрь 2013 г. землетрясений с  $M > 3$  не было уже ни одного, хотя ранее они шли по десятку в месяц. Стоит отметить, что процессы, подобные происходившим в 2012–2013 гг., совсем не подходят под описание классического сейсмического процесса с главным событием и афтершоками.



**Рис. 1.** Графики накопления сейсмических событий для шести выборок с 2000 по 2023 г.

Показаны участки с постоянной скоростью накопления периодов. Остальные пояснения см. в тексте.

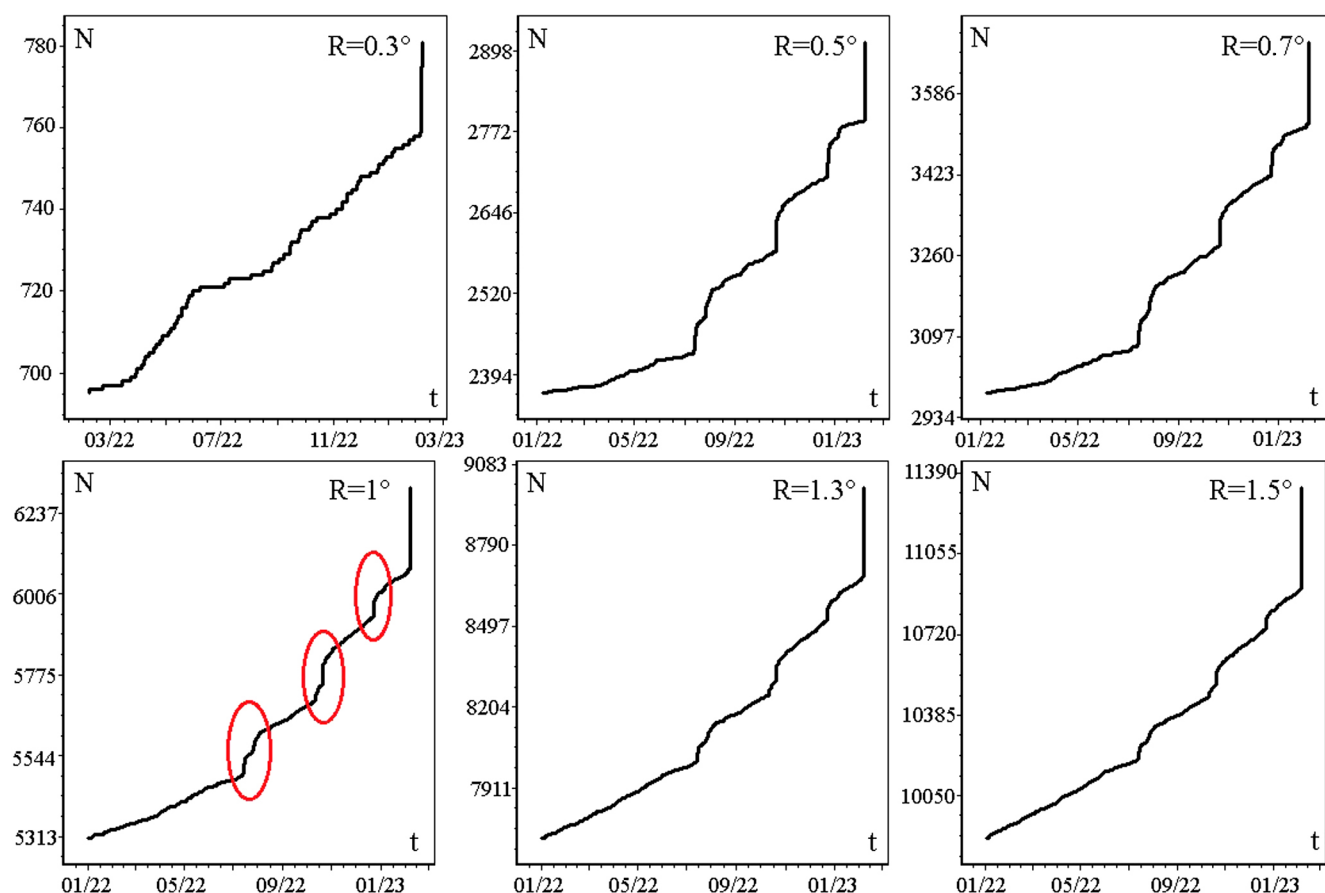
**Fig. 1.** Graphs of accumulation of seismic events for six samples from 2000 to 2023.

Plots with a constant rate of accumulation of periods are shown. For further explanations, see the text.

Далее на масштабированных графиках рассмотрим заключительный этап развития сейсмического процесса, который связан с увеличением активности в августе 2022 г. (рис. 2). На всех графиках, кроме первого ( $R = 0.3^\circ$ ), характер изменения активности на этом участке является скачкообразным и до землетрясения 2023 г. насчитывает три всплеска. Это логично, ведь 30 км – ближайшее расстояние до ВАРЗ, т. е. на первом графике фактически отражена сейсмическая ситуация вблизи разлома Нарли (оперяющий разлом ВАРЗ). Уже на больших расстояниях мы увидели отражение ситуации на ВАРЗ, причем она осталась доминирующей даже после захвата сейсмических событий на разломе Чардак (более 100 км).

Выявленные нами скачки частично совпадают по времени с аномалиями LURR из работы (Закупин, Сычева, 2024). В этой публикации они отмечались с марта по октябрь 2021 г. и с мая по

ноябрь 2022 г., причем большая часть появилась до августа 2022 г., когда начали фиксироваться скачки активности (см. рис. 2). Скачки активности имели место в следующие периоды: 11 июля – 3 августа 2022 г., 11–29 октября 2022 г., 22–27 декабря 2022 г. Сейсмический процесс развивался необычным образом, этапами с нарастающей энергетической характеристикой. Покажем это на примере первого скачка. 11, 13, 15 и 26 июля произошли землетрясения с  $M = 2.9, 3.5, 3.7$  и  $4.3$ , за которыми наблюдались небольшие афтершоковые процессы. Таким образом, внутри первого скачка можем констатировать целых четыре мини-скачка с постоянным повышением магнитуды головного землетрясения (здесь неуместно употреблять главное событие), которые ввиду практически непрерывного процесса на графике и малых периодов, конечно, неразличимы. Подобные истории выявились и в двух других случаях, только



**Рис. 2.** Графики накопления сейсмических событий для шести выборок с 2022 по 2023 г.

Показаны участки активизации с августа 2022 г.

**Fig. 2.** Graphs of accumulation of seismic events for six samples from 2022 to 2023.

The sites of activation since August 2022 are shown.

с меньшим количеством серий с выходом на максимальную магнитуду после трех мини-скачков. В табл. 1 приведены основные характеристики всех трех сейсмических активизаций. Видно, что продолжительность активизаций снижается. Во время второй активизации возросло число слабых и самых сильных ( $M > 4$ ) землетрясений, несмотря на снижение длительности активизации. Тре-

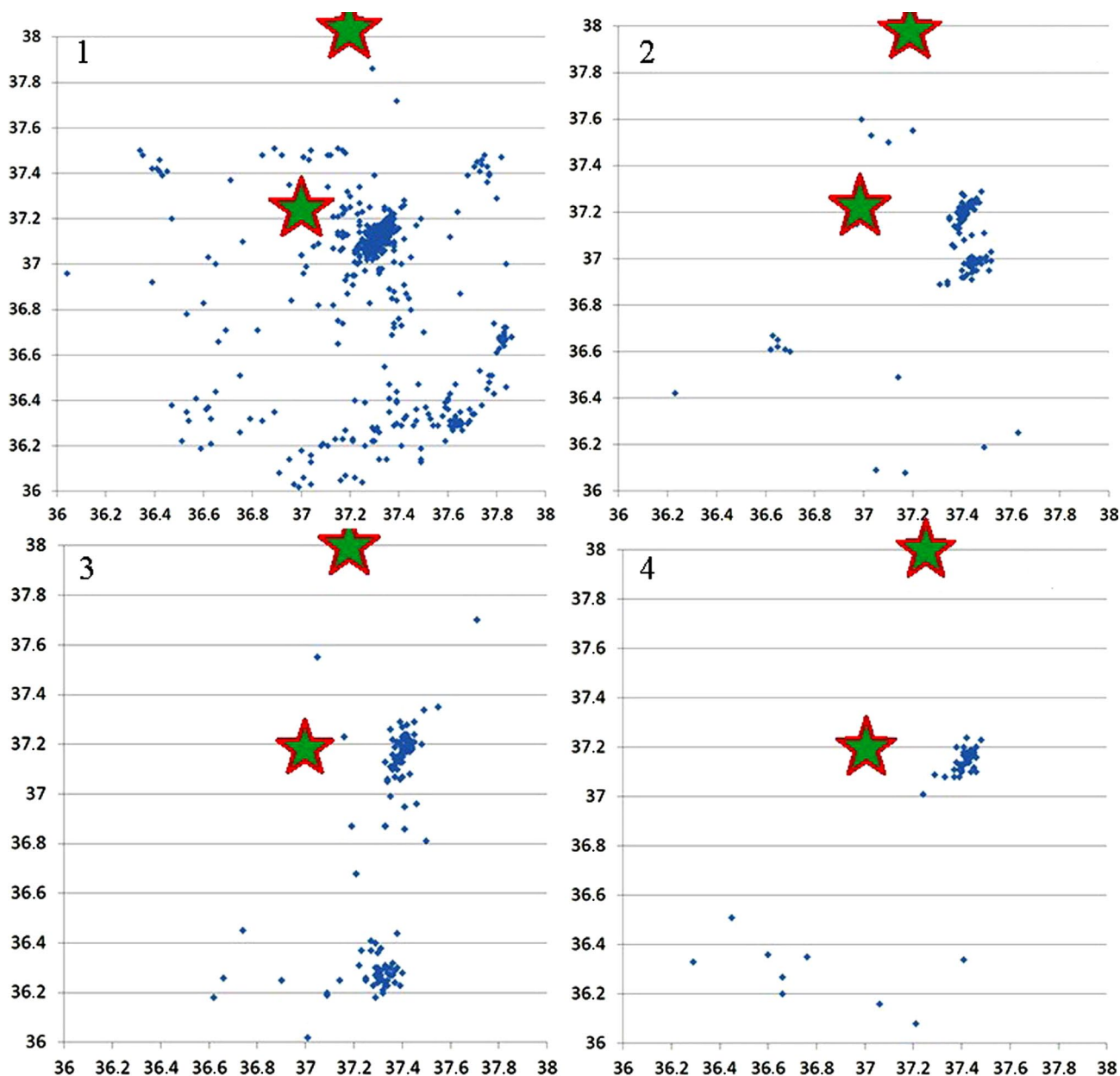
тья, самая короткая, активизация состояла в основном из слабых землетрясений ( $M < 2$ ).

Характер всех активизаций (2012–2013, 2022 гг.) не соответствует стандартной схеме “разгрузки” очага, когда происходит сильное землетрясение и за ним следует длительный афтершоковый процесс, подчиняющийся закону Омори (Omori, 1894). Это наводит на мысль, что процессы, скрытые за

**Таблица 1.** Характеристики скачков сейсмической активности 2022 г.

**Table 1.** Characteristics of seismic activity spikes in 2022

| № скачка | Дата              | Длительность, сут | Количество землетрясений |         |         |         |
|----------|-------------------|-------------------|--------------------------|---------|---------|---------|
|          |                   |                   | Всего                    | $M > 2$ | $M > 3$ | $M > 4$ |
| 1        | 11 июля–3 августа | 23                | 128                      | 52      | 13      | 1       |
| 2        | 11–29 октября     | 19                | 138                      | 36      | 6       | 3       |
| 3        | 22–27 декабря     | 6                 | 69                       | 16      | 3       | 0       |



**Рис. 3.** Распределение сейсмических событий в пространстве для четырех активизаций.

1 – сентябрь 2012 – май 2013 г.; 2 – 11 июля – 3 августа 2022 г.; 3 – 1–29 октября 2022 г.; 4 – 22–27 декабря 2022 г.

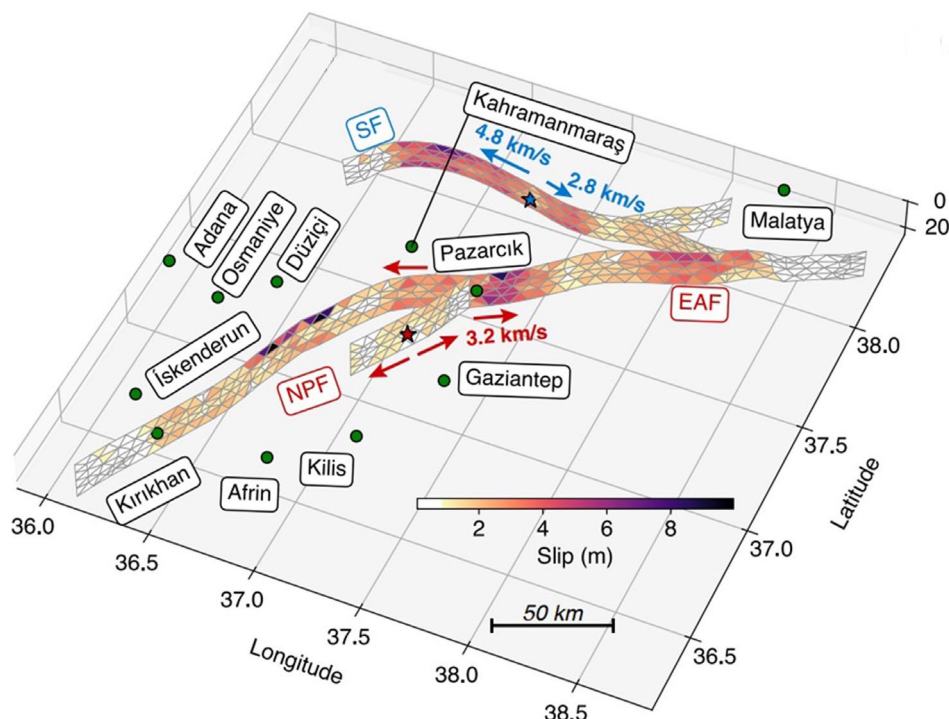
**Fig. 3.** Distribution of seismic events in space for four activations.

1 – September 2012 – May 2013; 2 – July 11 – August 3, 2022; 3 – October 1–29, 2022; 4 – December 22–27, 2022.

этим скачками, могут отражать иные механизмы, отличные от разрушения отдельных структур. Например, в качестве гипотезы – это могли бы быть подвижки по разлому и демонстрация в целом модели stick-slip (Beeler et al., 2001; Соболев, Пономарев, 2003). Для полноты покажем землетрясения из таблицы на карте (рис. 3). Для понимания динамики процесса также приведем тектоническую пози-

цию, направления и скорости смещений по разломам для землетрясений дуплета (рис. 4).

Как видно из распределения сейсмических событий, активизация 2012–2013 гг. фокусируется в той же области, что и три другие, предшествовавшие землетрясению через 10 лет. Направление для всех трех совпадает с направлением ВАРЗ, однако все они также немного смещены восточ-



**Рис. 4.** Перспективный вид предполагаемой геометрии инверсии для обоих событий (Melgar et al., 2023).

$M_w = 7.8$  разрывается на ВАРЗ и Нурдагы-Пазарджикском разломе,  $M_w = 7.6$  – на разломе Сюрю. Показаны окончательные наиболее подходящие распределения скольжения. Зелеными кружками отмечены населенные пункты в регионе.

**Fig. 4.** Perspective view of the estimated inversion geometry for both events from (Melgar et al., 2023).

The  $M_w = 7.8$  ruptures on the EAF and Nurdağı-Pazarcık fault, the  $M_w = 7.6$  on the Sürgü fault. Shown are the final best fitting slip distributions. Labeled in green circles are population centers in the region.

нее относительно будущего эпицентра. Также во время второй активизации отмечается всплеск активности на  $1^\circ$  южнее эпицентра. Области, близкие ко второму эпицентру, не проявили себя, что в принципе видно и по графикам с большими радиусами, когда в расчетную область попадают оба эпицентра и при этом не происходит каких-либо кардинальных изменений. Все это говорит о том, что если в районе второго эпицентра условия и были созданы, то без реализации первого события там вряд ли бы что-то произошло. Результаты реконструкции напряжений по методу СТД в этот период с западной стороны ВАРЗ, полученные в работе (Закупин, Сычева, 2024), дополняют неклассическую схему активности в очаговой зоне восточнее эпицентра будущего разрушительного землетрясения (характеризуется механизмом косового сдвига).

В целом в сейсмическом процессе за 23 года можно выделить следующие ключевые события. Первое – это изменение угла наклона графика накопления сейсмических событий в 2008 г. Второе – “роевая” активность 2012–2013 гг. с восточного фланга ВАРЗ, которая сопровождалась многооб-

разием механизмов деформации с западного фланга ВАРЗ (Закупин, Сычева, 2024). Все это может свидетельствовать о том, что небольшой участок, находящийся между двух жестких блоков и выделяемый с востока ВАРЗ, а с северо-запада Чардакским разломом, находится в неустойчивом состоянии. В 2012–2013 гг. фактически были созданы условия для возникновения неустойчивой подвижки по ВАРЗ, которая и произошла через 10 лет, сопровождаясь скачкообразным процессом активности сейсмичности. Это также, скорее всего, и послужило основой для дуплета. Отметим, что данная интерпретация не является единственно возможной. Третье – сохранение скорости сейсмического процесса после 2013 г. Последние и, вероятно, ключевые события – резкое изменение угла наклона кривой активности и появление с августа 2022 г. скачкообразного характера сейсмичности (три всплеска). С учетом ряда особенностей (нехарактерного распределения магнитуд, длительности и промежутков времени между ними) скачки можно было бы рассматривать на уровне краткосрочного предвестника сильного землетрясения (за 40 дней до основного толчка).



## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе представлены результаты исследования сейсмического процесса в районе Восточно-Анатолийского разлома, где в феврале 2023 г. произошли два катастрофических землетрясения (дуплет). Методом накопления сейсмических событий построены графики активности для шести областей с центром в эпицентре первого землетрясения. Выделены характерные периоды с постоянной скоростью сейсмического процесса и точки перехода. Обнаружены локальные активизации в 2012 и 2022 гг., которые приурочены к эпицентрам дуплета и являются доминирующими для ВАРЗ в целом (на протяжении как минимум 300 км). Все активизации были приурочены к одной и той же зоне немного восточнее эпицентра февральского землетрясения. Показано, что эти активизации не соответствуют стандартной схеме работы сейсмического очага, т. е. не имеют однозначно определяемого главного события и характерного афтершокового процесса. Скачкообразный процесс активности в 2022 г. закончился за 40 дней до дуплета землетрясения и может быть рассмотрен в качестве краткосрочного прогностического признака. Главными характеристиками такой краткосрочной аномалии в сейсмической активности выступают сокращение длительности каждой последующей активизации и уменьшение времени между ними.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Закупин А.С., Сычева Н.А. (2024) Ретроспективный среднесрочный прогноз катастрофического землетрясения в Турции в 2023 г. (06.02.2023,  $M_w = 7.7$ ) методом LURR. *Геодинамика и тектонофизика*, **15**(3), 762. <https://doi.org/10.5800/GT-2024-15-3-0762>
- Соболев Г.А., Пономарев А.В. (2003) Физика землетрясений и предвестники. (Отв. ред. В.Н. Страхов). М.: Наука, 270 с.
- Beeler N., Lockner D., Hickman S. (2001) A Simple Stick-Slip and Creep-Slip Model for Repeating Earthquakes and its Implication for Microearthquakes at Parkfield. *Bull. Seismological Soc. Amer.*, **91**(6), 1797-1804. <https://doi.org/10.1785/0120000096>
- Earthquake catalog [Электронный ресурс]. Bogazici University. Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute. Regional Earthquake-Tsunami monitoring center. URL: <http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/2/moment-tensor-solutions>
- Melgar D., Taymaz T., Ganas A., Crowell B., Öcalan T., Kahraman M., Tsironi V., Yolsal-Çevikbilen S., Valkaniotis S., Irmak T.S., Eken T., Erman C., Özkan B., Dogan A.H., Altuntaş C. (2023) Sub- and super-shear ruptures during the 2023  $M_w$  7.8 and  $M_w$  7.6 earthquake doublet in SE Türkiye. *Seismica*, **2**(3). <https://doi.org/10.26443/seismica.v2i3.387>
- Omori F. (1894) On the aftershocks of earthquakes. *J. Coll. Sci. Imp. Univ. Tokyo*, **7**, 111-200.
- Yin X.C., Chen X.Zh., Song Zh.P., Yin C. (1995) A new approach to earthquake prediction: The Load/Unload Response Ratio (LURR) theory. *Pure App. Geophys.*, **145**(3-4), 701-715.
- Zilio D.L., Ampuero J.P. (2023) Earthquake doublet in Turkey and Syria. *Comm. Earth & Environ.*, **4**(1), 71. <https://doi.org/10.1038/s43247-023-00747-z>
- Beeler N., Lockner D., Hickman S. (2001) A Simple Stick-Slip and Creep-Slip Model for Repeating Earthquakes and its Implication for Microearthquakes at Parkfield. *Bull. Seismological Soc. Amer.*, **91**(6), 1797-1804. <https://doi.org/10.1785/0120000096>
- Earthquake catalog [Электронный ресурс]. Bogazici University. Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute. Regional Earthquake-Tsunami monitoring center. URL: <http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/2/moment-tensor-solutions>
- Melgar D., Taymaz T., Ganas A., Crowell B., Öcalan T., Kahraman M., Tsironi V., Yolsal-Çevikbilen S., Valkaniotis S., Irmak T.S., Eken T., Erman C., Özkan B., Dogan A.H., Altuntaş C. (2023) Sub- and super-shear ruptures during the 2023  $M_w$  7.8 and  $M_w$  7.6 earthquake doublet in SE Türkiye. *Seismica*, **2**(3). <https://doi.org/10.26443/seismica.v2i3.387>
- Omori F. (1894) On the aftershocks of earthquakes. *J. Coll. Sci. Imp. Univ. Tokyo*, **7**, 111-200.
- Sobolev G.A., Ponomarev A.V. (2003) Earthquake physics and precursors. Ed. by V.N. Strakhov. Moscow, Nauka, 270 p. (In Russ.)
- Yin X.C., Chen X.Zh., Song Zh.P., Yin C. (1995) A new approach to earthquake prediction: The Load/Unload Response Ratio (LURR) theory. *Pure App. Geophys.*, **145**(3-4), 701-715.
- Zakupin A.S., Sycheva N.A. (2024) Retrospective medium-term forecast of a catastrophic earthquake in Turkey in 2023 (02/06/2023,  $m_w = 7.7$ ) using the LURR method. *Geodynamics & Tectonophysics*, **15**(3), 762. <https://doi.org/10.5800/GT-2024-15-3-0762>
- Zilio D.L., Ampuero J.P. (2023) Earthquake doublet in Turkey and Syria. *Comm. Earth & Environ.*, **4**(1), 71. <https://doi.org/10.1038/s43247-023-00747-z>

## REFERENCES

## Совместное применение наземных сейсмических методов в инженерных исследованиях

М. Н. Воскресенский, Е. А. Косорогова, А. А. Курданова, Г. И. Парыгин

Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Амундсена, 100, e-mail: igfuran@mail.ru

Поступила в редакцию 01.08.2024 г., принята к печати 11.12.2024 г.

**Объект исследования.** Верхняя часть геологического разреза (зона малых скоростей). **Цель.** Продемонстрировать на практике совместное применение двух сейсмических методов (активного и пассивного) для определения глубины залегания кровли коренных пород и наличия структурных изменений в грунтовой толще. **Материалы и методы.** Перед геофизическими методами при инженерных исследованиях, как правило, стоит задача определить глубину и рельеф залегания скальных пород. Конечно, это не единственная задача, но одна из самых востребованных. Из всего многообразия геофизических методов для решения поставленной задачи самые информативные и мобильные – это сейсмические. В данной работе авторы сопоставляют результаты совместного использования и интерпретации метода преломленных волн и метода регистрации микросейсм в различных геологических условиях. Это два принципиально разных сейсмических наземных метода. Метод преломленных волн является активным и имеет источник упругих колебаний, метод регистрации микросейсм – пассивный, регистрирует окружающий фон микросейсмических колебаний естественного и искусственного происхождения. На исследуемых площадках выбрано по одному профилю, на которых построены скоростные разрезы по продольным  $V_p$  и поперечным  $V_s$  волнам. Проведена регистрация микросейсмического фона в нескольких точках, рассчитана спектральная плотность мощности скорости смещения и кривая спектральных соотношений. Зная скорость поперечных волн в рыхлом слое, используем формулу пересчета из частотной области (передаточная характеристика Накамуры) в глубину. Таким образом, в точках наблюдения микросейсм может быть вычислена и прослежена глубина контрастных по акустической жесткости границ. **Результаты.** На разных грунтовых условиях показана корреляция между скоростными разрезами по поперечным волнам и результатом обработки микросейсм методом Накамуры. **Выводы.** Дополнение классического метода преломленных волн данными метода регистрации микросейсм позволяет с большей уверенностью судить о структурных особенностях верхней части геологического разреза.

**Ключевые слова:** метод преломленных волн, инженерные изыскания, сейсмические волны, продольные волны, поперечные волны, микросейсмические колебания, метод HVSR, метод Накамуры

## Combined application of land seismic methods in engineering research

Mikhail N. Voskresenskiy, Elena A. Kosorotova, Alena A. Kurdanova, Gennadii I. Parygin

Yu.P. Bulashevich Institute of Geophysics, UB RAS, 100 Amundsen st., Ekaterinburg 620016, Russia, e-mail: igfuran@mail.ru

Received 01.08.2024, accepted 11.12.2024

**Research subject.** The upper part of a geological section (low-velocity layer). **Aim.** To demonstrate the feasibility of combining two seismic methods (active and passive) for determining the depth of bedrock roof and the presence of structural changes in the soil layer. **Materials and methods.** Geophysical methods in engineering studies are faced, as a rule, with the task of determining the depth and relief of rock occurrence. This task, although not being the sole one, is of particular importance. Among the variety of geophysical methods, seismic methods are the most informative and mobile. In this article, we compare the results of a combined application of the methods of refracted waves and microseismic sounding in different geological conditions. These are two basically different land seismic methods. The former method is active and has a source of elastic vibrations. The latter method is passive and records natural- and artificial-origin surrounding background microtremor. At each of the sites under study, one profile was selected, on which sections were built along P-waves  $V_p$  and S-waves  $V_s$ . The microtremor was recorded at several points, along with calculation of the spectral power density of the displacement rate and the spectral ratio curve. Given the rate of shear waves in the loose layer,

**Для цитирования:** Воскресенский М.Н., Косорогова Е.А., Курданова А.А., Парыгин Г.И. (2025) Совместное применение наземных сейсмических методов в инженерных исследованиях. *Литосфера*, 25(3), 664–673. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-3-664-673>. EDN: DAPNWA

**For citation:** Voskresenskiy M.N., Kosorotova E.A., Kurdanova A.A., Parygin G.I. (2025) Combined application of land seismic methods in engineering research. *Lithosphere (Russia)*, 25(3), 664–673. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-3-664-673>. EDN: DAPNWA

a conversion formula from the frequency domain (Nakamura transfer characteristic) to depth is used. Thus, at the observational points of microseisms, the depth of boundaries contrasting in acoustic rigidity can be calculated and traced. *Results.* On the example of different soil conditions, the correlation between velocity cross-sections and Nakamura microseism results is shown. *Conclusions.* The combination of the classical refracted wave method and microseismic sounding provides a more detailed information on the structural features of the upper part of a geological section.

**Keywords:** *refracted wave method, engineering surveys, seismic waves, P-waves, S-waves, microtremor, HVSR method, Nakamura method*

## ВВЕДЕНИЕ

В инженерных исследованиях одна из основных задач наземных геофизических методов – это получение информации о свойствах геологической среды, находящейся между пробуренными скважинами. Геофизические методы отличаются друг от друга регистрацией и анализом различных по своей природе физических полей искусственного и естественного происхождения.

Часто возникает необходимость получения данных с минимальным количеством геологических данных или без проведения инженерно-геологических исследований (далее – ИГИ), когда объект находится в труднодоступных местах. В таком случае может помочь применение различных наземных сейсмических методов.

## МЕТОДЫ

Один из самых распространенных наземных сейсмических методов – это метод преломленных волн (далее – МПВ). Применяется для определения глубины залегания и рельефа кровли коренных пород (Давыдов, 2019; Бобров, Герасимова, 2021; Hunter et al., 2022). МПВ применим одинаково эффективно как в городской среде (Воскресенский, 2022), так и в полевых условиях (Турчков и др., 2021). Техногенные помехи (территории городов, линии электропередач и др.), безусловно, мешают проведению работ, однако существуют методические, а также программные подходы (при обработке полученных данных) для повышения отношения сигнал/шум (Романов, 2013). Для получения более подробной информации о свойствах грунтов необходимо проведение исследования на продольных  $V_p$  и поперечных  $V_s$  волнах. В некоторых случаях требуется изучение анизотропии свойств грунта в зависимости от азимута профилей (Герасимова, 2021 2020; Яскевич и др., 2021). Получая вертикальные 2D скоростные разрезы, можно определить уровень грунтовых вод (Давы-

дов, 2021), мощность рыхлых грунтов и наличие структурных нарушений (Горбатилов и др., 2008; Vargemezis et al., 2019).

МПВ является активным методом, поскольку применяется излучатель (источник упругих колебаний). В инженерной сейсморазведке также успешно применяется пассивный метод регистрации микросейсмических колебаний. Система наблюдения не предполагает активных воздействий на окружающую среду, датчики регистрируют фон, состоящий из множества упругих колебаний от разных источников (эндогенных и техногенных). Существует несколько подходов к анализу микросейсм: метод микросейсмического зондирования (Горбатилов и др., 2008; Горбатилов, Цуканов, 2019), метод стоячих волн (Федин и др., 2020), HVSR метод (horizontal to vertical spectral ratio, метод спектральных отношений) и пр. В данной работе применяется метод Накамуры (Nakamura, 2019). Этот метод зарекомендовал себя в последнее время как источник дополнительной полезной информации при интерпретации данных основных методов сейсморазведки (Плотников, Черкашнев, 2021; Биряльцев и др., 2021; Яблоков и др., 2023, Hellel et al., 2019).

Метод преломленных волн, как и любой другой наземный геофизический метод, не может дать однозначный достоверный результат по определению глубины и рельефа контрастных границ. Всегда присутствует неопределенность в процессе проведения полевых работ (гетерогенность среды, неравномерная установка пунктов приема, случайные помехи, наведенные на регистрирующей аппаратуре), а также некоторые допущения в камеральной обработке. Учет результатов обработки микросейсм при интерпретации данных МПВ полезен для снижения уровня неопределенности, вызванной описанными факторами.

Метод регистрации микросейсм полезен в случае, когда изучаемая площадка находится в труднодоступных местах. Анализ записей микросейсм по профилю может показать наличие аномальных

зон, которые характеризуются изменением формы кривой спектральных отношений. За счет разграничения зон равномерных и аномальных HVSR характеристик возможно уменьшение количества профилей МПВ. Совместное применение различных сейсмических методов направлено на более качественный анализ структуры и свойств верхней части геологического разреза (далее – ВЧР). Приведенное ниже исследование описывает совместное проведение и интерпретацию данных МПВ и метода регистрации микросейсм для различных грунтовых условий.

## ОПИСАНИЕ И ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Приведем **первый пример** – результаты ИГИ площадки в Челябинской области. По данным ИГИ, коренные породы залегают на глубине 4.8 м (рис. 1).

На рис. 2б показан результат МПВ – разрез по поперечным волнам (программа ZondST, автор А.Е. Каминский). На рис. 2а изображены годографы на каждом пункте возбуждения. Контрастная граница по  $V_s$  прослеживается по профилю на глубине 5–7 м.

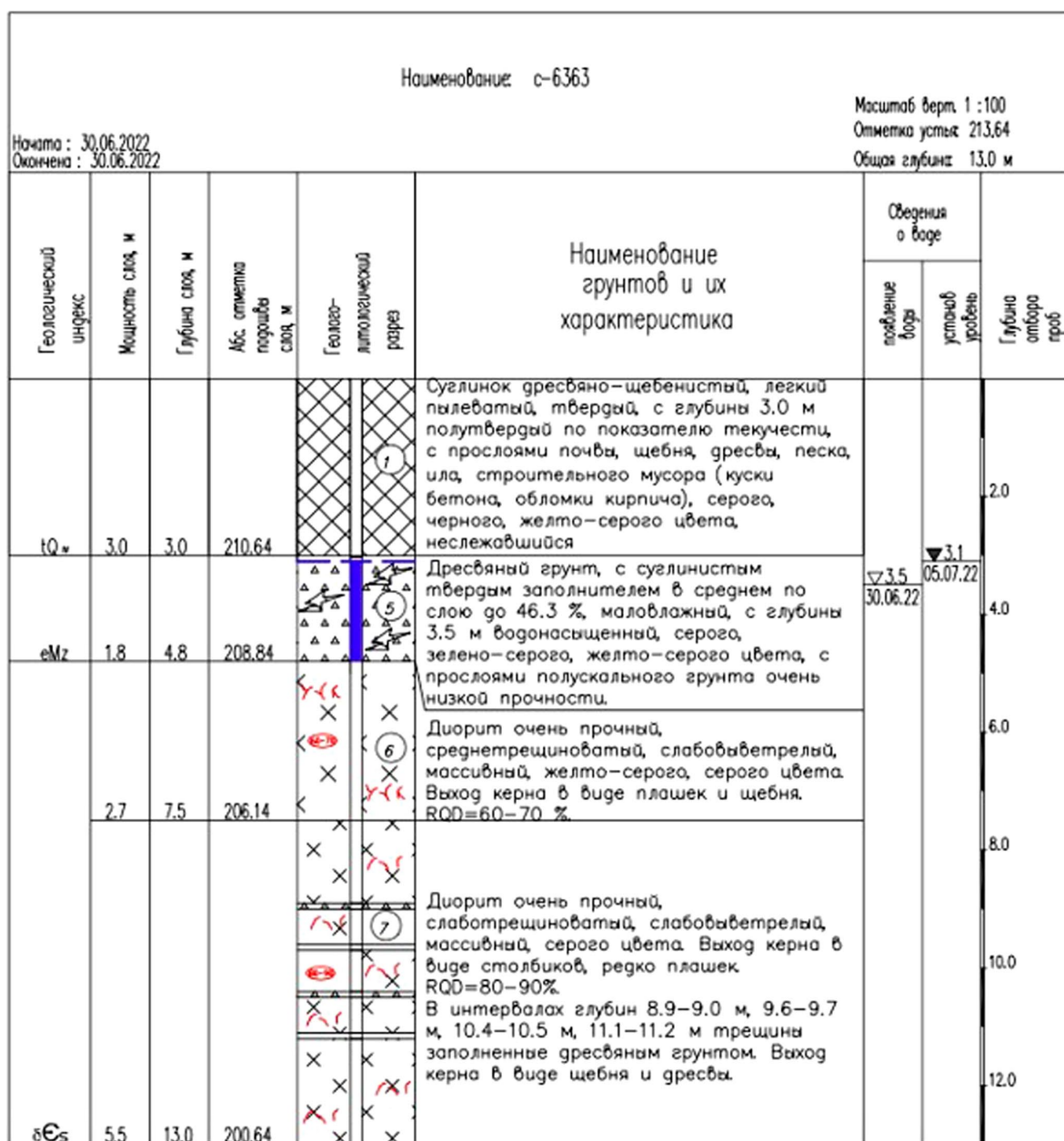
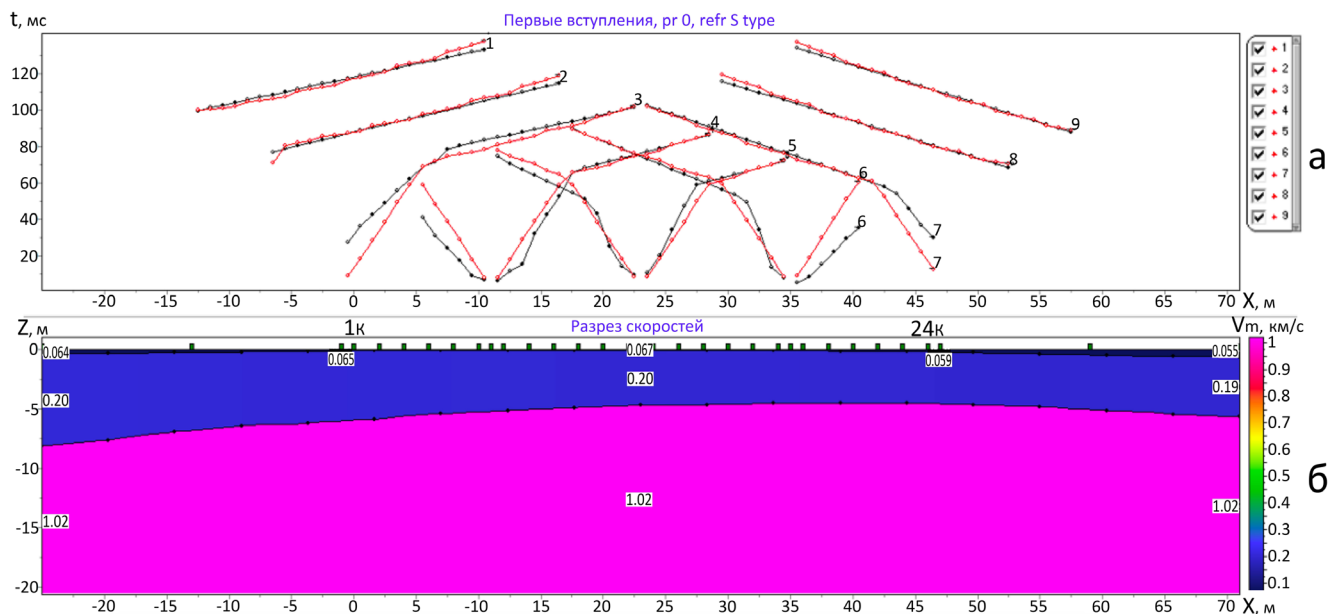


Рис. 1. Геолого-литологический разрез по скважине на профиле (соответствует местоположению канала № 2).

