

ISSN 1681-9004 (Print)
ISSN 2500-302X (Online)

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

ЛИТОСФЕРА

Том 24 № 3 2024 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 24 No. 3 2024 May–June

Founded in 2001
Issued 6 times a year

Литосфера, 2024. Том 24, № 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 методик

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, ИНГИГ 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. Нечухин, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.Н. Пучков, 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; Е.В. Пушкарёв, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, 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

© Институт геологии и геохимии УрО РАН
© Авторы статей

Lithosphere (Russia), 2024. Volume 24, 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); Viktor N. Puchkov (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); Evgenii V. Pushkarev (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, 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
Website: <http://lithosphere.ru>

© Institute of Geology and Geochemistry
© Authors of articles

СОДЕРЖАНИЕ

Том 24, № 3, 2024

Рифей Камско-Бельского авлакогена: перерывы и литогеохимия обломочных пород <i>А. В. Маслов</i>	429
Карбонатно-терригенные отложения нижеульской подсвиты верхнего рифея в стратотипическом разрезе и их корреляция в пределах Башкирского мегантиклинория Южного Урала <i>С. А. Дуб, О. Ю. Мельничук, М. Т. Крупенин</i>	451
Особенности вещественного состава верхнекаменноугольно-нижнепермских пород лосиноостровской свиты и роль внебассейновых источников в их формировании (Приполярный Урал) <i>Н. С. Инкина, В. А. Салдин</i>	479
Кварциты хобейнской свиты Приполярного Урала: вещественный состав, возрастные ограничения и возможные источники сноса терригенного материала <i>К. С. Повасев, А. М. Пыстин, О. В. Гракова, Ю. И. Пыстина, Е. В. Кушманова, В. Б. Хубанов</i>	507
Минералы палладия и платины в рудах Au-Pd месторождения Чудное (Приполярный Урал, Россия) <i>С. А. Онищенко, С. К. Кузнецов</i>	526
Использование состава циркона и апатита при прогнозировании Cu-Mo-Au-порфирового оруденения в Пекинском и Тессемском массивах Таймыро-Североземельской складчатой области <i>С. В. Берзин, С. В. Петров, Д. Л. Конопелько, М. Ю. Курапов, Т. А. Головина, Н. Я. Черненко, В. С. Червяковский</i>	547
Подземный городской остров тепла Екатеринбурга <i>Д. Ю. Демежко, А. А. Горностаева, Б. Д. Хацкевич, А. Г. Вдовин, Н. Р. Факаева</i>	566

Contents

Volume 24, No. 3, 2024

Riphean of the Kamsko-Belsk aulacogen: Hiatuses and lithogeochemistry of clastic rocks <i>A. V. Maslov</i>	429
Carbonate-siliciclastic deposits of the Lower Uk Subformation (Neoproterozoic) in the stratotype section and its correlation within Bashkirian Mega-Anticlinorium of the Southern Urals <i>S. A. Dub, O. Yu. Melnichuk, M. T. Krupenin</i>	451
Composition features of the Upper Carboniferous-Lower Permian rocks of the Losinoostrov Fm. and the role of extrabasin sources in their formation (Subpolar Urals) <i>N. S. Inkina, V. A. Saldin</i>	479
Quartzites of the Khobeinskaya suite of the Subpolar Urals: Material composition, age limitations and possible sources of terrigenous material <i>K. S. Popvasev, A. M. Pystin, O. V. Grakova, Yu. I. Pystina, E. V. Kushmanova, V. B. Khubanov</i>	507
Palladium and platinum minerals in Au-Pd ores of the Chudnoe deposit (Subpolar Urals, Russia) <i>S. A. Onishchenko, S. K. Kuznetsov</i>	526
Utilizing compositions of zircon and apatite for prospecting of Cu-Mo-Au-porphyry mineralization in the Pekinsky and Tessemsky granitoid massifs of the Taimyr-Severozemelskaya folded area <i>S. V. Berzin, D. L. Konopelko, S. V. Petrov, M. Yu. Kurapov, T. A. Golovina, N. Ya. Chernenko, V. S. Chervyakovskiy</i>	547
Subsurface urban heat island in the city of Ekaterinburg <i>D. Yu. Demezhko, A. A. Gornostaeva, B. D. Khatskevich, A. G. Vdovin, N. R. Fakaeva</i>	566

Рифей Камско-Бельского авлакогена: перерывы и литогеохимия обломочных пород

А. В. Маслов

Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург,
ул. Академика Вонсовского, 15, e-mail: amas2004@mail.ru

Поступила в редакцию 08.06.2023 г., принята к печати 18.08.2023 г.

Объект исследований – песчаники и глинистые породы нижнего, среднего и верхнего рифея (соответственно – кырпинской, серафимовской и абдулинской серий) Камско-Бельского авлакогена. Рассмотрены изменения свойственных им значений отношений ряда оксидов и некоторых редких и рассеянных элементов – индикаторов состава пород на палеоводосборах с учетом присутствующих в разрезе перерывов разной природы и длительности. *Основной метод исследований* – анализ характерных для песчаников и тонкозернистых обломочных пород (глинистых сланцев, мелкозернистых глинистых алевролитов и аргиллитов) основных литостратиграфических единиц разреза усредненных величин $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, Th/Sc , La/Co и $(\text{La}/\text{Yb})_N$ и их изменения с учетом положения ниже поверхности перерыва и выше нее. *Результаты*. Установлено, что на протяжении всего рифея, вне зависимости от перерывов в осадконакоплении, связанных с теми или иными перестройками в областях питания и осадконакопления, литогеохимические характеристики и песчаников и тонкозернистых обломочных пород ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, Th/Sc , La/Co , $(\text{La}/\text{Yb})_N$ и др.) не испытывали значимых изменений. *Выводы*. Представленные в разрезе рифея Камско-Бельского авлакогена перерывы, по всей видимости, не оказали какого-либо существенного влияния на средние значения ряда индикаторных отношений – показателей состава пород на палеоводосборах ($\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, Th/Sc , La/Co и $(\text{La}/\text{Yb})_N$) в песчаниках и глинистых породах, залегающих ниже поверхностей перерывов и выше них. Это дает основание предполагать, что кардинальных изменений состава пород на палеоводосборах, окружавших такую крупную отрицательную структуру, как Камско-Бельский авлакоген, в течение рифея не происходило, как не происходило и принципиальных изменений путей поступления кластики в область седиментации, связанную с названной структурой.

Ключевые слова: рифей, Камско-Бельский авлакоген, песчаники, тонкозернистые обломочные породы, литогеохимия, перерывы

Источник финансирования

Исследования выполнены в рамках темы государственного задания ИГГ УрО РАН (номер госрегистрации 123011800013-6)

Riphean of the Kamsko-Belsk aulacogen: Hiatuses and lithogeochemistry of clastic rocks

Andrey V. Maslov

A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Academician Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia,
e-mail: amas2004@mail.ru

Received 08.06.2023, accepted 18.08.2023

Research subject. Sandstones and clay rocks of the Lower, Middle, and Upper Riphean (the Kyrpino, Serafimovo, and Abdulino groups, respectively) of the Kamsko-Belsk aulacogen. Changes in the characteristic values of the ratios of a number of oxides and some trace elements that are the indicators of rock composition in paleowatersheds are considered, taking the hiatuses of different nature and duration into account. *Methods.* An analysis of the average values of $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ etc., Th/Sc , La/Co and $(\text{La}/\text{Yb})_N$, characteristic of sandstones and fine-grained clastic rocks (shales, fine-grained clayey siltstones and mudstones) of the main lithostratigraphic units of the Riphean section, as well as an analysis of their changes given the position below and above the break surface. *Results.* Throughout the entire Riphean, regardless of breaks in sedimentation associated with certain rearrangements in the recharge and sedimentation areas, the lithogeochemical characteristics of both sandstones and fine-grained clastic rocks ($\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, Th/Sc , La/Co , etc.) were found

Для цитирования: Маслов А.В. (2024) Рифей Камско-Бельского авлакогена: перерывы и литогеохимия обломочных пород. *Литосфера*, 24(3), 429–450. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-3-429-450>

For citation: Maslov A.V. (2024) Riphean of the Kamsko-Belsk aulacogen: Hiatuses and lithogeochemistry of clastic rocks. *Lithosphere (Russia)*, 24(3), 429–450. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-3-429-450>

to experience no significant changes. *Conclusions.* The hiatuses presented in the Riphean section of the Kamsko-Belsk aulacogene were unlikely to have any significant effect on the average values of a number of ratios-indicators of rock composition in paleowatersheds (K_2O/Al_2O_3 , SiO_2/Al_2O_3 , TiO_2/Al_2O_3 , Th/Sc , La/Co , and $(La/Yb)_N$) in sandstones and clay rocks occurring below and above the hiatus surfaces. This suggests that there were no cardinal changes in the composition of rocks in the paleowatersheds surrounding such a large negative structure as the Kamsko-Belsk aulacogene during the Riphean. Similarly, no fundamental changes occurred in the pathways of clastics entering the sedimentation area associated with the named structure.

Keywords: *Riphean, Kamsko-Belsk aulacogen, sandstones, fine-grained terrigenous rocks, litho geochemistry, hiatuses*

Funding information

The research was carried out in accordance with the State Contract No. 123011800013-6 of the Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of RAS

Acknowledgements

The author recalls collaboration with M.V. Isherskaya (Institute of Geology, Ufimian Scientific Center of RAS, Ufa city) with great warmth. This made it possible for the author to get acquainted with the sections of many deep boreholes that uncovered the Riphean and Vendian sedimentary sequences of the Kamsko-Belsk aulacogen. The author is sincerely grateful to N.S. Glushkova, who provided all the illustrations for this work, and to the reviewers for the useful discussion of the issues raised in the article, comments, and recommendations, most of which were taken into account.

ВВЕДЕНИЕ

Настоящая публикация продолжает исследования, которым была посвящена статья (Маслов, 2024). В ней рассмотрены изменения свойственных глинистым породам различных свит нижнего, среднего и верхнего рифея Южного Урала значений ряда отношений оксидов и некоторых редких и рассеянных элементов – индикаторов состава пород на палеоводосборах с учетом присутствующих в стратотипе перерывов разной длительности. В результате установлено, что на протяжении всего рифея, вне зависимости от перерывов в осадконакоплении, связанных с теми или иными перестройками в областях питания и осадконакопления, такие литогеохимические характеристики глинистых пород, как TiO_2/Al_2O_3 , Th/Sc , La/Co и в существенной степени – $(La/Yb)_N$, практически не испытывали значимых изменений. Это дает основание считать, что принципиальных изменений в составе комплексов пород – источников тонкой алюмосиликокластики для осадочных последовательностей рифея на протяжении более 1 млрд лет не происходило. Напротив, данные о значениях $t_{Nd}(DM)$ и $\epsilon_{Nd}(t)$ (Маслов и др., 2022), все же отражают смену состава пород питающих провинций и, так или иначе, вписываются в канву субглобальных событий, установленных традиционными геологическими методами в стратотипической местности рифея. В данной работе похожий подход использован для анализа литогеохимических особенностей глинистых пород рифея Камско-Бельского авлакогена (рис. 1), осадочные последовательности которого являются “западным продолжением” осадочных толщ стратотипической местности рифея.

НЕСКОЛЬКО ЗАМЕЧАНИЙ О ПЕРЕРЫВАХ И ПРИЧИНАХ ИХ ВОЗНИКНОВЕНИЯ

Роль перерывов в формировании разнообразных осадочных последовательностей рассматривалась многими отечественными и зарубежными специалистами (Безруков, 1962, 1976; Данбар, Роджерс, 1962; Яблоков, 1973; Наливкин, 1974; Vail et al., 1977; Архипов, 1985; Пиррус, Эйнасто, 1987; Найдин, 1987; Лисицын, 1988; Эйнасто, 1989; Пиррус, 1993; Сиротин и др., 2000; Барабошкин, 2001; Барабошкин и др., 2002; Allen, Allen, 2005; Вага и др., 2017; Маринова, 2018; и др.). Считается, что большинство стратиграфических перерывов связано с глобальными понижениями уровня океана или эпохами различных тектонических событий, хотя многие из них формируются и под воздействием локальных факторов (Лисицын, 1988; Амон, 2008; см. также ссылки в этой работе; Алексеев, Амон, 2017; см. также ссылки в этой работе). Остановимся кратко на ряде работ, в которых сделаны попытки типизации перерывов и рассмотрены контролирующие их формирование факторы.

В.С. Яблоков (1973) в рифейско-палеозойском разрезе Русской платформы описал в возрастном интервале длительностью ≈ 400 млн лет более 70 перерывов. Типизация их выполнена автором по предполагаемой продолжительности: громадный перерыв имеет длительность 100–200 млн лет, очень большой – 50–100, большой – 5–25, значительный – 1–3 млн лет. Продолжительность незначительных и небольших перерывов составляет от первых тысяч до нескольких сотен тысяч лет.

Э. Пиррус и Р. Эйнасто (1987) предложили характеризовать перерыв в осадконакоплении его

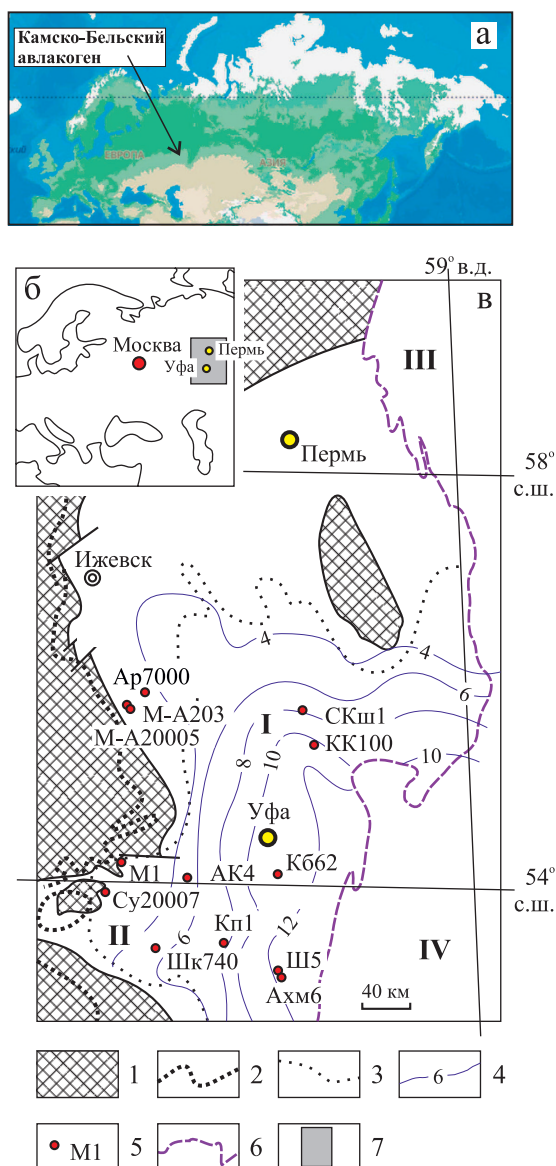


Рис. 1. Положение Камско-Бельского авлакогена на территории Северной Евразии (а, б) и параметрических и поисково-разведочных скважин на его территории (в) (Белоконов и др., 2001, с упрощениями).

1 – области отсутствия отложений нижнего рифея; 2 – западная граница отсутствия отложений верхнего докембрия; 3 – западная граница распространения отложений среднего и верхнего рифея; 4 – мощность отложений рифея, км; 5 – скважины (Ар7000 – Арлан 7000, М-А203 – Мензелино-Актаныш 2003, М-А20005 – Мензелино-Актаныш 20005, СКш1 – Северо-Кушкуль 1, КК100 – Кушкуль 100, К662 – Кабаково 62, Су20007 – Суллинская 20007, Шк740 – Шкапово 740, Кп1 – Кипчак 1, М1 – Морозовская 1, Ш5 – Шихан 5, Ахм6 – Ахмерово 6); 6 – западная граница Урала; 7 – территория, о которой идет речь в данной работе. I – Камско-Бельский авлакоген; II – Серноводско-Абдулинский авлакоген; III – Средний Урал, Кваркушско-Каменногорский мегантиклинорий; IV – Южный Урал, Башкирский мегантиклинорий.

Fig. 1. Position of the Kamsko-Belsk aulacogen in the territory of Northern Eurasia (a, б) and parametric and exploration wells in its territory (в) (Belokon et al., 2001, with simplifications).

1 – areas of absence of Lower Riphean deposits; 2 – western boundary of the absence of Upper Precambrian deposits; 3 – western boundary of distribution of Middle and Upper Riphean deposits; 4 – thickness of the Riphean deposits, km; 5 – wells (Ap7000 – Arlan 7000, M-A203 – Menzelino-Aktanysh 2003, M-A20005 – Menzelino-Aktanysh 20005, SKsh1 – Severo-Kushkul 1, KK100 – Kushkul 100, K662 – Kabakovo 62, Cy20007 – Sullinskaya 20007, Shk740 – Shkapovo 740, Kp1 – Kipchak 1, M1 – Morozovskaya 1, Ш5 – Shikhan 5, Ахм6 – Akhmerovo 6); 6 – western border of the Urals; 7 – the territory, which is discussed in this work. I – Kamsko-Belsk aulacogen; II – Sernovodsk-Abdulino aulacogen; III – Middle Urals, Kvarkush-Kamenogorsk meganticlinorium; IV – Southern Urals, Bashkir meganticlinorium.

длительностью (реальным временем его существования), а стратиграфический пробел – объемом. Иерархия и классификация перерывов у названных авторов основана на их длительности. В схеме стратиграфических пробелов, базирующейся на материалах по Прибалтике, авторы выделили следующие их классы: гига-, мега-, макро- и мезопробелы, а также ряд подклассов. Гигапробел характеризуется отсутствием в разрезе отложений, длительность образования которых превышает 500 млн лет. С гигапробелами связаны явно выраженные угловые несогласия, а также резкие изменение литологического состава пород. Мегапробелы охватывают стратиграфические интервалы длительностью 100–500 млн лет. С ними также связаны угловые несогласия и резкое изменение состава пород, залегающих ниже поверхности перерыва и выше нее. Длительность макропробелов составляет 10–100 млн лет. На уровне поверхности перерыва наблюдается, как правило, угловое несогласие, по площади – заметное изменение структурного плана, а литологический состав отложений ниже поверхности перерыва и выше нее может различаться существенно. Продолжительность мезопробелов оценивается Э. Пиррусом и Р. Эйнасто (1987) в 0.1–10.0 млн лет. Резкие угловые несогласия для них не характерны. Осадконакопление также не претерпевает кардинальных изменений, хотя может проявляться то или иное изменение структурного плана осадкообразования. Отдельно авторами указывается, что гига- и мегапробелы в платформенных обстановках почти всегда являются региональными. Макропробелы приурочены преимущественно к структурно-фациальным областям бассейнов осадконакопления; за их границы они выходят довольно редко. Мезопробелы характерны для отдельных зон единого бассейна осадконакопления. Более мелкие пробелы (олиго-, парва-, микро-, нано-) связаны с отдельными фациями бассейнов.

По определению А.П. Лисицына (1988), перерывы в осадкообразовании в литологическом понимании – это промежутки времени, на протяжении которых осадочный материал не накапливается или удаляется (размыв). Для стратиграфических исследований мерой длительности перерыва является время, для литологических – масштабы удаления (или неосаждения) вещества и время протекания такого процесса. В современных условиях процессы неотложения идут на значительно больших площадях дна, чем процессы размыва уже отложившихся осадков. Неотложение осадков имеет место в тех случаях, когда скорость течения препятствует отложению частиц на поверхности дна и они выносятся за пределы таких участков. Для размыва уже отложившегося осадка необходимо преодолеть силу сцепления между частицами осадка. Как показано А.П. Лисицыным, чтобы воспрепятствовать осаждению частиц (ситуация неосаждения / нулевой седиментации), для пелитов требуются скорости течений в 50–1000 раз меньшие, чем для размыва уже отложившихся осадков. Поэтому ситуации нулевой седиментации в океанах встречаются на два порядка чаще, чем размыв уже накопившихся осадков. Из сказанного понятно, что наиболее распространенной причиной образования перерывов в осадочных толщах является не размыв, а неотложение осадков. В океанах существуют два глобальных уровня максимального развития перерывов: верхний и нижний. Возникновение перерывов на верхнем уровне обусловлено преимущественно изменением уровня океана. Изучение частоты встречаемости перерывов различной длительности среди отложений океана последних 150 млн лет показывает, что в основном распространены перерывы продолжительностью <10 млн лет (Лисицын, 1988). При современном высоком уровне стояния океана подавляющая часть перерывов встречается в пелагических областях. По мнению А.П. Лисицына (1988, с. 240), “...главная причина возникновения перерывов на всех уровнях океана и для отложений всех возрастов – не вертикальные тектонические движения с выходом участков дна на поверхность океана... а глобальные изменения уровня океана”. Последние приводят к одновременным и происходящим в разных частях океана перерывам на верхнем (устья рек и шельфы) и нижнем уровнях. Перерывы верхнего уровня имеют глобальное распространение; они прослеживаются практически во всех бассейнах, имеющих связи с океаном.

В Дополнениях к Стратиграфическому кодексу России (Дополнения..., 2000) стратиграфический перерыв определяется как нарушение непрерывной хронологической последовательности напластования в результате временного прекращения осадконакопления и эрозии ранее образовавшихся отложений в субаэральных (наземных) или

подводных условиях. По длительности выделяются крупные (длительность >10 млн лет), средние (1–10) и мелкие (до 1 млн лет) перерывы. Крупные и средние перерывы связаны с изменениями режима осадконакопления, эпохами интенсификации горизонтальных движений крупных блоков земной коры, эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана, фазами складчатости. Мелкие перерывы контролируются изменениями отдельных параметров режима седиментации. Крупные перерывы обычно сопровождаются резкой сменой литологических и палеонтологических характеристик подстилающих и перекрывающих пород. В складчатых областях им сопутствуют угловые несогласия и изменения структурного плана. Средние перерывы также сопровождаются отчетливой сменой состава пород и остатков организмов. Важно отметить, что относительно смены литогеохимических характеристик осадочных пород, залегающих ниже и выше перерывов, какой-либо информации в указанной работе, естественно, нет, как нет ее и в большинстве других публикаций, в которых речь идет о перерывах различных групп, типов и видов.

В.И. Сиротиним с соавторами (2000) перерывы классифицированы по продолжительности на глобальные I ранга (гигацикловые, длительность ≈540 млн лет), глобальные II ранга (мегацикловые, 90–180), глобальные III ранга (22.5–90.0), межформационные (8.0–22.5), внутрiformационные (1–10) и локальные/местные (<1 млн лет). Причины их возникновения рассматриваются авторами в общем виде.

Е.Ю. Барабошкин (2001) показал, что по происхождению перерывы принадлежат двум основным группам. К первой относятся перерывы, образующиеся в результате водной, ветровой или ледниковой эрозии уже сформированных осадочных толщ. Такие перерывы встречаются главным образом на суше и обусловлены поднятиями территорий и горообразовательными движениями, а также трансгрессиями и регрессиями. В ряде случаев перерывы этой группы фиксируются и в подводных обстановках, будучи контролируемые изменением гидродинамики бассейнов или действием течений. Вторую группу образуют синседиментационные перерывы, появление которых имеет место в процессе осадконакопления. Это перерывы ненакопления, эрозионные и элювиальные, а также перерывы смешанного типа. В опубликованной несколько позже работе (Барабошкин и др., 2002) перерывы также классифицированы на основе их генезиса. Авторы описали синседиментационные, диа- и постдиагенетические перерывы, подразделяющиеся на типы (эрозионные, перерывы ненакопления, диастемы, твердое и мягкое дно, скрытые, конденсированные разрезы и др.).

Л.И. Мурашко (2011) в учебном пособии для студентов Белорусского государственного уни-

верситета¹ отметила, что перерывы в осадконакоплении вызваны чаще всего тектоническими движениями. В общем случае их интервалы соответствуют времени проявления восходящих тектонических движений, а формирование поверхности несогласия указывает на одно из тектонических событий: смену тектонического режима, перестройку структурного плана или складкообразование и орогению.

По представлениям В.Н. Староверова (2013), перерывы могут быть обусловлены разнообразными причинами – размывами в субаэральной или субаквальной обстановке, неотложением осадков, контролируемым гидродинамической активностью или дефицитом поступающего в бассейн осадочного материала, вымыванием тонкодисперсных компонентов и связанным с ним формированием конденсированных разрезов и др. Названным автором также отмечено, что “...в настоящее время практически единодушно принимаются две основные причины происхождения перерывов – тектоническая и палеогеографическая, преломленная через климатические условия” (Староверов, 2013, с. 41). Тектонические перерывы связаны с перестройками структурного плана внутри бассейнов седиментации (формирование конседиментационных поднятий, рост крупных блоков земной коры и т. д.). На примере юго-востока Русской плиты В.Н. Староверов выделяет шесть основных типов перерывов (глобальные/мегацикловые, региональные/межформационные, региональные/внутриформационные и др.), каждый из которых обусловлен тем или иным ведущим геологическим фактором. Первый из перечисленных типов связан с внутри- и окраинно-плитными геодинамическими процессами, вызываемыми неоднородным строением кристаллического цоколя плиты и нестационарными движениями расположенных рядом литосферных плит. Второй тип связан с периодами минимальных скоростей движения плиты и тяготеет к основанию трансгрессивных серий. Третий тип фиксируется, как правило, терригенными породами в основании трансгрессивных комплексов, накапливавшихся в обстановках максимально низкого положения уровня моря, что вело к интенсивной эрозии залегающих ниже карбонатных толщ. В целом автор считает, что перерывы перечисленных типов контролируются исключительно геодинамическими событиями.

Суммируя все сказанное, можно видеть, что о влиянии перерывов на вещественный состав, а тем более на литогеохимические особенности залегающих ниже и выше их поверхностей осадоч-

ных пород, говорится чаще всего либо мало, либо вскользь. Мы в определенной мере хотим заполнить этот пробел на примере такой крупной структуры, как Камско-Бельский авлакоген. Ранее, как уже указано, это же было в какой-то мере сделано для стратотипического разреза рифея (Маслов, 2024). Краткая (увы, далеко не такая, как хотелось бы) геологическая характеристика присутствующих в сводном разрезе рифея названного авлакогена перерывов приведена также по литературным данным в следующем разделе. Связано это в том числе с предельно малым выходом керна из далеко отстоящих друг от друга интервалов долбления.

ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ РИФЕЯ КАМСКО-БЕЛЬСКОГО АВЛАКОГЕНА

В Камско-Бельском авлакогене присутствуют терригенные и карбонатные образования всех трех стратонов рифея. Характеристика вскрытых здесь глубокими скважинами различных интервалов разреза приведена в публикациях (Иванова и др., 1969; Иванова, 1970; Алиев и др., 1977; Постникова, 1977; Андреев и др., 1981; Лагутенкова, Чепикова, 1982; Ожиганова, 1983; Стратотип..., 1983; Ишерская, Романов, 1993; Романов, Ишерская, 1994, 1998, 1999, 2001; Лозин, 1994; Козлов и др., 1995, 2007, 2009; Аксенов, 1998; Маслов, Ишерская, 1998, 2008; Стратиграфическая схема..., 2000; Белоконь и др., 2001; Масагутов, 2002; Сергеева и др., 2021; и др.), поэтому далее даны только краткие сведения, необходимые для обсуждения материала. В настоящей работе рассмотрены вариации ряда литогеохимических параметров песчаников и глинистых пород рифея Камско-Бельского авлакогена в привязке к трем в существенной мере подобным, но в то же время различающимся рядом особенностей стратиграфическим схемам: 1) схеме Л.Д. Ожигановой, М.В. Ишерской и В.А. Романова (схема 1); 2) схеме рифея и венда Волго-Уральской области Е.М. Аксенова и В.И. Козлова (схема 2); 3) схеме Н.Д. Сергеевой, В.Н. Пучкова и Т.В. Карасевой (схема 3).

Важно иметь в виду, что сами схемы намерения обсуждать у нас нет. Мы анализируем только изменение тех или иных параметров валового химического состава обломочных пород ниже обозначенных в указанных схемах перерывов и выше них (рис. 2). Поэтому все схемы даны в несколько упрощенном относительно исходного виде; опущены серии и подсерии, а отложения, выделяемые в схеме 3 в составе так называемого “завершающего рифея” (кипчакская свита) за неимением такового в официально утвержденной Межведомственным стратиграфическим комитетом России Общей стратиграфической шкале докембрия (Стратиграфический кодекс..., 2006, табл. 3), рассматриваются в составе рифея верхнего, отвечающего интервалу времени 1030–600 млн лет.

¹ Мы специально приводим эту информацию, показывающую, как различаются представления классического университетского образования и современной фундаментальной науки.

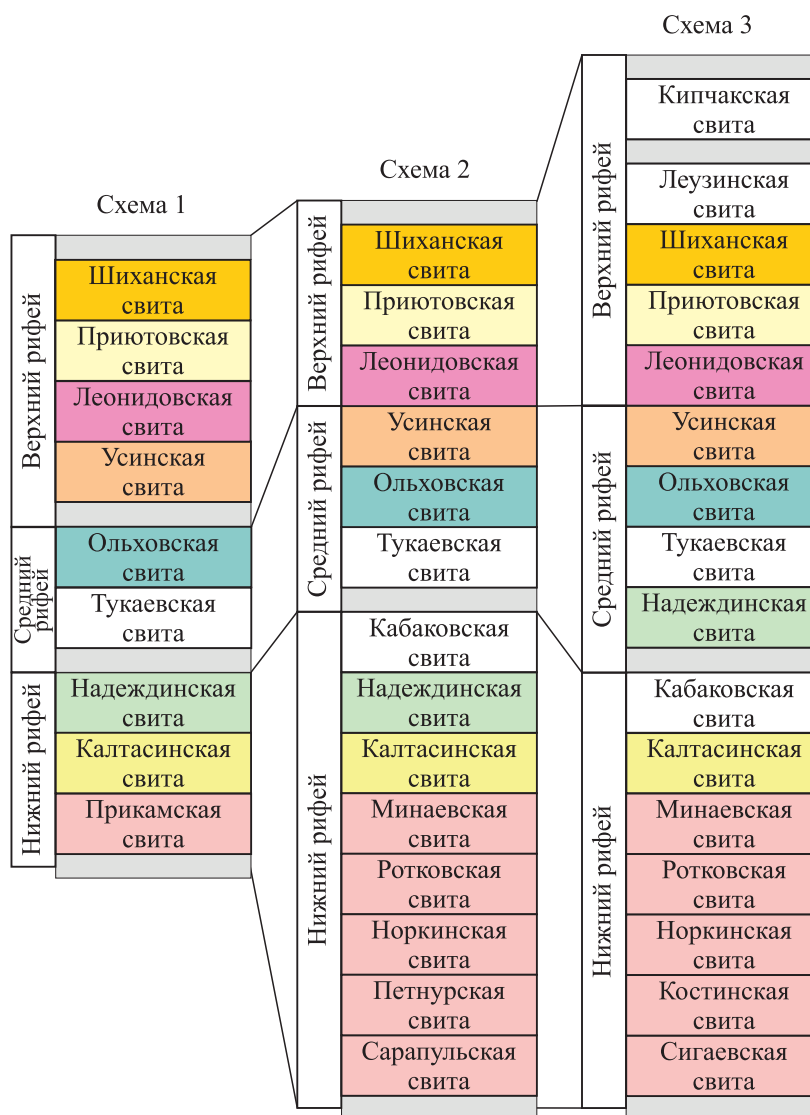


Рис. 2. Строение сводного разреза рифея Камско-Бельского авлакогена в соответствии со схемами 1–3.

Пояснения см. в тексте.

Fig. 2. Structure of the composite Riphean section of the Kamsko-Belsk aulacogen according to stratigraphy schemes 1–3.

See text for explanations.

Схема 1

В соответствии с представлениями (Рабочая схема..., 1981; Ожиганова, 1983; Ишерская, Романов, 1993; Романов, Ишерская, 1998, 2001), нижнерифейский возраст в Камско-Бельском авлакогене имеет кыргинская серия, объединяющая прикамскую², калтасинскую и надеждинскую свиты.

² Вместо прикамской свиты В.А. Романовым и М.В. Ишерской (2001) в нижней части кыргинской серии выделены актанышская и можаровская свиты, однако далее при рассмотрении геохимических особенно-

Прикамская свита представлена пестро- и красноватыми песчаниками (преобладают), гравелистами, алевролитами и в верхней части более тонкозернистыми отложениями, иногда с примесью карбонатного материала. Снизу вверх в сводном разрезе прикамской свиты выделяются четыре подсвиты. Самая нижняя, азякульская, объеди-

стей тонкозернистых терригенных пород мы для удобства восприятия будем продолжать оперировать термином “прикамская свита”, включая в него все терригенные докалтасинское образования Камско-Бельского прогиба.

няет кварцевые и полевошпатово-кварцевые песчаники. Норкинская подсвита сложена в основном глинистыми сланцами и полевошпатово-кварцевыми или субаркозовыми алевролитами; подчиненную роль в ее разрезах играют мелкозернистые полевошпатово-кварцевые песчаники и мергели. Ротковская подсвита представлена полевошпатово-кварцевыми и кварцевыми песчаниками; подчиненную роль играют здесь гравелиты, конгломераты, алевролиты и глинистые сланцы. Минаевская подсвита сложена полевошпатово-кварцевыми алевролитами, доломитами и мергелями, гравийно-галечниковыми породами, а также глинистыми сланцами. Мощность прикамской свиты варьирует от 100 до 1800 м. Калтасинская свита (60–3000 м) представлена преимущественно карбонатными породами; обломочные породы – алевролиты и глинистые сланцы – играют в разрезах свиты резко подчиненную роль и приурочены главным образом к ее средней, арланской, подсвите. Надеждинская свита (150–450 м) объединяет алевролиты, аргиллиты, песчаники и прослой доломитов. Полные ее разрезы вскрыты на юго-западе Пермского края (Ситчихин, 2009). Верхней части надеждинской свиты принадлежат, по представлению, изложенным в работе (Ишерская, Романов, 1993), и породы кабаковской свиты. Последняя сложена неравномерным чередованием глинистых сланцев (преобладают), аркозовых, полевошпатово-кварцевых и кварцевых алевролитов и песчаников; встречаются также доломитовые мергели и доломиты.

Среднерифейские отложения (тукаевская и ольховская свиты серафимовской серии) залегают на породах нижнего рифея трансгрессивно (Ишерская, Романов, 1993; Романов, Ишерская, 1994). По представлению В.А. Романова (2004), на рубеже раннего и среднего рифея на рассматриваемой территории произошло кратковременное воздымание, с которым связан незначительный размыв пород надеждинской свиты. Тукаевская свита (мощность до 630 м) объединяет преимущественно аркозовые и близкие к ним по составу песчаники; глинистые сланцы и алевролиты играют в разрезах свиты подчиненную роль. Ольховская свита (340–840 м) представлена аргиллитами, мергелями, алевролитами и доломитами; в нижней ее части присутствуют темноцветные алевролиты и глинистые сланцы (так называемый акбердинский горизонт). Предполагается (Романов и др., 2006), что в конце среднего рифея на рассматриваемой территории процессы субширотного растяжения сменились сжатием и неравномерным воздыманием, что привело к дифференцированному размыву ранее накопившихся осадочных толщ. С началом позднего рифея связаны проявление процессов субмеридионального растяжения и заложение ряда новых прогибов (Романов и др., 2006).

Верхнерифейская абдулинская серия (усинская, леонидовская, приютовская и шиханская свиты) залегает с размывом на средне- и нижнерифейских отложениях, а в ряде мест перекрывает кристаллический фундамент. По данным авторов работы (Романов и др., 2004), наиболее хорошо несогласие между верхним и средним рифеем и размыв пород последнего выражены в районе скв. Кипчак 1 и в пределах Серноводско-Абдулинского авлакогена, но на большей части территории Камско-Бельского авлакогена соотношения между усинской свитой и подстилающими образованиями можно охарактеризовать как “кажущееся согласие” (Романов и др., 2006). Усинская свита (100–400 и более м) сложена преимущественно полевошпатово-кварцевыми, реже – кварцевыми и аркозовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Леонидовская свита (мощность от 57 до 1300 м и более), залегающая согласно на усинской свите (Ишерская, Романов, 1993; и др.), представлена преимущественно кварцевыми песчаниками с каолиновым цементом. Приютовская свита (76–676 м) объединяет глинистые сланцы, алевролиты, мергели, доломиты и песчаники. Шиханская свита, имеющая остаточную мощность 100–360 м (Романов и др., 2006), представлена известняками и доломитами с прослоями аргиллитов, алевролитов и мергелей (Романов, Ишерская, 2005). Более молодые, чем шиханская свита, образования в Камско-Бельском авлакогене, по мнению авторов рассматриваемой стратиграфической схемы, отсутствуют. По данным сейсморазведки МОГТ, в основании II отражающего горизонта, приуроченного к самой нижней части осадочной последовательности венда, в ряде районов Камско-Бельского авлакогена “уверенно регистрируется несогласие и размыв подстилающих рифейских комплексов” (Романов и др., 2004).

Какой-либо целенаправленной оценки природы, масштаба и длительности фиксируемых в разрезе рифея Камско-Бельского авлакогена перерывов в известной нам литературе, к сожалению, нет. Если основываться на общегеологической информации и данных мелкомасштабных литолого-палеогеографических реконструкций, то, исходя из неоднократных изменений на протяжении рифея конфигураций областей осадконакопления и смены положения питающих провинций (так, на протяжении среднего рифея источниками кластики выступали внутренние районы Татарско-Оренбургского свода, а в течение почти всего позднего рифея – Татарский, Оренбургский и Пермско-Башкирский своды (Романов и др., 2006; и др.)), их можно считать по классификации, приведенной в работе (Дополнения..., 2000), крупными и средними, т. е. связанными с изменениями режима осадконакопления эпохами интенсификации движений крупных блоков земной коры и другими причинами.

Схема 2

В стратиграфической схеме верхнего докембрия Волго-Уральской области рифей с учетом комплекса данных (цикличности осадконакопления, биостратиграфических и геохронологических данных) расчленен, как и в схеме 1, на ниже-, средне- и верхнерифейскую эратемы (Стратиграфическая схема..., 2000). Первой из них отвечает кырпинская серия, объединяющая сарапульскую, петнурскую, норкинскую, ротковскую, минаевскую, калтасинскую, надеждинскую и кабаковскую свиты. Ко второй эратеме принадлежит серафимовская серия в составе тукаевской, ольховской и усинской свит. Третьей соответствует абдулинская серия, включающая леонидовскую, приютовскую и шиханскую свиты.

Нетрудно видеть, что наиболее радикальные изменения в схеме 2 по сравнению с представленными в схеме 1 затронули нижнерифейские докалтасинские образования – вместо одной, прикамской, свиты в ней выделены пять свит, подавляющая часть которых ранее рассматривалась как подсвиты прикамской свиты. Состав и объемы всех других литостратиграфических единиц разреза рифея принципиальных новаций не претерпели. Усинская свита рассматривается как имеющая среднерифейский возраст. Между ней и леонидовской свитой верхнего рифея перерыв в осадконакоплении в схеме 2 отсутствует.

Схема 3

Здесь к сводному разрезу рифея, принятому в схеме 2 (Стратиграфическая схема..., 2000), сделан ряд дополнений. Из них важными для нас являются следующие: 1) в нижней части кырпинской серии ниже норкинской свиты выделены костинская и сигаевская свиты; 2) в состав норкинской свиты включены базальты, ранее относившиеся к нижнему протерозою; 3) на основании сведений данных авторов о постепенном переходе между кабаковской и калтасинской свитами, надеждинская свита³ рассматривается как аналог вулканогенно-осадочной машакской свиты Южного Урала и считается среднерифейской, однако какой-либо характеристики взаимоотношений названного стратона и подстилающих его образований, кроме “надеждинская свита залегает на подстилающих отложениях нижнего рифея с размывом...”, в работе (Сер-

геева и др., 2021, стр. 17) нет; 4) серафимовская серия объединяет надеждинскую, тукаевскую, ольховскую и усинскую свиты. Как и в схеме 2, в данной схеме принято, что усинская и ольховская свиты связаны постепенным переходом⁴; 5) выше шиханской свиты в разрезе абдулинской серии установлена леузинская свита; 6) выше леузинской свиты в сводном разрезе верхнего докембрия Камско-Бельского авлакогена помещена кипчакская свита. В схеме 3 присутствуют два перерыва – преднадеждинский (предсреднерифейский) и предкипчакский (внутриверхнерифейский). Авторы работы (Сергеева и др., 2021) считают, что кипчакская свита, сопоставляемая с игонинской свитой восточного крыла Башкирского мегантиклинория, принадлежит выделяемому ими же “завершающему рифею” и на этом основании не относится к абдулинской серии. Нам, однако, появление в стратотипе рифея еще одного, четвертого, крупного подразделения (завершающего рифея/аршиния) представляется недостаточно корректным (Маслов, 2021).

Сигаевская свита (вскрытая мощность 1900 м) сложена аркозовыми и полевошпатово-кварцевыми песчаниками и алевролитами, среди которых можно видеть прослой доломитов, глинистых сланцев и доломитовых мергелей (Сергеева и др., 2021; см. также ссылки в этой работе). Количество и толщина последних увеличивается к кровле свиты. Костинская свита (620 м) объединяет аркозовые и полевошпатово-кварцевые песчаники, алевролиты, доломиты, глинистые и низкоуглеродистые глинистые сланцы, доломитовые мергели и кремнисто-доломитовые породы. Из приведенного описания можно сделать вывод, что по составу слагающих их пород сигаевская и костинская свиты принципиально не отличаются от других подкалтасинских терригенных отложений Камско-Бельского авлакогена. Леузинская свита (мощность не менее 235 м) представлена доломитами с низкоуглеродистоглинистыми пропластками. В основании свиты можно видеть также прослой известняков. С подстилающей шиханской свитой леузинская свита связана постепенным переходом (Сергеева и др., 2021). Кипчакская свита (~80 м) сложена аргиллитами, алевролитами, базальтами, гиалобазальтами и гиалокластитами (Сергеева и др., 2021; см. также ссылки в этой работе).

³ Даже из приведенного краткого обзора стратиграфических схем хорошо видно, что одними из наиболее дискуссионных вопросов являются стратиграфическая принадлежность и объем надеждинской свиты. К сожалению, под одним и тем же названием разными авторами в разных районах Камско-Бельского авлакогена понимаются, очевидно, различные толщи.

⁴ Здесь есть, однако, ряд тонкостей. Так, например, в монографии (Сергеева и др., 2021, с. 42) при описании разреза скв. Аслыкуль 4 указано, что взаимоотношение усинской свиты с подстилающей ольховской в керне не наблюдалось. Соответственно, нет информации и о характере контакта названных свит. Подобная ситуация свойственна и многим другим глубоким скважинам, вскрывшим отложения рифея в Камско-Бельском авлакогене. Поэтому геологические особенности интервалов предполагаемых перерывов в литературе практически не освещены.

Аргиллиты арланской подсвиты калтасинской свиты имеют, по данным Re-Os метода, возраст 1414 ± 40 и 1427 ± 43 млн лет (Сергеева и др., 2021; см. также ссылки в этой работе). Дайка габбро-долерита, секущая породы норкинской свиты, имеет возраст 1391 ± 2 млн лет (циркон, U-Pb метод, SHRIMP-II (Сергеева и др., 2021; см. также ссылки в этой работе)). Дайка габбро-долерита, прорывающая верхнюю подсвиту кабаковской свиты, имеет возраст 1386 ± 6 млн лет (бадделейт, U-Pb метод, SHRIMP-II (Сергеева и др., 2021; см. также ссылки в этой работе)). Датировки для большинства остальных литостратиграфических единиц рифея Камско-Бельского авлакогена получены в основном K-Ar методом по секущим магматическим породам, глаукониту и слюдястым минералам (Стратотип..., 1983) до начала 1980-х гг. и не могут считаться в настоящее время валидными. Кроме указанных данных в литературе имеются K-Ar датировки по базальтам норкинской свиты и полевым шпатам из них (2016, 1686 и 1542 млн лет) (Козлов и др., 1995), Rb-Sr датировка по селадониту из базальтов кипчакской свиты (734 млн лет) (Горожанин, 2009) и Pb-Pb датировка карбонатных пород шиханской свиты (900 млн лет) (Козлов и др., 2003), но и они, по-видимому, требуют уточнения.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Определение содержания породообразующих оксидов и редких и рассеянных элементов в песчаниках и тонкозернистых обломочных породах (глинистых сланцах, алевроаргиллитах, мелкозернистых глинистых алевролитах) основных литостратиграфических подразделений рифея Камско-Бельского авлакогена, вскрытых скважинами Арлан 7000, Мензелино-Актаныш 203, Мензелино-Актаныш (Карачевская) 20005, Северо-кушкуль 1, Кушкуль 100, Кабаково 62, Аслы-куль 4, Морозовская 1, Суллинская 20007, Кипчак 1, Шкапово 740, Шихан 5 и Ахмерово 6 (см. рис. 1), выполнено в начале и середине 2000-х гг. в ИГГ УрО РАН (аналитики Н.П. Горбунова, В.П. Власов, Г.С. Неупокоева, И.И. Неустроева, Л.А. Татарина и Е.С. Шагало) соответственно рентгенфлуоресцентным методом на рентгеновском спектрометре CPM-18 и методом ICP-MS на масс-спектрометре ELAN9000. Для анализа использованы случайным образом отобранные образцы из коллекции ядра М.В. Ишерской. Вещественный состав песчаников и глинистых пород рифея Камско-Бельского авлакогена охарактеризован в наших предшествующих публикациях (Маслов, Ишерская, 2008; Маслов и др., 2008а, б, 2010, 2012; Ялышева, Маслов, 2013). Используемые в настоящей работе аналитические данные для песчаников и глинистых пород рифея

Камско-Бельского авлакогена приведены в монографии (Маслов, 2012). Так как объем и распространение по площади некоторых литостратиграфических единиц рифея Камско-Бельского авлакогена понимаются разными авторами до настоящего времени по-разному, в табл. 1 и 2 указана стратиграфическая привязка образцов в опробованных скважинах. К сожалению, число образцов и песчаников и глинистых пород в выборках для разных свит из нашей коллекции в целом невелико и сильно варьирует. Это делает большинство рассуждений и выводов данной статьи сугубо предварительными и предполагает, что рассматриваемая нами задача далека от окончательного решения.

Основной метод исследований при подготовке этой работы заключался в сопоставлении средних значений и величин стандартных отклонений ($\pm 1\sigma$) ряда индикаторных соотношений породообразующих оксидов (K_2O/Al_2O_3 , SiO_2/Al_2O_3) и редких и рассеянных элементов – показателей состава пород на палеоводосборах (Th/Sc , La/Co и $(La/Yb)_N$) в песчаниках и глинистых породах свит, залегающих выше поверхностей перерывов и ниже них в разрезе рифея Камско-Бельского авлакогена. Так как устоявшейся, принимаемой подавляющим большинством исследователей схемы расчленения рифея названной крупной структуры все еще нет, то в схемах разных авторов одни и те же свиты занимают разное положение. В одних схемах одни свиты показаны имеющими согласные соотношения, в других они могут быть разделены перерывами; в одних схемах свита А залегает ниже свиты Б, в других соотношения между ними обратные. Все это затрудняет анализ величин индикаторных соотношений, поскольку приходится рассматривать их для каждой схемы в отдельности (см. далее).

На классификационной диаграмме $\log(SiO_2/Al_2O_3) - \log(Fe_2O_3^{*5}/K_2O)$ (Herron, 1988) фигуративные точки песчаников (индивидуальные образцы) прикамской, надеждинской, тукаевской, ольховской, усинской, леонидовской и приютовской свит сосредоточены в основном в полях вакк, аркозов и субаркозов, литаренитов и сублитаренитов (рис. 3а). Какой-либо приуроченности их к определенным классификационным полям названной диаграммы не наблюдается. Усредненные точки состава песчаников названных свит на этой же диаграмме распределены несколько иначе (рис. 3б). С учетом присущих им величин стандартных отклонений ($\pm 1\sigma$) песчаники надеждинской, усинской, леонидовской и приютовской свит представляются сходными по валовому химическому составу, тогда как песчаники ольховской (в нашем распоряжении имеются только два образца песчаников этой свиты) и прикамской свит обладают отличным от них составом.

⁵ Звездочкой обозначено суммарное железо в виде Fe_2O_3 .

Таблица 1. Распределение образцов песчаников по свитам и скважинам**Table 1.** Distribution of sandstone samples by the formations and boreholes

№ образца	Скважина	Интервал отбора, м	№ образца	Скважина	Интервал отбора, м
Прикамская свита			КБА-71	Морозовская 1	2320–2325
КБА-103	Сулли 20007	3362–3372	КБА-72	Куш-куль 100	3314.4–3321.4
КБА-104		3332–3337	КБА-74		3338.3–3342.4
КБА-105		3208–3212	КБА-76		3355.1–3359.3
КБА-109		3253–3254	КБА-73	Кипчак 1	4215–4218
КБА-106	Арлан 7000	4031.5–4040.5	КБА-78		3944–3947
КБА-107		3901.6–3913.4	КБА-80		3872–2875
КБА-110		4225.1–4228.2	КБА-81		4144–4147
КБА-111		4100.4–4104.5	КБА-75	Северо-кушкуль 1	2613.0–2621.2
КБА-108	Морозовская 1	2537–2541	КБА-77		2562.7–2571.0
Надеждинская свита			КБА-79	Ахмерово 6	3563–3665
КБА-82	Кипчак 1	5421–5423	Леонидовская свита		
КБА-83	Аслы-куль 4	4131–4032	КБА-55	Ахмерово 6	3778.0–3780.3
КБА-84		4095–4098	КБА-57		3990–3993
КБА-85		4263–4267	КБА-66		4113–4018
Тукаевская свита			КБА-56	Шкапово 740	4139.48–4140.98
КБА-86	Аслы-куль 4	3491.6	КБА-58		3720.96–3721.16
КБА-98		3390	КБА-59	Морозовская 1	2250–2256
КБА-99		3493	КБА-63		2170–2175
КБА-101		3445.5	КБА-60	Куш-куль 100	3254.6–3257.3
КБА-87	Ахмерово 6	4029–4034	КБА-64		3277.4–3281.4
КБА-92		3864–3866	КБА-61	Кипчак 1	3527–3529
КБА-95		3824–3828	КБА-65		3351–3354
КБА-96		4059–4062	КБА-62	Северо-кушкуль 1	1977.4–1985.0
КБА-88	Кипчак 1	4848–4850	КБА-67		2408.0–2416.5
КБА-94		5130–5132	КБА-68		1977.4–1985.0
КБА-102		5028–5030	КБА-69		2399.5–2408.0
КБА-89	Кабаково 62	5290–5291	Приютовская свита		
КБА-93		5037–5037.5	КБА-112	Шкапово 740	3090.38–3094.25
КБА-97		4835–4837	КБА-113		3143–3148
КБА-91		5252–5254	КБА-120		3362.48–3366.38
КБА-90	Куш-куль 100	4700–4701	КБА-115		3362.48–3366.38
КБА-100	Северо-кушкуль 1	3371.0–3374.5	КБА-118		3143.2–3148.0
Ольховская свита			КБА-114	Ахмерово 6	3717–3719
КБА-122	Аслы-куль 4	2943–2944	КБА-116		3560–3561
КБА-123	Северо-кушкуль 1	2810–2815	КБА-117		3575–3576
Усинская свита			КБА-119	Шихан 5	3660.0–3663.2
КБА-70	Морозовская 1	2320–2325	КБА-121	Кабаково 62	3691–3692

Точки состава индивидуальных образцов глинистых пород прикамской, надеждинской, ольховской, усинской и приютовской свит на диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO})/\text{SiO}_2$ (Юдович, Кетрис, 2000) сосредоточены преимущественно в полях V (хлорит-сметтит-иллитовые глины) и VI (иллитовые глины со значительной примесью дисперсных полевых шпатов) (рис. 3в). Усредненные точки состава глинистых сланцев и аргиллитов названных свит демонстрируют существование двух кластеров. К первому принадлежат глинистые по-

роды прикамской свиты, ко второму – глинистые породы четырех других свит (рис. 3г), хотя, если строго учитывать величины стандартных отклонений, то такая их группировка выглядит в значительной степени условной.

Уже из сказанного можно сделать определенный вывод, а именно, что и песчаники и глинистые породы рифея Камско-Бельского авлакогена не имеют каких-либо существенных различий валового химического состава. Соответственно, где бы в разрезе рифея авлакогена ни присутствовали

Таблица 2. Распределение образцов глинистых пород по свитам и скважинам

Table 2. Distribution of clay rock samples by the formations and boreholes

№ образца	Скважина	Интервал отбора, м	№ образца	Скважина	Интервал отбора, м	
Прикамская свита			Тукаевская свита			
ПБ-51	Сулли 20007	3070–3075	ПБ-40	Кабаково 62	5237–5239	
ПБ-17		3138–3145	ПБ-39		5353–5354	
ПБ-22		3138–3145	Ольховская свита			
ПБ-16		3170–3173	ПБ-33	Кабаково 62	4483–4485	
ПБ-47		3176–3180	ПБ-2		4656–4657	
ПБ-18		3181–3190	ПБ-5	4656–4657		
ПБ-37		Мензелино-Актаныш 20005	3099–3101	ПБ-4	4762–4765	
ПБ-50			3197–3199	ПБ-13	4762–4765	
ПБ-43			3197–3199	ПБ-44	Кипчак 1	4318–4320
ПБ-15			3199–3202	ПБ-48		4464–4467
ПБ-21	Мензелино-Актаныш 203	3249–3257	ПБ-46	Северо-кушкуль 1	4504–4507	
ПБ-23		3305.9–3313.0	ПБ-45		4553–4556	
ПБ-27		3305.9–3313.0	ПБ-31		2858–2864	
ПБ-24		2989–2991	ПБ-6		2980–2986	
ПБ-25		3048.0–3056.5	ПБ-28		3371–3374	
ПБ-26		3257.0–3264.7	ПБ-30		3145–3148	
Калтасинская свита			ПБ-12	Усинская свита	3307–3315	
ПБ-35	Арлан 7000	2448.8–2453.6	ПБ-11		3307–3315	
ПБ-38		2551–2554	ПБ-8		3315.0–3319.5	
ПБ-36		2551–2554	ПБ-29		3315.0–3319.5	
ПБ-34		2554–2559	Приютовская свита			
Надеждинская свита			ПБ-52	Сулли 20007	2782–2787	
ПБ-49	Сулли 20007	2818–2820	ПБ-20		2785–2792	
ПБ-53		2818–2820	ПБ-41		2785–2792	
ПБ-42	Кабаково 62	5453–5454	ПБ-19		2785–2792	
ПБ-1		5469–5471	Приютовская свита			
Тукаевская свита			ПБ-32	Шкапово 740	3511.6–3512.6	
ПБ-14	Кабаково 62	4980–4981	ПБ-9		3564–3565	
ПБ-3		5237–5239	ПБ-10		3575–3579	
			ПБ-7		3582.8–3585.2	

(или ни предполагались бы) перерывы, они, по всей видимости, какого-либо определенного влияния на состав обломочных пород не оказали. На этом статью можно было бы завершить, но мы все же посмотрим, как меняются химические составы песчанников и глинистых пород выше перерывов и ниже них в схемах 1–3.

ОБСУЖДЕНИЕ ФАКТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА

В схеме 1 в разрезе рифея Камско-Бельского авлакогена показаны два перерыва – предтукаевский и предусинский. Песчаники надеждинской свиты ($n = 4$), залегающие ниже предтукаевского перерыва, характеризуются средними величинами K_2O/Al_2O_3 и $SiO_2/Al_2O_3 - 0.42 \pm 0.14$ и 13.40 ± 6.67 . Тукаевские песчаники ($n = 17$) обладают средними зна-

чениями тех же параметров: 0.22 ± 0.11 и 21.00 ± 7.25 соответственно. Средняя величина Th/Sc для песчаников надеждинской свиты равна 3.94 ± 2.31 , а для песчаников тукаевской свиты – 3.75 ± 2.54 . Два других параметра (La/Co_{cp} и $(La/Yb)_{Ncp}$) составляют для надеждинских песчаников 6.05 ± 3.69 и 10.79 ± 3.16 соответственно, а для песчаников тукаевской свиты – 5.95 ± 2.78 и 11.25 ± 3.96 . Из сравнения всех приведенных средних значений индикаторных отношений с учетом величин стандартных отклонений очевиден вывод, что предтукаевский перерыв не оказал какого-либо выраженного влияния на литогеохимические характеристики песчаников, залегающих непосредственно ниже его поверхности и выше нее (рис. 4). Это позволяет считать также, что во время названного перерыва существенного изменения состава пород в области питания, по всей видимости, не было.

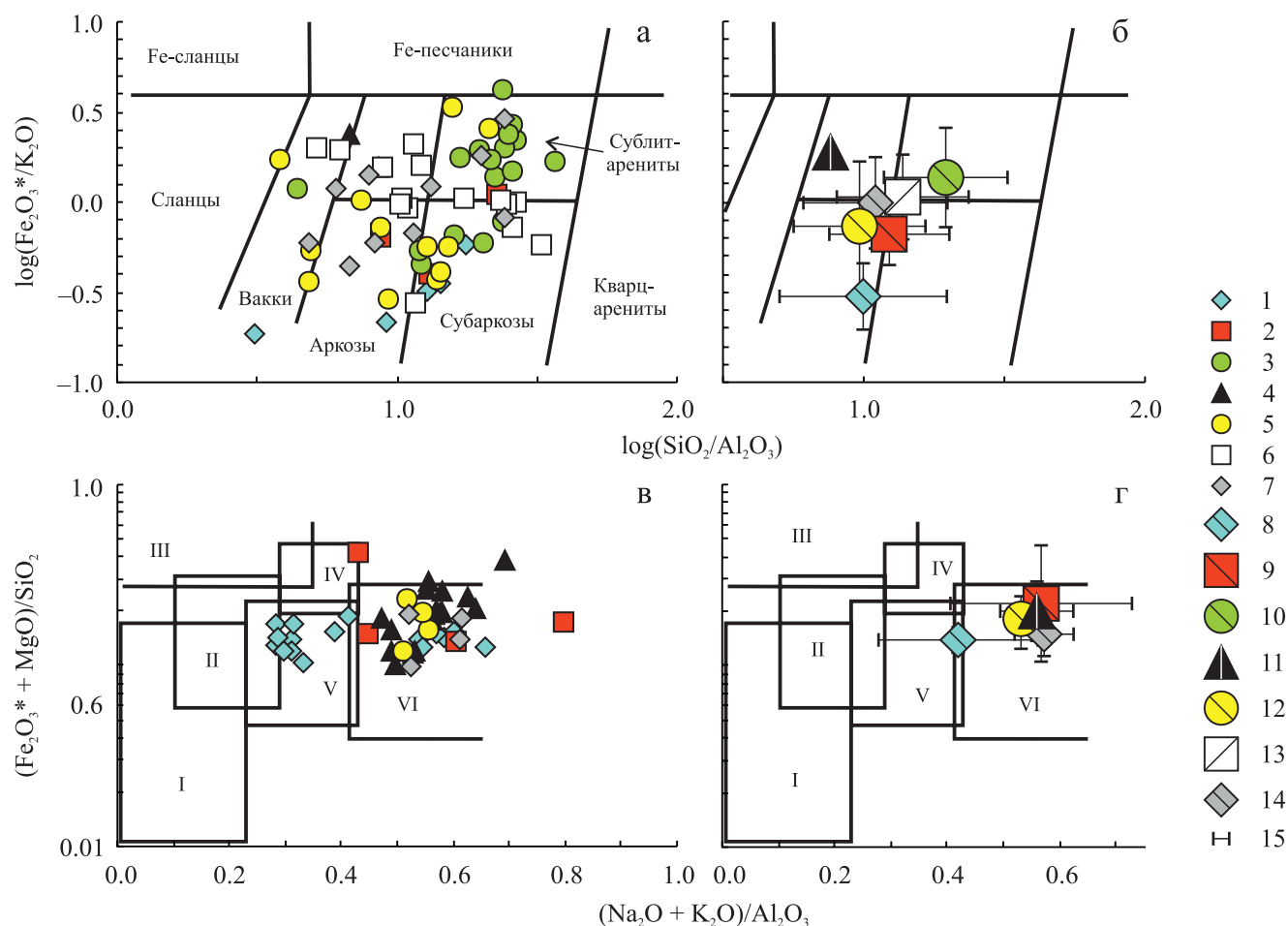


Рис. 3. Положение индивидуальных (а, в) и усредненных (б, г) фигуративных точек состава песчаников и глинистых пород рифея Камско-Бельского авлакогена на диаграммах $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ – $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{K}_2\text{O})$ и $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ – $(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO})/\text{SiO}_2$.

Свиты: 1 – прикамская; 2 – надеждинская; 3 – тукаевская; 4 – ольховская; 5 – усинская; 6 – леонидовская; 7 – приютовская (1–7 – индивидуальные образцы); 8–14 – те же свиты, усредненные точки; 15 – величина стандартного отклонения ($\pm 1\sigma$). Поля: I – преимущественно каолиновых глин; II – преимущественно смектитовых с примесью каолинита и иллита глин; III – преимущественно хлоритовых с примесью Fe-иллита глин; IV – хлорит-иллитовых глин; V – хлорит-смектит-иллитовых глин; VI – иллитовых глин со значительной примесью дисперсных полевых шпатов.

Fig. 3. Position of individual (а, в) and averaged (б, г) data points for the composition of the Riphean sandstones and clay rocks of the Kamsko-Belsk aulacogene on the $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ – $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{K}_2\text{O})$ and $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ – $(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO})/\text{SiO}_2$ diagrams.

Formations: 1 – Prikamsk; 2 – Nadezhdino; 3 – Tukaevo; 4 – Olkhovo; 5 – Usinsk; 6 – Leonidovo; 7 – Priyutovo (1–7 – individual samples); 8–14 – the same formations, averaged data points; 15 – standard deviation value ($\pm 1\sigma$).

Fields: I – predominantly kaolinite clays; II – predominantly smectite clays with an admixture of kaolinite and illite; III – predominantly chlorite clays with an admixture of Fe-illite; IV – chlorite-illite clays; V – chlorite-smectite-illite clays; VI – illite clays with a significant admixture of dispersed feldspars.

Ольховская свита, залегающая в разрезе рифея Камско-Бельского авлакогена, согласно схеме 1, ниже предусинского перерыва, представлена в нашей коллекции всего двумя образцами песчаников. Средние значения для них $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ и $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ равны 0.17 и 7.69 соответственно. Песчаники усинской свиты ($n = 12$) имеют средние величины перечисленных параметров: 0.30 ± 0.16 и 11.03 ± 5.38 . Средние значения Th/Sc , La/Co и $(\text{La}/\text{Yb})_N$ для пес-

чаников ольховской свиты составляют 2.16, 4.84 и 8.88 соответственно, а для залегающих выше перерыва усинских песчаников – 6.28 ± 7.77 (здесь для 9 образцов $\text{Th}/\text{Sc} < 6$, для 2 образцов – 26.2 и 15.9), 5.86 ± 3.31 и 9.72 ± 4.05 . Все сказанное показывает, что рассматриваемые нами литогеохимические характеристики песчаников, залегающих ниже предусинского перерыва и выше него, принципиальным образом не различаются и во время указанного пе-

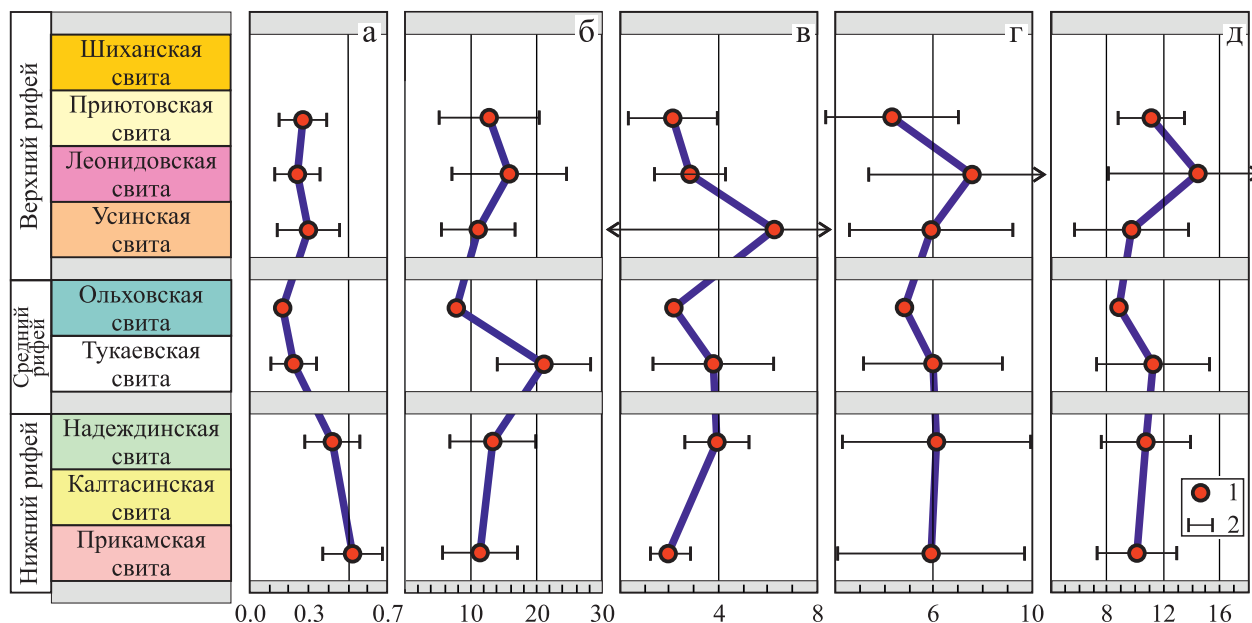


Рис. 4. Вариации средних для песчаников разных свит рифея Камско-Бельского авлакогена (схема 1) значений K_2O/Al_2O_3 (а), SiO_2/Al_2O_3 (б), Th/Sc (в), La/Co (г) и $(La/Yb)_N$ (д).

Здесь и на рис. 5–9: 1 – среднее значение индикаторного отношения; 2 – величина стандартного отклонения ($\pm 1\sigma$).

Fig. 4. Variations in averaged values for sandstones of different formations of the Riphean Kamsko-Belsk aulacogen (Scheme 1) of K_2O/Al_2O_3 (a), SiO_2/Al_2O_3 (б), Th/Sc (в), La/Co (г) and $(La/Yb)_N$ (д).

Here and in Fig. 5–9: 1 – the average value of the indicator ratio; 2 – standard deviation value ($\pm 1\sigma$).

перерыва существенного изменения состава пород на палеоводосборах, по всей видимости, не произошло.

Сведений о валовом химическом составе (основные породообразующие оксиды) глинистых пород свит, залегающих ниже предтукаевского перерыва и выше него, в нашем распоряжении нет. Глинистые породы ольховской свиты ($n = 17$), залегающей непосредственно ниже предусинского перерыва, характеризуются средними величинами TiO_2/Al_2O_3 и K_2O/Al_2O_3 0.034 ± 0.003 и 0.50 ± 0.06 соответственно (рис. 5). Глинистые породы усинской свиты ($n = 4$) обладают значениями этих индикаторных отношений, равными 0.036 ± 0.002 и 0.49 ± 0.01 . Средние величины Th/Sc , La/Co и $(La/Yb)_N$ в глинистых породах ольховского стратиграфического уровня составляют 0.72 ± 0.14 , 1.53 ± 0.62 и 10.40 ± 3.69 , а для залегающих выше поверхности предусинского перерыва равны 0.89 ± 0.05 , 1.95 ± 0.33 и 12.90 ± 4.03 соответственно. Средние величины Th/Sc , La/Co и $(La/Yb)_N$ в глинистых сланцах ниже предтукаевского перерыва составляют 0.86 ± 0.06 , 1.63 ± 0.79 и 10.40 ± 4.15 , а выше – 0.76 ± 0.17 , 1.92 ± 1.13 и 10.60 ± 1.35 соответственно. В целом все приведенные средние величины различных индикаторных отношений, позволяющих так или иначе судить о составе пород на палеоводосборах, дают основание думать, что ни предтукаевский, ни предусинский

перерывы не оказали какого-либо значимого влияния на состав областей питания.

В схеме 2 перерыв в разрезе рифея Камско-Бельского авлакогена предполагается только один – между кабаковской свитой, залегающей выше надеждинской, и тукаевской. Данных о литогеохимических характеристиках песчаников и глинистых пород кабаковской свиты в нашем распоряжении нет, поэтому мы можем сравнивать только средние величины K_2O/Al_2O_3 , SiO_2/Al_2O_3 , TiO_2/Al_2O_3 , Th/Sc , La/Co и $(La/Yb)_N$, свойственные породам надеждинской и тукаевской свит, что уже было сделано при рассмотрении схемы 1 (см. рис. 4, 5). Естественным, что вывод об отсутствии какого-либо принципиального изменения литогеохимических особенностей песчаников и глинистых пород ниже предтукаевского перерыва и непосредственно выше него, как и состава пород на палеоводосборах, остается в силе и в данном случае (рис. 6, 7).

В схеме 3 присутствуют преднадеждинский/предсреднерифейский и предкипчакский/внутри-верхнерифейский перерывы. Для характеристики последнего данных у нас нет. Для характеристики первого данных мало, следовательно, приводимые далее соображения следует рассматривать как ориентировочные. Литогеохимические особенности залегающих непосредственно выше предсреднерифейского перерыва песчаников надеждинской

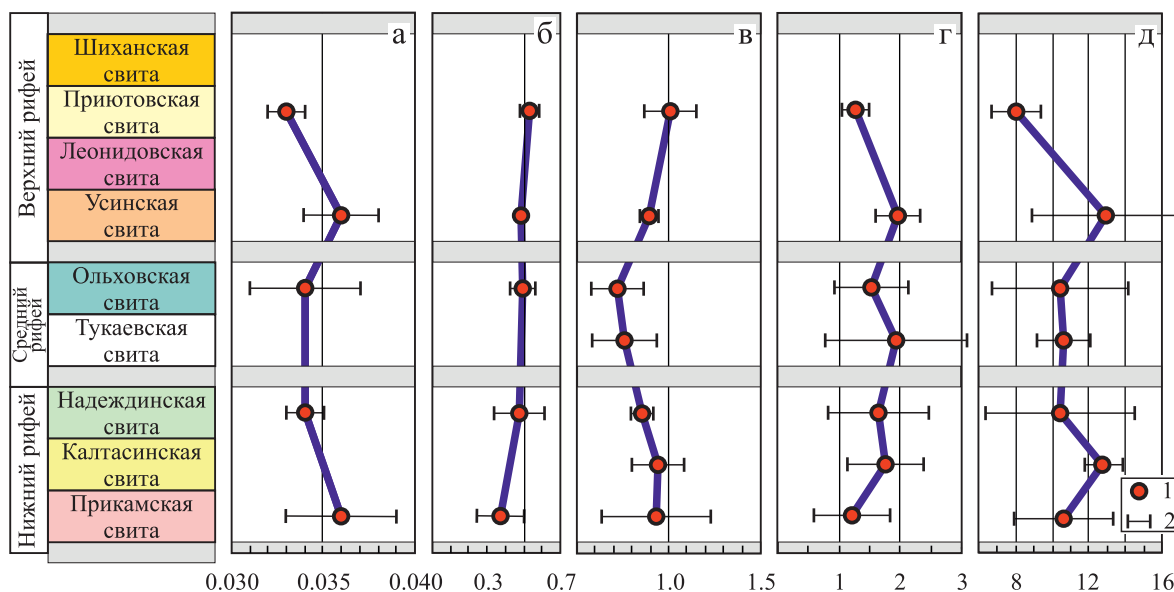


Рис. 5. Вариации средних для глинистых пород рифея Камско-Бельского авлакогена (схема 1) значений $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (а), $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (б), Th/Sc (в), La/Co (г) и $(\text{La}/\text{Yb})_N$ (д).

Fig. 5. Variations in the averaged values $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (a), $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (б), Th/Sc (в), La/Co (г) and $(\text{La}/\text{Yb})_N$ (д) for clay rocks of the Riphean Kamsko-Belsk aulacogen (Scheme 1).

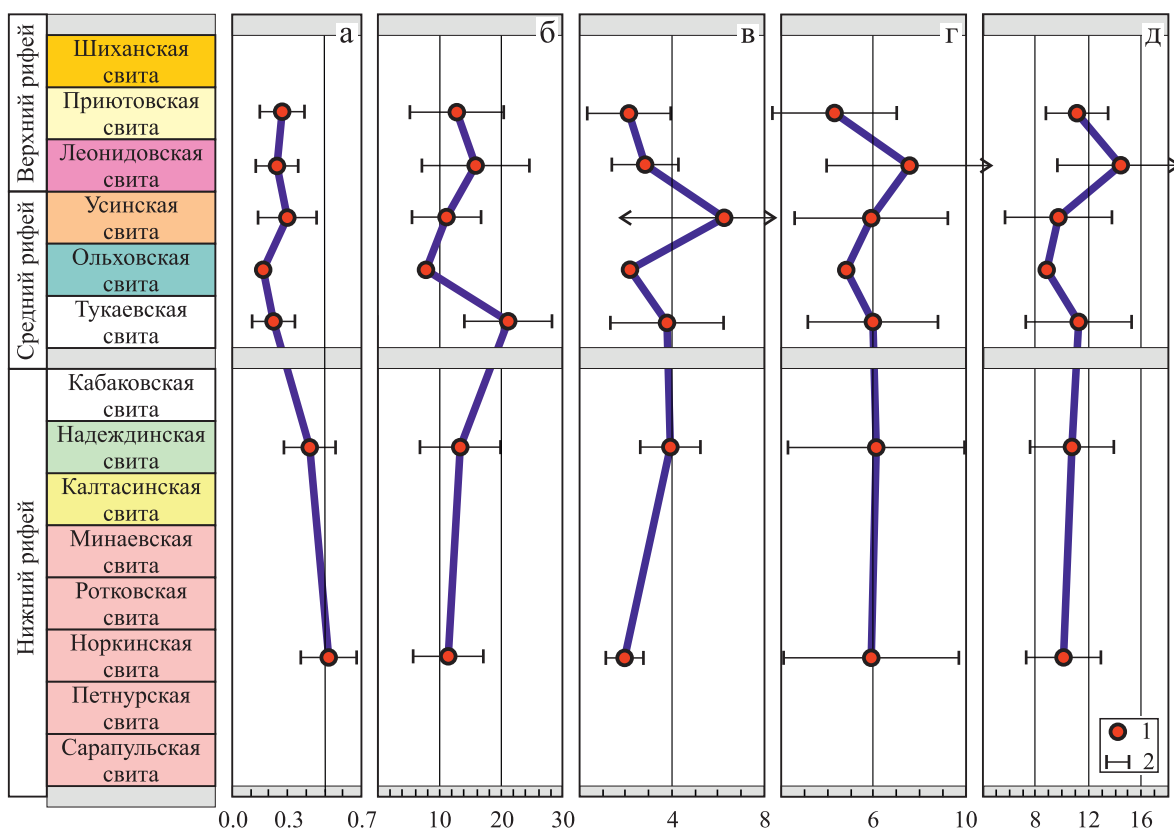


Рис. 6. Вариации средних для песчаников рифея Камско-Бельского авлакогена (схема 2) значений $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (а), $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (б), Th/Sc (в), La/Co (г) и $(\text{La}/\text{Yb})_N$ (д).

Fig. 6. Variations in the averaged values for the Riphean sandstones of the Kamsko-Belsk aulacogen (Scheme 2) for $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (а), $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (б), Th/Sc (в), La/Co (г) and $(\text{La}/\text{Yb})_N$ (д).

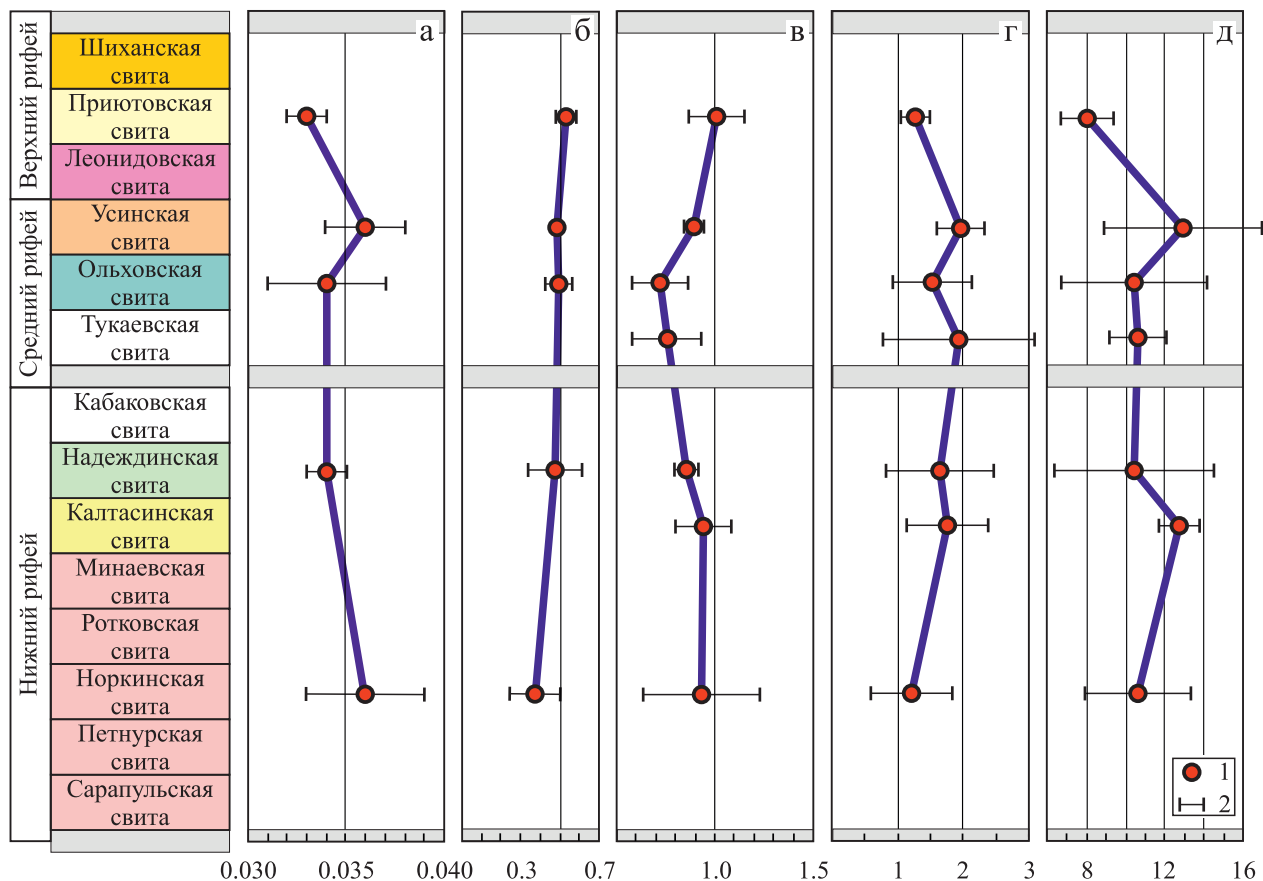


Рис. 7. Вариации средних для глинистых пород разных свит рифея Камско-Бельского авлакогена (схема 2) значений $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (а), $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (б), Th/Sc (в), La/Co (г) и $(\text{La}/\text{Yb})_N$ (д).

Fig. 7. Variations in averaged values for clay rocks of different formations of the Riphean Kamsko-Belsk aulacogen (Scheme 2) of $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (a), $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (б), Th/Sc (в), La/Co (г) and $(\text{La}/\text{Yb})_N$ (д).

свиты ($\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, Th/Sc , La/Co и $(\text{La}/\text{Yb})_N$) ничем принципиально не отличаются от аналогичных характеристик песчаников прикамского уровня (сигаевская, костинская, норкинская, ротковская и минаевская свиты) (рис. 8). Мы отдаем себе отчет в том, что это смелое допущение, но некоторое право на него дают нам незначительная роль песчаников в калтасинско-кабаковском интервале, а также сходство состава песчаников докалтасинского стратиграфического уровня и надеждинской свиты, предполагающее и определенное или существенное сходство состава пород питающих провинций.

Данных о валовом химическом составе (основные породообразующие оксиды) глинистых пород калтасинской и кабаковской свит у нас нет, но есть сведения о содержании редких и рассеянных элементов в глинистых сланцах калтасинской и надеждинской свит. В соответствии с ними глинистые породы калтасинского стратиграфического уровня, залегающего существенно ниже предсреднерифейского перерыва, и глинистые породы на-

деждинской свиты, залегающей, в соответствии со схемой 3, непосредственно выше названного перерыва, принципиально не различаются по средним величинам Th/Sc , La/Co и $(\text{La}/\text{Yb})_N$ (0.94 ± 0.14 и 0.86 ± 0.06 , 1.76 ± 0.59 и 1.63 ± 0.79 , 12.71 ± 0.98 и 10.44 ± 4.15 соответственно) (рис. 9).

Как оценить значение приведенных данных? Наиболее выраженным перерывом в позднедокембрийском разрезе Камско-Бельского авлакогена считается перерыв между рифеем и вендом. Есть ли различия между величинами рассматриваемых нами литогеохимических параметров обломочных пород, залегающих ниже поверхности предвендского перерыва и выше него? К сожалению, подобного рода тест затрудняет ряд обстоятельств. Во-первых, в составе байкибашевской свиты, начинающей разрез венда, почти нет глинистых пород. Во-вторых, байкибашевская свита залегает с размывом в основном на карбонатных породах шиханской свиты. Следовательно, сравнивать мы можем только индикаторные отношения в песчаниках приутовской (подстилает шиханскую свиту) и бай-

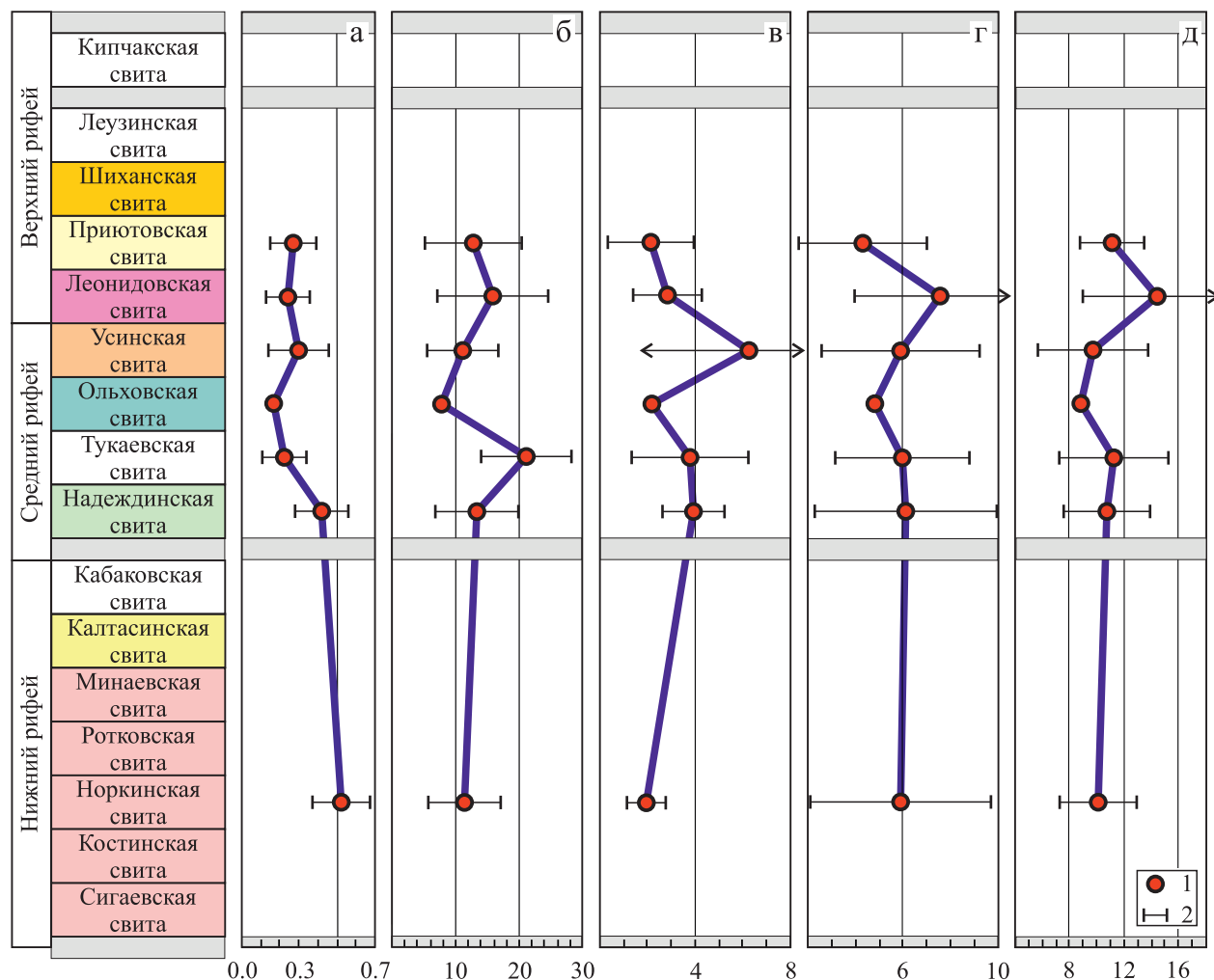


Рис. 8. Вариации средних для песчаников разных свит рифея Камско-Бельского авлакогена (схема 3) значений K_2O/Al_2O_3 (а), SiO_2/Al_2O_3 (б), Th/Sc (в), La/Co (г) и $(La/Yb)_N$ (д).

Fig. 8. Variations in the averaged values for the Riphean sandstones of the Kamsko-Belsk aulacogen (Scheme 3) for K_2O/Al_2O_3 (a), SiO_2/Al_2O_3 (б), Th/Sc (в), La/Co (г) and $(La/Yb)_N$ (д).

кибашевской свит, а это заметно снижает “чистоту” данного эксперимента. В нашем распоряжении имеются аналитические данные для 10 образцов песчаников приютовской свиты (отобраны в скважинах Шкапово 740, Ахмерово 6, Шихан 5 и Кабаково 62) и 11 образцов песчаников байкибашевской свиты (отобраны в скважинах Северо-кушкуль 1, Ахмерово 6, Кипчак 1 и Шихан 5) (Маслов, 2012). Средняя величина K_2O/Al_2O_3 для песчаников приютовской свиты равна 0.27 ± 0.12 . Это предполагает, что значения указанного параметра отвечают интервалу 0.15–0.40. Песчаники байкибашевской свиты обладают значением K_2O/Al_2O_3 , равным 0.14 ± 0.05 (интервал 0.09–0.19). По данному показателю песчаники обеих свит скорее различаются, нежели похожи. Однако по четырем другим параметрам, рассматриваемым нами в данной статье, они в заметной степени сопоставимы (рис. 10).

Интервал значений SiO_2/Al_2O_3 для песчаников приютовского стратиграфического уровня равен 5.21–20.22, а для песчаников байкибашевской свиты – 5.69–10.25. Значения Th/Sc и La/Co в песчаниках приютовской свиты изменяются в пределах 0.30–3.90 и 1.66–6.95, а в песчаниках байкибашевской свиты они отвечают интервалам 0.64–3.77 и 0.37–6.93. Наконец, параметр $(La/Yb)_N$ для приютовских песчаников находится в интервале 8.82–13.51, а для песчаников байкибашевской свиты он варьирует от 9.92 до 22.81. Таким образом, следует признать, что и наиболее отчетливо выраженный в верхнедевонском разрезе Камско-Бельского авлакогена перерыв, по-видимому, не имеет адекватно яркого отражения в литогеохимических характеристиках песчаников. Связано это, вероятно, с рядом обстоятельств, но мы не будем на них здесь останавливаться.

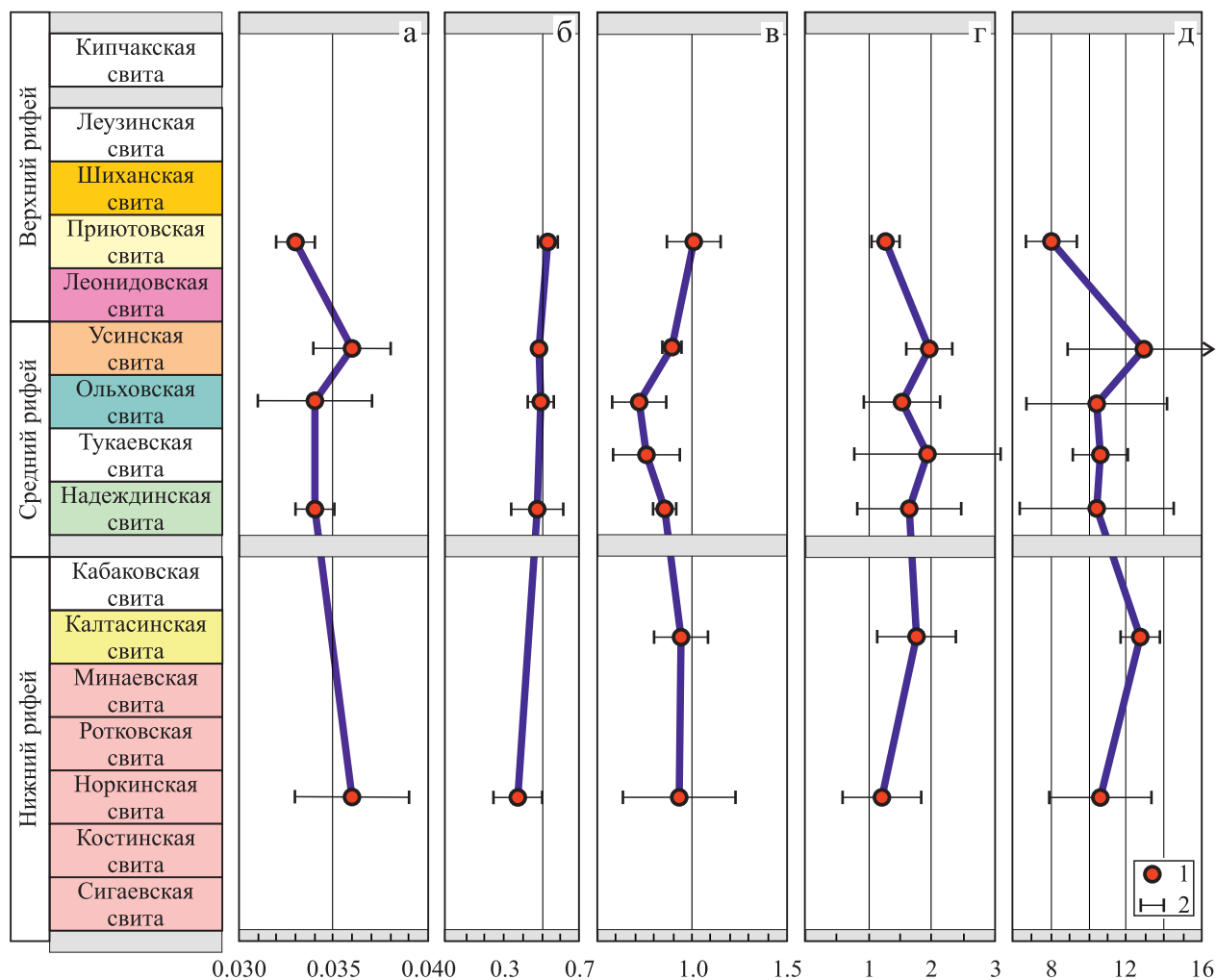


Рис. 9. Вариации средних для глинистых пород рифея Камско-Бельского авлакогена (схема 3) значений $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (а), $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (б), Th/Sc (в), La/Co (г) и $(\text{La}/\text{Yb})_N$ (д).

Fig. 9. Variations in averaged values for clay rocks of different formations of the Riphean Kamsko-Belsk aulacogen (Scheme 3) of $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (a), $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (б), Th/Sc (в), La/Co (г) and $(\text{La}/\text{Yb})_N$ (д).

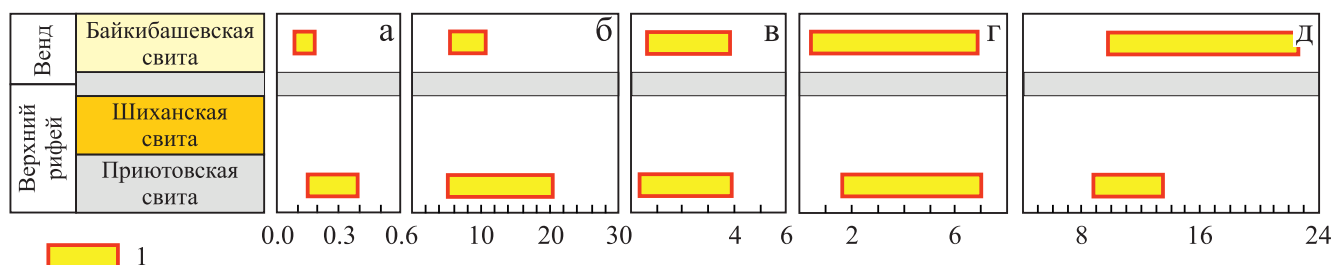


Рис. 10. Вариации значений $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (а), $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (б), Th/Sc (в), La/Co (г) и $(\text{La}/\text{Yb})_N$ (д) в песчаниках приютотовской (рифей) и байкибашевской (венд) свит.

1 – интервал изменения значений параметра (среднее значение $\pm 1\sigma$). Остальные условные обозначения см. на рис. 4.

Fig. 10. Variations in $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (a), $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (б), Th/Sc (в), La/Co (г), and $(\text{La}/\text{Yb})_N$ (д) values in sandstones of the Priyutovo (Riphean) and Baikibashevo (Vendian) formations.

1 – interval of change of parameter values (mean value $\pm 1\sigma$). Other symbols see fig. 4.

ВЫВОДЫ

Представленные в настоящей работе материалы и обсуждение позволяют сделать по крайней мере три основных вывода. Однако следует иметь в виду, что это выводы скорее предварительные, составляющие задуматься и требующие верификации на более представительном материале.

Вывод первый состоит в том, что присутствующие в разрезе рифея Камско-Бельского авлакогена перерывы, природу, длительность и масштаб которых оценить в настоящее время все еще сложно, не оказали существенного влияния на средние значения ряда индикаторных отношений – показателей состава пород на палеоводосборах (K_2O/Al_2O_3 , SiO_2/Al_2O_3 , TiO_2/Al_2O_3 , Th/Sc , La/Co и $(La/Yb)_N$) в песчаниках и глинистых породах, залегающих ниже поверхностей перерывов и выше них.

Вывод второй можно сформулировать следующим образом – все сказанное дает основание считать, что кардинальных изменений состава пород на палеоводосборах, окружавших такую крупную отрицательную структуру, как Камско-Бельский авлакоген, в течение всего рифея не происходило, как не происходило и кардинальных изменений путей поступления кластики в область седиментации, связанную с названной структурой. Возможно, иной сценарий для авлакогенов предполагать трудно, но любые самые правдоподобные модели и сценарии только выигрывают, будучи подкрепленными цифрами.

Вывод третий предполагает, что рассмотренная нами задача, к сожалению, далека от корректного решения. Необходимо анализировать более представительные выборки и песчаников, и глинистых пород. Нужно, что бы эти выборки представляли одни и те же скважины, т. е. районы/структуры Камско-Бельского авлакогена. Наконец, необходимо, чтобы подобного рода исследования были выполнены для разных районов авлакогена, так как можно предполагать, что более ярко изменение литогеохимических характеристик обломочных пород, залегающих ниже поверхностей перерывов и выше них, будет выражено не в центральной части авлакогена, а в его прибортовых районах. Однако так это или нет – еще предстоит узнать, хотя с течением времени шансы на успех стремительно снижаются.

Благодарности

Автор с большой теплотой вспоминает сотрудничество с М.В. Ишерской (Институт геологии Уфимского научного центра РАН, г. Уфа), позволившее познакомиться с разрезами многих глубоких скважин, вскрывших осадочные последовательности рифея и венда Камско-Бельского авлакогена. Автор искренне признателен Н.С. Глушковой, выполнившей все иллюстрации к данной работе, и анонимным рецензентам за полез-

ное и доброжелательное обсуждение поднятых в статье вопросов, замечания и рекомендации, большинство из которых было учтено.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аксенов Е.М. (1998) История геологического развития Восточно-Европейской платформы в позднем протерозое. Дисс. ... докт. геол.-мин. наук в виде научного доклада. СПб.: ИГГД РАН, 106 с.
- Алексеев В.П., Амон Э.О. (2017) Седиментологические основы эндолитологии. Екатеринбург: УГГУ, 476 с.
- Алиев М.М., Морозов С.Г., Постникова И.Е. и др. (1977) Геология и нефтегазоносность рифейских и вендских отложений Волго-Уральской провинции. М.: Недра, 157 с.
- Амон Э.О. (2008) Стратиграфия. Екатеринбург: УГГУ, 366 с.
- Андреев Ю.В., Иванова Т.В., Келлер Б.М., Лисовский Н.Н., Морозов С.Г., Тагиров И.А., Янкаускас Т.В. (1981) Стратиграфия верхнего протерозоя восточной окраины Русской плиты и западного склона Южного Урала. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, (10), 57-68.
- Архипов И.В. (1985) Несогласия и перерывы в разрезах кайнозойских отложений обрамления Черного моря. *Бюл. МОИП. Отд. геол.*, **60**(1), 3-7.
- Барабашкин Е.Ю. (2001) Перерывы в геологической летописи: проблемы и способы решения. *Соросовский образ. журн.*, **7**(1), 57-63.
- Барабашкин Е.Ю., Веймарн А.Б., Копасевич Л.Ф., Найдин Д.П. (2002) Изучение стратиграфических перерывов при производстве геологической съемки. Методические рекомендации. М.: МГУ, 163 с.
- Безруков П.Л. (1962) Неравномерности распределения глубоководных осадков. *Океанология*, **2**(1), 9-26.
- Безруков П.Л. (1976) Перерывы в глубоководном осадконакоплении и их геологическое значение. *Палеонтология. Морская геология*. Междунар. геол. конгр. XXV сессия: Докл. сов. геологов. М.: Наука, 149-155.
- Белоконь Т.В., Горбачев В.И., Балашова М.М. (2001) Строение и нефтегазоносность рифейско-вендских отложений востока Русской платформы. Пермь: Звезда, 108 с.
- Вага Д.Д., Андреева-Григорович А.С., Супрун И.С. (2017) Региональное значение и объемы перерывов/несогласий в палеогеновых отложениях северной Тетической области. *Проблемы и перспективы нефтегазовой промышленности*, (1), 72-100.
- Горожанин В.М. (2009) Rb-Sr датирование неопротерозойских вулканитов по поствулканическому селадониту скважины Кипчак 1, Серноводско-Абдулинский авлакоген. *Изотопные системы и время геологических процессов*. Мат.-лы IV Рос. конф. по изотопной геохронологии. СПб.: ИП Коталкина, 145-147.
- Данбар К., Роджерс Дж. (1962) Основы стратиграфии. М.: ИЛ, 363 с.
- Дополнения к Стратиграфическому кодексу России. (2000) СПб.: ВСЕГЕИ, 112 с.
- Иванова З.П., Веселовская М.М., Клевцова А.А. и др. (1969) Нефтегазоносные и перспективные комплексы центральных и восточных областей Русской платформы. Т. I. Доордовикские отложения центральных и вос-

- точных областей Русской платформы. Л.: Недра, 168 с.
- Иванова Т.В. (1970) Некоторые вопросы седиментогенеза нижнерифейских отложений северо-западной Башкирии. *Стратиграфия и литология палеозоя Волго-Уральской области*. Казань: Казанский ФАН СССР, 7-14.
- Ишерская М.В., Романов В.А. (1993) К стратиграфии рифейских отложений Западной Башкирии. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 35 с.
- Козлов В.И., Масагутов Р.Х., Ахметшин И.Н., Пучков В.Н., Иванова Т.В., Сергеева Н.Д. (2009) Верхний докембрий южного обрамления Красноуфимского выступа кристаллического фундамента. СПб.: Недра, 336 с.
- Козлов В.И., Муслимов Р.Х., Гатиятуллин Н.С., Генина Л.А., Сергеева Н.Д., Ларионов Н.Н., Михайлов П.Н., Баранов В.В. (1995) Верхний докембрий восточных районов Татарстана и перспективы его нефтегазоносности. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 218 с.
- Козлов В.И., Пучков В.Н., Масагутов Р.Х., Иванова Т.В., Сергеева Н.Д., Горожанин В.М. (2007) Рифей-вендские отложения Камско-Бельского авлакогена, вскрытые скважиной 1 Восточно-Аскинская. СПб.: Недра, 136 с.
- Козлов В.И., Иванова Т.В., Горохов И.М., Масагутов Р.Х., Сергеева Н.Д., Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Генина Л.А., Михайлов П.Н., Илеменова О.Д. (2003) Литолого-петрографическая характеристика и перспективы нефтегазоносности доверхнедевонских отложений, вскрытых скважиной 1 Леузинская (северо-восток платформенного Башкортостана). Уфа: УНЦ РАН; БашНИПИнефть; ИГГД РАН, 40 с.
- Лагутенкова Н.С., Чепикова И.К. (1982) Верхнедокембрийские отложения Волго-Уральской области и перспективы их нефтегазоносности. М.: Наука, 110 с.
- Лисицын А.П. (1988) Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 309 с.
- Лозин Е.В. (1994) Тектоника и нефтеносность платформенного Башкортостана. Ч. I. М.: ВНИИОЭНГ, 73 с.
- Маринова Ю.Г. (2018) Стратиграфические перерывы в осадочном чехле Восточно-Индийского хребта. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **26**(5), 68-81.
- Масагутов Р.Х. (2002) Литолого-стратиграфическая характеристика и палеогеография позднего докембрия Башкирского Приуралья. М.: Недра, 224 с.
- Маслов А.В. (2012) Литогеохимия терригенных пород верхнего докембрия Волго-Уральской области. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 248 с.
- Маслов А.В. (2021) Верхний докембрий Южного Урала. *Стратиграфия верхнего докембрия: проблемы и пути решения*. Мат-лы VII Рос. конф. по проблемам геологии докембрия. СПб.: Свое издательство, 114-117.
- Маслов А.В. (2024) Некоторые литогеохимические и изотопно-геохимические особенности глинистых пород и перерывы в стратотипе рифея. *Литосфера*, **24**(1), 29-48.
- Маслов А.В., Гареев Э.З., Ишерская М.В. (2012) "Стандартные" дискриминантные палеогеодинамические диаграммы и платформенные песчаниковые ассоциации. *Отеч. геология*, (3), 55-65.
- Маслов А.В., Ишерская М.В. (1998) Осадочные ассоциации рифея Волго-Уральской области (условия формирования и литофациальная зональность). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 286 с.
- Маслов А.В., Ишерская М.В. (2008) Тонкозернистые терригенные породы рифея Камско-Бельского прогиба: основные черты геохимической систематики. *Литосфера*, (2), 46-66.
- Маслов А.В., Ишерская М.В., Крупенин М.Т., Петрищева В.Г., Гуляева Т.Я., Горбунова Н.П. (2010) Литогеохимические особенности тонкозернистых терригенных пород рифея Камско-Бельского авлакогена и условия их формирования. *Литология и полез. ископаемые*, (2), 172-200.
- Маслов А.В., Ишерская М.В., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П. (2008а) Тонкозернистые терригенные породы рифея и венда Камско-Бельского прогиба: сопоставление основных геохимических характеристик. *Литосфера*, (3), 36-49.
- Маслов А.В., Кузнецов А.Б., Крамчанинов А.Ю., Шпакович Л.В., Гареев Э.З., Подковыров В.Н., Ковалев С.Г. (2022) Источники сноса верхнедокембрийских глинистых пород Южного Урала: результаты геохимических и Sm-Nd изотопно-геохимических исследований. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **30**(1), 33-54.
- Маслов А.В., Ножкин А.Д., Подковыров В.Н., Летникова Е.Ф., Туркина О.М., Гражданкин Д.В., Дмитриева Н.В., Ишерская М.В., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л., Гареев Э.З., Вещева С.В., Лепихина О.П. (2008б) Геохимия тонкозернистых терригенных пород верхнего докембрия Северной Евразии. Екатеринбург: УрО РАН, 274 с.
- Мурашко Л.И. (2011) Историческая геология. Минск: БГУ, 147 с.
- Найдин Д.П. (1987) Перерывы и стратиграфия. *Бюл. МОИП. Отд. Геол.*, **62**(6), 69-75.
- Наливкин Д.В. (1974) Проблемы перерывов. *Этюды по стратиграфии*. (Под ред. А.Л. Яншина). М.: Наука, 10-21.
- Ожиганова Л.Д. (1983) Нижний рифей Западной Башкирии. *Стратиграфия и литология верхнего докембрия и палеозоя Южного Урала и Приуралья*. Уфа: БФАН СССР, 33-39.
- Пиррус Э. (1993) Стратиграфия и перерывы. *Изв. Эст. АН. Геология*, **14**(1), 45-54.
- Пиррус Э., Эйнасто Р. (1987) Классификация стратиграфических пробелов и седиментационных перерывов в палеозое Прибалтики. *Изв. АН Эст. ССР. Геология*, **36**(1), 36-45.
- Постникова И.Е. (1977) Верхний докембрий Русской плиты и его нефтеносность. М.: Недра, 222 с.
- Рабочая схема стратиграфии и корреляции разрезов верхнего протерозоя Западной Башкирии. Методические рекомендации. (1981) Уфа: БФ АН СССР, 35 с.
- Романов В.А. (2004) Литолого-палеогеографические схемы и разрезы платформенного Башкортостана для раннерифейских веков. *Геологический сборник № 4. Информационные материалы*. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 67-70.
- Романов В.А., Ишерская М.В. (1994) К изучению рифейских отложений Западной Башкирии. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 32 с.
- Романов В.А., Ишерская М.В. (2005) О рифейских отложениях платформенного Башкортостана. *Геология. Изв. Отделения наук о Земле АН РБ*, (10), 41-48.

- Романов В.А., Ишерская М.В. (1998) Стратиграфия рифея платформенного Башкортостана. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 36 с.
- Романов В.А., Ишерская М.В. (1999) Стратиграфия рифея платформенного Башкортостана. *Стратиграфия, палеонтология и перспективы нефтегазоносности рифейских и вендских отложений восточной части Восточно-Европейской платформы*. Ч. 2. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 59-60.
- Романов В.А., Ишерская М.В. (2001) Рифей платформенного Башкортостана: стратиграфия, тектоника и перспективы нефтегазоносности. Уфа: Гилем, 126 с.
- Романов В.А., Ишерская М.В., Мустафин Ш.А. (2004) К тектонике допалеозойских отложений платформенного Башкортостана (по данным сейсморазведки МОГТ). *Геологический сборник № 4. Информационные материалы*. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 10-14.
- Романов В.А., Ишерская М.В., Мустафин Ш.А. (2006) Литолого-палеогеографические обстановки и тектонические процессы в среднем и позднем рифее на территории платформенного Башкортостана. *Геологический сборник № 5. Информационные материалы*. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 10-17.
- Сергеева Н.Д., Пучков В.Н., Карасева Т.В. (2021) Верхний протерозой (рифей и венд) Волго-Уральской области в параметрических и глубоких скважинах. Уфа: Книга-Принт, 196 с.
- Сиротин В.И., Трегуб А.И., Ненахов В.М. (2000) Классификация и геодинамическая интерпретация перерывов в осадконакоплении Воронежской антеклизы. *Литология и полез. ископаемые*, (2), 181-191.
- Ситчихин О.В. (2009) Строение и нефтегазоносность рифейских пород северо-востока Волго-Уральского бассейна (Пермский край). *Нефтегазовое дело*, (1), 1-49.
- Староверов В.Н. (2013) Перерывы в разрезах палеозоя на юго-востоке Русской плиты. *Вестн. ВГУ. Сер.: Геология*, (2), 40-45.
- Стратиграфическая схема рифейских и вендских отложений Волго-Уральской области (2000) Объясн. зап. (Отв. ред. Е.М. Аксенов, В.И. Козлов). Уфа: ИГ УНЦ РАН; ЦНИИГеолнеруд; БашНИПИНефть, 81 с.
- Стратиграфический кодекс России. (2006) Изд. 3-е. СПб.: ВСЕГЕИ, 96 с.
- Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. (1983) (Отв. ред. Б.М. Келлер, Н.М. Чумаков). М.: Наука, 184 с.
- Эйнасто Р.Э. (1989) Система перерывов в силуре Северной Прибалтики. *Геология и палеонтология*. Л.: Наука, 255 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2000) Основы литохимии. СПб.: Наука, 479 с.
- Яблоков В.С. (1973) Перерывы в морском осадконакоплении и палеореки (в рифее-палеозое Русской платформы). М.: Наука, 216 с.
- Ялышева А.И., Маслов А.В. (2013) Песчаники верхнего докембрия Волго-Уральской области: минералогическо-петрографические и литогеохимические особенности, условия формирования. *Литология и полез. ископаемые*, (4), 383-412.
- nous sands and shales from core or log data. *J. Sed. Petrol.*, **58**, 820-829.
- Vail P.R., Mitchum J.R.M., Thompson S. (1977) Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level. *Seismic Stratigraphy – Application to Hydrocarbone Exploration. AAPG Memoris*, **26**, 49-212.

REFERENCES

- Additions to the Stratigraphic Code of Russia (2000) St.Petersburg, VSEGEI, 112 p. (In Russ.)
- Aksenov E.M. (1998) History of the geological development of the East European Platform in the Late Proterozoic. Doc. geol. and min. sci. diss. St.Petersburg, IGGD RAN, 106 p. (In Russ.)
- Alekseev V.P., Amon E.O. (2017) Sedimentological foundations of endolithology. Ekaterinburg, UGGU, 476 p. (In Russ.)
- Aliiev M.M., Morozov S.G., Postnikova I.E. et al. (1977) Geology and oil and gas potential of the Riphean and Vendian deposits of the Volga-Ural province. Moscow, Nedra Publ., 157 p. (In Russ.)
- Allen P., Allen J. (2005) Basin analysis: principles and applications. Oxford, Blackwell Publ., 560 p.
- Amon E.O. (2008) Stratigraphy. Ekaterinburg, UGGU, 366 p. (In Russ.)
- Andreev Yu.V., Ivanova T.V., Keller B.M., Lisovsky N.N., Morozov S.G., Tagirov I.A., Yankauskas T.V. (1981) Upper Proterozoic stratigraphy of the eastern margin of the Russian Plate and the western slope of the Southern Urals. *Izv. AN SSSR. Ser. Geol.*, (10), 57-68. (In Russ.)
- Arkhipov I.V. (1985) Unconformities and hiatuses in sections of Cenozoic deposits framing the Black Sea. *Bul. MOIP. Otd. Geol.*, **60**(1), 3-7. (In Russ.)
- Baraboshkin E.Yu. (2001) Breaks in the geological record: problems and solutions. *Sorosovskii obraz. zhurn.*, **7**(1), 57-63. (In Russ.)
- Baraboshkin E.Yu., Veimarn A.B., Kopaevich L.F., Naidin D.P. (2002) The study of stratigraphic breaks in the production of geological surveys. Guidelines. Moscow, MGU, 163 p. (In Russ.)
- Belokon T.V., Gorbachev V.I., Balashova M.M. (2001) Structure and oil and gas potential of the Riphean-Vendian deposits in the east of the Russian platform. Perm, Zvezda Publ., 108 p. (In Russ.)
- Bezrukov P.L. (1976) Breaks in deep-sea sedimentation and their geological significance. *Paleontology. Marine geology*. International geol. Congr. XXV session: Report. sov. geologists. Moscow, Nauka Publ., 149-155. (In Russ.)
- Bezrukov P.L. (1962) Uneven distribution of deep-water sediments. *Okeanologiya*, **2**(1), 9-26. (In Russ.)
- Dunbar C., Rogers J. (1962) Fundamentals of stratigraphy. Moscow, IL, 363 p. (In Russ.)
- Einasto R.E. (1989) System of hiatuses in the Silurian of Northern Baltic. *Geology and paleontology*. Leningrad, Nauka Publ., 255 p. (In Russ.)
- Gorozhanin V.M. (2009) Rb-Sr dating of Neoproterozoic volcanics based on postvolcanic celadonite from the Kipchak 1 borehole, Sernovodsk-Abdulino aulacogen. *Isotope systems and time of geological processes*. Proceedings of the IV Russian conf. on isotope geochronology. St.Petersburg, IP Katalkina, 145-147. (In Russ.)
- Herron M.M. (1988) Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *J. Sed. Petrol.*

- rol., **58**, 820-829.
- Isherskaya M.V., Romanov V.A. (1993) On the stratigraphy of the Riphean deposits of Western Bashkiria. Ufa, IG UNTs RAN, 35 p. (In Russ.)
- Ivanova T.V. (1970) Some issues of sedimentogenesis of the Lower Riphean deposits of northwestern Bashkiria. *Stratigraphy and lithology of the Paleozoic of the Volga-Ural region*. Kazan, Kazanskii FAN SSSR, 7-14. (In Russ.)
- Ivanova Z.P., Veselovskaya M.M., Klevtsova A.A. et al. (1969) Oil and gas-bearing and prospective complexes of the central and eastern regions of the Russian platform. V. I. Pre-Ordovician deposits of the central and eastern regions of the Russian platform. Leningrad, Nedra Publ., 168 p. (In Russ.)
- Kozlov V.I., Ivanova T.V., Gorokhov I.M., Masagutov R.Kh., Sergeeva N.D., Ovchinnikova G.V., Kuznetsov A.B., Genina L.A., Mikhailov P.N., Ilemenova O.D. (2003) Lithological and petrographic characteristics and oil and gas potential of pre-Upper Devonian deposits discovered by well 1 Leuzinskaya (north-east of platform Bashkortostan). Ufa, UNTs RAN; BaSHNIPIneft; IGGD RAN, 40 p. (In Russ.)
- Kozlov V.I., Masagutov R.Kh., Akhmetshin I.N., Puchkov V.N., Ivanova T.V., Sergeeva N.D. (2009) Upper Precambrian of the southern framing of the Krasnoufimsky ledge of the crystalline basement. St.Petersburg, Nedra Publ., 336 p. (In Russ.)
- Kozlov V.I., Muslimov R.Kh., Gatiyatullin N.S., Genina L.A., Sergeeva N.D., Larionov N.N., Mikhailov P.N., Baranov V.V. (1995) Upper Precambrian of the eastern regions of Tatarstan and the prospects for its oil and gas potential. Ufa, IG UNTs RAN, 218 p. (In Russ.)
- Kozlov V.I., Puchkov V.N., Masagutov R.Kh., Ivanova T.V., Sergeeva N.D., Gorozhanin V.M. (2007) Riphean-Vendian deposits of the Kama-Belsky aulacogen, penetrated by borehole 1 Vostochno-Askinskaya. St.Petersburg, Nedra Publ., 136 p. (In Russ.)
- Lagutenkova N.S., Chepikova I.K. (1982) Upper Precambrian deposits of the Volga-Ural region and the prospects for their oil and gas potential. Moscow, Nauka Publ., 110 p. (In Russ.)
- Lisitsyn A.P. (1988) Avalanche sedimentation and breaks in sedimentation in the seas and oceans. Moscow, Nauka Publ., 309 p. (In Russ.)
- Lozin E.V. (1994) Tectonics and oil content of platform Bashkortostan. Pt I. Moscow, VNIIOENG, 73 p. (In Russ.)
- Marinova Yu.G. (2018) Stratigraphic breaks in the sedimentary cover of the East Indian Ridge. *Stratigr. Geol. Korrel.*, **26**(5), 68-81. (In Russ.)
- Masagutov R.Kh. (2002) Lithological-stratigraphic characteristics and paleogeography of the Late Precambrian of the Bashkir Cisurals. Moscow, Nedra Publ., 224 p. (In Russ.)
- Maslov A.V. (2012) Lithogeochemistry of terrigenous rocks of the Upper Precambrian of the Volga-Ural region. Ekaterinburg, RIO UrO RAN, 248 p. (In Russ.)
- Maslov A.V. (2024) Some lithogeochemical and isotope-geochemical features of clayey rocks and hiatuses in the Riphean stratotype. *Lithosphere (Russia)*, **24**(1), 29-48. (In Russ.)
- Maslov A.V. (2021) Upper Precambrian of the Southern Urals. *Stratigraphy of the Upper Precambrian: problems and solutions*. Proceedings of the VII Russian Conf. on problems of Precambrian geology. St.Petersburg, Svoe izdatel'stvo, 114-117. (In Russ.)
- Maslov A.V., Gareev E.Z., Isherskaya M.V. (2012) "Standard" discriminant paleogeodynamic diagrams and platform sandstone associations. *Otech. Geologiya*, (3), 55-65. (In Russ.)
- Maslov A.V., Isherskaya M.V. (1998) Sedimentary associations of the Riphean of the Volga-Ural region (formation conditions and lithofacies zoning). Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 286 p. (In Russ.)
- Maslov A.V., Isherskaya M.V. (2008) Fine-grained terrigenous rocks of the Riphean Kama-Belsky trough: main features of geochemical systematics. *Lithosphere (Russia)*, (2), 46-66. (In Russ.)
- Maslov A.V., Isherskaya M.V., Krupenin M.T., Petrishcheva V.G., Gulyaeva T.Ya., Gorbunova N.P. (2010) Lithogeochemical features of fine-grained terrigenous rocks of the Riphean Kama-Belsky aulacogen and conditions of their formation. *Litol. Polez. Iskop.*, (2), 172-200. (In Russ.)
- Maslov A.V., Isherskaya M.V., Ronkin Yu.L., Lepikhina O.P. (2008b) Fine-grained terrigenous rocks of the Riphean and Vendian Kama-Belskaya trough: comparison of the main geochemical characteristics. *Lithosphere (Russia)*, (3), 36-49. (In Russ.)
- Maslov A.V., Kuznetsov A.B., Kramchaninov A.Yu., Shpakovich L.V., Gareev E.Z., Podkovyrov V.N., Kovaliev S.G. (2022) Sources of removal of the Upper Precambrian clayey rocks of the Southern Urals: results of geochemical and Sm-Nd isotope-geochemical studies. *Stratigr. Geol. Korrel.*, **30**(1), 33-54. (In Russ.)
- Maslov A.V., Nozhkin A.D., Podkovyrov V.N., Letnikova E.F., Turkina O.M., Grazhdankin D.V., Dmitrieva N.V., Isherskaya M.V., Krupenin M.T., Ronkin Yu.L., Gareev E.Z., Veshcheva S.V., Lepikhina O.P. (2008a) Geochemistry of fine-grained terrigenous rocks of the Upper Precambrian of Northern Eurasia. Ekaterinburg, UrO RAN, 274 p. (In Russ.)
- Murashko L.I. (2011) Historical geology. Minsk, BGU, 147 p. (In Russ.)
- Naidin D.P. (1987) Breaks and stratigraphy. *Bull. MOIP. Otd. Geol.*, **62**(6), 69-75. (In Russ.)
- Nalivkin D.V. (1974) Problems of breaks. *Etudes on stratigraphy*. (Ed. by A.L. Yanshin). Moscow, Nauka Publ., 10-21. (In Russ.)
- Ozhiganova L.D. (1983) Lower Riphean of Western Bashkiria. *Stratigraphy and lithology of the Upper Precambrian and Paleozoic of the Southern Urals and the Urals*. Ufa, BFAN SSSR, 33-39. (In Russ.)
- Pirrus E. (1993) Stratigraphy and breaks. *Izv. Ehst. AN. Geologiya*, **14**(1), 45-54. (In Russ.)
- Pirrus E., Einasto R. (1987) Classification of stratigraphic gaps and sedimentation gaps in the Baltic Paleozoic. *Izv. AN Ehst. SSR. Geologiya*, **36**(1), 36-45. (In Russ.)
- Postnikova I.E. (1977) Upper Precambrian of the Russian Plate and its oil content. Moscow, Nedra Publ., 222 p. (In Russ.)
- Riphean stratotype. Stratigraphy. Geochronology. (1983) (Eds by B.M. Keller, N.M. Chumakov). Moscow, Nauka Publ., 184 p. (In Russ.)
- Romanov V.A. (2004) Lithological-paleogeographic schemes and sections of the platform Bashkortostan for the early Riphean ages. *Geological collection No. 4. Information materials*. Ufa, IG UNTs RAN, 67-70. (In Russ.)

- Romanov V.A., Isherskaya M.V. (2005) On the Riphean deposits of platform Bashkortostan. *Geologiya. Izv. Otdeleniya nauk o Zemle AN RB*, (10), 41-48. (In Russ.)
- Romanov V.A., Isherskaya M.V. (1998) Riphean stratigraphy of platform Bashkortostan. Ufa, IG UNTs RAN, 36 p. (In Russ.)
- Romanov V.A., Isherskaya M.V. (1999) Riphean stratigraphy of platform Bashkortostan. *Stratigraphy, paleontology and oil and gas potential of the Riphean and Vendian deposits of the eastern part of the East European Platform*. Pt 2. Ufa, IG UNTs RAN, 59-60. (In Russ.)
- Romanov V.A., Isherskaya M.V. (2001) Riphean of platform Bashkortostan: stratigraphy, tectonics and oil and gas potential. Ufa, Guilem Publ., 126 p. (In Russ.)
- Romanov V.A., Isherskaya M.V. (1994) To the study of the Riphean deposits of Western Bashkiria. Ufa, IG UNTs RAN, 32 p. (In Russ.)
- Romanov V.A., Isherskaya M.V., Mustafin Sh.A. (2006) Lithological-paleogeographic settings and tectonic processes in the Middle and Late Riphean on the territory of platform Bashkortostan. *Geological collection no. 5. Information materials*. Ufa, IG UNTs RAN, 10-17. (In Russ.)
- Romanov V.A., Isherskaya M.V., Mustafin Sh.A. (2004) On the tectonics of the pre-Paleozoic deposits of platform Bashkortostan (according to CDP seismic data). *Geological collection no. 4. Information materials*. Ufa, IG UNTs RAN, 10-14. (In Russ.)
- Sergeeva N.D., Puchkov V.N., Karaseva T.V. (2021) Upper Proterozoic (Riphean and Vendian) of the Volga-Ural region in parametric and deep wells. Ufa, Kniga-Print Publ., 196 p. (In Russ.)
- Sirotn V.I., Tregub A.I., Nenakhov V.M. (2000) Classification and geodynamic interpretation of hiatuses in sedimentation of the Voronezh anteklise. *Litol. Polez. Iskop.*, (2), 181-191. (In Russ.)
- Sitchikhin O.V. (2009) Structure and oil and gas content of Riphean rocks in the northeast of the Volga-Ural basin (Perm Territory). *Neftegazovoye delo*, (1), 1-49. (In Russ.)
- Staroverov V.N. (2013) Breaks in Paleozoic sections in the southeast of the Russian Plate. *Vestn. VGU. Ser.: Geologiya*, (2), 40-45. (In Russ.)
- Stratigraphic Code of Russia. (2006) Third edition. St.Petersburg, VSEGEI, 96 p. (In Russ.)
- Stratigraphic scheme of the Riphean and Vendian deposits of the Volga-Ural region. (2000) Explanatory letter. (Eds by E.M. Aksenov, V.I. Kozlov). Ufa, IG UNTs RAN; TsNIIGeolnerud; BashNIPIneft, 81 p. (In Russ.)
- Vail P.R., Mitchum J.R.M., Thompson S. (1977) Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level. *Seismic Stratigraphy – Application to Hydrocarbon Exploration. AAPG Memoirs*, 26, 49-212.
- Waga D.D., Andreeva-Grigorovich A.S., Suprun I.S. (2017) Regional significance and extent of hiatuses/unconformities in the Paleogene deposits of the Northern Tethyan region. *Problemy i perspektivy neftegazovoi promyshlennosti*, (1), 72-100. (In Russ.)
- Working scheme of stratigraphy and correlation of sections of the Upper Proterozoic of Western Bashkiria: Guidelines. (1981) Ufa, BF AN SSSR, 35 p. (In Russ.)
- Yablokov V.S. (1973) Interruptions in marine sedimentation and paleo-rivers (in the Riphean–Paleozoic of the Russian platform). Moscow, Nauka Publ., 216 p. (In Russ.)
- Yalysheva A.I., Maslov A.V. (2013) Upper Precambrian sandstones of the Volga-Ural region: mineralogical-petrographic and lithogeochemical features, formation conditions. *Litol. Polez. Iskop.*, (4), 383-412. (In Russ.)
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2000) Fundamentals of lithochemistry. St.Petersburg, Nauka Publ., 479 p. (In Russ.)

УДК 550.+

DOI: 10.24930/2500-302X-2024-24-3-451-478

Карбонатно-терригенные отложения нижнеукской подсвиты верхнего рифея в стратотипическом разрезе и их корреляция в пределах Башкирского мегантиклинория Южного Урала

С. А. Дуб, О. Ю. Мельничук, М. Т. Крупенин

Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург,
ул. Академика Вонсовского, 15, e-mails: sapurins@gmail.com; o.u.melnichuk@gmail.com; krupenin@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 25.04.2023 г., принята к печати 31.08.2023 г.

Объект исследования. Детально изучены карбонатно-терригенные отложения нижней подсвиты укской свиты в разрезе на р. Юрюзань (к востоку от г. Усть-Катав Челябинской области) и сопоставлены с отложениями подсвиты в разрезах по рекам Басу, Зилим и Большой Инзер. **Материал и методы.** Дано развернутое описание стратотипического разреза; проведено исследование песчаников, алевролитов и известняков в шлифах; удаленные разрезы скоррелированы друг с другом. **Результаты.** Рассмотрены взаимоотношения нижнеукской подсвиты с подстилающими отложениями. Представлена детальная петрографическая характеристика пород. Толщи нижнеукской подсвиты прослежены между разрезами различных структурно-тектонических зон Башкирского мегантиклинория. **Выводы.** Комплекс признаков свидетельствует в пользу представлений о наличии перерыва в основании укской свиты даже в наиболее полных последовательностях (в которых представлена локально развитая шубинская толща миньярской свиты). В стратотипе и других представительных разрезах нижнеукская подсвита имеет выраженное трехчленное строение: она подразделена на нижнюю (существенно терригенную) ямаштинскую, среднюю (существенно карбонатную) аккостякскую и верхнюю (терригенно-карбонатную) авдырдакскую толщи. Данные литолого-фациального анализа позволяют предполагать смену обстановок от прибрежно-морских терригенных к мелководно-морским терригенно-карбонатным (средний и внутренний рамп) за счет колебаний относительного уровня моря и, вероятно, изменений климата. Установлено, что территория Сулеймановской антиклинали в укское время позднего рифея соответствовала дистальным обстановкам седиментации по сравнению с южными и западными (Алатауским антиклинорием) районами мегантиклинория.

Ключевые слова: осадочные системы смешанного типа, литостратиграфия, обстановки седиментации, molar tooth текстуры, штурмовые отложения

Источник финансирования

Исследования проведены в соответствии с темой государственного задания ИГГ УрО РАН (№ госрегистрации 123011800013-6)

Carbonate-siliciclastic deposits of the Lower Uk Subformation (Neoproterozoic) in the stratotype section and its correlation within Bashkirian Mega-Anticlinorium of the Southern Urals

Semyon A. Dub, Oleg Yu. Melnichuk, Michael T. Krupenin

A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Academician Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia,
e-mails: sapurins@gmail.com; o.u.melnichuk@gmail.com; krupenin@igg.uran.ru

Received 25.04.2023, accepted 31.08.2023

Research subject. Carbonate-siliciclastic deposits of the Lower Uk Subformation were thoroughly studied in the section along the Yuryuzan river (near Ust-Katav town, Chelyabinsk region) and correlated with subformation sections along the Basu, Zilim and Bolshoy Inzer rivers. **Material and methods.** A detailed description of the stratotype section was carried out; sandstones, siltstones and limestones were studied in thin sections. The sections were correlated with each

Для цитирования: Дуб С.А., Мельничук О.Ю., Крупенин М.Т. (2024) Карбонатно-терригенные отложения нижнеукской подсвиты верхнего рифея в стратотипическом разрезе и их корреляция в пределах Башкирского мегантиклинория Южного Урала. *Литосфера*, 24(3), 451–478. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-3-451-478>

For citation: Dub S.A., Melnichuk O.Yu., Krupenin M.T. (2024) Carbonate-siliciclastic deposits of the Lower Uk Subformation (Neoproterozoic) in the stratotype section and its correlation within Bashkirian Mega-Anticlinorium of the Southern Urals. *Lithosphere (Russia)*, 24(3), 451–478. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-3-451-478>

© С.А. Дуб, О.Ю. Мельничук, М.Т. Крупенин, 2024

other. *Results.* Relationships between the Lower Uk Subformation and the underlying deposits are studied. The petrographic characteristics of rocks are presented. The Lower Uk Subformation sequences are traced between sections of various structural-tectonic zones of the Bashkirian Mega-anticlinorium (BMA). *Conclusions.* The set of features supports the idea about the presence of a sedimentary hiatus at the base of the formation, even in the most complete sequences (which contain the locally developed Shubino Member of the Minyar Formation). In the stratotype and in other reference sections, the Lower Uk Subformation has a pronounced three-membered structure; it is subdivided into the lower (siliciclastic) Yamashta, middle (substantially carbonate) Akkostyak, and upper (siliciclastic-carbonate) Avdyrdak members. The lithofacies analysis results suggest a change in environments from coastal-marine siliciclastic to shallow-marine siliciclastic-carbonate (middle and inner ramps) due to fluctuations in the relative sea level and, probably, climate change. It was established that the area of the Suleimanovo anticline at latest Riphean corresponded to the distal sedimentary environments in comparison with the southern and western zones (Alatau anticlinorium) of the BMA.

Keywords: *mixed sedimentary systems, lithostratigraphy, sedimentary environments, molar tooth structures, storm deposits*

Funding information

The studies were carried out in accordance with the theme of the state assignment of the IGG UB RAS (state registration No. 123011800013-6)

Acknowledgements

The authors are deeply grateful to V.M. Gorozhanin and the anonymous reviewer for a thorough analysis of the manuscript and critical comments, which made it possible to significantly improve the article and increase the quality of figures.

ВВЕДЕНИЕ

Укская свита в последние годы привлекает все большее внимание исследователей. Она формировалась в интервале времени, предшествующем наступлению оледенений глобального характера (~717 млн лет) и началу рифтогенеза на южноуральской окраине Родинии (Пучков и др., 2017; Маслов и др., 2019; Дуб, 2021). В связи с этим углубленное изучение отложений может пролить свет на возможные причины климатических изменений и особенности эволюции бассейна седиментации в то время.

Укская свита была выделена как самостоятельное подразделение С.М. Домрачевым (1952), который рассматривал ее в качестве карбонатной фации ашинской свиты (развитой в пределах хребта Каратау) и относил к девону. Детальное изучение свиты в других районах Башкирского мегантиклинория (БМА) было проведено Ю.Р. Беккером, установившим протерозойский возраст отложений и их залегание под ашинской свитой (ныне – серией) (1961). При этом длительное время многими авторами они продолжали рассматриваться как часть миньярской свиты (Крылов, 1963; Романов, 1973). В 1960–1970-х гг. укской свите рядом исследователей приписывался вендский возраст (Келлер, 1966; Сюндюков, Ревенко, 1972). Затем некоторое время она относилась к “кудашу” (подразделению, выделяемому в составе “вендомия” или “терминального рифея”) (Келлер, 1974; Стратотип..., 1983). Но данная стратиграфическая схема не имела под собой надежной базы, поскольку корреляционное

значение тогда приписывалось так называемым “микрофитолитам”, которые, как впоследствии было установлено (Головенко, 1984; Соколов, 1997; и др.), тесно связаны с фациями.

Строматолиты в верхней подсвите детально изучались И.Н. Крыловым (1967, 1975), М.Е. Раабен, В.Е. Забродиным и Вл.А. Комаром (Раабен, Забродин, 1972; Раабен, Комар, 1982). Минеральный и химический состав терригенных пород исследовался А.В. Масловым с соавторами (1999), а карбонатных – Э.З. Гареевым (1982). К настоящему времени получены данные о микрофоссилиях укской свиты (Янкаускас, 1980; Вейс и др., 2003), составе органического вещества (Маслов и др., 2019), абсолютном возрасте глауконита (Горожанин, Кутявин, 1986; Зайцева и др., 2008), распределении дистрибутивных цирконов (Зайцева и др., 2022), а также об изотопном составе стронция и углерода в карбонатах (Кузнецов и др., 2003, 2006).

Послойные описания разрезов в основном выполнены В.И. Козловым с соавторами (Козлов, 1982; Козлов и др., 1995), часть из них изучена Б.М. Келлером (Стратотип..., 1983), а также А.В. Масловым с коллегами (2001). В наше время разрезы нуждаются в детальном и актуализированном описании в сочетании с седиментологической интерпретацией структурно-текстурных характеристик пород. Почти не проработан вопрос корреляции отдельных толщ укской свиты, отсутствует ее сиквенс-стратиграфическая модель. Кроме того, принципиальное значение имеет вопрос взаимоотношений с подстилающими отложениями

ми, поскольку характер границы важен для оценки полноты “стратотипа рифея” в целом, а также для хемотратиграфических построений и разного рода реконструкций.

Литолого-стратиграфическому изучению свиты посвящен ряд публикаций последних лет (Маслов и др., 2019; Дуб, Гражданкин, 2021; Сергеева и др., 2023). Задача настоящей работы – охарактеризовать детали строения нижней карбонатно-терригенной подсвиты, дать детальную петрографическую характеристику пород в стратотипе и обрисовать возможный вариант корреляции отложений в пределах БМА.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УКСКОЙ СВИТЫ

Укская свита мощностью до 450 м (Козлов, 1982) обнажается в пределах Каратауского структурного комплекса, Сулеймановской антиклинали, Алатауского антиклинория, Инзерского синклинория западного крыла БМА, а также в Тирлянской и Аралбаевской синклиналях на восточном крыле мегантиклинория. Представительные (опорные) разрезы находятся в северной и западной частях БМА, в остальных тектонических структурах свита, как правило, обнажена фрагментарно. В ряде районов (например, в Толпаровской и Криволукской синклиналях) укская свита частично размыта (вследствие образования глубоких эрозионных врезов, заполненных в том числе позднепротерозойскими гляциальными отложениями). В Инзерском синклинории ее самые нижние уровни присутствуют только в ядрах некоторых синклинальных структур.

Свита венчает разрез каратауской серии стратотипа рифея (Беккер, 1961; Маслов и др., 2001; Пучков и др., 2017). Она подразделяется на две подсвиты – нижнюю культамакскую, карбонатно-терригенную (до терригенно-карбонатной), и верхнюю акташскую, существенно карбонатную (Беккер, 1961; Стратотип..., 1983; Маслов и др., 2019). Нижняя подсвита сложена глауконит-кварцевыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, а также известняками (в том числе с терригенной примесью), преобладающими в средней части и на верхних уровнях подсвиты. Верхняя подсвита укской свиты представлена как массивными строматолитовыми известняками, так и слоистыми зернистыми разностями. Породы в разной степени доломитизированы.

По данным Ю.Р. Беккера (1961), в основании свиты имеет место выраженный перерыв. Данные геологической съемки также свидетельствуют о несогласном залегании укской свиты на миньярской, по крайней мере в некоторых районах. Кроме того, изменения литогеохимических характеристик аргиллитов при переходе от миньярской к укской свите косвенно указывают на наличие перерыва на этом уровне (Маслов, 2020). Тем не менее

рядом авторов (Козлов, 1982; Стратотип..., 1983; и др.) в некоторых разрезах предполагался и предполагается постепенный переход между свитами.

В структурном плане с подстилающими отложениями свита имеет гораздо больше общих черт (распространенность и элементы залегания), нежели с перекрывающими. В Тирлянской синклинали на укской свите залегает аршинская серия (Козлов и др., 2011; Пучков и др., 2017), вулканические породы в составе которой имеют возраст ≈ 690 , ≈ 707 и ≈ 732 млн лет (по результатам U-Pb датирования цирконов (Краснобаев и др., 2012, 2019)). В других районах карбонатные отложения укской свиты перекрываются терригенными породами бакеевской, толпаровской или криволукской свит. Интенсивность вторичных преобразований верхней части укской свиты и несогласное залегание выше лежащих отложений во многих разрезах (Государственная геологическая карта..., 2013; Ларионов и др., 2015) указывают на значительный стратиграфический перерыв в кровле свиты.

В укской свите распространены строматолиты *Linella ukka* Krylov, *Linella simica* Krylov, *Tungussia bassa* Krylov и *Patomella kelleri* Raaben (Крылов, 1967; Раабен, Комар, 1982). Микробиота укской свиты характеризуется массовыми *Leiosphaeridia*, *Protosphaeridium* и *Siphonophycus typicum*, встречаются формы *Palaeolyngbya zilimica*, *Bavlinella faveolata*, *Symplastosphaeridium* sp., чехлы *Polytrichoides* и *Tortunema* (Янкаускас, 1980; Вейс и др., 2003; Сергеев и др., 2010; Станевич и др., 2018).

Возраст свиты является предметом дискуссий. С одной стороны, для нижнеукской подсвиты по глаукониту Rb-Sr и K-Ar методами были получены датировки 663 ± 9 и 669 ± 16 млн лет (Зайцева и др., 2008). Известна также датировка 688 ± 10 млн лет (Горожанин, Кутявин, 1986). Однако все остальные данные (подробнее см.: Дуб, 2021) свидетельствуют о том, что это геологическое тело древнее ~ 717 млн лет. Возраст самого молодого детритового циркона из нижней подсвиты составляет 1129 ± 15 млн лет (Зайцева и др., 2022).

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Наиболее полным разрезом укской свиты является разрез “Медведь”, или “Шубино” (по одноименному поселку), к востоку от г. Усть-Катав Челябинской области, на правом берегу р. Юрюзань. Он приурочен к западному крылу Сулеймановской антиклинали. В связи с неудовлетворительной обнаженностью свиты на хр. Каратау (в местности, где она была впервые описана) Ю.Р. Беккер (1961) и В.И. Козлов (1982) предложили рассматривать данный разрез в качестве стратотипа¹. Он легкодо-

¹ Точнее, согласно Стратиграфическому кодексу (2019), его следует считать неостратотипом.

ступен, характеризуется удовлетворительной обнаженностью большинства уровней, в нем хорошо представлены взаимоотношения свиты со смежными геологическими телами. Соответственно, разрезы Алатауского антиклинория (рис. 1), расположенные на реках Басу и Зилим (в устье руч. Малый Аккостяк и на участке между ручьями Куртаза и Савинтук), в той или иной степени дополняют устькатавский разрез и могут считаться гипостратотипами (Сергеева и др., 2023).

Разрез “Кулмас” расположен возле хут. Кулмас на правом берегу р. Басу, он протягивается от устья руч. Манайсу до устья руч. Улу-Елга и содержит несколько закрытых интервалов. Разрез “Аккостяк” описан по правому берегу р. Зилим непосредственно выше устья руч. Малый Аккостяк и ниже него. В скальных выходах по обоим берегам этой же реки на участке от 1.5 км (вдоль русла реки) ниже устья руч. Куртаза и до 3.5 км выше устья руч. Савинтук представлен составной разрез укской свиты (“Куртаза-Савинтук”), который наращается снизу вверх по течению. Верхняя толща миньярской свиты и нижняя часть укской хорошо обнажены (но содержат хорошо выраженные тектонические нарушения) в урочище Каямбук – в правом борту долины р. Бол. Инзер в 300 м ниже устья руч. Ямашта 1-я (разрез “Каямбук”).

Коренные выходы нижеукской подсвиты известны также на восточном крыле БМА, например на левом берегу р. Арша в Тирлянской синклинали (урочище Рудник, а также единичные выходы в районе точки с координатами 54°20'55" с. ш., 58°35'57" в. д.) и в бассейне р. Бугунды в Аралбаевской синклинали. Вопросы стратиграфии верхов каратауской серии восточного крыла БМА еще требуют проработки, в связи с чем данный район не рассматривается в настоящей работе.

Для решения обозначенных задач в подсвите были выделены толщи, дана детальная петрографическая характеристика пород стратотипического разреза, в общих чертах реконструирована фациальная принадлежность отложений, проведено их сопоставление между стратотипом и разрезами на реках Басу (“Кулмас”), Зилим (“Аккостяк”, “Куртаза-Савинтук”) и Бол. Инзер (“Каямбук”) (см. рис. 1).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Характер границы укской и миньярской свит

На западном крыле Сулеймановской антиклинали и в центральной части Инзерского синклинали (ниже устья руч. Ямашта 1-я) песчаники укской свиты залегают на известняках самой верхней толщи миньярской свиты – шубинской. В Алатауском антиклинории (как на р. Басу, так и на р. Зилим) песчаники лежат на доломи-

тах балаевской/камаелгинской толщи миньярской свиты, содержащей многочисленные конкреции кремней (шубинская толща здесь полностью или частично выпадает из стратиграфической последовательности)².

Во многих разрезах основание укской свиты обнажено неудовлетворительно: коренные выходы миньярской свиты, как правило, сменяются элювиально-делювиальным развалом – многочисленными субкоренными обломками песчаников глыбовой и щебневой размерности. В частности, кровля миньярской свиты была вскрыта нами в разрезах “Медведь” (54°56'13.3" с. ш., 58°12'37.9" в. д.), “Каямбук” (54°9'10.7" с. ш., 57°30'43.2" в. д.) и “Кулмас” (54°19'4.4" с. ш., 57°10'17.2" в. д.). В некоторых разрезах в осыпи среди песчаников обнаруживаются гравелиты и конгломераты, сложенные литокластами известняков.

В шубинской толще разреза “Медведь” в большинстве образцов известняков почти нет песчано-алевритового материала. Доля терригенной примеси в целом низкая (не более нескольких процентов), ее увеличения вверх по разрезу не фиксируется. Карбонатная последовательность характеризуется относительно резкой верхней границей, выраженной в рельефе склона. Соответственно, в разрезе нет признаков постепенного перехода между свитами. В то же время по результатам изучения шлифов фиксируются многочисленные свидетельства эпигенетических преобразований отложений: ниже кровли миньярской свиты известняки перекристаллизованы, окремнены, гематитизированы (вследствие окисления пирита), содержат неравномерно распределенный железистый карбонат (сидерит и/или анкерит). Вероятнее всего, отмеченные преобразования обусловлены существованием проницаемой зоны на рассматриваемом контакте стратиграфических подразделений и миграцией по ней гидротермальных флюидов или метеорных вод на каком-либо из этапов эпигенетической истории осадочного бассейна. Здесь же встречаются ноздреватые массы гидроокислов железа. Данные признаки в совокупности могут свидетельствовать о субаэральной экспозиции отложений миньярской свиты.

Таким образом, перерыв на рассматриваемом уровне устанавливается отчетливо. Но уточнить его продолжительность не представляется возможным. Маловероятно, что он был длительным, поскольку между шубинской толщей миньярской свиты и карбонатными пачками укской свиты отмечается заметное сходство изотопного состава Sr, C и O (Подковыров и др., 1998; Кузнецов и др.,

² На границе миньярской и укской свит в разрезе по р. Зилим выше хут. Культамак отмечается пласт строматолитового известняка, который может быть сопоставлен с шубинской толщей (Стратотип..., 1983).

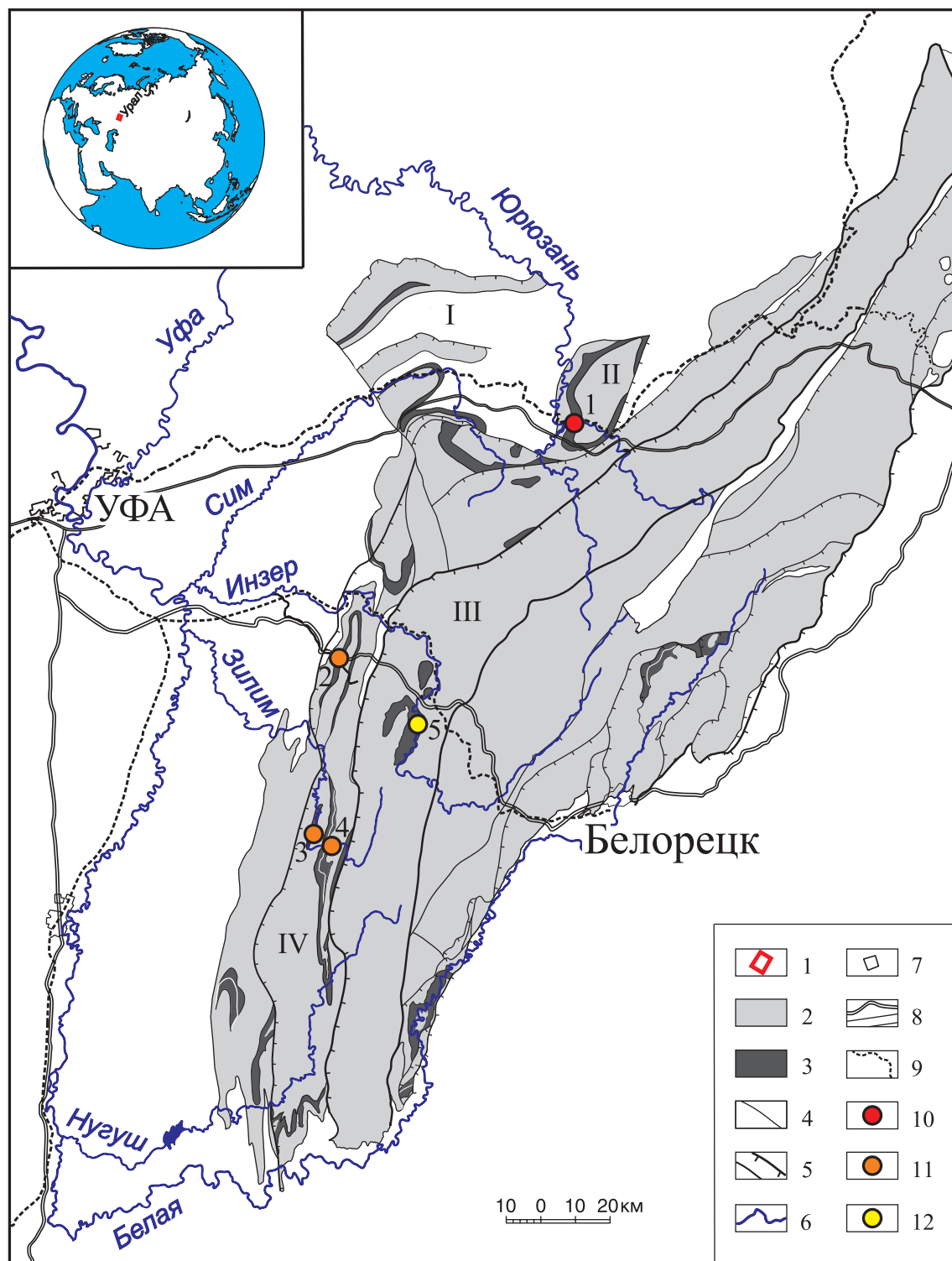


Рис. 1. Границы БМА по кровле докембрийских образований (Государственная геологическая карта..., 2013) и расположение изученных разрезов.

1 – расположение листа карты; 2 – площадь распространения докембрийских образований БМА за исключением миньярской и укской свит; 3 – площадь распространения миньярской и укской свит; 4 – стратиграфические границы; 5 – тектонические границы; 6 – реки; 7 – населенные пункты; 8 – автомагистрали; 9 – железные дороги; 10, 11 – изученные разрезы нижнеуфской подсвиты: 10 – стратотип, 11 – гипостратотипы; 12 – фрагментарный разрез. Разрезы: 1 – “Медведь”, 2 – “Кулмас”, 3 – “Аккостяк”, 4 – “Куртаза-Савинтук”, 5 – “Каямбук”. Структурно-тектонические единицы разного порядка: I – Каратауский структурный комплекс, II – Сулеймановская антиклиналь, III – Инзерский синклинорий, IV – Алатауский антиклинорий.

Fig. 1. Bashkirian Mega-Anticlinorium area contoured by the top of Precambrian (Official Russian Federation..., 2013) and section locations.

1 – sector provided with the detailed geological map; 2 – area of Precambrian rocks (except the Min'yar and Uk formations) in BMA; 3 – area of Min'yar and Uk formations; 4 – stratigraphic boundaries; 5 – tectonic boundaries; 6 – rivers; 7 – settlements; 8 – highways; 9 – railways; 10 – stratotype section; 11 – hypostratotypes; 12 – partially exposed sequences. Sections: 1 – “Medved”, 2 – “Kulmas”, 3 – “Akkostyak”, 4 – “Kurtaza-Savintuk”, 5 – “Kayambuk”. Structural-tectonic units of different order: I – Karatau structural complex, II – Suleimanovo anticline, III – Inzer synclinorium, IV – Alatau anticlinorium.

2003, 2006) и литолого-фациальных характеристик (Раабен, Забродин, 1972; Журавлева, 1982; наши данные). В частности, для зернистых известняков укской свиты и шубинской толщи миньярской свиты характерны одни и те же форменные элементы (ФЭ – интракласты и онколиты), но они практически не встречаются в таком же количестве и соотношении в нижележащих отложениях. Так, если бы перерыв между свитами отсутствовал, корректнее было бы относить шубинскую толщу к укской свите, а не к миньярской. Более того, шубинская толща по обозначенным параметрам сильно отличается от остальной миньярской свиты, что заставляет предполагать скрытое несогласие и в ее подошве. На него косвенно указывает неравномерная доломитизация известняков и скачкообразное (более чем на 3‰) изменение изотопного состава углерода на границе толщ (Подковыров и др., 1998).

Стратиграфическое расчленение нижнеукской подсвиты и корреляция разрезов

Карбонатно-терригенные последовательности часто характеризуются сложным строением и изменчивостью по латерали. Тем не менее нижнеукская подсвита в пределах западного крыла БМА отчетливо подразделяется на три толщи: нижнюю (существенно терригенную), среднюю (существенно карбонатную) и верхнюю (терригенно-карбонатную в Сулеймановской антиклинали или переходную от терригенной к карбонатной в Алатауском антиклинории). Фациальный состав каждой из этих толщ от разреза к разрезу варьирует, но между собой они заметно различаются по преобладанию терригенной или карбонатной составляющей³.

³ В публикации намеренно отдано предпочтение термину “толща”, а не “пачка”. Согласно Геологическому словарю (2012) и Стратиграфическому кодексу (2019), толща – вспомогательное литостратиграфическое подразделение, которое может подразделяться на подтолщи, пачки и слои. Кодексом не рекомендуется присваивать пачкам географические названия. В то же время для толщ допускается наименование, состоящее из географического названия и слова “толща” или из географического названия и названия горной породы. Толща является картируемым подразделением наряду с серией и свитой; стратотип для нее не устанавливается, однако необходимо указать наиболее представительный разрез (разрезы). В целях установления единообразия и в связи с более свободным использовани-

Нижняя *ямаштинская* толща (лучше всего она обнажена на р. Бол. Инзер ниже устья р. Ямашта 1-я, в урочище Каямбук) представлена песчаниками, реже алевролитами и аргиллитами. Песчаники полевошпато-кварцевые, с глауконитом, от грубо- до тонкозернистых (с постепенными переходами в алевролиты), с глинистым, регенерационным кварцевым и карбонатным цементом. В составе толщи обнаруживаются редкие прослои гравелитов и конгломератов с обломками карбонатных пород. Мощность 20–45 м.

Средняя *аккостякская* толща (5–7 м) представлена известняками с терригенной примесью. Для нее характерны строматолиты – от протяженной постройки (биострома), состоящей из многочисленных биогермов, в разрезе на р. Юрюзань до редких биогермов в окружении интракластовых (в разрезе на р. Басу) или оолитовых (в разрезах по р. Зилим) известняков. В ней также присутствуют глинисто-карбонатные отложения с molar tooth (MT)-текстурами в виде крупных MT-прожилков и карбонатные конгломераты. В литолого-фациальном плане толща обладает сходством как с шубинской толщей миньярской свиты, так и с верхнеукской подсвитой.

Для верхней *авдырдакской* толщи (ее наиболее представительный разрез “Кулмас” находится на западном крыле Авдырдакской антиклинали) характерны терригенные и карбонатные породы. На западном крыле Сулеймановской антиклинали она представлена ритмичным чередованием пачек терригенных (преимущественно алевролитов с карбонатным цементом) и карбонатных пород (известняков яснозернистых интракластовых и оолитовых, а также микрозернистых разностей, часто с MT-текстурами) – здесь имеет место смешанный тип разреза. В Алатауском антиклинории толща подразделяется на две подтолщи, которые легко прослеживаются между разрезами. Нижняя подтолща представлена песчаниками, а также алевролитами и аргиллитами, часто с обильным глауконитом на поверхностях наслоения. Для верхней подтолщи характерны тонкозернистые песчаники и крупнозернистые алевролиты с карбонатным цементом и косоволнистой слоистостью, нередко с прослоями оолитовых известняков. Суммарная мощность

ем термина “толща” пачки миньярской свиты с историческими названиями в настоящей работе также рассматриваются в качестве толщ.

толщи от 45 м (в Сулеймановской антиклинали) до ≈60 м (в Алатауском антиклинории).

В стратотипическом разрезе граница нижней и верхней подсвит укской свиты хорошо выражена – она проводится по смене слоистых терригенно-карбонатных отложений (известняков и алевролитов авдырдакской толщи) массивными строматолитовыми известняками юрюзанской толщи, содержащими примесь терригенного материала. В разрезах Алатауского антиклинория эта граница менее отчетлива: условно ее можно провести в кровле пачки карбонатно-терригенных отложений с косоволнистой слоистостью, находящихся в парагенезе с оолитовыми известняками. Здесь нижняя *куртазинская* толща верхнеукской подсвиты (по р. Куртаза, ниже устья которого на р. Зилим эта толща хорошо представлена) характеризуется широким распространением терригенно-карбонатных отложений со специфическими линзовидно-слоистыми текстурами. Она содержит многочисленные каравеобразные конкрециевидные карбонатные образования, находящиеся в окружении тонкослоистых глинисто-карбонатных пород с пластически деформированными (вероятно, за счет неравномерного уплотнения) слоями. Вверх по разрезу конкрецииды постепенно сменяются пластами известняков. В разрезе “Кулмас” представлены обе подтолщи авдырдакской толщи (но при этом куртазинская толща полностью задернована), в разрезе “Куртаза-Савинтук” обнажена нижняя подтолща и куртазинская толща, а в разрезе “Аккостяк” – верхняя часть авдырдакской толщи и куртазинская толща.

Таким образом, разрезы нижней подсвиты внутри отдельных структурно-тектонических зон БМА (например, в пределах Алатауского антиклинория) хорошо сопоставляются друг с другом. Корреляция отложений между структурно-тектоническими зонами представляется более сложной задачей в силу особенностей геологического строения каждой из них, но как минимум границы выделенных толщ нижней подсвиты вполне прослеживаются между удаленными разрезами (рис. 2).

Литология пород нижнеукской подсвиты в стратотипе

Шубинская толща миньярской свиты, а также карбонатные породы укской свиты хорошо выражены в рельефе местности в виде крупных скальных выходов на склоне горы Медведь правого берега р. Юрюзань (рис. 3, 4), тогда как терригенным отложениям соответствуют полуздернованные склоны. Для повышения детальности в изучении разреза в пределах последних была создана серия расчисток.

Общая мощность нижнеукской подсвиты на западном крыле Сулеймановской антиклинали со-

ставляет 70 м, из них ямаштинская толща достигает порядка 20 м, аккостякская – 5, авдырдакская – около 45 м. Согласно нашим построениям, ямаштинская толща соответствует слою 7 в описании В.И. Козлова, Н.Д. Сергеевой и А.Н. Абрамовой (1995), аккостякская толща маркирована как слой 8, а авдырдакская толща включает в себя интервалы 9–11 из описания “Устькатавского” разреза (Козлов и др., 1995) (привязка к существующему краткому описанию этого разреза обеспечивается возможностью использования полученных ранее данных).

Породы подсвиты неравномерно доломитизированы. В терригенных отложениях развит регенерационный кварцевый цемент, а также карбонатный цемент, который нередко корродирует обломочные зерна. Некоторые типы известняков (особенно оолитовые разновидности) окремнены. Кремнезем может играть роль цемента (межформенные радиально-лучистые агрегаты халцедона), а также непосредственно замещать кальцит внутри форменных элементов. В известняках встречаются стилолитовые швы и разноориентированные прожилки, иногда породы неравномерно перекристаллизованы. В наибольшей степени преобразованы тонко- и мелкозернистые песчаники, а также оолитовые и интракластово-оолитовые известняки, менее всего изменены слабо проницаемые глинистые алевролиты и микрозернистые известняки.

Ямаштинская толща. В левом борту небольшого лога, непосредственно стратиграфически выше известняков миньярской свиты, обнаруживаются глыбовые и щебневые обломки песчаников зеленовато-серых тонко- и мелкозернистых. Нижняя часть толщи (порядка 10 м по мощности) задернована. К западу от упомянутого лога обнаженность удовлетворительная: толща представлена песчаниками серыми с коричневатым оттенком и зеленовато-серыми от мелко- до тонкозернистых алевролитовых, алевролитами серыми и коричневатосерыми средне-крупнозернистыми и крупнозернистыми песчаниками, а также аргиллитами коричневатосерыми неравномерно алевролитистыми. Породы незакономерно чередуются друг с другом, при этом аргиллиты присутствуют в подчиненных количествах.

Для песчаников и алевролитов типична линзовидная (рис. 5а) или пологая косоволнистая бугорчатая слоистость, известная как текстуры типа “хаммоки” (hummocky and swaley cross-stratification), состоящая из бугров и впадин – с сочетающимися выпуклыми и вогнутыми пластовыми поверхностями соответственно (рис. 5б). Бугры чаще всего размером до нескольких десятков сантиметров, отдельные из них достигают 0.5 м, высотой не более 20 см. Иногда в подошвах песчаных слоев обнаруживаются мелкие (глубиной до нескольких сантиметров) слепки промоин (gutter casts) с вы-

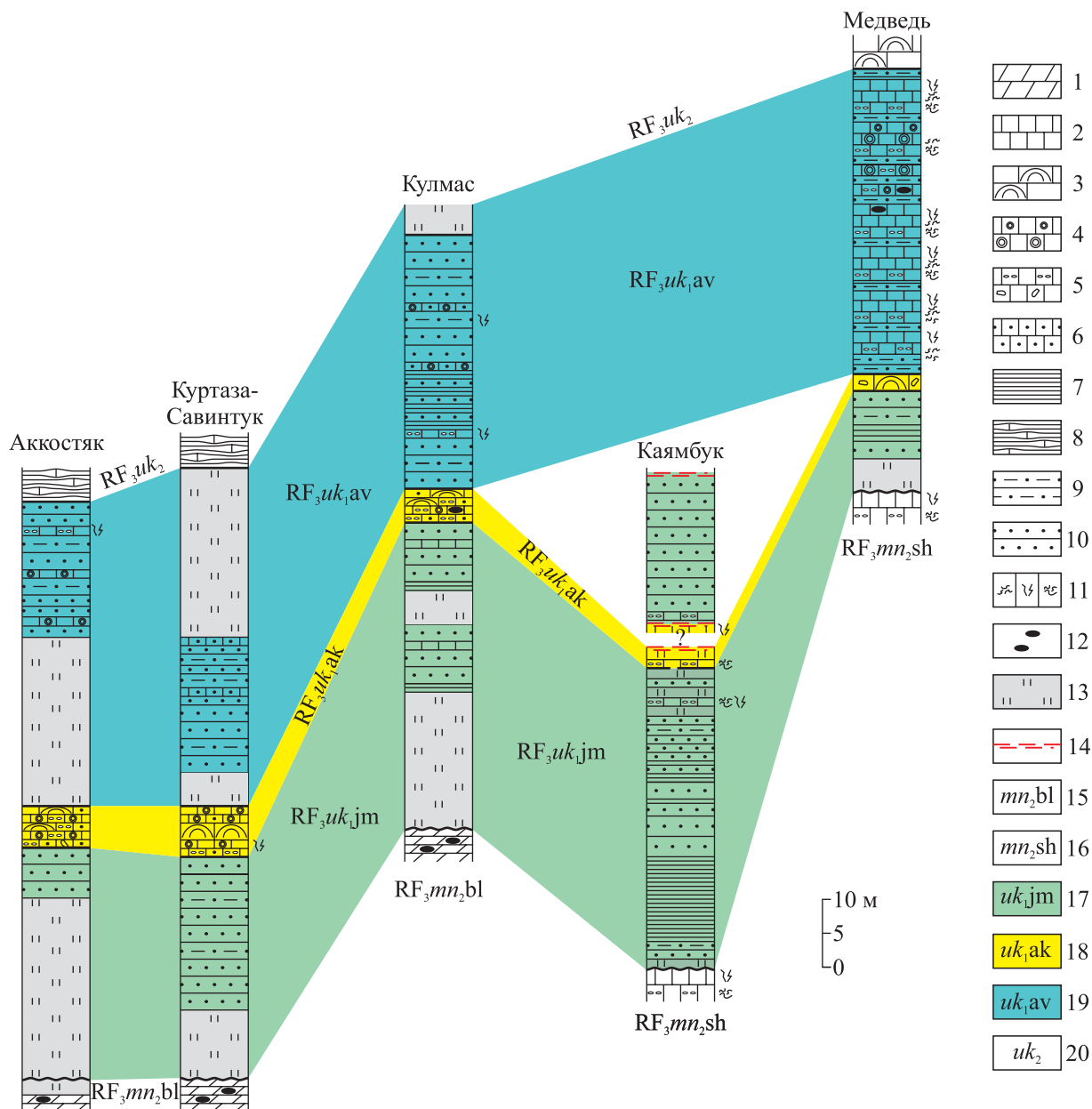


Рис. 2. Стратиграфическое расчленение нижнеукской подсвиты и корреляция разрезов.

1 – доломиты; 2–6 – известняки: 2 – микрозернистые, 3 – строматолитовые, 4 – оолитовые, 5 – интракластовые (мелкообломочные (вверху) и грубообломочные (внизу)), 6 – с терригенной примесью алевритовой и песчаной размерности; 7 – глинистые и алеврито-глинистые породы; 8 – карбонатно-глинистые породы куртазинской толщи верхнеукской подсвиты (с карбонатными “караваями”); 9 – крупнозернистые алевриты; 10 – песчаники; 11 – МТ-прожилки: по наслоению (слева), субвертикальные (в центре), переотложенные (справа); 12 – кремневые конкреции; 13 – задернованные интервалы; 14 – тектонические нарушения; 15–20 – толщи: верхнеминьярская подсвита: 15 – балаевская (камаелгинская), 16 – шубинская; нижнеукская подсвита: 17 – ямаштинская, 18 – аккостякская, 19 – авдырдакская; 20 – верхнеукская подсвита.

Fig. 2. Lower Uk Subformation lithostratigraphy and correlation of sections.

1 – dolomites; 2–6 – limestones: 2 – finegrained (micritic), 3 – stromatolitic, 4 – oolitic, 5 – intraclastic (with fine clasts (above) and coarse clasts (below)), 6 – with siliciclastic admixture of silt and sand; 7 – shales and silty-argillaceous rocks; 8 – argillaceous-carbonate rocks of the Kurtaza Member of the Upper Uk Subformation (with carbonate “loaves”); 9 – coarse-grained siltstones; 10 – sandstones; 11 – MT structures: cracks along the layering (left), subvertical cracks (center), redeposited – MT-clasts (right); 12 – cherts; 13 – closed intervals; 14 – tectonic faults; 15–20 – lithostratigraphic members: Upper Minyar Subformation: 15 – Balaevo (Kamaelga), 16 – Shubino; Lower Uk Subformation: 17 – Yamashta, 18 – Akkostyak, 19 – Avdyrdak; 20 – Upper Uk Subformation.

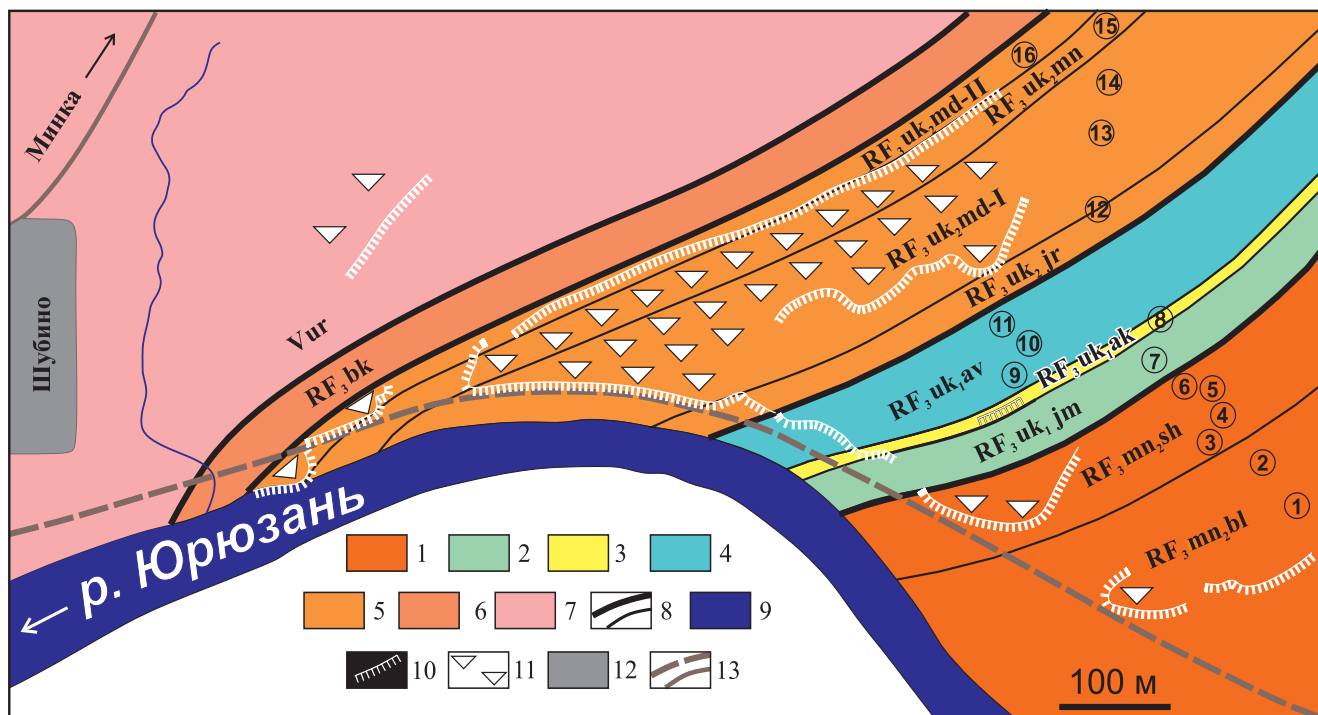


Рис. 3. План-схема стратотипического разреза “Медведь”.