Fig. 1. Geological-lithological section along the well on the profile (corresponds to the location of channel No. 2).



**Рис. 2.** Годографы (а) и скоростной разрез по поперечным волнам  $V_s$  (б).

а. Красные линии – модель, черные линии – наблюдаемый годограф;  $t$  – время.

б.  $V_s$  – пластовая скорость; градиент цвета – это диапазон изменения скорости; черные цифры в слое – значение скорости в км/с;  $X$  – расстояние (расстановка косы 24-го канала длиной 46 м, слева и справа от косы вынос по 25 м),  $Z$  – глубина от планировочной отметки.

**Fig. 2.** Hodographs (a) and transverse wave velocity section  $V_s$  (b).

a. Red lines are the model, black lines are the observed hodograph;  $t$  is the time.

b.  $V_s$  is the reservoir velocity; the color gradient is the speed range; the black numbers in the layer are the speed value in km/s;  $X$  is the distance (the arrangement of the channel 24 spit, 46 m long, 25 m each to the left and right of the spit),  $Z$  is the depth from the planning mark.

Полевые работы по методу преломленных волн выполнены на инженерной сейсмической 24-канальной станции “Синус” (Сенин, Сенина, 2005).

На концах сейсмической косы на данном профиле в двух точках зарегистрированы микросейсмические колебания, длительность записи – по 15 мин. Для регистрации упругих колебаний использован комплект из трехканального сейсмического регистратора Reftek DAS-130 и велосиметра Le-3d-lite (напряжение на выходе датчика пропорционально скорости смещения). Частота дискретизации – 100 Гц, для анализа выбран частотный диапазон от 0 до 20 Гц. Рассчитана спектральная плотность мощности скорости и построена кривая спектральных отношений – метод HVSR, также известный в литературе, как метод Накамуры (рис. 3).

На рис. 3 в левой части изображена трехканальная сейсмограмма (три ортогональные канала для регистрации микросейсмических колебаний) во временной области. В правой части – спектральные характеристики (изображение записанного сигнала в частотной области). Помимо спектральной плотности мощности скорости смещения для каждого канала, рассчитано значение спектральных отношений  $(H/V)$ .

На передаточной характеристике (см. рис. 3, нижний график, справа) наблюдается максимум на частоте 8.4 Гц. Применяя формулу (1), получаем расчетную глубину залегания контрастной границы порядка 6 м.

$$h = V_s/4f, \quad (1)$$

где  $h$  – это мощность рыхлого слоя до контрастной границы в метрах,  $V_s$  – скорость поперечных волн в рыхлом слое до “скалы”, определенная по МПВ в м/с,  $f$  – резонансная частота максимального пика на кривой спектральных отношений (HVSR) в Гц.

В формулу (1) подставлена поперечная скорость, равная 200 м/с, как скорость в рыхлом слое по профилю (см. рис. 2). Данная формула применяется различными авторами в инженерных сейсмических исследованиях (Konno, Ohmachi, 1998; Тарасов и др., 2020).

Данный пример приведен для демонстрации корреляции результатов расчета глубины залегания контрастной границы между двумя различными сейсмическими методами. Совместный анализ МПВ и метода Накамуры показывает сопоставимый результат, на профиле в месте установки 1-го и 24-го каналов скальные грунты находятся на



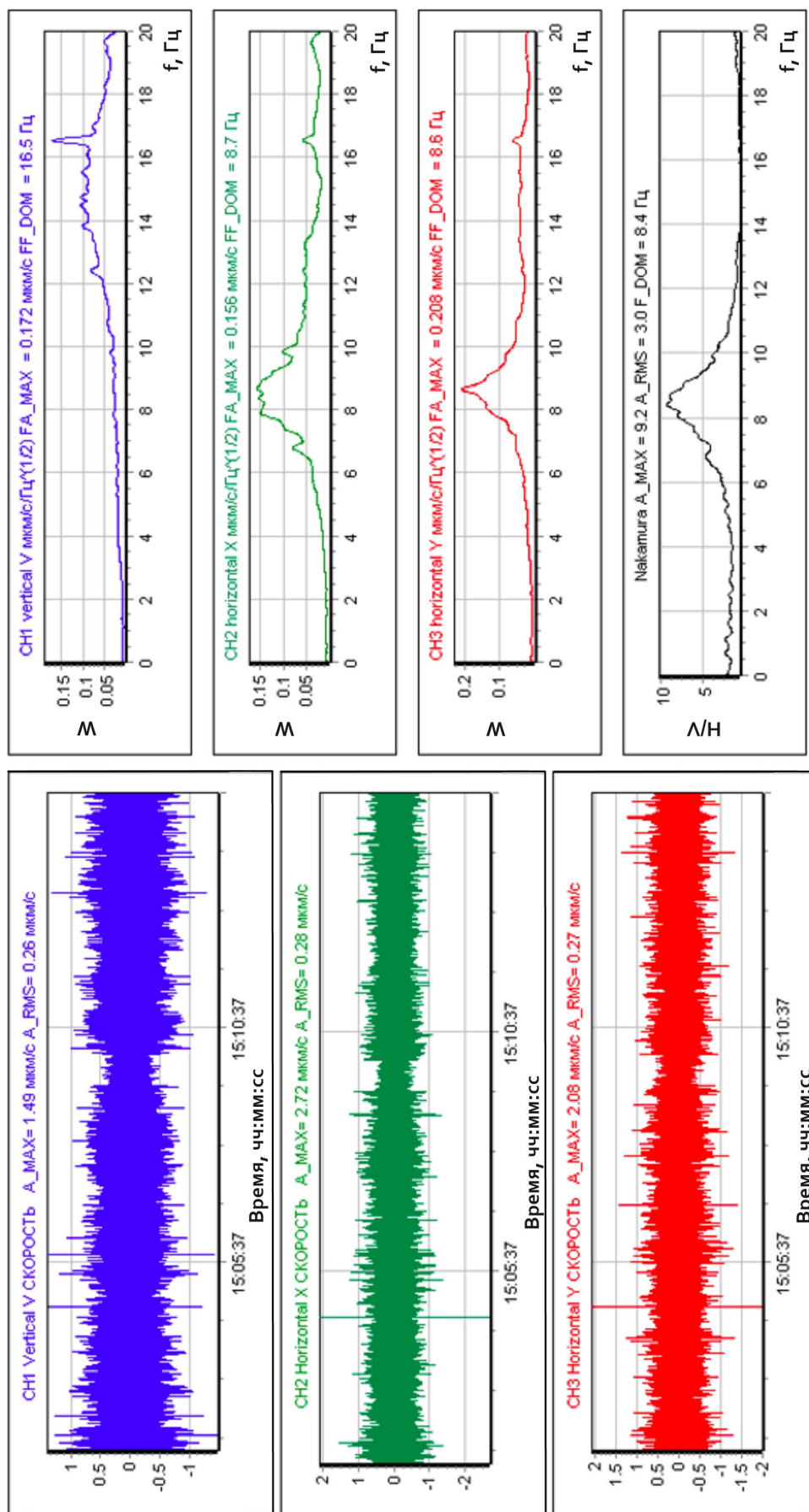


Рис. 3. Запись микросейсмических колебаний (слева – во временной области, справа – в частотной).

Fig. 3. Microtremor seismogram (left is the time domain, right is the frequency domain).



Рис. 4. Карта фактического материала, номера каналов МПВ и номера точек регистрации микросейсм.

Fig. 4. Fact material map, channel numbers, microtremor registration point numbers.

глубине порядка 6 м. Полученный результат хорошо соотносится с данными бурения. Следует помнить, что наземные косвенные геофизические методы носят оценочный характер.

**Второй пример** демонстрирует результативность совместного анализа метода регистрации микросейсм и МПВ. На полигоне в Юго-Западном лесопарке (г. Екатеринбург) находится зона контакта гранитов и габбро (Сенин и др., 2018). Задача исследования состоит в том, чтобы наземными методами определить, где начинается зона контакта. Вдоль просеки проведена регистрация микросейсмического фона с шагом 20, количество точек – 18, записи обработаны по методу Накамуры. В месте, где форма кривых спектральных отношений начинает качественно изменяться, выполнен профиль МПВ №1. На карте фактического материала приведены профиль МПВ №1 и точки наблюдения микросейсм № 9–14 (рис. 4).

На рис. 5 показаны кривые спектральных отношений в точках по профилю. На характеристиках прослеживаются несколько общих групп резонансных пиков.

Рассматривая изменение форм кривых спектральных отношений в точках наблюдений,

можно предположить, что между точками № 11 и 12 происходит качественное изменение грунтового массива, как вариант увеличение мощности рыхлых отложений или изменение плотности грунта. Для проверки данного предположения сделан профиль МПВ. Ниже приведен разрез со скоростным разрезом по поперечным волнам  $V_s$  (рис. 6).

В точке № 11 прослеживается резонанс на частоте около 11 Гц (кривая  $H_{11}$  на рис. 5). В этой же точке на профиле МПВ мощность рыхлых отложений составляет 5 м со скоростью  $V_s = 200$  м/с (см. рис. 6 – 14-й канал, справа от середины косы). При подстановке значений в формулу (1) контрастная граница должна залегать ориентировочно на глубине 4.5 м.

Рассматривая скоростной разрез по профилю МПВ слева направо (см. рис. 6), наблюдаем изменение скорости поперечных волн от 350 до 530 м/с. Середина профиля соответствует точкам регистрации микросейсм № 12 и 13. Построение скоростного разреза подтверждает предположение об увеличении мощности рыхлых отложений в местах расположения точек регистрации микросейсм № 12–14.

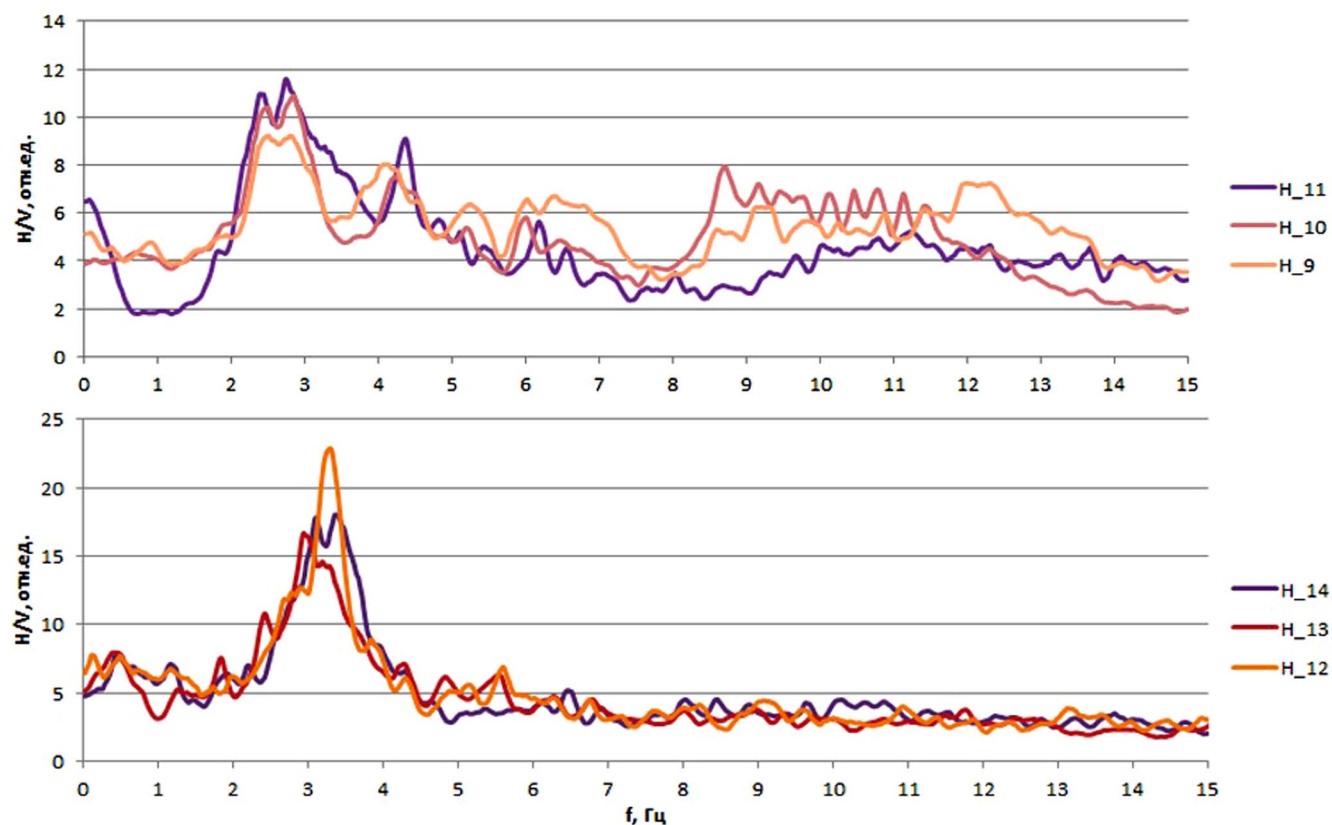


Рис. 5. Кривые спектральных отношений, точки регистрации микросейсм № 9–14.

Fig. 5. HVSR, points No 9–14.

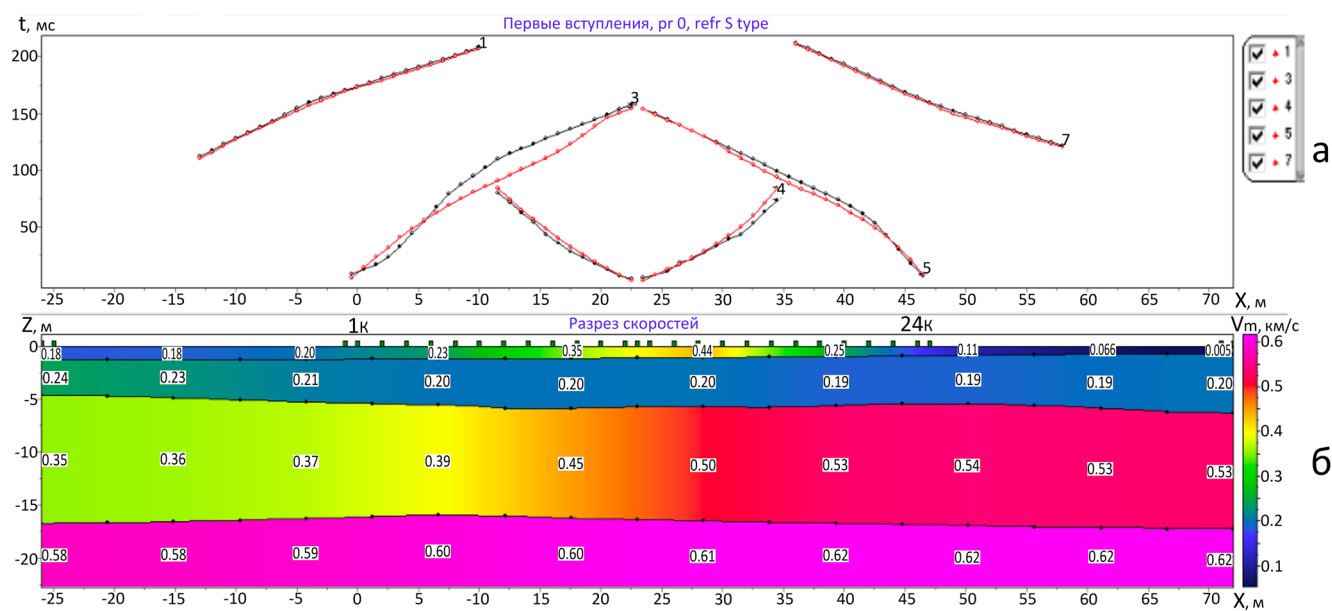


Рис. 6. Годографы (а) и скоростной разрез по поперечным волнам Vs (б).

Пояснения – см. рис. 2.

Fig. 6. Hodographs (a) and transverse wave velocity section Vs (б).