1 – миньярская свита верхнего рифея, 2–4 – нижнеукская подсвита верхнего рифея: 2 – ямаштинская толща, 3 – аккостякская толща, 4 – авдырдакская толща; 5 – верхнеукская свита верхнего рифея; 6 – бакеевская свита верхнего рифея (Стратиграфический кодекс..., 2019); 7 – урюкская свита венда; 8 – стратиграфические границы: сверху – свит и подсвит, внизу – толщ; 9 – реки и ручьи; 10 – скальные выходы; 11 – крупные скальные массивы; 12 – населенные пункты; 13 – дороги: сверху – железные, внизу – автомобильные. RF₃ – верхний рифей, V – венд, mn₂ – верхнеминьярская подсвита, bl – балаевская толща, sh – шубинская толща, uk₁ – нижнеукская подсвита, uk₂ – верхнеукская подсвита, jm – ямаштинская толща, ak – аккостякская толща, av – авдырдакская толща, jr – юрюзанская толща, md – медвежья толща, mn – манайсинская толща, bk – бакеевская свита, ur – урюкская свита. Цифрами показаны номера слоев (Козлов и др., 1995).

Fig. 3. Scheme of the “Medved” stratotype section area of the Uk Formation.

1 – Mynyar Formation of the Upper Riphean; 2–4 – Lower Uk Subformation of the Upper Riphean: 2 – Yamashta Member, 3 – Akkostyak Member, 4 – Avdyrdak Member; 5 – Upper Uk Subformation of the Upper Riphean; 6 – Bakeevo Formation of the Upper Riphean (Russia stratigraphy codex, 2019); 7 – Uryuk Formation of the Vendian; 8 – stratigraphic boundaries: above – formations and subformations, below – members; 9 – rivers and streams; 10 – rock outcrops; 11 – cliff; 12 – town; 13 – roads: above – railways, below – asphalt roads. RF₃ – Upper Riphean, V – Vendian, mn₂ – Upper Mynyar Subformation, bl – Balaevo Member, sh – Shubino Member, uk₁ – Lower Uk Subformation, uk₂ – Upper Uk Subformation, jm – Yamashta Member, ak – Akkostyak Member, av – Avdyrdak Member, jr – Yuryuzan Member, md – Medved Member, mn – Manaisu Member, bk – Bakeevo Formation, ur – Uryuk Formation. Layer numbers (Kozlov et al., 1995) in circles.

раженной внутренней слоистостью, сложенные, как правило, более грубозернистым материалом (например, как в обр. 22.10-6-5 – рис. 5в, г). Слоистость подчеркивается распределением чешуек слюд, глауконита, цемента и прочих поздних минералов (в том числе железистых карбонатов), а также изменением размерности зерен. На некоторых уровнях в алевролитах отмечаются (обр. 22.10-6-3 и 22.10-6-6) многочисленные обломки (литокласты) песчаных пород, преимущественно тонкозернистых алевритистых, с регенерационным кварцевым, пиритовым или глинистым цементом, с глауконитом и аксессуарными минералами, а также обрывки глинистых слоев (рис. 5д, е).

По петрографическому составу песчаники соответствуют полевошпато-кварцевым разностям⁴ (рис. 6): зерен кварца 77–88%, полевых шпатов

⁴ Строго говоря, подсчет состава обломочной компоненты в тонкозернистых песчаниках проводить не совсем корректно: для этой цели рекомендуется (Шванов, 1987) использовать песчаники с модальным диаметром зерен 0.20–0.35 мм. Тем не менее данная информация имеет значение для дальнейшего определения направлений перемещения обломочного материала и реконструкции палеогеографии бассейна в укское время, особенно в свете того что рядом исследователей эти песчаники считались полимиктовыми. При подсчетах количество зерен глауконита не учитывалось.

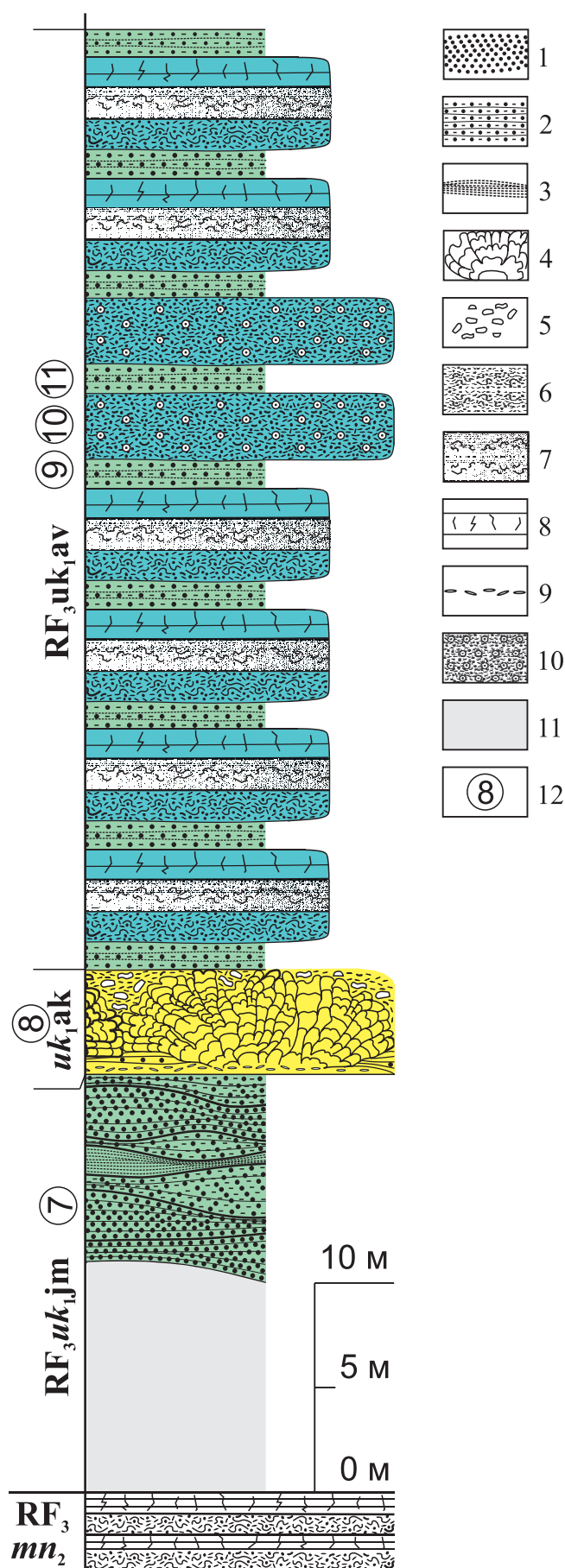


Рис. 4. Литолого-стратиграфическая колонка нижнеукской подсвиты в стратотипическом разрезе “Медведь”.

Циклиты, строматолиты и структурные компоненты показаны вне масштаба. Легенда к колонке: 1–3 – терригенные породы: 1 – песчаники, 2 – алевролиты (в том числе глинистые и карбонатные), 3 – аргиллиты; 4–10 – известняки: 4 – строматолитовые, 5 – с обломками галечной размерности, 6 – интракластовые с обломками микропаритового заполнения МТ-трещин (МТ-кластами), 7 – зернистые с МТ-прожилками по наслоению, 8 – микрозернистые с субвертикальными МТ-прожилками, 9 – уровень с плоскими литокластами известняков, 10 – интракластово-оолитовые; 11 – задернованный интервал; 12 – слои (Козлов и др., 1995). Индексы и цветовые обозначения – см. условные обозначения к рис. 2, 3.

Fig. 4. Lithological-stratigraphic column of the Lower Uk Subformation stratotypic section.

The structure of the Lower Uk Subformation in the “Medved” section (cyclites, stromatolites, and structural components are not to scale). Legend to column: 1–3 – siliciclastic rocks: 1 – sandstones, 2 – siltstones (including clay- and carbonate-rich), 3 – shales; 4–10 – limestones: 4 – stromatolitic, 5 – with pebble clasts, 6 – intraclastic with MT-clasts, 7 – granular with MT cracks along the layering, 8 – micritic with subvertical MT-cracks, 9 – level with limestone lithoclasts, 10 – intraclast-oolitic; 11 – closed interval; 12 – layers (Kozlov et al., 1995). Designations: see the legend to Fig. 2 and 3.

(ПШ) – 10–20%, обломков пород (ОП) – не более 4% от суммы главных аллотигенных компонентов (рис. 7а). В песчаниках и алевролитах зерна кварца светлые, изометричные или слабо вытянутые, с одновременным или волнистым погасанием, часто регенерированные. ПШ светлые и светло-серые, изометричные или вытянутые, представлены микроклинами и ортоклазами, реже плагиоклазами; иногда в слабой степени преобразованы вторичными процессами (пелитизированы), отдельные зерна регенерированы. ОП представлены кремнями и микрокварцитами. Чешуйки слюд ориентированы по наслоению, иногда деформированы, представлены преобразованным биотитом, реже мусковитом; биотит обычно хлоритизирован, мусковит изменен слабо (рис. 7б); составляют до 1% от площади шлифа (в алевролитах до 4% от площади). Из аксессуарных минералов присутствуют циркон и турмалин, их обломки обычно меньше, нежели окружающие зерна. Сортировка зерен в пределах отдельных слойков от средней до хорошей, зерна полуугловатые и полуокатанные. Встречаются единичные обломки, ориентированные по наслоению, отличающиеся от подавляющего большинства зерен гораздо более крупной размерностью (рис. 7в). Контакты зерен, как правило, от точечных до конформных и регенерационных (редко контакты отсутствуют, еще реже инкорпорационные) – в зави-

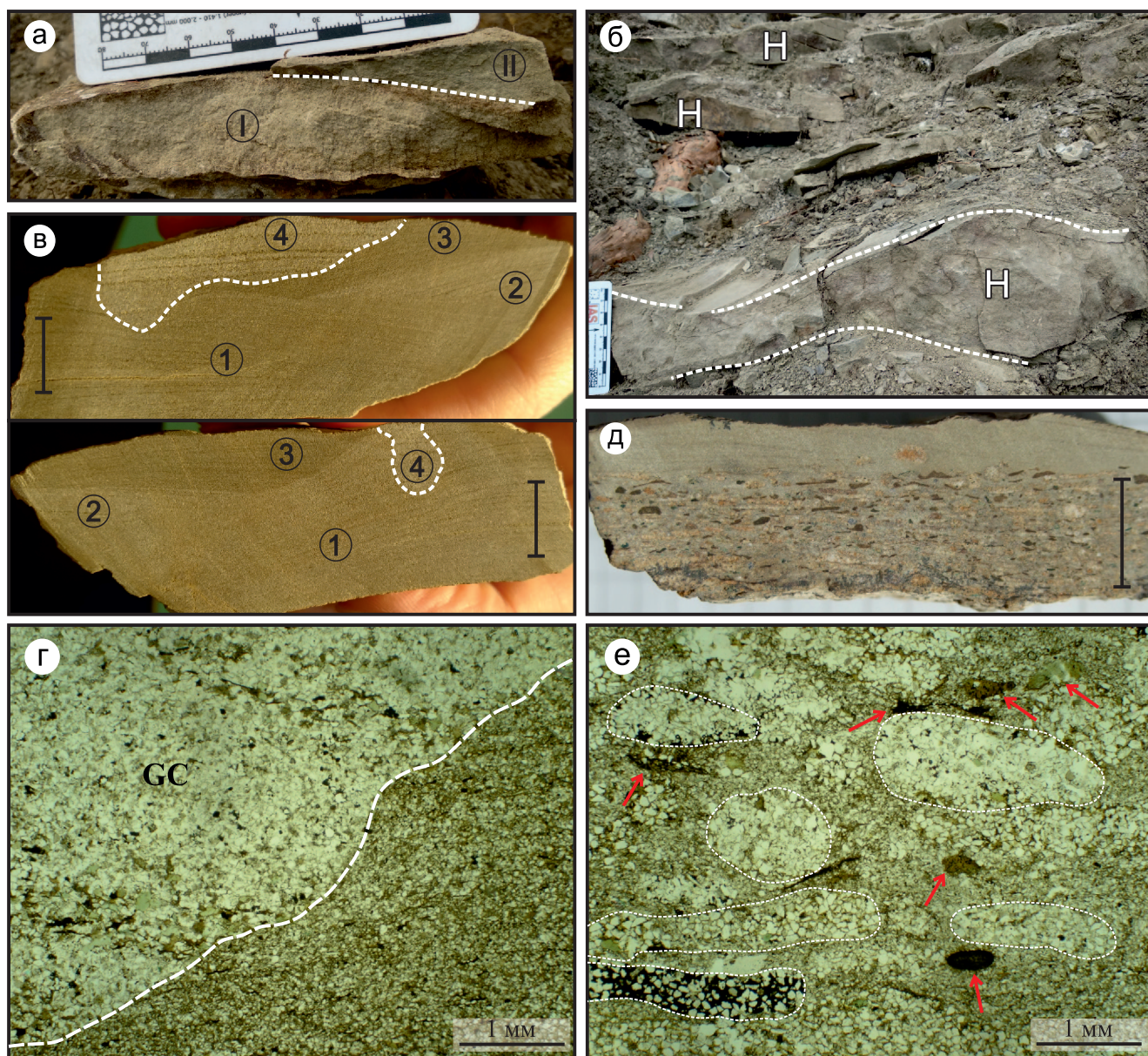


Рис. 5. Литологические характеристики ямаштинской толщи.

а – текстуры, напоминающие линзовидную слоистость (I – песчаник, II – алевролит, граница между ними выделена штриховой линией); б – косоволнистые бугорчатые текстуры; в – слепки промоин (контуры подчеркнуты штриховой линией), выполненные более грубозернистым осадком, нежели вмещающие отложения (на фото две стороны одного штуфа после изготовления шлифов, арабскими цифрами обозначена последовательность формирования слоев, длина линейки 1 см); г – характер границы эрозивного вреза, заполненного песчаным материалом (слой 4 рис. 5в), в глинистом алевролите (слой 3), николи параллельны; д – отложения, состоящие из многочисленных литокластов песчаных и глинистых пород гравийной размерности (длина линейки 1 см); е – литокласты песчаных (отмечены штриховой линией) и глинистых пород (показаны красными стрелками) в алевролите с рис. 5д, николи параллельны. в, г – обр. 22.10-6-5; д, е – обр. 22.10-6-6. H (hummocky) – бугры; GC (gutter casts) – слепки промоин.

Fig. 5. Lithology of the Yamashta Member.

а – lens-like bedding (I – sandstone, II – siltstone, the boundary between them is marked with a dashed line); б – hummocky and swaley cross-stratification; в – gutter casts (contours are underlined by a dashed line), filled by a coarser-grained sediment than the enclosing deposits (photo shows two sides of one sample after the preparation of thin-sections, the sequence of layers accumulation is indicated by Arabic numerals, the length of the ruler is 1 cm); г – boundary of an gutter cast filled by sand (layer 4 in Fig. 5в) in clay-rich siltstone (layer 3), parallel nicols; д – deposits consisting of numerous lithoclasts of sandstones and shales of gravel size (line length 1 cm); е – lithoclasts of sandstones (marked by a dashed line) and shales (shown by red arrows) in siltstone from Fig. 5д, parallel nicols. в, г – sample 22.10-6-5; д, е – sample 22.10-6-6. H – hummocky; GC – gutter casts.

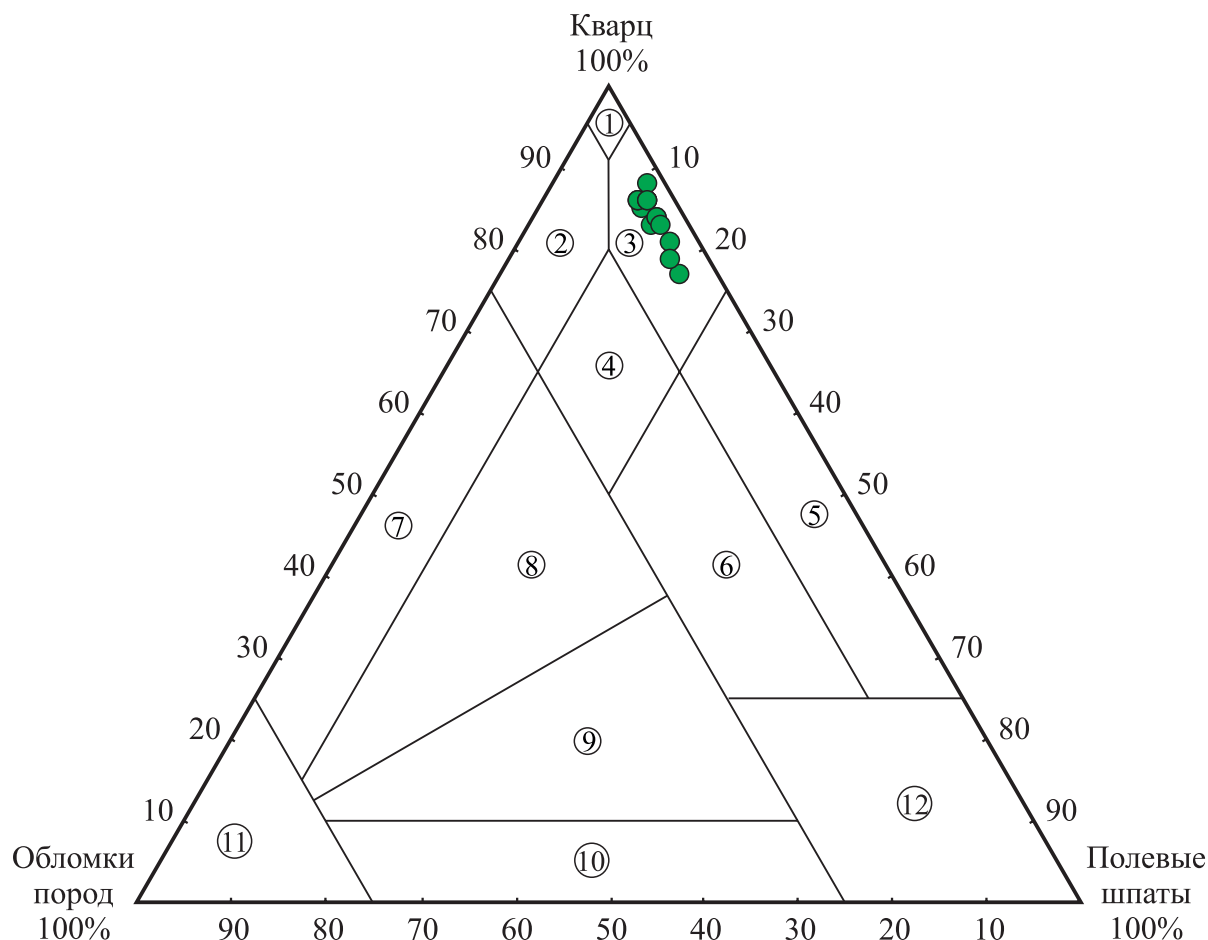


Рис. 6. Распределение фигуративных точек тонкозернистых песчаников (в том числе алевритистых и алевритовых) ямаштинской толщи в стратотипе укской свиты на диаграмме петрографического состава песчаников В.Д. Шутова (1967).

Поля: 1 – кварцевые песчаники; 2 – кремнекlastито-кварцевые песчаники; 3 – полевошпато-кварцевые песчаники; 4 – мезомиктовые кварцевые песчаники; 5 – собственно аркозы; 6 – граувакковые аркозы; 7–11 – граувакки: 7 – кварцевые, 8 – полевошпато-кварцевые, 9 – кварцево-полевошпатовые, 10 – полевошпатовые, 11 – собственно граувакки; 12 – полевошпатовые песчаники.

Fig. 6. Yamashta Member fine-grained sandstones (sometimes silty) of the Uk Formation stratotype on the V.D. Shutov (1967) diagram of the sandstones composition.

Fields: 1 – quartz sandstones; 2 – siliciclastic-quartz sandstones; 3 – feldspar-quartz sandstones; 4 – mesomictic quartz sandstones; 5 – true arkose; 6 – greywacke arkose; 7–11 – greywacke: 7 – quartz, 8 – feldspar-quartz, 9 – quartz-feldspar, 10 – feldspar, 11 – true greywacke; 12 – feldspar sandstones.

симости от распределения глинистого вещества и степени сгруженности обломков; преобладают конформные межзерновые контакты. Общая доля обломочной компоненты варьирует от ~60 до 85%.

Для пород характерны глобулы глауконита (как аутигенного, так и переотложенного), в основном до 3% от площади шлифа, реже до 5% (рис. 7г). Цемент представлен глинистыми минералами (они относятся к цементу лишь отчасти, поскольку также слагают матрикс, однако раздельная диагностика этих компонентов затруднена), регенерационным кварцем и карбонатами. В значительно мень-

ших количествах присутствует пирит (доли процента). Глинистый хлорит-иллитовый цемент как пленочный, так и поровый, редко до базального; суммарное содержание глинистого вещества (матрикса и цемента) варьирует от 5 до 30% от площади шлифа (чаще всего 10–15%). Нередко с ним ассоциируют гидроксиды железа. В породах встречаются также гидроксиды марганца. В мелко- и тонкозернистых разностях песчаников с низким количеством глинистого вещества широко распространен регенерационный кварцевый цемент. На некоторых уровнях его содержание достигает 15% от

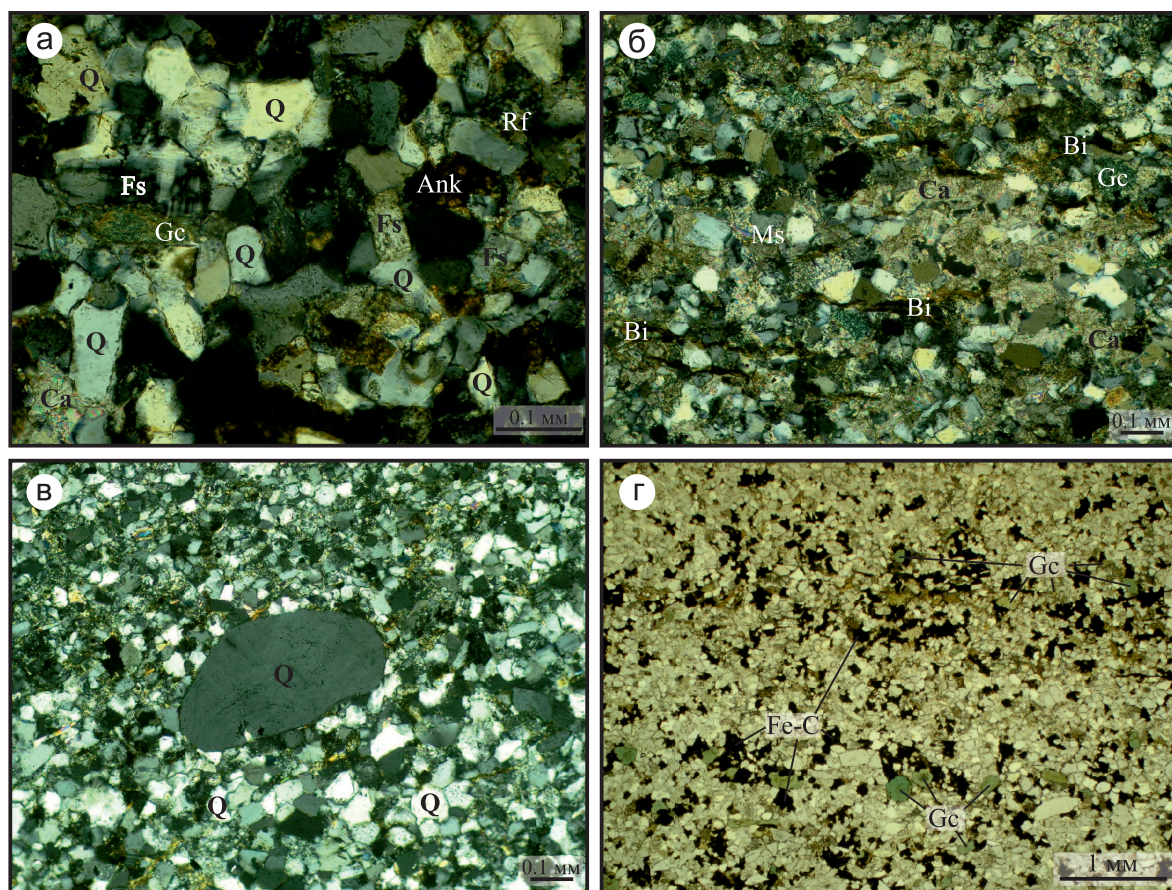


Рис. 7. Петрография пород ямаштинской толщи.

а–в – николи скрещены; г, д – николи параллельны. а – основные порообразующие компоненты в тонкозернистом песчанике (обр. 22.10-6-10); б – чешуйки слюд по наслоению в алевролите с карбонатным, глинистым и регенерационным кварцевым цементом (обр. 22.10-6-9); в – крупное зерно кварца в песчаном алевролите (обр. 22.10-6-3); г – глобулы глауконита и проявления анкерита, подчеркивающие текстуру песчаника (обр. 22.10-6-10). Здесь и на рис. 8–11 минеральные компоненты: Q – кварц, Fs – полевой шпат, Rf – обломки пород, Bi – биотит, Ms – мусковит, Gc – глауконит, Ca – кальцит, Fe-C – железистый карбонат, Ch – халцедон; структурные компоненты: ag – агрегатные зерна, oo – оолиты, clm – кальцимикробы, crc – “кристаллокласты”, iss – изопакхический кальцитовый цемент, m – микрит, МТс – обломки МТ-прожилков, МТs – МТ-текстуры in situ, pel – пелоиды, str – строматокласты.

Fig. 7. Yamashta Member petrography.

а–в – crossed nicols; г, д – parallel nicols. а – main rock-forming components in fine-grained sandstone (sample 22.10-6-10); б – mica flakes along the layering in siltstone with carbonate, clay and quartz overgrowths cement (sample 22.10-6-9); в – coarse quartz grain in sandy siltstone (sample 22.10-6-3); г – glauconite globules and ankerite mineralization emphasizing the sandstone texture (sample 22.10-6-10). Here and in Fig. 8–11 mineral components: Q – quartz, Fs – feldspar, Rf – rock fragments, Bi – biotite, Ms – muscovite, Gc – glauconite, Ca – calcite, Ank – ankerite, Ch – chalcedony; structure components: ag – aggregate grains, oo – ooids, clm – calcimicrobes, crc – sparry clasts, iss – isopachous calcite cement, m – micrite, МТс – МТ-clast, МТs – МТ-structures, pel – peloids, str – stromatoclasts.

площади шлифа, но чаще всего составляет от долей процента до 7% (оно обратно коррелирует с количеством глинистой компоненты); регенерационные каймы при этом часто хорошо выражены. Карбонатный (в основном кальцитовый) цемент поровый и коррозионный, иногда до базального, распределен в толще неравномерно: его доля варьирует от единичных кристаллов до 20% от площади шлифа (см. рис. 76). Снизу вверх по толще в песчаниках и алевролитах возрастает роль этого цемента.

Аккостякская толща. В стратотипе толща характеризуется преимущественно карбонатным составом, фациальной неоднородностью, неравномерным распределением терригенной примеси. В ее основании залегают плоскогалечные конгломераты (с гальками известняков длиной до 5 см) – в виде маломощного слоя изменчивой толщины (до 7 см), на отдельных участках расщепляющегося на несколько прослоев. Выше него толща представлена строматолитовыми известняками (рис. 8а),

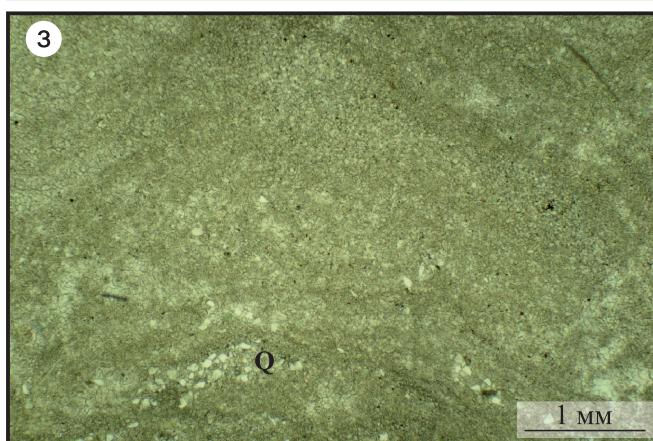
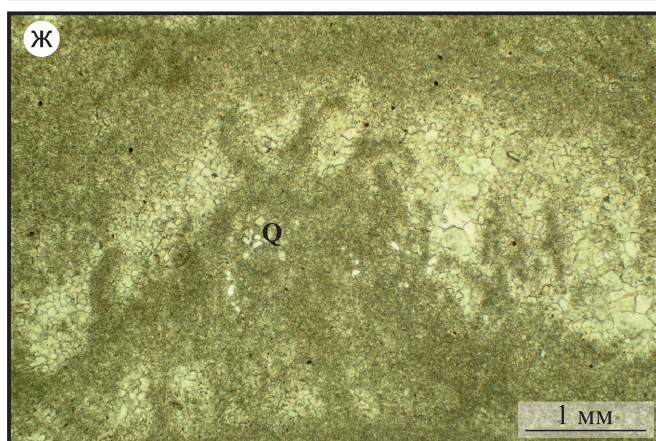
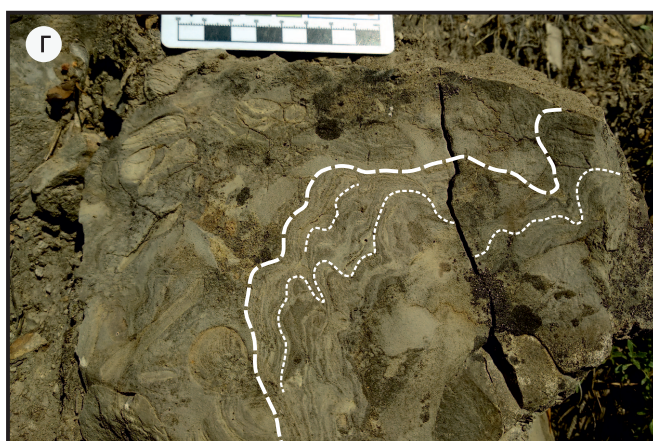
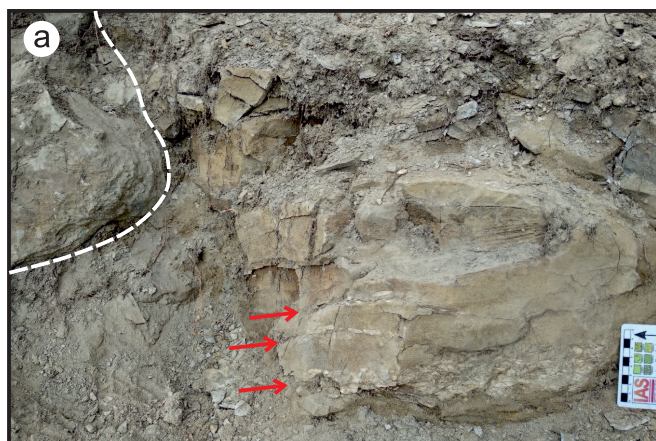


Рис. 8. Литологические характеристики строматолитов аккостяжской толщи.

а – микрозернистые известняки с косоволнистой слоистостью с расщепленным прослоем (показан красными стрелками) гравийно-галечного плоскообломочного конгломерата, сменяющиеся по латерали строматолитовой постройкой (ее граница показана штриховой линией); б – фрагмент строматолитовой постройки, состоящей из нескольких неотчетливо выраженных биогермов, представленных тонкостолбчатыми ветвящимися строматолитами (красными прямоугольниками отмечены участки, на которых несколько столбиков объединяются в один); в – разноориентированные ветвящиеся столбики, напоминающие строматолиты “рода” *Linella*; г – верхняя часть биогерма (граница которого подчеркнута жирной штриховой линией) с плохо оформленными столбиками; д – фрагмент биогерма, в котором нарастание микробных матов происходило в латеральном направлении; е – крупный конусовидный субвертикально ориентированный строматолитовый столбик; ж, з – микроструктуры строматолитов (николи параллельны): ж – вытянутые крючковидные микритовые (кальцимикробные?) структуры в строматолитовых слойках (обр. 22.10-7-1), з – неоднородные слойки с терригенной примесью внутри строматолитового столбика (обр. 22.10-6-19).

Fig. 8. Lithology of the Akkostyak Member stromatolites.

a – micritic limestones with hummocky cross stratification with a split interlayer (shown by red arrows) of a gravel & pebble flat clastic conglomerate laterally replaced by a stromatolite bioherm (its boundary is shown by a dashed line); б – fragment of a stromatolite build-up consisting of several distinct bioherms, represented by thin-columnar branching stromatolites (red rectangles mark areas where several columns are combined into one); в – *Linella*-like stromatolites with differently oriented branching columns; г – the upper part of the bioherm (its border is countered by a thick dashed line) with poorly formed columns; д – a bioherm fragment in which the microbial mats growth occurred in the lateral direction; е – large cone-shaped subvertically oriented stromatolite column; ж, з – stromatolite microstructures (parallel nicols): ж – elongated hook-shaped micritic (calcimicrobial?) structures in stromatolite lamina (sample 22.10-7-1), з – heterogeneous laminae with siliciclastic admixture inside the stromatolite column (sample 22.10-6-19).

а также грубообломочными массивными и микрозернистыми слоистыми разностями.

Строматолитовые постройки здесь обособленные, не очень крупные (до 2 м), разнообразные, но отличающиеся от строматолитовых биогермов верхней подсвиты. Они представлены как тонко- (рис. 8б), так и толстостолбчатыми (рис. 8в) ветвящимися строматолитами (тунгуссидами). Столбики разноориентированные, но не всегда хорошо оформлены, иногда деформированы (рис. 8г). Нередко в периферийных частях биогермов верхушки нескольких столбиков облекаются единой серией слойков (т. е. столбики объединяются), что, вероятно, является следствием процесса, обратного ветвлению (см. рис. 8б). Кроме того, встречаются биогермы без отчетливо выраженных столбиков, но со строматолитовыми слойками, ориентированными вкрест простирания толщи (очевидно, что накопление слойков микробных матов происходило в направлении, перпендикулярном действию силы тяжести в то время) (рис. 8д). Часто обнаруживаются строматолиты (например, рис. 8е), форма которых не соответствует описаниям строматолитов *Linella* и *Patomella*, типичных для укской свиты (Крылов, 1967, 1975; Раабен, Комар, 1982). Формальные морфологические “роды” строматолитов этого стратиграфического уровня ранее в данном разрезе определены не были. По нашим наблюдениям, лишь некоторые элементы в описанных биогермах имеют внешнее сходство с упомянутыми группами строматолитов. Отличаются они и по микроструктуре. Так, в некоторых слойках строматолитовых баундстоунов аккостяжской толщи обнаруживаются своеобразные тонкие крючковидные или шиповидные образования, ориентированные вдоль направления роста стол-

бика (рис. 8ж) и непохожие на структуры в строматолитах верхней подсвиты (Дуб, Гражданкин, 2021, рис. 5а, б). Слойки внутри столбиков часто неоднородные, иногда содержат примесь терригенного материала (рис. 8з).

На отдельных участках толщи строматолиты сменяются по латерали микрозернистыми известняками (слабо перекристаллизованными кальцимадстоунами) с косоволнистой слоистостью (рис. 9а). Бугорчатые косоволнистослоистые текстуры в них почти не отличаются от таковых у терригенных пород нижележащей толщи, не встречаются лишь слепки промоин. Кроме того, в этих известняках присутствует рассеянная терригенная песчано-алевритовая примесь содержанием от первых процентов до 30% (рис. 9б), при этом в отложениях вблизи основания толщи ее меньше, нежели на более высоких уровнях. Микрозернистые известняки иногда содержат МТ-прожилки.

Строматолитовые биогермы перекрываются грубообломочными известняками (рис. 9в, см. рис. 8г) – флаут- и пакстоунами (рис. 9г). Обломки в них преимущественно гравийно-галечной размерности (до 4 см), хорошо окатанные, разноориентированные, чаще всего представлены строматолитами, в которых иногда присутствуют сгустковидные образования, напоминающие остатки кальцимикробов (рис. 9д). Реже обнаруживаются фрагменты выполненных микроспаритом МТ-прожилков (МТ-класты). В межзерновом пространстве основную роль играет слабоперекристаллизованный матрикс, спаритовый цемент встречается sporadически. Кроме того, в ряде случаев роль порового или даже базального цемента играет микроспаритовый МТ-карбонат (рис. 9е). Карбонатные конгломераты нередко перекрываются микрозернистыми тонкос-

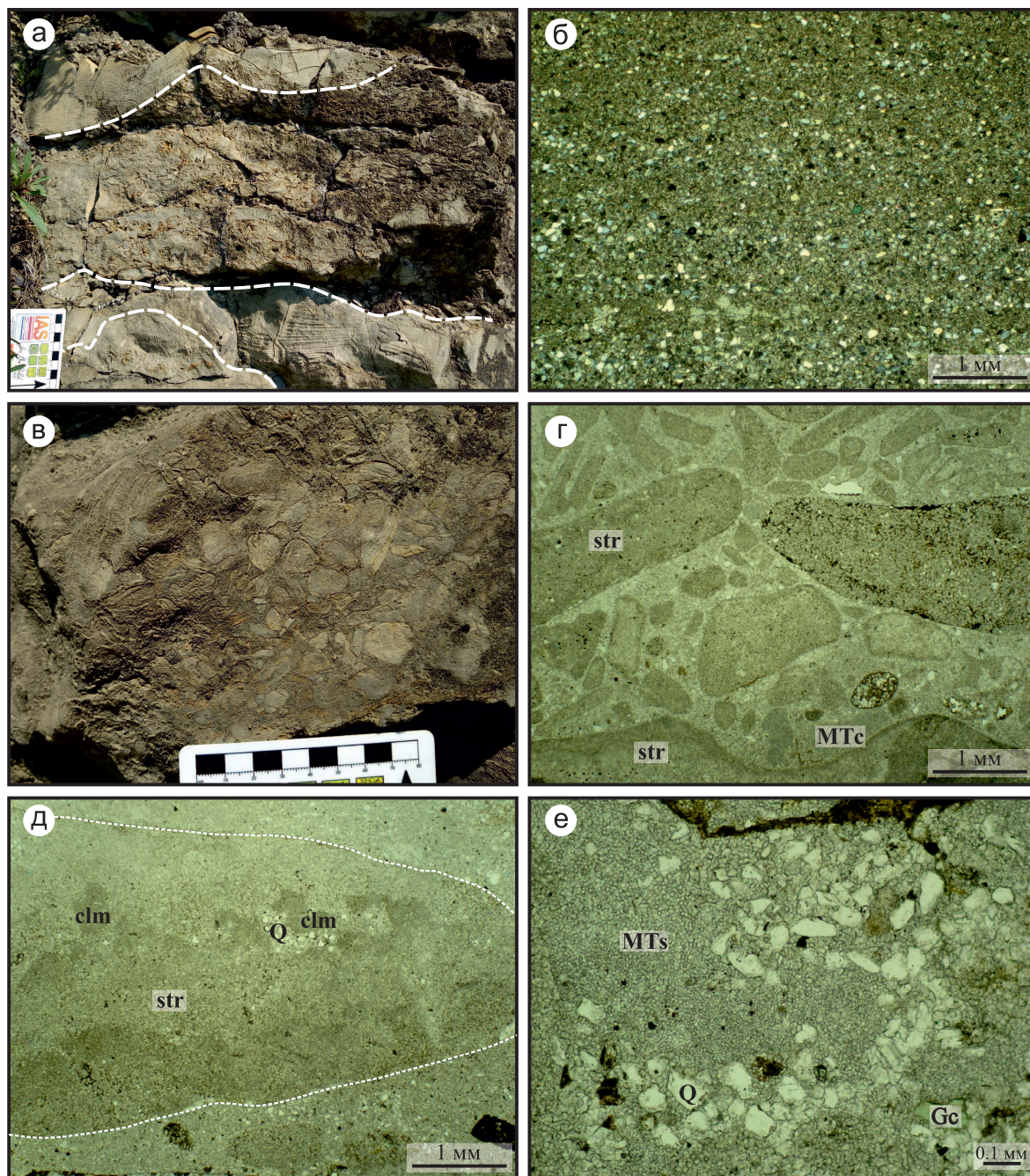


Рис. 9. Литологические характеристики микрозернистых и грубообломочных карбонатных отложений аккостякской толщи.

а – прослои микрозернистых известняков (иногда с терригенной примесью) с косоволнистыми текстурами (границы прослоев показаны жирными штриховыми линиями), между прослоями – грубообломочные отложения, внизу – край строматолитового биогерма; б – микрозернистый алевроитовый известняк с глинистой примесью (обр. 22.10-7-2, николи скрещены); в – известняковые гравийно-галечные конгломераты, сложенные в основном строматокластами, перекрывающие строматолитовые постройки; г – структура обломочных разностей известняков (обр. 22.10-7-3, николи параллельны); д – один из строматокластов со сгустками микрита, напоминающими остатки кальцимикробов (обр. 22.10-7-4, николи параллельны); е – известняк грубообломочный с терригенной примесью и микроспаритовым цементом (MT-карбонатом) (обр. 22.10-7-5, николи параллельны).

Fig. 9. Lithology of the Akkostyak Member fine- and coarse-grained limestones.

а – micritic limestone layers (sometimes with siliciclastic admixture) with hummocky cross stratification (layer boundaries are shown by dashed lines), with the coarse clastic deposits (conglomerates) between the layers and the stromatolite bioherm frag-

ment at the lower edge of the foto; б – micritic silty limestone with clay admixture (sample 22.10-7-2, crossed nicols); в – carbonate gravel & pebble conglomerates, composed mainly of stromatoclasts, overlying stromatolite bioherm; г – clastic limestones structure (sample 22.10-7-3, parallel nicols); д – the stromatoclast with calcimicrobes-like clots of micrite (sample 22.10-7-4, parallel nicols); е – coarse-grained limestone with siliciclastic admixture and calcite microspar (MT-structure in situ) (sample 22.10-7-5, parallel nicols).

лоистыми известняками (см. рис. 9а), иногда содержащими субвертикальные МТ-прожилки.

Породы аккостякской толщи прослеживаются к северо-востоку – на соседнюю возвышенность, в пределах которой обнажается шубинская толща (при полностью задернованной ямаштинской); на вершине известняки со строматолитами и крупными строматокластами образуют гряду высотой 2–3 м (см. рис. 3).

Авдырдаская толща. Нижняя граница толщи проводится по подошве плитчатых алевролитов. Для нее характерно чередование пачек терригенных и карбонатных пород (рис. 10а) мощностью от нескольких десятков сантиметров до 2–3 м. В целом мощность глинисто-алевритовых пачек, как правило, меньше, чем у пачек известняков, при этом она сокращается снизу вверх по разрезу. Неполная обнаженность этой толщи в стратотипе не позволяет определить точное количество терригенных пачек, однако более или менее достоверно можно говорить о 5–6 интервалах.

Терригенные отложения представлены преимущественно серыми и светло-серыми с зеленоватым оттенком крупно- и среднезернистыми алевролитами (иногда песчанистыми до песчаных) с карбонатным цементом. Тонкозернистые песчаники встречаются значительно реже. В некоторых пачках в ассоциации с алевролитами находятся аргиллиты (рис. 10б). Породы в основном плитчатые, на поверхностях наслоения присутствует глауконит и чешуйки слюд. Для отложений типична косоволнистая слоистость (рис. 10в) с небольшими (высотой до 10 см) буграми, встречаются также линзовидные текстуры. На отдельных уровнях отмечаются эрозионные врезы (рис. 10г). В глинистых алевролитах с высокой долей карбонатной составляющей иногда можно обнаружить МТ-прожилки.

По составу алевролиты полевошпато-кварцевые и кварцевые, с карбонатным и глинистым цементом (рис. 10д). Обломки кварца светлые, изометричные или слабовытянутые, с одновременным или волнистым погасанием, иногда слабо регенерированные. ПШ светлые и светло-серые, изометричные или вытянутые, представлены микроклинами, ортоклазами и плагиоклазами, иногда слабо преобразованы. ОП очень редкие, представлены кремнями и микрокварцитами. Чешуйки слюд ориентированы по наслоению, представлены биотитом, реже мусковитом; биотит сильно гидратирован и хлоритизирован, мусковит изменен в меньшей степени; чешуйки распределены неравномерно, составляют в среднем до 3% от площади шлифа (рис. 10е). Сортиров-

ка зерен, как правило, ближе к хорошей, зерна полуугловатые и полуокатанные. Контакты зерен в основном точечные и конформные. Общая доля обломочной компоненты варьирует от 50 до 80%. Отмечаются глобулы глауконита по наслоению, составляющие первые проценты от площади шлифа⁵. Глинистый цемент пленочный и поровый, преимущественно иллитовый, занимает 5–15% от площади шлифа. Карбонатный (кальцитовый) цемент обычно базальный (редко до порового), его доля в большинстве шлифов более 10%. Как и в остальных породах нижней подсвиты, в алевролитах распространен рассеянный железистый карбонат (см. рис. 10д).

Известняки авдырдаской толщи отличаются фаціальным разнообразием. Часто они образуют циклически построенные интервалы, закономерно чередующиеся с терригенными пачками. Циклиты состоят из двух или трех элементов, представляющих собой слои с различными текстурно-структурными особенностями; в карбонатной пачке может быть несколько циклитов. Как правило, с ними ассоциируют обильные МТ-текстуры (рис. 11а). В нижних частях циклитов с размывом залегают относительно крупнообломочные известняки. Выше они сменяются яснозернистыми (в основном пелоидно-интракластовыми пакстоунами до грейнстоунов) разностями. ФЭ в них достаточно разнообразны и представлены пелоидами пузыревидной формы, интракластами пелоидных известняков, “кристаллокластами” (обломками спаритового цемента), а также МТ-кластами (рис. 11б); встречается инкрустационный изопохический цемент. Верхние элементы циклитов сложены микрозернистыми известняками с многочисленными МТ-текстурами, в виде субвертикально ориентированных трещин (рис. 11в) или пятен замысловатой формы. По структуре известняки верхних слоев являются перекристаллизованными кальцимадстоунами (рис. 11г). Последние перекрываются следующим циклитом или переходят в алевролиты с карбонатным цементом. В некоторых циклитах тот или иной слой может отсутствовать. Верхние элементы чаще всего уступают по мощности нижним и средним (порядка 5–20 см у верхних против нескольких десятков сантиметров и более суммарно у нижних и средних).

В верхней части толщи распространены оолитовые и интракластово-оолитовые известняки (рис. 11д). Подошва таких пластов обычно неров-

⁵ Доля этого минерала здесь заметно ниже, чем в этой же толще в разрезе на р. Басу.

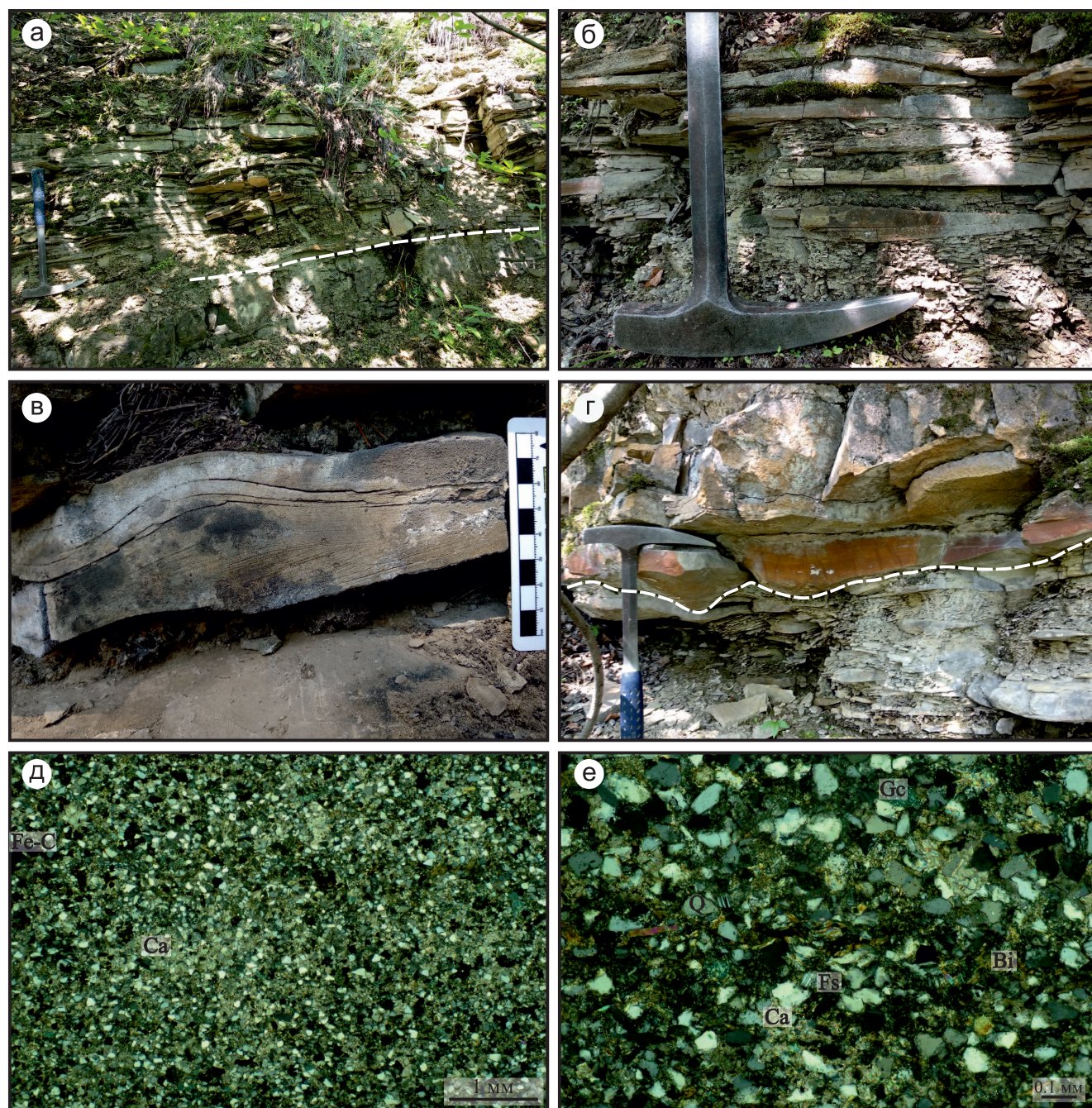


Рис. 10. Литологические характеристики терригенных пород авдырдакской толщи.

а – взаимоотношения карбонатной (внизу) и терригенной (вверху) пачек, граница между ними показана штриховой линией; б – существенно глинистые отложения с “линзами” алевролитов; в – один из бугров в крупнозернистых алевролитах с косоволнистой бугорчатой слоистостью; г – эрозионные врезы крупноалевритовых или тонкопесчаных тел в алевроито-глинистой пачке, в верхней части фото – известняки; д, е – микрофотографии алевролитов (никколи скрещены): д – крупно-среднезернистый алевролит с карбонатным цементом (обр. 22.10-8-5), е – крупнозернистый песчаный алевролит с карбонатным цементом и многочисленными чешуйками слюд и глауконитом по наслению (обр. 22.10-8-8).

Fig. 10. Lithology of the Avdyrdak Member siliciclastic deposits.

а – relationships between carbonate (lower part) and siliciclastic (upper part) units, the boundary between them is shown by a dashed line; б – substantially argillaceous deposits with siltstone lenses; в – one of the hummocks, represented by coarse-grained siltstone; г – erosion incisions of coarse silt or fine sand bodies in silty-shale unit, with limestones in the upper part of the photo; д, е – siltstone microfotos (crossed nicols): д – coarse-medium-grained siltstone with carbonate cement (sample 22.10-8-5), е – coarse-grained sandy siltstone with carbonate cement and numerous mica flakes and glauconite along the layering (sample 22.10-8-8).

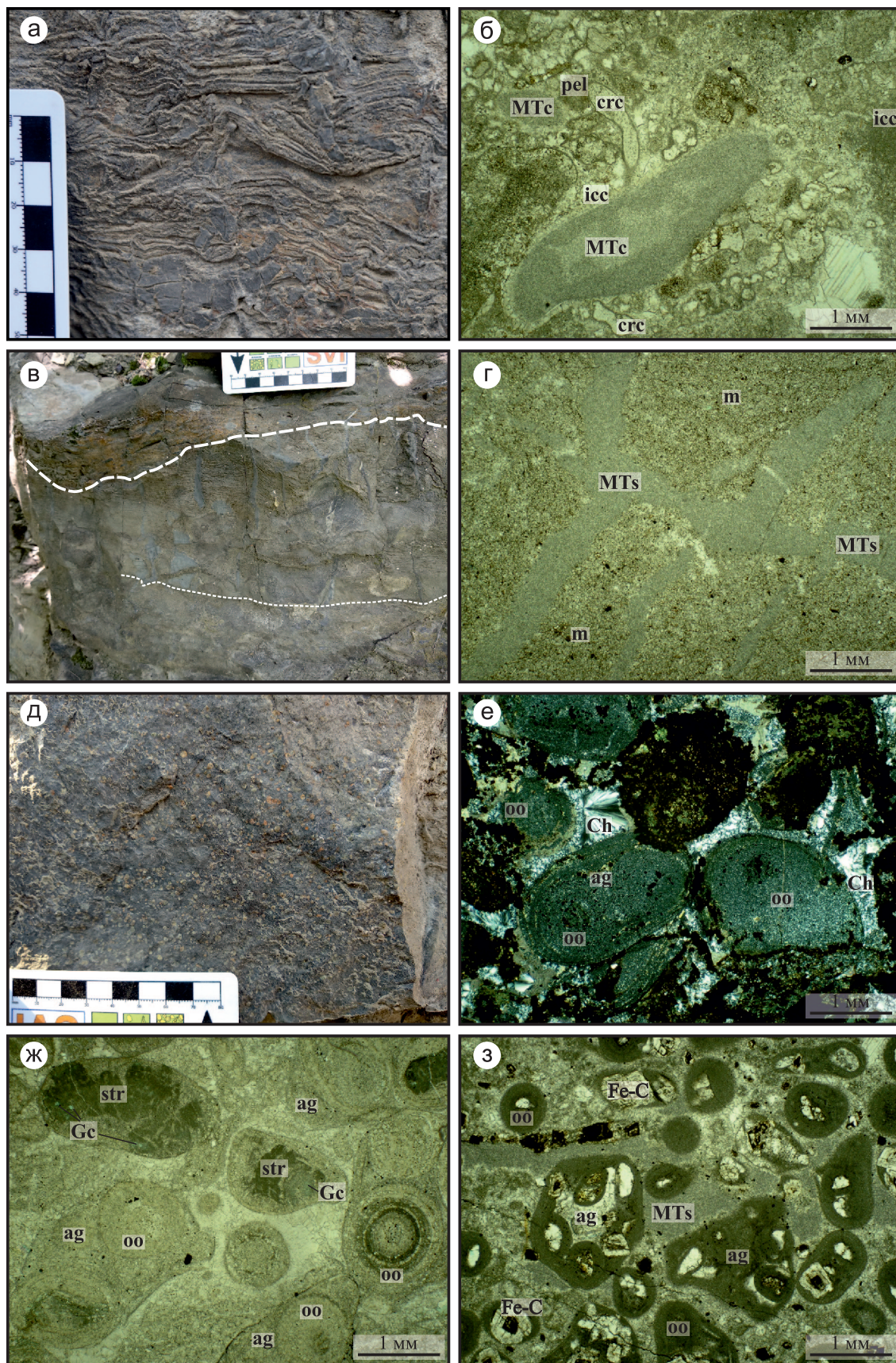


Рис. 11. Литологические характеристики карбонатных пород авдырдакской толщи.

а – известняк с обильными МТ-текстурами (темно-серые участки); б – интракластовый пакстоун с разными типами зерен (обращает на себя внимание неоднородность микроспаритовой массы внутри МТ-класта) (обр. 22.10-8-2, николи параллельны); в – строение циклитов: в нижней части фото – средний элемент одного из циклитов, в средней – верхний, в верхней – нижний элемент следующего циклита (его подошва подчеркнута жирной штриховой линией); г – микрозернистый глинистый известняк с многочисленными разноориентированными МТ-прожилками (обр. 22.10-8-13, николи параллельны); д – фрагмент пласта оолитового известняка; е – практически полностью окремненный известняк с крупными оолитами (кремневая конкреция) (обр. 22.10-8-10, николи скрещены); ж – интракластово-оолитовый пакстоун с агрегатными зернами (оолитами, включающими более мелкие оолиты), небольшие пустоты в ФЭ выполнены аутигенным глауконитом (обр. 22.10-8-11, николи параллельны); з – доломитизированный оолитовый пакстоун с агрегатными зернами и МТ-карбонатом в качестве цемента (обр. 22.10-8-11, николи параллельны).

Fig. 11. Lithology of the Avdyrdak Member carbonate deposits.

а – limestone with abundant MT structures (dark gray areas); б – intraclastic packstone with different types of grains (note the heterogeneity of the microsparite mass inside the MT clast) (sample 22.10-8-2, parallel nicols); в – the cyclites structure: in the lower part of the photo – the middle element, in the central part – the upper element, in the upper part – the lower element of the next cyclite (its bottom is underlined by a thick dashed line); г – micritic clay-rich limestone with numerous differently oriented MT cracks (sample 22.10-8-13, parallel nicols); д – fragment of oolitic limestone bed; е – almost completely silicified limestone with large ooids (diagenetic chert) (sample 22.10-8-10, crossed nicols); ж – intraclast-oolitic packstone with aggregate grains (ooids consisting of smaller ooids), small voids in allochems are filled with authigenic glauconite (sample 22.10-8-11, parallel nicols); з – dolomitised oolitic packstone with aggregate grains and MT-carbonate (microspar) as a cement (sample 22.10-8-11, parallel nicols).

ная, эрозионная. Наиболее грубозернистые калькаренины (рис. 11е), как правило, интенсивно преобразованы – окремнены (в том числе содержат халцедоновый цемент) и анкеритизированы. Менее измененные вторичными процессами отложения представлены пакстоунами и грейнстоунами, в редких случаях до рудстоунов, подавляющее большинство ФЭ которых имеет размеры не более 3 мм. В состав оолитов нередко входят другие оолиты, в таких случаях их можно рассматривать как агрегатные зерна (рис. 11ж). К числу интракластов относятся строматокласты, а также обломки оолитовых известняков. На отдельных участках внутри ФЭ обнаруживаются пустоты, заполненные аутигенным глауконитом. Выше по разрезу оолиты и агрегатные зерна становятся более мелкими (рис. 11з). Роль цемента в таких отложениях может играть микроспарит (МТ-карбонат).

Авдырдакская толща на одном из участков обнажения завершается полузадернованной пачкой плитчатых алевролитов и аргиллитов с глауконитом, на другом – интракластово-оолитовыми известняками, сменяющимися биогермными фациями по латерали. Соответственно, подошва верхнеульской подсвиты в стратотипе проводится по нижней границе массивных строматолитовых построек. Теоретически для определения границы подсвит в других разрезах также необходимо руководствоваться появлением строматолитов как главным критерием. Однако в большинстве остальных разрезов отсутствует юрюзанская толща, а подошва медвежьей толщи, подчиняясь закону Головкинского, оказывается на значительно более высоком стратиграфическом уровне. В связи с этим уместно в качестве границы подсвит рассматривать именно кровлю авдырдакской толщи, т. е. ограничивать нижнюю подсвиту последними пластами песчаников, алевролитов и оолитовых известняков. Без сомнения, эта граница не является изохронной.

ОБСУЖДЕНИЕ

Палеогеография бассейна в раннеульское время.

Для определения направления перемещения обломочного материала и расположения источников сноса в раннеульское время еще слишком мало надежных данных. В частности, недостаточно информации о составе породообразующих компонентов, минералов тяжелой фракции, распределении детритовых цирконов, фациальном составе отложений, ориентировке серий косых слойков в различных разрезах. На текущий момент слабо изучены отложения подсвиты на хребте Каратау, а данные по южным разрезам БМА слишком неполные.

Тем не менее для этого уровня имеется несколько палеогеографических реконструкций. Так, Ю.Р. Беккер (1961), опираясь на информацию об увеличении доли минералов – спутников основных и ультраосновных пород в шлихах в восточном направлении (от обнажений в бассейне р. Сим до устькатавского разреза), предполагал наличие островных поднятий на востоке. В.А. Романов (1973) также пришел к выводу о восточном источнике сноса. Согласно построениям А.В. Маслова и В.М. Горожанина (1998), область максимального развития терригенных пород этого уровня приходится на южные и центральные районы БМА, а увеличение количества Al и Fe³⁺ в глауконитах происходит в направлении с севера на юг, что можно трактовать как приближение к береговой линии. Недавно установлено, что более трети обломочных зерен циркона в подсвите имеют мезопротерозойский возраст (в интервале 1435–1561 млн лет) (Зайцева и др., 2022). Удаленность комплексов Фенноскандии и Свеконорвегии от Южного Урала, а также сходство спектра распределения детритовых цирконов с таковым в бирьянской подсвите зильмердакской свиты и ашинской серии (Kuznetsov et al., 2014; Маслов и др., 2018) заставля-

ют рассматривать в качестве поставщика кластики в то время неизвестный террейн, причленившийся к Балтике в ходе гренвилльской орогении. С высокой степенью вероятности он находился (в современных координатах) к востоку или югу от укского бассейна седиментации. В то же время отсутствие шубинской толщи в разрезах Алатауского антиклинория и смена фаций с востока на запад позволяют говорить и о существовании поднятий (суши) на западе.

Пролить свет на вопросы палеогеографии могло бы детальное изучение разрезов восточного крыла БМА. В Тирлянской синклинали на р. Арше среди кварцитопесчаников и сланцев нижней подсвиты нами не было встречено прослоев карбонатных пород. Однако плохая обнаженность в этой местности не позволяет утверждать, что их там нет совсем. Необходимо изучение соседних разрезов и керны скважин. Как показано в некоторых работах, данные по нижеуекской подсвите этого района еще очень противоречивы (Козлов, 1982; Маслов, Горожанин, 1998).

Нижеуекским отложениям исследователями (Беккер, 1961; Маслов, Горожанин, 1998; наши данные) приписывается относительно мелководная (шельфовая) природа. По всей видимости, шельф характеризовался небольшим наклоном в сторону открытого глубоководного бассейна (соответственно, может быть классифицирован как рампа) и был подвержен значительному штормовому влиянию. С учетом этого для определения направления перемещения обломочного материала внимание в первую очередь необходимо обращать на структурные (грубая/тонкая размерность зерен) и текстурные особенности (волновая или штормовая слоистость / рябь течений / признаки приливно-отливных процессов) пород, петрографический состав песчаников (доля полевых шпатов и обломков пород), а также на изменение их мощности (как абсолютной мощности известняков, так и относительной). Нижеуекские терригенные отложения Сулеймановской антиклинали характеризуются тонкозернистыми структурами, несут признаки определяющего влияния бассейновых факторов на седиментацию и составляют минимальную долю от общего объема пород подсвиты (роль карбонатных пород здесь заметно выше, а мощность подсвиты в целом ниже, чем в других разрезах).

Обстановки седиментации ямаштинской толщи. Согласно современным представлениям (Jelby et al., 2020; и др.) косоволнистая бугорчатая слоистость является надежным индикатором штормового воздействия на отложения. Такие текстуры в ямаштинской толще стратотипического разреза широко распространены, что приводит к мысли о ее формировании в условиях доминирования штормовой активности над другими факторами (речными течениями, волнениями в спокой-

ную погоду, приливно-отливной деятельностью), поскольку считается, что чем активнее воздействует на обстановки шельфа тот или иной (бассейновый или внебассейновый) процесс, тем больше “следов” – индикаторных признаков – в осадочной летописи он оставляет (Vakarelov, Ainsworth, 2013; Rossi, Steel, 2017). Наиболее пригодной для сохранения темпеститов считается зона ниже базиса нормальных волн (Dumas, Arnott, 2006). При этом песчаники с бугорчатой слоистостью могут быть характерны и для берегового склона⁶, на который шторма оказывают сильнейшее влияние (Niedoroda et al., 1984; Clifton, 2019). Известно, что в позднем докембрии мелководные эпиплатформенные бассейны были подвержены значительному штормовому воздействию, что особенно справедливо для раннего неопротерозоя – в первую очередь по причине отсутствия у подавляющего большинства шельфов того времени рифового обрамления (Grotzinger, James, 2000; Thorie et al., 2020).

Относительно широкое распространение эрозийных поверхностей – в виде хорошо выраженных впадин (swaley) и слепков промоин (см. рис. 5б–г), скорее всего, указывает на прибрежные обстановки (Clifton, 2019; Grundvåg et al., 2021). В то же время в рассматриваемой толще песчаники с бугорчатой слоистостью находятся в ассоциации с аргиллитами. При этом песчаники преобладают над алевролитами и аргиллитами, что говорит о накоплении осадка выше границы “песок – ил” (sand-mud transition (George, Hill, 2008)). Вероятно, оно происходило в нижней части берегового склона (lower shoreface). Для этой зоны типична ассоциация тонкозернистого достаточно хорошо сортированного песка и рассеянных зерен гравийной размерности – вследствие смешанного характера гидродинамической активности (сочетания нормальных и штормовых волн) (Clifton, 2006). Так, для ямаштинской толщи весьма характерно присутствие слойков с обломками гораздо более крупной размерности по сравнению с основной массой зерен (см. рис. 7в, г). Глинистые слои, по-видимому, накапливались в периоды между штормами при осаждении взвеси.

Нельзя полностью исключать и обстановки среднего рампа, поскольку косой слоистости ряби, характерной для нормальных волнений, здесь встречено не было (но, как отмечено ранее, влияние обычных волн могло быть затушено штормами). С некоторой осторожностью в контексте ямаштинской толщи можно говорить о близости дельтовой системы и еще об одном генетическом

⁶ Под береговым склоном (shoreface) обычно понимается крутая поверхность дна от уровня отлива до границы с относительно пологой поверхностью внутреннего шельфа/рампа (Clifton, 2006, 2019) либо до базиса действия нормальных волн (Anthony, Aagaard, 2020).

типе отложений – гиперпикнитах. К таковым можно отнести слоистые песчаники и крупнозернистые алевролиты с переотложенными песчаными обломками гравийной размерности и обрывками глинистых слоев (см. рис. 5д, е), переходящие вверх по разрезу в бугорчато-слоистые разности.

Так или иначе, обстановки седиментации ямаштинской толщи нельзя считать крайне мелководными. Более мелководные отложения, вероятнее всего, соответствуют задернованному интервалу (около 10 м) в нижней части толщи, непосредственно выше предукского перерыва. Условно для стратотипа предполагаются прибрежно-морские обстановки ближе к границе внутреннего и среднего рампа.

Обстановки седиментации аккостяжской толщи. Несмотря на то что уже в верхней части ямаштинской толщи широко распространен карбонатный цемент (который может иметь и позднее происхождение), фациальный переход к аккостяжской толще в стратотипическом разрезе достаточно отчетливый. По всей видимости, появление строматолитовых построек на этом уровне (а в других разрезах укской свиты – разнообразных карбонатных отложений, в том числе также со строматолитами) стоит связывать с резким и относительно кратковременным подъемом уровня моря⁷. Возможно, смене терригенных фаций на карбонатные способствовали и другие факторы, среди которых наиболее вероятны климатические изменения и ослабление тектонической активности в области источников сноса (Chiarella et al., 2017).

Образование грубообломочных отложений, перекрывающих строматолиты, вероятнее всего, связано с регрессией, которая могла быть обусловлена как реальным эвстатическим снижением уровня моря, так и интенсивным ростом строматолитовых построек с опережением темпов возникновения аккомодационного пространства. Хорошая окатанность обломков позволяет предполагать достижение постройками базиса действия нормальных волн. На понижение уровня моря указывает последующее возобновление терригенной седиментации. Кроме того, в вышележащей терригенно-карбонатной толще отсутствуют строматолиты. При этом соотношение цемента и матрикса в этих интракластовых флаутстоунах низкое, что, скорее всего, свидетельствует об умеренном характере

гидродинамической активности или транспортировке обломков в менее подвижную среду.

В соответствии с ранее реконструированным фациальным профилем для верхнеукской подсвиты (Дуб, Гражданкин, 2021) можно говорить о кратковременной манифестации обстановок средней части карбонатного рампа в аккостяжское время на данной территории. При этом в других районах БМА глубины, по-видимому, ограничивались более мелководной зоной. Так, отложения аккостяжской толщи в бассейне р. Зилим содержат постройки, состоящие из тонкостолбчатых строматолитов, в пространстве между столбиками которых преобладает терригенный материал.

Обстановки седиментации авдырдаской толщи. Толща представляет собой сложно построенную терригенно-карбонатную систему. Глинисто-алевритовый состав отложений в терригенных пачках и неизменно высокая доля карбонатной компоненты в алевролитах указывают на удаленные от берега обстановки седиментации. Скорее всего, накопление отложений происходило в небольших впадинах в пределах мелководной зоны (внутреннего рампа). Наибольшую роль играют бассейновые факторы: штормовое влияние сочетается с нормальными волнениями. Возможно, влиянием последних объясняется не очень крупный размер некоторых бугров с косоволнистой слоистостью.

Присутствие терригенных пород в существенно карбонатном разрезе указывает на то, что поступление алюмосиликокластики в область седиментации было периодическим, при этом каких-либо закономерностей в чередовании пачек не выявлено. Скорее всего, накопление отложений осуществлялось посредством разгрузки гиперпикнальных потоков в морском бассейне на удалении от берега. Пачки терригенных пород могут быть сопоставлены с “песчаными телами” (shelfal sandstone lobes), характерными для гиперпикнальных субаквальных дельт (Zavala et al., 2021).

Важной чертой, присущей карбонатным породам в составе авдырдаской толщи стратотипа, является аутигенный глауконит, который выполняет пустоты в некоторых известняках (а из разрезов Алатауского антиклинория известны целые прослои глауконитов в песчаниках (Зайцева и др., 2008; Сергеева и др., 2023)). Глауконит может служить индикатором обстановок с низким содержанием кислорода: как минимум среда диагенеза (а как максимум – и седиментации) во время формирования авдырдаской толщи была слабостановительной. Об этом же свидетельствует пирит, тонкорассеянный в изученных осадках.

Один из типичных признаков нижней подсвиты – оолитовые известняки. От пласта к пласту размерность, распределение и количество генераций оолитов меняются (от одного ядра в оолите до нескольких оолитов внутри агрегатных зерен),

⁷ Отчетливо выраженную подошву данная толща имеет и в разрезе “Кулмас”. Вероятно, граница между ямаштинской и аккостяжской толщами – единственный уровень внутри всей укской свиты, который можно условно рассматривать в качестве изохронного (регионально событийного). По ряду признаков аккостяжская толща является аналогом хорошо известных маломощных трансгрессивных пахомовской и барабинской пачек юрского разреза Западной Сибири, подошва которых близка к изохронной (Решение..., 2004).

что может указывать на немалый спектр обстановок, в которых они могли быть сформированы: от небольших отмелей в пределах волновой зоны до приливно-отливных каналов (но какие-либо другие признаки приливно-отливной деятельности здесь не зафиксированы); в любом случае глубина образования оолитовых известняков вряд ли была ниже базиса действия нормальных волн. Структура изученных оолитов с тангенциальной ориентировкой микрокристаллов в их оболочках позволяет предполагать первично арагонитовый состав отложений (Van Smeerdijk Hood, Wallace, 2018). Считается, что крупные оолиты являются визитной карточкой неопротерозойских карбонатных последовательностей (Grotzinger, James, 2000; Trower, 2020), что связывается со специфической гидродинамикой океана, особой архитектурой карбонатных платформ и крупными климатическими изменениями, характерными для того времени.

Интервалы карбонатных отложений с выраженными генетическими признаками событийных процессов свидетельствуют о штормовой седиментации. Для циклитов характерны эрозионные подошвы и не очень мощные верхние (микрозернистые известняки) элементы, что свидетельствует об их формировании в проксимальных обстановках. Чаще всего на малых глубинах темпеститы разрушаются нормальными волнами, однако примеры сохранения таких отложений в мелководной зоне также известны. Кроме того, на небольшие глубины седиментации указывает и парагенез циклитов с фациями внутреннего рампа (оолитовыми разностями).

Обращает на себя внимание широкая распространенность в пачках известняков, а также в некоторых карбонатно-глинистых разностях разнообразных МТ-текстур. Среди них выделяются автохтонный (образовавшийся *in situ*) и аллохтонный (переотложенный) типы. В свою очередь, автохтонные МТ-текстуры подразделяются как на собственно минерализованные трещины, так и на основную массу, выполняющую межформенное пространство в некоторых известняках (последний феномен замечен только в шлифах). Большое значение также имеют МТ-класты – продукты разрушения и переотложения первоначальных микроспаритовых компонентов. Данные наблюдения хорошо согласуются с новыми результатами изучения МТ-текстур, которые дают возможность рассматривать МТ-микроспарит не только как синседиментационный заполнитель трещин, но и как особый тип цемента (Петров, 2011; Kriscautzky et al., 2022) в докриогениевых карбонатных отложениях. Считается, что использование простой оптической микроскопии не позволяет фиксировать различия между разновременными генерациями карбоната в пределах МТ-текстур. Однако в осадках укской свиты встречаются компоненты, в которых неод-

нородность, свидетельствующая о дискретности в формировании микроспаритовых масс, очень хорошо проявлена (см. рис. 11б). В некоторых образцах это явление носит массовый характер.

В составе зернистых известняков толщи нередко присутствуют агрегатные зерна – компоненты, состоящие из скрепленных вместе и переотложенных ФЭ. Их наличие приводит к выводу о мелководной среде седиментации с изменчивой гидродинамикой и в целом не очень высокой скорости осадконакопления.

Циклически построенные пачки известняков по текстурно-структурным особенностям и обилию разнообразных МТ-текстур близки к проксимальным карбонатным темпеститам манайсинской толщи верхнеукской подсвиты. Такое сходство позволяет говорить о возможности выделения циклитов крупного порядка в составе свиты. Результаты фациального анализа показывают, что некоторые терригенные и карбонатные отложения в составе свиты сходны между собой по глубине формирования. В связи с этим следует предполагать, что смена характера осадконакопления определялась не только вариациями уровня моря, но и изменениями климата.

ВЫВОДЫ

Обобщены данные, свидетельствующие в пользу наличия перерыва в основании укской свиты на всей площади ее распространения. В частности, во-первых, в осевой части БМА (в Инзерском синклинии и на западном крыле Сулеймановской антиклинали) укская свита залегает на известняках шубинской толщи миньярской свиты, а в Ала-тауском антиклинории – на нижележащей доломитовой балаевской/камаелгинской толще миньярской свиты, содержащей многочисленные кремни; во-вторых, от известняков миньярской свиты к песчаникам укской нет постепенного перехода, во всех изученных разрезах после удовлетворительно обнаженных карбонатных пород верхней части миньярской свиты резко начинается задержанный интервал, соответствующий нижнеукским песчаникам; в-третьих, в стратотипе верхние уровни шубинской толщи интенсивно преобразованы, вероятно, вследствие приуроченности к контакту свит проницаемой для различных флюидов зоны (что, по-видимому, обусловлено несогласием в подошве укской свиты). В то же время, судя по сходству укских карбонатных отложений и пород самой верхней части миньярской свиты, данный перерыв (по крайней мере в области распространения шубинской толщи) не был продолжительным.

В стратотипе и других представительных разрезах нижнеукская подсвита имеет выраженное трехчленное строение: она подразделяется на нижнюю (существенно терригенную) ямаштин-

скую, среднюю (существенно карбонатную) аккостякскую и верхнюю (терригенно-карбонатную или карбонатно-терригенную) авдырдаскую толщи. Выделенные толщи хорошо прослеживаются в пределах БМА, но в разных структурно-тектонических зонах несколько различаются по литолого-фациальному составу.

Полевошпато-кварцевые песчаники и алевролиты ямаштинской толщи стратотипического разреза формировались в прибрежно-морских обстановках. Переход к карбонатной аккостякской толще, содержащей строматолиты, ознаменовался кратковременным подъемом уровня моря и, возможно, изменением климата. Вышележащие грубообломочные отложения образовались из-за разрушения биогермов при понижении относительного уровня моря. В составе авдырдаской толщи стратотипа терригенные отложения играют не очень большую роль (в отличие от других разрезов подсквиты), что указывает на мелководно-морские обстановки на удалении от берега. Известняки в основном интракластовые и оолитовые, с многочисленными МТ-текстурами. Микроспаритовый МТ-карбонат заполняет трещины или слагает МТ-класты, а также иногда выполняет межзерновое пространство, играя роль цемента. Во всех изученных толщах фиксируются признаки штормовой седиментации.

Отложения формировались в платформенных условиях при пассивном тектоническом режиме. Исходя из того, что в стратотипе, во-первых, песчаники ямаштинской толщи преимущественно тонкозернистые (в сравнении с таковыми в других районах БМА) и обладают крупной полого- и косоволнистой слоистостью; во-вторых, терригенные отложения составляют не очень большой объем авдырдаской толщи, можно предполагать, что в северной части современного БМА осадки раннеукского времени формировались на большом удалении от берега. Ранее было установлено (Дуб, Гражданкин, 2021), что в позднеукское время формирование основного объема отложений на западном крыле Сулеймановской антиклинали протекало в относительно спокойных обстановках, ниже базиса действия нормальных волн. Соответственно, терригенно-карбонатные отложения укской свиты в стратотипе в целом накапливались в дистальных обстановках шельфа по сравнению с отложениями в западных и юго-западных структурно-тектонических зонах БМА.

Укская свита как геологическое тело перспективна для дальнейших региональных исследований (детальный литолого-фациальный анализ и тестирование гипотез о южном или восточном источнике алюмосиликокластики в южноуральском бассейне в конце позднего рифея) и изучения в качестве представительного и модельного объекта для понимания функционирования карбонатно-терригенных систем смешанного типа в докембрии.

Благодарности

Авторы глубоко признательны В.М. Горожанину и анонимному рецензенту за детальный анализ рукописи и комплекс критических замечаний, позволивших заметно улучшить работу, усовершенствовать формулировки и повысить информативность рисунков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Беккер Ю.Р. (1961) Возраст и последовательность напластования отложений верхней части каратауской серии Южного Урала. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, (9), 49–60.
- Вейс А.Ф., Козлов В.И., Сергеева Н.Д., Воробьева Н.Г. (2003) Микрофоссилии типового разреза верхнего рифея (каратавская серия Южного Урала). *Стратиграфия. Геол. корреляция*, 11(6), 19–44.
- Гареев Э.З. (1982) Геохимические особенности карбонатных пород опорных разрезов катавской и укской свит рифея Южного Урала. *Верхний докембрий и палеозой Южного Урала (стратиграфия и литология)*. (Отв. ред. М.А. Гаррис). Уфа: БФАН СССР, 38–46.
- Геологический словарь. (2012) Т. 3. Р–Я. 3-е изд. (Отв. ред. О.В. Петров). СПб.: ВСЕГЕИ, 440 с.
- Головенко В.К. (1984) Строматолиты и микрофитолиты в стратиграфии докембрия: надежды и реальность. *Сов. геология*, (4), 43–54.
- Горожанин В.М., Кутявин Э.П. (1986) Рубидий-стронциевое датирование глауконита укской свиты. *Докембрий и палеозой Южного Урала*. (Отв. ред. В.И. Козлов). Уфа: БФАН СССР, 60–63.
- Государственная геологическая карта РФ м-ба 1 : 1 000 000 (3-е поколение). (2013) Л. N-40 – Уфа. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ.
- Домрачев С.М. (1952) Девон хр. Каратау и прилегающих районов Южного Урала. *Девон Западного Приуралья*. Л.: М.: Гостоптехиздат, 5–121.
- Дуб С.А. (2021) Верхнерифейско-вендские отложения Башкирского мегантиклинория Южного Урала: состояние изученности и стратиграфическое расчленение. *Геология и геофизика*, 62(11), 1511–1530.
- Дуб С.А., Гражданкин Д.В. (2021) Литология и обстановки осадконакопления карбонатных отложений укской свиты верхнего рифея (неопротерозой) Южного Урала. *Литология и полез. ископаемые*, (6), 513–537.
- Журавлева З.А. (1982) Строматолиты рифея Южного Урала. *Стратотип рифея. Палеонтология и палеомагнетизм*. (Отв. ред. Б.М. Келлер). М.: Наука, 61–83.
- Зайцева Т.С., Горохов И.М., Ивановская Т.А., Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Мельников Н.Н., Аракелянц М.М., Яковлева О.В. (2008) Мессбауэровские характеристики, минералогия и изотопный возраст (Rb-Sr, K-Ar) верхнерифейских глауконитов укской свиты Южного Урала. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, 16(3), 3–25.
- Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Сергеева Н.Д., Адамская Е.В., Плоткина Ю.В. (2022) U-Th-Pb-возраст детритового циркона из оолитовых известняков укской свиты: следы гренвилльских источников сноса в позднем рифее Южного Урала. *Докл. АН. Науки о Земле*, 503(2), 90–96.
- Келлер Б.М. (1966) Вендский комплекс Урала. *Сов. геология*, (5), 58–69.
- Келлер Б.М. (1974) Стратотип вендомия на Южном

- Урале. *Этюды по стратиграфии*. (Отв. ред. А.Л. Яншин). М.: Наука, 97-101.
- Козлов В.И. (1982) Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука, 128 с.
- Козлов В.И., Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Нехорошева А.Г., Бушарина С.В. (2011) Аршиний – новый стратон рифея в стратотипических разрезах Южного Урала. *Геологический сборник ИГ УНЦ РАН*, (9), 52-56.
- Козлов В.И., Сергеева Н.Д., Абрамова А.Н. (1995) Разрез “Устькатавский”. *Путеводитель геологической экскурсии по разрезам палеозоя и верхнего докембрия западного склона Южного Урала и Приуралья*. (Сост. В.И. Козлов). Уфа: ИГ, 141-162.
- Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В. (2012) Новые данные по цирконовой геохронологии аршинских вулканитов (Южный Урал). *Литосфера*, (4), 127-140.
- Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В. (2019) Природа цирконового кластита в песчаниках рифея и венда Южного Урала. *Георесурсы*, 21(1), 15-25. <https://doi.org/10.18599/grs.2019.1.15-25>
- Крылов И.Н. (1963) Столбчатые ветвящиеся строматолиты рифейских отложений Южного Урала и их значение для стратиграфии верхнего докембрия. М.: Наука, 243 с.
- Крылов И.Н. (1967) Рифейские и нижнекембрийские строматолиты Тянь-Шаня и Каратау. М.: Наука, 78 с.
- Крылов И.Н. (1975) Строматолиты рифея и фанерозоя СССР. М.: Наука, 243 с.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М., Мельников Н.Н., Константинова Г.В., Кутявин Э.П. (2003) Изотопный состав Sr в карбонатных породах каратавской серии Южного Урала и стандартная кривая вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в позднерифейском океане. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, 11(5), 3-39.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Маслов А.В., Горохов И.М., Прасолов Э.М., Крупенин М.Т., Кислова И.В. (2006) Sr- и C-изотопная хемотратиграфия типового разреза верхнего рифея (Южный Урал): новые данные. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, 14(6), 25-53.
- Ларионов Н.Н., Грановская Н.В., Нигматуллина А.М. (2015) Стратиграфия. *Государственная геологическая карта РФ. М-б 1 : 200 000. 2-е изд. Серия Южно-Уральская. Л. N-40-XXII – Тузан. Объяснительная записка*. М.: ВСЕГЕИ, 9-83.
- Маслов А.В. (2020) Башкирский мегантиклинорий: позднерифейско-вендские перерывы и возможные трансформации систем питания бассейна тонкой алюмосиликокластикой. *Литосфера*, 20(4), 455-470.
- Маслов А.В., Горожанин В.М. (1998) Нижнеульский уровень каратавия типовой местности: особенности палеогеографии и параметров среды осадконакопления (по данным изучения глауконита). *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 145, 15-20.
- Маслов А.В., Гареев Э.З., Крупенин М.Т., Демчук И.Г. (1999) Тонкая алюмосиликокластика в верхнедокембрийском разрезе Башкирского мегантиклинория (к реконструкции условий формирования). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 324 с.
- Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Дуб С.А., Мельник Д.С., Парфенова Т.М., Колесников А.В., Чередниченко Н.В., Киселева Д.В. (2019) Укская свита верхнего рифея Южного Урала: седиментология и геохимия (первые результаты исследований). *Литосфера*, 19(5), 659-686.
- Маслов А.В., Ерохин Е.В., Гердес А., Ронкин Ю.Л., Иванов К.С. (2018) Первые результаты U-Pb LA-ICP-MS-изотопного датирования обломочных цирконов из аркозовых песчаников бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея (Южный Урал). *Докл. АН. Науки о Земле*, 482(5), 558-561.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В. (2001) Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерогения, геологические памятники природы). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. Т. 1, 351 с.; Т. 4, 103 с.
- Петров П.Ю. (2011) Molar tooth structures: механизм формирования и специфика карбонатного диагенеза в позднем докембрии (сухотунгусинская свита рифея Туруханского поднятия Сибири). *Стратиграфия. Геол. корреляция*, 19(3), 3-26.
- Подковыров В.Н., Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Виноградов Д.П., Козлов В.И., Кислова И.В. (1998) Изотопный состав карбонатного углерода в стратотипе верхнего рифея (каратавская серия Южного Урала). *Стратиграфия. Геол. корреляция*, 6(4), 3-19.
- Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Краснобаев А.А. (2017) Стратиграфическая схема стратотипа рифея Южного Урала. *Геология. Изв. Отделения наук о Земле и природных ресурсах АН РБ*, 23, 3-26.
- Раабен М.Е., Забродин В.Е. (1972) Водорослевая проблематика верхнего рифея (строматолиты, онколиты). М.: Наука, 130 с.
- Раабен М.Е., Комар Вл.А. (1982) Строматолиты рифея Южного Урала. *Стратотип рифея. Палеонтология и палеомагнетизм*. (Отв. ред. Б.М. Келлер). М.: Наука, 6-60.
- Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири (2004). Новосибирск: СНИИГГиМС, 114 с., 3 прил. на 31 листе.
- Романов В.А. (1973) Типовые разрезы докембрия Южного Урала. М.: Наука, 133 с.
- Сергеев В.Н., Семихатов М.А., Федонкин М.А., Воробьева Н.Г. (2010) Основные этапы развития докембрийского органического мира: Сообщение 2. Поздний протерозой. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, 18(6), 3-34.
- Сергеева Н.Д., Пучков В.Н., Дьякова С.А., Зайцева Т.С. (2023) Опорный разрез укской свиты верхнего рифея (каратавия) в Алатауском антиклинории (Южный Урал). *Литосфера*, 23(1), 38-51.
- Соколов Б.С. (1997) Очерки становления венда. М.: КМК, 156 с.
- Станевич А.М., Пучков В.Н., Корнилова Т.А., Сергеева Н.Д., Максимова Е.Н. (2018) Микрофоссилии стратотипа рифея Южного Урала и протерозоя Восточной Сибири (палеобиологические аспекты). *Геол. вестн.*, (3), 3-41.
- Стратиграфический кодекс России. (2019) 3-е изд. (Отв. ред. А.И. Жамойда). СПб.: ВСЕГЕИ, 96 с.
- Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. (1983) (Отв. ред. Б.М. Келлер, Н.М. Чумаков). М.: Наука, 184 с.
- Сюндюков А.З., Ревенко Э.А. (1972) О стратиграфическом

- положении укской свиты западного склона Южного Урала. *Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала*. Вып. 16. Уфа: БФ СССР, 11-14.
- Шванов В.Н. (1987) Петрография песчаных пород (компонентный состав, систематика и описание минеральных видов). Л.: Недра, 269 с.
- Шутов В.Д. (1967) Классификация песчаников. *Литология и полез. ископаемые*, (5), 86-103.
- Янкаускас Т.В. (1980) Укская микробиота терминального рифея Южного Урала. Докл. АН. СССР, **253**(5), 1191-1192.
- Anthony E.J., Aagaard T. (2020) The lower shoreface: Morphodynamics and sediment connectivity with the upper shoreface and beach. *Earth Sci. Rev.*, **210**, 103334. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103334>
- Chiarella D., Longhitano S.G., Tropeano M. (2017) Types of mixing and heterogeneities in siliciclastic-carbonate sediments. *Mar. Pet. Geol.*, **88**, 617-627. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2017.09.010>
- Clifton H.E. (2006) A reexamination of facies models for clastic shorelines. *Facies models revisited*. SEPM Spec. Publ., **84**, 293-337. <https://doi.org/10.2110/pec.06.84.0293>
- Clifton H.E. (2019) Shoreface. *Encyclopedia of Coastal Science*. (Ed. by C.J. Finkl, C. Makowski). Cham: Springer, 1553-1557. https://doi.org/10.1007/1-4020-3880-1_290
- Dumas S., Arnott R.W.C. (2006) Origin of hummocky and swaley cross-stratification – the controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geology*, **34**, 1073-1076. <https://doi.org/10.1130/G22930A.1>
- George D.A., Hill P.S. (2008) Wave climate, sediment supply and the depth of the sand–mud transition: a global survey. *Mar. Geol.*, **254**, 121-128. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2008.05.005>
- Grotzinger J.P., James N.P. (2000) Precambrian carbonates: evolution of understanding. *Carbonate Sedimentation and Diagenesis in the Evolving Precambrian World*. SEPM Spec. Publ., **67**, 3-22. <https://doi.org/10.2110/pec.00.67>
- Grundvåg S.-A., Jelby M.E., Olaussen S., Swinska K.K. (2021) The role of shelf morphology on storm-bed variability and stratigraphic architecture, Lower Cretaceous, Svalbard. *Sedimentology*, **68**, 196-237. <https://doi.org/10.1111/sed.12791>
- Van Smeerdijk Hood A., Wallace M.W. (2018) Neoproterozoic marine carbonates and their paleoceanographic significance. *Glob. Planet. Change*, **160**, 28-45. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.11.006>
- Jelby M.E., Grundvåg S.-A., Helland-Hansen W., Olaussen S., Stemmerik L. (2020) Tempestite facies variability and storm-depositional processes across a wide ramp: Towards a polygenetic model for hummocky cross-stratification. *Sedimentology*, **67**, 742-781. <https://doi.org/10.1111/sed.12671>
- Kriscautzky A., Kah L.C., Bartley J.K. (2022) Molar-Tooth Structure as a Window into the Deposition and Diagenesis of Precambrian Carbonate. *Annu. Rev. Earth Planetary Sci.*, **50**, 205-230. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-031621-080804>
- Kuznetsov N.B., Meert J.G., Romanyuk T.V. (2014) Ages of detrital zircons (U/Pb, LA-ICP-MS) from the Latest Neoproterozoic–Middle Cambrian(?) Asha Group and Early Devonian Takaty Formation, the Southwestern Urals: A test of an Australia-Baltica connection within Rodinia. *Precambrian Res.*, **244**, 288-305. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.09.011>
- Niedoroda A.W., Swift D.J.P., Hopkins T.S., Ma C.-M. (1984) Shoreface morphodynamics on wave-dominated coasts. *Mar. Geol.*, **60**, 331-354. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(08\)70153-5](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(08)70153-5)
- Rossi V.M., Steel R.J. (2016) The role of tidal, wave and river currents in the evolution of mixed-energy deltas: Example from the Lajas Formation (Argentina). *Sedimentology*, **63**, 824-864. <https://doi.org/10.1111/sed.12240>
- Thorie A., Mukhopadhyay A., Mazumdar P., Banerjee T. (2020) Characteristics of a Tonian reef rimmed shelf before the onset of Cryogenian: Insights from Neoproterozoic Kunihar Formation, Simla Group, Lesser Himalaya. *Mar. Pet. Geol.*, **117**, 104393. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104393>
- Trower E.J. (2020) The enigma of Neoproterozoic giant ooids – Fingerprints of extreme climate? *Geophys. Res. Lett.*, **47**, <https://doi.org/10.1029/2019GL086146>
- Vakarelov B.K., Ainsworth R.B. (2013) A hierarchical approach to architectural classification in marginal-marine systems: bridging the gap between sedimentology and sequence stratigraphy. *AAPG Bull.*, **97**, 1121-1161. <https://doi.org/10.1306/11011212024>
- Zavala S., Arcuri M., Meglio M.D., Zorzano A., Otharán G., Irastorza A., Torresi A. (2021) Deltas: a new classification expanding Bates's concepts. *J. Palaeogeogr.*, **10**(1), 23. <https://doi.org/10.1186/s42501-021-00098-w>

REFERENCES

- mation, Southern Urals. *Lithol. Miner. Res.*, **56**, 487-508 (translated from *Litologiya i Polezn. Iskopaemye*, (6), 513-537). <https://doi.org/10.1134/S0024490221060031>
- Dumas S., Arnott R.W.C. (2006) Origin of hummocky and swaley cross-stratification – the controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geology*, **34**, 1073-1076. <https://doi.org/10.1130/G22930A.1>
- Gareev E.Z. (1985) Carbonate rocks geochemical features of the Katav and Uk key sections in the Southern Urals. *Upper Precambrian and Paleozoic in the Southern Urals (stratigraphy and lithology)*. (Ed. by M.A. Garis). Ufa, BFAN SSSR, 38-46. (In Russ.)
- Geological vocabulary. (2012) 3rd ed. Book 3. P.–Я. (Ed. by O.V. Petrov). St.Petersburg, VSEGEI, 440 p. (In Russ.)
- George D.A., Hill P.S. (2008) Wave climate, sediment supply and the depth of the sand–mud transition: a global survey. *Mar. Geol.*, **254**, 121-128. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2008.05.005>
- Golovenok V.K. (1984) Stromatolites and microphytolites in Precambrian stratigraphy: dreams vs reality. *Sov. Geologiya*, (4), 43-54. (In Russ.)
- Gorozhanin V.M., Kutyavin E.P. (1986) Rb-Sr glauconite age determination of the Uk Formation. In *Precambrian and Paleozoic in the Southern Urals*. (Ed. by V.I. Kozlov). Ufa, BFAN SSSR, 60-63. (In Russ.)
- Grotzinger J.P., James N.P. (2000) Precambrian carbonates: evolution of understanding. Carbonate Sedimentation and Diagenesis in the Evolving Precambrian World. SEPM Spec. Publ., **67**, 3-22. <https://doi.org/10.2110/pec.00.67>
- Grundvåg S.-A., Jelby M.E., Olausson S., Swinska K.K. (2021) The role of shelf morphology on storm-bed variability and stratigraphic architecture, Lower Cretaceous, Svalbard. *Sedimentology*, **68**, 196-237. <https://doi.org/10.1111/sed.12791>
- Jelby M.E., Grundvåg S.-A., Helland-Hansen W., Olausson S., Stemmerik L. (2020) Tempestite facies variability and storm-depositional processes across a wide ramp: Towards a polygenetic model for hummocky cross-stratification. *Sedimentology*, **67**, 742-781. <https://doi.org/10.1111/sed.12671>
- Keller B.M. (1974) Vendian stratotype in the Southern Urals. *Stratigraphy essay*. (Ed. by A.L. Yanshin). Moscow, Nauka Publ., 97-101. (In Russ.)
- Keller B.M. Urals Vendian complex. *Sov. Geologiya*, (5), 58-69. (In Russ.)
- Kozlov V.I. (1982) Upper Riphean and Vendian of the Southern Urals. Moscow, Nauka Publ., 128 p. (In Russ.)
- Kozlov V.I., Puchkov V.N., Krasnobaev A.A., Nekhorosheva A.G., Busharina S.V. (2011) New Arshinian geological unit in Southern Urals Riphean key sections. *Geologicheskii sbornik IG UNTs RAN*, (9), 52-56. (In Russ.)
- Kozlov V.I., Sergeeva N.D., Abramova A.N. (1995) “Ust’katavskii” section. *Upper Precambrian and Paleozoic in Southern Urals and Cisurals field trip guide*. (Ed. by V.I. Kozlov). Ufa, IG, 141-162.
- Krasnobaev A.A., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Sergeeva N.D., Busharina S.V. (2012) Zircon geochronology new data for Arsha volcanic rocks (Southern Urals). *Lithosphere (Russia)*, (4), 127-140. (In Russ.)
- Krasnobaev A.A., Puchkov V.N., Sergeeva N.D., Busharina S.V. (2019) Nature of zircon clastics in the Riphean and Vendian sandstones of the Southern Urals. *Georesources*, **21**(1), 15-25. <https://doi.org/10.18599/grs.2019.1.15-25>
- Kriscautzky A., Kah L.C., Bartley J.K. (2022) Molar-Tooth Structure as a Window into the Deposition and Diagenesis of Precambrian Carbonate. *Annu. Rev. Earth Planetary Sci.*, **50**, 205-230. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-031621-080804>
- Krylov I.N. (1963) Columnar branching stromatolites of the Riphean deposits of the Southern Urals and their significance for upper Precambrian stratigraphy. Moscow, Nauka Publ., 243 p. (In Russ.)
- Krylov I.N. (1967) Riphean and Lower Cambrian stromatolites from Tian Shan and Karatau. Moscow, Nauka Publ., 78 p. (In Russ.)
- Krylov I.N. (1975) Riphean and Phanerozoic stromatolites from the USSR. Moscow, Nauka Publ., 243 p. (In Russ.)
- Kuznetsov A.B., Gorokhov I.M., Mel’nikov N.N., Konstantinova G.V., Kutyavin E.P., Semikhatov M.A. (2003) Sr isotope composition in carbonates of the Karatau Group, southern Urals, and standard curve of ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr variations in the Late Riphean Ocean. *Stratigr. Geol. Correl.*, **11**(5), 415-449 (translated from *Stratigrafiya. Geol. Korrelyatsiya*, **11**(5), 3-39).
- Kuznetsov A.B., Gorokhov I.M., Semikhatov M.A., Kislova I.V., Maslov A.V., Krupenin M.T., Prasolov E.M. (2006) New data on Sr-and C-isotopic chemostratigraphy of the Upper Riphean type section (southern Urals). *Stratigr. Geol. Correl.*, **14**(6), 602-628 (translated from *Stratigrafiya. Geol. Korrelyatsiya*, **14**(6), 25-53).
- Kuznetsov N.B., Meert J.G., Romanyuk T.V. (2014) Ages of detrital zircons (U/Pb, LA-ICP-MS) from the Latest Neoproterozoic–Middle Cambrian(?) Asha Group and Early Devonian Takaty Formation, the Southwestern Urals: A test of an Australia-Baltica connection within Rodinia. *Precambrian Res.*, **244**, 288-305. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.09.011>
- Larionov N.N., Granovskaya N.V., Nigmatullina A.M. (2015) Stratigraphy. *Official Russian Federation 1 : 200 000 geological map. 2nd gen. N-40-XXII sheet – Tukan. Report*. Moscow, VSEGEI, 9-83. (In Russ.)
- Maslov A.V. (2020) Bashkirian meganticlinorium: Late Riphean-Vendian hiatuses and possible transformations of basin provenances. *Lithosphere (Russia)*, **20**(4), 455-470. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-4-455-470>
- Maslov A.V., Gorozhanin V.M. (1998) Lower Uk layers of the Karatau type locality: paleogeography and sedimentation environments features (using glauconites research data). *Tr. IGG URO RAN*, vyp. 145, 15-20. (In Russ.)
- Maslov A.V., Gareev E.Z., Krupenin M.T., Demchuk I.G. (1999) Thin aluminosiliconclastics in the Upper Precambrian section of the Bashkir meganticlinorium (towards the reconstruction of formation conditions). Ekaterinburg, IGIG UrO RAN, 324 p.
- Maslov A.V., Erokhin Y.V., Gerdes A., Ronkin Yu.L., Ivanov K.S. (2018) First Results of U–Pb LA–ICP–MS Isotope Dating of Detrital Zircons from Arkose Sandstone of the Biryán Subformation of Zilmerdak Formation (Upper Riphean, South Urals). *Dokl. Earth Sc.*, **482**, 1275-1277 (translated from *Dokl. AN. Nauki o Zemle*, **482**(5), 558-561). <https://doi.org/10.1134/S1028334X18100136>
- Maslov A.V., Grazhdankin D.V., Dub S.A., Mel’nik D.S., Parfenova T.M., Kolesnikov A.V., Cherednichenko N.V., Kiseleva D.V. (2019) Sedimentology and geochemistry of the Uk Formation, Upper Riphean, the Southern

- Urals. *Lithosphere (Russia)*, **19**(5), 659-686. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2019-19-5-659-686>
- Maslov A.V., Krupenin M.T., Gareev E.Z., Anfimov L.V. (2001) Southern Urals western slope Riphean (classical sections, sedimentology and diagenesis, minerageny, geological natural monuments). Ekaterinburg, IGG UrO RAN, book 1, 351 p; book 4, 103 p. (In Russ.)
- Niedoroda A.W., Swift D.J.P., Hopkins T.S., Ma C.-M. (1984) Shoreface morphodynamics on wave-dominated coasts. *Mar. Geol.*, **60**, 331-354. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(08\)70153-5](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(08)70153-5)
- Official Russian Federation 1 : 1000 000 geological map. 3rd gen. (2013) N-40 sheet – Ufa. Report St.Petersburg, VSEGEI. (In Russ.)
- Petrov P.Yu. (2011) Molar tooth structures: Formation and specificity of carbonate diagenesis in the Late Precambrian, Middle Riphean Sukhaya Tunguska Formation of the Turukhansk Uplift, Siberia. *Stratigr. Geol. Correl.*, **19**, 247-267 (translated from *Stratigrafiya. Geol. Korrelyatsiya*, **19**(3), 3-26). <https://doi.org/10.1134/S0869593811030087>
- Podkovyrov V.N., Semikhatov M.A., Kuznetsov A.B., Vinogradov D.P., Kozlov V.I., Kislova I.V. (1998) Inorganic carbon isotopic composition in the Upper Riphean stratotype (Karatau group, Southern Urals). *Stratigrafiya. Geol. Korrelyatsiya*, **6**(4), 3-19. (In Russ.)
- Puchkov V.N., Sergeeva N.D., Krasnobaev A.A. (2017) Stratigraphic sectional plane of the Upper Riphean in the Southern Urals. *Geologiya. Izvestiya Otdeleniya nauk o Zemle i prirodnym resursom AS RB*, **23**, 3-26. (In Russ.)
- Raaben M.E., Komar V.I.A. (1982) Southern Urals Riphean Stromatolites. *Riphean stratotype. Paleontology and paleomagnetism*. (Ed. by B.M. Keller). Moscow, Nauka Publ., 6-60. (In Russ.)
- Raaben M.E., Zabrodin V.E. (1972) Upper Riphean algal problematic fossils (stromatolites, oncolites). Moscow, Nauka Publ., 130 p. (In Russ.)
- Romanov V.A. (1973) Southern Urals Precambrian key sections. Moscow, Nauka Publ., 133 p. (In Russ.)
- Rossi V.M., Steel R.J. (2016) The role of tidal, wave and river currents in the evolution of mixed-energy deltas: Example from the Lajas Formation (Argentina). *Sedimentology*, **63**, 824-864. <https://doi.org/10.1111/sed.12240>
- Russia stratigraphy codex. (2019) 3rd ed. (Ed. by A.I. Zhamoida). St.Petersburg, VSEGEI, 96 p.
- Sergeev V.N., Semikhatov M.A., Fedonkin M.A., Vorob'eva N.G. (2010) Principal stages in evolution of Precambrian organic world: Communication 2. The Late Proterozoic. *Stratigr. Geol. Correl.*, **18**, 561-592 (translated from *Stratigrafiya. Geol. Korrelyatsiya*, **18**(6), 3-34). <https://doi.org/10.1134/S0869593810060018>
- Sergeeva N.D., Puchkov V.N., Dyakova S.A., Zaitseva T.S. (2023) Reference section of the Uk Formation of the Upper Riphean (Karatavia) in the Alatau anticlinorium (Southern Urals). *Lithosphere (Russia)*, **23**(1), 38-51. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-1-38-51>
- Shutov V.D. (1967) Sandstone classification. *Litologiya i Polezn. Iskopaemye*, (5), 86-103. (In Russ.)
- Shvanov V.N. (1987) Sandstone petrology (composition, classification and different types description). Leningrad, Nedra Publ., 269 p. (In Russ.)
- Sindukov A.Z., Revenko E.A. (1972) About stratigraphy of the Southern Urals western slope Uk Formation. *Voprosy geologii vostochnoi okrainy Russkoi platformy i Yuzhnogo Urala*. Vyp. 16. Ufa, BB SSSR, 11-14. (In Russ.)
- Sokolov B.S. (1997) Vendian establishing feature. Moscow, KMK, 156 p. (In Russ.)
- Stanevich A.M., Puchkov V.N., Kornilova T.A., Sergeeva N.D., Maksimova E.N. (2018) Microfossils of the Southern Ural riphean stratotype and late precambrian of Eastern Siberia (paleobiologic aspects). *Geol. Vestnik*, (3), 3-41. (In Russ.)
- Stratotype of the Riphean: Stratigraphy and Geochronology. (1983) (Ed. by B.M. Keller, N.M. Chumakov). Moscow, Nauka Publ., 184 p. (In Russ.)
- Thorie A., Mukhopadhyay A., Mazumdar P., Banerjee T. (2020) Characteristics of a Tonian reef rimmed shelf before the onset of Cryogenian: Insights from Neoproterozoic Kuniyar Formation, Simla Group, Lesser Himalaya. *Mar. Pet. Geol.*, **117**, 104393. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104393>
- Trower E.J. (2020) The enigma of Neoproterozoic giant ooids – Fingerprints of extreme climate? *Geophys. Res. Lett.*, **47**, <https://doi.org/10.1029/2019GL086146>
- Vakarelov B.K., Ainsworth R.B. (2013) A hierarchical approach to architectural classification in marginal-marine systems: bridging the gap between sedimentology and sequence stratigraphy. *AAPG Bull.*, **97**, 1121-1161. <https://doi.org/10.1306/11011212024>
- Van Smeerdijk Hood A., Wallace M.W. (2018) Neoproterozoic marine carbonates and their paleoceanographic significance. *Glob. Planet. Change*, **160**, 28-45. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.11.006>
- Veis A.F., Kozlov V.I., Sergeeva N.D., Vorob'eva N.G. (2003) Microfossils from the Upper Riphean type section (The Karatau group of Southern Urals). *Stratigr. Geol. Correl.*, **11**(6), 550-572 (translated from *Stratigrafiya. Geol. Korrelyatsiya*, **11**(6), 19-44).
- Yanaskauskas T.V. (1980) Uppermost Riphean Uk Formation microbiota in the Southern Urals. *Dokl. AN SSSR*, **253**(5), 1191-1192. (In Russ.)
- Zaitseva T.S., Gorokhov I.M., Kuznetsov A.B., Mel'nikov N.N., Yakovleva O.V., Ivanovskaya T.A., Semikhatov M.A., Arakelyants M.M. (2008) Mössbauer characteristics, mineralogy and isotopic age (Rb-Sr, K-Ar) of Upper Riphean glauconites from the Uk Formation, the southern Urals. *Stratigr. Geol. Correl.*, **16**(3), 227-247 (translated from *Stratigrafiya. Geol. Korrelyatsiya*, **16**(3), 3-25). <https://doi.org/10.1134/S0869593808030015>
- Zaitseva T.S., Kuznetsov A.B., Sergeeva N.D., Adamskaya E.V., Plotkina Yu.V. (2022) The U-Th-Pb Age of Detrital Zircons from Oolitic Limestones of the UK Formation: Traces of the Grenville Provenance Areas in the Late Riphean of the Southern Urals. *Dokl. Earth Sc.*, **503**, 143-149 (translated from *Dokl. AN. Nauki o Zemle*, **503**(2), 90-96). <https://doi.org/10.1134/S1028334X22040195>
- Zavala S., Arcuri M., Meglio M.D., Zorzano A., Otharón G., Irastorza A., Torresi A. (2021) Deltas: a new classification expanding Bates's concepts. *J. Palaeogeogr.*, **10**(1), 23. <https://doi.org/10.1186/s42501-021-00098-w>
- Zhuravleva Z.A. (1982) Riphean stromatolites in the Southern Urals. *Stratotype of the Riphean. Paleontology and paleomagnetism*. (Ed. by B.M. Keller). Moscow, Nauka Publ., 61-83. (In Russ.)

УДК 551.7(234.851)“621.6/72”

DOI: 10.24930/2500-302X-2024-24-3-479-506

Особенности вещественного состава верхнекаменноугольно-нижнепермских пород лосиноостровской свиты и роль внебассейновых источников в их формировании (Приполярный Урал)

Н. С. Инкина, В. А. Салдин

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, 167000, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54,
e-mails: nsinkina@geo.komisc.ru; litgeo@geo.komisc.ru

Поступила в редакцию 15.03.2023 г., принята к печати 07.09.2023 г.

Объектом исследований являются верхнекаменноугольно-нижнепермские породы лосиноостровской свиты Бельско-Елецкой структурно-формационной зоны, вскрытые на левом берегу р. Кожим в районе устья руч. Нортничаель западного склона Приполярного Урала. Методы оптико- и электронно-микроскопические (в т.ч. катодolumинесценция), анализы химический силикатный, карбонатный и рентгенодифракционный. Результаты и выводы. Изученные породы отнесены к трем основным группам: микстолитам (породам смешанного состава), карбонатолитам и силицитолитам, внутри каждой группы выделены разновидности. Микстолиды состоят из четырех главных компонентов: карбонатного, алевритистого, глинистого и кремнистого. Изменчивое соотношение породообразующих компонентов микстолидов отчетливо отразилось на дискриминационной модульной диаграмме ГМ–(Na₂O + K₂O), где ГМ = (Al₂O₃ + TiO₂ + Fe₂O₃ + FeO + MnO)/SiO₂. Обособились поля преимущественно кремнисто-алевритистых (кластер I), глинистых (кластер III), а также переходных (кластер II) микстолидов. Среди карбонатолитов выделены относительно чистые и алевритисто-глинисто-кремнистые известняки. Чистые известняки по форменным элементам разделены на биокластовые и пелоидно-микритовые. Силицитолиты представлены: 1) радиоляритами и радиоляриевыми спонголитами; 2) алевритисто-глинистыми силицитолитами и 3) вторичными кремнистыми образованиями. Количественные соотношения породообразующих компонентов показали, что более половины изученных микстолидов в основном сложены материалом внебассейнового происхождения. Относительно повышенные содержания внебассейного тонкого материала в карбонатолитах указывают на периодические ослабления гидродинамического режима во время накопления верхней части свиты. Изученные отложения, вероятно, формировались в обстановках дистального и проксимального рампов.

Ключевые слова: Приполярный Урал, верхнекаменноугольно-нижнепермские породы, лосиноостровская свита, микстолиды, карбонатолиты, силицитолиты

Источник финансирования

Работа проводилась в рамках государственного задания ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (№ 122040600013-9, FUUU-2022-0054)

Composition features of the Upper Carboniferous-Lower Permian rocks of the Losinoostrov Fm. and the role of extrabasin sources in their formation (Subpolar Urals)

Natalia S. Inkina, Victor A. Saldin

N.P. Yushkin Institute of Geology, FRC Komi SC UB RAS, 54 Pervomaiskaya st., Syktывkar 167000, Russia,
e-mails: nsinkina@geo.komisc.ru; litgeo@geo.komisc.ru

Received 15.03.2023, accepted 07.09.2023

Для цитирования: Инкина Н.С., Салдин В.А. (2024) Особенности вещественного состава верхнекаменноугольно-нижнепермских пород лосиноостровской свиты и роль внебассейновых источников в их формировании (Приполярный Урал). *Литосфера*, 24(3), 479–506. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-3-479-506>

For citation: Inkina N.S., Saldin V.A. (2024) Composition features of the Upper Carboniferous-Lower Permian rocks of the Losinoostrov Fm. and the role of extrabasin sources in their formation (Subpolar Urals). *Lithosphere (Russia)*, 24(3), 479–506. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-3-479-506>

Research subject. The Upper Carboniferous-Lower Permian rocks of the Losinoostrov Formation of the Belsk-Eletsk structural-formational zone, exposed on the left bank of the Kozhim river, near the mouth of the stream Northnichael of the western slope of the Subpolar Urals. **Methods.** Optical and electron microscopic methods (including cathodoluminescence), chemical silicate, carbonate and X-ray diffraction analyses. **Results and conclusions.** The studied rocks are assigned to three main groups: mixtolites (rocks of mixed composition), carbonatolites, and silicytolites with varieties. Mixtolites consist of three and four main components: carbonate, silty, argillaceous and siliceous. The variable ratio of rock-forming components of mixtolites was clearly reflected in the discriminative modular diagram. Here, fields of predominantly siliceous and silty mixolites (cluster I), predominantly argillaceous (cluster III), as well as transitional mixolites (cluster II) are identified. Relatively pure and silty-argillaceous-siliceous limestones were distinguished among carbonatolites. According to the formed elements, pure limestones are divided into bioclastic and peloid-micritic. Silicytolites are represented by (1) radiolarites and radiolarian spongelites; (2) silty-argillaceous silicytolites and (3) cherts (secondary siliceous formations). The established quantitative ratios of rock-forming components showed that more than half of the studied mixtolites are composed mainly of the material of extrabasinal origin. Relatively high contents of extrabasinal fine material in carbonatolites indicate a periodic decrement of the hydrodynamic regime during the accumulation of the upper part of the formation. The studied deposits were probably formed in distal and proximal ramp settings.

Keywords: Subpolar Urals, Upper Carboniferous-Lower Permian rocks, Losinoostrov Formation, mixtolites, carbonate rocks, cherts

Funding information

The work was carried out within the framework of the state task of the IG FIC Komi Scientific Center of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences (No. 122040600013-9)

Acknowledgements

The authors are grateful to Yu.S. Simakova and B.A. Makeev for X-ray diffraction researches; A.S. Shuisky, E.M. Tropnikov and I.L. Potapov for electron microscopic studies (including CL); employees of the laboratory "Chemistry of mineral raw materials" for analytical work and employees of the center "Sample preparation and processing of stone material" for technical assistance.

ВВЕДЕНИЕ

На севере Урала и Пай-Хоя распространены маломощные верхнекаменноугольно-нижнепермские отложения, охватывающие разный стратиграфический интервал – сезымская, лосиноостровская и шеркыртинская свиты. По комплексу признаков (Loutit et al., 1988) они соответствуют конденсированным разрезам. Свиты сложены породами разного состава преимущественно с пелитоморфно-микрозернистой (или алевроитовой) структурой. Литологами отмечено, что, несмотря на широкое распространение таких тонкодисперсных пород, изучены они заметно слабее песчаников и карбонатных пород (Macquaker, Gawthorpe, 1993; Schieber, Zimmerle, 1998; Milliken et al., 2016). Такое положение объясняется трудностью получения информации о их структуре, составе и, следовательно, условиях образования. В условиях полевых исследований трудно установить структурно-вещественную изменчивость тонкодисперсных пород по разрезу, которая может проявляться в различных масштабах (от первых мм до м), а использование оптикомикроскопического метода при лабораторных исследованиях недостаточно для их характеристики. Широкое применение в исследованиях электронно-микроскопических методов и катодолю-

минесценции, дополнительно к ранее существующим, позволило раскрыть их сложный и изменчивый состав, интерес к которому возрос в связи с добычей сланцевого газа и нефти в последние десятилетия (Aplin, Macquaker, 2011; Lazar et al., 2015; Emmings et al., 2020). Ранее такие породы рассматривались лишь в качестве покрышек для нефтематеринских толщ. Многие из публикаций последних лет посвящены классификации, терминологии и обстановкам седиментации тонкодисперсных пород смешанного состава (Macquaker, Adams, 2003; Potter et al., 2005; Aplin, Macquaker, 2011; Lazar et al., 2015; Конторович и др., 2016; Калмыков, Балущкина, 2017; Peng et al., 2022). Однако до настоящего времени нет общепризнанных классификаций и однозначных терминов.

Целью данной статьи является раскрытие сложного состава лосиноостровской свиты на р. Кожим Приполярного Урала. Для понимания обстановок осадконакопления, важных для палеотектонических реконструкций региона, прежде всего необходимо выяснить вещественный состав пород. Ранее нами установлено широкое разнообразие типов пород сезымской свиты, которая долгое время считалась однородной по составу и сложенной в основном мергелями и глинистыми известняками (Инкина, 2019).

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Палеозойские породы бассейна р. Кожим, в объеме ордовикско-пермского стратиграфического интервала, в структурно-тектоническом плане относятся к двум крупным структурам: Западно-Уральской мегазоне (ЗУМ) и Предуральскому краевому прогибу, разделенными Главным Западно-Уральским надвигом. Последний проводится по территории распространения нижнепермских терригенных отложений (Юдин, 1994). Осадочные породы палеозоя вскрыты руслом р. Кожим на протяжении 100 км поперек простираения геологических структур (рис. 1б). Эти толщи деформированы в ряд крупных анти- и синформных складок. Лосиноостровская свита участвует в строении западного крыла Обезиской антиклинали. Палеозойские от-

ложения района формировались на пассивной северо-восточной окраине Европейского палеоконтинента (Пучков, 2010). Осадконакопление (преимущественно карбонатное) происходило в мелководно-шельфовых обстановках с начала ордовикского периода по сакмарский век ранней перми. Эти отложения выделяются в ряд формаций Бельско-Елецкой структурно-формационной зоны (Елисеев и др., 2006). В конце сакмарского и начале артинского веков условия осадконакопления сменились на глубоководные (преимущественно терригенные). Породы этого возраста относятся к флишевой формации и являются индикатором заложения Предуральского краевого прогиба (Салдин, Инкина, 2017). Позднее терригенное осадконакопление происходило в мелководно-морских обстановках (кунгурский век и ранняя эпоха уфим-

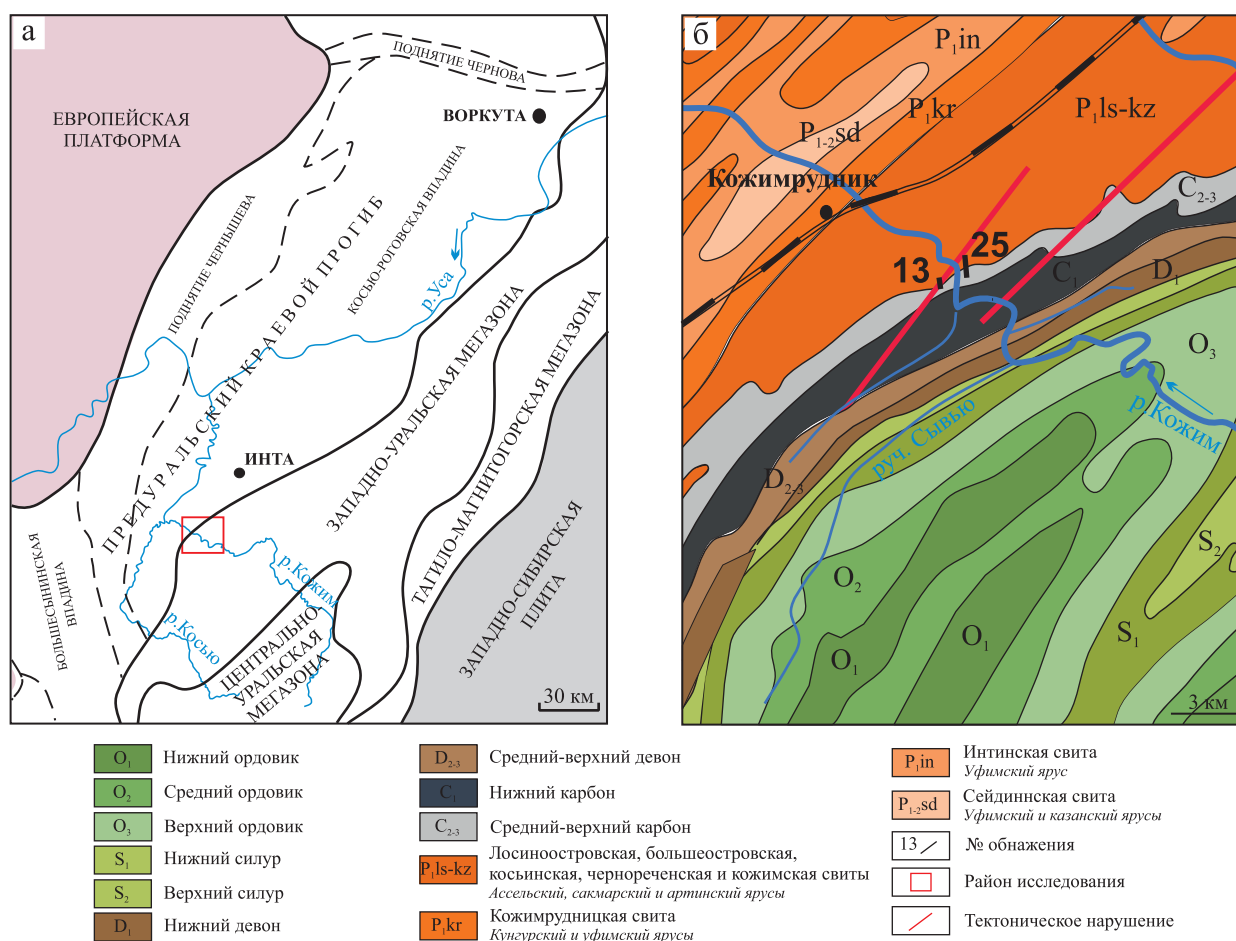


Рис. 1. Местоположение изученного разреза.

а – тектоническая схема северной части Урала, б – фрагмент геологической карты района исследований (по материалам А.М. Шишкина, 2000 г.).

Fig. 1. Location of the studied section.

а – tectonic scheme of the northern part of the Urals, б – a fragment of the geological map of the study area (based on the materials of A.M. Shishkin, 2000).

ского века (?)), а затем в континентальных. Источником терригенного материала в это время послужил Уральский ороген. Следует подчеркнуть, что разрез нижнепермских отложений на р. Кожим является опорным для западного склона севера Урала. Степень преобразования нижнепермских пород района отвечает стадии катагенеза МКЗ (Анищенко и др., 2004).

Восточнее Бельско-Елецкой структурно-формационной зоны палеозойские отложения накапливались в глубоководных обстановках континентального склона и его подножья. Данные отложения выделены в Зилаиро-Лемвинскую структурно-формационную зону. Здесь в ордовикско-девонский период формировались карбонатно-кремнисто-глинистые отложения. Позднее, в раннекаменноугольно-раннепермское (до раннеартинского (?)) время, осадконакопление сменилось на преимущественно терригенное. Седиментация в это время происходила в остаточном океаническом бассейне (флишевый трог), в который гравитационные потоки доставляли продукты разрушения с зарождающегося Уральского орогена (Салдин, 2018).

На западном склоне Урала, в пределах Бельско-Елецкой структурно-формационной зоны ЗУМ и Предуральского краевого прогиба, разнообразные обстановки позднекаменноугольно-раннепермского осадконакопления зафиксированы в пяти типах разрезов, сменяющих друг друга в широтном направлении с востока на запад: 1) терригенный флишеидный, 2) маломощный глинисто-известняковый депрессионный, 3) двухчленный известняковый и алевроитисто-глинисто-мергелистый, 4) известняковый рифогенный и 5) равномернослоистый известняково-доломитовый (Чувазов и др., 1990). На Приполярном Урале на противоположных берегах р. Кожим распространены разрезы только двух типов. На правом берегу реки вскрыты относительно мелководные рифогенные известняки (4-й тип) гжельско-сакмарского возраста мощностью около 330 м (рис. 1б, обн. 25), а на противоположном берегу – маломощные (около 23 м) относительно глубоководные гжельско-ассельские глинисто-кремнисто-карбонатные отложения (2-й тип), выделенные в лосиноостровскую свиту (Путеводитель..., 1995; Салдин, 2002; Антошкина и др., 2006).

Кожимские рифогенные известняки так же, как и другие верхнепалеозойские органогенные постройки на западном склоне севера Урала, классифицированы как скелетные холмы или купола, образованные на склонах карбонатного плато или рампа (Антошкина, 2003). Многолетняя история исследования “депрессионных” отложений лосиноостровской свиты показывает, что основная часть работ была направлена на решение стратиграфических вопросов и выяснение взаимоотношения этих двух типов разрезов (Кузькокова и др., 1980; Путеводитель..., 1995; Салдин, 2002).

Лосиноостровская свита вскрыта только в одном месте, где она слагает небольшую (высотой около 10 м) обрывистую скалу на левом берегу р. Кожим, в районе устья руч. Нортничаель (см. рис. 1б, обн. 13). Слои падают на северо-запад (аз. пад. 290°) под углом 70–75°. Граница с подстилающими касимовско(?)-гжельскими биокластовыми известняками проходит по тектоническому контакту, который хорошо фиксируется по смене элементов залегания на аз. пад. 310° и угол падения 50°. Граница с вышележащими отложениями не наблюдается. Ранее свита видимой мощностью около 23 м была разделена на две части (или подсвиты) – нижнюю и верхнюю (Кузькокова и др., 1980; Путеводитель..., 1995). В ее основании наблюдается плохо обнаженная тонконапластованная последовательность мощностью около 0.7 м, срезанная тектоническим нарушением. Она сложена карбонатно-алевритистыми аргиллитами с ходами илоедов и остатками рыб, окремнелыми биокластовыми и литобиокластовыми известняками. Отмечается слой (около 0.4 м), в котором наблюдается постепенный переход вверх по разрезу от крупнолитобиокластового известняка в мелкобиокластовый, а затем в глинисто-известковый сланец в кровле (Салдин, 2002). Породы датированы среднегжельскими конодонтами. Венчает этот интервал разреза слой (2 см) желтой глины, в составе которой диагностированы иллит, каолинит и иллит (смектит). С этой глины начинается ассельская часть разреза свиты. Считалось, что нижняя часть сложена относительно более тонконапластованными (до 0.4 м) темно-серыми окремнелыми детритовыми известняками и аргиллитами, верхняя – толстопереслаивающимися (0.5–1 м) криноидно-мшанковыми, глинистыми мелкодетритовыми и зеленовато-серыми спикуловыми известняками и аргиллитами (Салдин, 2002). Большая часть свиты (общей мощностью около 19 м) охарактеризована среднеассельскими конодонтами (верхний подгоризонт холодноволжского горизонта), и лишь верхние 3.5 м – верхнеассельскими (низы шиханского горизонта) (Путеводитель..., 1995; Салдин, 2002).

Принимая во внимание соотношение мощности исследуемых отложений и приблизительного времени их накопления, можно предполагать, что основная часть лосиноостровской свиты накапливалась со скоростью около 1 см/тыс. лет, что соответствует одному из главных критериев “конденсированного разреза”, по Т. Лютит (Loutit et al., 1988) и Е.Ю. Баробошкину (2009). Подобные маломощные разрезы верхнекаменноугольно-нижнепермских отложений, но с видимыми границами с ниже- и вышележащими отложениями выделены в шеркыртинскую свиту касимовско-сакмарского возраста (Большесынинская впадина) и сезымскую свиту ассельско-сакмарского возраста (Большесынинская, Косью-Роговская и Коротаихинская впади-

ны). Данные свиты, подобно лосиноостровской, занимают в разрезе переходное положение от мелко-водных известняков среднего карбона к глубоко-водным артинским терригенным отложениям. Соотношение мощности шеркыртинской и сезымской свит со временем их седиментации (Антошкина и др., 2011) позволяют относить их к “сверхконденсированным” типам разрезов. Отметим, что пространственно-временное взаимоотношение этих маломощных типов разрезов и рифогенных образований на севере Урала интерпретируются иначе, чем в южных районах (Салдин, 2010; Антошкина и др., 2011).

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Фактический материал составляют 60 образцов пород лосиноостровской свиты, отобранных авторами при изучении и послойном описании разреза во время полевых работ на р. Кожим в 2016 г., места отбора проб с привязкой к определенному слою и типу пород показаны на рис. 2. Из отобранных образцов сделаны стандартные петрографические шлифы (58 штук), из некоторых – большие шлифы с разных срезов (10 шт.). Все шлифы исследованы с использованием поляризационного микроскопа ПОЛАМ-215. На основе оптикомикроскопических исследований выделено несколько групп пород (карбонатолиты, силицитолиты и микстоилиты), внутри которых также выделены разные типы.

Все исследования образцов и проб проводились в ЦКП “Геонаука” Института геологии Коми НЦ УрО РАН.

Для определения основных породообразующих минералов проведен рентгенофазовый дифрактометрический анализ 29 валовых проб (аналитик Б.А. Макеев), представляющих все типы исследуемых пород. Для диагностики глинистых минералов отобраны четыре образца микстоилитов, которые при оптикомикроскопических исследованиях отнесены к наиболее глинистым, и один образец глины. Фазовый состав глинистой фракции определен рентгенодифракционным анализом ориентированных образцов, подвергнутых стандартным диагностическим обработкам (аналитик Ю.С. Симакова). Исследования проводились на дифрактометре Shimadzu XRD-6000.

Для выяснения химического состава пород использованы силикатный 14-компонентный (“мокрая химия”, аналитик Н.В. Туленкова), рентгенофлуоресцентный спектральный (РФА, аналитик С.Т. Неверов), 8- и 4-компонентный карбонатный (аналитик Т.В. Шахова) химические анализы. При этом микстоилиты, а также силицитолиты и карбонатолиты, обогащенные терригенной примесью, исследованы с использованием силикатного анализа (9 шт.) либо РФА (19 шт.), результаты приведены в табл. 1 и 3. РФА проводилось на волновом

рентгенофлуоресцентном спектрометре Shimadzu XRF-1800; содержания FeO, Na₂O, CO₂, H₂O получены методами “мокрой химии”. Карбонатолиты и силицитолиты, а также некоторые микстоилиты исследованы при помощи 8- (13 шт.) и 4- (28 шт.) компонентного карбонатного анализа, результаты которого приведены в табл. 2. Под “карбонатным” понимают химический фазовый анализ 1.89%-й HCl-вытяжки, в результате которого измеряются содержания CaO, MgO, CO₂ и нерастворимого остатка (НО) в породе при 4-компонентном анализе и CaO, MgO, MnO, Fe₂O₃, P₂O₅, FeO, CO₂, НО и из отдельной навески – P₂O₅ при расширенном 8-компонентном анализе.

Также для двух микстоилитов и одного силицитолита, обогащенного терригенной примесью, произведены электронно-микроскопические исследования на сканирующих электронных микроскопах Axia ChemiSEM (аналитики И.Л. Потапов и А.С. Шуйский) и TESCAN VEGA 3 LMN с функцией подсчета площади (аналитик Е.М. Тропников).

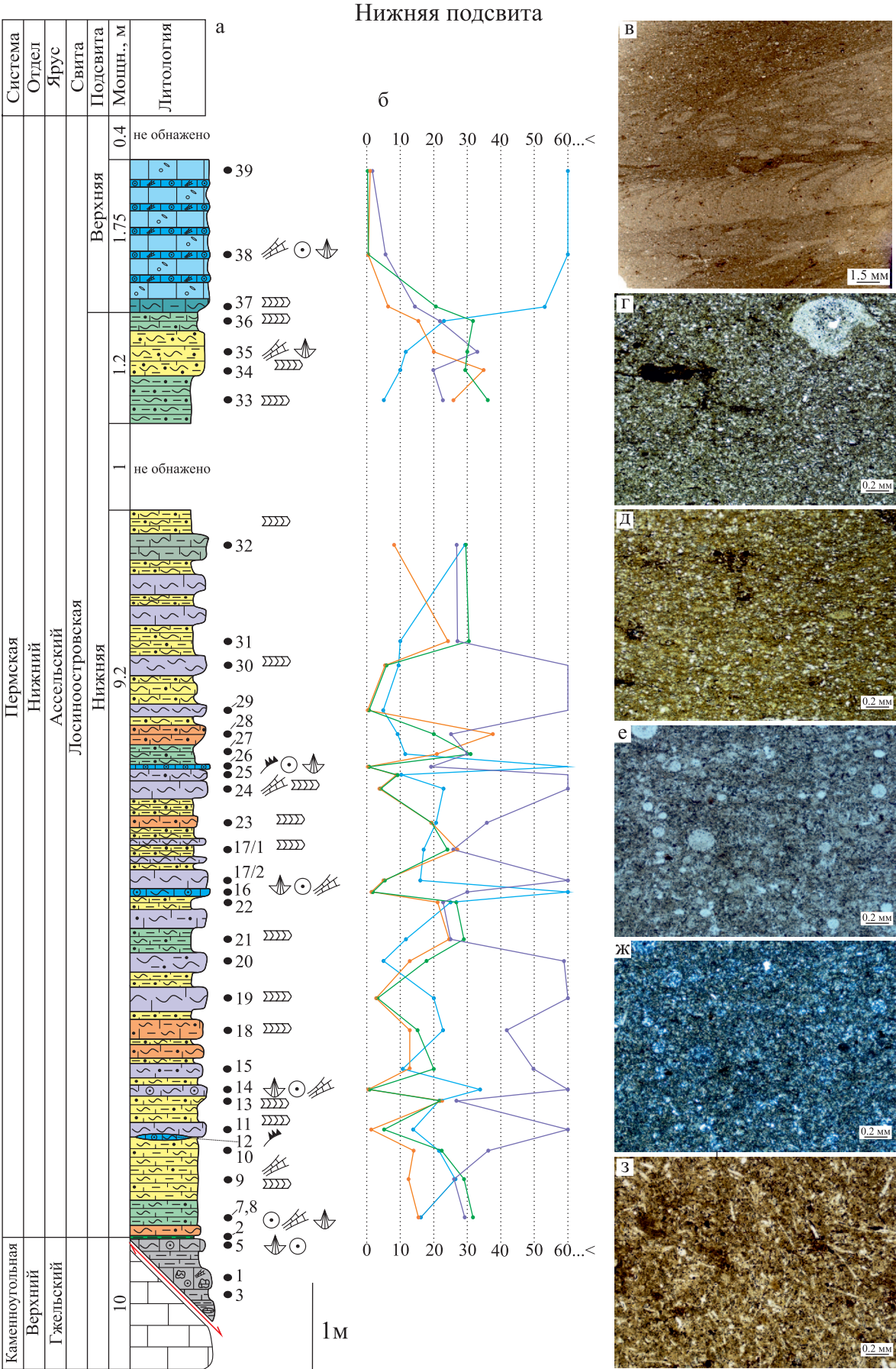
Для выявления текстурных особенностей пород сделаны полировки штучных образцов (10 шт.).

При литохимической характеристике использованы гидролизатный модуль ($ГМ = (Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO + MnO)/SiO_2$) и модуль нормированной щелочности ($HKM = (Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$) (Юдович, Кетрис, 2000). В работе нами применена модульная диаграмма ГМ–(Na₂O + K₂O), позволяющая разделить исходную совокупность 28 силикатных анализов (см. табл. 1 и 3) на четыре кластера и отдельные составы вне кластеров (см. рис. 5).

На основе полных силикатных анализов с учетом всех остальных аналитических исследований сделан количественный расчет минерального состава пород по стандартному алгоритму обработки данных силикатного анализа, предложенному Я.Э. Юдовичем и М.П. Кетрис (2000). Полученные данные приведены в табл. 4.

Количественная оценка и разделение обломочного и аутигенного кварца были наиболее трудным и достаточно субъективным процессом. Во-первых, при оптикомикроскопических исследованиях по трафарету М.С. Швецова (Фролов, 1992) оценивалось количество зерен обломочного кварца и полевых шпатов (ПШ) – “алевритистый” компонент. Во-вторых, при пересчете валового химического состава пород на минералы рассчитаны содержания всех основных породообразующих минералов (кальцита, мусковита, хлорита, и т. д.), в том числе калиевых полевых шпатов (КПШ) и плагиоклазов. После данного пересчета оставался “свободный кремнезем”¹, представляющий сумму обломочно-

¹ Под “свободным кремнеземом” понимается количество SiO₂, не вошедшее в состав породообразующих минералов при пересчете силикатных химических анализов на минеральный состав.



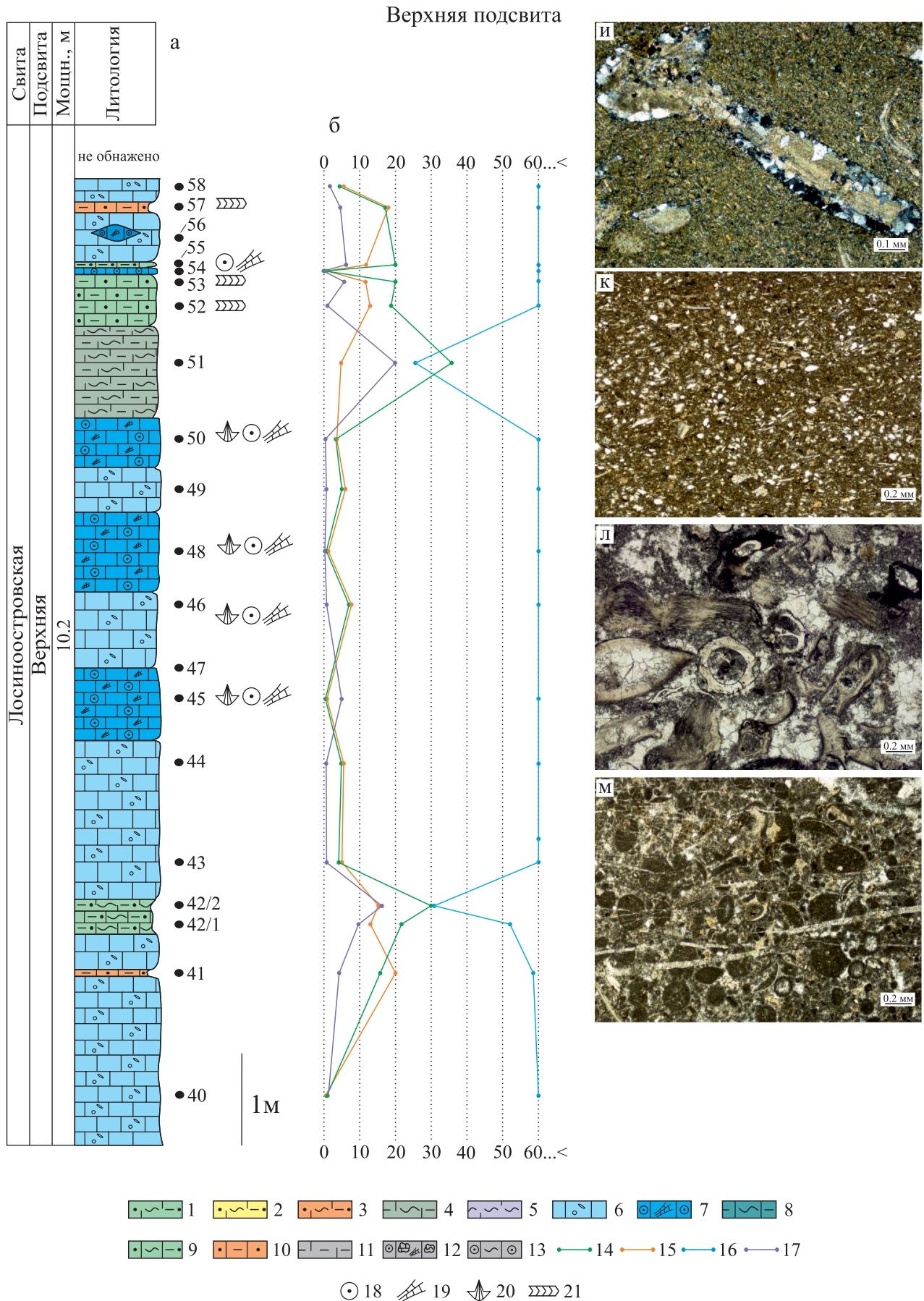


Рис. 2. Характер строения, типы пород и распределение породообразующих компонентов по разрезу лосиноостровской свиты.

а – литолого-стратиграфическая колонка; б – кривые распределения породообразующих компонентов; в – текстуры биотурбации в микстолите, сканированный шлиф, обр. 30; г–м – типы пород, фотографии шлифов: г – кремнисто(23.3)-алевритисто(27.3)-глинистый(36.5) микстолит, обр. 33; д – карбонатно(10.7)-алевритисто(12.8)-глинистый(20) силицитолит, обр. 15; е, ж – радиолярит, обр. 17/2 (е – без анализатора; ж – с анализатором); з – спонголит, обр. 29; и – кремнисто(22)-карбонатно(26.4)-глинистый(35.2) микстолит, обр. 51 (с анализатором); к–м – известняки (к – алевритисто(12.1)-глинистый(20.4), обр. 53; л – биокластовый, обр. 48; м – пелоидно-микритовый, обр. 39). 1–4 – микстолиты: 1 – кластер I, 2 – кластер II, 3 – кластер III, 4 – вне кластера; 5 – силицитолиты; 6–10 – известняки: 6 – пелоидно-микритовые, 7 – биокластовые, 8 – кремнисто-глинистые, 9 – кремнисто-алевритисто-глинистые, 10 – глинисто-алевритистые; 11–13 – породы, слагающие пачку, срезанную тектоническим нарушением: 11 – глинисто-известковая порода, 12 – литобиокластовый известняк, 13 – кремнистый биокластовый известняк; 14–17 – породообразующие компоненты: 14 – глинистый, 15 – алевритистый, 16 – карбонатный, 17 – кремнистый; 18–20 – органические остатки: 18 – криноиды, 19 – мшанки, 20 – брахиоподы; 21 – биогенные текстуры.

Fig. 2. The sequence stratigraphic characterisation, types of rocks and the distribution of rock-forming components along the section of the Losinoostrov Fm.

а – lithological-stratigraphic column; б – distribution curves of rock-forming components; в – textures of bioturbation in mixtolite, scanned thin section, sample 35; г–м – rock types, photographs of thin sections: г – siliceous(23.3)-argillaceous(27.3)-silty(36.5) mixtolites, sample 33; д – carbonate(10.7)-silty(12.8)-argillaceous(20) silicytolite, sample 15; е, ж – spongolite, sample 17/2 (е – without analyzer, ж – with analyzer); з – radiolarite, sample 29; и – siliceous(22)-carbonate(26.4)-argillaceous(35.2) mixtolite, sample 51 (with analyzer); к–м – limestones (к – silty(12.1)-argillaceous(20.4), sample 53; л – bioclastic, sample 48; м – peloid-micritic, sample 39). 1–4 – mixtolites: 1 – cluster I, 2 – cluster II, 3 – cluster III, 4 – outside the cluster; 5 – silicytolites; 6–10 – limestones: 6 – peloid-micrite, 7 – bioclastic, 8 – siliceous-argillaceous, 9 – siliceous-silty-argillaceous, 10 – argillaceous-silty; 11–13 – rocks composing a packet cut by a tectonic fault: 11 – clay-calcareous rock, 12 – bio-lithoclastic limestone, 13 – siliceous bioclastic limestone; 14–17 – rock-forming components: 14 – argillaceous, 15 – silty, 16 – carbonate, 17 – siliceous; 18–20 – fossils: 18 – crinoids, 19 – bryozoans, 20 – brachiopods; 21 – biogenic textures.

го и аутигенного кварца. Количество обломочного кварца определялось как разность между визуальной оценкой “алевритистого” компонента и содержаниями ПШ, полученными в результате пересчета. Разность между оставшимся свободным кремнеземом и обломочным кварцем показывает количество аутигенного кварца (кремнистого компонента).

Исходя, из того, что породообразующие минералы лосиноостровской свиты по плотности варьируются в интервале значений 2.2–2.9, то массовые проценты компонентов пород можно сопоставлять с объемными (или площадными). Поэтому ниже по тексту содержания породообразующих компонентов приведены в мас. %.

Отметим, что в “алевритистый” компонент включены зерна, размер которых отчетливо улавливался глазом при оптикомикроскопических исследованиях (в среднем 0.03–0.05 мм, единичные до 0.08 мм), таким образом в кремнистый компонент автоматически попали зерна кварца размером менее ≈0.03 мм.

В работе К. Милликен с соавторами (Milliken et al., 2016) количественная оценка и разделение обломочного и аутигенного кварца проводились на СЭМ с помощью элементного картирования при увеличении 500 и последующего точечного подсчета. По такому же принципу мы провели два контрольных подсчета для микстолита (см. рис. 2г, обр. 33) и силицитолита, обогащенного терригенной примесью (см. рис. 2д, обр. 15). На трех случайных участках шлифов при разном увеличении построены карты распределения элементов (Са и

Al), позволившие отделить кварц от других минералов (рис. 3а, в, д). Затем произведен точечный подсчет при помощи функции “подсчет площади” на сканирующем электроном микроскопе TESCAN VEGA 3 LMN. В микстолите, согласно нашим данным, определено ≈20 и 23 % обломочного и аутигенного кварца соответственно. Точечный подсчет показал, что при увеличении 100 количество кварца от тонкопесчаной до алевритовой размерности на исследуемых участках шлифа изменялось от 16 до 23% (среднее 19.5%), а при увеличении 500 – от 16 до 22% (среднее 19%). В силицитолите согласно нашим данным, было определено ≈10 и 50% обломочного и аутигенного кварца соответственно. Произвести точечный подсчет в данном типе пород оказалось сложнее в связи с преобладанием аутигенного кварца. Поэтому, во-первых, для подсчета использовались карты элементного распределения, построенные только при увеличении 500. Во-вторых, сначала на полученных изображениях зерна кварца, которые по форме и распределению однозначно являются обломочными, были вручную оконтурены, и только затем изображения загружены в программу “подсчета площади”. В результате количество кварца от тонкопесчаной до алевритовой размерности на исследуемых участках шлифа изменялось от 9 до 12% (среднее 11.5%). Таким образом, результаты подсчетов обломочного кварца при помощи программы и визуальной оценки (с вычетом ПШ) оказались сопоставимыми.

Эти же образцы (обр. 33 и 15) исследованы методом катодолюминесценции (КЛ), являющимся од-

Таблица 1. Химический состав микстолитов, мас. %, и литохимические модули
Table 1. Chemical composition of mixtolites, wt %, and lithochemical modules

№ обр.	ЛС-18*	ЛС-23*	ЛС-28*	ЛС-13	ЛС-10*	ЛС-34*	ЛС-35*	ЛС-22*	ЛС-17/1*	ЛС-31	ЛС-9	ЛС-7*	ЛС-21	ЛС-27*	ЛС-33*	ЛС-36*	ЛС-42/2*	ЛС-32*	ЛС-51*
	I кластер			II кластер							IIIa кластер			IIIb кластер			Вне кластера		
SiO ₂	61.69	62.33	71.43	57.52	56.91	66.99	63.87	52.41	60.72	63.44	48.82	55.89	60.40	59.91	62.62	48.93	42.88	46.57	43.30
TiO ₂	0.22	0.23	0.35	0.57	0.28	0.38	0.37	0.33	0.32	0.68	0.61	0.39	0.75	0.36	0.4	0.37	0.35	0.29	0.34
Al ₂ O ₃	6.38	6.32	8.99	8.69	8.62	10.95	11.33	9.71	8.98	12.59	10.06	12.02	11.95	11.04	13.04	10.96	10.25	10.37	10.65
Fe ₂ O ₃	2.38	1.62	1.38	1.57	2.97	1.04	1.02	1.95	2.01	0.26	2.17	3.56	2.91	3.49	3.89	3.62	3.25	2.31	3.35
FeO	0.76	1.78	0.87	1.07	0.72	1.92	2.17	1.61	1.81	1.55	1.29	1.03	1.13	1.55	2.27	2.62	2.20	1.72	3.05
MnO	0.03	0.02	0.02	0.04	0.020	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.06	0.02	0.03	0.02	0.02	0.04	0.04	0.04	0.06
MgO	1.35	1.97	1.46	1.32	1.79	2.25	2.41	2.17	2.28	1.68	1.85	2.44	1.59	2.37	3.34	3.13	3.26	2.24	3.50
CaO	13.70	12.73	5.51	12.29	12.93	5.52	6.57	14.67	10.17	5.86	14.71	9.23	6.78	7.33	3.15	13.06	17.31	16.65	16.01
Na ₂ O	0.18	0.23	0.19	0.20	0.21	0.49	0.52	0.23	0.39	0.24	0.2	0.26	0.25	0.23	0.29	0.26	0.19	0.21	0.18
K ₂ O	1.32	1.70	2.01	2.16	2.36	2.26	2.24	2.86	2.72	2.90	2.71	3.66	3.27	3.44	4.07	3.20	3.15	2.49	2.81
P ₂ O ₅	0.05	0.04	0.04	0.07	0.060	0.05	0.04	0.05	0.04	0.06	0.06	0.07	0.13	0.05	0.06	0.05	0.06	0.04	0.06
CO ₂	8.49	8.36	3.76	9.01	8.67	4.33	5.16	9.72	6.46	4.07	10.89	5.76	4.81	4.40	1.47	9.29	12.92	11.96	12.39
H ₂ O	1.08	0.96	0.90	1.06	0.92	0.90	1.01	0.68	0.96	1.10	1.13	1.36	1.34	1.02	1.12	0.84	0.89	1.18	0.77
Литохимические модули																			
ГМ	0.16	0.16	0.16	0.21	0.22	0.21	0.23	0.26	0.22	0.24	0.29	0.30	0.28	0.27	0.31	0.36	0.38	0.32	0.40
НКМ	0.24	0.31	0.24	0.27	0.30	0.25	0.24	0.32	0.35	0.25	0.29	0.33	0.29	0.33	0.33	0.32	0.33	0.26	0.28

Примечание. *Данные, полученные РФА.
Note. *Data obtained by X-ray diffraction.

Таблица 2. Химический состав карбонатолитов и силицитолитов по данным 4- и 8-компонентного карбонатного анализов, мас. %**Table 2.** Chemical composition of carbonatolites and silicytolites according to 4- and 8-component carbonate analysis, wt %

Порода	№ обр.	CaO	MgO	MnO	Fe ₂ O ₃	P ₂ O ₅	HO	CO ₂	FeO	Сумма
Биокластовые известняки	ЛС-26	41.85	0.16	Н. о.	Н. о.	Н. о.	19.36	32.03	Н. о.	93.4
	ЛС-38	49.26	1	0.206	0.58	0.055	6.46	40.17	0.53	98.26
	ЛС-45	49.93	1.23	0.084	0.3	0.045	5.76	40.54	0.26	98.15
	ЛС-48	52.38	0.56	Н. о.	Н. о.	Н. о.	3.68	40.81	Н. о.	97.43
	ЛС-50	50.73	0.56	Н. о.	Н. о.	0.069	6.8	39.86	0.66	98.68
	ЛС-54	51.22	1.05	Н. о.	Н. о.	Н. о.	4.72	41.12	Н. о.	98.11
Пелоидно-микритовые известняки	ЛС-39	51.11	0.56	Н. о.	Н. о.	Н. о.	5.12	40.73	Н. о.	97.52
	ЛС-40	50.48	0.1	0.073	0.33	0.04	5.16	41.24	0.32	97.74
	ЛС-43	47.54	0.48	Н. о.	Н. о.	Н. о.	11.9	37.15	Н. о.	97.07
	ЛС-44	47.59	1.08	0.069	0.38	0.049	10.38	38.28	0.32	98.15
	ЛС-46	44.9	0.48	Н. о.	Н. о.	Н. о.	15.48	35.05	Н. о.	Н. о.
	ЛС-49	47.04	0.99	0.088	0.29	0.039	11.34	37.78	0.27	97.84
Силицитолиты биоморфные	ЛС-11	8.82	0.56	Н. о.	Н. о.	Н. о.	77.68	6.37	Н. о.	93.43
	ЛС-17/2	10.04	0.56	Н. о.	Н. о.	Н. о.	75.98	7.48	Н. о.	94.06
	ЛС-19	12.39	0.24	Н. о.	Н. о.	Н. о.	72.59	9.33	Н. о.	94.55
	ЛС-24	13.5	0.64	Н. о.	Н. о.	Н. о.	67.46	10.52	Н. о.	92.12
	ЛС-25/1	4.37	0.48	Н. о.	Н. о.	Н. о.	83.98	4.83	Н. о.	93.66
	ЛС-25/2	7.39	0.64	Н. о.	Н. о.	Н. о.	73.8	6.73	Н. о.	88.56
	ЛС-29	3.23	0.64	Н. о.	Н. о.	Н. о.	88.18	2.51	Н. о.	94.56
	ЛС-30	6.58	0.48	Н. о.	Н. о.	Н. о.	82.18	4.44	Н. о.	93.68
Силицитолиты вторичные	ЛС-12	15.12	0.32	Н. о.	Н. о.	Н. о.	68.39	12.82	Н. о.	96.65
	ЛС-14	18.86	0.32	Н. о.	Н. о.	Н. о.	63.18	14.69	Н. о.	97.05

Примечание. Н. о. – не определено.

Note. Н. о. – undefined.

ним из эффективных для распознавания природы кварца. Нами использована классификация цветовых оттенков КЛ кварца разного генезиса, приведенная в работе И. Гоце с соавторами (Götte et al., 2001), основанная на многочисленных исследованиях разнообразных кварцсодержащих пород. Для получения КЛ-изображения использован СЭМ Thermo Fischer Scientific Axia ChemiSEM с выдвижным детектором катодолюминесценции RGB с диапазоном обнаружения длин волн 350–850 нм.

При классификации пород мы в основном опирались на “Систематику и классификацию осадочных пород и их аналогов” (1998) и в первую очередь учитывали вещественный состав, а затем структурные особенности. В группу карбонатолитов (карбонатных пород) отнесены породы на 50% и более сложенные карбонатными минералами, в группу силицитолитов (силицитов, кремниевых пород) – сложенные кремнеземом, в группу микстолитов – породы смешанного состава, в которых

ни один компонент не достигает 50%. Выделенные типы карбонатолитов также сопоставлены с классификацией Р. Данхема (Систематика и классификация..., 1998).

Согласно классификации осадочных смешанных пород, при содержании породообразующего компонента более 25% в названии следует употреблять прилагательное с суффиксом “-ов-”, а при количестве от 10(5) до 25% – “-ист-”. Однако в нашей работе все названия породообразующих компонентов отражают только состав, а их количество показано в скобках. Отметим, что, согласно полученным данным, содержания обломочного кварца и ПШ редко превышают 25 %, поэтому для названия данного компонента используем только термин “алевритистый”.

В названиях микстолитов отражены компоненты, количество которых составляет ≥10%. При характеристике размеров обломков терригенного происхождения использованы абсолютные размеры.

Таблица 3. Химический состав, мас. %, и литохимические модули карбонатолитов и силицитолитов
Table 3. Chemical composition, wt %, and lithochemical modules of carbonatolites and silicitolites

Компонент	Карбонатолиты							Силицитолиты	
	№ обр.								
	ЛС-37*	ЛС-52*	ЛС-53*	ЛС-55*	ЛС-41	ЛС-57*	ЛС-42/1*	ЛС-15	ЛС-20
	IVa кластер				IVb кластер		I кластер		
SiO ₂	29.55	21.39	25.08	25.15	27.92	27.32	29.71	69.34	76.76
TiO ₂	0.25	0.19	0.22	0.22	0.37	0.34	0.25	0.53	0.46
Al ₂ O ₃	7.39	5.66	6.55	6.46	5.71	5.54	7.17	8.25	7.04
Fe ₂ O ₃	1.95	1.14	1.27	1.30	0.49	0.60	1.88	2.18	1.91
FeO	1.66	1.35	1.29	1.27	1.38	1.12	1.61	1.03	1.04
MnO	0.14	0.15	0.12	0.12	0.07	0.15	0.08	0.02	0.02
MgO	1.94	2.20	1.99	1.97	1.36	1.73	2.39	1.17	1.01
CaO	29.78	36.61	33.85	33.98	31.94	32.86	29.73	5.97	2.99
Na ₂ O	0.21	0.33	0.25	0.17	0.20	0.24	0.18	0.21	0.20
K ₂ O	1.21	1.26	1.46	1.46	1.75	1.29	1.82	1.87	1.65
P ₂ O ₅	0.15	0.06	0.06	0.06	0.09	0.08	0.07	0.05	0.04
CO ₂	22.86	27.35	24.96	25.20	24.62	25.44	22.35	4.39	1.98
H ₂ O	0.89	0.46	0.43	0.43	0.58	0.70	0.53	0.93	1.06
Литохимические модули									
ГМ	0.39	0.40	0.38	0.37	0.29	0.28	0.37	0.17	0.14
НКМ	0.19	0.28	0.26	0.25	0.34	0.28	0.28	0.25	0.26

Примечание. *Данные, полученные РФА.

Note. *Data obtained by X-ray diffraction.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Изученные породы лосиноостровской свиты относятся к трем основным группам: микстолитам, карбонатолитам и силицитолитам. Нижняя под-свита сложена микстолитами и силицитолитами с редкими маломощными прослоями (около 5 см) и линзами биокластовых известняков, часто окрем-ненных, а верхняя – преимущественно карбонато-литовая (см. рис. 2а). Для пород нижней подсвиты характерны текстуры биотурбации, часто не ви-димые при полевом описании, но проявляющие-ся на полированных поверхностях или в шлифах. Обычно следы биотурбации не поддаются диагно-стике, но иногда представлены структурирован-ными следами заполнения, сходными с ихнородом *Zoophycos* (см. рис. 2в).

Ниже дана характеристика типов пород, слага-ющих основную часть лосиноостровской свиты.

Микстолиты

Микстолиты образуют как отдельные пачки мощностью до 1 м, так и маломощные прослои.

Они обычно зеленовато-серого цвета со сланце-ватой текстурой, развитой по неотчетливой слои-стости, выраженной распределением глинистых частиц. Встречаются и более массивные разности темно-серого цвета, которые при ударе молотком раскалываются на плиточки. Во многих из них на-блюдаются следы биотурбации (см. рис. 2а, в). Ред-ко в микстолитах встречаются, по-видимому, ре-ликты первичной горизонтальной слоистости.

Рентгеноструктурным анализом валовых об-разцов установлено, что породообразующими ми-нералами микстолитов являются кварц, кальцит, иллит и хлорит. В некоторых случаях возможно наличие каолинита и ПШ. Оптикомикроскопиче-скими исследованиями выявлены два генетиче-ских типа кварца: обломочный и аутигенный. Ис-ходя из этих данных, в микстолитах мы выделили четыре породообразующих компонента: карбонат-ный, глинистый, алевритистый и кремнистый, но ни один из них не достигает 50%.

Карбонатный компонент представлен преиму-щественно микрозернисто-скрытокристаллическим кальцитом (иногда более крупным, до 0.1 мм). Чаше наблюдаются монокристаллы и реже – поликри-

Таблица 4. Минеральный состав микстолитов, карбонатолитов и силицитолитов, мас. %

Table 4. Mineral composition of mixtolites, carbonatoliths and silicitolites, wt %

Порода	Кластер	№ обр.	<i>Cal</i>	<i>Mus</i>	<i>Chl</i>	$(Q_{облом}/Q_{аутиг})^*$	<i>Alb</i>	<i>Ort</i>	<i>Bt</i>	$Fe_2O_3^{**}$	<i>Kln</i>	<i>Rut</i>
Микстолиты	I	ЛС-18	22.6	8.9	5.8	52.3 ($\approx 10/42.3$)	1.6	1.1	0.9	2.4	3.4	0.2
		ЛС-23	21.3	9.7	8.9	52.1 ($\approx 15/37.1$)	2.1	2.3	1.8	1.6	Не обн.	0.2
		ЛС-28	9.4	14.2	6.0	60.4 ($\approx 35/25.4$)	1.6	1.1	0.9	1.5	4.5	0.3
	II	ЛС-13	22.3	16.6	5.5	47.4 ($\approx 20/27.4$)	1.6	1.2	0.9	1.7	2.2	0.6
		ЛС-10	22.4	17.3	5.9	46.7 ($\approx 10/36.7$)	1.6	1.7	0.9	3.1	Ед. зн.	0.3
		ЛС-34	9.9	16.9	11.8	50.2 ($\approx 30/20.2$)	4.2	1.1	0.9	1.1	3.4	0.4
		ЛС-35	11.8	16.9	12.5	47.6 ($\approx 15/32.6$)	4.3	1.1	0.9	1.0	3.6	0.4
		ЛС-22	25.0	17.9	9.4	38.0 ($\approx 15/23$)	2.2	3.4	1.8	2.0	Не обн.	0.3
		ЛС-17/1	17.0	15.5	8.7	46.4 ($\approx 20/26.4$)	3.2	4.0	2.8	2.1	Не обн.	0.3
		ЛС-31	10.3	22.3	9.3	47.3 ($\approx 20/27.3$)	2.2	1.7	0.9	0.3	4.8	0.8
		ЛС-9	27.0	21.9	7.2	37.1 ($\approx 10/27.1$)	1.7	1.1	0.9	2.4	Ед. зн.	0.7
	IIIa	ЛС-7	15.8	25.1	7.3	39.2 ($\approx 10/29.2$)	2.2	3.5	2.8	3.7	Не обн.	0.4
		ЛС-21	12.1	23.2	6.3	45.1 ($\approx 20/25.1$)	2.2	2.3	1.9	3.0	3.2	0.3
		ЛС-27	12.2	22.4	8.6	44.6 ($\approx 15/29.6$)	2.2	4.1	1.9	3.6	Не обн.	0.4
		ЛС-33	4.7	25.4	11.1	43.3 ($\approx 20/23.3$)	2.7	4.6	3.7	3.9	Не обн.	0.4
	IIIb	ЛС-36	22.8	19.5	12.5	31.8 ($\approx 10/21.8$)	2.1	3.4	3.7	3.7	Не обн.	0.4
		ЛС-42/2	30.8	17.8	11.9	26.6 ($\approx 10/16.6$)	1.6	4.0	3.7	3.3	Не обн.	0.3
	Вне кластера	ЛС-32	29.4	18.0	10.7	32.4 ($\approx 5/27.4$)	1.6	1.7	0.9	2.3	2.7	0.3
		ЛС-51	26.4	19.5	15.7	26.4 ($< 5/22$)	1.8	2.3	1.8	3.4	Не обн.	0.3
Карбонатолиты	IVa	ЛС-37	53.2	10.5	10.4	19.3 ($\approx 5/14.3$)	1.6	Не обн.	Ед. зн.	1.9	2.9	0.2
		ЛС-52	64.5	9.6	8.7	11.9 ($\approx 10/1.9$)	2.6	Ед. зн.	1.3	1.1	Не обн.	0.2
		ЛС-53	59.7	11.3	9.1	15 ($\approx 10/5$)	2.1	Ед. зн.	1.3	1.3	Не обн.	0.2
		ЛС-55	59.9	11.3	9.1	15.7 ($\approx 10/5.7$)	1.6	Ед. зн.	0.9	1.3	Не обн.	0.2
	IVb	ЛС-41	58.2	9	6.9	18.6 ($\approx 15/3.6$)	1.6	2.9	1.8	0.5	Не обн.	0.4
		ЛС-57	59.5	8.9	7.7	18.7 ($\approx 15/3.7$)	2.1	1.1	0.9	0.7	Не обн.	0.3
	Вне кластера	ЛС-42/1	52.3	12.1	10.2	18.7 ($\approx 10/8.7$)	1.6	1.7	0.9	1.9	Не обн.	0.2
Силицитолиты		ЛС-15	10.7	14.1	5.9	59.8 ($\approx 10/49.8$)	1.6	1.2	0.9	2.3	2.9	0.6
		ЛС-20	5.1	11.5	5.8	68.7 ($\approx 10/58.7$)	1.6	1.2	0.9	2.0	2.7 (?)	0.5

Примечание. *Количество свободного SiO_2 , в скобках указано содержание обломочного кварца/ кремнистого компонента.**Под Fe_2O_3 условно принимаются минералы оксидов и гидроксидов железа.*Cal* – кальцит, *Mus* – мусковит, *Chl* – хлорит, *Q* – кварц, *Alb* – альбит, *Ort* – ортоклаз, *Bt* – биотит, *Kln* – каолинит, *Rut* – рутил.

Note. *The amount of detrital quartz/siliceous component is indicated in parentheses.

**These are conditionally minerals of iron oxides and hydroxides.

Cal – calcite, *Mus* – muscovite, *Chl* – chlorite, *Q* – quartz, *Alb* – albite, *Ort* – orthoclase, *Bt* – biotite, *Kln* – kaolinite, *Rut* – rutile.