For explanations, see Fig. 2.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрена возможность совместного использования двух сейсмических методов (активного и пассивного) при инженерно-геологических исследованиях. Результаты расчетов в *первом примере* демонстрируют наличие связи между резонансными характеристиками грунта, кривой спектральных отношений ( $H/V$ ), скоростью поперечных волн и глубиной залегания скальных пород. Другими словами, формула (1) применима в данном случае для оценки уровня залегания контрастной по плотности пород границы. Прослеживается корреляция между данными ИГИ, скоростным разрезом МПВ и результатом обработки записей микросейсм. Таким образом, если инженерная задача состоит в определении глубины (или рельефа) залегания скальных пород, то для получения более достоверной информации рекомендуется совместное использование методов МПВ и метода регистрации микросейсм.

*Второй пример* показывает возможность применения метода регистрации микросейсм в качестве источника дополнительной информации при решении задач поиска структурных изменений в грунтовой толще, даже не имея данных ИГИ. Чтобы увеличить скорость работы по профилю или по площади и минимизировать количество профилей МПВ, можно провести регистрацию микросейсмического фона в выбранных точках наблюдения, выявить группы точек, описывающие однородные грунтовые условия (провести районирование), после выявления участков с различными грунтовыми условиями (по разнице формы кривых спектральных отношений) на их границах провести профилирование МПВ. Являясь простым в реализации и обработке данных, метод регистрации микросейсм позволяет повысить скорость и качество изучения грунтовой толщи на предмет поиска структурных нарушений или изменений.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Биряльцев Е.В., Вихорева А.А., Захарчук В.А., Комаров А.Ю., Пыхалов В.В. (2021) Метод обработки данных пассивной сейсмоки для выявления контрастных внутрисолевых пропластков в геологическом разрезе Астраханского свода. *Георесурсы*, **23**(3), 109-117. <https://doi.org/10.18599/grs.2021.3.14>
- Бобров В.Ю., Герасимова И.Ю. (2021) Применение метода преломленных волн при условии сложной конфигурации преломляющей границы. *Инженерная и рудная геофизика – 2021*. Геленджик, Россия, 61-69. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.202152061>
- Воскресенский М.Н. (2022) Инженерные сейсмические изыскания в различных грунтовых условиях. *Горный информационно-аналитический бюллетень*, **5**(1), 56-69. [https://doi.org/10.25018/0236\\_1493\\_2022\\_51\\_0\\_56](https://doi.org/10.25018/0236_1493_2022_51_0_56)
- Герасимова И.Ю. (2020) Изучение упругой анизотропии верхней части разреза по данным малоглубинной сейсморазведки. *Горное эхо*, **1**(78), 59-62. <https://doi.org/10.7242/echo.2020.1.13>
- Горбатилов А.В., Степанова М.Ю., Камшилин А.Н. (2008) Специфика применения метода микросейсмического зондирования в инженерных задачах. *Вопр. инженерн. сейсмологии*, **35**(2), 25-30.
- Горбатилов А.В., Цуканов А.А. (2019) Об оценке результатов метода микросейсмического зондирования при их геологической интерпретации. *Геология и геофизика Юга России*, **9**(3), 139-150. <https://doi.org/10.23671/VNC.2019.3.36482>
- Давыдов В.А. (2019) Малоглубинное сейсмическое зондирование на основе изучения эллиптичности микросейсм. *Георесурсы*, **21**(1), 78-85. <https://doi.org/10.18599/grs.2019.1.78-85>
- Давыдов В.А. (2021) Поиски подземных ходов с помощью сейсморазведки на примере заброшенного монастыря. *Урал. геофиз. вестник*, **2**(44), 21-27. <https://doi.org/10.25698/UGV.2021.2.3.21>
- Плотников Б.С., Черкашнев С.А. (2021) Реальность и перспективы технологии микросейсмического мониторинга. *Приборы и системы разведочной геофизики*, **3**(70), 29-32.
- Романов В.В. (2013) Возможности повышения разрешенности сейсмограмм метода преломленных волн (МПВ). *Технологии сейсморазведки*, **4**, 67-73.
- Романов В.В., Гапонов Д.А. (2014) Применение инженерной сейсморазведки при изучении грунтовых вод в глинистых грунтах. *Известия вузов. Северо-кавказский регион. Сер.: Естеств. науки*, **6**(184), 52-59.
- Сенин Л.Н., Сенина Т.Е. (2005) Сейсмическая станция “Синус”. *Приборы и техника эксперимента*, **5**, 162-163.
- Сенин Л.Н., Сенина Т.Е., Воскресенский М.Н., Парыгин Г.И. (2018) Комплексные сейсмические исследования верхней части геологического разреза. *Урал. геофиз. вестн.*, **4**(34), 41-49. <https://doi.org/10.25698/UGV.2018.4.7.41>
- Тарасов С.А., Гоев А.Г., Волосов С.Г., Горбунова Э.М., Иванченко Г.Н., Королев С.А. (2020) Уточнение скоростного разреза осадочной толщи методом Накамуры на новых сейсмических станциях ИДГ РАН. *Росс. сейсмол. журн.*, **2**(4), 43-50. <https://doi.org/10.35540/2686-7907.2020.4.04>
- Турчков А.М., Ошкин А.Н., Вязниковцев А.А. (2021) Опыт применения сейсморазведочных методов отраженных и преломленных волн для изучения строения тела плотины. *Инженерная и рудная геофизика – 2021*. Геленджик, Россия, 75-82. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.202152075>
- Федин К.В., Колесников Ю.И., Нгомайезве Л. (2020) Картирование Барсуковской пещеры пассивным сейсмическим методом стоячих волн. *Недропользование. Горное дело. Направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Экономика. Геоэкология*. XVI Междунар. конф., 665-673. <https://doi.org/10.18303/B978-5-4262-0102-6-2020-073>
- Яблоков А.В., Дергач П.А., Лисейкин А.В. (2023) Обработка записей микросейсмических колебаний методом Накамуры на территории Быстровского вибросейсмического полигона. *Интерэкспо ГЕО-Сибирь*, **2**(4). <https://doi.org/10.33764/2618-981X-2023-2-4-86-93>
- Яскевич С.В., Дергач П.А., Чернышов Г.С., Карпухин В.И., Дучков А.А. (2021) Изучение анизотропии



- ВЧР на полигоне Ключи методом преломленных волн. *Интерэкспо ГЕО-Сибирь*, **2**, 90-97. <https://doi.org/10.33764/2618-981X-2021-2-3-90-97>
- Hellel M., Oubaiche E.H., Chatelain J.L., Bensalem R., Amarni N., Boukhrouf M., Wathelet M. (2019) Efficiency of ambient vibration HVSR investigations in soil engineering studies: backfill study in the Algiers (Algeria) harbor container terminal. *Bull. Engin. Geol. Environ.*, **78**(7), 4989-5000. <https://doi.org/10.1007/s10064-018-01458-y>
- Hunter J.A., Crow H.L., Stephenson W.J., Pugin A.J.M., Williams R.A., Harris J.B., Odum J.K., Woolery E.W. (2022) Seismic site characterization with shear wave (SH) reflection and refraction methods. *J. Seismol.*, **26**, 631-652. <https://doi.org/10.1007/s10950-021-10042-z>
- Konno K., Ohmachi T. (1998) Ground-Motion Characteristics Estimated from Spectral Ratio between Horizontal and Vertical Components of Microtremor. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, **88**(1), 228-241.
- Nakamura Y. (2019) What Is the Nakamura Method? *Seismol. Res. Lett.*, **90**(4), 1437-1443. <https://doi.org/10.1785/0220180376>
- Vargemezis G., Tsourlos P., Fikos I., Diamanti N., Angelis D., Amanatidou E. (2019) Void Detection and Consolidation Filling Verification by ERT, GPR and Seismic Refraction Methods. *1st Conference on Geophysics for Infrastructure Planning Monitoring and BIM*. The Hague, Netherlands. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201902525>
- ## REFERENCES
- Biryal'tsev E.V., Vikhoreva A.A., Zakharchuk V.A., Komarov A.Ju., Pykhalov V.V. (2021) Passive Seismic Data Processing Method for Identification of Contrasting Intracrustal Interlayers in the Geological Section of the Astrakhan Arch. *Georesursy*, **23**(3), 109-117. (In Russ.) <https://doi.org/10.18599/grs.2021.3.14>
- Bobrov V.Yu., Gerasimova I.Ju. (2021) Application of refracted wave method under condition of complex configuration of refractive boundary. *Inzhenernaya i Rudnaya Geofizika – 2021*. Gelendzhik, Russia. 61-69. (In Russ.) <https://doi.org/10.3997/2214-4609.202152061>
- Davydov V.A. (2019) Shallow Seismic Exploration Based on Microseism Ellipticity. *Georesursy*, **21**(1), 78-85. (In Russ.) <https://doi.org/10.18599/grs.2019.1.78-85>
- Davydov V.A. (2021) Search for underground passages using seismic exploration using the example of an abandoned monastery. *Ural'skii Geofizicheskii Vestnik*, **2**(44), 21-27. (In Russ.) <https://doi.org/10.25698/UGV.2021.2.3.21>
- Fedin K.V., Kolesnikov Y.I., Ngomaiezve L. (2020) Mapping the Barsukovskaya cave by passive seismic method of standing waves. *Subsurface use. Mining. Directions and technologies of prospecting, exploration and development of mineral deposits. Economy. Geoecology*. XVI Int. Conf., 665-673. (In Russ.) <https://doi.org/10.18303/B978-5-4262-0102-6-2020-073>
- Gerasimova I.Yu. (2020) Study of elastic anisotropy of the upper part of the section based on shallow seismic data. *Gornoe ekho*, **1**(78), 59-62. (In Russ.) <https://doi.org/10.7242/echo.2020.1.13>
- Gorbatikov A.V., Stepanova M.Yu., Kamshilin A.N. (2008) Specifics of Application of Microseismic Sounding Method in Engineering Tasks. *Voprosy Inzhenerno*
- Seismologii*, **35**(2), 25-30. (In Russ.)
- Gorbatikov A.V., Tsukanov A.A. (2019) Evaluation of the results of the microseismic sounding method in their geological interpretation. *Geologiya i Geofizika Yuga Rossii*, **9**(3), 139-150. (In Russ.) <https://doi.org/10.23671/VNC.2019.3.36482>
- Hellel M., Oubaiche E.H., Chatelain J.L., Bensalem R., Amarni N., Boukhrouf M., Wathelet M. (2019) Efficiency of ambient vibration HVSR investigations in soil engineering studies: backfill study in the Algiers (Algeria) harbor container terminal. *Bull. Engin. Geol. Environ.*, **78**(7), 4989-5000. <https://doi.org/10.1007/s10064-018-01458-y>
- Hunter J.A., Crow H.L., Stephenson W.J., Pugin A.J.M., Williams R.A., Harris J.B., Odum J.K., Woolery E.W. (2022) Seismic site characterization with shear wave (SH) reflection and refraction methods. *J. Seismol.*, **26**, 631-652. <https://doi.org/10.1007/s10950-021-10042-z>
- Konno K., Ohmachi T. (1998) Ground-Motion Characteristics Estimated from Spectral Ratio between Horizontal and Vertical Components of Microtremor. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, **88**(1), 228-241.
- Nakamura Y. (2019) What Is the Nakamura Method? *Seismol. Res. Lett.*, **90**(4), 1437-1443.
- Plotnikov B.S., Cherkashnev S.A. (2021) Reality and Prospects of Microseismic Monitoring Technology. *Priboi i Sistemy Razvedochnoi Geofiziki*, **3**(70), 29-32. (In Russ.)
- Romanov V.V. (2013) Possibilities to increase resolution of refraction method seismograms. *Tekhnologii Seismorazvedki*, **4**, 67-73. (In Russ.)
- Romanov V.V., Gaponov D.A. (2014) Application of engineering seismic exploration in the study of groundwater in clay soils. *Izvestiya Vysshikh Uchebnykh Zavedenii. Severo-Kavkazskii Region. Ser.: Estestvennye Nauki*, **6**(184), 52-59. (In Russ.)
- Senin L.N., Senina T.E., Voskresenskii M.N., Parygin G.I. (2018) Comprehensive seismic surveys of the upper part of the geological section. *Ural'skii Geofizicheskii Vestnik*, **4**(34), 41-49. (In Russ.) <https://doi.org/10.25698/UGV.2018.4.7.41>
- Senin L.N., Senina T.E. (2005) Seismic station "Sinus". *Priboi i Tekhnika Eksperimenta*, **5**, 162-163. (In Russ.)
- Tarasov S.A., Goev A.G., Volosov S.G., Gorbunova Je.M., Ivanchenko G.N., Korolev S.A. (2020) Refinement of the velocity section of the sedimentary strata using the Nakamura method at the new seismic stations of the IDG RAS. *Rossiiskii Seismologicheskii Zhurnal*, **4**, 43-50. (In Russ.) <https://doi.org/10.35540/2686-7907.2020.4.04>
- Turchkov A.M., Oshkin A.N., Vyaznikovtsev A.A. (2021) Experience of using seismic methods of reflected and refracted waves to study the structure of the dam body. *Inzhenernaya i Rudnaya Geofizika – 2021*. Gelendzhik, Russia. 75-82. (In Russ.) <https://doi.org/10.3997/2214-4609.202152075>
- Vargemezis G., Tsourlos P., Fikos I., Diamanti N., Angelis D., Amanatidou E. (2019) Void Detection and Consolidation Filling Verification by ERT, GPR and Seismic Refraction Methods. *1st Conference on Geophysics for Infrastructure Planning Monitoring and BIM*. The Hague, Netherlands. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201902525>
- Voskresenskii M.N. (2022) Engineering seismic surveys in various soil conditions. *Gornyi Informatsionno-analiticheskii Byulleten'*, **5**(1), 56-69. (In Russ.) <https://doi.org>



/10.25018/0236\_1493\_2022\_51\_0\_56

Yablokov A.V., Dergach P.A., Liselkin A.V. (2023) Processing of microseismic oscillation records by Nakamura method on the territory of Bystrovsky vibroseismic polygon. *Interekspo GEO-Sibir'*, 2(4), 86-93. (In Russ.) <https://doi.org/10.33764/2618-981X-2023-2-4-86-93>

Yaskevich S.V., Dergach P.A., Chernyshov G.S., Karpukhin V.I., Duchkov A.A. (2021) Study of anisotropy of the upper part of the geological section at the Klyuchi polygon using the refraction wave method. *Interekspo GEO-Sibir'*, 2, 90-97. (In Russ.) <https://doi.org/10.33764/2618-981X-2021-2-3-90-97>

## Минералогия медных шлаков Екатеринбургского металлургического завода

Ю. В. Ерохин<sup>1</sup>, О. С. Савченко<sup>2</sup>, А. В. Захаров<sup>1</sup>, В. С. Пономарев<sup>1</sup>, Л. В. Леонова<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург,  
ул. Академика Вонсовского, 15, e-mail: erokhin-yu@yandex.ru

<sup>2</sup>Институт археологии и истории УрО РАН, 620108, г. Екатеринбург, ул. Ковалевской, 16,  
e-mail: abakumova.olesya@yandex.ru

Поступила в редакцию 02.08.2024 г., принята к печати 02.12.2024 г.

**Объект исследования.** Медные шлаки Екатеринбургского металлургического завода, основанного в 1723 г. и закрытого в 1808 г. **Материалы и методы.** Медные шлаки отобраны в археологическом раскопе на территории Исторического сквера г. Екатеринбурга. Вещественный состав шлаков изучался в лаборатории физико-химических методов исследования ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург). Химический состав минералов исследован и их фотографии сделаны с помощью сканирующего электронного микроскопа TESCAN MIRA LMS, S6123 с энергодисперсионной приставкой INCA Energy 450 X-Max 80 фирмы Oxford Instruments. Рентгенофазовое изучение шлака проведено на рентгеновском дифрактометре XRD-7000 фирмы Shimadzu. **Результаты.** Исследования показали, что представлены медные шлаки разных типов: пироксеновый, фаялит-вюститовый и пироксен-фаялитовый. Первый тип сложен однородным агрегатом авгита с присутствием стекла, магнезиохромита, меди и ковеллина. Второй тип представлен фаялитом и вюститом с присутствием стекла, меди и идаита, а также куприта, барита и атакамита. Третий тип шлака сложен геденбергитом и фаялитом с присутствием стекла, сульфидов, а также серебра, гипса и вторичных минералов меди (куприта, атакамита, самплеита, малахита и др.). **Выводы.** Такое разнообразие шлаков на небольшом участке раскопок подтверждает имеющиеся сведения о различных источниках медных руд для Екатеринбургского завода. При этом можно утверждать, что медные руды на завод поступали как окисленные, так и сульфидные. Последние происходили из Шиловского медного рудника и плавилась на Екатеринбургском заводе в первые годы работы предприятия. Из этих руд получились шлаки третьего типа – фаялит-геденбергитового состава. Окисленные руды, по всей видимости, происходили из Гумешевского рудника (фаялит-вюститовый шлак) и какого-то неизвестного мелкого рудника из района будущего крупного Пышминско-Ключевского месторождения (пироксеновый шлак). Для Екатеринбургского завода выявлена интересная технологическая тенденция: здесь сначала плавил колчеданы и только потом перешли к окисным медным рудам.

**Ключевые слова:** шлаки, минералогия, медь, фаялит, геденбергит, авгит, Екатеринбургский завод, Средний Урал

### Источник финансирования

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда и Правительства Свердловской области, № 24-27-20061, <https://rscf.ru/project/24-27-20061/>

## Mineralogy of copper slags of Ekaterinburg Metallurgical Plant

Yuriy V. Erokhin<sup>1</sup>, Olesya S. Savchenko<sup>2</sup>, Anatoliy V. Zakharov<sup>1</sup>, Vladimir S. Ponomarev<sup>1</sup>,  
Lyubov V. Leonova<sup>1</sup>

<sup>1</sup>A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Academician Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia,  
e-mail: erokhin-yu@yandex.ru

<sup>2</sup>Institute of Archaeology and History, UB RAS, 16 Kovalevskaya st., Ekaterinburg 620108, Russia,  
e-mail: abakumova.olesya@yandex.ru

Received 02.08.2024, accepted 02.12.2024

**Research subject.** Copper slags of Ekaterinburg Metallurgical Plant, founded in 1723 and discontinued in 1808. **Materials and methods.** Copper slags were collected from an archaeological excavation site in the Historical Square of Ekaterinburg.