сталлические агрегаты. Встречаются отдельные органические остатки (не более 5–10% от площади шлифа) от шламовой до крупнобиокластовой размерности. Среди биокластового материала определены фрагменты мшанок, криноидей и остракод, полностью или частично окремненные. В некоторых микстолитах присутствуют скопления мшанок в виде линз размером до 15 см по удлинению и толщиной 3–5 см и микролинз, наблюдаемых

в шлифах, размером до 2 см по удлинению и толщиной до 0.5 см (обр. 9 и 35).

В ходе электронно-микроскопических исследований установлено, что микрозернисто-скрытокристаллический кальцит равномерно рассеян по площади шлифа и имеет неправильные и близкие к изометричным (до овально-округлых) формы (см. рис. 3а). Встречаются идиоморфные зерна, близкие к ромбоидам. Границы некоторых зерен

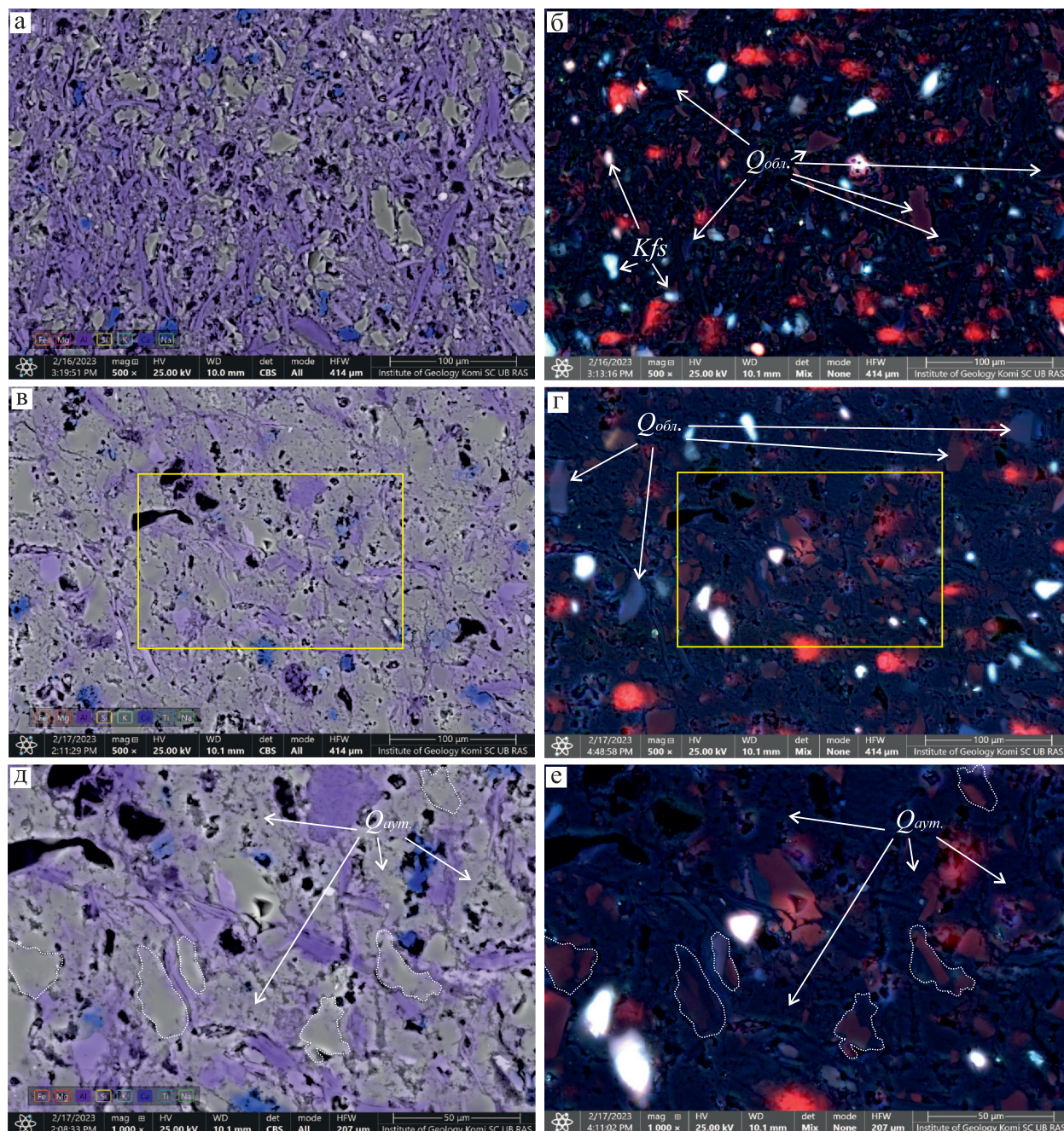


Рис. 3. Карты распределения элементов на снимках BSE (а, в, д) и катодолуминесцентные изображения (б, г, е) для представительных образцов.

а, б – кремнисто(23.3)-алевритисто(27.3)-глинистый(36.5) микстолит, обр. 33; в–е – карбонатно(10.7)-алевритисто(12.8)-глинистый(20) силицитолит, обр. 15 (при разном увеличении). а, в, д: синий цвет – кальцит, фиолетовый – алюмосодержащие минералы, серый – кварц, черный – пустоты. б, г, е: ярко-красный цвет – кальцит; белый и ярко голубоватый – калиевые полевые шпаты; красно-коричневый, фиолетово-синий, синий – обломочный кварц; основной нелюминесцирующий фон – аутигенный кварц, глинистые минералы, слюды и плагиоклазы. Прерывистой белой линией (д, е) обведены участки с границами обломочного и аутигенного кварца, не видимые на снимках BSE и проявленные на изображениях КЛ.

Fig. 3. Element distribution maps on BSE images (а, в, д) and cathodoluminescent images (б, г, е).

а, б – siliceous(23.3)-silty(27.3)-argillaceous(36.5) mixtolite, sample 33; в–е – carbonate(10.7)-silty(12.8)-argillaceous(20) silicytolite, sample 15 (at various increase). а, в, д: blue color – calcite, purple – aluminum-containing minerals, gray – quartz, black – voids. б, г, е: bright red color – calcite; white and bright bluish – potassium feldspars; red-brown, violet-blue, blue – clastic quartz; the main non-luminescent background is authigenic quartz, clay minerals, micas, and plagioclases. A dashed white line (е, f) outlines areas with detrital and authigenic quartz boundaries that are not visible on BSE images and detected on images CL.

линейные ровные или ступенчатые, в других они эродированные. Микрозернисто-скрытокристаллический кальцит четко выделяется на рентгеновских картах распределения элементов и имеет ярко-красный цвет КЛ (см. рис. 3б).

Глинистый компонент представляет собой иллит и в меньшей степени – хлорит. Также диагностированы смешанослойные минералы типа иллит/сметит и хлорит/сметит. Все минералы измененные (гидратированные) и хаотично распределены в породах. В некоторых микстолитах присутствует каолинит.

Согласно оптико- и электронно-микроскопическим исследованиям, мусковит (иллит) встречается в виде чешуек длиной до 0.14 мм по удлинению с яркой интерференционной окраской. Хлорит наблюдается в виде изометричных зерен и удлиненных чешуек (0.02–0.03 мм) с плеохроизмом от бледно-зеленого до ярко-зеленого цвета. Редкие каолиниты представлены агрегатами в виде стопок (до 0.03 мм) из уложенных друг на друга пластинок.

Алевритистый компонент – это в основном обломки кварца и в меньшей степени ПШ. Кварц представлен монокристаллическими зернами размером 0.03–0.05 мм (чаще 0.04 мм), и лишь единичные достигают тонкопесчаной размерности (до 0.08 мм). Встречается обычно с нормальным и редко волнистым погасанием. Обломки угловатые или слабоокатанные, их коэффициенты сферичности и окатанности 0.5–0.7 и 0.1–0.3 соответственно. Разнообразие форм и границ обломочных зерен кварца хорошо наблюдается на картах распределения элементов и изображениях КЛ. Кварц характеризуется преимущественно красновато-коричневым, реже – фиолетовым (с разными оттенками синего) цветом КЛ (см. рис. 3б, г, е). Некоторые зерна имеют пятнистое строение с неясными границами и постепенными переходами от коричневых к фиолетовым оттенкам КЛ и более тусклое свечение (см. рис. 3б).

ПШ представлены плагиоклазами и КППШ. Последние достоверно определены лишь при электронно-микроскопических исследованиях. На изображениях КЛ они имеют яркое голубоватое свечение (см. рис. 3б, г, е). В шлифах у них удлиненные слабоокатанные формы, близкие к таблитчатым, размером до 0.05 мм. Плагиоклазы диагностируются по характерным полисинтетическим двойникам.

Кремнистый компонент представлен аутигенным кварцем и его волокнистой разновидностью (халцедоном). Халцедон, реже янокристаллический кварц (размером до 0.05 мм) наблюдаются в окремненных органических остатках и в небольших скоплениях линзовидной и неправильной формы (см. рис. 2и).

Скрытокристаллический/микрозернистый кварц распространен в основной массе миксто-

литов в виде отдельных зерен и разных агрегатов изометричной или вытянутой формы. Микрозернистый кварц обычно не люминесцирует, однако встречаются зерна с серыми и более интенсивными красновато-коричневыми цветами КЛ, происхождение которых может быть как аллотигенным, так и аутигенным. Лишь однородное внутреннее строение и угловатые формы обломочного кварца однозначно позволяют отделить его от аутигенного, что более наглядно наблюдается в силицитолитах (см. рис. 3).

Кроме основных породообразующих минералов в микстолитах определены биотит, сидерит, пирит, минералы оксидов (гидроксидов) железа. Чешуйки и пластинки биотита (до 0.09 мм) с весьма совершенной спайностью легко узнаются в шлифах по сильному плеохроизму от светлого, почти прозрачного, до темно-коричневого цвета и прямому погасанию. Минералы группы оксидов и гидрооксидов железа выявлены в отраженном свете в виде агрегатов по красным, коричневым и оранжевым цветам. Сидерит чаще всего замещает пирит, но нами встречен участок, где сидеритом выполнены органические остатки, в том числе спиккулы губок в разных сечениях.

В обр. 33 сидерит распространен в виде отдельных идиоморфных зерен, агрегатов (до 0.3 мм), фрамбоидов (диаметр до 0.05 мм) и их скоплений. Встречены линзовидные участки длиной 0.7 мм и шириной 0.15 мм, сложенные несколькими морфологическими разновидностями сидерита (рис. 4). Среди них четыре типа представлены фрамбоидами: 1) крупного размера (диаметр 65 мкм с амальгамированными микрокристаллами около 6 мкм), с частичной огранкой; 2) среднего размера (диаметр 37 мкм) с отсутствующей внутренней организацией микрокристаллов, около 3 мкм каждый; 3) мелкого размера (диаметр 7–9 мкм с микрокристаллами 0.4–0.6 мкм) с ясными границами и правильной внутренней организацией и амальгамированными внутренними структурами; 4) мелкого размера (диаметром 6–7 мкм и микрокристаллами около 0.3 мкм) со слабовидимыми внешними границами. Пятый морфотип представлен равноразмерными (около 0.3 мкм) микрокристаллами, слагающими основную часть микролинзы, на фоне которой хаотично рассеяны фрамбоиды. Почти во всех разновидностях выделенных сидеритов наблюдаются отдельные микрокристаллы пирита или их группа, а в самых крупных фрамбоидах (первая разновидность) пирит неправильной формы распространен в амальгамированной центральной части.

При микроскопических исследованиях наблюдается хорошо развитая ориентировка чешуек мусковита вдоль напластования (см. рис. 3а, фото повернуто на 90°). Они демонстрируют характерное агрегатное погасание при включенном анализаторе.

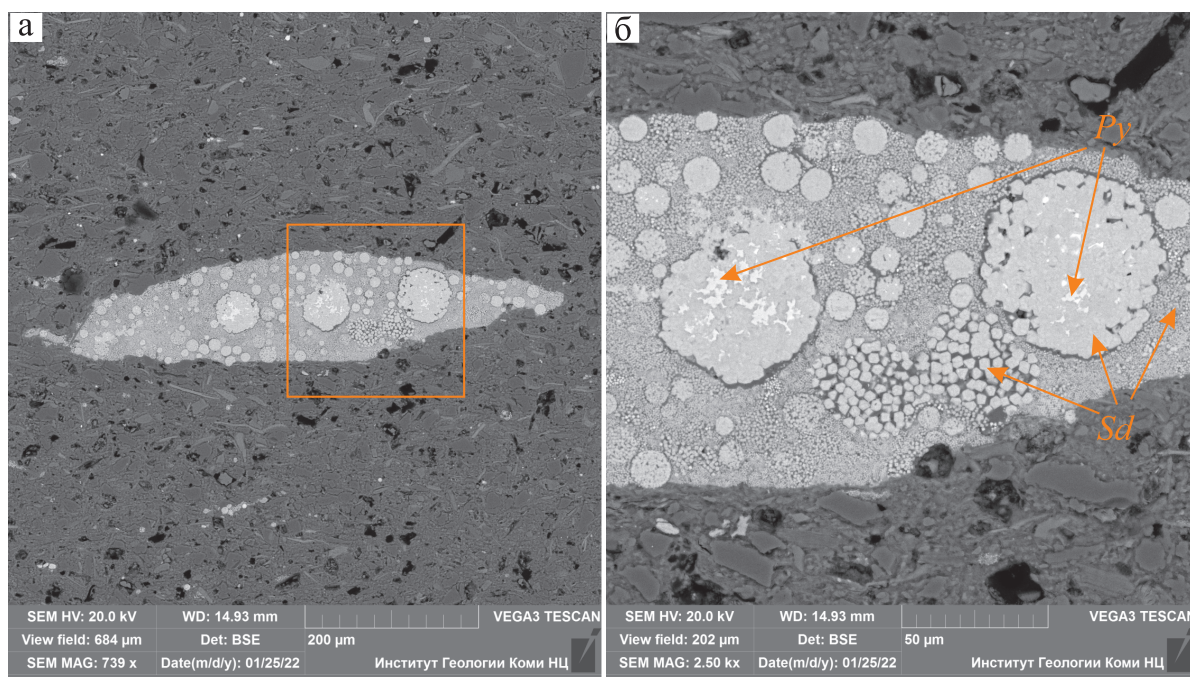


Рис. 4. Микролинза аутигенных сидеритовых фрамбоидов с реликтами пирита в кремнисто-алевритисто-глинистом микстолите (обр. 33).

а – общий вид, б – фрагмент (снимки в режиме обратнорассеянных электронов). *Py* – пирит, *Sd* – сидерит.

Fig. 4. Microlens of authigenic siderite framboids with pyrite relics in siliceous-silty-argillaceous mixolite, sample 33.

а – general view, б – fragment (images in BSE). *Py* – pyrite, *Sd* – siderite.

Таковую же ориентацию имеют удлиненные микролинзы сидерита. Тем не менее небольшая часть чешуек ориентирована почти перпендикулярно напластованию. Также ориентация глинистых чешуек нарушена вблизи новообразованного кварца (см. рис. 2г).

Литохимическая характеристика микстолитов. На модульной диаграмме ГМ–($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) изученная совокупность 19 силикатных анализов разделилась на три крупных кластера и два состава вне кластеров (рис. 5). Положение фигуративных точек первых трех кластеров отражает тренд постепенного перехода от преимущественно кремнистых и алевритистых микстолитов (кластер I) к переходным (кластер II), а затем к преимущественно глинистым (кластер III).

Кластер I объединяет микстолиты, в которых содержание свободного кремнезема (сумма обломочного и аутигенного кварца) составляет от 52 до 60 %. Из них на долю обломочного кварца приходится $\approx$ от 10 до 35 %. К этому кластеру относятся породы, в которых кремнистый компонент значительно преобладает над алевритистым (обр. 18 и 23) или преобладает алевритистая составляющая (обр. 28). Содержание глинистых минералов составляет 15–20%, а карбонатного компонен-

та (кальцит) – 9–23%. Следует подчеркнуть, что к этой группе микстолитов близки фигуративные точки силицитолитов, обогащенных терригенной примесью (обр. 15 и 20).

В кластер II объединены микстолиты, в которых содержания обломочного кварца и кальцита изменяются примерно в таких же пределах, как в породах кластера I, от $\approx$ 10 до 30 и от 10 до 27 % соответственно, а глинистого компонента – увеличивается до 23–31 %. В этом кластере объединены микстолиты как с явным преобладанием одного компонента (кремнистого $\approx$ 37 %, обр. 10), так и с примерно одинаковым содержанием двух (глинистого и кремнистого $\approx$ 30–33, обр. 35), трех (глинистого, кремнистого и алевритистого $\approx$ 25–27, обр. 17/1) и всех четырех (обр. 13) компонентов. В этот кластер попали микстолиты с повышенным содержанием альбита (обр. 34 и 35).

Кластер IIIa. Для микстолитов этого кластера характерно преобладание глинистого компонента, на долю которого приходится от 30 до 36 %. Содержание карбонатного компонента, по сравнению с предыдущими кластерами, уменьшается до 5–16%. Количество кремнистого ($\approx$ 18–30%) и алевритистого ($\approx$ 16–32%) компонентов изменчиво, но их всегда меньше глинистого и обычно они пре-

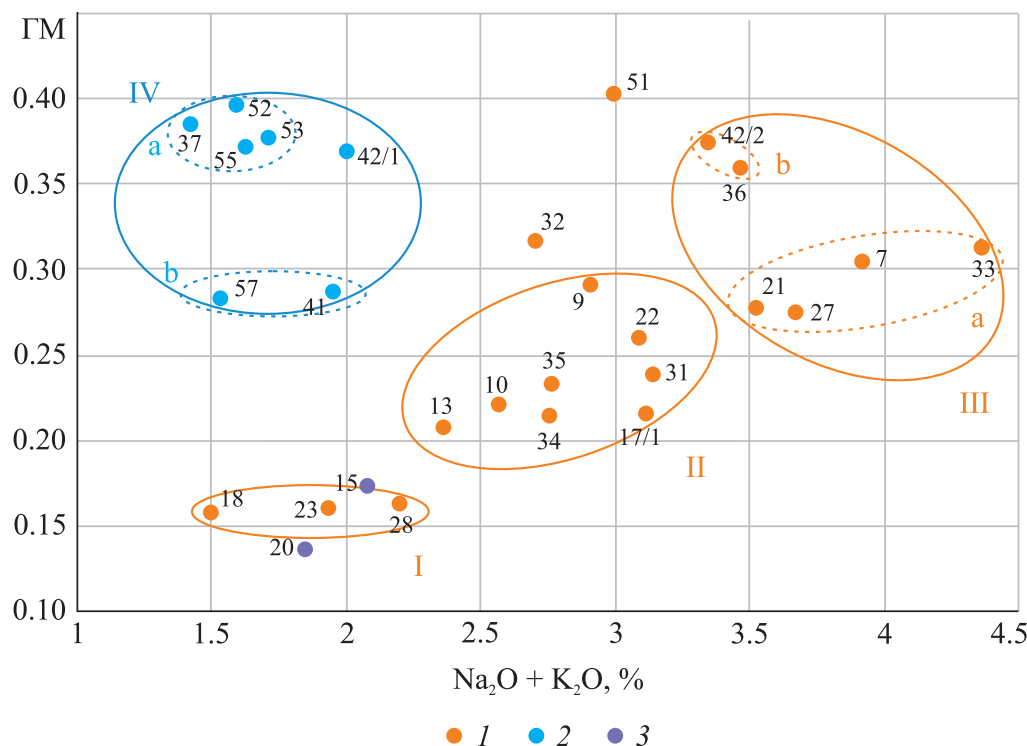


Рис. 5. Положение фигуративных точек микстолитов и карбонатолитов лосиноостровской свиты на модульной диаграмме ГМ–(Na₂O + K₂O).

I–IV – номера кластеров; а, b – подкластеры; 7–57 – номера образцов. 1 – микстолиты, 2 – карбонатолиты, 3 – силицитолиты.

Fig. 5. Modular diagram for mixtolites and carbonatolites of the Losinoostrov Fm.

I–IV – numbers of clusters; а, b – subclusters; 7–57 – numbers of samples. 1 – mictolites, 2 – carbonatolites, 3 – silicilites.

обладают над карбонатным. В кластер IIIб обособились глинистые (30–33%) микстолиты с повышенным содержанием карбонатного компонента (23–31%), при этом наблюдается малое количество кремнистого (≈17–22%) и алевритистого (≈16%) компонентов.

Вне кластера остались два карбонатно (26–29 %)-кремнисто (≈20–25 %)-глинистых (26–36 %) микстолита (обр. 32 и 51). Эти породы отличаются от остальных тем, что в их составе роль алевритового компонента становится незначительной (<10%), увеличивается количество частично окремненных органических остатков, занимающих ≈30% от площади шлифа (см. рис. 2и). Биокластовый материал распределен равномерно, а не в виде линзовидных скоплений или прослоев, как в микстолитах II кластера (обр. 9 и 35). Таким образом, данные породы наиболее сходны с глинистыми известняками, претерпевшими окремнение (см. ниже), за счет которого уменьшилась доля кальцита и увеличилось содержание аутигенного кварца.

Следует отметить, что в некоторых микстолитах наблюдается повышенное содержание MgO,

что связывается нами с присутствием не только хлорита, но и биотита. Косвенным доказательством для этого утверждения могут послужить величины модуля НКМ >0.31. Согласно Я.Э. Юдович и М.П. Кетрис (2000), в таких пробах кроме мусковита обязательно должен присутствовать КПШ или другой высококалийный минерал.

Карбонатолиты

Карбонатолиты лосиноостровской свиты представлены известняками. По вещественному составу среди них выделены относительно чистые известняки и обогащенные глинистыми минералами, обломочным и (или) аутигенным кварцем. Относительно чистые известняки разделены нами на биокластовые и пелоидно-микритовые типы. Под “микритовым” понимается скрытокристаллический размер зерен кальцита.

Биокластовые известняки (грейн- и пакстоуны) в основном распространены в верхней части свиты и слагают слои и слойки от 0.05 до 0.9 м (см. рис. 2а, л). Известняки светло-серого и серого цве-

та, сложены органическими остатками на 70–90%, главным образом мшанками и иглокожими. Значительно меньше остатков брахиопод, гастропод, остракод, двустворок, мелких и крупных фораминифер (фузулинид), также наблюдаются микробиальные образования типа Tubiphytes. Остатки разноразмерные – от шламовой (<0.1 мм) до крупно-биокластовой (>1 мм) размерности, целые раковины редки. Распределение биокластового материала хаотичное, он не сортирован. Нередко органические остатки частично или полностью микритизированы, но еще с видимыми структурными особенностями, некоторые в разной степени окремненные. Связующая масса обычно сложена яснокристаллическим кальцитом (спаритовый цемент), и лишь в одном прослое нижней подсвиты (обр. 26) биокластовый известняк с пелитоморфным карбонатным цементом, возможно, с глинистой примесью. Следует отметить, что цемент также участками микритизирован. В некоторых образцах соотношение спаритовой и микритовой частей цемента становится одинаковым, а иногда (обр. 50) яснокристаллический кальцит наблюдается лишь в ячейках органических остатков и на небольших участках. Наблюдаются единичные следы сверлений(?) как в органических остатках, так и в спаритовом цементе. В известняках встречаются пелоиды идеально округлой формы размером 0.1–0.2 мм, а также более крупные изометричные участки размером до 0.7 мм, сложенные скрытокристаллическим кальцитом с реликтами органических остатков и участками яснокристаллического кальцита. Наблюдаются единичные зерна кварца алевритовой размерности.

Согласно результатам карбонатного анализа, кальцит преобладает в составе биокластовых известняков, тогда как на долю НО приходится не более 7 % (см. табл. 2). Лишь в единичном образце (обр. 26) из нижней части свиты содержание НО достигает 20 % за счет многочисленных окремненных органических остатков.

Пелоидно-микритовые известняки серые и темно-серые, с массивным обликом встречаются исключительно в верхней части свиты (см. рис. 2а, м), слагают слои мощностью до 1.7 м, иногда с тонкими прослоями (первые см) биокластовых известняков.

В известняках этого типа на фоне основной пелитоморфной массы хорошо видны пелоиды, органические остатки, кальцисферы и участки с яснокристаллической структурой кальцита. Пелоиды более темного цвета, чем связующая масса, от идеально округлой до комковатой формы. Границы четко видимые или размытые с переходом в сгустковые образования (см. рис. 2м). Часто в пелоидах наблюдаются органические остатки и их реликты (створки, целые раковины, членики криноидей). Обычно пелоиды занимают около 10% (от площади шлифа). Однако следует отметить, что в некоторых

шлифах (обр. 39) встречаются участки скопления пелоидов, где на них приходится до 30% видимого поля. Органические остатки в основном шламовой размерности (менее 0.1 мм), с редким присутствием более крупных фрагментов. Некоторые из них в разной степени микритизированы. Среди остатков определены иглокожие, мшанки, спикулы губок, створки и целые раковины остракод и брахиопод, отдельные из них окремнены. Отмечаются микробиальные образования типа Tubiphytes. Органические остатки и их реликты занимают не более 20–25% от площади шлифа. Кальцисферы размером от 0.15 до 0.3 мм в диаметре обычно сложены яснокристаллическим кальцитом, иногда окаймлены микритовой оторочкой. Терригенная примесь представлена зернами кварца, чешуйками мусковита и единичными пластинками биотита. Часто в известняках наблюдаются тонкие (до нитевидных) трещины, выполненные кальцитом.

Согласно результатам карбонатного анализа, в пелоидно-микритовых известняках содержание НО увеличивается до 5–15 % (см. табл. 2). Следует отметить, что для пород этого типа НО состоит преимущественно из терригенной примеси в отличие от биокластовых известняков с преобладанием аутигенного кварца.

Кремнисто-алевритисто-глинистые известняки встречаются только в верхней части свиты в виде слоев и слоев мощностью от 0.05 до 0.5 м (см. рис. 2а, к). Породы от серого до темно-серого цвета с зеленоватым оттенком, часто со сланцеватой отдельностью и текстурами биотурбации. Известняки данного типа обогащены терригенной примесью – кварцем, мусковитом, хлоритом и биотитом. Крупные разрозненные фрагменты органических остатков и их реликты (не более 10% от площади шлифа) резко выделяются на фоне основной пелитоморфно-микрозернистой массы. Они в разной степени микритизированы и (или) окремнены. В нескольких фрагментах криноидей наблюдаются отчетливые следы сверления. Встречаются единичные пелоиды и сгустки пелитоморфного кальцита. Ходы илоедов хорошо диагностируются ввиду отсутствия в них обломков кварца, ПШ и биокластов. Для пород этого типа характерен проникающий волнистый микрокливаж, подчеркнутый распределением карбонатно-глинистого вещества более темного цвета в трещинках толщиной не более 0.006 мм и длиной до 0.05 мм.

Изменчивое соотношение минералов терригенной примеси (алевритистого и глинистого компонентов) и распространение аутигенного кварца обуславливают разнообразие известняков этого типа. Согласно аналитическим исследованиям, на долю кальцита приходится от 52 до 65 %. НО слагают глинистые минералы (16–22 %), обломочный кварц (≈10–15 %) и ПШ (менее 4 %), а также аутигенный кварц (от первых % до ≈15 %) (см. табл. 3 и 4).

На модульной диаграмме ГМ–($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) эта группа карбонатолитов отчетливо выделяется в самостоятельный кластер (IV), который, в свою очередь, разделяется на два подкластера: подкластер IVa объединяет кремнисто-глинистые (обр. 37) и алевроитисто-глинистые (52, 53, 55) известняки, а подкластер IVб – глинисто-алевритистые (обр. 57 и 41). Вне кластера остался кремнисто-алевритисто-глинистый известняк (рис. 5, обр. 42/1).

Во всех карбонатолитах наблюдаются отдельные зерна пирита, и их агрегаты часто близки к округлой форме. Отмечены микростилолитовые швы и тонкие трещины, выполненные кальцитом.

Доломит в породах лосиноостровской свиты ни одним из аналитических методов не установлен. Поэтому содержания MgO в карбонатолитах связываются нами в большей степени с алюмосиликатами. Однако некоторая часть MgO (особенно в относительно чистых известняках) может входить в состав высокомагнезиального кальцита, что подтверждается данными микрозондового анализа (отдельные кальцитовые зерна содержат MgO 0.5–1.1 %).

Силицитолиты

Силицитолиты распространены исключительно в нижней части свиты. Они представлены: 1) радиоляритами и радиоляриевыми спонголитами; 2) алевроитисто-глинистыми силицитолитами и 3) вторичными кремнистыми породами. Во всех типах силицитолитов отмечаются многочисленные мелкие зерна и агрегаты непрозрачных минералов, среди которых диагностированы пирит в идиоморфных и фрамбонидных формах, а также минералы группы оксидов (гидроксидов) железа.

Радиоляриты и радиоляриевые спонголиты слагают слои мощностью не более 0.3 м, имеют темно-серый (до черного) цвет и массивные или тонкие горизонтально-слоистые текстуры (см. рис. 2а, е–з). Распространены следы биотурбации. Количество радиолярий и спикул губок в отдельных образцах не достигает 50% от площади шлифа, в связи с чем некоторые из образцов условно отнесены нами к биогенным силицитолитам.

Панцири радиолярий, часто с сохранившимся внутренним строением, и спикулы губок сложены халцедоном и микрозернистым кварцем, но иногда они частично или полностью кальцитизированы. Отмечаются единичные более крупные фрагменты органических остатков известкового состава, в разной степени окремненные. Кроме органических остатков, на фоне основной кремнистой массы, благодаря более высокому рельефу, выделяются зерна кальцита микрозернистой размерности. Чаще всего они равномерно распределены по породе, но иногда образуют скопления. Встречены зерна кварца, мусковита и биотита, занимаю-

щие в совокупности не более 10–15% от площади шлифа. В отдельных образцах наблюдаются тектонические микростилолиты (ориентировка перпендикулярно напластованию), подчеркнутые глинистым материалом.

Согласно результатам карбонатного анализа, содержание кальцита в этом типе силицитолитов составляет от 6 до 23 %, остальное приходится на HO (см. табл. 2).

Алевритисто-глинистые силицитолиты от темно- до зеленовато-серого цвета слагают слои мощностью 0.15–0.20 м. Основная масса этих пород сложена скрытокристаллическим (микрозернистым) кварцем, иногда обособляющимся в округлые или овальные участки, по форме и размеру сходные со сплюснутыми реликтами радиолярий (см. рис. 2д). На фоне этой массы отчетливо наблюдаются обломки кварца, ПШ и слюды алевритовой, редко тонкопесчаной размерности. Глинистые минералы выполняют прерывисто-волнистые трещины кливажа, а также распределены в основной массе. Кальцит (преимущественно микрозернистый) рассеян в виде отдельных зерен и их агрегатов (см. рис. 3в–е). Иногда при больших увеличениях (объектив 60×) отмечаются кальцитовые агрегаты, включающие в себя реликты зерен кварца.

На картах распределения элементов отчетливо наблюдается преобладание кварца над алюмосодержащими минералами (см. рис. 3в, д). Аутигенный кварц образует агрегаты, по форме близкие к изометричным из зерен размером ≤ 0.001 мм.

В силицитолитах встречаются обломки кварца с красновато-коричневыми цветами КЛ, окруженные нелюминесцирующими аутигенными зернами, при этом на снимках в режиме BSE граница между ними не видна. Вероятно, некоторые обломки служили в качестве ядер роста для новообразованного кварца (см. рис. 3д, е; выделены прерывистой белой линией).

С использованием нормативного минерального пересчета результатов силикатного анализа установлено, что доля глинистого компонента в породах составляет порядка 18–20 %, а алевроитистого – около 13 % в обоих образцах (см. табл. 4). На модульной диаграмме ГМ–($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) фигуративные точки составов этих пород расположены в поле микстолитов кластера I (см. рис. 5).

Вторичные силицитолиты слагают слои мощностью 0.05–0.13 м. Они представлены окремненными биокластовыми известняками, сходными с группой биокластовых известняков, охарактеризованных выше. Криноидно-мшанковые фрагменты частично или полностью окремнены, но сохранили первичную микроструктуру, а некоторые остались известковыми. Связующая масса в них практически полностью замещена халцедоном. Согласно результатам карбонатного анализа, на кальцит в них приходится около 30–35% (см. табл. 2).

Некоторые проблемы терминологии и подходы к классификации “тонкозернистых” пород смешанного состава

На сегодняшний день структурно-вещественные классификации карбонатолитов и силицитолитов являются более разработанными и общепринятыми. Среди них выделены скрытокристаллические (или пелитоморфные) и микрозернистые разновидности. Для “тонкозернистых” терригенных пород, систематика которых основывается прежде всего на структуре, возникает проблема в названии. Общепринято выделять “алевролит”, этот термин был введен А.Н. Заварицким в 1932 г. как аналог термина “siltstone”, существовавшего в английской номенклатуре. Как правило, он ограничивается размерами зерен от 0.05 до 0.005 мм, но некоторыми исследователями нижний интервал принимается за 0.001 мм (Фролов, 1993). Породы с размерностью преобладающих породообразующих зерен менее 0.005 мм относятся к пелитолитам (Систематика и классификации..., 1998). Термином “пелиты” (от греческого *pelos* – ил, шлам) К. Науман в XIX в. обозначил группу тонкодисперсных терригенных образований, отнеся к этой группе породы, сложенные тончайшим обломочным материалом глинистого, известкового или смешанного состава, сделав упор на структурный признак (Викулова и др., 1973). Главнейшим представителем данной группы он считал глинистые пелиты (глинистые породы). Вероятно, поэтому в отечественной литературе часто термин “пелиты” (“пелитолиты”) стали использовать только для глинистых пород. Так, например, в работе (Систематика и классификации..., 1998), принятой нами за основу, в семействе “пелитолитов” рассматриваются только глинистые породы. Возможно, было бы логичнее рассматривать пелитолиты внутри семейства кластолитов в качестве рода в ряду псаммитолит–алевролит–пелитолит, а глинистые породы, определяющиеся прежде всего по минеральному составу, – вероятно, в качестве отдельного семейства.

В зарубежной литературе породы любого состава, сложенные более чем на 50% зернами размером менее <63 мкм, называют “тонкозернистыми” (“fine-grained”). При этом если порода на 50% и более сложена силикокластикой (“siliciclastic”), используется термин “mudrocks” (Stow, 1981). На протяжении нескольких десятилетий термины “mudstone, mudrock, claystone, shale argillaceous rock, micstone (micrite carbonate mud), marls и др.” создавали путаницу из-за того, что разные исследователи придавали этим терминам разные значения, которые также со временем изменялись (Potter et al., 2005). Так, например, в работе П. Поттера с соавторами (Potter et al., 2005) “mudstone” – общий термин для всех тонкозернистых терригенных глинистых пород. Р. Данхем в своей класси-

фикации использует данный термин для карбонатных пород. А. Лазар с соавторами (Lazar et al., 2015, 2022) предложили использовать “mudstone” в качестве названия класса для всего спектра тонкозернистых (менее 62 мкм) осадочных пород, добавляя в название минеральные и текстурные особенности. В своей работе К. Милликен (Milliken, 2014) предложила для тонкозернистых пород смешанного состава на основании соотношений породообразующих компонентов выделять следующие типы пород: “tarl”, “sarl”, “carl”, “varl”. Эти названия являются аббревиатурами, в которых “арл” обозначает “тонкозернистое” строение, а для интерпретированного генезиса и доминирующих осадочных частиц используются приставки: t – терригенные, с – биогенные известковые, s – биогенные кремнистые и v – вулканогенные. Отметим, что интерес к классификации и терминологии тонкозернистых пород в последние десятилетия за рубежом резко возрос в связи с добычей “сланцевой” нефти и газа. До сих пор классификация этих пород дискуссионна (Lazar et al., 2022; Peng et al., 2022).

В отечественной литературе для терригенных пород, состоящих из примерно равного соотношения зерен алевритовой и пелитовой фракций, предложены термины “алевроаргиллит” или “алевропелит” (Маслов, Алексеев, 2007; Геологический словарь, 2010). Эти термины соответствуют “mudrocks” и “mudstone” в понимании Д. Стоу (Stow, 1981) и П. Поттера (Potter et al., 2005).

Наши исследования показали, что в строении нижней части лосиноостровской свиты значительную роль играют сланцеватые породы смешанного состава, состоящие преимущественно из зерен размером менее 0.05 мм и незначительного количества более крупных включений (зерна кварца до 0.08 мм, органические остатки до нескольких мм). Эти породы по вещественно-структурному признаку соответствуют “мадстоунам” в понимании О. Лазара (Lazar et al., 2015, 2022). В отечественной литературе подобный термин, характеризующий тонкое строение и смешанный многокомпонентный состав (карбонатно-алевритисто-кремнисто-глинистый) пород, отсутствует. Поэтому для структурной характеристики этих пород мы применяем общий термин “тонкозернистый”, соответствующий в английской номенклатуре термину “fine-grained”.

Важно подчеркнуть, что при классификации “тонкозернистых” пород иностранные исследователи в первую очередь делают упор на структуру, считая данный признак, как отметил М. Пикард (Picard, 1971), наиболее важным при полевом изучении пород. Отечественные исследователи на первый план ставят вещественный состав пород.

Изученные породы по вещественному составу, согласно работе (Систематика и классификации..., 1998), отнесены нами к группе смешанных пород

(микстолитам). По принципу близости компонентов микстолиты лосиноостровской свиты принадлежат к типу “сложных”, состав которых отражает смешение компонентов из разных надклассов (Систематика и классификации..., 1998). Отметим, что в современных отечественных исследованиях при классификации “тонкозернистых” пород смешанного состава бажендовской свиты коллективом авторов (Конторович и др., 2016) использован термин “микстит”, но в работе (Систематика и классификации..., 1998) данный термин предлагается применять для пород, содержащих 10–50% крупногробломочного материала.

Для отображения состава осадочных пород часто используются различные треугольные диаграммы. В работе К. Милликен (Milliken, 2014) по классификации “тонкозернистых” пород была предложена треугольная диаграмма, основанная в первую очередь на дискриминации зерен вне- и внутрибассейнового происхождения, в вершинах которой расположены: 1) сумма терригенных и вулканогенных зерен; 2) известковые аллохемы; 3) биокремнистые аллохемы. Недостатком этой классификации, как позже отмечено В. Кэмпом с коллегами (Camp et al., 2016), является генетический принцип ее построения. Например, радиолярии кальцитового состава рассматриваются как кремнистые аллохемы, но некоторые карбонатные сферы без сохранения явной структуры могут быть кальцисферами. Данная классификация не подходит и для микстолитов лосиноостровской свиты, в которых количество карбонатных и кремнистых аллохем незначительное, за исключением отдельных образцов.

Классификация пород бажендовской свиты, предложенная сибирскими геологами (Конторович и др., 2016), основывается на соотношении четырех породообразующих компонентов (кремнистого, глинистого, карбонатного и керогена). Вариации их содержаний показаны на отдельных гистограммах. Заметим, что по результатам их исследований микститы занимают около 70% от изученной выборки образцов. Годом позже в работе (Калмыков, Балущкина, 2017) предложена номограмма в виде призмы для изображения 4-компонентного состава пород. Однако при рассмотрении пород бажендовской свиты Приобского месторождения упомянутые авторы используют 3-компонентную номограмму. На вершинах номограммы расположены все те же три главных компонента (нормированные к 100%), а содержание органического вещества выражено разными цветами фигуративных точек. Такой вид номограммы очень удобен, когда одним из четырех компонентов является неминеральная составляющая (например, органическое вещество). Для исследуемых микстолитов лосиноостровской свиты использовать подобную номограмму оказалось затруднительно, так как все по-

родообразующие компоненты являются минеральными, а их соотношения весьма изменчивы. Отметим, что в работе Г.А. Калмыкова и Н.С. Балущкиной (2017) не используется термин “микстит”, но выделяются “смешанные породы”.

Классификация “тонкозернистых” пород О. Лазара с соавторами (Lazar et al., 2022) основывается в первую очередь на структуре (размере зерен), дополнительно – на текстуре и составе. Для иллюстрации состава мадстоунов они предложили использовать треугольную диаграмму, в вершинах которой находятся общие содержания кварца, карбонатных (кальцита и доломита) и глинистых (иллита, смектита и др.) минералов. Данная классификация показывает вещественный состав на конечном этапе (стадии) породообразования без генетической интерпретации минералов. Такая классификационная диаграмма лучше всего подошла бы для наглядного представления соотношения компонентов пород смешанного состава лосиноостровской свиты. Однако, учитывая значительное количество обломочного кварца в изученных микстолитах, сопоставимое с аутигенным кремнеземом, мы считаем, что при классификации пород необходимо разделять разные по происхождению типы кварца. Поэтому нами предложены две треугольные диаграммы. В их вершинах находятся породообразующие компоненты (или их суммы), приведенные к 100% (рис. 6). Центральное поле IV каждого треугольника, построенного по 50%-му содержанию компонентов, отвечает микстолитам. Поля II, III, V и VII отвечают группам пород – карбонатолитам (в данном случае известнякам), силицитолитам, аргиллитам и алевролитам соответственно. Из отобранных и комплексно изученных образцов 19 попали в поле микстолитов, 7 – в поле карбонатолитов и 2 – в поле силицитолитов. Заметим, что микстолиты, расположенные в поле I (на треугольнике А), близки к алевроаргиллитам, по А.В. Маслову и В.П. Алексею (2007), но с различными содержаниями кремнистого и карбонатного материала.

Мы разделяем мнение исследователей, считающих, что классификации должны основываться в первую очередь на структурно-вещественном признаке, но при этом стремиться быть объяснительными и прогностическими. На наших диаграммах, отражающих прежде всего весьма изменчивый состав исследуемых пород, мы попытались внести дополнительно генетический признак и провели прерывистую линию, отделяющую материал внебассейнового происхождения от внутрибассейнового (включая постседиментационные изменения).

В дополнение следует подчеркнуть, что ни один из изученных образцов не относится к мергелям, если понимать их как глинисто-карбонатные породы, состоящие на 25–50% из глинистого вещества и на 50–75% из кальцита и (или) доломита (Систематика и классификации..., 1998).

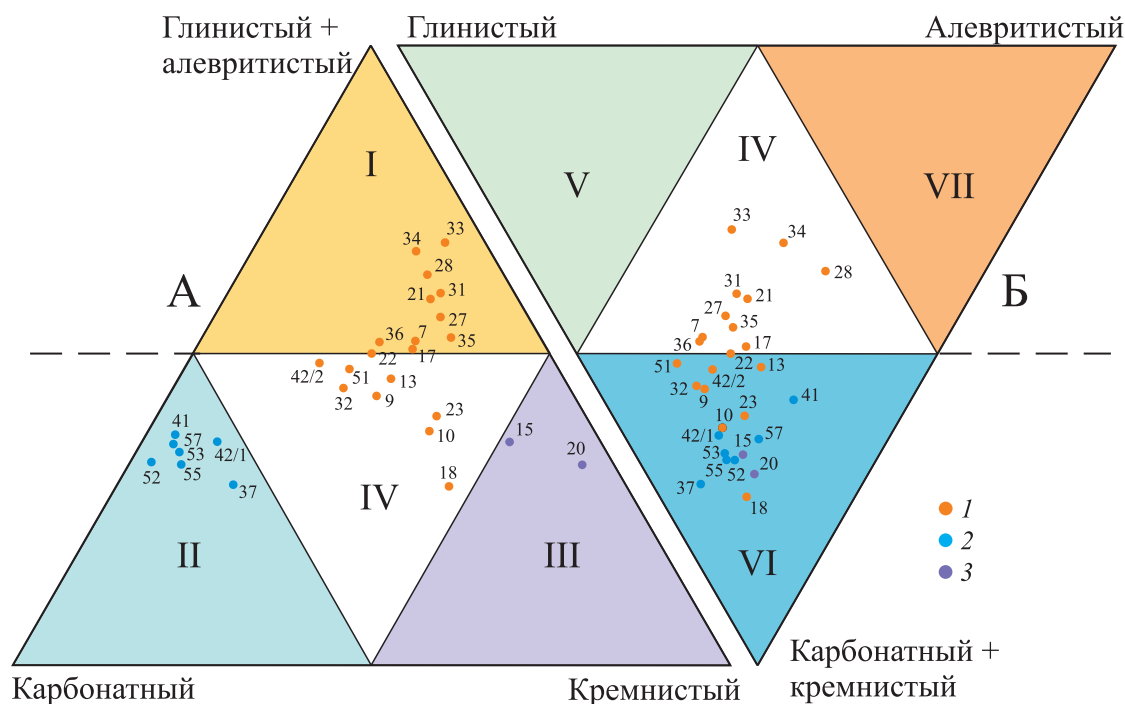


Рис. 6. Треугольные диаграммы с фигуративными точками компонентного состава пород лосиноостровской свиты.

I – преобладание внебассейнового материала, II – карбонатолиты, III – силицитолиты, IV – микстолиты, V – аргиллиты, VI – преобладание внутрибассейнового материала, VII – алевролиты. Номера фигуративных точек соответствуют номерам образцов. 1 – микстолиты, 2 – карбонатолиты, 3 – силицитолиты.

Fig. 6. Triangular diagrams with figurative points of the component composition of the rocks of the Losinoostrov Formation.

I – predominance of extrabasinal material, II – carbonatolites, III – silicitolites, IV – mixtolites, V – claystones, VI – the predominance of intrabasinal material, VII – siltstones. The numbers of the figurative points correspond to the numbers of the samples. 1 – mixtolites, 2 – carbonatolites, 3 – silicitolites.

ОБСУЖДЕНИЕ

Целенаправленное изучение пород позволило установить очень изменчивый и смешанный состав лосиноостровской свиты. Ее нижняя часть сложена преимущественно микстолитами и силицитолитами с редкими прослоями и линзами биокластовых известняков, а верхняя – известняками. Известняки и силицитолиты были известны ранее, а наши исследования позволили выявить более широкое их разнообразие. Микстолиты в лосиноостровской свите установлены впервые, поэтому их обсуждению отводится особое место.

Многокомпонентный состав микстолитов – это результат физических, химических и биологических процессов, происходивших во время осадконакопления и после него. Достаточно уверенно минералы алевроитистого и глинистого компонентов по форме и характеру распределения мы относим к терригенным (кварц, ПШ, иллит, хлорит) и связываем с внебассейновым источником. Исключением является

каолинит, интерпретируемый нами как аутигенный. Природа смешанослойных глинистых минералов до конца не ясна, так как их образование могло происходить и в области сноса, и при транспортировке или в конечном бассейне на разных стадиях породообразования. Алевроитовая размерность и угловатая форма кварца в “тонкозернистых” породах (мадстоунах) не всегда указывает на его обломочную природу, как, например, в позднедевонских сланцах Чаттануга и Нью-Олбани на востоке США (Schieber et al., 2000). Основная часть зерен кварца алевроитового размера в исследуемых породах имеет красновато-коричневый и сине-фиолетовый цвета КЛ. Согласно классификации (Götze et al., 2001), данные цвета КЛ характерны для обломочного кварца в основном из регионально-метаморфических и изверженных пород. Тем не менее встречены зерна кварца слабо- или нелюминесцирующие, а также со смешанными цветами КЛ, генезис которых неясен.

На графике распространения основных породообразующих компонентов по разрезу (см. рис. 16)

наблюдается сходная тенденция изменения количества глинистых минералов и обломочного кварца с ПШ, что свидетельствует о их совместном поступлении. Перенос мог осуществляться ветром или различными морскими, а также экстрабассейновыми течениями. Современные исследования переноса осадков алевроито-глинистой размерности от берега в сторону открытого моря на пологом шельфе показали широкое участие в этом процессе осадочно-гравитационных потоков, вызванных волнами (Macquaker et al., 2010; Aplin, Macquaker, 2011). Однако рассеянность терригенного материала, отсутствие самостоятельных слоев и текстур волочения, широкое распространение текстур биотурбации затрудняют выяснение механизма переноса. Принимая во внимание, что в позднекаменноугольно-раннепермское (по сакмарское) время на окраине шельфа повсеместно существовали карбонатные обстановки осадконакопления, а продукты разрушения восточного орогена накапливались в основном в глубоководном остаточном океаническом бассейне, можно предполагать привнос терригенного материала ветром, а не иными способами. Наличие биотита в составе всех типов пород, обогащенных терригенной примесью, может указывать на его петрогенную природу, так как этот минерал является химически не устойчивым, но легко транспортируемым (Бергер, 1986; Дриц, Коссовская, 1991).

Кремнистый компонент микстолитов представлен несколькими формами: волокнистым халцедоном, яснозернистым и скрытокристаллическим (микрозернистым) кварцем. Халцедон и яснозернистый кварц, развитые по известковым органическим остаткам, являются результатом замещения в диагенезе. Встречен скрытокристаллический (микрозернистый) кварц, наблюдаемый только при электронно-микроскопических исследованиях при больших увеличениях (около 4000), двух типов: 1) в агрегатной форме в виде цепочек и линзочек и 2) в виде отдельных зерен. Если формы выделения первого типа в совокупности со слабо- или нелюминесцирующими КЛ-характеристиками указывают на аутигенное (вероятно, диагенетическое) происхождение, то отдельные зерна с разными цветами и интенсивностью КЛ могут быть как аутигенными, так и обломочными (внебассейновыми).

Потенциальным источником кремнезема для новообразованного кварца в осадочных породах являются: 1) растворение и повторное осаждение аморфного биогенного кремнезема и трансформация его через промежуточные фазы в кварц; 2) преобразования смектита в иллит; 3) растворение обломочного кварца под давлением и 4) изменение вулканического стекла (Milliken, Olson, 2017; Emmings et al., 2020). Геологическая ситуация, складывавшаяся в рассматриваемое время в районе исследований, позволяет исключить по-

следний вариант. Учитывая наличие смешанослойных минералов, а также принимая во внимание степень преобразования нижнепермских пород (МК₃) в регионе, можно предположить, что какая-то часть кремнезема могла быть образована за счет трансформации глинистых минералов. Встреченные микротекстуры растворения под давлением в силицитолитах также могут указывать на участие кремнезема из источника, описанного под пунктом три. Однако нам представляется, что основным источником аутигенного кремнезема для микстолитов лосиноостровской свиты, как и для многих других мадстоунов разных районов мира (Schieber et al., 2000; Taylor, Macquaker, 2014; Milliken, Olson, 2017; Emmings et al., 2020), являлся биогенный опал. В нашем случае это остатки радиоларий и спиккулы губок.

Таким образом, основная часть кремнистого компонента микстолитов сложена аутигенным кварцем с биогенным внутрибассейновым источником кремнезема. Поэтому кремнистый компонент отнесен в поле “внутрибассейнового происхождения”.

Карбонатный компонент представлен двумя разновидностями – биогенной (биокластикой) и, возможно, абиогенной (хемогенной). Основная доля приходится на скрытокристаллический и микрозернистый кальцит неясного (спорного) происхождения. Возможно, это тонкая перетертая биокластика, внебассейновые обломки, результат хемогенного (или бактериального) осадконакопления или постседиментационных изменений, кроме того, могут совместно присутствовать продукты нескольких процессов. Нами не найдены признаки, отчетливо указывающие на какой-то конкретный источник образования кальцита. Однако, учитывая региональные геологические реконструкции, а также отсутствие экзотических обломков карбонатных пород (каliche, спелеотем, микрокодиумов и т.д.) и смешанного разновозрастного комплекса органических остатков в изученных отложениях, становится сомнительным привнос карбонатных частиц с суши. Исходя из этого, предположим, что карбонатный компонент микстолитов на классификационной диаграмме представляет собой продукты внутрибассейнового происхождения и результат постседиментационных изменений.

Отмеченная предпочтительная ориентировка глинистых чешуек в некоторых микстолитах могла возникнуть при осаждении частиц или в результате захоронения и уплотнения под давлением вышележащих толщ. Принимая во внимание хаотичное распределение глинистых минералов в биотурбированных частях микстолитов и “обтекание” глинистыми минералами кремнистых новообразований, мы интерпретируем эту предпочтительную ориентировку как реликты первичной текстуры. Тогда как глинистые минералы, ориентированные

перпендикулярно к напластованию, мы связываем с влиянием боковых тектонических напряжений.

Образование биогенных силицитолитов и карбонатолитов, бесспорно, имеет внутрибассейновую природу. Находки остатков радиолярий и спикул губок, замещенных кальцитом, и одновременное присутствие окремненных фрагментов известковых организмов указывают на неоднократные фазы окремнения и кальцитизации на разных стадиях породообразования. Растворы кремнезема, по-видимому, мигрировали по разрезу в выше- и нижележащие отложения, формируя вторичные силицитолиты и аутигенный кварц в микстолитах.

Образование биокластовых известняков обычно связывают с повышенной гидродинамикой среды. Сопоставляя ассельские отложения лосиноостровской свиты с одновозрастной частью Кожимской органогенной постройки (Антошкина, 2003), где также широко развиты биокластовые известняки, можно отметить близкое сходство биокластового материала. Подчеркнем, что в этих разнофациальных толщах распространены образования типа *Tubiphytes*. Возможно, источником биокластового материала послужила упомянутая органогенная постройка. Во всех биокластовых известняках лосиноостровской свиты наблюдаются в разной степени микритизированные аллохемы и участки спаритового цемента, а также пеллоиды. Процессы микритизации и образование пеллоидов представляют собой одну из загадочных и противоречивых проблем карбонатной седиментологии (Kaźmierczak et al., 1996). Долгое время микритовые известняки рассматривались как индикатор низкоэнергичной осадочной среды в защищенных областях шельфа или в относительно глубоких водах ниже базиса действия обычных волн. Мы также первоначально интерпретировали переслаивание биокластовых и пеллоидно-микритовых известняков как результат смены гидродинамического режима. Однако существуют и иные представления о гидродинамических условиях микритизации. В работах Р. Рейда с соавторами (Reid et al., 1990, 1998) на основании прецизионных исследований современных карбонатных отложений показано, что для микритизации наиболее благоприятны высокоэнергетические обстановки, а сам процесс может начинаться еще в раковинах живых организмов и продолжаться в диагенезе. Кроме того, авторы отмечают, что наиболее важным процессом микритизации является рекристаллизация зерен, а не общепризнанные процессы многократного сверления водорослями (или другими микроорганизмами) и заполнения микроотверстий микритовыми осадками. Заметим, что в большинстве работ, посвященных микритовым известнякам, представлены исследования карбонатных пород, образованных в мелко-водно-морских обстановках.

Изучив карбонатные породы лосиноостровской свиты, можно отметить следующее. Во-первых, обнаруженные следы микросверлений в органических остатках биокластовых известняков указывают на биогенную природу микритизации, возможно, на синседиментационном этапе. Во-вторых, по распространению микрита по яснокристаллическим зернам цемента (спарита) можно предполагать продолжение этого процесса и в диагенезе, в том числе без участия микроорганизмов.

Пеллоидно-микритовые известняки, вероятно, являются результатом более интенсивной микритизации, чем в биокластовых известняках. Находки реликтов иглокожих и мшанок, а также наблюдаемые участки яснокристаллического кальцита (остатки спаритового цемента?) среди сплошной пеллоидно-микритовой массы могут указывать на их былую биокластовую природу. Отличительной особенностью микритовых известняков является присутствие спикул губок и повышенное содержание терригенного материала. Их осаждению могло способствовать ослабление гидродинамического режима. Вероятно, с этим же связана более интенсивная микритизация на синседиментационно-раннедиагенетической стадии.

Кремнисто-алевритисто-глинистые известняки, как и алевритисто-глинистые силицитолиты, по вещественному составу являются промежуточными между чистыми известняками/силицитолитами и микстолитами. Вероятно, они образовались в периоды, когда на фоне преобладающего карбонатного (верхняя часть свиты) и кремнистого (нижняя часть свиты) осадконакопления усиливалось поступление терригенного материала. Основная масса в кремнисто-алевритисто-глинистых известняках, представленная пелитоморфно-микрозернистым кальцитом, может быть результатом разных процессов. С одной стороны, микрозернистый кальцит мог образоваться биохеогенным путем на седиментационной стадии. С другой, присутствие в них органических остатков со следами сверления указывает на процессы микритизации, в результате которой мог образоваться пелитоморфный кальцит основной массы. Осаждение (и дальнейшее сохранение) тонкого глинистого материала и распространение текстур биотурбации в этом типе известняков могут свидетельствовать об относительно спокойных гидродинамических режимах и замедленной скорости осадконакопления.

Во всех типах пород встречен пирит в виде отдельных монокристаллических и фрамбоидальных выделений. Как известно, образование пирита в осадочных породах ограничено скоростью поступления разлагаемого органического вещества, растворенного сульфата и реактивных обломочных минералов железа (Rickard, 2012). Пирит образуется на разных стадиях – седиментационной, ранне- и

позднедиагенетической. Седиментационный фрамбоидный пирит образуется в водоемах с аноксическими условиями, например в Черном море. Нахождение Кожимской органогенной постройки в позднекаменноугольно-раннепермское время вблизи района накопления лосиноостровских отложений, по-нашему мнению, противоречит образованию седиментационного пирита. В нормально-морских кислородсодержащих условиях пирит лимитируется скоростью поступления органических соединений, представляющих собой остатки морских организмов. Распространение идиоморфного и фрамбоидного пирита указывает на восстановительные условия поровых вод лосиноостровских осадков в диагенезе, обусловленные сульфатредуцирующими бактериями, поставляющими H_2S или HS^- . Низкая скорость накопления осадков дает соединениям железа больше времени для реакции с H_2S (Berner et al., 1984). Встреченные фрамбоиды сидеритового состава (обр. 33) мы интерпретируем как псевдоморфозу по пириту. Об этом свидетельствуют формы микрокристаллов во фрамбоидах и в основной массе, а также пиритовые реликты в центре фрамбоидов (см. рис. 4). Образование в изученных породах пиритов, позднее замещенных сидеритом, свидетельствует о смене окислительно-восстановительных условий в поровых водах осадка от восстановительных до дисоксидных, чему могла благоприятствовать биотурбация.

Рассматривая строение разреза в целом, можно предположить, что микстолиты в ассоциации с пластовыми биоморфными силицитолитами, вероятно, образовывались в более глубоководных и гидродинамически спокойных условиях. Кроме того, нижняя подсвета характеризуется более высоким количеством терригенного материала. Это можно трактовать либо более активным поступлением внебассейнового материала во время осадконакопления, либо повышенной концентрацией, образованной за счет более низкой скорости осадконакопления по сравнению с верхней карбонатной подсветой. В пользу последнего могут свидетельствовать многочисленные следы биотурбации, развитые в большей степени в нижней части свиты. Присутствие в нижней подсвете маломощных слоев (5–10 см) и линз биокластовых известняков можно объяснить периодическими осадочно-гравитационными потоками, переносившими внутрибассейновый биокластовый материал. Это косвенно подтверждается сохранением в основании свиты (интервал разреза, срезанный тектоническим контактом) слоя с градиентной слоистостью. Отложения верхней подсветы образовались в более мелководных условиях, где преобладало карбонатное осадконакопление с редкими периодами более интенсивного поступления (или концентрации) терригенного материала. Смена типов известняков, возможно, отражает изменения гидродинамического режима.

Анализируя все изложенное и принимая во внимание тот факт, что разнофациальные верхнекаменноугольно-нижнепермские отложения на р. Кожим формировались в пределах одного бассейна, а тектонический контакт лосиноостровской свиты с нижележащими каменноугольными породами является результатом сугубо локальной подвижки, можно предположить, что лосиноостровские отложения образовались на рампе. Нижнюю подсвету мы связываем с обстановками дистальной, а верхнюю – с проксимальной частью рампы.

ВЫВОДЫ

Установлены три основных группы пород, составляющих лосиноостровскую свиту: микстолиты, карбонатолиты и силицитолиты. Каждая группа по структурно-вещественным признакам подразделена на разновидности. Группа микстолитов выделена для этого разреза впервые.

Выявлено, что микстолиты лосиноостровской свиты имеют “тонкозернистую” структуру и изменчивое соотношение четырех породообразующих компонентов – алевроитового (обломочные кварц и полевые шпаты), глинистого (иллит и хлорит), карбонатного (кальцит) и кремнистого (аутигенный кварц). По соотношению породообразующих минералов можно предполагать, что в составе более чем половины изученных образцов микстолитов преобладает материал внебассейнового происхождения.

Повышение содержания внебассейного материала алевро-пелитовой размерности в карбонатолитах может указывать на периодические ослабления гидродинамического режима во время накопления верхней части свиты.

Сделано предположение об образовании лосиноостровских отложений в дистальных (нижняя часть свиты) и проксимальных (верхняя часть свиты) обстановках рампы.

Благодарности

Авторы благодарны Ю.С. Симаковой и Б.А. Макееву за проведение рентгеноструктурных исследований, А.С. Шуйскому, Е.М. Тропникову и И.Л. Потапову – за электронно-микроскопические исследования (в том числе КЛ); сотрудникам лаборатории “Химии минерального сырья” – за аналитические работы и работникам центра “Пробоподготовки и обработки каменного материала” – за техническую помощь. Особую благодарность выражаем рецензентам за ценные замечания и полезные рекомендации, которые значительно улучшили статью.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Анищенко Л.А., Клименко С.С., Рябинкина Н.Н., Рябинкин С.В., Малышев Н.А., Куплевич И.Л., Захаров А.А., Прозоров С.Ф., Антонов В.И., Иванов В.В.,

- Кузнецов Н.И., Юдин В.М. (2004) Органическая геохимия и нефтегазоносность пермских отложений севера Предуралья. СПб.: Наука, 213 с.
- Антошкина А.И. (2003) Рифообразование в палеозое (север Урала и сопредельные области). Екатеринбург: УрО РАН, 284 с.
- Антошкина А.И., Салдин В.А., Рябинкина Н.Н. (2006) Палеозойские отложения Приполярного Урала. Мат-лы полевого семинара 5–20 июля 2006 г. Сыктывкар: Геопринт, 81 с.
- Антошкина А.И., Салдин В.А., Сандула А.Н., Никулова Н.Ю., Пономаренко Е.С., Шадрин А.Н., Шеболин Д.Н., Канева Н.А. (2011) Палеозойской осадконакопление на внешней зоне шельфа пассивной окраины северо-востока Европейской платформы. Сыктывкар: Геопринт, 200 с.
- Бергер М.Г. (1986) Терригенная минералогия. М.: Недра, 227 с.
- Барабошкин Е.Ю. (2009) Конденсированные разрезы: терминология, типы, условия образования. *Вестн. Московского гос. ун-та (МГУ)*, сер. 4, геол., №3, Москва, 13–20.
- Викулова М.Ф., Бурков Ю.К., Викулова М.Ф., Македоннов А.В., Тихомирова Н.Я., Осипова А.И., Феофилова А.П., Кулакова Г.В., Земова Н.Н. (1973) Фациальные типы глинистых пород (и их первичные литологические особенности). Л.: Недра, 288 с.
- Геологический словарь. (2010) Изд-е 3-е, перераб. и доп. (Гл. ред. О.В. Петров). Т. 1. А–Й, СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 432 с.
- Дриц В.А., Коссовская А.Г. (1991) Глинистые минералы: слюды, хлориты. М.: Наука, 176 с. (Тр. ГИН, вып. 465).
- Елисеев А.И., Антошкина А.И., Салдин В.А., Никулова Н.Ю., Козырева И.В., Сандула А.Н. (2006) Формации палеозоя северо-восточной окраины Европейской платформы. Сыктывкар, 72 с. (Науч. докл. / Коми НЦ УрО РАН, вып. 481).
- Инкина Н.С. (2019) Новые представления о сезымской свите Полярного Урала (нижняя пермь). *Докл. АН*, 489(1), 48–51.
- Калмыков Г.А., Балушкина Н.С. (2017) Модель нефтенасыщенности порового пространства пород баженовской свиты Западной Сибири и ее использование для оценки ресурсного потенциала. М.: ГЕОС, 247 с.
- Конторович А.Э., Ян П.А., Замирайлова А.Г., Костырева Е.А., Эдер В.Г. (2016) Классификация пород баженовской свиты. *Геология и геофизика*, 57(11), 2034–2043. <https://doi.org/10.15372/GiG20161106>
- Кузькокова Н.Н., Михайлова З.П., Черных В.А., Еномян Н.В., Гуськов В.А., Вирбицкас А.Б., Манасва Г.Г., Сосипатрова Г.П., Шуреков Н.А. (1980) Опорный разрез нижней перми р. Кожим. (Сер. препр. “Науч. докл.”, вып. 58). Коми фил. АН СССР, 53 с.
- Маслов А.В., Алексеев В.П. (2007) Особенности химического состава и РЗЭ-Th-Sc-систематика тонкозернистых терригенных пород нижнего мезозоя Шаймского нефтегазоносного района (Западная Сибирь). *Изв. вузов. Геол. и разведка*, (2), 21–30.
- Путеводитель экскурсии на пермские отложения р. Кожим. (1995) (Ред. колл. А.Ю. Розанов, М.Ф. Богословская, Т.А. Грунт, Т.Б. Леонова, И.П. Морозова). Палеонтол. ин-т РАН. М., 45 с. (Междунар. симпоз. “Проблемы эволюции пермской морской биоты” 15–25 августа 1995 г.).
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- Салдин В.А. (2018) История осадконакопления в позднем палеозое на севере Урала и Пай-Хоя. *Осадочная геология Урала и прилегающих регионов: сегодня и завтра*. Мат-лы 12-го Уральск. литол. совещ. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 306–311.
- Салдин В.А. (2002) Новые данные по геологии нижнепермских отложений р. Кожым (Приполярный Урал). *Литогеоз и геохимия осадочных формаций Тимано-Уральского региона*, (4), 11–33. (Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН, вып.111).
- Салдин В.А. (2010) Пространственное распределение среднекаменноугольно-нижнепермских органогенных построек и депрессионных отложений на севере Урала. *Геология рифов*. Мат-лы Междунар. совещ. Сыктывкар: Геопринт, 155–157.
- Систематика и классификации осадочных пород и их аналогов. (1998) (Отв. ред. В.Н. Шванов). СПб.: Недра, 352 с.
- Фортунова Н.К., Карцева О.А., Баранова А.В., Агафонова Г.В., Офман И.П. (2005) Атлас структурных компонентов карбонатных пород. М.: ВНИГНИ, 440 с.
- Фролов В.Т. (1992) Литология. Кн. 1: Учеб. пособие. М.: Изд-во МГУ, 336 с.
- Фролов В.Т. (1993) Литология. Кн. 2: Учеб. пособие. М.: Изд-во МГУ, 432 с.
- Чувашов Б.И., Дюпина Г.В., Мизенс Г.А., Черных В.В. (1990) Опорные разрезы верхнего карбона и нижней перми западного склона Урала и Приуралья. Свердловск: УрО АН СССР, 368 с.
- Юдин В.В. (1994) Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: УИФ “Наука”, 284 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2000) Основы литохимии. СПб.: Наука, 479 с.
- Aplin A.C., Macquaker J.H.S (2011) Mudstone diversity: Origin and implications for source, seal, and reservoir properties in petroleum systems. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 95(12), 2031–2059.
- Berner R.A., Leeuw J., Spiro B., Murchison D.G., Eglinton G. (1984) Sedimentary pyrite formation: An update. *Geochim. Cosmochim.*, 48, 605–615.
- Camp W.K., Egenhoff S., Schieber J., Slatt A.M. (2016) A compositional classification for grain assemblages in fine-grained sediments and sedimentary rocks – discussion. *Sediment. Res.*, 86, 1–5. <http://dx.doi.org/10.2110/jsr.2015.100>
- Emmings J.F., Dowey P.J., Taylor K.G., Davies S.J., Vane C.H., Moss-Hayes V., Rushton J.C. (2020) Origin and implications of early diagenetic quartz in the Mississippian Bowland Shale formation, Craven Basin, UK. *Marine Petrol. Geol.* <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104567>
- Götze J., Plötze M., Habermann D. (2001) Origin, spectral characteristics and practical applications of the cathodoluminescence (CL) of quartz – a review. *Mineral. Petrol.*, 71, 225–250.
- Kaźmierczak J., Coleman, M.L., Gruszczynski M., Kempe S. (1996) Cyanobacterial key to the genesis of micritic and peloidal limestones in ancient seas. *Acta Palaeontol.*

- tol. Polonica*, **41**(4), 319-338.
- Lazar O.R., Bohacs K.M., Macquaker J.H.S., Schieber J., Demko T.M. (2015) Capturing key attributes of fine-grained sedimentary rocks in outcrops, cores, and thin sections: nomenclature and description guidelines. *J. Sediment. Res.*, **85**, 230-246.
- Lazar O.R., Bohacs K.M., Schieber J., Macquaker J.H.S., Demko T.M. (2022) Mudstone nomenclature. Sequence stratigraphy: Applications to fine-grained rocks. *AAPG Memoir*, **126**, 21-34.
- Loutit T.S., Hardenbol J., Vail P.R., Baum G.R. (1988) Condensed sections: the key to age dating and correlation of continental margin sequences. Sea-Level Changes – An Integrated Approach. *SEPM Spec. Publ.*, (42), 183-216.
- Macquaker J.H.S., Adams A.E. (2003) Maximizing information from fine-grained sedimentary rocks: An inclusive Nomenclature for mudstones. *J. Sediment. Res.*, **73**(5), 735-744.
- Macquaker J.H.S., Bentley S.J., Bohacs K.M. (2010) Wave-enhanced sediment-gravity flows and mud dispersal across continental shelves: Reappraising sediment transport processes operating in ancient mudstone successions. *Geology*, **38**(10), 947-950. <https://doi.org/10.1130/G31093.1>
- Macquaker J.H.S., Gawthorpe R.L. (1993) Mudstone lithofacies in the Kimmeridge Clay Formation, Wessex Basin, southern England: implications for the origin and controls of the distribution of mudstones. *J. Sediment. Petrol.*, **63**, 1129-1143.
- Milliken K. (2014) A compositional classification for grain assemblages in fine-grained sediments and sedimentary rocks. *J. Sediment. Res.*, **84**, 1185-1199.
- Milliken K.L., Ergene S.M., Ozkan A. (2016) Quartz types, authigenic and detrital, in the Upper Cretaceous Eagle Ford Formation, South Texas, USA. *Sediment. Geol.*, **339**, 273-288. <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.03.012> 0037-0738
- Milliken K.L., Olson T. (2017) Silica Diagenesis, Porosity Evolution and Mechanical Behavior In Siliceous Mudstones, Mowry Shale (Cretaceous), Rocky Mountains, U.S.A. *J. Sediment. Res.*, **87**(4), 366-387.
- Peng J., Zeng Y., Yang Y., Yu L., Xu T. (2022) Discussion on classification and naming scheme of fine-grained sedimentary rocks. *Petrol. Explor. Develop.*, **49**(1), 121-132.
- Picard M.D. (1971) Classification of fine-grained sedimentary rocks. *J. Sediment. Petrol.*, **41**(1), 179-195.
- Potter P.E., Maynard J.B., Depetris P.J. (2005) Mud and Mudstones: Introduction and Overview. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 297 p.
- Reid R.P., Macintyre I.G. (1998) Carbonate recrystallization in shallow marine environments: a widespread diagenetic process forming micritized grains. *J. Sediment. Res.*, **68**(5), September, 928-946.
- Reid R.P., Macintyre I.G., James N.P. (1990) Internal precipitation of microcrystalline carbonate: a fundamental problem for sedimentologists. *Sediment. Geol.*, **68**, 163-170.
- Rickard D. (2012) Sedimentary Pyrite. *Developments in Sedimentology*. (Ed. D. Rickard). Elsevier, 233-278.
- Schieber J., Krinsley D., Riciputi L. (2000) Diagenetic origin of quartz silt in mudstones and implications of silica cycling. *Nature*, (406), 981-985.
- Schieber J., Zimmerle W. (1998) The history and promise of shale research. *Shales and Mudstones: Basin Studies, Sedimentology and Paleontology*. V. 1. Stuttgart, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, p. 1-10.
- Stow D.A.V. (1981) Fine-grained sediments: Terminology. *Q. J. Eng. Geol. Lond.*, **14**, 243-244. (Downloaded from <http://qjegg.lyellcollection.org/> at The City University on April 12, 2016).
- Taylor K.G., Macquaker J.H.S. (2014) Diagenetic alterations in a silt- and clayrich mudstone succession: an example from the Upper Cretaceous Mancos Shale of Utah, USA. *Clay Miner.*, **49**, 213-227.

REFERENCES

- Anishchenko L.A., Klimenko S.S., Ryabinkina N.N., Ryabinkin S.V., Malyshev N.A., Kuplevich I.L., Zakharov A.A., Prozorov S.F., Antonov V.I., Ivanov V.V., Kuznetsov N.I., Yudin V.M. (2004) Organic Geochemistry and Petroleum Potential of Permian Sediments in the North of the Pre-Ural Foredeep. St.Petersburg, Nauka Publ., 213 p. (In Russ.)
- Antoshkina A.I. (2003) Reef formation in the Paleozoic (the north of the Urals and adjacent areas). Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 284 p. (In Russ.)
- Antoshkina A.I., Saldin V.A., Ryabinkina N.N. (2006) Paleozoic deposits of the Subpolar Urals. *Proceedings of the field workshop July 5-20, 2006*. Syktyvkar, Geoprint Publ., 81 p. (In Russ.)
- Antoshkina A.I., Saldin V.A., Sandula A.N., Nikulova N.Yu., Ponomarenko Ye.S., Shadrin A.N., Shebolkin D.N., Kaneva N.A. (2011) Paleozoic sedimentation on the outer zone of the shelf of the passive margin of the northeast of the European Platform. Syktyvkar, Geoprint Publ., 200 p. (In Russ.)
- Aplin A.C., Macquaker J.H.S. (2011) Mudstone diversity: Origin and implications for source, seal, and reservoir properties in petroleum systems. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **95**(12), 2031-2059.
- Baraboshkin E.Yu. (2009) Condensed sections: terminology, types, formation conditions. *Vestn. Moskovskogo Gos. Universiteta (MGU), ser. 4, Geol.*, No. 3, 13-20. (In Russ.)
- Berger M.G. (1986) Terrigenous mineralogy. Moscow, Nedra Publ., 227 p. (In Russ.)
- Berner R.A., Leeuw J., Spiro B., Murchison D.G., Eglinton G. (1984) Sedimentary pyrite formation: An update. *Geochim. Cosmochim.*, **48**, 605-615.
- Camp W.K., Egenhoff S., Schieber J., Slatt A.M. (2016) A compositional classification for grain assemblages in fine-grained sediments and sedimentary rocks – discussion. *J. Sediment. Res.*, **86**, 1-5. <http://dx.doi.org/10.2110/jsr.2015.100>
- Chuvashov B.I., Dyupina G.V., Mizens G.A., Chernykh V.V. (1990) Reference sections of the Upper Carboniferous and Lower Permian of the western slope of the Urals and Cis-Urals. Sverdlovsk, UrO AN SSSR Publ., 368 p. (In Russ.)
- Drits V.A., Kossovskaya A.G. (1991) Clay minerals: mica, chlorites. Moscow, Nauka Publ., 176 p. (Tr. GIN, vyp. 465). (In Russ.)
- Eliseev A.I., Antoshkina A.I., Saldin V.A., Nikulova N.Yu., Kozyreva I.V., Sandula A.N. (2006) Paleozoic formations of the northeastern margin of the European Platform. Syktyvkar, 72 p. (Nauchnye doklady / Komi nauchnyi tsentr UrO RAN, vyp. 481). (In Russ.)
- Emmings J.F., Dowey P.J., Taylor K.G., Davies S.J.,

- Vane C.H., Moss-Hayes V., Rushton J.C. (2020) Origin and implications of early diagenetic quartz in the Mississippian Bowland Shale formation, Craven Basin, UK. *Marine Petrol. Geol.* <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104567>
- Fortunatova N.K., Kartseva O.A., Baranova A.V., Agafonova G.V., Ofman I.P. (2005) Atlas of structural components of carbonate rocks. Moacow, VNIGNI Publ., 440 p. (In Russ.)
- Frolov V.T. (1992) Lithology. B. 1: Study guide. Moscow, MGU Publ., 336 p. (In Russ.)
- Frolov V.T. (1993) Lithology. B. 2: Study guide. Moscpw, MGU Publ., 432 p. (In Russ.)
- Geological Dictionary. (2010) Third edition, revised. and add. (Ch. ed. O.V. Petrov). T. 1. A–Y. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 432 p. (In Russ.)
- Guide for excursions to the Permian deposits of the river Kozhim. (1995) (Eds A.Yu. Rozanov, M.F. Bogoslovskaya, T.A. Grunt, T.B. Leonova, I.P. Morozova). Paleontol. Institute of the RAS, Moscow. (International Symposium “Problems of evolution of Permian marine biota” August 15-25, 1995), 45 p. (In Russ.)
- Götze J., Plötze M., Habermann D. (2001) Origin, spectral characteristics and practical applications of the cathodoluminescence (CL) of quartz – a review. *Mineral. Petrol.*, **71**, 225-250.
- Inkina N.S. (2019) New data about the Sezym Formation of the Polar Urals (Lower Permian). *Dokl. Akad. Nauk*, **489**(1), 48-51. (In Russ.)
- Kalmykov G.A., Balushkina N.S. (2017) Model of oil saturation of the pore space of rocks of the Bazhenov formation of Western Siberia and its use for assessing the resource potential. Moscow, GEOS Publ., 247 p. (In Russ.)
- Kaźmierczak J., Coleman, M.L., Gruszczynski M., Kempe S. (1996) Cyanobacterial key to the genesis of micritic and peloidal limestones in ancient seas. *Acta Palaeontol. Polonica*, **41**(4), 319-338.
- Kontorovich A.E., Yan P.A., Zamirailova A.G., Kostyreva E.A., Eder V.G. (2016) Classification of rocks of the Bazhenov Formation. *Geol. Geophys.*, **57**(11), 2034-2043. <https://doi.org/10.15372/GiG20161106>
- Kuz'kokova N.N., Mikhailova Z.P., Chermnykh V.A., Enokyan N.V., Gus'kov V.A., Virbitskas A.B., Manaeva G.G., Sosipatrova G.P., Shurekov N.A. (1980) Reference section of the Lower Permian of the Kozhim River (Ser. prepr. “Sci. dokl.”, iss. 58). Komi branch of the USSR Academy of Sciences, 53 p. (In Russ.)
- Lazar O.R., Bohacs K.M., Macquaker J.H.S., Schieber J., Demko T.M. (2015) Capturing key attributes of fine-grained sedimentary rocks in outcrops, cores, and thin sections: nomenclature and description guidelines. *J. Sediment. Res.*, **85**, 230-246.
- Lazar O.R., Bohacs K.M., Schieber J., Macquaker J.H.S., Demko T.M. (2022) Mudstone nomenclature. Sequence stratigraphy: Applications to fine-grained rocks. *AAPG Memoir*, **126**, 21-34.
- Loutit T.S., Hardenbol J., Vail P.R., Baum G.R. (1988) Condensed sections: the key to age dating and correlation of continental margin sequences. Sea-Level Changes – An Integrated Approach. *SEPM Spec. Publ.*, (42), 183-216.
- Macquaker J.H.S., Adams A.E. (2003) Maximizing information from fine-grained sedimentary rocks: An inclusive Nomenclature for mudstones. *J. Sediment. Res.*, **73**(5), 735-744.
- Macquaker J.H.S., Bentley S.J., Bohacs K.M. (2010) Wave-enhanced sediment-gravity flows and mud dispersal across continental shelves: Reappraising sediment transport processes operating in ancient mudstone successions. *Geology*, **38**(10), 947-950. <https://doi.org/10.1130/G31093.1>
- Macquaker J.H.S., Gawthorpe R.L. (1993) Mudstone lithofacies in the Kimmeridge Clay Formation, Wessex Basin, southern England: implications for the origin and controls of the distribution of mudstones. *J. Sediment. Petrol.*, **63**, 1129-1143.
- Maslov A.V., Alekseev V.P. (2007) Features of the chemical composition and REE-Th-Sc-systematics of fine-grained terrigenous rocks of the Lower Mesozoic of the Shaim oil and gas region (Western Siberia). *Izv. Vuzov. Geol. i Razvedka*, (2), 21-30. (In Russ.)
- Milliken K. (2014) A compositional classification for grain assemblages in fine-grained sediments and sedimentary rocks. *J. Sediment. Res.*, **84**, 1185-1199.
- Milliken K.L., Ergene S.M., Ozkan A. (2016) Quartz types, authigenic and detrital, in the Upper Cretaceous Eagle Ford Formation, South Texas, USA. *Sediment. Geol.*, **339**, 273-288. <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.03.012>
- Milliken K.L., Olson T. (2017) Silica Diagenesis, Porosity Evolution and Mechanical Behavior In Siliceous Mudstones, Mowry Shale (Cretaceous), Rocky Mountains, U.S.A. *J. Sediment. Res.*, **87**(4), 366-387.
- Peng J., Zeng Y., Yang Y., Yu L., Xu T. (2022) Discussion on classification and naming scheme of fine-grained sedimentary rocks. *Petrol. Explor. Develop.*, **49**(1), 121-132.
- Picard M.D. (1971) Classification of fine-grained sedimentary rocks. *J. Sediment. Petrol.*, **41**(1), 179-195.
- Potter P.E., Maynard J.B., Depetris P.J. (2005) Mud and Mudstones: Introduction and Overview. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 297 p.
- Puchkov V.N. (2010) Geology of the Urals and Cis-Urals (topical issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny). Ufa, DizainPoligrafServis Publ., 280 p. (In Russ.)
- Reid R.P., Macintyre I.G. (1998) Carbonate recrystallization in shallow marine environments: a widespread diagenetic process forming micritized grains. *J. Sediment. Res.*, **68**(5), September, 928-946.
- Reid R.P., Macintyre I.G., James N.P. (1990) Internal precipitation of microcrystalline carbonate: a fundamental problem for sedimentologists. *Sediment. Geol.*, **68**, 163-170.
- Rickard D. (2012) Sedimentary Pyrite. *Developments in Sedimentology*. (Ed. D. Rickard). Elsevier, 233-278.
- Saldin V.A. (2002) New data on the geology of the Lower Permian deposits of the river. Kozhym (Polar Urals). *Litogenez i Geokhimiya Osadochnykh Formatsii Timano-Ural'skogo Regiona*, (4), 11-33. (Tr. In-ta geologii Komi nauchnogo tsentra UrO RAN, vyp. 111). (In Russ.)
- Saldin V.A. (2010) Spatial distribution of the Middle Carboniferous-Lower Permian organogenic structures and depression deposits in the north of the Urals. *Reef geology*. Materials of the international meeting. Syktyvkar, Geoprint Publ., 155-157. (In Russ.)
- Saldin V.A. (2018) The history of sedimentation in the late Paleozoic in the north of the Urals and Pai-Khoi. *Sedimentary geology of the Urals and adjacent regions: today and tomorrow*. Materials of the 12th Ural Lithological Meeting. Ekaterinburg, IGG UrO RAN Publ., 306-311. (In Russ.)