**Для цитирования:** Ерохин Ю.В., Савченко О.С., Захаров А.В., Пономарев В.С., Леонова Л.В. (2025) Минералогия медных шлаков Екатеринбургского металлургического завода. *Литосфера*, 25(3), 674–687. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-3-674-687>. EDN: DGYMZU

**For citation:** Erokhin Yu.V., Savchenko O.S., Zakharov A.V., Ponomarev V.S., Leonova L.V. (2025) Mineralogy of copper slags of Ekaterinburg Metallurgical Plant. *Lithosphere (Russia)*, 25(3), 674–687. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-3-674-687>. EDN: DGYMZU

burg. The material composition of the slags was studied in the Laboratory of Physical and Chemical Research Methods of the Institute of Geology and Geochemistry of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences (Ekaterinburg). The chemical composition of minerals and their photographs were taken using a TESCAN MIRA LMS, S6123 scanning electron microscope with an INCA Energy 450 X-Max 80 energy-dispersive attachment from Oxford Instruments. X-ray phase analysis of the slag was performed on an XRD-7000 X-ray diffractometer from Shimadzu. *Results.* The studies showed that copper slags are represented by different types – pyroxene, fayalite-wustite, and pyroxene-fayalite. The first type is composed of a homogeneous aggregate of augite with the presence of glass, magnesiochromite, copper, and covellite. The second type is represented by fayalite and wustite with the presence of glass, copper, and idaite, as well as cuprite, barite, and atacamite. The third type of slag is composed of hedenbergite and fayalite with the presence of glass, sulfides, as well as silver, gypsum, and secondary copper minerals (cuprite, atacamite, sampleyite, malachite, etc.). *Conclusions.* Such a variety of slags in a small excavation area confirms the available information about the various sources of copper ores for the Ekaterinburg plant. At the same time, it can be argued that both oxidized and sulfide copper ores were delivered to the plant. The latter came from the Shilovsky copper mine and were smelted at the Ekaterinburg plant in the first years of its operation. From these ores, slags of the third type were obtained, i.e., of fayalite-hedenbergite composition. Oxidized ores most likely originated from the Gumeshevsky mine (fayalite-wustite slag) and some unknown small mine from the area of the future large Pyshminsko-Klyuchevskoye deposit (pyroxene slag). An interesting technological trend at the Ekaterinburg plant was revealed: here, pyrites were first smelted and only then transition to oxide copper ores was made.

**Keywords:** *slags, mineralogy, copper, fayalite, hedenbergite, augite, Ekaterinburg plant, Middle Urals*

#### **Funding information**

*The study was supported by the grant of the Russian Science Foundation and the Government of the Sverdlovsk region, No. 24-27-20061, <https://rscf.ru/project/24-27-20061/>*

## ВВЕДЕНИЕ

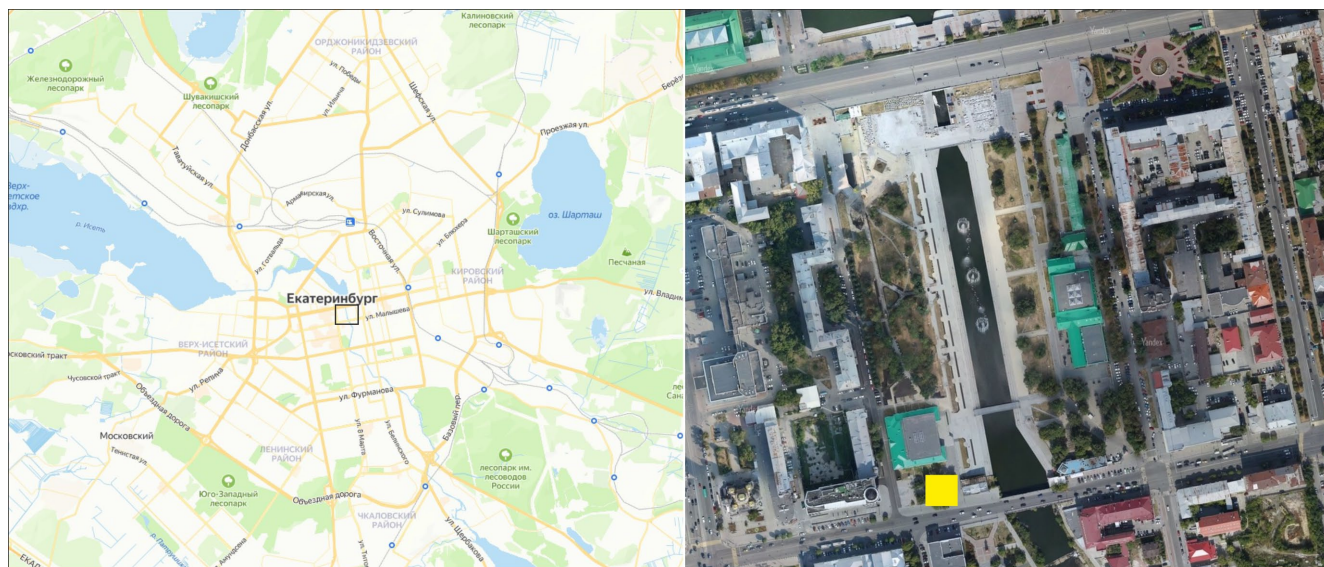
Современный Екатеринбург ведет свое начало от типичных уральских городов-заводов, на которых вокруг плотины с металлургическим предприятием формировались жизнь и быт местного населения. Судьба оказалась благосклонна к Екатеринбургу, ведь если бы в 1702 г. Уктусский железоделательный завод (первый в нашей местности) сразу поставили на более полноводной р. Исети, то никакой закладки нового завода не состоялось. Да и сам город, возможно, носил бы название Уктус. Есть исторические сведения, что выбор места первого завода поручили сделать плотинному мастеру Каменского завода Ермоле Яковлеву, и все дело решило 5 рублей, которые собрали жители деревень вдоль р. Уктус (Кафенгауз, 1949). Повезло и с тем, что основатели Екатеринбурга В.Н. Татищев и В.И. де Геннин сразу решили, что новый завод должен быть крупнейшим (соответственно, и поселением) на Урале. В итоге в 20–40-е гг. XVIII в. Екатеринбургский завод стал самым крупным заводом во всей Европе (Гаврилов, 2000), что впоследствии позволило ему стать административным центром Уральского региона и четвертым городом России.

Екатеринбургский завод как металлургическое предприятие действовал в период 1723–1808 гг. (медеплавильное производство – с 1724 по 1769 гг.). За это достаточно продолжительное время рабо-

ты завод должен был накопить значительный шлакоотвал, который со временем, по всей видимости, использовался для нужд народного хозяйства (строительство дорог, домов и т.д.). На данный момент г. Екатеринбург находится в процессе постоянной застройки и для оценки возможности строительства в пределах исторического центра обязательно проводятся археологические изыскания. При таких работах, особенно в окрестностях бывшего завода, археологи часто встречаются с образцами металлургических шлаков, которые необходимо как-то идентифицировать и классифицировать. Именно с этой задачей мы совместно и пытаемся справиться. В настоящей работе мы приводим результаты изучения минералогии медных шлаков Екатеринбургского металлургического завода.

## КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ЕКАТЕРИНБУРГСКОГО ЗАВОДА

Решение о строительстве Екатеринбургского завода было принято в январе 1721 г. В.Н. Татищевым, который убедился в маломощности и неперспективности ранее построенного казенного Уктусского завода. Место строительства выбрано в 8 верстах севернее на более полноводной реке Исети, поэтому первоначально завод именовался Исетским. В феврале 1721 г. В.Н. Татищев обратился в Берг-коллегию с предложением разре-



**Рис. 1.** Схема г. Екатеринбурга и Исторического сквера (с использованием сервиса Яндекс.Карты). Квадратом отмечено место археологических раскопок.

**Fig. 1.** Map of Ekaterinburg and Historical Square (given using the Yandex.Maps service). The square marks the site of archaeological excavations.

шить ему построить на р. Исети очень мощный завод с 4 доменными печами и 40 кричными молотами. Берг-коллегия не согласилась с предложениями В.Н. Татищева и в мае 1721 г. прислала ответ, в котором категорически приказывалось прекратить всякие работы по строительству нового завода, а уже в августе 1722 г. В.Н. Татищев был отстранен от дел и отозван в столицу (Металлургические заводы..., 2001).

Вновь назначенный Главным начальником Уральских заводов генерал-майор В.И. де Геннин одобрил начинания В.Н. Татищева, нашел выбранное им для строительства нового завода место “изрядным” и уже в декабре 1722 г. известил Берг-коллегию о своем решении возобновить строительство Исетского завода, который вскоре по его предложению был назван в честь жены Петра Великого Екатеринбургским заводом. К августу 1723 г. возвели плотину, которая, к слову, стоит до сих пор и по ней проходит главная улица города – проспект Ленина. В ноябре 1723 г. состоялось торжественное открытие Екатеринбургского завода, хотя запущена была только молотовая фабрика. Медная плавка началась только в январе 1724 г., а выплавка чугуна немного позднее – в августе этого же года (Металлургические заводы..., 2001).

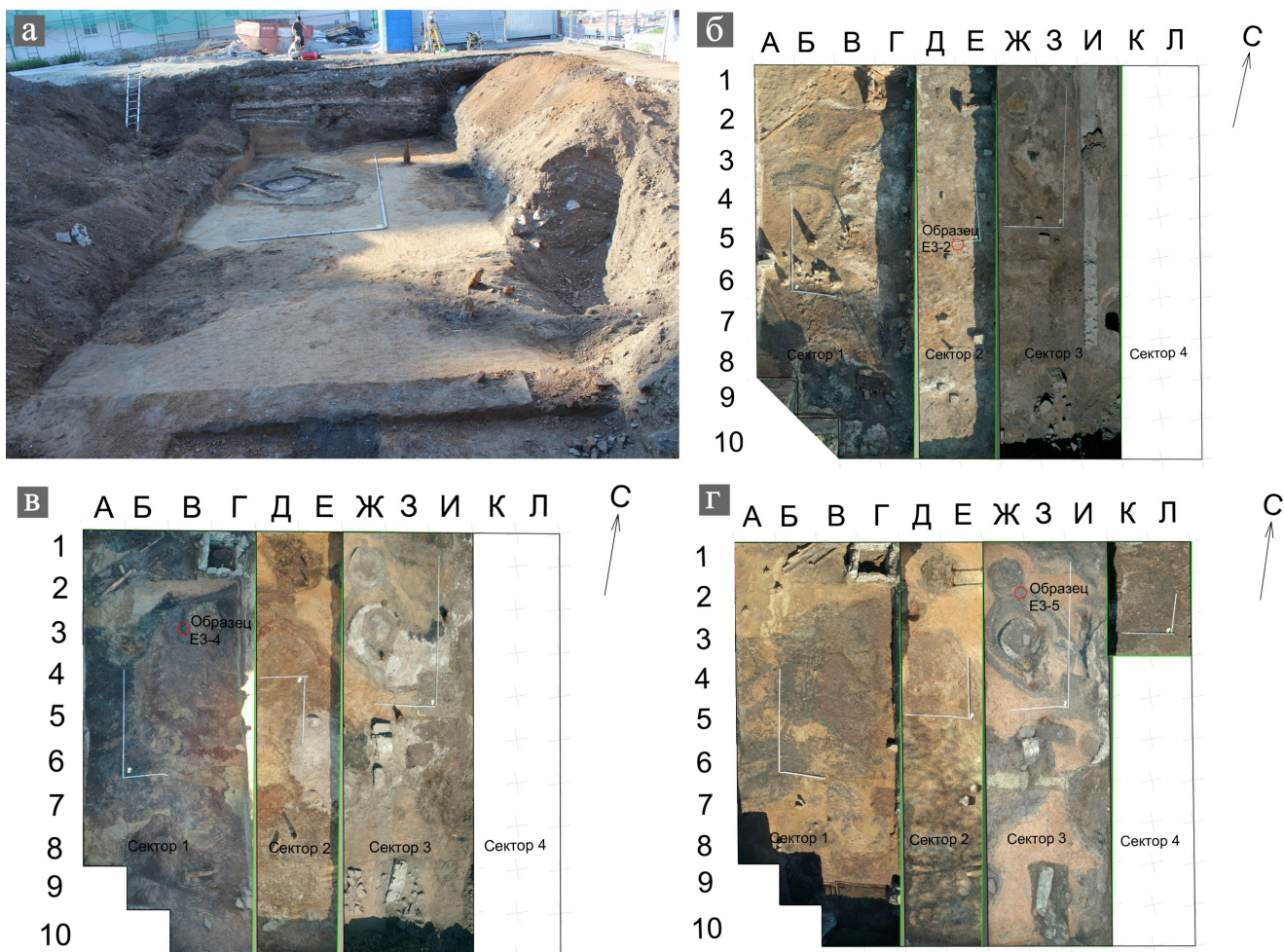
В 1726 г. при заводе построен Монетный (“Платный”) двор для чеканки медных плат, а позднее – монет. К 1800 г. двор в год выпускал до 107 тыс. пудов медных денег – 9/10 всей российской монеты, а в период 1763–1800 гг. здесь начеканено бо-

лее 62 млн руб. медной монеты (Черноухов, 1974). В 1728 г. дополнительно построена меднопосудная фабрика. В 1737 г. случился крупный пожар на заводе и доменное производство чугуна было остановлено (чугун стал поступать с Верх-Исетского, а позднее с Каменского заводов). Постепенно росло экономическое и административное влияние самого города, а производительность завода снижалась. В 1769 г. медеплавильное производство было прекращено. Екатеринбургский завод продолжал выпускать полосовое железо и помогал обрабатывать медь для Монетного двора. В 1790-х гг. на несколько лет возобновилось медеплавильное производство, но очень быстро затухло. В 1800–1805 гг. на заводе возникла механическая мастерская, которая занималась изготовлением станков и агрегатов. В 1808 г. Екатеринбургский металлургический завод был полностью закрыт, а его производственные помещения и оборудование переданы Монетному двору (Металлургические заводы..., 2001).

#### МЕСТОНАХОЖДЕНИЕ И КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ МЕДНЫХ ШЛАКОВ

Медные шлаки отобраны в пределах Исторического сквера г. Екатеринбурга на археологическом памятнике “Культурный слой г. Екатеринбурга XVIII – начала XX вв. в районе улиц Малышева–Воеводина” (рис. 1). Археологические работы проводились Институтом истории и археологии Уральского отделения РАН в целях определения





**Рис. 2.** Внешний вид археологического раскопа с местами отбора образцов медных шлаков. Фото О.С. Савченко.

а – фотография выработки (глубина 4 м, вид с юга), б – срез раскопа на глубине 2.6 м, в – срез раскопа на глубине 3.2 м, г – срез раскопа на глубине 3.4 м.

**Fig. 2.** External view of the archaeological excavation site with copper slag sampling sites. Photo by O.S. Savchenko.

а – photograph of the workings (depth 4 m, view from the south), б – section of the excavation at a depth of 2.6 m, в – section of the excavation at a depth of 3.2 m, г – section of the excavation at a depth of 3.4 m.

характеристик культурного слоя в пределах объекта строительства, а также сохранения информации о выявленном объекте культурного наследия в случае, когда невозможно обеспечить его физическую сохранность. Место археологического раскопа находится в 30 м южнее Музея изобразительных искусств, недалеко от моста через р. Исеть, возле пешеходного тротуара вдоль ул. Малышева. Площадь раскопа составила 435.71 м<sup>2</sup>. Незатронутые культурные слои фиксируются на разных глубинах от дневной поверхности – от 3.2 м до 6 м, ниже идут речные отложения. Шлаки (медного и железодельного производства) обнаружены на всех секторах раскопа на глубине от 240 до 420 см от дневной поверхности (рис. 2).

Совместно с медеплавильными шлаками в раскопе обнаружены металлургические стекла, всплески меди и железа, а также шлаки железодельного производства (в большом количестве). Ниже приведено краткое описание отобранных нами медеплавильных шлаков (раскристаллизованных и нестекловидных) для более детального изучения:

**Обр. ЕЗ-2** – тонкозернистый шлак на свежем сколе серого цвета с вкраплениями меди (сектор 2, уч. Д-Е/5, уровень 240–260 см, зафиксирован в перетолженном слое). Образцы размером до 10 см имеют стекловидную поверхность и зеленовато-желтоватую окраску.

**Обр. ЕЗ-4** – тонкозернистый пористый шлак на свежем сколе черного цвета с вкраплениями меди



и куприта (сектор 1, уч. В/3, уровень 320 см, обнаружен в культурном слое). Образцы размером до 5 см с поверхности также черные, местами рыхлые и землистые за счет выветривания.

**Обр. ЕЗ-5** – среднезернистый шлак на свежем сколе темно-серого цвета с вкраплениями сульфидов и присутствием вторичной минерализации меди (сектор 3, уч. Ж-И/1-3, уровень 320–340 см, отмечен в культурном слое). С поверхности образцы покрыты гладкой и плотной коркой, окрашенной в темно-красный, до коричневатого-красного, цвет. Это самые крупные образцы, их размер достигает 20 см.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Все аналитические исследования выполнены в Институте геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН в лаборатории физико-химических методов исследования (г. Екатеринбург). Для анализа использовались полированные петрографические шлифы, вырезанные из кусочков образцов.

Химический состав минералов исследован и фотографии в режиме BSE (обратно рассеянных электронов) сделаны с помощью сканирующего электронного микроскопа TESCAN MIRA LMS, S6123 с энергодисперсионной приставкой INCA Energy 450 X-Max 80 фирмы Oxford Instruments и программным обеспечением AZtecOne с ускоряющим напряжением 20 кВ (аналитик Л.В. Леонова).

Рентгенофазовое изучение шлака проведено на рентгеновском дифрактометре XRD-7000 фирмы Shimadzu с поликапиллярной оптикой и высокотемпературной приставкой НТК-1200N фирмы Anton Paar для работы в диапазоне температур 25–1500°C (аналитик О.Л. Галахова). Условия съемки: медное излучение,  $V = 40$  кВ,  $I = 30$  мА, размер шага – 0.02°.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

**Обр. ЕЗ-2.** Порода представлена однородным агрегатом пироксена с присутствием стекла и сферул (шариков) меди (рис. 3). Металл содержит редкие включения сульфида (ковеллина) и местами замещается купритом. Кроме того, в шлаке встречаются реликтовые зерна хромшпинелидов.