- Schieber J., Krinsley D., Riciputi L. (2000) Diagenetic origin of quartz silt in mudstones and implications of silica cycling. *Nature*, (406), 981-985.
- Schieber J., Zimmerle W. (1998) The history and promise of shale research. *Shales and Mudstones: Basin Studies, Sedimentology and Paleontology*. V. 1. Stuttgart, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, p. 1-10.
- Stow D.A.V. (1981) Fine-grained sediments: Terminology. *Q. J. Eng. Geol. Lond.*, **14**, 243-244. (Downloaded from <http://qjegh.lyellcollection.org/> at The City University on April 12, 2016).
- Systematics and classifications of sedimentary rocks and their analogues. (1998) (Ed. V.N. Shvanov). St.Petersburg, Nedra Publ., 352 p. (In Russ.)
- Taylor K.G., Macquaker J.H.S. (2014) Diagenetic alterations in a silt- and clayrich mudstone succession: an example from the Upper Cretaceous Mancos Shale of Utah, USA. *Clay Miner.*, **49**, 213-227.
- Vikulova M.F., Burkov Yu.K., Vikulova M.F., Makedonov A.V., Tikhomirova N.Ya., Osipova A.I., Feofilova A.P., Kulakova G.V., Zemova N.N. (1973) Facies types of clay rocks (and their primary lithological features). Leningrad, Nedra Publ., 288 p. (In Russ.)
- Yudin V.V. (1994) Orogeny of the northern Urals and Paj-Khoi. Ekaterinburg, UIF "Nauka" Publ., 284 p. (In Russ.)
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2000) Fundamentals of lithochemistry. St.Petersburg, Nauka Publ., 479 p. (In Russ.)

Кварциты хобеинской свиты Приполярного Урала: вещественный состав, возрастные ограничения и возможные источники сноса терригенного материала

К. С. Попвасев¹, А. М. Пыстин¹, О. В. Гракова¹, Ю. И. Пыстина¹, Е. В. Кушманова¹, В. Б. Хубанов²

¹Институт геологии им. Н.П. Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, 167982, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54,
e-mail: pystin.48@mail.ru

²Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, 670047, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновская, 6а

Поступила в редакцию 14.06.2023 г., принята к печати 22.09.2023 г.

Объект исследований. Кварциты, слагающие гребневую часть хр. Росомаха в северной части Ляпинского мегантиклинория на Приполярном Урале. **Материал и методы.** Из кварцитов выделены детритовые цирконы и выполнены оптические и изотопно-геохронологические U-Pb (LA-SF-ICP-MS) исследования. На основе химических анализов пород с использованием индикаторных соотношений и коэффициентов установлены условия образования отложений. **Результаты.** Определена стратиграфическая позиция кварцитов хр. Россомаха. Уточнены время и условия формирования хобеинской свиты. Дана оценка роли полиметаморфических комплексов Приполярного Урала как возможных источников сноса терригенного материала при формировании верхнедокембрийского разреза Приполярного Урала. **Выводы.** Установлена принадлежность кварцитов хр. Россомаха к хобеинской свите, возраст которой ограничивается интервалом 850–800 млн лет (инзерский уровень). Показано, что источниками сноса терригенного материала могли быть кристаллические комплексы Фенноскандии и Среднерусского орогена, а также полиметаморфические комплексы кристаллического фундамента Тимано-Североуральской окраины Восточно-Европейской платформы.

Ключевые слова: Приполярный Урал, рифей, хобеинская свита, кварциты, источники сноса, циркон

Источник финансирования

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ. Проект № 22-27-00119

Quartzites of the Khobeinskaya suite of the Subpolar Urals: Material composition, age limitations and possible sources of terrigenous material

Konstantin S. Popvasev¹, Alexander M. Pystin¹, Oksana V. Grakova¹, Yuliya I. Pystina¹,
Evgeniya V. Kushmanova¹, Valentin B. Khubanov²

¹N.P. Yushkin Institute of Geology, FRC Komi Science Center, UB RAS, 54 Pervomayskaya st., 167982 Syktyvkar, Russia,
e-mail: pystin.48@mail.ru

²N.L. Dobretsov Geological Institute SB RAS, 6a Sakhyanovskaya st., 670047 Ulan-Ude, Russia

Received 14.06.2023, accepted 22.09.2023

Research subject. Quartzites that make up the ridge part of the ridge Rosomaha in the northern part of the Lyapinsky meganticlinorium in the Subpolar Urals. **Material and methods.** Detrital zircons were isolated from quartzites and their optical and isotope-geochronological U-Pb (LA-SF-ICP-MS) studies were performed. On the basis of chemical analyzes of rocks using indicator ratios and coefficients, the conditions for the formation of deposits were established. **Results.** The stratigraphic position of the quartzite ridge Rosomaha was determined. The time and conditions for the formation of the Khobeinskaya formation were specified. The role of polymetamorphic complexes of the Subpolar Urals as possible sources of terrigenous material removal during the formation of the Upper Precambrian section of the Subpolar Urals was estimated. **Conclusions.** It was established that the quartzites belong to the ridge Rosomaha to the Khobeinskaya formation, whose age is limited to the interval of 850–800 Ma (Inzersky level). It is shown

Для цитирования: Попвасев К.С., Пыстин А.М., Гракова О.В., Пыстина Ю.И., Кушманова Е.В., Хубанов В.Б. (2024) Кварциты хобеинской свиты Приполярного Урала: вещественный состав, возрастные ограничения и возможные источники сноса терригенного материала. *Литосфера*, 24(3), 507-525. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-3-507-525>

For citation: Popvasev K.S., Pystin A.M., Grakova O.V., Pystina Yu.I., Kushmanova E.V., Khubanov V.B. (2024) Quartzites of the Khobeinskaya suite of the Subpolar Urals: Material composition, age limitations and possible sources of terrigenous material. *Lithosphere (Russia)*, 24(3), 507-525. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-3-507-525>

© К.С. Попвасев, А.М. Пыстин, О.В. Гракова, Ю.И. Пыстина, Е.В. Кушманова, В.Б. Хубанов, 2024

that the crystalline complexes of Fennoscandia and the Central Russian orogen, as well as polymetamorphic complexes of the crystalline basement of the Timan-Severoural margin of the East European Platform, could be sources of terrigenous material.

Keywords: *Subpolar Urals, Riphean, Khobeinskaya formation, quartzites, provenances, zircon*

Funding information

The work was supported by the Russian Science Foundation. Project No. 22-27-00119

ВВЕДЕНИЕ

Хобеинская свита выделена К.А. Львовым в 1947 г. в северной части Ляпинского мегантиклинория, где известен наиболее полный и относительно хорошо изученный разрез докембрия Приполярного Урала. Отложения хобеинской свиты распространены по периферии Хобеинской брахиантиклинали и составляют северо-западные крылья Пелингичейской и Россомахинской антиклиналей (Государственная..., 2013).

Типичными породами хобеинской свиты являются метатерригенные существенно кварцевые породы, которые содержат в своем составе 70–90% кварца и небольшое количество полевых шпатов и мусковита. В соответствии с определением, приведенным в “Петрографическом словаре” (1981, с. 167), они могут быть объединены под общим названием “кварцит” (“кварцит – метаморфическая порода, состоящая преимущественно из кварца (70–100%) с примесью полевых шпатов, слюд, талька, силлиманита и других минералов”). Эти породы хорошо выделяются на фоне относительно монотонных серосланцевых толщ подстилающей пуйвинской и перекрывающей моринской свит. В силу этого она выступает своеобразным маркирующим стратоном как в пределах рассматриваемой территории, так и в более южных частях Ляпинского мегантиклинория. Поэтому решение вопроса о возрасте хобеинской свиты и условиях ее формирования является актуальной задачей. В стратиграфической схеме верхнедокембрийских отложений Урала (Стратиграфические..., 1993) хобеинская свита располагается на возрастном уровне зильмердакской свиты, которая залегает в основании каратауской серии стратотипического разреза верхнего рифея Башкирского мегантиклинория Южного Урала. Такая трактовка стратиграфической позиции и возраста отложений хобеинской свиты в последнее время подвергается сомнению. U-Pb возраст наиболее молодой популяции детритовых цирко-

нов из мелко- и среднезернистых биотит(хлорит)-мусковит-альбит-кварцевых сланцев залегающей ниже пуйвинской свиты оказался равным ≈ 900 млн лет (Пыстин и др., 2019; Pystin et al., 2020). Это не согласуется с представлением о среднерифейском возрасте пуйвинской свиты (Стратиграфические..., 1993) и дает основание для ограничения нижнего возрастного рубежа ее формирования началом позднего рифея. Следовательно, залегающая выше хобеинская свита сложена более молодыми отложениями и не может быть отнесена к зильмердакскому уровню. Основываясь на этих данных, а также результатах анализа распределения имеющихся U-Pb датировок детритовых цирконов из кварцитов и кварцитопесчаников хобеинской свиты (Соболева и др., 2022; Пыстин и др., 2022), мы высказали предположение, что эта свита может быть отнесена к инзерскому уровню стратотипического разреза, а возможными источниками сноса терригенного материала, наряду с разновозрастными кристаллическими комплексами Фенноскандии, могли быть подстилающие и близрасположенные магматические и метаморфические породы фундамента, фрагменты которых сохранились в виде полиметаморфических комплексов на Приполярном и Полярном Урале (Пыстин и др., 2022). Существует также представление о еще более молодом возрасте хобеинской свиты. Так, по мнению О.А. Кондайна (Государственная..., 2001), хобеинскую свиту следует коррелировать с нижней частью укской свиты Башкирского мегаантиклинория.

В данной статье приведены новые результаты U-Pb датирования детритовых цирконов из кварцитов хобеинской свиты, показан характер изменения по разрезу соотношений разных возрастных популяций циркона в однотипных породах этой свиты, на основе петрохимических данных оценены условия формирования отложений и сделана попытка более детального обоснования возраста свиты и возможных источников сноса терригенного материала.

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ХОБЕИНСКОЙ СВИТЫ

В докембрийском разрезе северной части Ляпинского мегантиклинория мы выделяем (снизу вверх) няртинский (или николайшорский) метаморфический комплекс (PR₁), щокуринскую (PR₁), пуйвинскую (RF₃), хобеинскую (RF₃), мороинскую (RF₃), саблегорскую (RF₃-V₁) и лаптоайскую (V₂) свиты (Пыстин, Пыстина, 2019). Схематическая геологическая карта района исследований и стратиграфическая колонка докембрийских образований приведены на рис. 1.

Нижнедокембрийские образования, составляющие ядро Хобеинской брахиантиклинали, представлены сложнодислоцированными, глубоко и многократно метаморфизованными породами николайшорского комплекса и щокуринской свиты.

Николайшорский комплекс сложен в основном гранат-слюдяными гнейсами и кристаллическими сланцами, переслаивающимися с амфиболитами и амфиболсодержащими сланцами. В подчиненном количестве в виде маломощных прослоев встречаются кварциты и мраморы. По периферии николайшорского комплекса породы претерпели интенсивный диафторез в условиях зеленосланцевой фации. Во многих предыдущих стратиграфических схемах комплекс низкотемпературных диафторитов по породам николайшорского комплекса ошибочно выделялся как самостоятельное стратиграфическое подразделение – маньхобеинская свита ранне- или среднерифейского возраста¹. Мощность николайшорского комплекса более 2000 м.

В составе *щокуринской свиты* преобладают карбонатсодержащие породы: слюдяные мраморы и известковистые слюдяные кристаллические сланцы. Подчиненное значение имеют полевошпатовые кварциты, роль которых возрастает с юга на север. Мощность свиты 600–700 м.

Для николайшорского комплекса геохронологические данные, подтверждающие раннепротерозойский возраст пород, известны давно, начиная с первой изотопной датировки цирконов из гранат-биотит-мусковитовых сланцев Pb-Pb методом – 1680 млн лет (Пучков, Карстен, 1986), которая названными авторами интерпретировалась как время проявления гранулитового метаморфизма. По последним данным, возраст раннего этапа метаморфизма пород николайшорского комплекса, до-

стигавшего условий высоких ступеней амфиболитовой и, возможно, гранулитовой фаций, оценивается значением 2127 ± 31 млн лет (Пыстина и др., 2019). Возраст получен по верхнему пересечению дискордии с конкордией 44 локальных U-Pb (LA-SF-ICP-MS) датировок циркона. Сопоставимое значение возраста метаморфизма этим же методом получено для пород щокуринской свиты – 2156 ± 44 млн лет (Пыстин, Пыстина, 2018б).

Верхнедокембрийский разрез рассматриваемой территории начинается с пуйвинской свиты. *Пуйвинская свита* залегает с размывом на породах щокуринской свиты и николайшорского комплекса. Она сложена преимущественно сероцветными хлорит-мусковит-альбит-кварцевыми сланцами с различным соотношением породобразующих минералов. В средней и нижней частях сланцевого разреза свиты встречаются прослои аповулканогенных зеленых сланцев и маломощные согласные тела метадолеритов, метапорфиридов и метапорфиров. При этом метапорфиры отмечаются только в обрамлении Кожимского гранитного массива и, вероятно, принадлежат кожимской гранит-риолитовой формации (Голдин и др., 1999). В основании свиты выделяется ошизская толща, сложенная кварцитами, иногда с прослоями метагравелитов и метаконгломератов. Мощность пуйвинской свиты достигает 1600 м.

Недавно нами впервые получены U-Pb (LA-SF-ICP-MS) датировки детритового циркона из нижней части сланцевого разреза пуйвинской свиты вблизи контакта с ошизской толщей (Пыстин, Пыстина, 2019; Pystin et al., 2020). Возрастной интервал датировок зерен циркона оказался равным 867–1959 млн лет. Рассчитанный средневзвешенный возраст трех наиболее молодых зерен циркона составляет 883 ± 72 млн лет. Учитывая относительно небольшую мощность (100–200 м, редко до 350 м) и фрагментарное распространение базальной ошизской толщи при существенной доле в общей выборке зерен циркона с поздне-рифейскими датировками (23%), можно сделать вывод о том, что нижняя возрастная граница пуйвинской свиты, а следовательно, и приполярноуральского верхнего докембрия не выходит за пределы позднего рифея.

Хобеинская свита залегает с размывом на разных горизонтах пуйвинской свиты. Один из наиболее полных разрезов свиты вскрывается в бассейне р. Пелингичей. Представительные обнажения свиты также прослеживаются широкой полосой по хр. Россобаха от истоков р. Лапчавож на юго-западе до истоков р. Бол. Каталамбию на северо-востоке. Хотя следует отметить, что вопрос о принадлежности кварцитов хр. Россобаха к хобеинской свите остается дискуссионным (Юдович и др., 2016). В нижней части разреза свита представлена сероцветными кварцитами и кварцитопесчаниками, иногда известковистыми кварцитопесчаниками, в верхней части – светлыми зеленовато-серыми тон-

¹ Обоснование ошибочности выделения маньхобеинской свиты как самостоятельного стратона можно найти в работах (Пыстин, Пыстина, 2014, 2018а, 2019; и др.). Учитывая, что няртинский комплекс в свое время выделен из состава николайшорской свиты (по М.В. Фишману), комплексу метаморфических пород, залегающему ниже щокуринской свиты (няртинскому комплексу и так называемой маньхобеинской свите), следует вернуть название “николайшорский”.

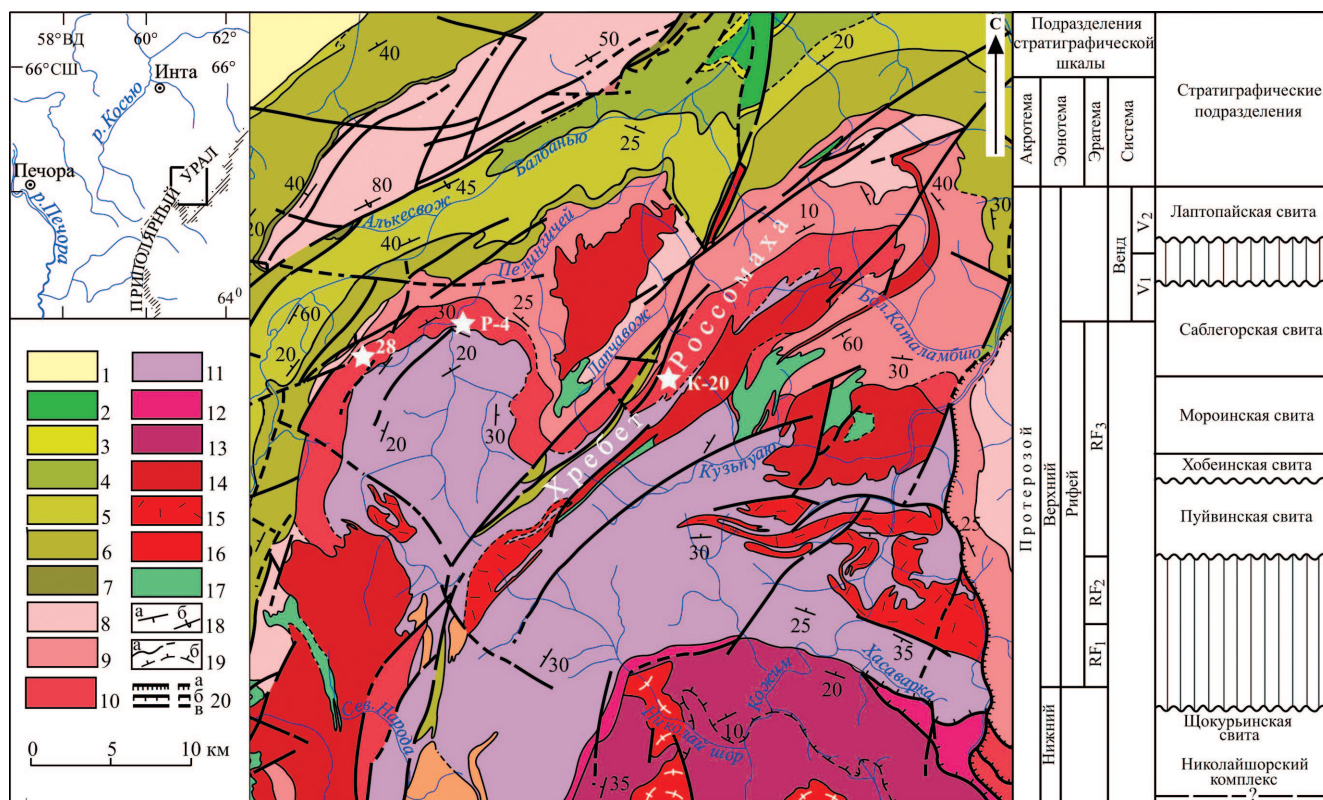


Рис. 1. Геологическая карта и стратиграфическая схема докембрийских образований северной части Приполярного Урала, по (Пыстин, 2021).

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 – обейская свита (O_1); 7 – алькесвожская толща (ϵ_3-O_1); 8 – саблегорская свита (RF_3-V); 9 – мороинская свита (RF_3); 10 – хобеинская свита (RF_3); 11 – пуивинская свита (RF_3); 12 – шокуринская свита (PR_1); 13 – николайшорский метаморфический 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): а – нормальное залегание, б – опрокинутое залегание; 19 – границы: а – геологических тел, б – зоны низкотемпературных диафторитов по периферии николайшорского комплекса; 20 – тектонические границы: а – шельфы и надвиги, б – всбросы и сбросы, в – крутопадающие дизъюнктивы. Звездочка с цифрой – место отбора и номер пробы. На врезке прямоугольник – контур геологической карты.

Fig. 1. Geological map of the northern part of the Subpolar Urals (after A.M. Pystin, 2021).

1 – Upper Quaternary-Modern sediments (Q_{3-4}); 2 – Silurian sediments (S_{1-2}); 3 – Upper Ordovician sediments (O_3); 4 – Kozhimsky formation (O_2); 5 – Saled formation (O_{1-2}); 6 – Obyiz formation (O_1); 7 – Alkesvozh formation (ϵ_3-O_1); 8 – Sablegorsk formation (RF_3-V); 9 – Moroininskaya formation (RF_3); 10 – Khibeinskaya formation (RF_3); 11 – Puivinskaya formation (RF_3); 12 – Shchokurya formation (PR_1); 13 – Nikolaishor metamorphic complex (PR_1); 14–16 – granitoid complexes: 14 – Salneromankhambovsky (RF_3-V), 15 – Kozhimsky (RF_3), 16 – Nikolaishor (PR_1); 17 – Khatalambinsky-gabbro-dolerite complex (RF_3-V); 18 – elements of occurrence of planar structures (bedding, banding, schistosity); 19 – boundaries: а – of geological bodies, б – of the zone of low-temperature diaphthorites along the periphery of the Nikolaishor complex; 20 – tectonic boundaries: а – nodules and thrust faults, б – faults and faults dew, в – steeply dipping disjunctives. An asterisk with a number indicates the place of sampling and the number of the sample.

кополосчатыми хлорит-мусковит-альбит-кварцевыми и мусковит-альбит-кварцевыми сланцами с редкими прослоями темно-серых филлитовидных сланцев. Мощность хобеинской свиты 700–1000 м.

Мороинская свита согласно перекрывает отложения хобеинской свиты. Она характеризуется резкой изменчивостью литологического состава: разным соотношением в различных разрезах сви-

ты терригенных, вулканогенных и карбонатных пород. Свита сложена темно-серыми и серыми мусковит-хлорит-альбит-кварцевыми сланцами, известковистыми сланцами с прослоями и линзами мраморов и мраморизованных доломитов, зелеными ортосланцами, кварцитами. В целом вверх по разрезу свиты роль карбонатных пород увеличивается. Мощность свиты 1000–1500 м.

Саблегорская свита с размывом залегает на мороинской. В нижней части свиты преобладают основные вулканиды, в средней – эффузивы и туфы кислого состава, в верхней, наряду с кислыми, преимущественно пирокластическими образованиями, отмечаются вулканогенные породы среднего и основного состава. В бассейне р. Пелингичей в основании свиты залегают туфоконгломераты мощностью 6–8 м с крупными лапиллями, бомбами базальтов с корками закалывания и галькой розовых кварцитов (Государственная..., 2013).

Лаптопайская свита в пределах рассматриваемого района отсутствует, распространена фрагментарно южнее. Залегает с размывом на разных частях мороинской и саблегорской свит. Представлена полимиктовыми конгломератами и песчаниками, алевролитами и алевролито-глинистыми породами основного и кислого состава. В базальных конгломератах галька состоит из пород нижележащих свит, а также габбро-диабазов и гранитоидов (Государственная..., 2001).

На разных горизонтах верхнедокембрийского разреза с размывом и структурным несогласием залегают нижнепалеозойские терригенно-карбонатные отложения.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для получения монофракции циркона отобрана пр. К-20 из кварцитсодержащей толщи на хр. Россомеха, прослеживающейся в виде полосы шириной до 2.5 км и протяженностью 30 км, от истоков руч. Лапчавож на юге до истоков р. Бол. Каталамбию на севере, и относящейся, по нашим данным, к хобеинской свите. Проба отобрана на вершине с отм. 1331 м, в 4 км к северо-востоку от горы Лапча-Из (N 65°10'17.4" E 60°35'35.8") из коренного обнажения белых рассланцованных мусковитсодержащих кварцитов (см. рис. 1). Проба измельчена в ступе до размера <0.25 мм и промыта в проточной водопроводной воде до серого шлиха. Полученный серый шлик разделен на фракции с использованием бромформы, магнитной и электромагнитной сепарации. Извлеченные под бинокулярном зерна циркона из тяжелой немагнитной фракции изучены в проходящем и отраженном свете с помощью поляризационного микроскопа БиОптик СР-400 и более детально 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 с помощью сканирующего электронного микроскопа JSM-6400 с энергетическим спектрометром Link с ускоряющим напряжением и током на образцах – 20 кВ и $2 \cdot 10^{-9}$ А соответственно и сертифицированными стандар-

тами 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.

Для изучения особенностей вещественного состава и условий формирования кварцитов установлено содержание порообразующих оксидов традиционным весовым химическим методом. При этом, кроме пр. К-20, проанализированы и другие пробы кварцитов из имеющейся у нас коллекции, отобранные на хр. Россомеха.

Указанные выше исследования выполнены в ЦКП “Геонаука” Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар).

Интерпретация результатов химических анализов проведена с использованием индикаторных соотношений и коэффициентов, применяющихся для выяснения условий образования отложений.

Изотопные исследования циркона из пр. К-20 выполнены U-Pb (LA-SF-ICP-MS) методом. Этот метод реализован 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. Хубанова 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 Маккуори (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.

РЕЗУЛЬТАТЫ ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА

Монофракция циркона (пр. К-20) отобрана из средней части разреза кварцитсодержащей толщи на хр. Россомеха (см. рис. 1). Выбор места отбора пробы обусловлен тем, что вопрос о принадлежности этих пород к хобеинской свите, как уже было отмечено выше, остается дискуссионным. Так, по мнению Я.Э. Юдовича и его коллег (2016, с. 31), кварциты на хр. Россомеха залегают либо на коре выветривания по сланцам мороинской свиты верхнего рифея, либо на алькесвожской толще позднекембрийско-раннеордовикского возраста; “они никак не могут быть хобеинскими – они либо алькесвожские ($\text{E}_3\text{--O}_1$), либо тельпосские (O_1)”. Поэтому датирование кварцитов, прослеживающихся на хр. Россомеха, и установление их стратиграфической позиции вносят определенный вклад в геологическую изученность рассматриваемой территории.

Кроме того, пр. К-20 характеризует среднюю часть разреза кварцитсодержащей толщи и в случае ее принадлежности к хобеинской свите, с учетом уже имеющихся результатов датирования цирконов из нижней и верхней частей этой свиты (Соболева и др., 2022; Пыстин и др., 2022), дает возможность получить более полную информацию о возрасте детритовых цирконов из разных частей свиты, а именно: определить, изменяется ли вверх по разрезу и каким образом соотношение разновозрастных популяций детритового циркона, и тем самым оценить участие разных источников сноса кластики в приполярноуральскую часть позднедокембрийского бассейна осадконакопления в хобеинское время.

Для белых рассланцованных мусковитсодержащих кварцитов, из которых отобрана пр. К-20, характерны гранобластовая структура и сланцеватая текстура. Пороодообразующие минералы представлены кварцем и мусковитом. Среди акцессорных минералов установлены апатит, циркон, титанит. Циркон представлен светло-розовыми хорошо окатанными зернами изометричной и удлиненной формы. Поверхность зерен шероховатая, на поверхности видны трещины, углубления, отмечаются включения черного цвета. В единичных экзemplарах встречаются розовые среднеокатанные короткопризматические зерна со сглаженными ребрами призмы.

Проанализировано 101 зерно циркона, 16 анализов с высокой дискордантностью ($D > 10\%$) исключены из рассмотрения. Результаты изотопных анализов оставшихся 85 зерен циркона приведены в табл. 1. Циркон с максимальной датировкой имеет позднеархейский возраст – 2528 ± 20 млн лет, самый молодой датируется поздним рифеем – 972 ± 26 млн лет. Основная масса зерен циркона (80%) имеет ранне- и среднерифейский возраст и варьируется в интервале 1049–1629 млн лет. Рассчитанный средневзвешенный возраст трех наиболее молодых зерен циркона составляет 988 ± 28 млн лет.

ВОЗМОЖНЫЕ ИСТОЧНИКИ СНОСА ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА

По полученному интервалу возрастных датировок (см. табл. 1) и характеру возрастных спектров зерен детритового циркона пр. К-20 сходна с пробами ранее проанализированных зерен циркона из отложений хобеинской свиты Приполярного Урала (рис. 2) и резко отличается по этим характеристикам от проб циркона из нижнепалеозойских отложений северной части Урала (рис. 3). Это доказывает принадлежность кварцитов хр. Россомаха к хобеинской свите. На рис. 2 в целях сравнения возрастных характеристик детритового циркона из различных частей хобеинской свиты, кроме гистограммы и графика плотности вероятности распределения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастов детритовых цирко-

нов пр. К-20, показаны соответствующие графики для циркона из верхней (см. рис. 2а) и нижней (см. рис. 2в) частей этого стратиграфического подразделения. На этой же диаграмме приведены обобщенная гистограмма и график плотности вероятности распределения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастов циркона из полиметаморфических образований Приполярного Урала (см. рис. 2г), для которых в последние годы получены изотопные возрастные датировки U-Pb (LA-SF-ICP-MS) методом в той же лаборатории (г. Улан-Удэ, ГИН СО РАН), что и для циркона хобеинской свиты и других верхнедокембрийских стратонів Приполярного Урала. Это сделано для оценки раннедокембрийских полиметаморфических комплексов севера Урала как возможных источников сноса терригенного материала в Приполярноуральский позднедокембрийский бассейн осадконакопления.

Среди возможных источников сноса при формировании терригенных верхнедокембрийских толщ Тимано-Североуральского региона до настоящего времени большинство исследователей, включая и авторов настоящей статьи, предпочтение отдавали кристаллическим комплексам Фенноскандии и Среднерусского орогена (Андреичев и др., 2014, 2018; Удоратина и др., 2017; Брусницына и др., 2021; Соболева и др., 2022; Пыстин и др., 2022; и др.). Это связано с тем, что для основного интервала датировок детритового циркона (≈ 1700 –900 млн лет) в отложениях тимано-североуральского верхнего докембрия не находится соответствующих по возрасту близрасположенных магматических комплексов.

В то же время, судя по возрастным спектрам циркона в породах нижнедокембрийских полиметаморфических комплексов Приполярного Урала (см. рис. 2г) (для подобных комплексов Полярного Урала и п-ова Канин сопоставимых данных пока нет), в них находят отражение как возрастные параметры возможных источников сноса протолитов метаморфических пород, так и полихронная эволюция их метаморфического преобразования. При этом основные этапы метаморфического минералогенеза, зафиксированные в разных возрастных популяциях циркона, коррелируют с основными эндогенными событиями в истории формирования как Восточно-Европейской платформы (ВЕП), так и ее северо-восточного и восточного складчатых обрамлений – Тимана и Урала.

Интервал 2950–2400 млн лет представлен датировками детритового циркона. Они характеризуют возраст протолитов метаморфических пород. Интервал 2150–450 млн лет образован метаморфогенным цирконом так называемых гранулитового и мигматитового типов (Краснобаев, 1986).

Морфологические особенности метаморфогенного циркона из полиметаморфических комплексов Приполярного Урала нами неоднократно описаны ранее (Пыстина, 1997; Пыстина, Пыстин, 2002, 2018;

Таблица 1. Результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования детритового циркона из кварцитов хобейнской свиты

Table 1. U-Pb (LA-ICP-MS) dating results of detrital zircons from quartzites of the Khibeinskaya formation

Номер зерна	Th/U	Изотопные отношения $\pm 1\sigma$		Rho	Возраст $\pm 1\sigma$, млн лет		D, %
		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{U}$	
1	0.30	0.1583 $\pm$ 1.3	0.0715 $\pm$ 0.9	0.5	948 $\pm$ 7	972 $\pm$ 26	3
2	0.33	0.1682 $\pm$ 1.4	0.0723 $\pm$ 1	0.5	1002 $\pm$ 7	995 $\pm$ 27	-1
3	0.36	0.1591 $\pm$ 1.3	0.0724 $\pm$ 1.1	0.4	952 $\pm$ 7	997 $\pm$ 30	5
4	0.47	0.1623 $\pm$ 1.2	0.0727 $\pm$ 0.9	0.6	969 $\pm$ 7	1006 $\pm$ 24	4
5	0.3	0.1654 $\pm$ 1.4	0.0729 $\pm$ 1.1	0.4	987 $\pm$ 8	1011 $\pm$ 30	3
6	0.32	0.1602 $\pm$ 1.3	0.0731 $\pm$ 1	0.5	958 $\pm$ 7	1018 $\pm$ 28	6
7	0.36	0.1672 $\pm$ 1.3	0.0735 $\pm$ 1	0.5	997 $\pm$ 7	1028 $\pm$ 27	3
8	0.40	0.1630 $\pm$ 1.3	0.0743 $\pm$ 1	0.5	973 $\pm$ 7	1049 $\pm$ 27	8
9	0.37	0.1626 $\pm$ 1.3	0.0744 $\pm$ 1.1	0.5	971 $\pm$ 7	1052 $\pm$ 28	8
10	0.53	0.1664 $\pm$ 1.3	0.0746 $\pm$ 1	0.5	992 $\pm$ 7	1057 $\pm$ 26	7
11	0.84	0.1681 $\pm$ 1.4	0.0750 $\pm$ 1.2	0.5	1001 $\pm$ 8	1069 $\pm$ 31	7
12	0.36	0.1657 $\pm$ 1.3	0.0750 $\pm$ 0.9	0.6	989 $\pm$ 7	1070 $\pm$ 24	8
13	0.45	0.1741 $\pm$ 1.4	0.0751 $\pm$ 1.1	0.5	1035 $\pm$ 8	1070 $\pm$ 29	3
14	0.35	0.1668 $\pm$ 1.3	0.0755 $\pm$ 1.1	0.5	994 $\pm$ 7	1083 $\pm$ 28	9
15	0.4	0.1840 $\pm$ 1.4	0.0769 $\pm$ 1	0.5	1089 $\pm$ 8	1118 $\pm$ 25	3
16	0.19	0.1822 $\pm$ 1.4	0.0775 $\pm$ 1	0.5	1079 $\pm$ 8	1134 $\pm$ 25	5
17	0.37	0.1852 $\pm$ 1.4	0.0787 $\pm$ 1	0.6	1095 $\pm$ 8	1163 $\pm$ 24	6
18	0.2	0.1929 $\pm$ 1.6	0.0787 $\pm$ 1.1	0.5	1137 $\pm$ 9	1164 $\pm$ 28	2
19	0.26	0.2089 $\pm$ 1.7	0.0789 $\pm$ 1	0.5	1223 $\pm$ 9	1169 $\pm$ 25	-2
20	0.28	0.1962 $\pm$ 1.5	0.0789 $\pm$ 1	0.5	1155 $\pm$ 8	1169 $\pm$ 25	1
21	0.21	0.1958 $\pm$ 1.5	0.0789 $\pm$ 0.9	0.6	1153 $\pm$ 8	1170 $\pm$ 23	2
22	0.64	0.1868 $\pm$ 1.5	0.0790 $\pm$ 1.1	0.5	1104 $\pm$ 8	1172 $\pm$ 27	6
23	0.42	0.1844 $\pm$ 1.5	0.0791 $\pm$ 1	0.5	1091 $\pm$ 8	1174 $\pm$ 25	3
24	0.35	0.1937 $\pm$ 1.6	0.0791 $\pm$ 1.1	0.5	1142 $\pm$ 9	1174 $\pm$ 28	8
25	0.03	0.1973 $\pm$ 1.6	0.0792 $\pm$ 1	0.5	1161 $\pm$ 8	1177 $\pm$ 25	1
26	0.39	0.1940 $\pm$ 1.5	0.0793 $\pm$ 1	0.5	1143 $\pm$ 8	1180 $\pm$ 24	3
27	0.31	0.1964 $\pm$ 1.5	0.0794 $\pm$ 1	0.5	1156 $\pm$ 8	1181 $\pm$ 24	2
28	0.26	0.1875 $\pm$ 1.5	0.0794 $\pm$ 1	0.5	1108 $\pm$ 8	1182 $\pm$ 24	7
29	0.23	0.1877 $\pm$ 1.4	0.0797 $\pm$ 1	0.6	1109 $\pm$ 8	1190 $\pm$ 24	7
30	0.64	0.1892 $\pm$ 1.6	0.0800 $\pm$ 1.2	0.5	1117 $\pm$ 8	1197 $\pm$ 28	7
31	0.26	0.1923 $\pm$ 1.6	0.0801 $\pm$ 1.1	0.5	1134 $\pm$ 8	1200 $\pm$ 27	6
32	0.43	0.1975 $\pm$ 1.6	0.0802 $\pm$ 1.1	0.5	1162 $\pm$ 9	1202 $\pm$ 26	3
33	0.37	0.1965 $\pm$ 1.6	0.0804 $\pm$ 1.1	0.5	1157 $\pm$ 9	1208 $\pm$ 26	4
34	0.41	0.1968 $\pm$ 1.5	0.0805 $\pm$ 0.9	0.6	1158 $\pm$ 8	1210 $\pm$ 22	4
35	0.50	0.2073 $\pm$ 1.7	0.0806 $\pm$ 1.1	0.5	1214 $\pm$ 9	1212 $\pm$ 27	0
36	0.38	0.2043 $\pm$ 1.6	0.0807 $\pm$ 1	0.6	1199 $\pm$ 8	1214 $\pm$ 23	1
37	0.29	0.2006 $\pm$ 1.5	0.0809 $\pm$ 1	0.6	1179 $\pm$ 8	1220 $\pm$ 23	3
38	0.41	0.1910 $\pm$ 1.5	0.0812 $\pm$ 1.1	0.5	1127 $\pm$ 8	1227 $\pm$ 25	9
39	0.38	0.2069 $\pm$ 1.6	0.0813 $\pm$ 1	0.5	1212 $\pm$ 9	1230 $\pm$ 24	1
40	0.42	0.1949 $\pm$ 1.5	0.0815 $\pm$ 1.1	0.5	1148 $\pm$ 8	1234 $\pm$ 26	7
41	0.30	0.1984 $\pm$ 1.5	0.0819 $\pm$ 1	0.6	1167 $\pm$ 8	1244 $\pm$ 23	7
42	0.35	0.2042 $\pm$ 1.6	0.0821 $\pm$ 1.1	0.5	1198 $\pm$ 9	1248 $\pm$ 25	4
43	0.60	0.1997 $\pm$ 1.5	0.0822 $\pm$ 1	0.6	1174 $\pm$ 8	1250 $\pm$ 23	7
44	0.28	0.2009 $\pm$ 1.5	0.0824 $\pm$ 1	0.6	1180 $\pm$ 8	1255 $\pm$ 22	6
45	0.32	0.1958 $\pm$ 1.6	0.0830 $\pm$ 1.1	0.5	1153 $\pm$ 8	1268 $\pm$ 26	10

Таблица 1. Окончание

Table 1. Ending

Номер зерна	Th/U	Изотопные отношения $\pm \%$ (1 σ)		Rho	Возраст $\pm 1\sigma$, млн лет		D, %
		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
46	0.25	0.2037 $\pm$ 1.7	0.0831 $\pm$ 1.2	0.5	1195 $\pm$ 9	1272 $\pm$ 28	6
47	0.27	0.2073 $\pm$ 1.8	0.0832 $\pm$ 1.4	0.4	1215 $\pm$ 9	1274 $\pm$ 32	5
48	0.64	0.2112 $\pm$ 1.7	0.0835 $\pm$ 1.2	0.5	1235 $\pm$ 9	1281 $\pm$ 27	4
49	1.01	0.2103 $\pm$ 1.8	0.0851 $\pm$ 1.4	0.4	1230 $\pm$ 10	1317 $\pm$ 32	7
50	0.72	0.2249 $\pm$ 1.7	0.0856 $\pm$ 1	0.6	1308 $\pm$ 9	1330 $\pm$ 23	2
51	0.37	0.2305 $\pm$ 1.8	0.0857 $\pm$ 1	0.6	1337 $\pm$ 9	1332 $\pm$ 23	0
52	0.57	0.2212 $\pm$ 1.8	0.0859 $\pm$ 1.2	0.5	1288 $\pm$ 9	1335 $\pm$ 26	4
53	0.27	0.2264 $\pm$ 1.9	0.0861 $\pm$ 1.2	0.5	1315 $\pm$ 10	1341 $\pm$ 27	2
54	0.44	0.2234 $\pm$ 1.7	0.0863 $\pm$ 1	0.6	1300 $\pm$ 9	1346 $\pm$ 23	4
55	0.31	0.2226 $\pm$ 1.8	0.0870 $\pm$ 1.2	0.5	1295 $\pm$ 10	1359 $\pm$ 27	5
56	0.47	0.2430 $\pm$ 1.9	0.0899 $\pm$ 1.1	0.6	1402 $\pm$ 10	1424 $\pm$ 22	2
57	0.43	0.2424 $\pm$ 2	0.0902 $\pm$ 1.3	0.5	1399 $\pm$ 10	1429 $\pm$ 26	2
58	0.33	0.2249 $\pm$ 1.7	0.0906 $\pm$ 1	0.6	1308 $\pm$ 9	1438 $\pm$ 22	10
59	0.33	0.2416 $\pm$ 1.9	0.0912 $\pm$ 1.2	0.5	1395 $\pm$ 10	1451 $\pm$ 25	4
60	0.45	0.2463 $\pm$ 2.2	0.0913 $\pm$ 1.5	0.4	1419 $\pm$ 11	1453 $\pm$ 31	2
61	0.42	0.2412 $\pm$ 1.8	0.0915 $\pm$ 1	0.6	1393 $\pm$ 9	1456 $\pm$ 22	5
62	0.22	0.2389 $\pm$ 1.9	0.0916 $\pm$ 1.1	0.6	1381 $\pm$ 10	1459 $\pm$ 23	6
63	0.37	0.2451 $\pm$ 1.9	0.0933 $\pm$ 1.1	0.6	1413 $\pm$ 10	1493 $\pm$ 22	6
64	0.49	0.2406 $\pm$ 1.9	0.0945 $\pm$ 1.2	0.5	1390 $\pm$ 10	1519 $\pm$ 24	9
65	0.28	0.2564 $\pm$ 1.9	0.0947 $\pm$ 1.1	0.6	1471 $\pm$ 10	1523 $\pm$ 21	3
66	0.15	0.2686 $\pm$ 2.1	0.0949 $\pm$ 1.2	0.6	1534 $\pm$ 11	1527 $\pm$ 23	0
67	0.35	0.2684 $\pm$ 2.1	0.0950 $\pm$ 1.2	0.5	1532 $\pm$ 11	1528 $\pm$ 23	0
68	0.57	0.2459 $\pm$ 2	0.0953 $\pm$ 1.3	0.5	1417 $\pm$ 10	1534 $\pm$ 26	8
69	0.58	0.2547 $\pm$ 2	0.0959 $\pm$ 1.2	0.6	1463 $\pm$ 10	1546 $\pm$ 23	6
70	0.69	0.2540 $\pm$ 2	0.0964 $\pm$ 1.3	0.5	1459 $\pm$ 10	1555 $\pm$ 24	7
71	0.61	0.2559 $\pm$ 2	0.0968 $\pm$ 1.2	0.6	1469 $\pm$ 10	1562 $\pm$ 23	6
72	0.62	0.2554 $\pm$ 2	0.0987 $\pm$ 1.3	0.5	1466 $\pm$ 10	1600 $\pm$ 24	9
73	0.68	0.2791 $\pm$ 2.1	0.0988 $\pm$ 1.1	0.6	1587 $\pm$ 10	1602 $\pm$ 21	1
74	0.12	0.2597 $\pm$ 2.3	0.0993 $\pm$ 1.6	0.4	1488 $\pm$ 12	1611 $\pm$ 30	8
75	1.21	0.2685 $\pm$ 2.5	0.1002 $\pm$ 1.8	0.4	1533 $\pm$ 13	1629 $\pm$ 33	6
76	0.90	0.2982 $\pm$ 2.4	0.1045 $\pm$ 1.3	0.5	1682 $\pm$ 12	1706 $\pm$ 23	1
77	0.47	0.2983 $\pm$ 2.3	0.1058 $\pm$ 1.3	0.6	1683 $\pm$ 12	1728 $\pm$ 22	3
78	0.50	0.2892 $\pm$ 2.4	0.1068 $\pm$ 1.5	0.5	1637 $\pm$ 12	1745 $\pm$ 26	7
79	0.76	0.3073 $\pm$ 2.4	0.1071 $\pm$ 1.2	0.6	1728 $\pm$ 12	1750 $\pm$ 21	1
80	0.46	0.3046 $\pm$ 2.4	0.1075 $\pm$ 1.4	0.5	1714 $\pm$ 12	1758 $\pm$ 23	3
81	0.67	0.3066 $\pm$ 2.6	0.1102 $\pm$ 1.6	0.5	1724 $\pm$ 13	1803 $\pm$ 26	5
82	0.68	0.3241 $\pm$ 2.7	0.1107 $\pm$ 1.6	0.5	1810 $\pm$ 13	1810 $\pm$ 25	0
83	0.57	0.3249 $\pm$ 2.6	0.1153 $\pm$ 1.5	0.5	1813 $\pm$ 13	1885 $\pm$ 24	4
84	1.34	0.3380 $\pm$ 3.3	0.1277 $\pm$ 2.1	0.4	1877 $\pm$ 16	2067 $\pm$ 29	10
85	0.70	0.4768 $\pm$ 3.8	0.1671 $\pm$ 2	0.6	2513 $\pm$ 17	2528 $\pm$ 20	1

Примечание. Rho – коэффициент корреляции между ошибками определения изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. D – дискордантность: $D = 100[\text{возраст} (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})/\text{возраст} (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1]$.

Note. Rho is the correlation coefficient between errors in the determination of isotope ratios of $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ and $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. D – discordance: $D = 100[\text{age} (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})/\text{age} (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1]$.

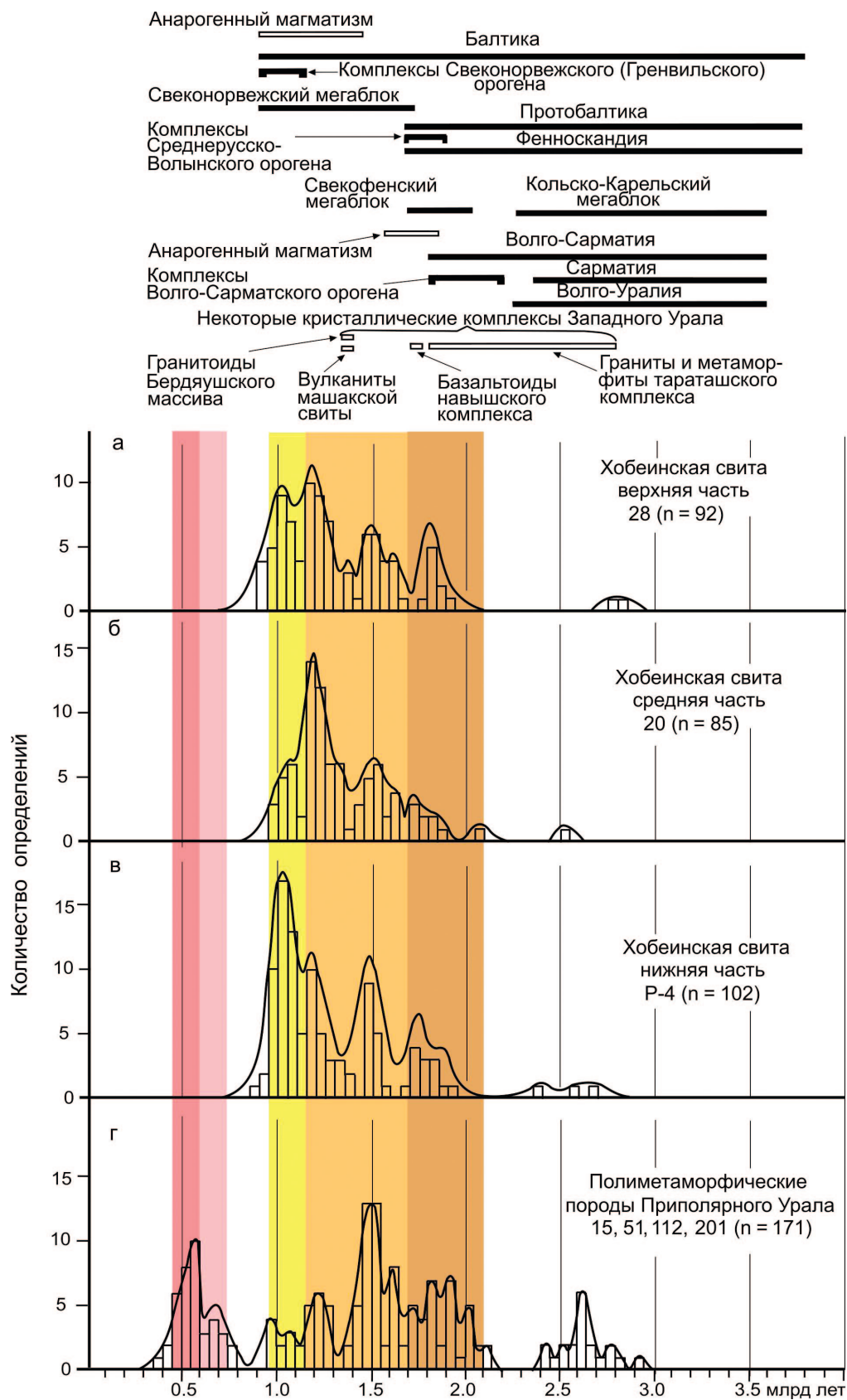


Рис. 2. Гистограммы и графики плотности вероятности распределения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастов детритового циркона из кварцитов хобеинской свиты.

Места отбора и номера проб показаны на рис. 1. Проба 28 – по (Пыстин и др., 2022), пр. К-20 – наши данные, пр. Р-4, по (Соболева и др., 2022). Над графиками показаны временные диапазоны основных фаз проявления эндогенной активности в пределах Балтики, по (Кузнецов и др., 2014, с дополнениями). Цветом выделены основные провенанс-сигналы.

Fig. 2. Histograms and graphs of the probability density distribution of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages of detrital zircons from quartzites of the Khobeinskaya formation.

Sampling locations and sample numbers are shown in Fig. 3. Sample 28 after (Pystin et al., 2022), sample 20 are our data, sample Р-4 after (Soboleva et al., 2022). Above the graphs are shown the time ranges of the main phases of endogenous activity within the Baltic, after (Kuznetsov et al., 2014, with additions). The main provenance signals are highlighted in color.

и др.). Здесь лишь отметим, что в зернах такого циркона отсутствуют признаки, указывающие на их возможную транспортировку в водной или воздушной среде. Они представлены кристаллами без признаков механического износа и не могут быть отнесены к детритовым образованиям, как это полагают некоторые исследователи (Соболева и др., 2022).

На гистограмме распределения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастов метаморфогенного циркона (см. рис. 2г) можно выделить интервалы 2150–1700, 1700–1350, 1350–1150, 1150–950, 750–600 и 600–450 млн лет.

Первый возрастной интервал характеризует время проявления высокотемпературного метаморфизма, с пиковыми значениями которого, вероятно, связана кристаллизация циркона гранулитового типа ≈ 2150 млн лет назад (U-Pb датировки такого циркона в породах николайшорского комплекса и щокурьинской свиты приведены выше). Этот этап гранулитового (?) метаморфизма по времени коррелирует (Bogdanova et al., 2008) со слиянием Волго-Уралии с Сарматией (≈ 2100 млн лет назад). Более поздние процессы метаморфизма амфиболитовой фации и сопряженные с ними процессы гранитизации по времени связаны с объединением двух перечисленных мегаблоков с Фенноскандией и образованием Среднерусского орогена (≈ 1800 млн лет назад). Нижняя граница возрастного интервала – 1700 млн лет – ограничивает время проявления этих эндогенных событий.

Три следующих возрастных интервала, ограниченных значениями от 1700 до 950 млн лет, не находят явного подтверждения в парагенезисах породообразующих метаморфогенных минералов. Однако наличие соответствующих возрастных популяций циркона указывает на то, что в это время процессы метаморфизма периодически возобновлялись. Вероятно, они были высокотемпературными (изофациальными с предыдущими процессами метаморфического преобразования пород) и поэтому проявлялись в виде криптометаморфизма. Циркон с возрастными значениями, отвечающими раннему рифею и первой половине среднего рифея, вероятно, является продуктом метаморфической активизации, по времени сопряженной с навьшским и машакским вулканическими событиями, относящимися, возможно, к субглобальным проявлениям на суперконтиненте Нуна/Ко-

лумбия (Puchkov et al., 2013; Пучков, 2018), а также с другими проявлениями анарогенного магматизма. Последняя в этом возрастном интервале популяция циркона (1150–950 млн лет) соответствует времени проявления гренвилевского (свеконорвежского) орогена (Bogdanova et al., 2008; Bingen et al., 2008; и др.). Считается, что в это время уральская и тиманская окраины ВЕП были амагматичны (Пучков, 2010). Тем не менее как в приполярноуральских, так и других полиметаморфических комплексах Урала “гренвилевский этап” метаморфизма в цирконовой геохронологии также фиксируется (Пыстина, Пыстин, 2002). Проявление зонального метаморфизма дистен-силлиманитового типа в позднем рифее (973 ± 49 млн лет), достигавшего пиковых значений $T = 600\text{--}650^\circ\text{C}$, $P = 8\text{--}10$ кбар, установлено в породах белокаменского метаморфического комплекса Ишеримского блока на Северном Урале (Петров, 2020). Исходя из концепции об амагматичности уральской окраины ВЕП, автор предположил, что в среднем рифее Ишеримский блок мог быть частью “скандинавской” окраины Балтики (или Лаврентии?), а в позднем венде – раннем кембрии был аккрегирован к уральской окраине палеоконтинента. Но не исключено, а, на наш взгляд, и более вероятно автохтонное залегание Ишеримского блока.

Интервал 750–600 млн лет с максимумом плотности вероятности 675 млн лет характеризует время проявления метаморфической зональности в условиях амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций умеренных давлений и сопряженных с ними процессов гранитообразования. Породы, слагающие разрез верхнего докембрия, в это время претерпели зеленосланцевый метаморфизм, поэтому в их составе новообразованные зерна циркона с датировками, соответствующими названному интервалу, отсутствуют. Интервал 600–450 млн лет с максимумом плотности вероятности 550 млн лет характеризует время масштабного проявления процессов гранитогенезиса, которые привели к формированию основной части гранитных массивов, объединяемых в сальнеро-маньхамбовский комплекс (Корреляция..., 1988).

Приведенные выше данные с учетом хорошей сопоставимости возрастных спектров детритового циркона из пород хобеинской свиты (см. рис. 2а–в)

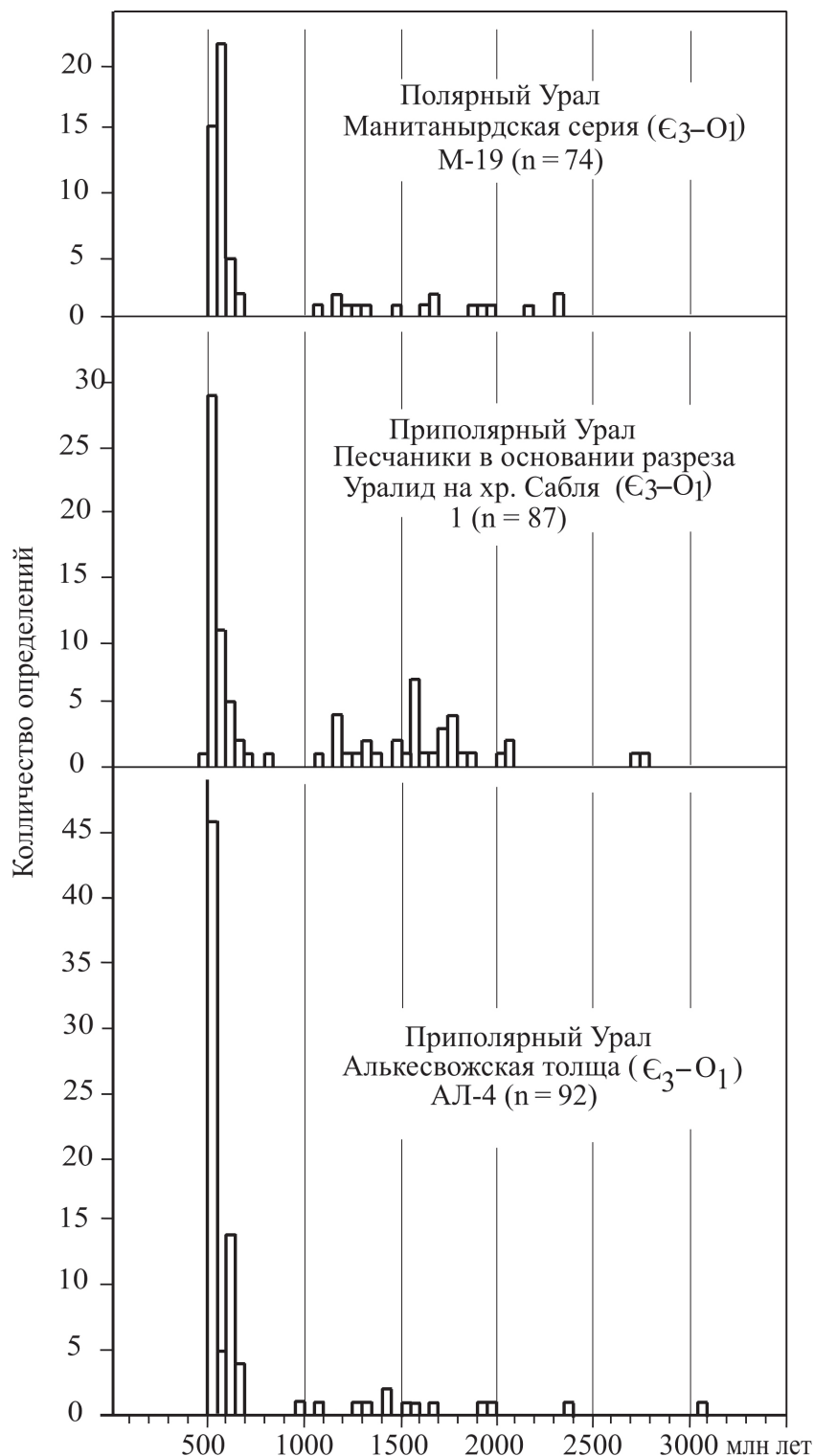


Рис. 3. Гистограммы распределения U-Pb возрастов детритового циркона из нижнепалеозойских терригенных отложений северной части Урала.

Проба М-19 – по (Никулова, Соболева, 2019), пр. 1 – по (Никулова и др., 2016), пр. АЛ-4 – по (Никулова, Хубанов, 2022).

Fig. 3. Histograms of the distribution of ages of detrital zircons from the Lower Paleozoic terrigenous deposits of the northern part of the Urals.

Sample M-19 after (Nikulova, Soboleva, 2019), sample 1 after (Nikulova et al., 2016), sample AL-4 after (Nikulova, Khubanov, 2022).

с частью возрастного спектра цирконов из полиметаморфических образований (см. рис. 2г), ограниченного интервалом 2150–950 млн лет, дают основание для утверждения, что полиметаморфические комплексы в хобеинское время могли выступать как источники сноса в приполярноуральскую часть верхнедокембрийского бассейна осадконакопления. В нижележащих отложениях пуйвинской свиты, с которой начинается верхнедокембрийский разрез рассматриваемой территории, практически отсутствует циркон возрастом более 1600 млн лет (Пыстин и др., 2019). Это может быть связано с тем, что при формировании базальных отложений верхнедокембрийского разреза Приполярного Урала роль кристаллических пород фундамента уральской окраины ВЕП была невелика или вовсе отсутствовала; в это время в пределах доступности транспортировки обломочного материала они не были эродированы и не дренировались (Пыстин и др., 2022). И только начиная с хобеинского времени породы кристаллического фундамента северо-восточной окраины ВЕП, представленные на современном эрозионном уровне полиметаморфическими комплексами Приполярного и других районов Тимано-Североуральского региона, могли быть выведены на дневную поверхность. Сравнение возрастных спектров зерен циркона из разных частей хобеинской свиты (см. рис. 2а–в) показывает, что вверх по разрезу увеличивается доля циркона с датировками в возрастном интервале 1700–1350 млн лет от 19 до 27% и уменьшается в возрастном интервале 1150–950 млн лет от 44 до 27%. А в лежащих выше отложениях мороинской свиты последняя из указанных возрастных популяций циркона составляет всего 2% (Пыстин и др., 2022). Это может быть связано с тем, что при формировании верхнедокембрийского разреза Приполярного Урала роль близрасположенных полиметаморфических комплексов как источников сноса терригенного материала постепенно возрастала, а роль “скандинавских” кристаллических комплексов, напротив, уменьшалась. Отметим, что именно зерна циркона с датировками в интервале 1700–1350 млн лет представляют собой наиболее многочисленную популяцию среди метаморфогенного циркона в породах полиметаморфических комплексов Приполярного Урала (см. рис. 2г).

ВОЗРАСТ ХОБЕИНСКОЙ СВИТЫ

Рассчитанный средневзвешенный возраст трех наиболее молодых зерен циркона в пр. К-20 составляет 988 ± 28 млн лет. Это означает, что породы имеют позднерифейский или более молодой возраст. По нижней и верхней частям свит получены сопоставимые значения возрастов: 927 ± 54 и 934 ± 27 млн лет соответственно (Соболева и др., 2022; Пыстин и др., 2022). Минимальный возраст детритового цир-

кона из нижней части сланцевой толщи пуйвинской свиты, подстилающей хобеинскую свиту, – 883 ± 72 млн лет. С учетом всех имеющихся данных возраст хобеинской свиты <880 млн лет. Залегающая выше мороинская свита содержит миньярскую и укскую органику (Государственная..., 2001). Верхняя возрастная граница укского горизонта – 750–770 млн лет (Сергеева, Пучков, 2022). Таким образом, возраст отложений хобеинской свиты ориентировочно может быть оценен в 800–850 млн лет. Это подтверждает сделанное нами ранее предположение об инзерском уровне хобеинской свиты (Пыстин, Пыстина, 2019). Датированный возраст инзерской свиты Башкирского мегантиклинория – 836–803 млн лет (Rb-Sr, иллит) и 844 ± 24 млн лет (Pb-Pb, известняк) (Kuznetsov et al., 2017).

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КВАРЦИТОВ

В табл. 2 приведены химические составы кварцитов хобеинской свиты и вычисленные по результатам химических анализов индикаторные соотношения, коэффициенты, индексы и модули. В целях установления состава материнских пород, по которым образовались кварциты, результаты химических анализов вынесены на ряд диаграмм (рис. 4). На диаграмме, показывающей отношение щелочей K_2O/Na_2O (см. рис. 4а), фигуративные точки составов попадают в поле аркозов, что предполагает участие кислых магматических и (или) метаморфических пород в качестве источников сноса терригенного материала при формировании осадков, по которым образовались кварциты. Судя по положению точек составов кварцитов на остальных диаграммах (см. рис. 4б–г), их протолитами были аркозовые, олигомиктовые и кварцевые песчаники. По значению гидролизатного модуля (ГМ) кварциты хобеинской свиты относятся к нормо-, гипер-, и суперсилитам (рис. 5а). Значение модуля нормированной щелочности НКМ для всех пород >0.3 (рис. 5а), что, по мнению Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис (2000), является критерием присутствия в породах неизмененного полевого шпата. По значению титанового модуля ТМ подавляющее количество образцов являются нормотитанистыми (рис. 5б), что указывает на слабую динамическую сортировку исходного кластического материала.

Для определения степени изменения материнских пород и интенсивности их выветривания использованы химические индексы изменения состава – CIA – (Nesbitt, Young, 1982) и выветривания – CIW – пород (Harnois, 1988), а также индексы изменения плагиоклаза – PIA (Fedo et al., 1995) – и зрелости осадка – ICV (Cox et al., 1995).

В корях выветривания CIA приближается к 100, в то время как в невыветрелых породах оно близко к 50. В кварцитах хобеинской свиты величина CIA

Таблица 2. Содержание породообразующих оксидов (мас. %), индикаторные соотношения, коэффициенты и модули
Table 2. Content of rock-forming oxides in quartzites (wt %), indicator ratios, coefficients and modules

Компонент	№ образца									
	HP-19-15	K-20	1004A	1310	1311-1	3186-43	3186-54	3192	3186-16	3083-3
SiO ₂	85.44	91.53	88.18	90.64	80.62	96.34	87.87	93.2	82.48	82.46
TiO ₂	0.23	0.39	0.4	0.27	0.3	0.015	0.32	0.08	0.5	0.21
Al ₂ O ₃	6.64	3.96	5.26	4.35	8.87	1.17	6.03	2.7	8.46	8.68
Fe ₂ O ₃	0.51	2.43	1.89	0.3	1.39	0.46	0.99	0.35	1.43	0.6
FeO	1.04	0.76	0.72	0.72	0.94	0.14	0.72	0.43	1.22	0.86
MnO	0.01	0.02	0.03	0.01	0.02	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04
CaO	0.46	0.19	0.53	0.53	0.72	0.3	0.3	0.67	0.21	0.62
MgO	0.25	0.1	0.54	0.54	0.4	0.27	0.42	0.38	0.49	0.44
Na ₂ O	1.12	0.16	0.38	0.99	0.18	0.18	0.62	0.38	0.91	2.63
K ₂ O	3.62	1.02	4.14	1.2	4.68	0.25	1.69	0.72	2.1	2.48
H ₂ O	0.18	0.1	0.2	—	—	0.07	0.19	0.07	0.12	0.15
P ₂ O ₅	0.11	0.04	0.08	0.17	0.13	0.07	0.04	0.04	0.04	0.04
CO ₂	0.1	0.5	0.18	0.1	0.1	0.1	0.1	0.18	0.1	0.18
П.п.п.	0.5	0.1	0.87	0.58	1.26	0.63	1.08	0.9	1.29	0.85
Сумма	100.21	100.01	100.11	100.13	99.41	99.85	100.4	99.88	99.28	100.06
ГМ	0.10	0.08	0.09	0.06	0.14	0.02	0.09	0.04	0.14	0.13
HKM	0.71	0.30	0.86	0.50	0.55	0.37	0.38	0.41	0.36	0.59
ТМ	0.03	0.10	0.08	0.06	0.03	0.01	0.05	0.03	0.06	0.02
CIA	53	72	48	55	61	61	63	62	65	54
CIW	78	90	82	66	93	72	79	76	79	65
ICV	1.09	1.02	1.58	1.16	0.94	1.36	0.84	1.18	0.77	1.06
PIA	59	87	40	58	85	66	72	69	73	56
DF1	-8.24	-6.60	-9.98	-7.60	-8.26	-8.38	-6.90	-7.85	-5.54	-5.06
DF2	0.31	-5.40	-0.71	-3.72	0.34	-6.44	-3.57	-5.28	-2.53	0.87

Примечание. Модули: ГМ = (Al₂O₃ + TiO₂ + Fe₂O₃ + FeO + MnO)/SiO₂; HKM = Na₂O + K₂O/Al₂O₃; ТМ = TiO₂/Al₂O₃ Индексы CIA = [Al₂O₃/(Al₂O₃ + CaO + Na₂O + K₂O)]100; CIW = [Al₂O₃/(Al₂O₃ + CaO + Na₂O)]100; ICV = (Fe₂O₃ + K₂O + Na₂O + CaO + MgO + TiO₂)/Al₂O₃; PIA = [(Al₂O₃-K₂O)/(Al₂O₃-K₂O) + CaO + Na₂O)]100.

Дискриминантная функция-1 (DF1) = (-1.773TiO₂) + (0.607Al₂O₃) + (0.76Fe₂O₃%) + (-1.5MgO%) + (0.616CaO) + (0.509Na₂O) + (-1.22K₂O) + (-9.09). Дискриминантная функция-2 (DF2) = (0.445TiO₂) + (0.07Al₂O₃) + (-0.25Fe₂O₃) + (-1.142MgO%) + (0.432Na₂O) + (1.426K₂O) + (-6.861).

Модули ГМ, HKM, ТМ рассчитаны по массовым процентам оксидов; индексы CIA, CIW, ICV, PIA рассчитаны по молекулярным количествам оксидов; дискриминантные функции рассчитаны по массовым процентам оксидов.

Note. Modules: ГМ = (Al₂O₃ + TiO₂ + Fe₂O₃ + FeO + MnO)/SiO₂; HKM = Na₂O + K₂O/Al₂O₃; TM = TiO₂/Al₂O₃ Indices CIA = [Al₂O₃/(Al₂O₃ + CaO + Na₂O + K₂O)]100; CIW = [Al₂O₃/(Al₂O₃ + CaO + Na₂O)]100; ICV = (Fe₂O₃ + K₂O + Na₂O + CaO + MgO + TiO₂)/Al₂O₃; PIA = [(Al₂O₃-K₂O)/(Al₂O₃-K₂O) + CaO + Na₂O)]100.

Discriminant function-1 (DF1) = (-1.773TiO₂) + (0.607Al₂O₃) + (0.76Fe₂O₃%) + (-1.5MgO%) + (0.616CaO) + (0.509Na₂O) + (-1.22K₂O) + (-9.09). Discriminant function-2 (DF2) = (0.445TiO₂) + (0.07Al₂O₃) + (-0.25Fe₂O₃) + (-1.142MgO%) + (0.432Na₂O) + (1.426K₂O) + (-6.861).

Modules ГМ, HKM, TM are calculated based on the mass percentage of oxides; indices CIA, CIW, ICV, PIA are calculated based on molecular amounts of oxides; discriminant functions are calculated based on the mass percentage of oxides.

варьируется в интервале 48–65 при единственном значении 72, что указывает на среднюю степень изменения при мобилизации и транспортировке субстрата в область седиментации.

Величина CIW в рассматриваемых породах в основном изменяется в диапазоне 65–82 при среднем значении 75 (8 определений). Для двух проб уста-

новлено более высокое значение CIW – 90 и 93. Известно, что в слабоизмененных докембрийских гранитах и базальтах индекс CIW составляет 76–59, в корях выветривания по указанным породам он достигает 94–98 (Harnois, 1988).

Индекс изменения плагиоклаза PIA для невыветрелых полевых шпатов имеет значение <50.

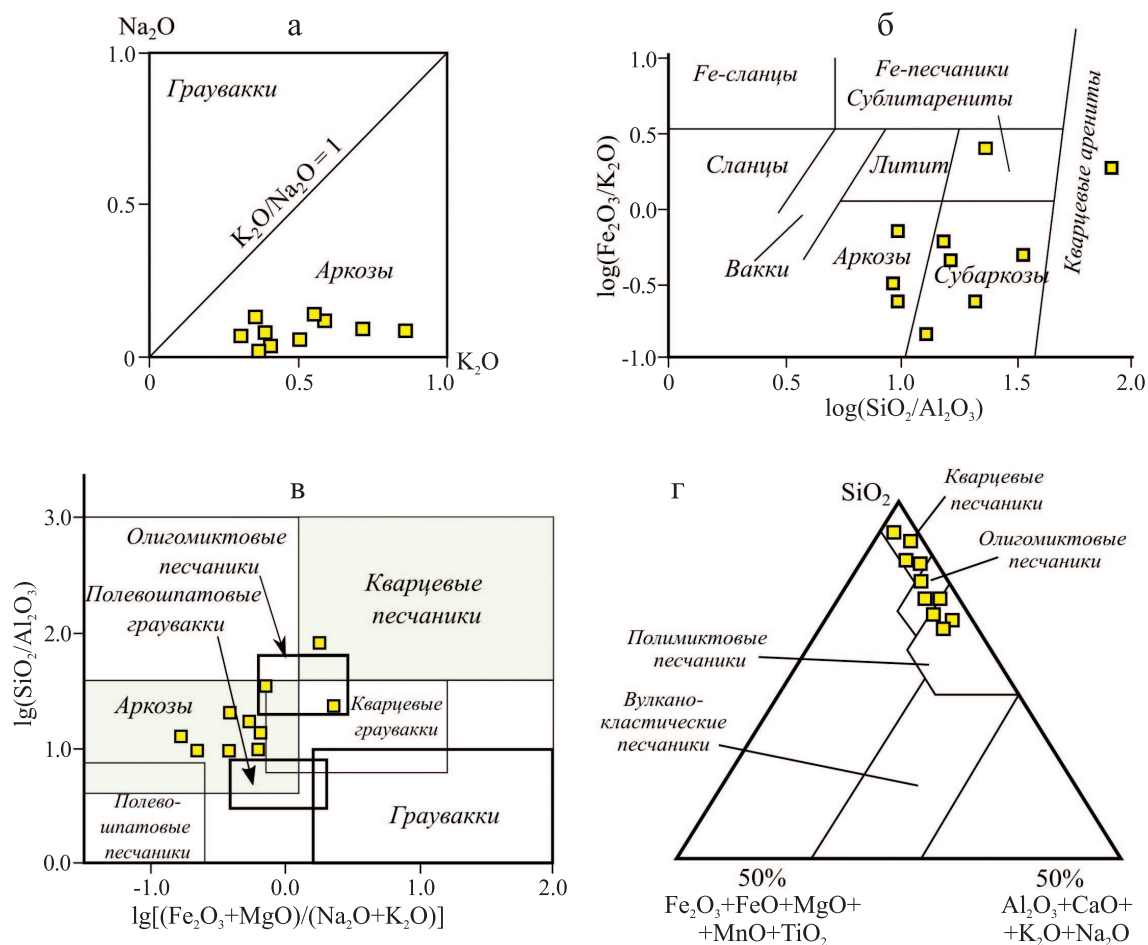


Рис. 4. Классификационные диаграммы для кварцитов хобейнской свиты Ф. Петтиджона с соавторами (1976) (а), М. Херрона (Herron, 1988) (б), О.Ю. Мельничука (2018) (в), А.Г. Коссовской и М.И. Тучковой (1988) (г).

Fig. 4. Classification diagrams for quartzites of the Khibeinskaya formation F. Pettidzhon et al. (1976) (a), M. Herron (1988) (б), O.Yu. Melnichuk (2018) (в), A.G. Kossovskaya and M.I. Tuchkova (1988) (г).

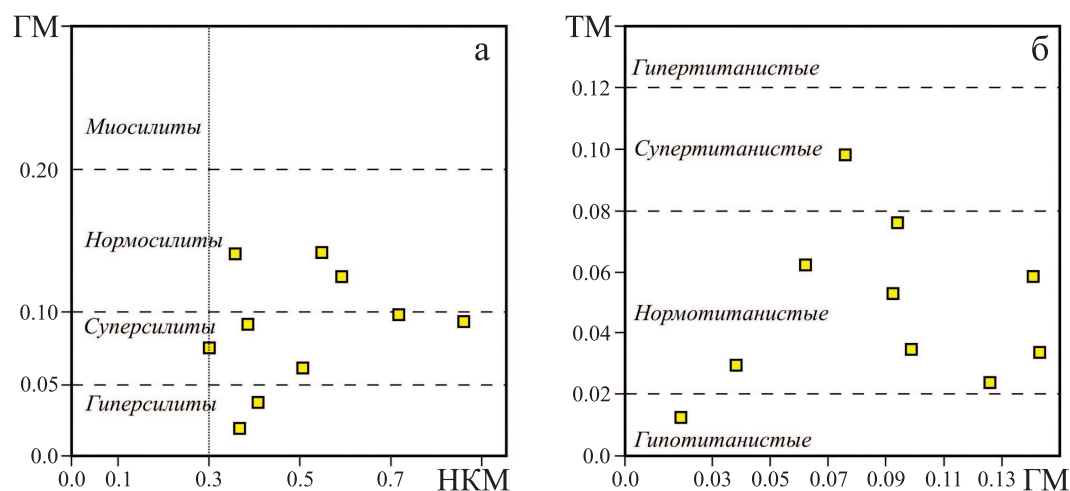


Рис. 5. Диаграммы НКМ–ГМ и ГМ–ТМ для кварцитов хобейнской свиты.

Границы основных классификационных полей согласно (Юдович, Кетрис, 2000).

Fig. 5. NKM–GM and GM–TM diagrams for quartzites of the Khibeinskaya formation.

The boundaries of the main classification fields according to (Yudovich, Ketris, 2000).

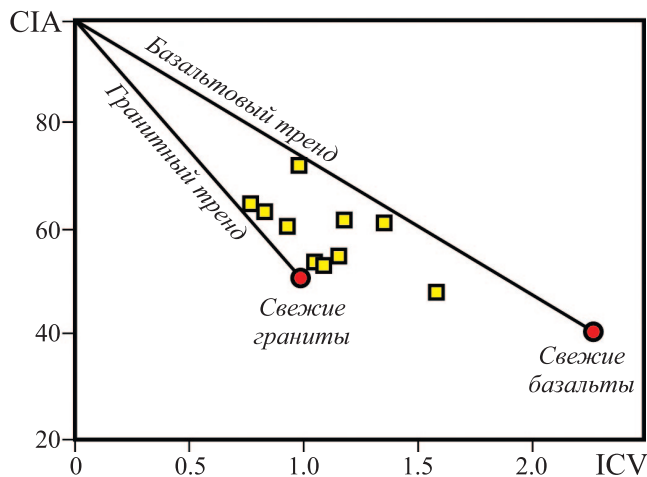


Рис. 6. Диаграмма ICV–CIA для кварцитов хобеинской свиты (Lee, 2002).

Fig. 6. ICV–CIA diagram for quartzites of the Khibeinskaya formation (Lee, 2002).

В кварцитах хобеинской свиты этот индекс варьируется в широком диапазоне – от 40 до 87 – при среднем значении 66.

Индекс зрелости осадка ICV находится в интервале 0.77–1.58 (для большинства близок к 1), что отражает низкое содержание в породах глинозема.

На диаграмме ICV–CIA (рис. 6) преобладающая часть фигуративных точек составов кварцитов примыкает к тренду выветривания гранитов, занимая положение между свежими и слабоизмененными породами. Фигуративные точки, примыкающие к тренду выветривания базальтов, тяготеют к области умеренно измененных пород.

Для установления палеогеодинамических условий формирования отложений фигуративные точки составов изученных пород нанесены на диагностические диаграммы (рис. 7). Все они располагаются в области пассивных континентальных окраин либо тяготеют к этим областям.

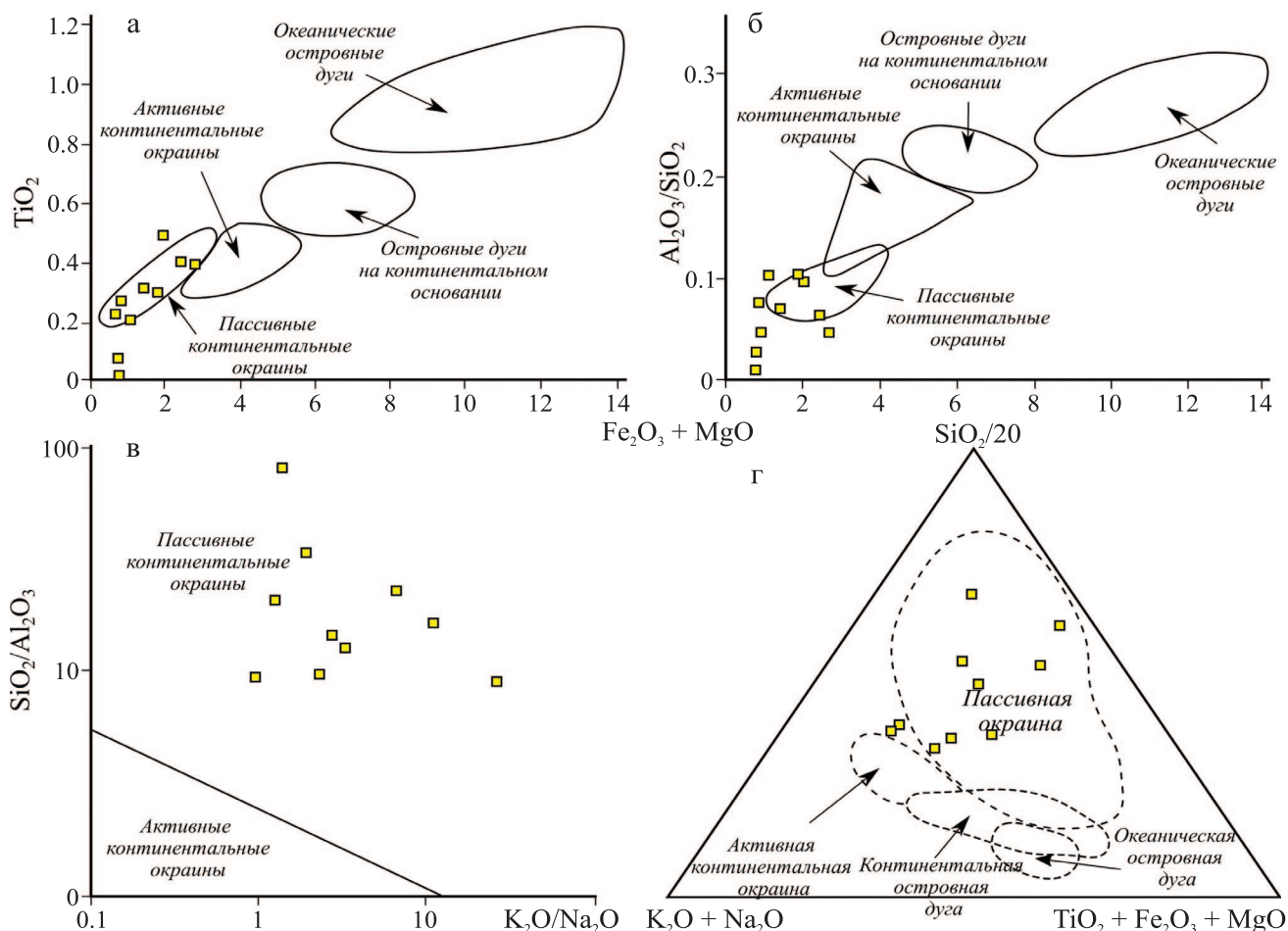


Рис. 7. Диаграммы для реконструкции тектонических обстановок формирования кварцитов по М. Бхатия (Bhatia, 1983) (а, б), Г. Мэйнард с соавторами (Maynard et al., 1982) (в), С. Кроненбергу (Kroonenberg, 1994) (г).

Fig. 7. Geodynamic diagrams for quartzites of the Khibeinskaya formation by M. Bhatia (1983) (a, б), G. Maynard et al. (1982) (в), S. Kroonenberg (1994) (г).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, по результатам U-Pb (LA-SF-ICP-MS) датирования зерен детритового циркона из кварцитов, слагающих гребневую часть хр. Россомаха на севере Приполярного Урала, установлена их принадлежность к хобеинской свите. На основании всех имеющихся к настоящему времени данных возраст хобеинской свиты можно ограничить интервалом 850–800 млн лет, что дает основание считать ее возрастным аналогом инзерской свиты Башкирского мегантиклинория.

Формирование кварцитов хобеинской свиты происходило в условиях пассивной континентальной окраины. Их протолитами послужили преимущественно продукты размыва кислых магматических и (или) метаморфических пород. При этом степень интенсивности выветривания первичных кристаллических пород была разная, что может свидетельствовать о нескольких источниках сноса.

Анализ возрастных спектров детритового циркона из пород хобеинской свиты дает основание предполагать, что источниками сноса терригенного материала могли быть кристаллические комплексы Фенноскандии и Среднерусского орогена, а также полиметаморфические комплексы кристаллического фундамента Тимано-Североуральской окраины ВЕП.