Пироксен образует скопления и агрегаты гипидиоморфных индивидов длиной до 50 мкм (см. рис. 3). По составу пироксен достаточно однородный и относится к авгиту (табл. 1). В интерстициях между зернами пироксена находится стекло (см. рис. 3г), которое имеет следующий химический состав (средн. из 6 ан.), мас. %:  $\text{SiO}_2$  – 51.19,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 21.74,  $\text{FeO}$  – 8.35,  $\text{CaO}$  – 6.71,  $\text{Na}_2\text{O}$  – 2.92,  $\text{K}_2\text{O}$  – 8.43,  $\text{P}_2\text{O}_5$  – 0.66. На диаграмме TAS для эффузивных пород данное стекло попадает в поле щелочных базальтоидов (теффрифонолитов). Высоко-

щелочное стекло в шлаке является результатом добавления в плавку своеобразного флюса, который использовали в те времена. Он состоял из двух частей винного камня (смесь  $\text{K}_2\text{C}_4\text{H}_5\text{O}_6$  и  $\text{K}_2\text{C}_4\text{H}_4\text{O}_6$ ) и одной части селитры (смесь нитратов калия, натрия и кальция). Этот флюс обычно добавляли при плавке окисных медных руд, а для плавки колчедана использовали другой флюс – так называемый “цыренный песок”, т. е. морскую соль (Геннин, 2022).

Зерна хромшпинелидов встречаются редко и обычно имеют оплавленные очертания (см. рис. 3в). Визуально они хорошо отмечаются на сером фоне шлака в виде черных вкраплений. Размер зерен не превышает 1 мм. В хромшпинелидах нет какой-либо зональности, они имеют следующий химический состав (средн. из 4 ан.), мас. %:  $\text{SiO}_2$  – 0.53,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  – 42.46,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 24.84,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 2.41,  $\text{FeO}$  – 17.29,  $\text{MgO}$  – 12.71, сумма – 100.24, который пересчитывается на кристаллохимическую формулу  $\text{Fe-Al}$  магнезиохромита –  $(\text{Mg}_{0.58}\text{Fe}_{0.42})_{1.00}(\text{Cr}_{1.02}\text{Al}_{0.89}\text{Fe}_{0.07}\text{Si}_{0.02})_{2.00}\text{O}_4$ . Является реликтовым минералом.

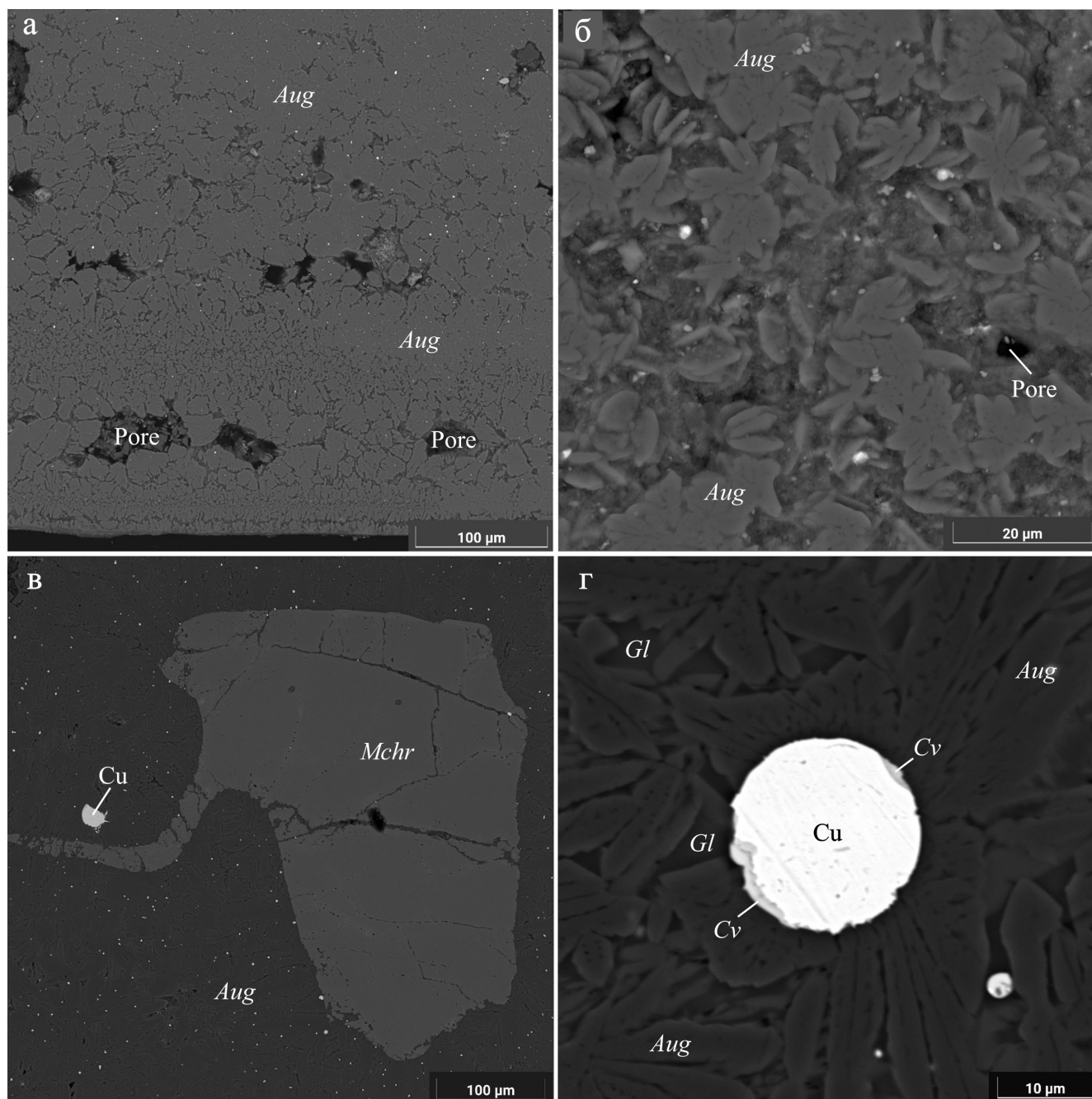
Сферулы (шарики) меди обильно рассеяны по всей матрице шлака, их диаметр не превышает 1 мм (обычно меньше). По составу медь довольно чистая, в металле отмечаются Fe (обычно 0.4–0.9 мас. %, изредка до 1.3 мас. %), Ni (0.4–0.7 мас. %), Cr (0.2–0.7 мас. %) и Si (0–1.1 мас. %). Суммарно количество примесей не превышает 4 мас. %.

В шариках меди изредка отмечаются включения сульфида меди. Как правило, он образует корочки с поверхности, реже – включения в матрице металла. Размер выделений сульфида обычно не превышает 10 мкм. По химическому составу, мас. %: S – 33.01, Se – 0.80, Fe – 2.46, Cu – 62.73, сульфид хорошо пересчитывается на ковеллин ( $\text{CuS}$ ).

**Обр. ЕЗ-4.** Порода представлена агрегатом фаялита и вюстита с присутствием стекла, а также сферул меди и сульфида Fe-Cu. Кроме того, в шлаке присутствует вторичная минерализация, представленная купритом, баритом и атакамитом.

Фаялит образует короткопризматические гипидиоморфные кристаллы длиной до 50 мкм (рис. 4а–в). Местами отмечаются скелетные кристаллы размером до 500 мкм. Часто обрастает и захватывает индивиды вюстита. По составу оливин предельно железистый (минал форстерита не превышает 7–10%, а кальциооливин – не более 1.5%) и относится к фаялиту. Из примесей в оливине отмечаются алюминий, магний и кальций (табл. 2). Присутствие фаялита в шлаке подтверждено рентгенофазовым анализом.

Вюстит является главным минералом шлака, его содержание достигает 60 об. %. Он образует изометричные гипидиоморфные индивиды диаметром до 20–50 мкм (см. рис. 4а–в). По составу оксид железа достаточно чистый, из примесей отмечаются  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (до 1.8 мас. %),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (до 1.4 мас. %),  $\text{CoO}$  (до 0.8 мас. %),  $\text{SiO}_2$  (до 0.5 мас. %),  $\text{TiO}_2$  (до



**Рис. 3.** Пироксеновый шлак (обр. ЕЗ-2). BSE-фото, СЭМ TESCAN MIRA LMS.

а – матрица шлака, б – агрегат пироксена (укрупненный фрагмент), в – зерно магнезиохромита, г – шарик меди с сульфидами; Aug – авгит, Mchr – магнезиохромит, Cv – ковеллин, Gl – стекло, Pore – поры.

**Fig. 3.** Pyroxene slag (sample YP-2). BSE photo, SEM TESCAN MIRA LMS.

а – slag matrix, б – pyroxene aggregate (enlarged fragment), в – magnesiochromite grain, г – copper ball with sulfides; Aug – augite, Mchr – magnesiochromite, Cv – covellite, Gl – glass, Pore – pores.

0.2 мас. %). Наличие вюстита в шлаке подтверждено рентгенофазовым анализом. Учитывая эвтектическую (одновременную) кристаллизацию вюстита и фаялита, можно утверждать, что данный шлак

образовался при температуре в пределах 1177°C (Bowen, Schairer, 1932; и др.).

В интерстициях между зернами вюстита и фаялита находится стекло, которое имеет следующую

**Таблица 1.** Представительные составы пироксена из обр. ЕЗ–2, мас. %**Table 1.** Representative compositions of pyroxene from sample ЕЗ–2, wt %

| № ан.                       | SiO <sub>2</sub>                                                                                                                                                                         | TiO <sub>2</sub> | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MgO   | CaO   | K <sub>2</sub> O | Сумма |
|-----------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|-------|-------|------------------|-------|
| 1                           | 47.17                                                                                                                                                                                    | 0.38             | –                              | 9.46                           | 7.93 | 10.58 | 23.88 | 0.60             | 100   |
| 2                           | 46.71                                                                                                                                                                                    | 0.47             | 0.27                           | 9.03                           | 8.15 | 10.47 | 24.90 | –                | 100   |
| 3                           | 47.27                                                                                                                                                                                    | –                | –                              | 8.93                           | 8.45 | 10.23 | 24.60 | 0.52             | 100   |
| 4                           | 47.43                                                                                                                                                                                    | 0.36             | 0.23                           | 8.74                           | 8.38 | 9.75  | 24.55 | 0.56             | 100   |
| 5                           | 47.21                                                                                                                                                                                    | 0.32             | –                              | 9.63                           | 8.76 | 9.56  | 23.74 | 0.78             | 100   |
| Кристаллохимические формулы |                                                                                                                                                                                          |                  |                                |                                |      |       |       |                  |       |
| 1                           | $(\text{Ca}_{0.95}\text{K}_{0.03}\text{Fe}_{0.02})_{1.00}(\text{Mg}_{0.59}\text{Fe}_{0.23}\text{Al}_{0.18})_{1.00}[(\text{Si}_{1.76}\text{Al}_{0.23}\text{Ti}_{0.01})_{2.00}\text{O}_6]$ |                  |                                |                                |      |       |       |                  |       |
| 2                           | $\text{Ca}_{1.00}(\text{Mg}_{0.58}\text{Fe}_{0.26}\text{Al}_{0.15}\text{Cr}_{0.01})_{1.00}[(\text{Si}_{1.75}\text{Al}_{0.24}\text{Ti}_{0.01})_{2.00}\text{O}_6]$                         |                  |                                |                                |      |       |       |                  |       |
| 3                           | $(\text{Ca}_{0.98}\text{K}_{0.03})_{1.01}(\text{Mg}_{0.57}\text{Fe}_{0.26}\text{Al}_{0.16})_{0.99}[(\text{Si}_{1.77}\text{Al}_{0.23})_{2.00}\text{O}_6]$                                 |                  |                                |                                |      |       |       |                  |       |
| 4                           | $(\text{Ca}_{0.98}\text{K}_{0.03})_{1.01}(\text{Mg}_{0.54}\text{Fe}_{0.26}\text{Al}_{0.18}\text{Cr}_{0.01})_{0.99}[(\text{Si}_{1.78}\text{Al}_{0.21}\text{Ti}_{0.01})_{2.00}\text{O}_6]$ |                  |                                |                                |      |       |       |                  |       |
| 5                           | $(\text{Ca}_{0.95}\text{K}_{0.04}\text{Fe}_{0.01})_{1.00}(\text{Mg}_{0.53}\text{Fe}_{0.26}\text{Al}_{0.21})_{1.00}[(\text{Si}_{1.77}\text{Al}_{0.22}\text{Ti}_{0.01})_{2.00}\text{O}_6]$ |                  |                                |                                |      |       |       |                  |       |

щий химический состав (средн. из 5 ан.), мас. %: SiO<sub>2</sub> – 36.11, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 19.40, FeO – 23.05, CaO – 10.02, Na<sub>2</sub>O – 4.58, K<sub>2</sub>O – 4.31, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 1.66, S – 0.87. На диаграмме TAS для эффузивных пород данное стекло попадает в поле щелочных пикритов.

В стекле отмечаются редкие включения сульфида меди и железа. Обычно они имеют округлые или ксеноморфные очертания. Размер выделений сульфида обычно не превышает 20 мкм. По химическому составу, мас. %: S – 34.11, Fe – 14.95, Cu – 50.94, сульфид хорошо пересчитывается на идаит (Cu<sub>3</sub>FeS<sub>4</sub>). По всей видимости, идаит является вторичным (гипергенным) минералом по первичному борниту.

Медные сферулы (шарики) обильно рассеяны по всей матрице шлака и имеют диаметр от 100 мкм до 1.5 см (см. рис. 4в). Часть меди полностью замещена купритом и местами с краев корродирована агрегатом куприта и атакамита. По составу медь довольно чистая, и из примесей в металле в основном отмечается Fe (в пределах 1.9–2.2 мас. %). Куприт, который замещает медь или образует собственные кристаллы в пустотах (см. рис. 4г), характеризуется близким содержанием FeO (в пределах 0.9–2.9 мас. %).

**Обр. ЕЗ-5.** Порода представлена агрегатом фаялита и геденбергита с присутствием стекла и сульфидов. Кроме того, в шлаке присутствует богатая вторичная минерализация меди (куприт, атакамит, самплеит, малахит, антлерит и девиллин), а также серебро и гипс.

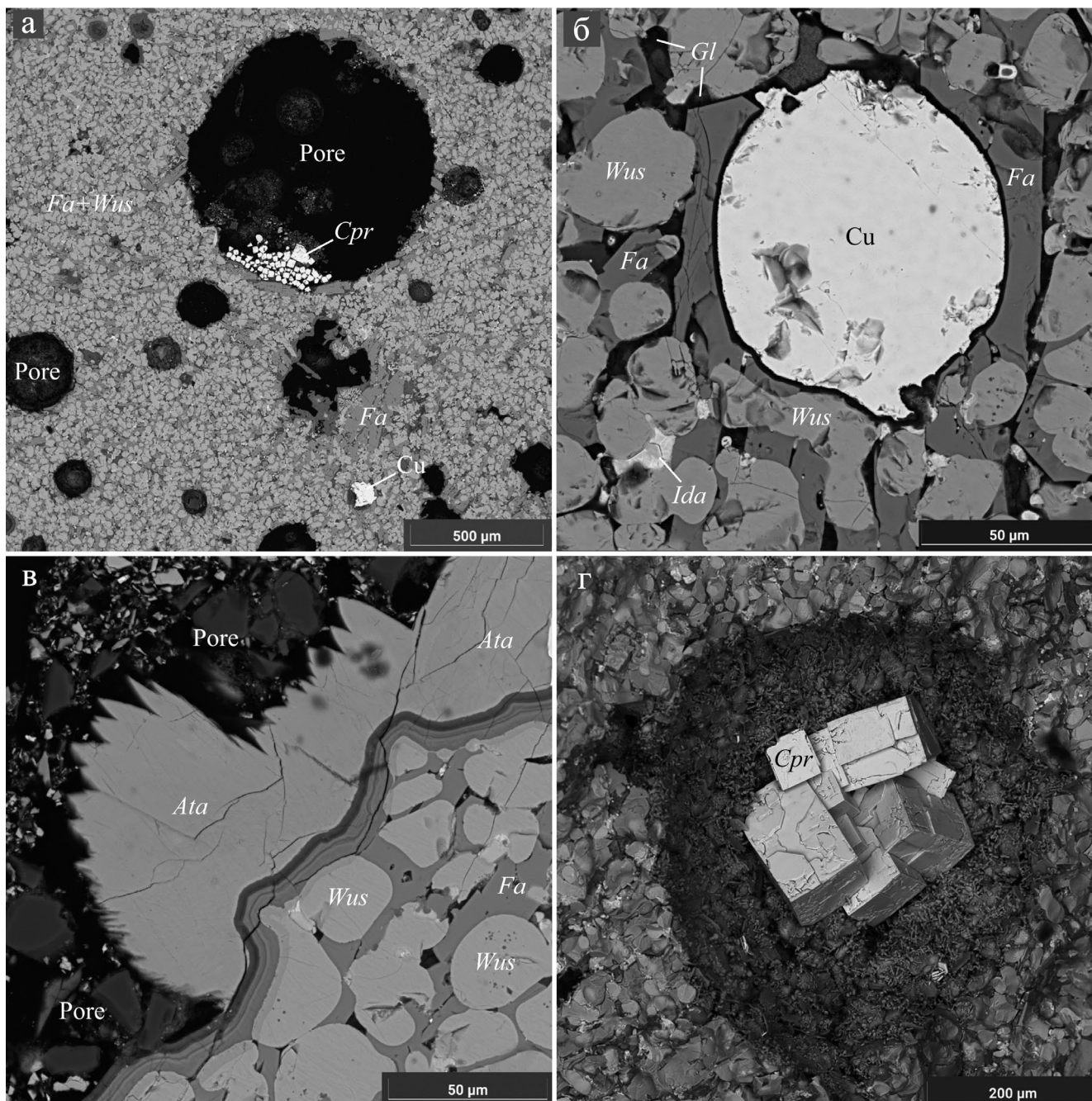
Фаялит образует игольчатые скелетные кристаллы длиной до 1–2 см. Местами кристаллы оливина образуют структуру спинифекс (рис. 5). Включений не содержит, иногда захватывает стекло. По составу оливин предельно железистый (минимум кальциооливина не превышает 4.5%, а форсте-

рита – не более 3%) и относится к собственно фаялиту. Из примесей в оливине отмечаются только магний и кальций (табл. 3, ан. 1–4).