Сопоставление возрастных спектров детритового циркона из пород хобеинской свиты, а также подстилающих и перекрывающих метатерригенных отложений показывает, что при формировании верхнерифейского разреза Приполярного Урала роль близрасположенных полиметаморфических комплексов как источников сноса терригенного материала постепенно возрастала, а роль “скандинавских” кристаллических комплексов, напротив, уменьшалась.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреичев В.Л., Соболева А.А., Герелс Дж. (2014) U-Pb возраст и источники сноса обломочных цирконов из верхнедокембрийских отложений Северного Тимана. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **22**(2), 32–45. <https://doi.org/10.7868/S0869522X14020021>
- Андреичев В.Л., Соболева А.А., Хубанов В.Б., Соболев И.Д. (2018) U-Pb (LA-ICP-MS) возраст детритовых цирконов из метасадочных пород основания верхнедокембрийского разреза Северного Тимана. *Бюлл. МОИП. Отд. Геол.*, **93**(2), 14–26.
- Брусницына Е.А., Ершова В.Б., Худолей А.К., Андерсон Т., Маслов А.В. (2021) Возраст и источники сноса пород четлаской серии (рифей) Среднего Тимана по результатам U-Th-Pb (LA-ICP-MS) датирования обломочных цирконов. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **29**(6), 3–23. <https://doi.org/10.31857/S0869592X21060028>
- Голдин Б.А., Калинин Е.П., Пучков В.Н. (1999) Магматические формации западного склона севера Урала и их минерогения. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 214 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. (2001) М-6 1 : 1 000 000. Лист Q-40, 41 – Воркута. Объяснит. записка. (Ред. О.А. Кондаин). СПб.: Картограф. фабрика ВСЕГЕИ, 342 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.
- Корреляция магматических комплексов севера Урала и прилегающих территорий. (1988) (Ред. В.Н. Охотников). Свердловск: УНЦ АН СССР, 55 с.
- Коссовская А.Г., Тучкова М.И. (1988) К проблеме минералого-петрохимической классификации и генезиса песчаных пород. *Литология и полез. ископаемые*, (2), 8–24.
- Краснобаев А.А. (1986) Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 152 с.
- Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шацилло А.В., Орлов С.Ю., Горожанин В.М., Горожанин Е.Н., Серегина Е.С., Иванова Н.С., Меерти Дж. (2014) Первые U-Pb данные о возрастах детритных цирконов из песчаников верхнеэемской такатинской свиты Западного Урала (в связи с проблемой коренных источников уральских алмазоносных россыпей). *Докл. АН*, **455**(4), 427–432.
- Мельничук О.Ю. (2018) Идентификация петротипов песчаников по литохимическому составу. *Литология. Мат-лы 3-й Всерос. школы студентов, аспирантов, молодых ученых и специалистов по литологии*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 102–105.
- 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 Уралид 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>
- Петров Г.А. (2020) Докембрийские комплексы Ишеримского антиклинория (Северный Урал): стратиграфия, магматизм, метаморфизм, металлогения. Екатеринбург: УрО РАН, 176 с.
- Петрографический словарь. (1981) (Ред. В.П. Петрова, О.А. Богатиков, Р.П. Петрова). М.: Недра, 496 с.
- Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. (1976) Пески и песчаники. М.: Мир, 536 с.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 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>
- Пучков В.Н., Карстен Л.А. (1986) Раннепротерозойские метаморфические комплексы Приполярного Урала. *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 133, 25–27.

- Пыстин А.М. (2021) Геологическое наследие Б.А. Голдина. *Вестн. геонаук*, (12), 51-60. <https://doi.org/10.19110/geol.2021.12.5>
- 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*, **22**(6), 242-249. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-6-741-760>
- Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. (2014) Базальные отложения верхнего докембрия в Тимано-Североуральском регионе. *Литосфера*, (3), 41-50.
- Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. (2018a) Геологическая позиция и возраст маньхобеинской свиты (RF1?) на Приполярном Урале. *Вестн. Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН*, (9), 3-9. <https://doi.org/10.19110/2221-1381-2018-9-3-9>
- Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. (2018b) Геологическая позиция и возраст шкуринской свиты на Приполярном Урале. *Вестн. Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН*, (10), 3-9. <https://doi.org/10.19110/2221-1381-2018-10-3-9>
- Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. (2019) Докембрий Приполярного Урала: хроностратиграфический аспект. *Тр. КарНЦ РАН. Геол. докембрия*, (2), 34-52. <https://doi.org/10.17076/geo904>
- Пыстин А.М., Пыстина Ю.И., Хубанов В.Б. (2019) Первые результаты U-Pb датирования детритовых цирконов из базальных отложений верхнего докембрия Приполярного Урала. *Докл. АН*, **488**(2), 54-57. <https://doi.org/10.31857/S0869-56524882172-175>
- Пыстина Ю.И. (1997) Минералогическая стратиграфия метаморфических образований Приполярного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 124 с.
- Пыстина Ю.И., Пыстин А.М. (2018) Морфологические особенности цирконов из метаморфических пород и гранитоидов Тимано-Уральского региона. *Вестн. ВГУ. Сер.: Геол.*, (3), 74-82.
- Пыстина Ю.И., Пыстин А.М. (2002) Цирконовая летопись уральского докембрия. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 167 с.
- Пыстина Ю.И., Пыстин А.М., Хубанов В.Б. (2019) Нижний докембрий в структуре палеозойда на Приполярном Урале. *Докл. АН*, **486**(5), 72-76. <https://doi.org/10.31857/S0869-56524865572-576>
- Сергеева Н.Д., Пучков В.Н. (2022) Региональная стратиграфическая схема отложений верхнего и завершающего рифея и венда Южного Урала. *Геол. вестник*, (2), 3-14. <https://doi.org/10.31084/2619-0087/2022-2-1>
- Соболева А.А., Андреичев В.Л., Михайленко Ю.В., Хубанов В.Б. (2022) U-Pb (LA-ICPMS) изотопные возрасты и вероятные источники детритового циркона в кварцитопесчаниках хобеинской свиты (Приполярный Урал). *Вестн. геонаук*, (1), 4-20. <https://doi.org/10.19110/geov.2022.1.1>
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). (1993) Екатеринбург: Уралгеолком.
- Удoratина О.В., Бурцев И.Н., Никулова Н.Ю., Хубанов В.Б. (2017) Возраст метапесчаников верхнедокембрийской четлаской серии среднего Тимана на основании U-Pb датирования детритных цирконов. *Бюлл. МОИП. Отд. Геол.*, **92**(5), 15-32.
- Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А. (2016) U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ3-MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной 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>
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2000) Основы литохимии. СПб.: Наука, 479 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Терешко В.В., Рыбина Н.В. (2016) Очерки литохимии Тимано-Уральского региона. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН. 236 с.
- Bingen B., Nordgulen O., Giulio V. (2008) A four-phase model for the Sveconorwegian orogeny, SW Scandinavia. *J. Geol.*, **88**, 43-72.
- Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatshev R., Kheraskova T.N., Kozlov V.I., Puchkov V.N. (2008) The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia. *Precamb. Res.*, **160**, 23-45.
- Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L. (1995) The Influence of Sediment Recycling and Basement Composition on Evolution of Mudrock Chemistry in the Southwestern United States. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**, 2919-2940.
- Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M. (1995) Unravelling the Effects of Potassium Metasomatism in Sedimentary Rocks and Paleosols, with Implications for Palaeo-Weathering Conditions and Provenance. *Geol.*, **23**, 921-924. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<0921:UTEO>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0921:UTEO>2.3.CO;2)
- 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.
- Harnois L. (1988) The CIW, Index A New Chemical Index of Weathering. *Sediment. Geol.*, **55**, 319-322.
- Herron M.M. (1988) Geochemical Classification of Terrigenous Sands and Shales from Core or Log Data. *J. Sediment. Petrol.*, **58**, 820-829.
- Kroonenberg S.B. (1994) Effect of provenance, sorting and weathering on the geochemistry of fluvial sand from different tectonic and climate environments. *Proceedings of the 29th International Geological Congress*, 69-81.
- Kuznetsov A.B., Bekker A., Ovchinnikov G.V., Gorokhov I.M., Vasilyeva I.M. (2017) Unradiogenic strontium and moderate-amplitude carbon isotope variations in early Tonian seawater after the assembly of Rodinia and before the Bitter Springs Excursion. *Precamb. Res.*, **298**, 157-173. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.06.011>
- Lee Y.I. (2002) Provenance derived from the geochemistry of late Paleozoic-early Mesozoic mudrocks of the Pyeongann Super-group, Korea. *Sediment. Geol.*, **149**, 219-235.
- Ludwig K.R. (2012) User's manual for Isoplot 3.75. *A geochronological toolkit for Microsoft Excel: Berkeley Geochronology Center. Spec. Publ.*, **5**, 75 p.
- Maynard J.B., Valloni R., Yu H.-Sh. (1982) Composition of modern deep-sea sands from arc-related basin. *Spec. Publ. - Geol. Soc., Lond.*, **10**(1), 551-561. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1982.010.01.36>
- Nesbitt H.W., Young G.M. (1982) Early Proterozoic Climates and Plate Motions Inferred from Major Element Chemistry of Lutites. *Nature*, **299**, 715-717.
- Puchkov V.N., Bogdanova S.V., Ernst R., Kozlov V.I., Krasnobaev A.A., Söderlund U., Vingate M.T.D., Postnikov A.V., Sergeeva N.D. (2013) The 1380 Ma Mashak ig-

- neous event of the Southern Urals. *Lithos*, **174**, 109-124.
- Pystin A.M., Pystina Yu.I., Ulyasheva N.S., Grakova O.V. (2020) U-Pb dating of detrital zircons from basal Post Paleoproterozoic metasediments in the Subpolar and Polar Urals: evidence for a Cryogenian, not Mesoproterozoic age. *Int. Geol. Rev.*, **62**(17), 2189-2202. <https://doi.org/10.1080/00206814.2019.1689533>
- Van Achterbergh E., Ryan C.G., Jackson S.E., Griffin W.L. (2001) LA-ICP-MS in the Earth sciences – Appendix 3, data reduction software for LA-ICP-MS. (Ed P.J. Sylvester). Short course. (St. John's Mineral. Assoc. Canada, **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 element and REE analyzes. *Geostand. Newslett.*, **19**, 1-23. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x>
- ### REFERENCES
- Andreichev V.L., Soboleva A.A., Gerels J. (2014) U-Pb age and provenance of detrital zircons from the Upper Precambrian deposits of the Northern Timan. *Stratigrafiya. Geol. Korrel.*, **22**(2), 32-45. (In Russ.) <https://doi.org/10.7868/S0869522X14020021>
- Andreichev V.L., Soboleva A.A., Khubanov V.B., Sobolev I.D. (2018) U-Pb (LA-ICP-MS) age of detrital zircons from metasedimentary rocks at the base of the Upper Precambrian section of Northern Timan. *Byull. MOIP. Otd. Geol.*, **93**(2), 14-26. (In Russ.)
- Bingen B., Nordgulen O., Giulio V. (2008) A four-phase model for the Sveconorwegian orogeny, SW Scandinavia. *J. Geol.*, **88**, 43-72.
- Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatshev R., Kheraskova T.N., Kozlov V.I., Puchkov V.N. (2008) The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia. *Precamb. Res.*, **160**, 23-45.
- Brunsnitsyna E.A., Ershova V.B., Khudolei A.K., Anderson T., Maslov A.V. (2001) Age and Provenance of the Riphean rocks of the Chetlas group of the Middle Timan of U-Th-Pb (LA-ICP-MS) dating of detrital zircons. *Stratigrafiya. Geol. Korrel.*, **29**(6), 607-626. (In Russ.) <https://doi.org/10.1134/S0869593821060022>
- Correlation of igneous complexes of the north of the Urals and adjacent territories. (1988) (Ed. V.N. Okhotnikov). Sverdlovsk, USC AS USSR Publ., 55 p. (In Russ.)
- Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L. (1995) The Influence of Sediment Recycling and Basement Composition on Evolution of Mudrock Chemistry in the Southwestern United States. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**, 2919-2940.
- Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M. (1995) Unravelling the Effects of Potassium Metasomatism in Sedimentary Rocks and Paleosols, with Implications for Palaeo-Weathering Conditions and Provenance. *Geol.*, **23**, 921-924. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<0921:UTEOPM>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0921:UTEOPM>2.3.CO;2)
- Goldin B.A., Kalinin E.P., Puchkov V.N. (1999) Igneous formations of the western slope of the northern Urals and their minerageny. Syktyvkar, IG Komi CS UB RAS Publ., 214 p. (In Russ.)
- 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.
- Harnois L. (1988) The CIW, Index A New Chemical Index of Weathering. *Sediment. Geol.*, **55**, 319-322.
- Herron M.M. (1988) Geochemical Classification of Terrigenous Sands and Shales from Core or Log Data. *J. Sediment. Petrol.*, **58**, 820-829.
- Khubanov V.B., Buyantuev M.D., Tsygankov A.A. (2016) U-Pb isotope dating of zircons from the PZ3-MZ igneous complexes of Transbaikalia by magnetic sector mass spectrometry with laser sampling: identification procedure and comparison with SHRIMP data. *Geol. Geofiz.*, **57**(1), 241-258. (In Russ.) <https://doi.org/10.15372/GiG20160113>
- Kossovskaya A.G., Tuchkova M.I. (1988) To the problem of mineralogical and petrochemical classification and genesis of sandy rocks. *Litologiya i Polez. Iskopaemye*, (2), 8-24. (In Russ.)
- Krasnobaev A.A. (1986) Zircon as an indicator of geological processes. Moscow, Nauka Publ., 152 p. (In Russ.)
- Kroonenberg S.B. (1994) Effect of provenance, sorting and weathering on the geochemistry of fluvial sand from different tectonic and climate environments. *Proceedings of the 29th International Geological Congress*, 69-81.
- Kuznetsov A.B., Bekker A., Ovchinnikov G.V., Gorokhov I.M., Vasilyeva I.M. (2017) Unradiogenic strontium and moderate-amplitude carbon isotope variations in early Tonian seawater after the assembly of Rodinia and before the Bitter Springs Excursion. *Precamb. Res.*, **298**, 157-173. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.06.011>
- Kuznetsov N.B., Romanyuk T.V., Shatsillo A.V., Orlov S.Yu., Gorozhanin V.M., Gorozhanina E.N., Seregina E.S., Ivanova N.S., Meerti Dz. (2014) The first U-Pb data on the ages of detritus zircons from sandstones of the Upper Amsa Takatinsky formation of the Western Urals (in connection with the problem of the indigenous sources of the Ural diamond-bearing placers). *Dokl. Akad. Nauk*, **455**(4), 427-432. (In Russ.)
- Lee Y.I. (2002) Provenance derived from the geochemistry of late Paleozoic-early Mesozoic mudrocks of the Pyeongann Super-group, Korea. *Sediment. Geol.*, **149**, 219-235.
- Ludwig K.R. (2012) User's manual for Isoplot 3.75. *A geochronological toolkit for Microsoft Excel: Berkeley Geochronology Center. Spec. Publ.*, **5**, 75 p.
- Maynard J.B., Valloni R., Yu H.-Sh. (1982) Composition of modern deep-sea sands from arc-related basin. *Spec. Publ. – Geol. Soc., Lond.*, **10**(1), 551-561. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1982.010.01.36>
- Mel'nychuk O.Yu. (2018) Identification of sandstone petrotypes by lithochemical composition. *Lithology. Materials of the 3rd Vseros. schools of students, graduate students, young scientists and specialists in lithology. Ekaterinburg, IGG UB RAS*, 102-105. (In Russ.)
- Nesbitt H.W., Young G.M. (1982) Early Proterozoic Climates and Plate Motions Inferred from Major Element Chemistry of Lutites. *Nature*, **299**, 715-717.
- 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 Alkesvozhskaya Strata (Subpolar Urals). *Vestnik Geonauk*, (5), 3-10. <https://doi.org/10.19110/geov.2022.5.1> (In Russ.)
- 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.)
- Petrographic Dictionary. (1981) (Eds V.P. Petrova, O.A. Bogatnikov, R.P. Petrova). Moscow, Nedra Publ., 496 p. (In Russ.)
- Petrov G.A. (2020) Precambrian complexes of the Isherim anticlinorium (Northern Urals): stratigraphy, magmatism, metamorphism, metallogeny. Ekaterinburg, RIO UrO RAN Publ., 176 p. (In Russ.)
- Pettidzhon F., Potter P., Siver R. (1976) Sands and sandstones. Moscow, Mir Publ., 536 p. (In Russ.)
- Puchkov V.N. (2010) Geology of the Urals and Cis-Urals (topical issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny). Ufa, DizainPoligrafServis, 280 p. (In Russ.)
- Puchkov V.N. (2018) The Plumes – a new word in geology of the Urals. *Lithosphere (Russia)*, **18**(4), 483-499. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-4-483-499>
- Puchkov V.N., Bogdanova S.V., Ernst R., Kozlov V.I., Krasnobayev A.A., Söderlund U., Vingate M.T.D., Postnikov A.V., Sergeeva N.D. (2013) The 1380 Ma Mashak igneous event of the Southern Urals. *Lithos*, **174**, 109-124.
- Puchkov V.N., Karsten L.A. (1986) Early Proterozoic metamorphic complexes of the Subpolar Urals. *Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 133, 25-27. (In Russ.)
- Pystin A.M. (2021) B.A. Goldin's geological heritage. *Vestnik Geonauk*, (12), 51-60. (In Russ.) <https://doi.org/10.19110/geol.2021.12.5>
- 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 provenance of detrital zircons from Upper Precambrian terrigenous deposits of the Subpolar Urals. *Lithosphere (Russia)*, **22**(6), 242-249. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-6-741-760>
- Pystin A.M., Pystina Yu.I. (2018a) Geological position and age of the Mankhibinskaya Formation (RF1?) in the Subpolar Urals. *Vestnik IG Komi NTs UrO RAN*, (9), 3-9. (In Russ.) <https://doi.org/10.19110/2221-1381-2018-9-3-9>
- Pystin A.M., Pystina Yu.I. (2018b) Geological position and age of the Shchokurya Formation in the Subpolar Urals. *Vestnik IG Komi NTs UrO RAN*, (10), 3-9. (In Russ.) <https://doi.org/10.19110/2221-1381-2018-10-3-9>
- Pystin A.M., Pystina Y.I. (2019) Precambrian of the Subpolar Urals: chronostratigraphic aspect. *Trudy KarNTs RAN. Geol. Dokembriya*, (2), 34-52. (In Russ.) <https://doi.org/10.17076/geo904>
- Pystin A.M., Pystina Yu.I. (2014) Upper Precambrian basal deposits in the Timan-Severoural region. *Lithosphere (Russia)*, (3), 41-50. (In Russ.)
- Pystin A.M., Pystina Yu.I., Khubanov V.B. (2019) First Results of U-Pb Datings of Detrital Zircons from the Upper Precambrian Basal Deposits of the Subpolar Urals. *Dokl. Akad. Nauk*, **488**(2), 1031-1034. (In Russ.) <https://doi.org/10.1134/S1028334X19090198>
- Pystin A.M., Pystina Yu.I., Ulyasheva N.S., Grakova O.V. (2020) U-Pb dating of detrital zircons from basal Post Paleoproterozoic metasediments in the Subpolar and Polar Urals: evidence for a Cryogenian, not Mesoproterozoic age. *Int. Geol. Rev.*, **62**(17), 2189-2202. <https://doi.org/10.1080/00206814.2019.1689533>
- Pystina Yu.I. (1997) Mineralogical stratigraphy of metamorphic formations in the Subpolar Urals. Ekaterinburg, RIO UrO RAN Publ., 124 p. (In Russ.)
- Pystina Yu.I., Pystin A.M. (2018) Morphological features of zircons from metamorphic rocks and granitoids of the Timan-Ural region. *Vestnik VGU. Ser.: Geol.*, (3), 74-82. (In Russ.)
- Pystina Yu.I., Pystin A.M. (2002) Zircon Chronicle of the Ural Precambrian. Ekaterinburg, RIO UrO RAN Publ., 167 p. (In Russ.)
- Pystina Yu.I., Pystin A.M., Khubanov V.B. (2019) Lower Precambrian in the Paleozoic Structure in the Subpolar Urals. *Dokl. Akad. Nauk*, **486**(5), 72-76. (In Russ.) <https://doi.org/10.31857/S0869-56524865572-576>
- Sergeeva N.D., Puchkov V.N. (2022) Regional stratigraphic scheme of Upper and Final Riphean and Vendian deposits of the Southern Urals. *Geol. Vestnik*, (2), 3-14. (In Russ.) <https://doi.org/10.31084/2619-0087/2022-2-1>
- Soboleva A.A., Andreichev V.L., Mikhailenko Yu.V., Khubanov V.B. (2022) U-Pb (LA-ICPMS) isotope ages and probable sources of detrital zircon in quartzite sandstones of the Khibinskaya suite (Polar Urals). *Vestnik Geonauk*, (1), 4-20. (In Russ.) <https://doi.org/10.19110/geov.2022.1.1>
- State geological map of the Russian Federation. (2001) Scale 1 : 1,000,000. Sheet Q-40, 41 – Vorkuta. Explanatory letter. (Ed. O.A. Kondiain). St.Petersburg, Cartographer VSEGEI factory, 342 p. (In Russ.)
- State geological map of the Russian Federation. (2013) Scale 1:200,000. North Ural Series. Sheet Q-41-XXV. Explanatory letter. (Ed. M.A. Shishkin). Moscow, MF VSEGEI Publ., 252 p. (In Russ.)
- Stratigraphic schemes of the Urals (Precambrian, Paleozoic). (1993) Ekaterinburg, Uralgeolcom Publ. (In Russ.)
- Udoratina O.V., Burtsev I.N., Nikulova N.Yu., Khubanov V.B. (2017) Age of metasandstones of the Upper Precambrian Chetlas Group of Middle Timan based on U-Pb dating of detrital zircons. *Byull. MOIP. Otd. Geol.*, **92**(5), 15-32. (In Russ.)
- Van Acherbergh E., Ryan C.G., Jackson S.E., Griffin W.L. (2001) LA-ICP-MS in the Earth sciences – Appendix 3, data reduction software for LA-ICP-MS. (Ed. P.J. Sylvester). Short course. (St. John's Mineral. Assoc. Canada, **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 element and REE analyzes. *Geostand. Newslett.*, **19**, 1-23. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x>
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2000) Fundamentals of lithochemistry. St.Petersburg, Nauka Publ., 479 p. (In Russ.)
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P., Tereshko V.V., Rybina N.V. (2016) Essays on lithochemistry of the Timan-Ural region. Syktyvkar, IG KNTs UrO RAN Publ., 236 p. (In Russ.)

УДК 550.41

DOI: 10.24930/2500-302X-2024-24-3-526-546

Минералы палладия и платины в рудах Au-Pd месторождения Чудное (Приполярный Урал, Россия)

С. А. Онищенко, С. К. Кузнецов

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, 167982, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54, e-mail: mine222@ya.ru

Поступила в редакцию 27.07.2023 г., принята к печати 30.08.2023 г.

Объект исследований. Минералы палладия и платины, локализованные преимущественно в прожилках хромсодержащей слюды (фуксита) в риолитах. **Цель исследований.** Уточнение особенностей локализации минералов платиновой группы, их видового разнообразия, определение состава минералов, взаимоотношений между минералами благородных металлов, установление последовательности образования. **Методы.** Изучались полированные шлифы из образцов руд и монтированных в эпоксидной смоле концентратов тяжелых минералов с использованием оптического и электронного микроскопов. Состав минералов определялся на сканирующем электронном микроскопе с энергодисперсионным спектрометром. **Результаты.** Основные Pd минералы месторождения – изомертиит/псевдомертиит и мертиит, второстепенные – атенеит и unnamed минерал платиновой группы Pd_6BiSe , платиновый минерал – сперрилит. Изомертиит/псевдомертиит образует сростания с золотом любого состава и строения, а мертиит встречается только с относительно маломедистым золотом гомогенного строения, в связи с чем для значительных участков рудных зон характерно наличие одного из арсеноантимонидов палладия. В отдельных участках руд установлено замещение изомертиита/псевдомертиита мертиитом. **Выводы.** Формирование фукситовых прожилков и содержащихся в них самородного золота, палладиевых минералов и сперрилита связано с одной стадией минералообразования. Cr, Au, Pd и Pt в рудах составляют единую геохимическую ассоциацию, что свидетельствует об общем источнике этих элементов, в качестве которого наиболее вероятны производные базит-гипербазитового магматизма.

Ключевые слова: Cu-Pd-содержащее золото, изомертиит, псевдомертиит (мертиит-I), мертиит (мертиит-II), атенеит, сперрилит, падмаит, unnamed минералы платиновой группы Pd_6BiSe и $Pd_3Bi_2Se_2$, самородный палладий, соболевскит, оксиды Pd

Palladium and platinum minerals in Au-Pd ores of the Chudnoe deposit (Subpolar Urals, Russia)

Sergey A. Onishchenko, Sergey K. Kuznetsov

N.P. Yushkin Institute of Geology, FRC Komi SC UB RAS, 54 Pervomaiskaya st., Syktyvkar 167982, Russia, e-mail: mine222@ya.ru

Received 27.07.2023, accepted 30.08.2023

Research subject. Minerals of palladium, platinum, and native gold, localized mainly in the veins of chromium-containing mica (fuchsite) in rhyolites. **Aim.** Clarification of the localization features of platinum group minerals, their species diversity, determination of the composition of minerals, relationships between precious metal minerals, establishment of the sequence of formation. **Methods.** Polished sections from ore samples and concentrates of heavy minerals mounted in epoxy resin were studied using optical and electron microscopes. The composition of minerals was determined using a scanning electron microscope with an energy dispersive spectrometer. **Results.** The main Pd minerals of the deposit are isomertieite/pseudomertieite and mertieite, the minor ones are ateneite and the unnamed Pd_6BiSe mineral, and the platinum mineral is sperrylite. Isomertieite/pseudomertieite forms intergrowths with gold of any composition and structure, while mertieite occurs only with relatively low-copper gold of a homogeneous structure; therefore, significant areas of ore zones are characterized by the presence of one of the palladium arsenoantimonides. In some areas of ores, the replacement of isomertieite/pseudomertieite by mertieite was established. **Conclusions.** The formation of fuchsite veinlets and the native gold, palladium minerals, and sperrylite contained therein is associated with one stage of mineral formation. Cr, Au, Pd, and Pt in ores form a single geochemical association, which indicates a common source of these elements. This source is most likely to be derivatives of basite-hyperbasite magmatism.

Keywords: Cu-Pd-containing gold, isomertieite, pseudomertieite (mertieite-I), mertieite (mertieite-II), ateneite, sperrylite, padmaite, unnamed Pd_6BiSe mineral, unnamed $Pd_3Bi_2Se_2$ mineral, native palladium, sobolevskite, Pd oxides

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

For citation: Onishchenko S.A., Kuznetsov S.K. (2024) Palladium and platinum minerals in Au-Pd ores of the Chudnoe deposit (Subpolar Urals, Russia). *Lithosphere (Russia)*, 24(3), 526–546. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-3-526-546>

© С.А. Онищенко, С.К. Кузнецов, 2024

ВВЕДЕНИЕ

Золотопалладиевая минерализация распространена преимущественно в породах базит-гипербазитового состава и связанных с ними Cu-Ni сульфидных и Pd-Pt малосульфидных месторождениях (Спиридонов и др., 2004; Аникина, Алексеев, 2010; Пыстин и др., 2011; Рудашевский и др., 2015; Спиридонов и др., 2015; Nielsen et al., 2015; Sluzhenikin, Mokhov, 2015; Мурзин и др., 2021; Murzin et al., 2022). Кроме того, минералы платиновых металлов в ассоциации с самородным золотом известны на ряде золоторудных гидротермальных месторождений, в частности Бурако ду Оро и Серра Пелада (Бразилия), Блейда Фар Вест (Анти-Атлас, Марокко), на уран-ванадиевом месторождении Средняя Падма в Южной Карелии (Россия), урановом месторождении Коронейшен Хилл (Австралия) и других месторождениях, локализованных в породах разного состава и возраста (Билибина и др., 1991; Olivo et al., 1995, 2001; Cabral et al., 2002; Şener et al., 2002; El Ghorfi et al., 2006; Orth et al., 2014; Menez, Botelho, 2017; Калинин и др., 2022).

Золотопалладиевое гидротермальное месторождение Чудное, находящееся на западном склоне Приполярного Урала, заметно отличается от других месторождений (Тарбаев и др., 1996). Необычной является ассоциация Cu-Pd-содержащего золота, минералов палладия и редкоземельных минералов с Cr-содержащим мусковитом (фукситом). Золотофукситовые прожилки развиты в риолитах, сульфиды в них практически отсутствуют, но распространены арсеноантимониды и висмутоселениды палладия.

Самородное золото и минералы платиновой группы месторождения Чудное изучались ранее рядом авторов. В ассоциации с золотом установлены арсеноантимониды палладия, атенеит и сперриллит, в кварцевом прожилке обнаружен самородный палладий (Тарбаев и др., 1996; Галанкина и др., 1998; Шумилов, Осташенко, 2000; Борисов, 2005; Кузнецов и др., 2014; Онищенко, Кузнецов, 2019; Palyanova et al., 2021). Изученность месторождения существенно повысилась при геологоразведочных работах, проведенных ЗАО Голд Минералс в 2012–2013 гг., в результате которых оконтурены с поверхности и прослежены на глубину три рудные зоны (Калустов, Ефанова, 2013; Онищенко и др., 2014). Нами на материале представительных проб, полученных при этих работах, детально охарактеризован химический и фазовый состав самородного золота, выявлена его пространственная изменчивость в пределах месторождения (Онищенко, Кузнецов, 2023), получены новые сведения о минералах палладия и платины.

Целью настоящей работы является систематизация результатов изучения минералов платиновой группы месторождения Чудное, уточнение особен-

ностей их локализации, видового разнообразия, определение состава, взаимоотношений, установление последовательности и условий образования.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождение Чудное находится в пределах Центрально-Уральского поднятия и приурочено к осевой зоне Малдинской антиклинали, осложненной разрывными нарушениями. Ядро антиклинали сложено рифей-вендскими вулканогенными породами эффузивной и субвулканической фаций кислого и основного состава, а крылья – нижнепалеозойскими терригенными отложениями алькес-возжской, обеизской и салецкой свит нижнего-среднего ордовика. Все породы претерпели метаморфизм зеленосланцевой фации, проявившийся в послеордовикское время.

Площадь месторождения Чудное сложена риолитами и породами основного состава рифей-вендского возраста, среди которых преобладают базальты, реже долериты (рис. 1). В виде самостоятельных тел отмечены андезиты, присутствующие как в базитах, так и риолитах. Разрывные нарушения имеют преобладающее северо-восточное простирание и крутое северо-западное падение, совпадающие со сланцеватостью пород. Вдоль разрывных нарушений риолиты преобразованы в кварц-серицитовые и серицитовые метасоматиты. В зонах контакта риолитов с базитами развиты породы альбит-кварцевого, альбит-кварц-серицитового и хлорит-серицитового состава. В риолитах повсеместно распространена мелкая вкрапленность гематита, магнетит присутствует только в непосредственной близости от контакта риолитов с базитами. Отмечаются кварцевые жилы с горным хрусталем, мусковитом, крупночешуйчатым гематитом, альбитом, прожилки альбит-алланит-кварцевого состава.

Золоторудные зоны в целом контролируются тектоническими нарушениями, но непосредственно в кварц-серицитовых метасоматитах, слагающих зоны разломов, золоторудная минерализация обычно отсутствует. Промышленное золотое оруденение, относящееся к типу минерализованных прожилковых зон (линейных штокверков), приурочено к трещиноватым и брекчированным риолитам. Риолиты характеризуются относительно стабильными содержаниями SiO_2 (73–79 мас. %) и Al_2O_3 (10–13 мас. %) при значительных вариациях в содержании щелочей, при этом K_2O чаще всего преобладает над Na_2O . Второстепенным компонентом риолитов является железо, содержание Fe_2O_3 в среднем составляет 1.8 мас. %, FeO – ≈ 1 мас. %. Золотоносные риолиты по валовому составу незначительно отличаются от безрудных, что свидетельствует о малой роли объемных метасоматических

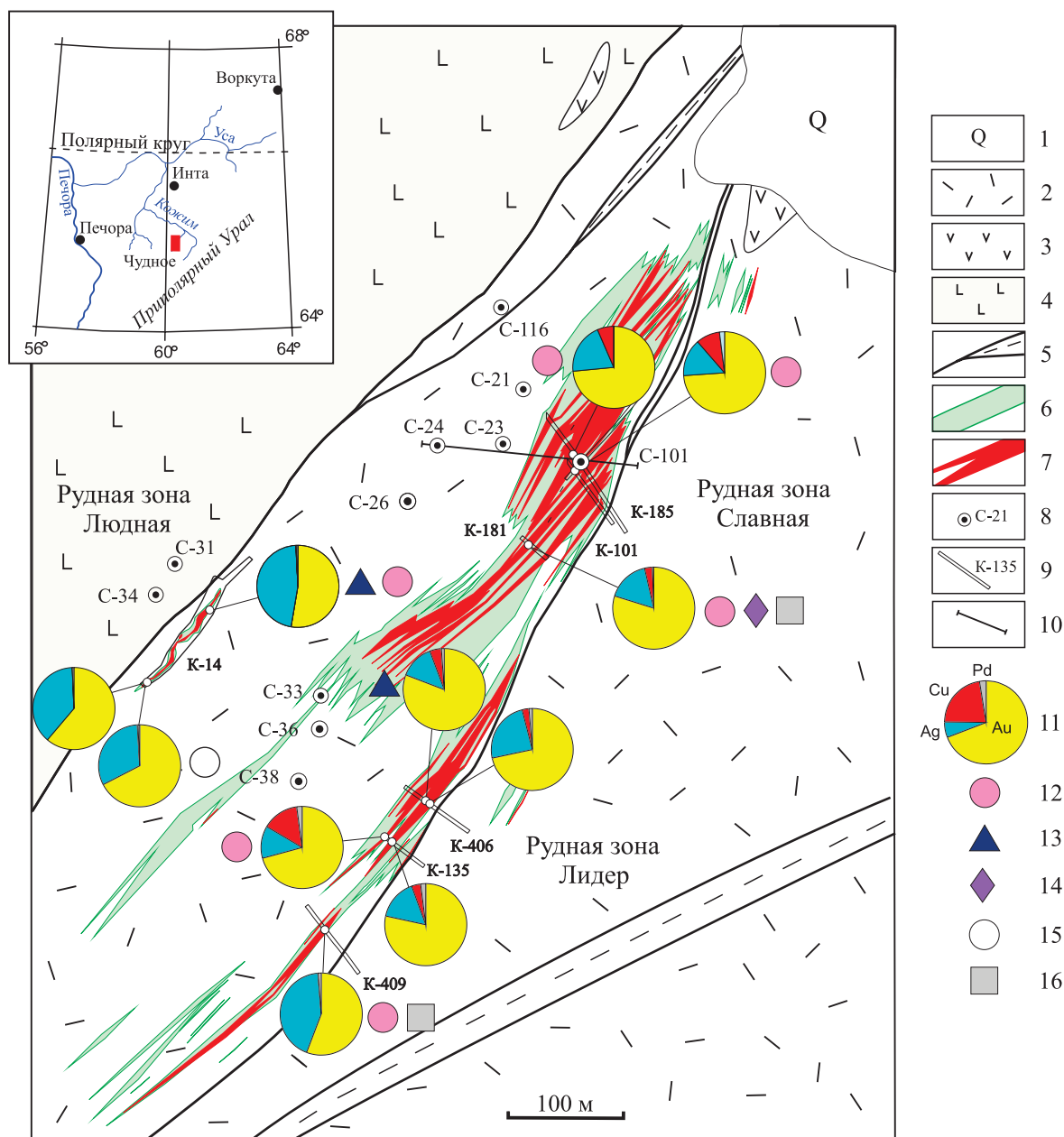


Рис. 1. Геологическая карта месторождения Чудное.

1 – четвертичные отложения; 2 – риолиты; 3 – андезиты; 4 – базиты (базальты и долериты); 5 – разрывные нарушения (кварц-серicitовые и серицитовые метасоматиты); 6 – зоны фукситовой минерализации; 7 – рудные тела ($Au > 1$ г/т); 8 – скважины; 9 – канавы; 10 – линия геологического разреза; 11 – состав самородного золота (ат. %); 12 – изомертиит/псевдомертиит; 13 – мертиит; 14 – unnamed Pd_6BiSe ; 15 – палладий самородный; 16 – сперрилит.

Fig. 1. Geological map of the Chudnoe deposit.

1 – Quaternary deposits; 2 – rhyolites; 3 – andesites; 4 – mafic rocks (basalts and dolerites); 5 – faults (quartz-sericite and sericite metasomatites); 6 – zones of fuchsite mineralization; 7 – orebodies ($Au > 1$ ppm); 8 – boreholes; 9 – trenches; 10 – profile of geologic section; 11 – composition of native gold (at. %); 12 – isomertieite/pseudomertieite; 13 – mertieite; 14 – unnamed Pd_6BiSe mineral; 15 – native palladium; 16 – sperrylite.

процессов при образовании руд (Онищенко и др., 2014).

Рудные зоны имеют северо-восточное простирание и крутое (50–70) северо-западное падение. Зо-

лоторудные зоны Славная и Лидер протягиваются в центральной части месторождения, сменяя друг друга, на расстояние около 900 м при ширине выходов до 60 м. На глубину эти зоны прослежены

до 200 м без признаков выклинивания. Вблизи контакта риолитов с базитами расположена маломощная (до 5 м) зона Людная длиной около 80 м. Золото в рудных зонах распределено неравномерно, образуя линзовидные, чередующиеся между собой и расщепляющиеся рудные тела, которые разделяются некондиционными рудами или безрудными интервалами.

Самородное золото приурочено главным образом к прожилкам Cr-содержащего мусковита (фуксита) в риолитах. Толщина фукситовых прожилков колеблется от долей мм до 1.0–1.5 см, риолиты вдоль зальбандов часто осветлены в зоне шириной 3–5 мм. Количество прожилков в рудных интервалах составляет 3–10 на 1 пог. м. Фуксит представлен тонкочешуйчатыми агрегатами изумрудно-зеленого цвета, содержание Cr_2O_3 обычно составляет 1–7 мас. %. Самородное золото образует в фуксите выделения чешуйчатой, уплощенной и неправильной формы, размер их варьируется от 0.001–0.002 до 2 мм, крайне редко до 8 мм.

В сростании с золотом находятся арсеноантимониды, висмутоселениды и теллуrowисмутиды палладия, изредка встречается сперрилит PtAs_2 и клаусталит PbSe , сульфиды представлены единичными включениями минерала $\text{Cu}_{1.86}\text{S}_{0.66}\text{Se}_{0.48}$, по составу промежуточному между халькозинм-дигенитом и берцелианитом. Вместе с фукситом в прожилках присутствуют алланит (в том числе Cr-содержащий), кварц, альбит, отмечаются кальцит, калиевый полевой шпат, титанит, апатит, цинкохромит и другие минералы.

Кроме фукситовых прожилков, золото находится также в пятнах осветления – зонах локального (5–10 см) метасоматического изменения риолитов, в которых отсутствует пигментирующий породу гематит (Кузнецов, Онищенко, 2018). Золото находится в сростании с породообразующими минералами риолитов, титанитом, алланитом, кайсикхитом-(Y), изредка с арсеноантимонидами палладия, минералами урана, пиритом и халькопиритом.

В северной части рудной зоны Славной среди риолитов присутствуют тела вулканитов андезитового состава редкопорфировой структуры, преобразованные в хлорит-биотит-альбитовые и серицит-биотит-альбитовые породы. Для андезитов, в отличие от риолитов, характерна рассеянная вкрапленность сульфидов, содержание которых обычно не превышает 0.5%. В сульфидсодержащих андезитах выявлена бедная Au-Pd минерализация, расположенная ниже по падению рудных тел (Онищенко, Кузнецов, 2019). С самородным золотом и арсеноантимонидами палладия ассоциируют пирит, Co-содержащий пирит, кобальтин, Pd-содержащий кобальтин, Se-содержащий галенит, сфалерит, халькопирит, магнетит и алланит.

Формирование золотоплатиноидной минерализации связано с гидротермальной деятельностью в зонах крупных разрывных нарушений предположительно в послеордовикское время. Изотопно-геохронологическое датирование по фукситу $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ методами показало несколько возрастных значений – 249, 254, 265 и ≈ 300 млн лет, отвечающих позднему и среднему палеозою (Кузнецов, Андреичев, 1998; Моралев и др., 2005). Вместе с этим отмечается, что фукситовые прожилки могут быть более древними – докембрийскими, претерпевшими впоследствии неоднократные гидротермальные воздействия.

САМОРОДНОЕ ЗОЛОТО

Самородное золото месторождения Чудное характеризуется значительными вариациями состава и строения. Содержание Au заключено в интервале от 65.8 до 92.7 мас. % (51.5–85.7 ат. %), Ag – от 0.4 до 33.8 мас. % (0.6–47.7 ат. %), почти всегда присутствует Cu – до 12.7 мас. % (30.6 ат. %) – и Pd – до 2.9 мас. % (4.3 ат. %), отмечается Hg (Онищенко, Кузнецов, 2023).

Самородное золото формировалось в виде гомогенного Au-Ag-Cu-твердого раствора при температуре выше 220°C . При понижении температуры в зависимости от исходного состава твердый раствор остается гомогенным либо, при содержании $\text{Cu} > 1.1\text{--}2.5$ мас. %, распадается на две или три фазы. Основное влияние на характер распада Au-Ag-Cu твердого раствора и состав образовавшихся фаз оказывает присутствие меди. Характерны пластинчато-решетчатые и таблитчатые структуры распада твердых растворов, формирование которых завершилось при температуре $\approx 100^\circ\text{C}$. Матрица в структурах распада имеет Ag-Au состав, пластинки или таблички соответствуют фазам Au_3Cu и AuCu . Процесс распада твердого раствора сопровождался собирательной перекристаллизацией золота с образованием зернистых структур (Онищенко, Кузнецов, 2022).

Для рудной зоны Славной наиболее характерно умеренно медистое золото с двухфазной структурой распада, в зоне Людной распространено низкопробное серебристое золото гомогенного строения с крайне низкими содержаниями меди. Самородное золото зоны Лидер характеризуется наибольшим разнообразием, только в ней встречается золото с содержанием меди > 6 мас. %. Изменчивость состава самородного золота проявляется как между рудными зонами, так и в дискретном характере изменения состава золота в рудных зонах, что согласуется с их прожилковым строением. На заключительных этапах минералообразования самородное золото частично замещалось вторичным высокопробным золотом.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Изучались полированные шлифы из образцов руд и монтированных в эпоксидной смоле концентратов тяжелых минералов. Концентраты получены из рудных проб, измельченных до 1 мм, что позволяло изучать самородное золото в сростании с сопутствующими минералами; масса проб 5–10 кг. Всего изучено 36 полированных шлифов из концентратов и 16 из образцов руд. Исследования проведены в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН с использованием оптического микроскопа Nikon Eclipse LV 100 ND. Состав минералов определялся на сканирующем электронном микроскопе “Tescan Vega” 3 LMN с энергодисперсионным спектрометром X-Max 50 “Oxford Instruments” (операторы Е.М. Тропников и А.С. Шуйский). Напряжение 20 кВ, характеристические линии: Au *Ma*, Ag *La*, Cu *Ka*, Pd *La*, Bi *Ma*, Se *La*, Sb *La*, Te *La*, O *Ka*, эталоны – чистые металлы для Au, Ag, Cu, Pd, Bi, Sb, Se; InAs для As, HgTe для Te и Hg, SiO₂ для кислорода. Время набора спектров составляло 60–80 с (600 тыс. импульсов). Погрешность определения, мас. %: Pd – 0.4, Sb – 0.3, Bi – 0.4, As – 0.2, Hg – 0.3, Se – 0.2, Te – 0.25, O – 0.3. Состав минералов устанавливался в точках с диаметром зонда ≈ 1 мкм, состав самородного золота со структурой распада Au-Ag-Cu твердого раствора определялся путем анализа по площади участков размером от 20 × 20 до 50 × 50 мкм².

Дополнительное изучение Pd минералов проведено на сканирующем электронном микроскопе ThermoFischer Scientific Axia ChemiSEM с энерго-

дисперсионной приставкой TrueSight EDS 25 mm² (оператор В.А. Радаев). Анализы проводились при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе зонда 0.85 мкА; диаметр зонда около 1 мкм. Изучались вариации содержания Cu, Au и Ag в арсеноантимонидах палладия и сравнивались результаты анализов, полученных на двух приборах. Установлено, что в палладиевых минералах присутствует относительно равномерно распределенная примесь Cu и Au, сходимость результатов анализов по этим элементам вполне удовлетворительная. Результаты определения Ag доверия не вызывают, что, скорее всего, вызвано частичным наложением линий Pd и Ag в энергодисперсионном спектре.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Минералы платиновой группы являются характерными компонентами руд месторождения Чудное, распространены во всех рудных зонах, но всегда в подчиненном по отношению к самородному золоту количестве. Обычно они находятся в фукситовых прожилках в тесной ассоциации с золотом, образуя с ним совместные сростания.

Наиболее распространены арсеноантимониды палладия, представленные двумя минеральными видами. Один из них, с примерно равными атомными количествами сурьмы и мышьяка, по составу соответствует изомертииту Pd₁₁Sb₂As₂ или псевдомертииту Pd₁₁(Sb,As)₄, второй, в котором сурьма значительно преобладает над мышьяком, идентифицируется как мертиит Pd₈Sb_{2.5}As_{0.5} (рис. 2). Псевдомертиит до 2022 г. назывался мертиитом-I, а мер-

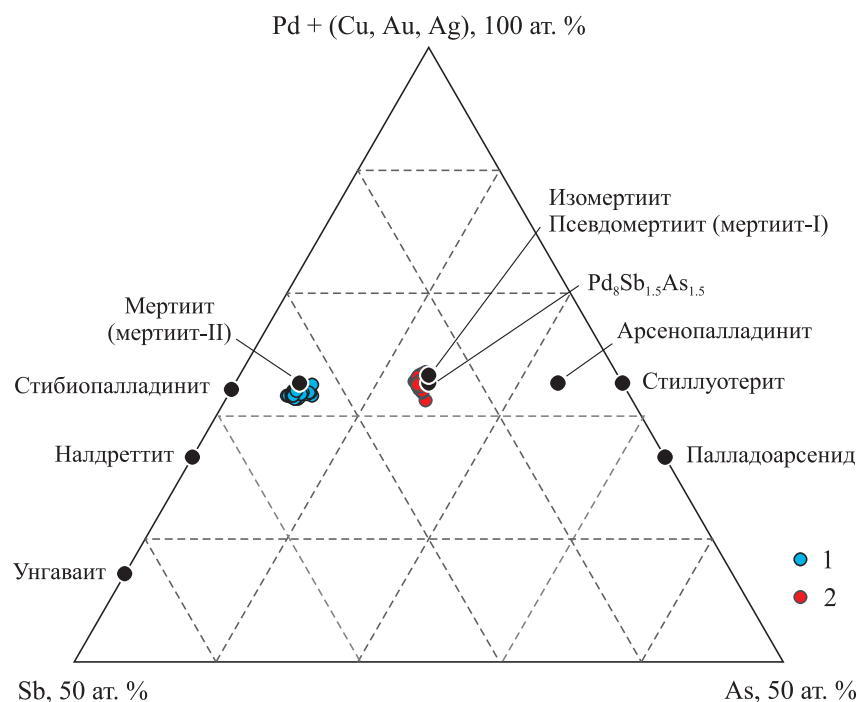


Рис. 2. Состав арсеноантимонидов палладия месторождения Чудное.

1 – мертиит (мертиит-II) (n = 116),
2 – изомертиит/псевдомертиит (мертиит-I) (n = 59). В скобках приведены названия минералов, применявшиеся до 2022 г.

Fig. 2. Composition of palladium arsenoantimonides of the Chudnoe deposit.

1 – mertieite (mertieite-II) (n = 116),
2 – isomertieite/pseudomertieite (mertieite-I) (n = 59). The names of minerals used before 2022 are given in parentheses.

тиит – мертиитом-II, оба минерала переименованы решением Комиссии по новым минералам, номенклатуре и классификации ММА (Miyawaki et al., 2022). Обычно в рудах распространен только один из арсеноантимонидов палладия, но в отдельных участках руд отмечаются сростания этих двух минералов.

Реже встречается атенеит – минерал с идеализированной формулой $\text{Pd}_2(\text{As}_{0.75}\text{Hg}_{0.25})$. Выявлены также висмутоселениды палладия, среди которых преобладает неназванный минерал Pd_6BiSe . Изредка отмечаются теллуrowисмутиды палладия, замещаемые оксидами палладия, единичное включение в золоте идентифицировано как соболевскит. Арсенид платины – сперрилит – встречается в виде мелких (5–15 мкм) кристалликов в сростании с самородным золотом.

Изомертиит/псевдомертиит распространен в рудных зонах Славная и Лидер, а в рудной зоне

Людная отмечается очень редко (рис. 1, 3). Минерал в виде зерен неправильной или изометричной формы размером от 5 до 120 мкм образует сростания с золотом любого состава, но чаще с умеренно медистым, нередко образует вокруг золота невыдержанные каймы (рис. 4б, в). Минерал оптически изотропный. Сопутствующие минералы представлены фукситом, реже альбитом, кварцем и эпидот-алланитом, иногда хромсодержащим.

Сростания изомертиита/псевдомертиита с золотом обычно не имеют признаков, указывающих на их возрастные соотношения, но нарастание изомертиита/псевдомертиита на частицы золота свидетельствует о некотором запаздывании в отложении палладиевого минерала относительно золота. Встречаются противоположные взаимоотношения, когда выделения золота содержат многочисленные мелкие включения изомертиита/псевдомертиита. На рис. 4г крупное зерно изомертиита/псевдо-

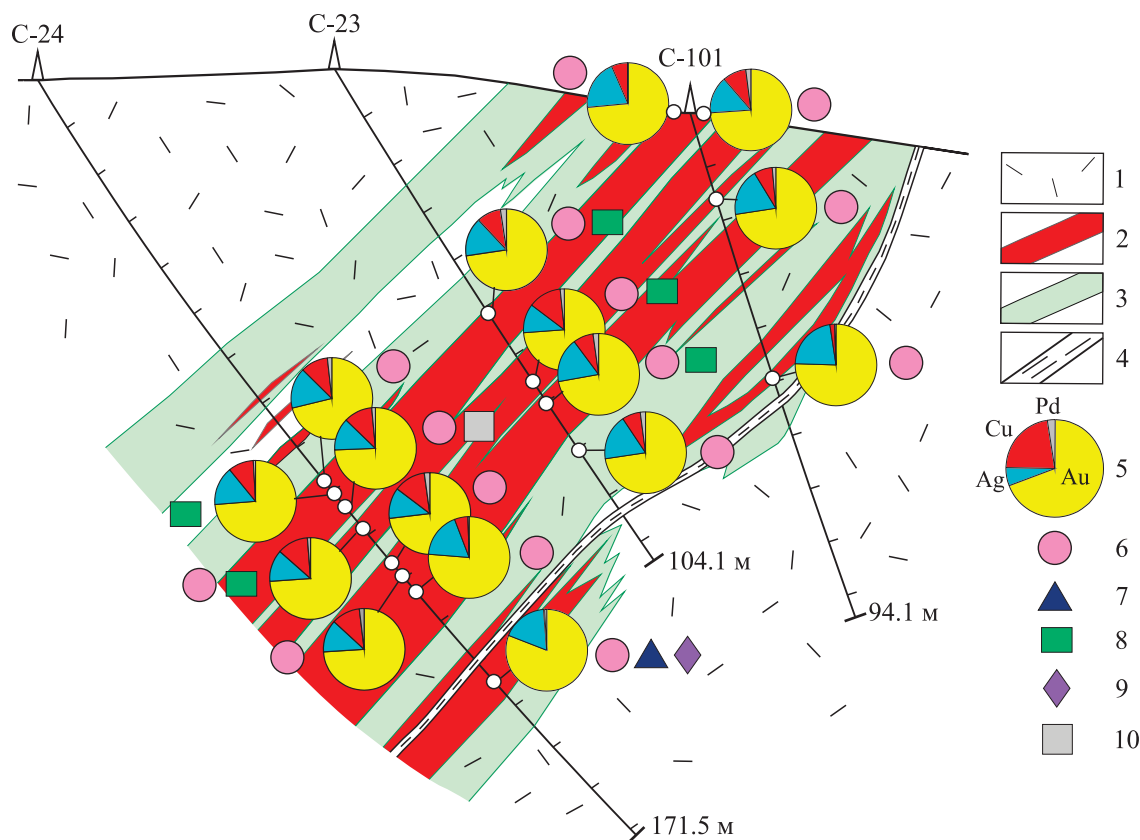


Рис. 3. Разрез через рудную зону Славная.

1 – риолиты; 2 – рудные тела ($\text{Au} > 1$ г/т); 3 – зоны фукситовой минерализации; 4 – разрывные нарушения (кварц-серicitовые метасоматиты); 5 – состав самородного золота (ат. %); 6 – изомертиит/псевдомертиит; 7 – мертиит; 8 – атенеит; 9 – неназванный минерал Pd_6BiSe ; 10 – сперрилит.

Fig. 3. Section across the Slavnyaya ore zone

1 – rhyolites; 2 – orebodies ($\text{Au} > 1$ ppm); 3 – zones of fuchsite mineralization; 4 – faults (quartz-sericite metasomatites); 5 – composition of native gold (at. %); 6 – isomerticite/pseudomerticite; 7 – merticite; 8 – atheneite; 9 – unnamed Pd_6BiSe mineral; 10 – sperrylite.

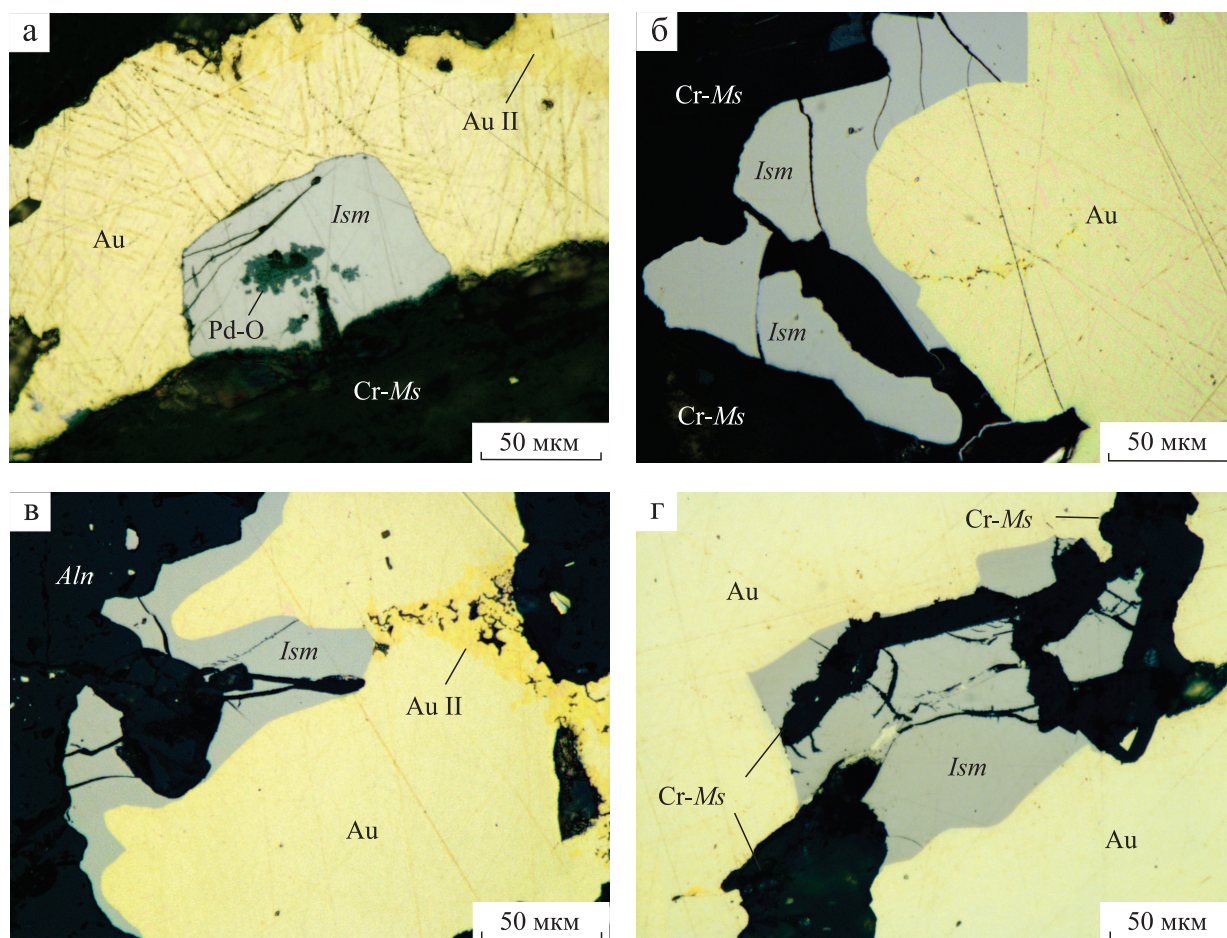


Рис. 4. Изомертиит/псевдомертиит в рудах месторождения Чудное.

а – изомертиит/псевдомертиит в сростании с золотом с хорошо развитой структурой распада Au-Ag-Cu твердого раствора; в виде пятен по первичному золоту развивается высокопробное золото II, которым в значительной степени замещены также пластинки фазы Au_3Cu ; изомертиит/псевдомертиит замещается оксидами палладия (темные пятна); б – кайма изомертиита/псевдомертиита вокруг золота со структурой распада твердого раствора; в – кайма изомертиита/псевдомертиита вокруг золота с очень тонкой структурой распада твердого раствора; г – изомертиит/псевдомертиит в низкопробном золоте однородного строения пересекается прожилками фуксита. *Ism* – изомертиит/псевдомертиит, *Au* – золото, *Au II* – вторичное высокопробное золото, *Cr-Ms* – фуксит, *Aln* – алланит, *Pd-O* – оксиды палладия. Полированные шлифы: а – 23-63-68, б – 24-106, в – 5384, г – K-409. Отраженный свет.

Fig. 4. Isomertieite/pseudomertieite in the ores of the Chudnoe deposit.

а – isomertieite/pseudomertieite in intergrowth with gold with a well-developed Au-Ag-Cu solid solution decomposition texture; in the form of spots on primary gold, high-grade gold II develops, with which the plates of the Au_3Cu phase are also largely replaced; isomertieite/pseudomertieite is replaced by palladium oxides (dark spots); б – isomertieite/pseudomertieite border around gold with exsolution texture; в – isomertieite/pseudomertieite border around gold with a very fine exsolution texture; г – isomertieite/pseudomertieite in low-grade gold of homogeneous texture is intersected by fuchsite veins. *Ism* – isomertieite/pseudomertieite, *Au* – gold, *Au II* – secondary high-grade gold, *Cr-Ms* – fuchsite, *Aln* – allanite, *Pd-O* – palladium oxides. Polished sections: а – 23-63-68, б – 24-106, в – 5384, г – K-409. Reflected light.

мертиита, заключенное в золоте, пересекается прожилками фуксита, в которых присутствуют мелкие включения золота, по составу аналогичные основной его массе.

Состав изомертиита/псевдомертиита по основным элементам довольно выдержан, для него характерны близкие атомные количества сурьмы и мышьяка. Уверенно идентифицировать минерал не представляется возможным в связи с близостью его

состава к двум минеральным видам: изомертииту и псевдомертииту.

Изомертиит имеет формулу $Pd_{11}Sb_2As_2$, сингония минерала кубическая, к структурному типу изомертиита относятся также торнрозит $Pd_{11}As_2Te_2$ и миессит $Pd_{11}Se_2Te_2$ (Karimova et al., 2016). Формула псевдомертиита (до 2022 г. назывался мертиитом-I), по (Cabri, 2002), – $Pd_{11}(Sb, As)_4$, сингония минерала гексагональная. В сводке ММА

(<http://www.ruff.info/ima>) формула минерала представлена в виде $Pd_{5+x}(Sb, As)_{2-x}$ ($x = 0.1-0.2$). О.В. Каримова с соавторами высказали предположение, что мертиит-I может иметь формулу $Pd_8As_{1.5}Sb_{1.5}$ (Karimova et al., 2018), если его рассматривать как член дискретного ряда минералов с общей формулой $Pd_8(As, Sb)_3$, к которым относятся мертиит-II $Pd_8Sb_{2.5}As_{0.5}$ (Karimova et al., 2018), арсенопалладинит $Pd_8As_{2.5}Sb_{0.5}$ (Karimova et al., 2020) и стиллуотерит Pd_8As_3 (Karimova et al., 2022).

Состав изомертиита/псевдомертиита (табл. 1) заметно отклоняется от формулы $Pd_{11}Sb_2As_2$ и ближе к формуле $Pd_8As_{1.5}Sb_{1.5}$. Расчет на 15 атомов (среднее из 116 определений) приводит к формуле $Me_{10.91}Sb_{2.14}As_{1.95}$, расчет на 11 атомов по тем же определениям соответствует формуле $Me_{8.00}Sb_{1.57}As_{1.43}$, где $Me = Pd + Cu + Au + Ag$. Не исключено, что некоторый дефицит палладия относительно формулы $Pd_{11}Sb_2As_2$ обусловлен небольшой систематической ошибкой в наших анализах.

Таблица 1. Состав изомертиита/псевдомертиита месторождения Чудное, мас. %

Table 1. Composition of isomertieite/pseudomertieite of the Chudnoe deposit, wt %

Скважина, канава	Номер пробы	n	Pd	Cu	Au	Ag	Sb	As	Сумма	Формула на 15 атомов
Рудная зона Славная										
K-101	5384	12	69.27	3.36	0.18	1.13	16.80	9.49	100.23	$Me_{10.95}Sb_{2.11}As_{1.94}$
K-185	158	1	72.60	1.84	1.03	—	16.59	9.77	101.83	$Me_{10.93}Sb_{2.08}As_{1.99}$
C-101	16.6	2	68.35	4.85	—	—	17.05	9.95	100.20	$Me_{10.87}Sb_{2.12}As_{2.01}$
	47	1	69.40	3.57	—	—	16.83	9.40	99.20	$Me_{10.93}Sb_{2.13}As_{1.94}$
K-181	11236	2	70.36	1.03	1.77	1.07	16.55	9.62	100.40	$Me_{10.87}Sb_{2.12}As_{2.01}$
C-21	61-63	9	68.26	4.89	0.19	—	17.77	9.27	100.38	$Me_{10.91}Sb_{2.22}As_{1.87}$
	77-80	2	71.54	1.41	—	—	17.07	9.79	99.81	$Me_{10.79}Sb_{2.18}As_{2.03}$
	101-103	8	70.91	2.53	—	—	16.98	9.59	100.01	$Me_{10.88}Sb_{2.15}As_{1.97}$
C-23	51-52	6	69.36	4.26	—	—	16.87	9.85	100.34	$Me_{10.90}Sb_{2.10}As_{2.00}$
	63-68	15	70.54	3.25	0.28	—	16.96	9.53	100.56	$Me_{10.93}Sb_{2.13}As_{1.94}$
	70-71	5	70.91	2.98	—	—	16.89	9.62	100.40	$Me_{10.91}Sb_{2.12}As_{1.97}$
	78-83	2	70.63	2.82	—	—	17.12	9.79	100.36	$Me_{10.85}Sb_{2.15}As_{2.00}$
C-24	86-89	1	68.11	4.85	—	—	17.05	9.62	99.63	$Me_{10.91}Sb_{2.13}As_{1.96}$
	93-94	3	73.30	0.62	—	—	16.79	9.41	100.12	$Me_{10.89}Sb_{2.15}As_{1.96}$
	97-99	2	68.83	4.56	—	—	16.98	9.82	100.19	$Me_{10.90}Sb_{2.11}As_{1.99}$
	105-106	7	69.83	3.83	—	—	17.24	9.58	100.48	$Me_{10.90}Sb_{2.15}As_{1.95}$
	106-111	6	70.18	3.66	—	—	17.03	9.64	100.51	$Me_{10.91}Sb_{2.13}As_{1.96}$
	112-113	6	70.18	—	4.31	0.76	16.28	9.23	100.76	$Me_{10.92}Sb_{2.12}As_{1.96}$
	134-137	5	70.06	1.60	2.32	0.64	16.81	9.16	100.59	$Me_{10.94}Sb_{2.15}As_{1.91}$
C-26	91-97	1	68.84	3.88	—	—	16.93	9.55	99.20	$Me_{10.90}Sb_{2.14}As_{1.96}$
7102	710201	2	71.21	2.59	0.21	—	16.60	9.65	100.26	$Me_{10.93}Sb_{2.09}As_{1.98}$
C-116	194-203	4	69.84	0.59	2.44	1.87	16.76	9.34	100.84	$Me_{10.88}Sb_{2.16}As_{1.96}$
Рудная зона Лидер										
C-31	222-227	2	69.71	3.21	0.82	—	16.93	9.77	100.44	$Me_{10.87}Sb_{2.13}As_{2.00}$
	246-249	1	72.08	1.59	—	—	16.74	9.39	99.80	$Me_{10.92}Sb_{2.13}As_{1.95}$
K-409	K-409	8	69.59	3.66	—	0.41	17.16	9.52	100.34	$Me_{10.91}Sb_{2.15}As_{1.94}$
K-135	135001	1	71.66	2.44	—	—	16.19	9.29	99.58	$Me_{11.02}Sb_{2.06}As_{1.92}$
Рудная зона Людная										
K-14	1417	1	72.52	1.82	—	—	17.36	9.23	100.93	$Me_{10.91}Sb_{2.19}As_{1.90}$
	1501	1	69.79	1.86	0.55	2.30	16.78	9.15	100.43	$Me_{10.98}Sb_{2.13}As_{1.89}$
Среднее		116	70.04	2.99	0.55	0.33	16.96	9.52	100.39	$Me_{10.91}Sb_{2.14}As_{1.95}$

Примечание. Номер пробы из керна скважин (C) отражает интервал опробования в метрах; n – количество проанализированных зерен; прочерк – содержание элемента ниже предела обнаружения. Сква. C-116 – Au-Pd минерализация в андезитах (Онищенко, Кузнецов, 2019). $Me = Pd + Cu + Au + Ag$.

Note. The core sample number marks the sampling interval (m); n – number of the analyzed grains; dash means the element content is below the detection limit. Well C-116 – Au-Pd mineralization in andesites (Onishchenko, Kuznetsov, 2019). $Me = Pd + Cu + Au + Ag$.

В изомертиите/псевдомертиите практически всегда присутствует примесь меди, содержание которой в отдельных зернах достигает 5.4 мас. %. Изомертиит/псевдомертиит с относительно высокими содержаниями меди встречается в сростании как с маломедистым золотом гомогенного строения, так и медистым золотом гетерогенного строения с многочисленными пластинками фазы Au_3Cu , образовавшимися в результате распада $Au-Ag-Cu$ твердого раствора. Наиболее высокие содержания меди (4.0–5.4 мас. %, в среднем 4.89 мас. % Cu) отмечены в изомертиите/псевдомертиите в скв. 21 (инт. 61–63 м), где палладиевый минерал находится в сростании с золотом гомогенного строения, содержащим не более 0.3 мас. % Cu . В скв. 24 (инт. 63–68 м), изомертиит/псевдомертиит, содержащий 0.8–4.4 (в среднем 3.25) мас. % Cu , находится в сростании с золотом, содержащим 4.7–5.4 мас. % Cu с двухфазной структурой распада твердого раствора. Довольно часто в изомертиите/псевдомертиите отмечается заметная примесь Au , наиболее высокие ее содержания отмечены в скв. 24 (инт. 112–113), при этом наличие меди в минерале не зафиксировано.

Изомертиит/псевдомертиит иногда замещается оксидами палладия неоднородного строения, в которых обычно присутствует примеси Cu , As , Sb , заимствованные из первичного минерала, а также, что необычно, Y и Ce . В частности, состав оксидов палладия, развивающихся в центральной части зерна изомертиита/псевдомертиита на рис. 4а, содержит, мас. %: Pd – 50.6, Cu – 7.9, As – 3.7, Y – 2.8, Ce – 4.6, Si – 1.1, Mn – 0.9, O – 14.0.

Следует отметить, что, помимо замещения изомертиита/псевдомертиита оксидами палладия, наблюдается замещение первичного самородного золота вторичным высокопробным золотом (см. рис. 4а), но в других случаях такое соответствие не отмечается (см. рис. 4в).

Мертиит – тригональный минерал состава $Pd_8Sb_{2.5}As_{0.5}$ (Karimova et al., 2018) – до 2022 г. назывался мертиитом-II. Встречается во всех рудных зонах, а в рудной зоне Людная является преобладающим Pd -минералом. Мертиит в виде зерен размером от 5 до 100 мкм образует сростания с золотом, сопутствующие минералы представлены фукситом, реже альбитом, кварцем и эпидот-алланитом, нередко хромсодержащим. В отличие от изомертиита/псевдомертиита, который наблюдается в сростании с золотом любого состава, мертиит встречается только в ассоциации с маломедистым золотом гомогенного строения. Чаще всего взаимоотношения мертиита с золотом носят неопределенный характер, встречаются включения мертиита в золоте, иногда с отчетливым идиоморфизмом мертиита по отношению к золоту, отмечаются также нарастания мертиита на золото (рис. 5а–г).

Состав мертиита по основным элементам испытывает небольшие колебания (табл. 2), харак-

терной примесью является медь, содержания которой, однако, заметно ниже, чем в изомертиите/псевдоизомертиите, содержания золота во всех зернах ниже предела обнаружения. Состав мертиита $Me_{7.90}Sb_{2.58}As_{0.52}$ (среднее из 59 определений, $Me = Pd + Cu + Au + Ag$) в целом неплохо соответствует теоретической формуле $Pd_8Sb_{2.5}As_{0.5}$ (Karimova et al., 2018), однако имеется определенный дефицит металлов, что возможно, связано, как и в случае с изомертиитом/псевдоизомертиитом, с наличием небольшой систематической ошибки.

Мертиит иногда замещается оксидами палладия неоднородного строения, содержащих небольшую примесь Cu , реже As и Sb .

Особый интерес представляют взаимоотношения между двумя арсеноантимонидами палладия – изомертиитом/псевдомертиитом и мертиитом. Сростания этих минералов распространены в двух интервалах руд зоны Славная, крайне редко отмечаются в рудной зоне Людная. В отраженном свете мертиит отличается от изомертиита/псевдомертиита ясно выраженным голубым оттенком, в отраженных электронах выглядит более светлым, но в целом арсеноантимониды палладия по оптическим и электронно-оптическим свойствам различаются не очень значительно, поэтому их сростания представлены в виде интегральных изображений в характеристическом излучении элементов (рис. 6).

В скв. 21 (инт. 61–63 м) распространены совместные сростания мертиита с изомертиитом/псевдомертиитом и золотом гомогенного строения. В этих сростаниях мертиит отчетливо развивается по изомертииту/псевдомертииту. В мертиите присутствуют реликты изомертиита/псевдомертиита (см. рис. 6а, в, г), наблюдается также обрастание золота мертиитом (см. рис. 6г). Мертиит содержит червеобразные включения золота и изредка мелкие выделения халькозина-дигенита состава $Cu_{1.79}Fe_{0.16}S_{1.05}$. Образование медного минерала обусловлено значительной разницей в содержании меди в исходном изомертиите/псевдомертиите (4.0–5.4 мас. % Cu) и замещающем его мертиите (1.4–2.7 мас. % Cu). В этой же пробе мертиит встречается в виде самостоятельных зерен в сростании с золотом.

В скв. 24 (инт. 134–137 м) палладиевые минералы (мертиит, изомертиит/псевдомертиит и unnamed минерал Pd_6BiSe) обычно образуют самостоятельные сростания с золотом. Встречаются также совместные выделения двух арсеноантимонидов палладия, центральная часть которых сложена изомертиитом/псевдомертиитом, а периферическая часть – мертиитом, образующим субграфические сростания с золотом (см. рис. 6б). Следует отметить, что содержание меди в изомертиите/псевдомертиите в этой пробе соизмеримо с содержанием меди в замещающем его мертиите и образование медных минералов не отмечено.

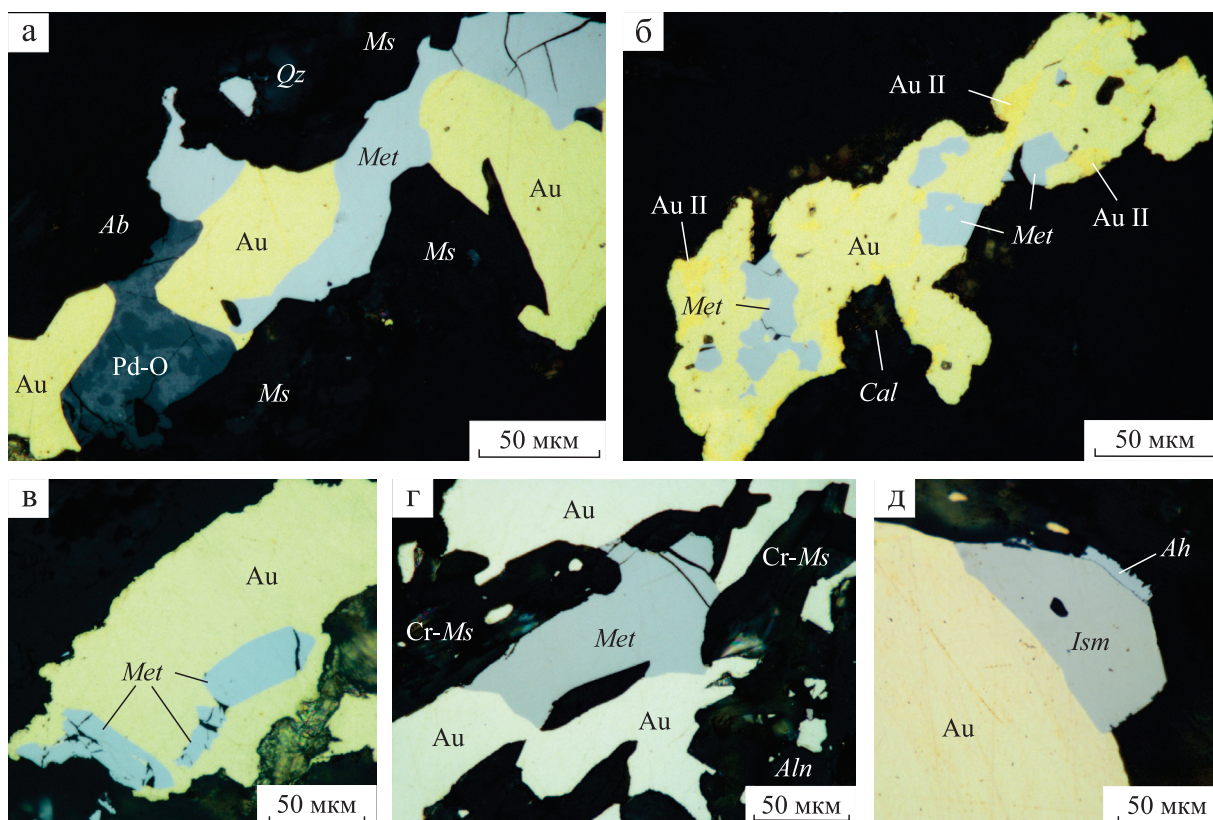


Рис. 5. Мертиит и атенеит в рудах месторождения Чудное.

а – мертиит в сростании с золотом гомогенного строения и минералом Pd_6BiSe , который полностью замещен оксидами-гидроксидами Pd; б – мертиит в сростании с золотом гомогенного строения; в виде пятен развивается вторичное высокопробное золото; в – идиоморфные кристаллы мертиита в золоте; г – мертиит в сростании с фукситом и низкопробным золотом гомогенного строения; д – атенеит в сростании с изомертиитом/псевдомертиитом в ассоциации с золотом, имеющим очень тонкую структуру распада твердого раствора. Au – золото, Au II – вторичное высокопробное золото, Met – мертиит, Ism – изомертиит/псевдомертиит, Ah – атенеит, Pd-O – оксиды палладия, Qz – кварц, Ab – альбит, Ms – мусковит, Cr-Ms – фуксит, Aln – алланит, Cal – кальцит. Полированные шлифы: а-в – 21-101-103, г – 1417, д – 23-70-71. Отраженный свет.

Fig. 5. Mertieite and atheneite in the ores of the Chudnoe deposit.

а – mertieite in intergrowth with gold of homogeneous structure and the mineral Pd_6BiSe , which is completely replaced by oxides-hydroxides Pd; б – mertieite in intergrowth with gold of a homogeneous structure; secondary high-grade gold develops in the form of spots; в – idiomorphic mertieite crystals in gold; г – atheneite in intergrowth with isomertieite/pseudomertieite in association with gold, which has a very fine exsolution texture. Au – gold, Au II – secondary high-grade gold, Met – mertieite, Ism – isomertieite/pseudomertieite, Ah – atheneite, Pd-O – palladium oxides, Qz – quartz, Ab – albite, Ms – muscovite, Cr-Ms – fuchsite, Aln – allanite, Cal – calcite. Polished sections: а-в – 21-101-103, г – 1417, д – 23-70-71. Reflected light.

Таким образом, в отдельных участках руд установлено образование мертиита путем замещения изомертиита/псевдомертиита. Золото образует субграфические сростания с новообразованным мертиитом, что указывает на его участие в процессе замещения. Следует упомянуть, что в некоторых пробах, например в пр. 21-101-103, присутствуют как мертиит (см. рис. 5), так и изомертиит/псевдомертиит (см. табл. 1, 2), но совместных сростаний они не образуют.

В рудной зоне Людной при преобладающей роли мертиита среди палладиевых минералов мелкие зерна изомертиита/псевдомертиита изредка от-

мечаются в виде включений в золоте, в единичном случае в сростании с идиоморфным кристалликом мертиита (см. рис. 6д).

Атенеит отмечается в сростании с изомертиитом/псевдомертиитом и умеренно медистым золотом, имеющем структуру распада твердого раствора. Размер выделений атенеита 8–15 мкм, форма изометричная или удлиненная. Минерал изотропный, но в одном из зерен атенеит отчетливо анизотропен (см. рис. 5д). Состав атенеита по основным элементам довольно устойчив, но анизотропная разновидность минерала (пр. 23-70-71) отличается наиболее высоким содержанием As и

Таблица 2. Состав мертиита месторождения Чудное, мас. %**Table 2.** Composition of mertieite of the Chudnoe deposit, wt %

Скважина, канава	Номер пробы	n	Pd	Cu	Au	Ag	Sb	As	Сумма	Формула на 11 атомов
Рудная зона Славная										
C-21	61-63	12	67.61	2.18	—	—	27.48	3.02	100.29	Me _{7.88} Sb _{2.65} As _{0.47}
	101-103	5	70.61	0.17	—	—	26.16	3.51	100.45	Me _{7.90} Sb _{2.55} As _{0.55}
C-24	134-137	7	68.75	1.21	—	0.49	25.86	3.69	100.00	Me _{7.91} Sb _{2.51} As _{0.58}
C-26	91-97	1	70.78	—	—	—	25.29	4.17	100.24	Me _{7.88} Sb _{2.46} As _{0.66}
7102	710201	1	71.16	—	—	—	26.02	3.48	100.66	Me _{7.92} Sb _{2.53} As _{0.55}
C-116	194-203	5	70.92	0.08	—	—	26.26	3.42	100.68	Me _{7.91} Sb _{2.55} As _{0.54}
Рудная зона Лидер										
C-36	113-115	1	68.94	1.67	—	—	26.39	3.62	100.62	Me _{7.90} Sb _{2.54} As _{0.56}
C-38	96-99	2	67.42	2.50	—	—	26.93	3.36	100.21	Me _{7.88} Sb _{2.59} As _{0.53}
K-406	046	2	70.27	0.65	—	—	26.65	3.24	100.81	Me _{7.91} Sb _{2.58} As _{0.51}
Рудная зона Людная										
K-14	1417	10	69.41	0.55	—	0.62	26.44	3.26	100.28	Me _{7.91} Sb _{2.57} As _{0.52}
	1501	5	68.67	0.57	—	1.35	26.39	3.17	100.15	Me _{7.92} Sb _{2.58} As _{0.50}
C-33	130-135	4	67.89	2.23	—	—	26.66	3.49	100.27	Me _{7.89} Sb _{2.56} As _{0.55}
C-34	50-62	4	69.77	0.62	—	—	27.08	3.04	100.51	Me _{7.88} Sb _{2.64} As _{0.48}
Среднее		59	69.06	1.08	—	0.28	26.59	3.32	100.33	Me _{7.90} Sb _{2.58} As _{0.52}

Примечание. Пояснения – см. табл. 1.

Note. Explanations – see Table 1.

минимальным Hg (табл. 3). Формула атенеита, по современным данным, $\text{Pd}_2(\text{As}_{0.75}\text{Hg}_{0.25})$, определение кристаллической структуры атенеита показало, что атомы Hg приурочены не к позиции Pd, а занимают в структуре одно из положений As (Bindi, 2010).

Помимо арсеноантимонидов палладия и атенеита, в рудах изредка встречаются мелкие зерна арсенида палладия. В пр. 38-96-99 в золоте гомогенного строения отмечены включения арсенида палладия размером до 2 мкм в сростании со столь же мелкими включениями мертиита. Состав минерала, мас. %: Pd – 41.0, As – 49.4, Te – 1.0, Au – 6.8 (захват матрицы). Наличие неидентифицированного арсенида палладия уже отмечалось ранее (Тарбаев и др., 1996).

Минералы системы Pd–Bi–Se представлены падмаитом PdBiSe , неназванными минералами $\text{Pd}_3\text{Bi}_2\text{Se}_2$ и Pd_6BiSe (Онищенко и др., 2022). Висмутоселениды палладия встречаются в отдельных участках рудной зоны Славной в сростании с золотом, состав которого ограничен узкими рамками. Это наиболее высокопробное (Au 88.1–91.1 мас. %) золото гомогенного строения с относительно невысокими содержаниями Ag (7.5–11.1), Cu (до 1.6) и Pd (до 1.2 мас. %). Минералы системы Pd–Bi–Se встречаются вместе с изомертиитом/псевдомертиитом или мертиитом.

Падмаит отмечен в виде включения в самородном золоте, которое находится в сростании с аль-

битом, мертиитом и минералом Pd_6BiSe . Размер выделения падмаита 15 мкм; состав, мас. %: Pd – 28.43, Bi – 52.81, Se – 19.35, сумма – 100.59, формула $\text{Pd}_{1.05}\text{Bi}_{0.99}\text{Se}_{0.96}$.

Неназванный минерал $\text{Pd}_3\text{Bi}_2\text{Se}_2$ обнаружен в виде включения размером 10 мкм в самородном золоте; состав, мас. %: Pd – 36.66, Bi – 45.41, Se – 15.93, Te – 0.60, U – 1.22, сумма – 99.82, формула $\text{Pd}_{3.12}\text{Bi}_{1.97}\text{Se}_{1.83}\text{Te}_{0.04}\text{U}_{0.04}$.