Пироксен образует скопления и агрегаты игольчатых и призматических индивидов длиной до 500 мкм (см. рис. 5). По химическому составу пироксен достаточно однородный и относится к кальциодефицитному геденбергиту (см. табл. 3, ан. 5–8), где часть позиции кальция замещается железом.

В интерстициях между зернами пироксена и оливина находится стекло, в котором, в свою очередь, отмечаются мелкие включения силикатов и сульфидов. Участки, наиболее очищенные от включений, имеют следующий химический состав (средн. из 3 ан.), мас. %: SiO<sub>2</sub> – 46.52, TiO<sub>2</sub> – 0.31, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 9.22, FeO – 28.08, CaO – 12.03, Na<sub>2</sub>O – 0.43, K<sub>2</sub>O – 1.13, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 1.66, S – 0.62. На диаграмме TAS для эффузивных пород данное стекло попадает в поле основных пикробазальтов.

Металлическая медь в шлаке отсутствует, вместо нее отмечаются мелкие и крупные сферулы сульфидов меди и железа диаметром до 0.5 см (см. рис. 5а, в). Интересно, что они различаются по составу: мелкие более медистые, а крупные более железистые. Химический состав мелких шариков следующий, мас. %: S – 32.55–36.25, Fe – 0.81–5.22, Cu – 53.17–60.49, сульфид с максимальным содержанием меди и минимальным количеством серы близок к ковеллину (CuS). Химический состав крупных шариков резко отличается, мас. %: S – 42.75–46.72, Fe – 11.40–15.98, Cu – 36.94–46.70. Природных соединений с таким составом пока не обнаружено, а вот подобные “расплавные твердые растворы” системы Cu<sub>1-x</sub>Fe<sub>2+y</sub>S<sub>2-z</sub> синтезированы в диапазоне температур от 1012 до 325°C (Kosyakov, Sinyakova, 2014). В виде включений в сульфи-



**Рис. 4.** Фаялит-вюститовый шлак (обр. ЕЗ-4). BSE-фото, СЭМ TESCANA MIRA LMS.

а – матрица шлака, б – медь в агрегате вюстита и фаялита, в – снопы атакамита в пустотах шлака, г – кристаллы куприта в полости шлака; *Wus* – вюстит, *Fa* – фаялит, *Ida* – идаит, *Gl* – стекло, *Cpr* – куприт, *Ata* – атакамит, *Pore* – поры.

**Fig. 4.** Wustite-fayalite slag (sample YP-4). BSE photo, SEM TESCANA MIRA LMS.

а – slag matrix, б – copper in the aggregate of wustite and fayalite, в – sheaves of atacamite in slag voids, г – cuprite crystals in the slag cavity; *Wus* – wustite, *Fa* – fayalite, *Ida* – idaitite, *Gl* – glass, *Cpr* – cuprite, *Ata* – atacamite, *Pore* – pores.

дах меди и железа встречаются округлые выделения галенита размером не более 5 мкм.

Вторичная минерализация меди в основном сосредоточена в пустотах, трещинах и на поверхно-

сти шлака. Обычно это зеленые, зеленоватые и голубоватые налеты или пленки, реже – небольшие сферолиты размером до 1 мм. Среди минералов надежно выделяются куприт, малахит, атакамит,

**Таблица 2.** Представительные составы фаялита из обр. ЕЗ–4, мас. %**Table 2.** Representative compositions of fayalite from sample E3–4, wt %

| № ан.                       | SiO <sub>2</sub>                                                                                                 | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | MgO  | CaO  | Сумма |
|-----------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------|-------|------|------|-------|
| 1                           | 29.06                                                                                                            | 0.49                           | 67.63 | 2.00 | 0.82 | 100   |
| 2                           | 29.47                                                                                                            | 0.66                           | 67.25 | 1.84 | 0.78 | 100   |
| 3                           | 29.40                                                                                                            | 0.52                           | 67.63 | 1.74 | 0.71 | 100   |
| 4                           | 29.36                                                                                                            | 0.60                           | 67.75 | 1.41 | 0.88 | 100   |
| 5                           | 29.07                                                                                                            | 0.39                           | 68.32 | 1.39 | 0.83 | 100   |
| Кристаллохимические формулы |                                                                                                                  |                                |       |      |      |       |
| 1                           | $(\text{Fe}_{1.88}\text{Mg}_{0.10}\text{Ca}_{0.03})_{2.01}[(\text{Si}_{0.97}\text{Al}_{0.02})_{0.99}\text{O}_4]$ |                                |       |      |      |       |
| 2                           | $(\text{Fe}_{1.87}\text{Mg}_{0.09}\text{Ca}_{0.03})_{1.99}[(\text{Si}_{0.98}\text{Al}_{0.03})_{1.01}\text{O}_4]$ |                                |       |      |      |       |
| 3                           | $(\text{Fe}_{1.88}\text{Mg}_{0.09}\text{Ca}_{0.03})_{2.00}[(\text{Si}_{0.98}\text{Al}_{0.02})_{1.00}\text{O}_4]$ |                                |       |      |      |       |
| 4                           | $(\text{Fe}_{1.90}\text{Mg}_{0.07}\text{Ca}_{0.03})_{2.00}[(\text{Si}_{0.98}\text{Al}_{0.02})_{1.00}\text{O}_4]$ |                                |       |      |      |       |
| 5                           | $(\text{Fe}_{1.91}\text{Mg}_{0.07}\text{Ca}_{0.03})_{2.01}[(\text{Si}_{0.97}\text{Al}_{0.02})_{0.99}\text{O}_4]$ |                                |       |      |      |       |

самплеит, антлерит и девиллин. Куприт (Cu<sub>2</sub>O) образует налеты и мелкие кубики размером доли мм на ожелезненных поверхностях пустот шлака. Хорошо отличается своей типичной окраской в темно-красных тонах, содержит небольшую примесь FeO (до 3.4 мас. %). Малахит (Cu<sub>2</sub>(CO<sub>3</sub>)(OH)<sub>2</sub>) образует пленки зеленого цвета мощностью до 50 мкм по поверхности сульфидных шариков или путем замещения выделений куприта. Карбонат активно реагирует с соляной кислотой, примесей не содержит. Атакамит (Cu<sub>2</sub>(OH)<sub>3</sub>Cl) инкрустирует полости шлака в виде изумрудно-зеленых щеток, расщепленных кристаллов и почковидных агрегатов размером до 0.5 мм (см. рис. 5г). Полностью соответствует теоретическому составу, из примесей отмечаются FeO (до 1.3 мас. %) и SiO<sub>2</sub> (до 0.5 мас. %). Самплеит (NaCaCu<sub>5</sub>(PO<sub>4</sub>)<sub>4</sub>Cl×5H<sub>2</sub>O) имеет голубую окраску и установлен как вторичный минерал, замещающий сульфидные скопления. Он образует корочки по поверхности шариков и прожилки, их рассекающие. Мощность прожилков не превышает 20–25 мкм. По составу постоянно содержит примеси FeO (до 2.8 мас. %) и K<sub>2</sub>O (до 1.8 мас. %). При этом интересно, что корочки по поверхности сульфидных шариков слагает классический натровый самплеит, а вот в прожилках развита более калиевая (без натрия) разновидность. По всей видимости, в данном случае мы имеем дело с новым минералом – калиевым аналогом самплеита. Антлерит (Cu<sub>3</sub>(SO<sub>4</sub>)(OH)<sub>4</sub>) образует зеленые корочки и округлые обособления в трещинах шлака. Размер выделений не более 20–30 мкм. По составу полностью соответствует теоретическому антлериту, из примесей отмечаются FeO (до 1.8 мас. %) и SiO<sub>2</sub> (до 1.1 мас. %). Девиллин (CaCu<sub>4</sub>(SO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>(OH)<sub>6</sub>×3H<sub>2</sub>O), самый

поздний минерал медной вторичной минерализации, выполняет центральную часть трещин (см. рис. 5г). Окраска голубая, мощность выделений не превышает 50 мкм. По составу полностью соответствует теоретическому девиллину, из примесей отмечаются FeO (до 1.0 мас. %) и SiO<sub>2</sub> (до 0.6 мас. %).

Серебро образует крайне редкие округлые включения размером до 5 мкм среди скоплений вторичных минералов меди. По составу чистое, никаких примесей не содержит. Интересно, что серебро в матрице шлака среди первичных минералов не установлено.

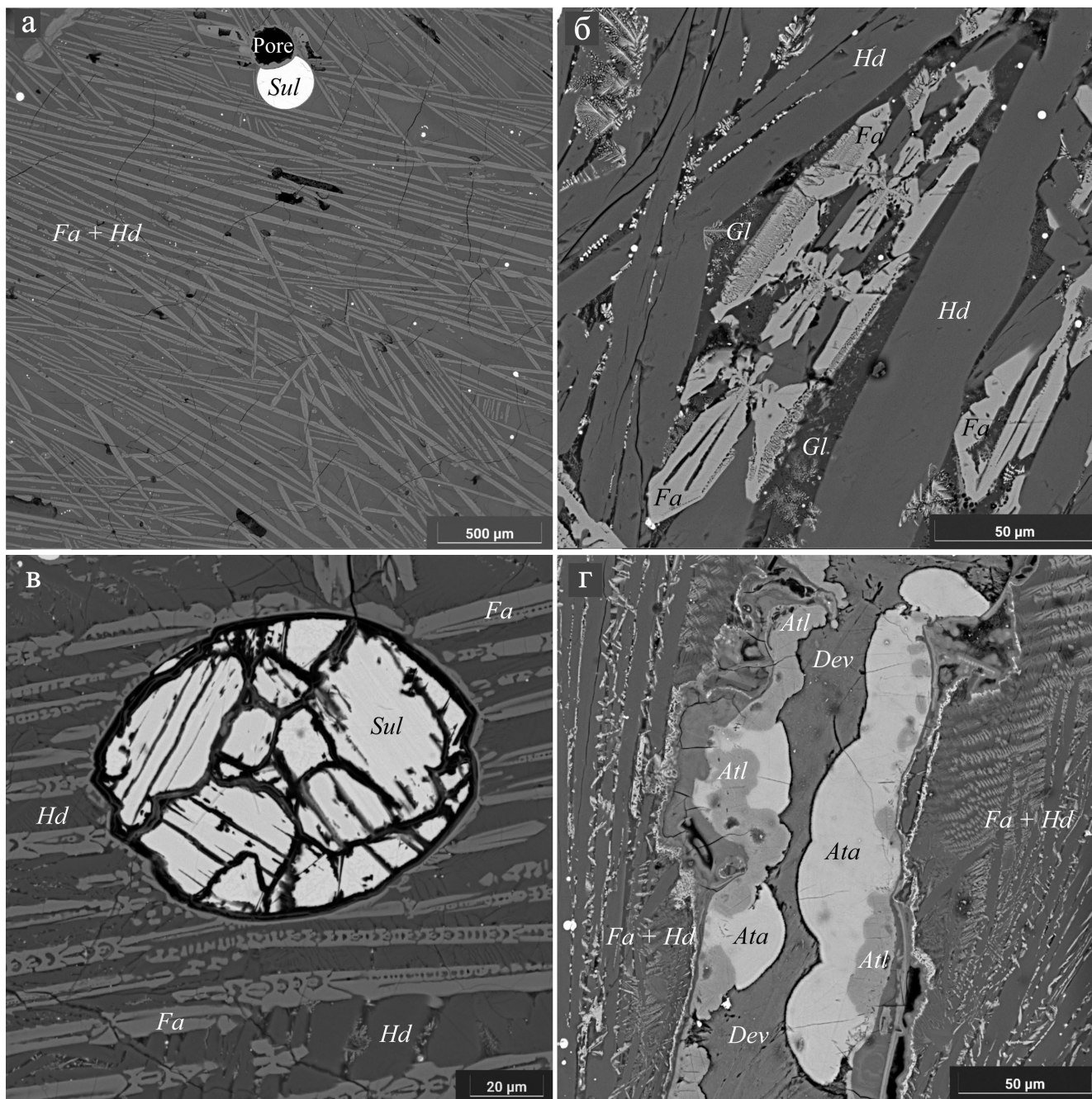
Гипс как вторичный минерал образует прозрачные призматические кристаллы размером до 1–2 мм в пустотах шлака. Судя по взаимоотношениям с другими минералами, сульфат кальция является самым поздним образованием в шлаке.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В ходе проведенного изучения установлено, что медные шлаки представлены разными типами: пироксеновым, фаялит-вюститовым и пироксен-фаялитовым. Все это свидетельствует о том, что выплавка меди на Екатеринбургском заводе производилась из различных медных руд и разных рудников, расположенных недалеко от города.

В данном исследовании мы исходим из того, что все изученные нами шлаки образовались в результате первичной плавки медных руд. Дело в том, что по своему объему эти шлаки слагают основную часть отходов при плавлении руд и резко преобладают над другими типами металлургического передела (конвертацией, рафинированием и т. д.), т. е. они встречаются гораздо чаще. Кроме то-





**Рис. 5.** Пироксен-фаялитовый шлак (обр. ЕЗ-5). BSE-фото, СЭМ TESCAN MIRA LMS.

а – матрица шлака, б – агрегат фаялита и геденбергита (укрупненный фрагмент), в – шарик сульфида меди, г – скопления вторичных минералов меди в трещине шлака; *Fa* – фаялит, *Hd* – геденбергит, *Sul* – сульфиды, *Gl* – стекло, *Ata* – атакамит, *Atl* – антлерит, *Dev* – девиллин, *Pore* – поры.

**Fig. 5.** Pyroxene-fayalite slag (sample YP-5). BSE photo, SEM TESCAN MIRA LMS.

а – slag matrix, б – fayalite and hedenbergite aggregate (enlarged fragment), в – copper sulfide ball, г – clusters of secondary copper minerals in a slag crack; *Fa* – fayalite, *Hd* – hedenbergite, *Sul* – sulfides, *Gl* – glass, *Ata* – atacamite, *Atl* – antlerite, *Dev* – devilline, *Pore* – pores.

го, данные шлаки выплавляются в больших объемах и, следовательно, более раскристаллизованы и пригодны для изучения.

Первый тип шлаков содержит вкрапления хромшпинелидов и примеси хрома в авгите, а также примеси хрома и никеля в металле. Это свиде-

**Таблица 3.** Представительные составы фаялита и геденбергита из обр. ЕЗ–5, мас. %**Table 3.** Representative compositions of fayalite and hedenbergite from sample E3–5, wt %

| № ан.                       | SiO <sub>2</sub>                                                                                                                          | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | MgO  | CaO   | Сумма |
|-----------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------|-------|------|-------|-------|
| Фаялит                      |                                                                                                                                           |                                |       |      |       |       |
| 1                           | 29.99                                                                                                                                     | –                              | 66.48 | 1.20 | 2.33  | 100   |
| 2                           | 30.20                                                                                                                                     | –                              | 66.24 | 1.17 | 2.39  | 100   |
| 3                           | 29.72                                                                                                                                     | –                              | 67.64 | 0.79 | 1.85  | 100   |
| 4                           | 29.97                                                                                                                                     | –                              | 67.58 | 0.53 | 1.92  | 100   |
| Геденбергит                 |                                                                                                                                           |                                |       |      |       |       |
| 5                           | 47.26                                                                                                                                     | 0.88                           | 33.62 | 0.81 | 17.43 | 100   |
| 6                           | 47.24                                                                                                                                     | 0.77                           | 33.80 | 0.89 | 17.30 | 100   |
| 7                           | 46.83                                                                                                                                     | 0.85                           | 34.40 | 1.07 | 16.84 | 100   |
| 8                           | 47.03                                                                                                                                     | 0.80                           | 34.97 | 0.93 | 16.27 | 100   |
| Кристаллохимические формулы |                                                                                                                                           |                                |       |      |       |       |
| 1                           | $(\text{Fe}_{1.86}\text{Ca}_{0.08}\text{Mg}_{0.06})_{2.00}[\text{Si}_{1.00}\text{O}_4]$                                                   |                                |       |      |       |       |
| 2                           | $(\text{Fe}_{1.85}\text{Ca}_{0.09}\text{Mg}_{0.06})_{2.00}[\text{Si}_{1.00}\text{O}_4]$                                                   |                                |       |      |       |       |
| 3                           | $(\text{Fe}_{1.89}\text{Ca}_{0.07}\text{Mg}_{0.04})_{2.00}[\text{Si}_{1.00}\text{O}_4]$                                                   |                                |       |      |       |       |
| 4                           | $(\text{Fe}_{1.90}\text{Ca}_{0.07}\text{Mg}_{0.03})_{2.00}[\text{Si}_{1.00}\text{O}_4]$                                                   |                                |       |      |       |       |
| 5                           | $(\text{Ca}_{0.78}\text{Fe}_{0.22})_{1.00}(\text{Fe}_{0.95}\text{Mg}_{0.05})_{1.00}[(\text{Si}_{1.96}\text{Al}_{0.04})_{2.00}\text{O}_6]$ |                                |       |      |       |       |
| 6                           | $(\text{Ca}_{0.77}\text{Fe}_{0.23})_{1.00}(\text{Fe}_{0.94}\text{Mg}_{0.06})_{1.00}[(\text{Si}_{1.96}\text{Al}_{0.04})_{2.00}\text{O}_6]$ |                                |       |      |       |       |
| 7                           | $(\text{Ca}_{0.75}\text{Fe}_{0.25})_{1.00}(\text{Fe}_{0.94}\text{Mg}_{0.07})_{1.01}[(\text{Si}_{1.95}\text{Al}_{0.04})_{1.99}\text{O}_6]$ |                                |       |      |       |       |
| 8                           | $(\text{Ca}_{0.73}\text{Fe}_{0.27})_{1.00}(\text{Fe}_{0.94}\text{Mg}_{0.06})_{1.00}[(\text{Si}_{1.96}\text{Al}_{0.04})_{2.00}\text{O}_6]$ |                                |       |      |       |       |

тelleствует о том, что медные руды содержали значимую часть ультраосновного вещества и добывались либо в самих серпентинитах, либо в ассоциации с ними. При этом крайне низкое содержание сульфида в шлаке показывает, что медь выплавлялась из окисленных руд. Другими словами, источником подобных медных руд могли быть коры выветривания по офиолитовым телам, содержащим скопления медистых сульфидов. Таким критериям удовлетворяет район Пышминско-Ключевского медно-кобальтового (колчеданного) месторождения, которое залегает в субмеридиональной полосе вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород среднего и основного состава, граничащей на востоке с поясом небольших протяженных тел ультраосновных пород, трассирующих Верх-Исетский глубинный разлом (Мурзин и др., 2011). Пышминско-Ключевское месторождение расположено на северной окраине г. Екатеринбурга и по многим параметрам аналогично южноуральским медно-кобальтовым объектам: Ишкининскому, Дергамышскому, Ивановскому, Маукскому, которые также залегают в ультрамафитах (Мелекесцева, 2007). Само Пышминско-Ключевское место-

рождение открыто в 1854 г., и руды с этого объекта не могли проплавляться на Екатеринбургском заводе, который на тот момент уже был закрыт. В то же время в данном районе были и другие (мелкие) медные рудники: Балтымское, Благодатное, Шуваловское, Лебяжинское, Мостовское и мн. др. (Артемьев и др., 2022), открытые в разное время, в том числе и в царский период. При этом археологи и местные краеведы отмечают, что здесь и в XVIII в. были медные копи, к сожалению уже неизвестные или заложенные в коре выветривания вышеупомянутых рудников (Черных, 1970).

Второй тип медных шлаков является сильножелезистым, так как содержит до 60 об. % вюститa. Как и для первого типа шлаков, для данных шлаков характерно крайне низкое содержание сульфида, которое показывает, что медь выплавлялась из окисленных руд. По всей видимости, в качестве медной руды в данном случае использовался бурый железняк (лимонит), который имеет обильную “пропитку” минералами меди (самородной медью, малахитом, азуритом, хризоколлой и др.). Подобные руды добывались в зоне окисления на Гумешевском (Вертушков, 1975; Иванов, 1941) и Мед-

норудянском (Попова и др., 2015) месторождениях. Последний объект открыт только в 1814 г., т.е. почти сразу после закрытия Екатеринбургского завода. Гумешевский рудник расположен в 40 км южнее г. Екатеринбурга (в центре современного г. Полевского). Он открыт в 1702 г., а отрабатываться стал в 1709 г., руда сначала поступала на Уктусский завод, а с 1724 г. – на Екатеринбургский и Полевской заводы.

Третий тип изученных шлаков радикально отличается от первых двух типов, так как в качестве сырья здесь использовались не окисленные руды, а сульфидные (медно-колчеданные). По своему минеральному составу (с преобладанием фаялита, геденбергита и сульфидов) он напоминает шлаки позднего царского времени (Ерохин и др., 2023). Было несколько удивительно встретить именно такие сульфидизированные шлаки на Екатеринбургском заводе. Дело в том, что окисленные руды на тот момент чаще встречались в окрестностях Екатеринбургского завода, их было легче добывать (они находятся на поверхности и более рыхлые по консистенции), и по содержанию металла они всегда более богатые. При этом генерал-майор В.И. де Геннин явно предпочитал выплавку меди именно из сульфидной руды, такая выплавка тогда считалась передовой европейской технологией. Это особо отмечается в его письме к своему рудознанию И.К. Патрушеву накануне открытия Екатеринбургского завода: “Вели как возможно спешить, чтоб хотя бы одна медная плавильная печь в Екатеринбурге в ходу была, и вели начинать плавить токмо с колчеданом. И на Уктусе вели також плавить, чтоб добрый роштейн родился...” (Корепапов, 2001). При этом он еще в июне 1723 г. приказал форсировать добычу на трех медных рудниках, по всей видимости, имея в виду Гумешевский, Шиловский и Полевской медные рудники, о которых сам упоминал при описании медеплавильного дела на Уктусском заводе (Геннин, 2022). Интересно, что добывали медный колчедан на тот момент только на Шиловском медном руднике, который был открыт в 15 км западнее Уктусских гор в 1703 г. арамилем Иваном Шиловым (Данилевский, 1949), и добываемые там руды с 1713 г. плавилась на Уктусском заводе (Байдин и др., 2011). В геологическом плане рудник представляет собой скарновое месторождение с медно-сульфидной и магнетитовой минерализацией (Огородников и др., 2001). По всей видимости, сначала на Уктусском заводе плавил окисные руды, и только в декабре 1722 г. в присутствии генерала В.И. де Геннина была проведена первая на Урале опытная плавка сульфидных руд (Корепапов, 2012). Таким образом, на Екатеринбургском заводе с самого основания предприятия плавил медно-сульфидные руды, и описанный нами третий тип шлака тому доказательство.

Если рассматривать глубины отбора в археологическом раскопе изученных нами медных шлаков, то очевидно, что самый ранний (древний) шлак – это фаялит-геденбергитовый шлак, он поднят с глубины 320–340 см. По всей видимости, данный шлак выплавлен из сульфидной руды Шиловского рудника, а время выплавки – первые годы работы Екатеринбургского завода (учитывая, что Шиловский рудник был остановлен в 1724 г. и снова заработал только в 1732 г., а в 1733 г. генерал В.И. де Геннин ушел в отставку). Очевидно, что после отставки В.И. де Геннина на Екатеринбургском заводе практически сразу стали плавить более дешевую и доступную окисную медную руду, которая в изобилии поступала в основном с богатого Гумешевского рудника (Полевской рудник очень быстро истощился). Об этом говорит вюстит-фаялитовый шлак, поднятый с глубины 320 см (это примерно первые годы после 1733 г.). Самый молодой – пироксеновый шлак, поднятый с глубины 240–260 см, тоже выплавлен из окисной медной руды. Вполне вероятно, что данная руда добыта в одном из многочисленных мелких рудников в районе будущего крупного Пышминско-Ключевского месторождения. Время выплавки шлака – 60-е гг. XVIII в., когда медеплавильное производство на Екатеринбургском заводе было прекращено, или, возможно, 1790-е гг., когда на несколько лет возобновилось производство меди. Более конкретно сказать невозможно, так как данный шлак зафиксирован в потревоженном (возможно, переотложенном) слое.

Полученные нами данные достаточно хорошо коррелируют с археологическими находками. Коллекция археологического материала, полученная в ходе раскопок, насчитывает 2510 экземпляров. Большая часть поднятого материала датируется в пределах середины XVIII – начала XX вв. В ходе исследования участка, где находились медные шлаки, обнаружены монеты второй половины XVIII в.: монеты неизвестного номинала 1726, 1748, 1773, 1783 гг., полushка 1796 г., 2 копейки 1798 г., обнаруженные на глубинах от 230 до 410 см от дневной поверхности.

Косвенным доказательством отнесения медных шлаков с глубин 320–340 см к раннему периоду становления Екатеринбургского завода может служить их совместное залегание со шлаками железоделательного производства. Как следует из исторических сведений (Металлургические заводы..., 2001), с 1737 г. в связи с пожаром доменное производство железа на заводе было полностью остановлено.

## ВЫВОДЫ

Нами впервые изучена минералогия медных шлаков Екатеринбургского железоделательного завода, действовавшего в период с 1723 по 1808 г. Установлено, что медные шлаки представлены раз-

ными типами: пироксеновым, вюстит-фаялитовым и пироксен-фаялитовым. Первый тип сложен однородным агрегатом авгита с присутствием стекла, магнезиохромита, меди и ковеллина. Второй тип представлен фаялитом и вюститом с присутствием стекла, меди и идаита, а также куприта, барита и атакамита. Третий тип шлака сложен геденберgitом и фаялитом с присутствием стекла, сульфидов, а также серебра, гипса и вторичных минералов меди (куприта, атакамита, самплеита, малахита и др.). Такое разнообразие шлаков на небольшом участке раскопок подтверждает имеющиеся исторические данные о различных источниках медных руд для Екатеринбургского завода. При этом можно утверждать, что на завод поступали как окисленные, так и сульфидные медные руды. Последние происходили из Шиловского медного рудника и плавилась на Екатеринбургском заводе в первые годы работы предприятия. Из этих руд получились шлаки третьего типа – фаялит-геденберgitового состава. Окисленные руды, по всей видимости, происходили из Гумешевского рудника (фаялит-вюститовый шлак) и какого-то неизвестного мелкого рудника из района будущего крупного Пышминско-Ключевского месторождения (пироксеновый шлак). Для Екатеринбургского завода выявлена интересная технологическая тенденция: здесь сначала плавил медный колчедан и только потом перешли к окисным медным рудам.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Артемов Д.А., Степанов И.С., Анкушева П.С. (2022) Ресурсно-сырьевая база иткульской металлургии раннего железного века Среднего Зауралья. *Урал. историч. вестн.*, (4), 55–68.
- Байдин В.И., Грачев В.Ю., Коновалов Ю.В., Мосин А.Г. (2011) Уктус, Уктусский завод и его окрестности в XVII–XVIII вв. Екатеринбург: Грачев и партнеры, 68 с.
- Вертушков Г.Н. (1975) Гумешевское месторождение малахита на Урале. *Тр. Свердл. горн. ин-та*, **106**, 3–26.
- Гаврилов Д.В. (2000) Екатеринбургский металлургический завод – самый крупный завод Европы 20–40-х гг. XVIII в. *Третьи Татищевские чтения*. Тез. докл. и сообщ. Екатеринбург: Банк культурн. информации, 27–33.
- Геннин В.И. (2022) Описание уральских и сибирских заводов. Екатеринбург: Грачев и Партнеры, 491 с.
- Данилевский В.В. (1949) Русская техника. Л.: Ленинград. газетн.-журн. и книжн. издательство, 348 с.
- Ерохин Ю.В., Пономарев В.С., Захаров А.В., Леонова Л.В. (2023) Минералогия медных шлаков Сысертского железоделательного завода, Средний Урал. *Минералогия*, **9**(2), 30–40.
- Иванов С.Н. (1941) Гумешевское медное месторождение на Урале. *Сов. геология*, (2), 82–96.
- Кафенгауз Б.Б. (1949) История хозяйства Демидовых в XVIII–XIX вв. (опыт исследования по истории уральской металлургии). М.; Л.: Изд-во АН СССР, 524 с.
- Корепапов Н.С. (2001) В раннем Екатеринбурге (1723–1781 гг.). Екатеринбург: Банк культурн. информации, 251 с.
- Корепапов Н.С. (2012) Уктус – исток Екатеринбурга. Екатеринбург: Грачев и партнеры, 40 с.
- Мелекесцева И.Ю. (2007) Гетерогенные кобальт-медно-колчеданные месторождения в ультрамафитах палеоостроводужных структур. М.: Наука, 245 с.
- Металлургические заводы Урала XVII–XX вв. Энциклопедия. (2001) (Гл. ред. В.В. Алексеев). Екатеринбург: Академкнига, 536 с.
- Мурзин В.В., Варламов Д.А., Викентьев И.В. (2011) Медно-кобальтовое оруденение Пышминско-Ключевского месторождения на Среднем Урале: минеральный состав руд и метасоматитов, стадийность, РТ-условия минералообразования. *Литосфера*, (6), 103–122.
- Огородников В.Н., Сазонов В.Н., Поленов Ю.А. (2001) Геологические маршруты по Екатеринбургью (коренные вопросы геологии и полезных ископаемых). Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 227 с.
- Попова В.И., Попов В.А., Блинов И.А., Пономарев В.С. (2015) Минералы Меднорудянского месторождения (Средний Урал). *Минералог. альманах*, **20**(3), 128.
- Черноухов А.В. (1974) Обзор фонда Екатеринбургского монетного двора. *Вспомогательные исторические дисциплины*. Свердловск: УрГУ, 41–50.
- Черных Е.Н. (1970) Древнейшая металлургия Урала и Поволжья. М.: Наука, 180 с.
- Bowen N.L., Schairer J.F. (1932) The system FeO–SiO<sub>2</sub>. *Amer. J. Sci.*, **24**, 117–213.
- Kosyakov V.I., Sinyakova E.F. (2014) Melt crystallization of CuFe<sub>2</sub>S<sub>3</sub> in the Cu-Fe-S system. *J. Therm. Analys. Calorimetry*, **115**, 511–516.

## REFERENCES

- Artem'ev D.A., Stepanov I.S., Ankusheva P.S. (2022) Resource and raw material base of the Itkul metallurgy of the early Iron Age of the Middle Trans-Urals. *Ural. Istoricheskii Zhurnal*, (4), 55–68. (In Russ.)
- Baidin V.I., Grachev V.Yu., Kononov Yu.V., Mosin A.G. (2011) Uktus, Uktus plant and its surroundings in the 17–18th centuries. *Ekaterinburg, Grachev i Partnery Publ.*, 68 p. (In Russ.)
- Bowen N.L., Schairer J.F. (1932) The system FeO–SiO<sub>2</sub>. *Amer. J. Sci.*, **24**, 117–213.
- Chernoukhov A.V. (1974) Review of the Ekaterinburg Mint Collection. *Auxiliary Historical Disciplines*. Sverdlovsk, UrGU Publ., 41–50. (In Russ.)
- Chernykh E.N. (1970) The most ancient metallurgy of the Urals and Volga region. Moscow, Nauka Publ., 180 p. (In Russ.)
- Danilevskii V.V. (1949) Russian technology. Leningrad, Leningradskoe gazetno-zhurn. i knizhnoe izd-vo Publ., 348 p. (In Russ.)
- Erokhin Yu.V., Ponomarev V.S., Zakharov A.V., Leonova L.V. (2023) Mineralogy of copper slags of the Sysert ironworks, Middle Urals. *Mineralogy*, **9**(2), 30–40. (In Russ.)
- Gavrilov D.V. (2000) Ekaterinburg Metallurgical Plant – the Largest Plant in Europe in the 1720s–1740s. *3rd Tatishchev Readings*. Abstracts of Reports and Communications. Ekaterinburg, Bank Kul'turnoi Informatsii Publ.,

- 27-33. (In Russ.)
- Gennin V.I. (2022) Description of the Ural and Siberian plants. Ekaterinburg, Grachev i Partnery Publ., 491 p. (In Russ.)
- Ivanov S.N. (1941) Gumeshevskoe copper deposit in the Urals. *Sov. Geol.*, (2), 82-96. (In Russ.)
- Kafengauz B.B. (1949) History of the Demidov household in the 18th–19th centuries. (research experience on the history of Ural metallurgy). Moscow; Leningrad, Publishing House of the USSR Academy of Sciences, 524 p. (In Russ.)
- Korepanov N.S. (2001) In early Ekaterinburg. (1723–1781) Ekaterinburg, Bank Kul'turnoi Informatsii Publ., 251 p. (In Russ.)
- Korepanov N.S. (2012) Uktus – the source of Ekaterinburg. Ekaterinburg, Grachev i Partnery Publ., 40 p. (In Russ.)
- Kosyakov V.I., Sinyakova E.F. (2014) Melt crystallization of  $\text{CuFe}_2\text{S}_3$  in the Cu-Fe-S system. *J. Therm. Analys. Calorimetry*, **115**, 511-516.
- Melekestseva I.Yu. (2007) Heterogeneous cobalt-copper pyrite deposits in ultramafites of paleoisland-arc structures. Moscow, Nauka Publ., 245 p. (In Russ.)
- Metallurgical plants of the Urals in the 17–20th centuries. Encyclopedia. (2001) (Chief ed. V.V. Alekseev). Ekaterinburg, Akademkniga Publ., 536 p. (In Russ.)
- Murzin V.V., Varlamov D.A., Vikent'ev I.V. (2011) Copper-cobalt mineralization of the Pyshminsko-Klyuchevskoye deposit in the Middle Urals: mineral composition of ores and metasomatites, staging, P-T conditions of mineral formation. *Lithosphere*, (6), 103-122. (In Russ.)
- Ogorodnikov V.N., Sazonov V.N., Polenov Yu.A. (2001) Geological routes in Yekaterinburg (fundamental issues of geology and minerals). Ekaterinburg, UGGGA Publ., 227 p. (In Russ.)
- Popova V.I., Popov V.A., Blinov I.A., Ponomarev V.S. (2015) Minerals of the Mednorudnyanskoye deposit (Middle Urals). *Mineralog. Al'manakh*, **20**(3), 128 p. (In Russ.)
- Vertushkov G.N. (1975) Gumeshevskoe malachite deposit in the Urals. *Tr. Sverdlovsk. Gornogo Instituta*, **106**, 3-26. (In Russ.)



**ЛИТОСФЕРА Том 25 № 3**

Май–Июнь 2025

ISSN 2500-302X (Online)

Учредитель

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки  
Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого  
Уральского отделения Российской академии наук

Свидетельство о регистрации Эл № ФС77-87191 от 27 апреля 2024 г.  
в Федеральной службе по надзору в сфере связи, информационных технологий  
и массовых коммуникаций

Редактор-корректор: Н.М. Катаева, М.О. Тюлюкова  
Оригинал-макет А.Ю. Одинцовой  
Макет обложки А.Ю. Савельевой

---

РИО ИГГ УрО РАН № 132      Дата выхода в свет 30.06.2025      Усл. печ. л. 40,25      Уч.-изд. л. 40,25

---

Институт геологии и геохимии УрО РАН      Екатеринбург, 620110, ул. Академика Вонсовского, 15

---

**LITHOSPHERE (Russia) Vol. 25 No. 3**

May–June 2025

ISSN 2500-302X (Online)

Founder

The Federal State Institution of Science  
the Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry  
Russian Academy of Sciences Ural Branch

Registration certificate El No. FS77-87191 from April 27, 2024  
Federal Service for Supervision of Communications, Information Technology  
and Mass Media

Editor-corrector: N.M. Kataeva, M.O. Tulukova  
Original-layout A.Yu. Odintsova  
Cover layout A.Yu. Savelieva

---

IPD IGG UB RAS № 132    Signed in print 30.06.2025    Cond. print. sh. 40,25    Found.-publ. sh. 40,25

---

Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS    15 Academician Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110

---