Неназванный минерал Pd_6BiSe является наиболее распространенным среди висмутоселенидов палладия, образует выделения размером от 3 до 60 мкм. Характеризуется высокой степенью однородности и постоянством состава (мас. %, среднее по 13 анализам): Pd – 69.50, Bi – 22.60, Se – 8.19, сумма – 100.29, формула $\text{Pd}_{6.04}\text{Bi}_{1.00}\text{Se}_{0.96}$ (Онищенко и др., 2022). Минерал Pd_6BiSe всегда в значительной степени замещается вторичными минералами (рис. 7).

На рис. 7а неназванный минерал Pd_6BiSe замещается Pd–Bi–Se оксидами, состав которых отличается от исходной фазы значительной потерей Pd и Se при относительно высоком содержании Bi, мас. %: Pd – 51.3, Bi – 19.6, Se – 4.3, Si – 0.5, O – 14.9. С внешней стороны в виде прерывистых полос развивается Pd–Bi оксиды-гидроксиды, в которых содержание Pd сохраняется примерно на прежнем уровне, содержание Bi значительно падает, Se не обнаружен, но присутствует Mn, Y и лантаноиды, мас. %: Pd – 50.0, Bi – 8.9, Mn – 1.7, Y – 2.3, La – 0.9, Ce – 0.3, Nd – 1.1, Si – 0.6, O – 17.7. Далее,

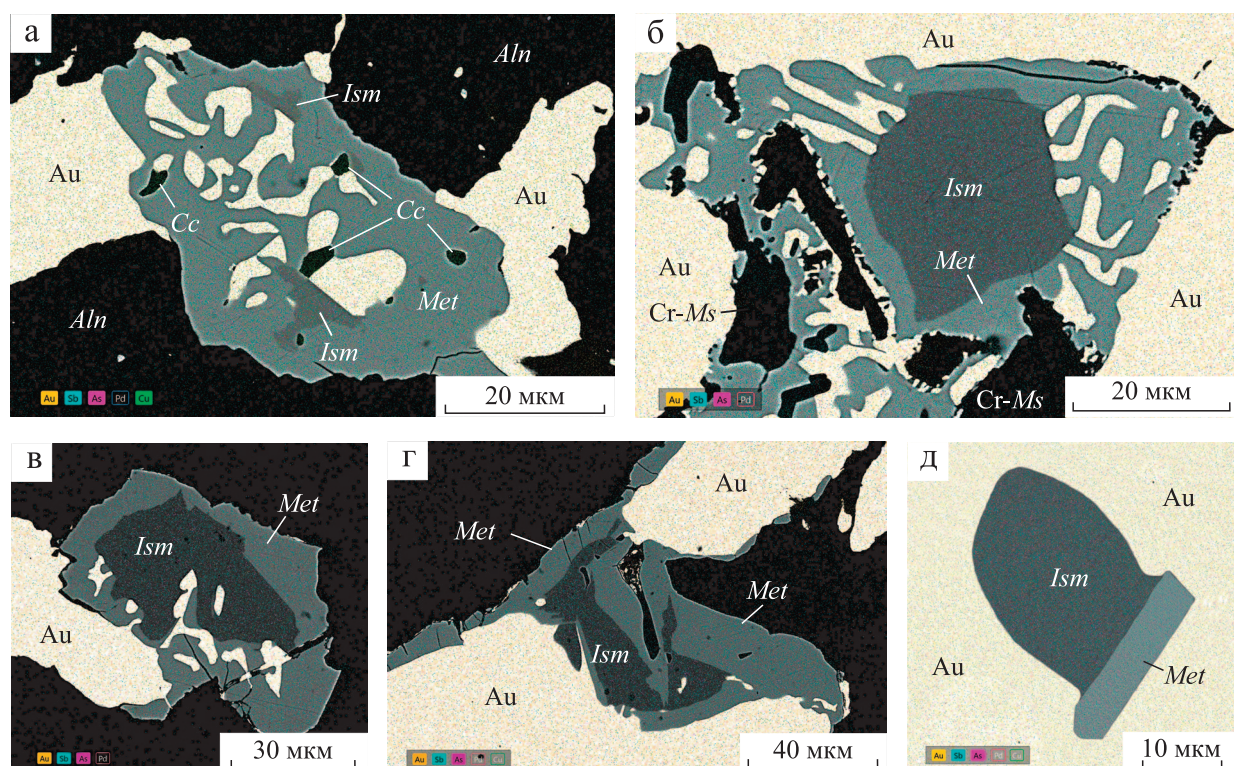


Рис. 6. Взаимоотношения мертиита, изомертиита/псевдомертиита и золота. Многослойные (интегральные) изображения в характеристическом излучении Au, Sb, As и Cu.

Ism – изомертиит/псевдомертиит, *Met* – мертиит, *Au* – золото, *Cc* – халькозин-дигенит, *Cr-Ms* – фуксит, *Aln* – алланит. Полированные шлифы: а, в, г – 21-61-63, б – 24-134-137, д – 1501.

Fig. 6. The relationship of mertieite, isomertieite/pseudomertieite and gold. Multilayer (integral) images in the characteristic radiation of Au, Sb, As and Cu.

Ism – isomertieite/pseudomertieite, *Met* – mertieite, *Au* – gold, *Cc* – chalcocite-digenite, *Cr-Ms* – fuchsite, *Aln* – allanite. Polished sections: а, в, г – 21-61-63, б – 24-134-137, д – 1501.

Таблица 3. Состав атенеита месторождения Чудное, мас. %

Table 3. Composition of the atheneite of the Chudnoe deposit, wt %

Скважина	Номер пробы	Pd	Cu	Ag	As	Sb	Hg	Сумма	Формула
C-23	51-52	65.81	–	–	16.96	–	13.87	96.64	$\text{Pd}_{2.03}\text{As}_{0.74}\text{Hg}_{0.23}$
	51-52	66.92	–	1.32	17.78	–	13.86	99.88	$\text{Pd}_{1.99}\text{Ag}_{0.04}\text{As}_{0.75}\text{Hg}_{0.22}$
	51-52	67.78	0.51	–	18.27	–	13.71	100.27	$\text{Pd}_{2.00}\text{Cu}_{0.03}\text{As}_{0.76}\text{Hg}_{0.21}$
	63-68	68.09	–	–	18.00	–	13.62	99.71	$\text{Pd}_{2.02}\text{As}_{0.76}\text{Hg}_{0.22}$
	63-68	67.44	–	–	18.19	–	13.56	99.19	$\text{Pd}_{2.01}\text{As}_{0.77}\text{Hg}_{0.22}$
	70-71	69.75	0.59	–	19.82	–	10.10	100.26	$\text{Pd}_{2.01}\text{Cu}_{0.03}\text{As}_{0.81}\text{Hg}_{0.15}$
C-24	89-92	67.03	–	–	17.25	1.28	13.77	99.33	$\text{Pd}_{2.01}\text{As}_{0.74}\text{Sb}_{0.03}\text{Hg}_{0.22}$
	97-99	67.11	–	–	16.08	3.12	12.95	99.26	$\text{Pd}_{2.02}\text{As}_{0.69}\text{Sb}_{0.08}\text{Hg}_{0.21}$

Примечание. Пояснения – см. табл. 1. Содержание Au во всех анализах ниже предела обнаружения.

Note. Explanations – see Table 1. The Au content in all analyses is below the detection limit.

преимущественно в центральной части выделения, развивается Pd-Bi-Y оксиды-гидроксиды, мас. %:

Pd – 7.3, Bi – 44.2, Y – 6.8, La – 0.5, Nd – 1.0, Sm – 1.1, Gd – 2.1, Dy – 2.4, Er – 1.1, Yb – 0.8, U – 1.6,

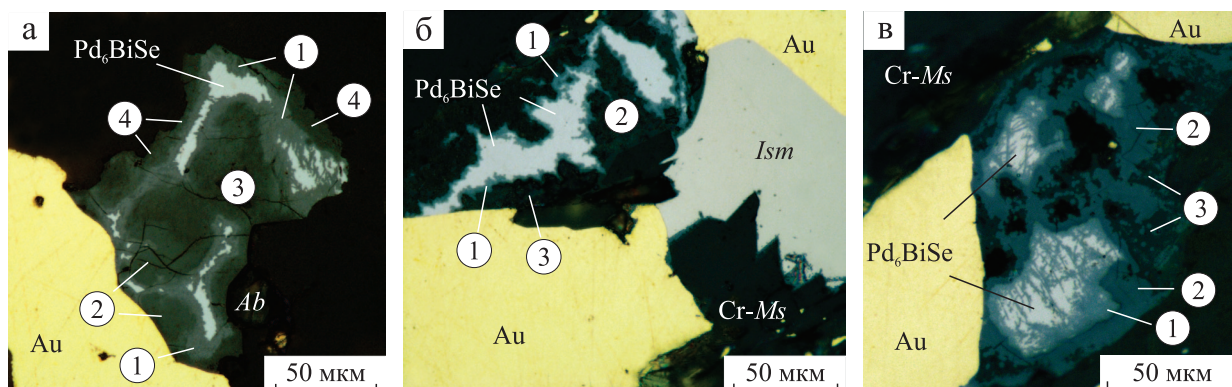


Рис. 7. Неназванный минерал Pd_6BiSe в рудах месторождения Чудное.

а – минерал Pd_6BiSe замещается Pd-Bi-Se оксидом (1), Pd-Bi оксидом-гидроксидом (2) и Pd-Bi-Y оксид-гидроксидом (3); внешняя кайма сложена Bi-Y оксид-гидроксидом (4); б – минерал Pd_6BiSe в виде узкой каймы замещается Pd-оксидом (1) и окружается агрегатом силикатов и арсенофосфатов Y и Ce (2), а также Bi-содержащими гидроксидами Mn (3); изомертит/псевдомертит вторичными минералами практически не замещается; в – минерал Pd_6BiSe замещается гетерогенными минеральными агрегатами зонального строения: Pd-Bi оксидом (1) и Pd-Bi-Ce оксидом (2) и окаймляется агрегатами силикатов и арсенофосфатов Y и Ce (3) (см. рис. 8). Au – золото, Cr-Ms – фуксит. Полированные шлифы: а, б – 21103, в – 24-134-137. Отраженный свет.

Fig. 7. Unnamed Pd_6BiSe mineral in the ores of the Chudnoe deposit.

а – mineral Pd_6BiSe is replaced by Pd-Bi-Se oxide (1), Pd-Bi oxide-hydroxide (2) and Pd-Bi-Y oxide-hydroxide (3). The outer rim is composed of Bi-Y oxide-hydroxide (4); б – mineral Pd_6BiSe in the form of a narrow border is replaced by Pd-oxide (1) and is surrounded by an aggregate of silicates and arsenophosphates Y and Ce (2), as well as Bi-containing hydroxides Mn (3). Isomertite/pseudomertite is practically not replaced by secondary minerals; в – mineral Pd_6BiSe is replaced by heterogeneous mineral aggregates of zonal structure: Pd-Bi oxide (1) and Pd-Bi-Ce oxide (2) and is bordered by aggregates of silicates and arsenophosphates Y and Ce (3) (see the Fig. 8). Au – gold, Cr-Ms – fuchsite. Polished sections: а, б – 21103, в – 24-134-137. Reflected light.

Si – 0.7, Ca – 0.9, O – 17.4. Внешняя кайма сложена Bi-Y оксидами-гидроксидами, не содержащими Pd, мас. %: Bi – 49.8, Y – 7.4, La – 0.4, Nd – 1.1, Sm – 1.2, Gd – 2.5, Dy – 2.6, Er – 1.2, Yb – 0.5, U – 1.6, Si – 0.6, Ca – 0.8, O – 16.93.

На рис. 7б неназванный минерал Pd_6BiSe находится в сростании с золотом гомогенного строения, изомертитом/псевдомертитом и фукситом, содержащим 5.5–8.2 мас. % Cr_2O_3 . Минерал Pd_6BiSe в виде узкой каймы замещается оксидами Pd, содержащими небольшую примесь Bi и Cu, мас. %: Pd – 62.5, Bi – 4.7, Cu – 3.5, Mn – 1.7, Ce – 3.7, U – 1.7, Si – 0.4, As – 0.4, O – 15.0. Выделения Pd-минералов окружены агрегатом силикатов и арсенофосфатов Y и Ce, мас. %: Pd – 2.3, Bi – 1.3, Mn – 0.3, Y – 14.7, Ce – 24.1, Gd – 1.0, Dy – 2.1, Ho – 0.2, Er – 1.4, Yb – 1.2, U – 2.4, Si – 4.8, P – 4.0, As – 5.4, Ca – 0.6, O – 26.7, а также Bi-содержащими гидроксидами Mn, мас. %: Bi – 16.9, Mn – 22.1, Ba – 2.5, Sb – 1.2, Ce – 4.5, Si – 0.8, Ca – 0.5, O – 18.5. Обращает на себя внимание, что изомертит/псевдомертит, находящийся в сростании с золотом и минералом Pd_6BiSe , вторичными минералами практически не замещается.

Одно из выделений неназванного минерала Pd_6BiSe изучено более детально (рис. 7в, 8). Минерал в сростании с золотом гомогенного строения находится в фукситовом (5.8–8.3 мас. % Cr_2O_3) про-

жилке и в значительной степени замещен вторичными минеральными агрегатами зонального строения: Pd-Bi и Pd-Bi-Ce оксидами, которые окружены широкой каймой силикатов и арсенофосфатов Y и Ce. В составе Pd-Bi оксидов, замещающих неназванный минерал Pd_6BiSe , сохраняется высокое содержание Pd, значительно уменьшается содержание Bi, а Se не обнаружен, мас. %: Pd – 68.1, Bi – 8.1, Cu – 2.5, Mn – 1.0, Si – 0.3, O – 14.4. Яркая однородная область распределения Pd охватывает минерал Pd_6BiSe и прилегающую к ней площадь Pd-Bi оксидов (см. рис. 8б). В Pd-Bi-Ce оксидах, распространение которых лучше всего прослеживается по умеренному содержанию Pd (см. рис. 8б), уменьшается содержание Pd и появляется значительное количество церия, мас. %: Pd – 46.4, Bi – 8.9, Ce – 12.2, Cu – 2.0, Mn – 2.3, Si – 1.3, Fe – 0.7, As – 0.6, P – 0.3, O – 13.7. Кайма силикатов и арсенофосфатов Y и Ce коллоидного строения, проявляющаяся в характеристическом излучении этих элементов (см. рис. 8д, е), характеризуется незначительными содержаниями Pd и Bi, мас. %: Ce – 21.0, Y – 17.2, P – 5.7, As – 3.6, Si – 4.5, Gd – 1.9, Dy – 2.4, Er – 1.5, Yb – 1.0, U – 2.3, Ca – 0.5, Pd – 1.3, Bi – 1.5, O – 26.3. Область распространения силикатов и арсенофосфатов Y и Ce в лучшем случае отражает картина распределения Y, потому что некоторая часть Ce входит в предыдущую зону Pd-Bi-Ce оксидов.

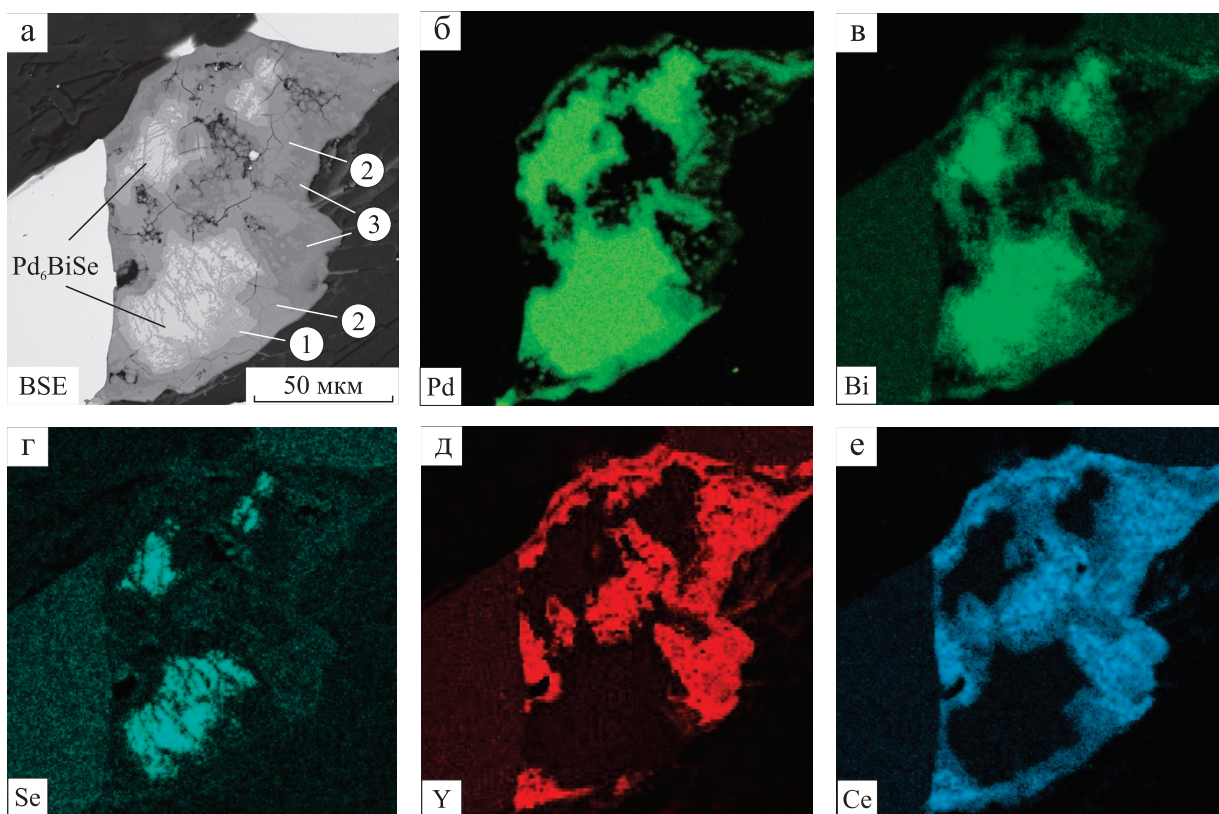


Рис. 8. Преобразования неназванного минерала Pd_6BiSe .

Минерал Pd_6BiSe замещается гетерогенным минеральным агрегатом зонального строения: Pd-Bi оксидами (1) и Pd-Bi-Ce оксидами (2) и окаймляется агрегатами силикатов и арсенофосфатов Y и Ce (3). Изображения в отраженных электронах (а) и характеристическом излучении Pd, Bi, Se, Y и Ce (б–е). Полированный шлиф 24-134-137.

Fig. 8. Transformations of the unnamed Pd_6BiSe mineral.

The Pd_6BiSe mineral is replaced by a heterogeneous mineral aggregate of zonal structure: Pd-Bi oxides (1) and Pd-Bi-Ce oxides (2) and is bordered by aggregates of silicates and arsenophosphates Y and Ce (3). Images in reflected electrons (a) and characteristic radiation Pd, Bi, Se, Y and Ce (б–е). Polished section 24-134-137.

Отмечены и другие варианты замещения неназванного минерала Pd_6BiSe (Онищенко и др., 2022). В одном из них минерал Pd_6BiSe замещается оксидами Pd в виде каймы и окружается широкой полосой гидроксидов Mn. Состав оксидов Pd весьма специфичен, от исходного минерала отличаются полным отсутствием Se и значительной потерей Bi при высоком содержании Ce, мас. %: Pd – 48.28, Bi – 5.41, Ce – 8.87, Mn – 4.61, Cu – 3.37, Si – 0.71, P – 0.29, O – 16.2. Высокое содержание церия при очень незначительном количестве фосфора и кремния позволяет предполагать, что он присутствует в форме четырехвалентного оксида или карбоната. Гидроксиды Mn не содержат ни Pd, ни Se, но присутствует Bi и, кроме того, Ce и Ba, мас. %: Mn – 39.89, Bi – 6.93, Ba – 6.09, Ce – 3.04, Ca – 1.1, O – 14.9.

В другом случае минерал Pd_6BiSe замещается неоднородной массой Pd-Bi-Se-оксидов, которые окружены тонкой каймой оксидов Pd, а промежу-

ток между ними и самородным золотом выполнен Y-Са карбонатом.

Минералы системы Pd–Bi–Te в незначительном количестве отмечены в скв. 38 (инт. 96–99 м) в сростании с золотом гомогенного строения, мас. %: Au – 86.3–87.8, Ag – 12.7–13.5, Pd – до 1.0, Cu – до 0.8. Единичное включение в золоте размером 10 мкм содержит, мас. %: Pd – 36.63, Bi – 50.47, Te – 10.15, Sb – 3.2 (формула $\text{Pd}_{1.00}\text{Bi}_{0.70}\text{Te}_{0.23}\text{Sb}_{0.07}$), и соответствует **соболевскиту**. Теллуrowисмутиды палладия образуют также редкие выделения размером до 30 мкм, замещаемые оксидами палладия. Ассоциирующие минералы представлены альбитом, калиевым полевым шпатом, кварцем, титанитом и U-Ti минералом.

Самородный палладий обнаружен в рудной зоне Людная в виде выделений длиной 15–20 мкм, выполняющих интерстиции между зернами мелкозернистого прозрачного кварца в алланит-альбит-кварцевом прожилке (Борисов, 2005). Самородный

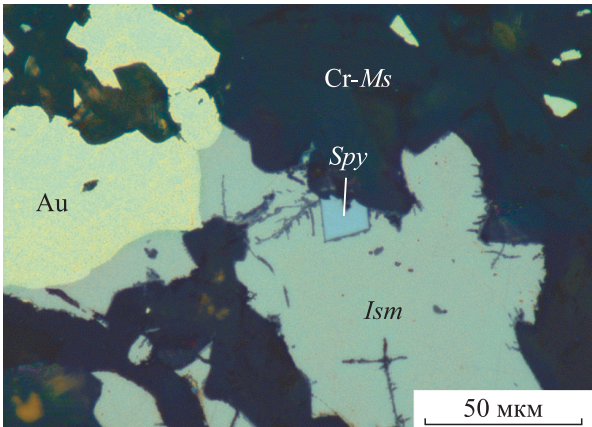


Рис. 9. Сперрилит в рудах месторождения Чудное.

Ism – изомертиит/псевдомертиит, *Cr-Ms* – фуксит, *Spy* – сперрилит. Полированный шлиф К-409. Отраженный свет.

Fig. 9. Sperrylite in the ores of the Chudnoe deposit.
Ism – isomertieite/pseudomertieite, *Cr-Ms* – fuchsite, *Spy* – sperrylite. Polished section K-409. Reflected light.

палладий представлен практически чистым Pd, в качестве примеси зафиксировано до 0.34 мас. % Cu. Схожий характер локализации имеет неидентифицированный минерал Pd-Ag-S, отмеченный в альбит-кварцевом прожилке в виде натечных межзерновых образований в кварцевом агрегате, состав минерала (мас. %): Pd – 66.9, Ag – 8.8, S – 9.0, Fe – 0.6, U – 1.6, Si – 6.7, Al – 0.5, сумма – 94.1 (Онищенко и др., 2024). Образование самородного палладия и минерала Pd-Ag-S отражает, вероятно, наиболее поздний эпизод благороднометалльной минерализации на месторождении. Сперрилит изредка встречается в рудных зонах Славная и Лидер в виде мелких (5–15 мкм) кристалликов в сростании с самородным золотом, изомер-

тиитом/псевдомертиитом и фукситом (рис. 9). Золото в сростании со сперрилитом имеет гомогенное строение или решетчатое строение, обусловленное распадом твердого раствора. Состав сперрилита близок к теоретической формуле PtAs₂ (табл. 4).

ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты проведенных исследований свидетельствуют о тесной ассоциации минералов платиновой группы с самородным золотом. При этом их разнообразие в значительной мере взаимосвязано с особенностями состава золота и нахождением в пределах различных рудных зон. В частности, изомертиит/псевдомертиит образует сростания с золотом любого состава и строения, а мертиит встречается только с относительно маломедистым золотом гомогенного строения. В мощной толще руд центральной части зоны Славная (см. рис. 1, 3) самородное золото в основном содержит 3–4 мас. % меди, что вызывает двухфазный, изредка трехфазный распад твердого раствора. Палладиевые минералы в этой части рудной зоны представлены изомертиитом/псевдомертиитом и в подчиненном количестве атенеитом. Золото в нижней части рудной зоны, а также на северо-восточном и юго-западном ее флангах значительно менее медистое (до 1.4 мас. % Cu), чем и обусловлено его гомогенное строение. Среди палладиевых минералов распространены изомертиит/псевдомертиит, мертиит и неназванный минерал Pd₆BiSe, причем в этих частях рудной зоны отмечено замещение изомертиита/псевдомертиита мертиитом, что может быть объяснено локальными увеличением отношения Sb/As в рудообразующем растворе. В рудной зоне Лидер, самородное золото в которой отличается разнообразием состава и строения, преобладающим палладиевым минералом является изомертиит/псевдомертиит. В зоне Люд-

Таблица 4. Состав сперрилита месторождения Чудное, мас. %
Table 4. Composition of sperrylite of the Chudnoe deposit, wt %

Скважина, канава	Номер пробы	Pt	Cu	Pb	As	Se	Сумма	Формула
К-181	11236	57.37	–	–	42.57	–	99.94	Pt _{1.02} As _{1.98}
С-21	101-103	56.18	–	–	42.25	2.06	100.49	Pt _{0.98} As _{1.93} Se _{0.09}
С-23	51-52	56.04	–	–	42.40	1.70	100.14	Pt _{0.99} As _{1.94} Se _{0.07}
	51-52	55.19	–	1.74	42.37	–	99.30	Pt _{0.99} Pb _{0.03} As _{1.98}
С-24	93-94	56.44	0.57	–	42.98	–	99.99	Pt _{1.00} Cu _{0.03} As _{1.97}
С-31	222-227	57.72	0.66	–	42.18	–	100.56	Pt _{1.02} Cu _{0.04} As _{1.94}
К-409	К-409	57.21	–	–	42.52	–	99.73	Pt _{1.02} As _{1.98}
	К-409	56.80	–	–	43.17	–	99.97	Pt _{1.01} As _{1.99}

Примечание. Пояснения – см. табл. 1.
Note. Explanations – see Table 1.

ной распространено серебристое золото гомогенного строения, основные вариации его состава заключаются в изменениях соотношения между Au и Ag, а содержание Cu не превышает 0.5 мас. %. Доминирующим палладиевым минералом является мертиит. Обращает на себя внимание, что на юго-западном фланге рудной зоны Лидер с серебристым золотом, содержащим 28.1–32.7 мас. % Ag и не более 0.4 мас. % Cu, ассоциирует исключительно изомертиит/псевдомертиит.

Срастания золота с палладиевыми минералами обычно не имеют признаков, указывающих на их возрастные соотношения, но нарастание изомертиита/псевдомертиита, реже мертиита на частицы золота свидетельствует о некотором запаздывании в отложении палладиевых минералов относительно золота. В то же время в арсеноантимонидах палладия присутствуют включения самородного золота, поглощенные, видимо, их растущими зернами. Кроме того, отмечаются пересечения зерен изомертиита/псевдомертиита тонкими прожилками фуксита, содержащими мелкие частицы золота. Замещение изомертиита/псевдомертиита мертиитом с образованием субграфических золотомертиитовых срастаний указывает на участие золота в процессе этих преобразований. В целом наблюдения свидетельствуют о том, что формирование фуксита, золота и минералов палладия происходило в некотором временном интервале в ходе единого процесса. Об этом же свидетельствует эпизодическое присутствие примеси Au в изомертиите/псевдомертиите.

Рудообразующие флюиды содержали хром, золото, палладий, серебро, ртуть, платину и другие элементы, из которых отлагались фуксит, самородное золото, палладиевые минералы, принадлежащие к системам Pd–Sb–As, Pd–Bi–Se, Pd–Bi–Te, атенеит и сперрилит. Образование самородного золота и сопутствующих минералов происходило в условиях низкой активности сульфид-иона, что создавало возможность для вхождения меди в самородное золото (Murzin et al., 2018) и отчасти в минералы палладия. Это заключение подтверждается характером рудной минерализации в андезитах (C-116) на продолжении по падению руд в риолитах. В сульфидсодержащих андезитах самородное золото, формирующееся в поле устойчивости пирита, в качестве примеси содержит только серебро, а медь и палладий не обнаружены. В этих условиях медь заключена в халькопирите, примесь меди в арсеноантимонидах палладия незначительна, а некоторая часть палладия фиксируется в арсеносульфиде – Pd-содержащем кобальтине.

Ассоциация хрома, палладия, платины и золота свидетельствует, по нашему мнению, о едином глубинном источнике этих элементов, в качестве которого наиболее вероятны производные базит-гипербазитового магматизма. Наиболее важным

обстоятельством, оказывающим влияние на генетические представления, является неопределенность, связанная с наличием в рудах хромсодержащих минералов. Как показано в ряде работ, высокохромистый фуксит формируется только в непосредственной близости от ультрабазитов (Сазонов и др., 2001). Между тем наличие пород ультраосновного или близкого состава в районе месторождения не установлено.

Из месторождений, имеющих черты сходства с месторождением Чудное, хромсодержащие минералы распространены в слюдистых метасоматитах уран-ванадиевого месторождения Средняя Падма в Южной Карелии, сопровождающихся Au-Pd минерализацией. Основным носителем хрома является хромселадонит (Пеков и др., 2000), минералы металлов платиновой группы представлены висмутитами, сульфоселенидами, селеносульфидами палладия, падмаитом PdBiSe , малышевитом PdBiCuS_3 , судовиковитом PtSe_2 (Полеховский и др., 1991а, б, 1997; Черников и др., 2006), присутствует также самородное золото и фаза Au-Ag-Cu-Pd (Кулешевич, Голубев, 2012). Наличие в рудах элементов платиновой группы, V, Ti, Cr, Co, Cu указывает на то, что интенсивным преобразованиям под действием щелочных флюидов подвергались породы базит-гипербазитового ряда и шунгиты, содержащие эти элементы (Кулешевич, Голубев, 2012).

В ряде месторождений распространена прожилковая Au-Pd минерализация с незначительным развитием сульфидных минералов, сходная с наблюдаемой на месторождении Чудное. На месторождении Бурако ду Оро (Бразилия) самородное золото ассоциирует с калунгаитом PdAsSe , изомертиитом $\text{Pd}_{11}\text{Sb}_2\text{As}_2$, мертиитом $\text{Pd}_8\text{Sb}_{2.5}\text{As}_{0.5}$, сперрилитом и падмаитом (Menez, Botelho, 2017).

На месторождении Блейда Фар Вест (Анти-Атлас, Марокко) в ассоциации с самородным золотом (в том числе Pd-содержащим) выявлены изомертиит/псевдомертиит $\text{Pd}_{11}\text{Sb}_2\text{As}_2$, кейтконнит Pd_{3-x}Te , палладсеит $\text{Pd}_{17}\text{Se}_{15}$, меренскиит PdTe_2 , меренскиит-мончеит $(\text{Pd,Pt})(\text{Te,Bi})_2$, котульскит PdTe и сперрилит (El Ghorfi et al., 2006), позднее обнаружены мертиит $\text{Pd}_8\text{Sb}_{2.5}\text{As}_{0.5}$, остербошит $(\text{Pd,Cu})_7\text{Se}_5$, падмаит и фазы PdSe , Pd_2BiSe , Pd_3BiSe , Pd_4BiSe , Pd_5BiSe (Калинин и др., 2022).

На месторождении Серра-Пелада (Бразилия) в виде включений или в срастании с самородным золотом, в том числе палладистым, находятся минерал Pd_3As , атенеит, изомертиит, судовиковит, палладсеит, а также фазы Pd-Pt-Se, Pd-Se, Pd-Hg-Se и Pd-Bi-Se (Cabral et al., 2002). Последняя фаза имеет состав $\text{Pd}_{2.976}\text{Au}_{0.084}\text{Pt}_{0.008}\text{Se}_{0.439}\text{Bi}_{0.492}$, что соответствует неназванному минералу Pd_6BiSe , присутствующему в рудах месторождения Чудное.

Во всех палладиевых минералах месторождения Чудное фиксируются эпигенетические изменения, имеющие окислительный характер. В арсе-

ноантимонидах палладия эти процессы проявлены слабо, но минерал Pd_6BiSe всегда в той или иной степени замещается оксидами палладия и висмута зонального строения, во внешних зонах в составе минеральных агрегатов преобладают оксиды-гидроксиды Y, Ce и Mn, иногда силикаты и арсенофосфаты Y и Ce. В свою очередь, новообразованные агрегаты минералов Y, Ce и Mn обычно содержат некоторое количество Pd и Bi, причем содержания последнего иногда бывают довольно высокими. Следует отметить, что в рудах месторождения Чудное, помимо замещения палладиевых минералов оксидами Pd, наблюдается замещение первичного самородного золота вторичным высокопробным золотом, но эти процессы, видимо, не являются взаимосвязанными.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Минералы палладия и платины месторождения Чудное находятся в сростании с самородным золотом и локализованы преимущественно в прожилках хромсодержащего мусковита (фуксита), выполняющих многочисленные трещины в риолитах. Прожилки обычно согласные с региональной сланцеватостью пород и простираются крупными разрывными нарушениями. Формирование золотофукситовых прожилков связано с гидротермальными процессами, проявившимися, вероятнее всего, в послеордовикское время. Ассоциация хрома, палладия, платины и золота свидетельствует о едином глубинном источнике этих элементов, в качестве которого наиболее вероятны производные базит-гипербазитового магматизма. Образование самородного золота и сопутствующих минералов происходило в условиях низкой активности сульфид-иона, что создавало возможность для вхождения меди в самородное золото и отчасти в минералы палладия.

Палладиевые минералы в рудах месторождения по составу относятся к системам Pd–Sb–As (изомертиит/псевдомертиит, мертиит, атенит), Pd–Bi–Se (падмаит, незазванные минералы Pd_6BiSe и $\text{Pd}_3\text{Bi}_2\text{Se}_2$), Pd–Bi–Te (соболевскит), отмечается самородный палладий. Платиновый минерал представлен сперрилитом. Наиболее распространены минералами палладия в рудах месторождения Чудное являются изомертиит/псевдомертиит и мертиит. Изомертиит/псевдомертиит образует сростания с золотом любого состава и строения, а мертиит встречается только с относительно маломедистым золотом гомогенного строения. Для значительных участков рудных зон характерно наличие одного из арсеноантимонидов палладия. В отдельных участках руд отмечено замещение изомертиита/псевдомертиита мертиитом, что может быть обусловлено локально проявленным увеличением отношения Sb/As в рудоносном растворе в процессе минералообразования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аникина Е.В., Алексеев А.В. (2010) Минералого-геохимическая характеристика золото-палладиевого оруденения в Волковском габбро-диоритовом массиве (Платиноносный пояс Урала). *Литосфера*, (5), 75-100.
- Билибина Т.В., Мельников Е.К., Савицкий А.В. (1991) О новом типе месторождений комплексных руд в Южной Карелии. *Геология рудн. месторождений*, 33(6), 3-14.
- Борисов А.В. (2005) Геолого-генетические особенности Au-Pd-REE рудопроявлений хребта Малдынырд (Приполярный Урал). Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 27 с.
- Галанкина О.Л., Гавриленко В.В., Гайдамако И.М. (1998) Новые данные о минералогии гидротермального золото-платиноидного оруденения Приполярного Урала. *Зап. ВМО*, (3), 72-78.
- Калинин Ю.А., Боровиков А.А., Маача Л., Zuhair M., Пальянова Г.А., Житова Л.М. (2022) Au-Pd минерализация и рудообразующие флюиды месторождения Блейда Фар Вест (Анти-Атлас, Марокко). *Литосфера*, 22(5), 644-666. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-5-644-666>
- Калустов С.В., Ефанова Л.И. (2013) Золоторудное месторождение Чудное на этапе подготовки к промышленному освоению. *Горн. журн.*, (9), 42-44.
- Кузнецов С.К., Андреичев В.Л. (1998) Возраст золотофукситовой минерализации в риолитах хребта Малдынырд. *Золото, платина и алмазы Республики Коми и сопредельных регионов*. Мат-лы Всерос. конф. Сыктывкар, 18-19.
- Кузнецов С.К., Майорова Т.П., Шайбеков Р.И., Сокерина Н.В., Филиппов В.Н. (2014) Минеральный состав и условия формирования золото-платино-палладиевых проявлений севера Урала и Пай-Хоя. *Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири*, S3-1, 81-85.
- Кузнецов С.К., Онищенко С.А. (2018) Золотоносность локальных участков метасоматического изменения риолитов месторождения Чудное (Приполярный Урал). *Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН*, (12), 39-45. <https://doi.org/10.19110/2221-1381-2018-12-39-45>
- Кулешевич Л.В., Голубев А.И. (2012) Благородные металлы в щелочных метасоматитах Средней Падмы, Карелия. *Руды и металлы*, (1), 17-25.
- Моралев Г.В., Борисов А.В., Суренков С.В., Тарбаев М.Б., Пономарчук В.А. (2005) Первые $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ датировки слюд Au-Pd-P3Э проявления Чудное (Приполярный Урал). *Докл. АН*, 400(2), 243-246.
- Мурзин В.В., Пальянова Г.А., Аникина Е.В., Молошаг В.П. (2021) Минералогия благородных металлов (Au, Ag, Pd, Pt) Волковского Cu-Fe-Ti-V месторождения (Средний Урал). *Литосфера*, 21(5), 643-659. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-5-643-659>
- Онищенко С.А., Кузнецов С.К. (2019) Палладий-золотосульфидная минерализация в андезитах на месторождении Чудное (Приполярный Урал). *Вестн. Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН*, (6), 20-27. <https://doi.org/10.19110/2221-1381-2019-6-20-27>
- Онищенко С.А., Кузнецов С.К. (2022) Распад твердого раствора в системе Au-Ag-Cu в богатой золотом области. *Геохимия*, 67(7), 639-654. <https://doi.org/10.31857/S0016752522060061>

- Онищенко С.А., Кузнецов С.К. (2023) Самородное золото Au-Pd месторождения Чудное (Приполярный Урал, Россия). *Геология и геофизика*, **64**(2), 233-254. <https://doi.org/10.15372/GiG2022122>
- Онищенко С.А., Кузнецов С.К., Тропников Е.М. (2022) Минеральные фазы системы Pd-Bi-Se в рудах Au-Pd-месторождения Чудное (Приполярный Урал, Россия). *Докл. РАН. Науки о Земле*, **504**(1), 41-45. <https://doi.org/10.31857/S2686739722050115>
- Онищенко С.А., Онищенко Л.В., Ефанова Л.И., Артева Т.А. (2014) Золоторудное месторождение Чудное на Приполярном Урале. *Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России*. Матлы XVI съезда Республики Коми. Т. III. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 172-175.
- Онищенко С.А., Сокина Н.В., Кузнецов С.К., Исаенко С.И., Тропников Е.М. (2024) Стадийность формирования кварц-альбит-алланит-фукситовых прожилков на Au-Pd-месторождении Чудное (Приполярный Урал). *Вестн. геонаук*. **349**(1), 4-15. <https://doi.org/10.19110/geov.2024.1.1>
- Пеков И.В., Чуканов Н.В., Румянцева Е.В., Кабалов Ю.К., Шнайдер Ю., Леденева Н.В. (2000) Хромселадонит $\text{KCrMg}[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$ – новый минерал из группы слюд. *Зап. ВМО*, **129**(1), 38-44.
- Полеховский Ю.С., Волошин А.В., Тарасова И.П., Никитин С.А., Пахомовский Я.А., Меньшиков Ю.П., Крецер Ю.Л., Колычева Т.И. (1991а) Падмаит PdBiSe – новый селенид палладия и висмута из метасоматитов южной Карелии. *Зап. ВМО*, (3), 85-88.
- Полеховский Ю.С., Волошин А.В., Тарасова И.П., Пахомовский Я.А., Крецер Ю.Л. (1991б) Новый тип палладийсодержащей минерализации в метасоматитах Карелии. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, (7), 86-95.
- Полеховский Ю.С., Тарасова И.П., Нестеров А.Р., Пахомовский Я.А., Бахчисарайцев А.Ю. (1997) Судовиковит PtSe_2 – новый селенид платины из метасоматитов Южной Карелии. *Докл. АН*, **354**(1), 82-85.
- Пыстин А.М., Потапов И.Л., Пыстина Ю.И., Генералов В.И., Онищенко С.А., Филиппов В.Н., Шлома А.А., Терешко В.В. (2011) Малосульфидное платинометаллическое оруденение на Полярном Урале. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 150 с.
- Рудашевский Н.С., Рудашевский В.Н., Ниелсен Т.Ф.Д. (2015) Интерметаллиды и сплавы меди и палладия в золото-палладиевых рудах Скаергардского массива (Гренландия). *Зап. РМО*, **144**(1), 30-53.
- Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А. (2001) Месторождения золота Урала. Екатеринбург: УГГА, 622 с.
- Спиридонов Э.М., Кулагов Э.А., Куликова И.М. (2004) Ассоциации минералов палладия, платины и золота в рудах Норильского месторождения. *Геология рудн. месторождений*, **46**(2), 175-192.
- Спиридонов Э.М., Кулагов Э.А., Серова А.А., Куликова И.М., Коротаева Н.Н., Середина Е.В., Тушенцова И.Н., Беляков С.Н., Жуков Н.Н. (2015) Генетическая минералогия Pd, Pt, Au, Ag, Rh в Норильских сульфидных рудах. *Геология рудн. месторождений*, **57**(5), 445-476. <https://doi.org/10.7868/S0016777015050068>
- Тарбаев М.Б., Кузнецов С.К., Моралев Г.В., Соболева А.А., Лапутина И.П. (1996) Новый золото-палладиевый тип минерализации в Кожимском районе Приполярного Урала (Россия). *Геология рудн. месторождений*, **38**(1), 15-30.
- Черников А.А., Чистякова Н.И., Уваркина О.М., Дубинчук В.Г., Рассулов В.А., Полеховский Ю.С. (2006) Малышевит PdBiCuS_3 – новый минерал из месторождения Средняя Падма в Южной Карелии. *Новые данные о минералах*, (41), 14-17.
- Шумилов И.Х., Осташенко Б.А. (2000) Минералогические особенности Au-Pd-TR оруденения на Приполярном Урале. Сыктывкар: Геопринт, 104 с.
- Bindi L. (2010) Atheneite, $[\text{Pd}_2][\text{As}_{0.75}\text{Hg}_{0.25}]$, from Itabira, Minas Gerais, Brazil: Crystal structure and revision of the chemical formula. *Canad. Miner.*, **48**, 1149-1155. <https://doi.org/10.3749/canmin.48.5.1149>
- Cabral A.R., Lehmann B., Kwitko-Ribeiro R., Cravo Costa C.H. (2002) Palladium and Platinum Minerals from the Serra Pelada Au-Pd-Pt Deposit, Carajas Mineral Province, Northern Brazil. *Canad. Miner.*, **40**(5), 1451-1463.
- Cabri L.J. (2002) The Platinum-Group Minerals. In The Geology, Geochemistry, Mineralogy and mineral beneficiation of platinum-group elements. (Ed. L.J. Cabri). Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum. Spec. V. 54, 13-129.
- El Ghorfi M., Oberthur T., Melcher F., Luders V., El Boukhari A., Maacha L., Ziadi R., Baoutoul H. (2006) Gold-palladium mineralization at Bleida Far West, Bou Azzer-El Graara Inlier, Anti-Atlas, Morocco. *Miner. Depos.*, **41**, 549-564. <https://doi.org/10.1007/s00126-006-0077-3>
- Karimova O.V., Grokhovskaya T.L., Zolotarev A.A., Gurchiy V.V. (2016) Crystal structure refinements of isomertieite, $\text{Pd}_{11}\text{Sb}_2\text{As}_2$, and tornroosite, $\text{Pd}_{11}\text{As}_7\text{Te}_2$. *Canad. Miner.*, **54**, 511-517. <https://doi.org/10.3749/canmin.1500039>
- Karimova O.V., Mezheva A.A., Zgurskiy N.A., Zolotarev A.A., Chareev D.A. (2022) The crystal structure of Pd_8As_3 , a synthetic analogue of stillwaterite. *Miner. Mag.*, **86**(3), 492-499. <https://doi.org/10.1180/mgm.2022.57>
- Karimova O.V., Zolotarev A.A., Evstigneeva T.L., Johanson B.S. (2018) Mertieite-II, $\text{Pd}_8\text{Sb}_{2.5}\text{As}_{0.5}$, crystal-structure refinement and formula revision. *Miner. Mag.*, **82**, 247-257. <https://doi.org/10.1180/minmag.2017.081.052>
- Karimova O.V., Zolotarev A.A., Johanson B.S., Evstigneeva T.L. (2020) The crystal structure of arsenopalladinite, $\text{Pd}_8\text{As}_{2.5}\text{Sb}_{0.5}$, and its relation to mertieite-II, $\text{Pd}_8\text{Sb}_{2.5}\text{As}_{0.5}$. *Miner. Mag.*, **84**, 746-752. <https://doi.org/10.1180/mgm.2020.65>
- Menez J., Botelho N.F. (2017) Ore characterization and textural relationships among gold, selenides, platinum-group minerals and uraninite at the granite-related Buraco do Ouro gold mine, Cavalcante, Central Brazil. *Miner. Mag.*, **81**(3), 463-475. <https://doi.org/10.1180/minmag.2016.080.101>
- Miyawaki R., Hatert F., Pasero M., Mills S.J. (2022) CNMNC Newsletter 69. *Eur. J. Mineral.*, **34**, 463-468. <https://doi.org/10.5194/ejm-34-463-2022>
- Murzin V.V., Chudnenko K.V., Palyanova G.A., Varlamov D.A., Naumov E.A., Pirajno F. (2018) Physico-chemical model for the genesis of Cu-Ag-Au-Hg solid solutions and intermetallics in the rodingites of the Zolotaya Gora gold deposit (Urals, Russia). *Ore Geol. Rev.*, **93**, 81-97. <https://doi.org/10.1016/j.oregeo>

- rev.2017.12.018
- Murzin V., Palyanova G., Mayorova T., Beliaeva T. (2022) The Gold-Palladium Ozernoe Occurrence (Polar Urals, Russia): Mineralogy, Conditions of Formation, Sources of Ore Matter and Fluid. *Minerals*, **12**, 765. <https://doi.org/10.3390/min12060765>
- Nielsen T.F.D., Keiding J.K., Andersen J.C.Ø., Holness M.B., Keiding J.K., Rudashevsky N.S., Rudashevsky V.N., Salmonsens L.P., Tegner C., Veksler I.V. (2015) The Skaergaard PGE and gold deposit: The result of in situ fractionation, sulphide saturation, and magma chamber-scale precious metal redistribution by immiscible Fe-rich melt. *J. Petrol.*, **56**(8), 1643-1676. <https://doi.org/10.1093/ptrology/egv049>
- Olivo G.R., Gauthier M., Bardoux M., Leao de Sa E., Fonseca J.T.F., Santana F.C. (1995) Palladium-bearing gold deposit hosted by Proterozoic lake superior-type iron-formation at the Caue iron mine, Itabira District, southern Sao Francisco Craton, Brazil: Geologic and structural controls. *Econ. Geol.*, **90**, 118-134. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.90.1.118>
- Olivo G.R., Gauthier M., Williams-Jones A.E., Levesque M. (2001) The Au-Pd mineralization at the Conceição iron mine, Itabira District, southern Sao Francisco Craton, Brazil: An example of a jacutinga-type deposit. *Econ. Geol.*, **96**, 61-74. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.96.1.61>
- Orth K., Meffre S., Davidson G. (2014) Age and paragenesis of mineralisation at Coronation Hill uranium deposit, Northern Territory, Australia. *Miner. Depos.*, **49**(5), 595-623. <https://doi.org/10.1007/s00126-013-0501-4>
- Palyanova G., Murzin V., Borovikov A., Karmanov N., Kuznetsov S. (2021) Native Gold in the Chudnoe Au-Pd-REE Deposit (Subpolar Urals, Russia): Composition, Minerals in Intergrowth and Genesis. *Minerals*, **11**, 451. <https://doi.org/10.3390/min11050451>
- Şener A.K., Grainger C.J., Groves D.I. (2002) Epigenetic gold-platinum-group element deposits: examples from Brazil and Australia. *Trans. Inst. Mining Metall.*, **111**(1), 65-73. <http://dx.doi.org/10.1179/aes.2002.111.1.65>
- Sluzhenikin S.F., Mokhov A.V. (2015) Gold and silver in PGE-Cu-Ni and PGE ores of the Noril'sk deposits, Russia. *Miner. Depos.*, **50**(4), 465-492. <https://doi.org/10.1007/s00126-014-0543-2>
- ta C.H. (2002) Palladium and Platinum Minerals from the Serra Pelada Au-Pd-Pt Deposit, Carajas Mineral Province, Northern Brazil. *Canad. Miner.*, **40**(5), 1451-1463.
- Cabri L.J. (2002) The Platinum-Group Minerals. In The Geology, Geochemistry, Mineralogy and mineral beneficiation of platinum-group elements. (Ed. L.J. Cabri). Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum. Spec. V. 54, 13-129.
- Chernikov A.A., Chistyakova N.I., Uvarkina O.M., Dubinchuk V.G., Rassulov V.A., Polekhovsky Yu.S. (2006) Malyshevite PdBiCuS_3 – a new mineral from the Srednaya Padma deposit in South Karelia. *New Data Miner.*, **41**, 14-17. (In Russ.)
- El Ghorfi M., Oberthur T., Melcher F., Luders V., El Boukhari A., Maacha L., Ziadi R., Baoutoul H. (2006) Gold-palladium mineralization at Bleida Far West, Bou Azzer-El Graara Inlier, Anti-Atlas, Morocco. *Miner. Depos.*, **41**, 549-564. <https://doi.org/10.1007/s00126-006-0077-3>
- Galankina O.L., Gavrilenko V.V., Gaidamako I.M. (1998) New data on mineralogy of the hydrothermal gold-PGE mineralization at the Polar Urals. *Zapiski VMO*, (3), 72-78. (In Russ.)
- Kalinin Yu.A., Borovikov A.A., Maacha L., Zuhair M., Palyanova G.A., Zhitova L.M. (2022) Au-Pd mineralization and ore-forming fluids of the Bleida Far West deposit (Anti-Atlas, Morocco). *Lithosphere (Russia)*, **22**(5), 644-666. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-5-644-666>
- Kalustov S.V., Efanova L.I. (2013) The Chudnoe gold deposit at the stage of preparation for commercial exploration. *Gornyi Zhurnal*, (9), 42-44. (In Russ.)
- Karimova O.V., Grokhovskaya T.L., Zolotarev A.A., Gurchiy V.V. (2016) Crystal structure refinements of isomertieite, $\text{Pd}_{11}\text{Sb}_2\text{As}_2$, and tornroosite, $\text{Pd}_{11}\text{As}_2\text{Te}_2$. *Canad. Miner.*, **54**, 511-517. <https://doi.org/10.3749/canmin.1500039>
- Karimova O.V., Mezhueva A.A., Zgurskiy N.A., Zolotarev A.A., Chareev D.A. (2022) The crystal structure of Pd_8As_3 , a synthetic analogue of stillwaterite. *Miner. Mag.*, **86**(3), 492-499. <https://doi.org/10.1180/mgm.2022.57>
- Karimova O.V., Zolotarev A.A., Evstigneeva T.L., Johanson B.S. (2018) Mertieite-II, $\text{Pd}_8\text{Sb}_{2.5}\text{As}_{0.5}$, crystal-structure refinement and formula revision. *Miner. Mag.*, **82**, 247-257. <https://doi.org/10.1180/minmag.2017.081.052>
- Karimova O.V., Zolotarev A.A., Johanson B.S., Evstigneeva T.L. (2020) The crystal structure of arsenopalladinite, $\text{Pd}_8\text{As}_{2.5}\text{Sb}_{0.5}$, and its relation to mertieite-II, $\text{Pd}_8\text{Sb}_{2.5}\text{As}_{0.5}$. *Miner. Mag.*, **84**, 746-752. <https://doi.org/10.1180/mgm.2020.65>
- Kuznetsov S.K., Andreichev V.L. (1998) The age of gold-fuchsite mineralization in rhyolites of the Maldynyrd Ridge. *Gold, Platinum, and Diamonds of the Komi Republic and Adjacent Regions*. Proceedings of the All-Russian Conference. Syktyvkar, 18-19. (In Russ.)
- Kuznetsov S.K., Maiorova T.P., Shaibekov R.I., Sokerina N.V., Filippov V.N. (2014) Mineral composition and conditions for the formation of gold-platinum-palladium occurrences in the north of the Urals and Pai-Khoi. *Geologiya i Mineral'nye Resursy Sibiri*, **S3-1**, 81-85. (In Russ.)
- Kuznetsov S.K., Onishchenko S.A. (2018) Gold content of local areas of metasomatic alteration of rhyolites of the Chudnoe deposit (Subpolar Urals). *Vestnik IG Ko-*

REFERENCES

Anikina E.V., Alekseev A.V. (2010) Mineral-geochemical characteristic of gold-palladium mineralization in the Volkov gabbro massif (Platiniferous Urals Belt). *Lithosphere (Russia)*, (5), 75-100. (In Russ.)

Bilibina T.V., Mel'nikov E.K., Savitskii A.V. (1991) A new type of deposits of composite ores in southern Karelia. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **33**(6), 3-14. (In Russ.)

Bindi L. (2010) Atheneite, $[\text{Pd}_2][\text{As}_{0.75}\text{Hg}_{0.25}]$, from Itabira, Minas Gerais, Brazil: Crystal structure and revision of the chemical formula. *Canad. Miner.*, **48**, 1149-1155. <https://doi.org/10.3749/canmin.48.5.1149>

Borisov A.V. (2005) Geological and genetic features of the Au-Pd-REE ore occurrences of the Maldynyrd ridge (Subpolar Urals). Cand. geol. and min. sci. diss. Moscow, 27 p. (In Russ.)

Cabral A.R., Lehmann B., Kwitko-Ribeiro R., Cravo Cos-

- mi NTs UrO RAN, (12), 39-45. (In Russ.) <https://doi.org/10.19110/2221-1381-2018-12-39-45>
- Kuleshevich L.V., Golubev A.I. (2012) Noble metals in alkaline metasomatites at Srednyia Padma, Karelia. *Rudy i Metally*, (1), 17-25. (In Russ.)
- Menez J., Botelho N.F. (2017) Ore characterization and textural relationships among gold, selenides, platinum-group minerals and uraninite at the granite-related Buraco do Ouro gold mine, Cavalcante, Central Brazil. *Miner. Mag.*, **81**(3), 463-475. <https://doi.org/10.1180/minmag.2016.080.101>
- Miyawaki R., Hatert F., Pasero M., Mills S.J. (2022) CNMNC Newsletter 69. *Eur. J. Mineral.*, **34**, 463-468. <https://doi.org/10.5194/ejm-34-463-2022>
- Moralev G.V., Borisov A.V., Surenkov S.V., Tarbaev M.B., Ponomarchuk V.A. (2005). First ^{39}Ar – ^{40}Ar datings on micas from the Chudnoe Au–Pd–REE occurrence, Near-Polar Urals. *Dokl. Earth Sci.*, **400**(2), 109-112 (translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **400**(2), 243-246).
- Murzin V.V., Chudnenko K.V., Palyanova G.A., Varlamov D.A., Naumov E.A., Pirajno F. (2018) Physico-chemical model for the genesis of Cu-Ag-Au-Hg solid solutions and intermetallics in the rodingites of the Zolotaya Gora gold deposit (Urals, Russia). *Ore Geol. Rev.*, **93**, 81-97. <https://doi.org/10.1016/j.oregeo-rev.2017.12.018>
- Murzin V.V., Palyanova G.A., Anikina E.V., Moloshag V.P. (2021) Mineralogy of noble metals (Au, Ag, Pd, Pt) in Volkovskoe Cu-Fe-Ti-V deposit (Middle Urals, Russia). *Lithosphere (Russia)*, **21**(5), 643-659. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-5-643-659>
- Murzin V., Palyanova G., Mayorova T., Beliaeva T. (2022) The Gold-Palladium Ozerne Occurrence (Polar Urals, Russia): Mineralogy, Conditions of Formation, Sources of Ore Matter and Fluid. *Minerals*, **12**, 765. <https://doi.org/10.3390/min12060765>
- Nielsen T.F.D., Keiding J.K., Andersen J.C.Ø., Holness M.B., Keiding J.K., Rudashevsky N.S., Rudashevsky V.N., Salmonsén L.P., Tegner C., Veksler I.V. (2015) The Skaergaard PGE and gold deposit: The result of in situ fractionation, sulphide saturation, and magma chamber-scale precious metal redistribution by immiscible Fe-rich melt. *J. Petrol.*, **56**(8), 1643-1676. <https://doi.org/10.1093/petrology/egv049>
- Olivo G.R., Gauthier M., Bardoux M., Leao de Sa E., Fonseca J.T.F., Santana F.C. (1995) Palladium-bearing gold deposit hosted by Proterozoic lake superior-type iron formation at the Caue iron mine, Itabira District, southern Sao Francisco Craton, Brazil: Ggeologic and structural controls. *Econ. Geol.*, **90**, 118-134. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.90.1.118>
- Olivo G.R., Gauthier M., Williams-Jones A.E., Levesque M. (2001) The Au-Pd mineralization at the Conceição iron mine, Itabira District, southern Sao Francisco Craton, Brazil: An example of a jacutinga-type deposit. *Econ. Geol.*, **96**, 61-74. <https://doi.org/10.2113/gsec-ongeo.96.1.61>
- Onishchenko S.A., Kuznetsov S.K. (2022) Exsolution in the Au–Ag–Cu System in a Gold-Rich Area. *Geochem. Int.*, **60**(7), 657-671 (translated from *Geochimiya*, **67**(7), 639-654). <https://doi.org/10.1134/S0016702922060064>
- Onishchenko S.A., Kuznetsov S.K. (2023) Native Gold of the Chudnoe Gold–Palladium Deposit (Subpolar Urals, Russia). *Russ. Geol. Geophys.*, **64**(2), 192-209 (translated from *Geologiya i Geofizika*, **64**(2), 233-254). <https://doi.org/10.2113/RGG20214452>
- Onishchenko S.A., Kuznetsov S.K. (2019) Palladium-gold-sulphide mineralization in andesites at Chudnoe deposit (Subpolar Urals). *Vestnik IG Komi NTs UrO RAN*, (6), 20-27. (In Russ.) <https://doi.org/10.19110/2221-1381-2019-6-20-27>
- Onishchenko S.A., Kuznetsov S.K., Tropnikov E.M. (2022) Mineral Phases of the Pd–Bi–Se System in the Ores at the Chudnoe Au–Pd Deposit (Subpolar Urals, Russia). *Dokl. Earth Sci.*, **504**(1), 266-270 (translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **504**(1), 41-45). <https://doi.org/10.1134/S1028334X22050117>
- Onishchenko S.A., Onishchenko L.V., Efanova L.I., Artemeva T.A. (2014) The Chudnoe gold deposit in the Subpolar Urals. *Geology and Mineral Resources of the European Northeastern Russia*. Proceedings of the 16th Komi Republic Meeting. V. 3. Syktyvkar, IG Komi NTs UrO RAN Publ., 172-175. (In Russ.)
- Onishchenko S.A., Sokerina N.V., Kuznetsov S.K., Isaenko S.I., Tropnikov E.M. (2024) Stages of formation of quartz-albite-allanite-fuchsite veins at the Chudnoe Au-Pd deposit (Subpolar Urals). *Vestnik of Geosciences* **349**(1), 4-15. (In Russ.). <https://doi.org/10.19110/geov.2024.1.1>
- Orth K., Meffre S., Davidson G. (2014) Age and paragenesis of mineralisation at Coronation Hill uranium deposit, Northern Territory, Australia. *Miner. Depos.*, **49**(5), 595-623. <https://doi.org/10.1007/s00126-013-0501-4>
- Palyanova G., Murzin V., Borovikov A., Karmanov N., Kuznetsov S. (2021) Native Gold in the Chudnoe Au-Pd-REE Deposit (Subpolar Urals, Russia): Composition, Minerals in Intergrowth and Genesis. *Minerals*, **11**, 451. <https://doi.org/10.3390/min11050451>
- Pekov I.V., Chukanov N.V., Rumiantseva E.V., Kaba-lov Yu.K., Schneider Yu., Ledeneva N.V. (2000) Chrom-celadonite $\text{KCrMg}[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$ – a new mineral of the mica group. *Zapiski VMO*, **129**(1), 38-44. (In Russ.)
- Polekhovskii Yu.S., Tarasova I.P., Nesterov A.R., Pakhomovskiy Ya.A., Bakhchisaraitsev A.Yu. (1997) Sudovikovite PtSe_2 – a new platinum selenide from Karelia metasomite. *Dokl. Akad. Nauk*, **354**(1), 82-85. (In Russ.)
- Polekhovskii Yu.S., Voloshin A.V., Tarasova I.P., Nikitin S.A., Pakhomovskii Ya.A., Men'shikov Yu.P., Kretser Yu.L., Kolycheva T.I. (1991a) Padmaite PdBiSe – a new selenide of palladium and bismuth from metasomatites of South Karelia. *Zapiski VMO*, (3), 85-88. (In Russ.)
- Polekhovskii Yu.S., Voloshin A.V., Tarasova I.P., Pakhomovskii Ya.A., Kretser Yu.L. (1991b) A new type of palladium-containing mineralization in Karelian metasomatites. *Izv. AN SSSR. Ser. Geol.*, (7), 86-95. (In Russ.)
- Pystin A.M., Potapov I.L., Pystina Yu.I., Generalov V.I., Onishchenko S.A., Filippov V.N., Shloma A.A., Tereshko V.V. (2011) Low-sulfide platinum-metal mineralization in the Polar Urals. Ekaterinburg, UrO RAN, 150 p. (In Russ.)
- Rudashevsky N.S., Rudashevsky V.N., Nielsen T.F.D. (2015) Intermetallic compounds, copper-palladium alloys in the Au-Pd ores of the Skaergaard pluton, Greenland. *Geol. Ore Depos.*, **57**(8), 674-690 (translated from *Zapiski RMO*, **144**(1), 30-53). <https://doi.org/10.1134/S1075701515080085>

- Sazonov V.N., Ogorodnikov V.N., Koroteev V.A., Pole-
nov Yu.A. (2001) Gold Deposits of the Urals. Ekaterin-
burg, UGGGA, 622 p. (In Russ.)
- Şener A.K., Grainger C.J., Groves D.I. (2002) Epigenetic
gold-platinum-group element deposits: examples from
Brazil and Australia. *Trans. Inst. Mining Metall.*, **111**(1),
65-73. <http://dx.doi.org/10.1179/aes.2002.111.1.65>
- Shumilov I.Kh., Ostashchenko B.A. (2000) Mineral and
technological features of Au-Pd-TR mineralization in
the Subpolar Urals. Syktyvkar, Geoprint Publ., 104 p. (In
Russ.)
- Sluzhenikin S.F., Mokhov A.V. (2015) Gold and silver in
PGE-Cu-Ni and PGE ores of the Noril'sk deposits, Rus-
sia. *Miner. Dep.*, **50**(4), 465-492. <https://doi.org/10.1007/s00126-014-0543-2>
- Spiridonov E.M., Kulagov E.A., Kulikova I.M. (2004) Pal-
ladium, platinum, and gold mineral assemblages in ores
of the Noril'sk deposit. *Geol. Ore Depos.*, **46**(2), 150-166
(translated from *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **46**(2), 175-
192).
- Spiridonov E.M., Serova A.A., Korotaeva N.N., Zhu-
kov N.N., Kulagov E.A., Belyakov S.N., Kulikova I.M.,
Sereda E.V., Tushentsova I.N. (2015) Genetic Pd, Pt,
Au, Ag and Rh mineralogy in Noril'sk sulfide ores. *Geol.
Ore Depos.*, **57**(5), 402-432 (translated from *Geol. Rudn.
Mestorozhd.*, **57**(5), 445-476). <https://doi.org/10.1134/S1075701515050062>
- Tarbaev M.B., Kuznetsov S.K., Moralev G.V., Sobole-
va A.A., Laputina I.P. (1996) A new gold-palladium type
of mineralization in the Kozhim region of the Circumpo-
lar Urals (Russia). *Geol. Ore Depos.*, **38**(1), 11-25 (trans-
lated from *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **38**(1), 15-30).

УДК 553.3

DOI: 10.24930/2500-302X-2024-24-3-547-565

Использование состава циркона и апатита при прогнозировании Cu-Mo-Au-порфирового оруденения в Пекинском и Тесемском массивах Таймыро-Североземельской складчатой области

С. В. Берзин¹, С. В. Петров¹, Д. Л. Конопелько¹, М. Ю. Курапов¹, Т. А. Головина²,
Н. Я. Черненко³, В. С. Червяковский⁴

¹Санкт-Петербургский государственный университет, 199034, г. Санкт-Петербург, Университетская наб., 7/9,
e-mail: sbersin@ya.ru

²АО “Полиметалл УК”, 198216, г. Санкт-Петербург, пр-т Народного Ополчения, 2, лит. А

³ООО “Полярная экспедиционная компания”, 660043, г. Красноярск, ул. Дмитрия Мартынова, 43

⁴Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург,
ул. Академика Вонсовского, 15

Поступила в редакцию 07.08.2023 г., принята к печати 02.10.2023 г.

Объект исследования. Тесемский массив гранитоидов расположен в Северо-Таймырской тектонической зоне в окружении кембрийских пород. Пекинский массив гранитоидов находится в пределах Центрально-Таймырский зоны в окружении метаморфизованных протерозойских пород. **Цель.** Разработка методики использования состава акцессорных минералов гранитоидов для определения перспектив развития связанного с ними Cu-Mo-Au-порфирового оруденения на примере Пекинского и Тесемского массивов п-ова Таймыр. **Материалы и методы исследования.** Изучены акцессорные цирконы и апатиты из двух проб гранитоидов Пекинского массива (П1, П2) и двух проб гранитоидов Тесемского массива (Т2, Т3). Состав минералов исследован с помощью EPMA Cameca SX100. Содержание элементов в минералах определено методом LA-ICP-MS при помощи NexION 300S с приставкой NWR 213. **Результаты.** Составы пород обоих массивов попадают в поля адакитов на классификационных диаграммах. Большая часть цирконов из Пекинского и Тесемского массивов сформировались при температуре <738°C в достаточно окисленной магне с $\Delta FMQ = 0.6–2.6$, что является благоприятным признаком для выявления Cu-Mo-Au-порфирового оруденения. Цирконы характеризуются повышенными отношениями $(Eu/Eu^*)/Y$ и $(Ce/Nd)_n/Y$, что также является благоприятным, хотя и не очень надежным признаком для выявления порфирового оруденения. Значения отношений Eu/Eu^* и Sr/Y в апатитах из Тесемского массива выше, чем в апатитах из Пекинского массива. Оценки фугитивности кислорода ($\log fO_2$), рассчитанные по Mn в апатитах для четырех проб, совпадают в пределах погрешности. **Выводы.** Рассмотрены особенности использования состава акцессорных минералов (циркон, апатит) для определения перспективности развития связанного с гранитоидами Cu-Mo-Au-порфирового оруденения. На основе анализа состава циркона и апатита показано, что данные минералы-индикаторы могут использоваться для ранжирования массивов гранитоидов по степени их потенциальной рудоносности. На примере изучения двух гранитных интрузий п-ова Таймыр удалось показать, что Тесемский массив является более перспективным для обнаружения связанного Cu-Mo-Au-порфирового оруденения, чем Пекинский массив.

Ключевые слова: порфировое оруденение, гранит, Таймыр, циркон, апатит

Источник финансирования

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект 23-27-00283). <https://rscf.ru/project/23-27-00283/>

Utilizing compositions of zircon and apatite for prospecting of Cu-Mo-Au-porphyry mineralization in the Pekinsky and Tessemsky granitoid massifs of the Taimyr-Severozemelskaya folded area

Stepan V. Berzin¹, Sergey V. Petrov¹, Dmitriy L. Konopelko¹, Michail Yu. Kurapov¹,
Tamara A. Golovina², Natalia Ya. Chernenko³, Vasilii S. Chervyakovskiy⁴

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

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

© С.В. Берзин, С.В. Петров, Д.Л. Конопелько, М.Ю. Курапов, Т.А. Головина, Н.Я. Черненко, В.С. Червяковский, 2024

¹St. Petersburg State University, 7/9 Universitetskaya emb., St. Petersburg 199034, Russia, e-mail: sbersin@ya.ru²AO "Polymetal UK", 2A Narodnogo Opolcheniya st., St. Petersburg 198216, Russia³LLC "Polar Forwarding Company", 43 Dmitry Martynov st., Krasnoyarsk 660043, Russia⁴A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Academician Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia

Received 07.08.2023, accepted 02.10.2023

Research subject. The Tessemsky granite massif is located in the North Taimyr tectonic zone, surrounded by Cambrian rocks. The Pekinsky granite massif is located within the Central Taimyr zone, surrounded by metamorphosed Proterozoic rocks. **Aim.** To develop a methodology for using the composition of accessory granitoid minerals when prospecting Cu-Mo-Au-porphyry mineralization on the example of the Pekinsky and Tessemsky granitoid massifs of the Taimyr Peninsula. **Materials and methods.** Accessory zircon and apatite contained in two granitoid samples from the Pekinsky massif (P1, P2) and two granitoid samples from the Tessemsky massif (T2, T3) were studied. Their mineral composition was examined using an EPMA Cameca SX100 instrument. The element content in minerals was determined by LA-ICP-MS using an NexION 300S instrument equipped with an NWR 213 attachment. **Results.** Most of the zircons from the Pekinsky and Tessemsky massifs were formed at $T < 738^{\circ}\text{C}$ in oxidized magma with ΔFMQ of 0.6–2.6, which is a favorable sign for the identification of Cu-Mo-Au-porphyry mineralization. Zircons are characterized by elevated $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_{\text{Y}}$ and $(\text{Ce}/\text{Nd})_{\text{Y}}$ ratios, which is also a favorable, though not a strongly reliable, sign for identifying porphyry mineralization. The Eu/Eu^* and Sr/Y ratios in the apatites from the Tessemsky massif are higher than those in the apatites from the Pekinsky massif. The rock compositions of both massifs fall within the fields of adakites on the classification diagrams. The estimates of oxygen fugacity ($\log f\text{O}_2$) calculated from Mn in apatites for four samples agree well within the error limits. **Conclusion.** Specific features of using the composition of accessory minerals (zircon and apatite) for prospecting the Cu-Mo-Au-porphyry mineralization associated with granitoids were considered. Accessory indicator minerals can be used to rank granitoid massifs in order to assess their ore content. The example of two granite intrusions of the Taimyr Peninsula made it was possible to show that the Tessemsky massif is more promising for the discovery of associated Cu-Mo-Au-porphyry mineralization than the Pekinsky massif.

Keywords: porphyry mineralization, granite, Taimyr, zircon, apatite**Funding information**The study was supported by a grant from the Russian Science Foundation (project 23-27-00283). <https://rscf.ru/project/23-27-00283/>**Acknowledgements**

We are grateful to Dr. M.V. Chervyakovskaya, V.A. Bulatov, and N.N. Farrakhova, analysts of the "Geoanalitik" Center, IGG UB RAS.

ВВЕДЕНИЕ

Медь является одним из важнейших металлов, необходимых для развития экономики, при этом около 40% меди в мире добывается из коренных медно-порфировых месторождений (Sillitoe, 2010). Месторождения этого типа формируются в зонах активных континентальных окраин и связаны с небольшими телами магматических пород среднего состава с порфировой структурой, над которыми образуется зональный ореол измененных пород, который может содержать или не содержать медное, золотое и/или молибденовое оруденение (Seedorff et al., 2005; Hedenquist, 2014; Sun et al., 2015). Au-Cu-порфировые месторождения наиболее выгодны для добычи меди и золота с экономической точки зрения, поэтому на развитие поисковых методов, которые позволяют выявлять такие месторождения, выделяются значительные средства во всем мире (Sillitoe, 2014).

В обрамлении Восточно-Сибирской платформы и к востоку от нее имеются значительные по размеру относительно слабоизученные территории, которые считаются перспективными на обнаружение

Au-Cu-порфировых месторождений (Petrov et al., 2021). Одним из таких регионов является Таймыр, где в последние годы проводятся начальные этапы поисковых работ, в которых принимает участие целый ряд крупных добывающих компаний. Широко развитые на Таймыре позднепалеозойские-раннемезозойские гранитоиды считаются одними из наиболее перспективных объектов для обнаружения новых рудных месторождений (Проскурнин и др., 2002, 2021). Однако недостаточная геологическая изученность и отсутствие современных аналитических данных для большинства из гранитоидных массивов существенно замедляют поисковые работы.

Одними из наиболее интенсивно развивающихся в последние годы методов поисковых работ на Au-Cu-порфировые месторождения являются методы оценки и дискриминации гранитоидов с точки зрения перспективности развития в них порфировых рудно-магматических систем, основанные на использовании аксессуарных минералов-индикаторов обстановок кристаллизации и эволюции расплавов (Lu et al., 2016; Cooke et al., 2017; Cassini et al., 2022). Высокая фугитивность кисло-

рода приводит к переходу рудообразующих гидротермальных флюидов в активное состояние, что, соответственно, благоприятно для образования рудных месторождений. Это подтверждается исследованиями последних лет, которые показали, что Cu-Mo-Au-порфировые месторождения связаны с окисленными расплавами, а Mo-W- и W-Mo-минерализация формируется в связи с умеренно восстановленными магмами (Cao et al., 2012). Кристаллизация гранитоидных расплавов сопровождается процессами фракционной кристаллизации и отделения летучих компонентов, за счет чего валовый состав гранитоидов является не в полной мере информативным для определения условий кристаллизации расплавов. В то же время некоторые акцессорные минералы выступают надежными индикаторами окислительно-восстановительных условий кристаллизации магмы и насыщенности расплавов летучими компонентами. В настоящее время это направление исследований интенсивно развивается. Методы и подходы, применяемые для дискриминации гранитоидных массивов по составам индикаторных акцессорных минералов (например, (Ballard et al., 2002)), постоянно совершенствуются и дополняются новыми данными. Не до конца изучен вопрос соотношения информации, получаемой по разным минералам гранитоидов. Задачей данной работы является рассмотрение особенностей использования состава акцессорных минералов гранитоидов для определения условий кристаллизации гранитоидных расплавов и перспектив развития связанного с ними Cu-Mo-Au-порфирового оруденения на примере двух массивов северной части п-ова Таймыр с учетом современных подходов в использовании минералов-индикаторов порфирового оруденения.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ТАЙМЫРО-СЕВЕРОЗЕМЕЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Таймыро-Североземельская складчатая область охватывает п-ов Таймыр и примыкающий к нему арх. Северная Земля, а также соседние шельфовые акватории Карского моря и моря Лаптевых. Рассматриваемая область подразделяется на три тектонические зоны: Южно-, Центрально- и Северо-Таймырскую (Урванцев, 1949; Погребницкий, 1971; Зоненшайн, 1990). Границами этих зон являются разломы надвигового типа: на юге – Пясино-Фадеевский разлом, на севере – Главный Таймырский и Диабазовый разломы (рис. 1).

Северо-Таймырская тектоническая зона включает в себя северную часть п-ова Таймыр и острова арх. Северная Земля. На Северном Таймыре обнажаются в различной степени метаморфизованные преимущественно терригенные толщи, в основном кембрийского возраста и моложе (Lorenz et

al., 2007; Pease, Scott, 2009; Качурина и др., 2013; Ershova et al., 2015a, б; 2017, 2020). В тектоническом плане Северо-Таймырская зона составляет южную окраину Карского микроконтинента или блока (Верниковский, 1996; Metelkin et al., 2005, 2015; Lorenz, et al., 2008; Pease, Scott, 2009; Ershova et al., 2018, 2020). На островах арх. Северная Земля отмечены проявления ордовикского магматизма (Kurapov et al., 2020b). На Таймыре широко развит карбон-пермский гранитоидный магматизм (Верниковский, 1996; Lorenz et al., 2007; Pease et al., 2014; Курапов и др., 2018; Kurapov et al., 2020a; Vernikovskiy et al., 2020), маркирующий время коллизии Карского террейна с Сибирским континентом в позднем палеозое. Менее широкое распространение имеет позднепермский постколлизийный магматизм (Верниковский и др., 1998; Vernikovskiy et al., 2020) и позднепермско-триасовый гранитоидный магматизм, вероятно связанный с трапповым магматизмом Восточной Сибири (Vernikovskiy et al., 2003; Проскурнина и др., 2019; Augland et al., 2019).

Центральный Таймыр традиционно рассматривается как позднепротерозойский – палеозойский аккреционный комплекс, формировавшийся вдоль окраины Сибирского континента (Зоненшайн, 1990; Vernikovskiy et al., 2005). Однако последние исследования указывают на то, что эта зона представляла активную континентальную окраину Сибири в неопротерозое с последующим переходом в пассивную окраину в конце позднего протерозоя – начале палеозоя (Priyatkin et al., 2017). Тектоническая зона в основном сложена средне- и позднепротерозойскими метаосадочными породами, фрагментами офиолитов и магматическими породами. Эти комплексы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций и перекрыты эдиакарскими – среднесилурийскими осадочными толщами (Верниковский, 1996; Качурина и др., 2013; Khudoley et al., 2018).

В Южно-Таймырской зоне вскрыты отложения от ордовика до триаса. Все отложения в той или иной степени дислоцированы, при этом степень интенсивности дислокаций уменьшается в южном направлении. Для Южно-Таймырской зоны характерны многочисленные излияния трапповых базальтов и внедрение в терригенные отложения основных силлов, а также даек щелочных гранитов и сиенитов поздней перми-триаса (Vernikovskiy et al., 2003; Augland et al., 2019).

В пределах Таймыро-Североземельской складчатой области выделяется зона, перспективная на обнаружение Cu-Au-Mo-порфирового оруденения (Проскурнин и др., 2002; Проскурнин и др., 2021). В этой зоне находятся оба изученных в настоящей работе гранитных массива. Тесемский массив гранитоидов расположен в Северо-Таймырской тектонической зоне в окружении кембрийских пород. Массив примыкает с северо-запада к Главному тай-

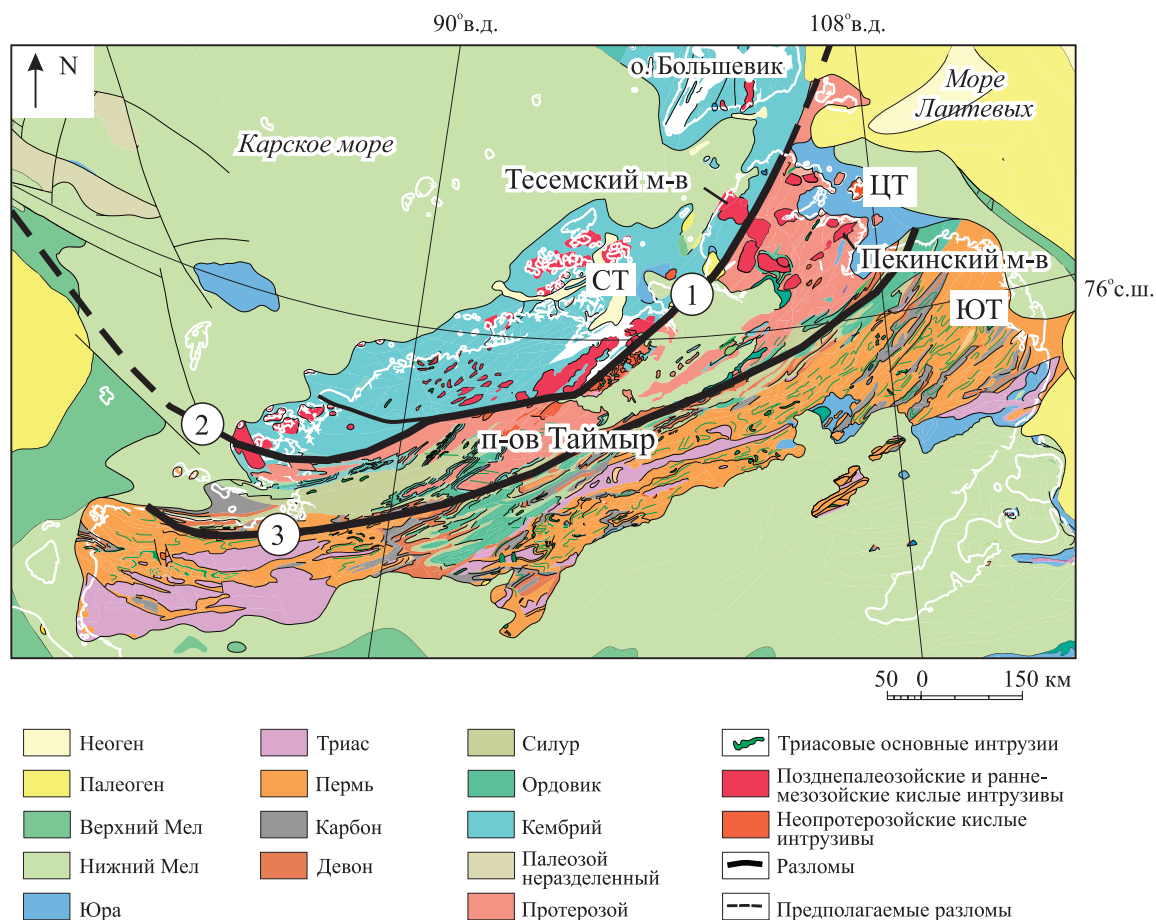


Рис. 1. Положение Тесемского и Пекинского массивов гранитоидов на геологической схеме Таймыро-Североземельской складчатой области и прилегающих территорий, по (Верниковский, 1996; Качурина и др., 2013; Ershova et al., 2018) с дополнениями и изменениями.

СТ – Северо-Таймырская зона, ЦТ – Центральнo-Таймырская зона, ЮТ – Южно-Таймырская зона. В кружочках 1–3: 1 – Главный Таймырский разлом, 2 – Диабазовый разлом, 3 – Пясино-Фадеевский разлом.

Fig. 1. Location of the Tessemskiy and Pekinskiy granite massifs on the simplified geological scheme of Taimyr and Severnaya Zemlya archipelago, after (Vernikovskiy, 1996; Kachurina et al., 2013; Ershova et al., 2018).

СТ – Northern Taimyr domain, ЦТ – Central Taimyr domain, ЮТ – Southern Taimyr domain. In circles 1–3: 1 – Main Taimyr fault, 2 – Diabasic fault, 3 – Pyasina-Faddey fault.

мырскому разлому. Пекинский массив гранитоидов расположен в пределах Центральнo-таймырской тектонической зоны и находится в окружении метаморфизованных докембрийских пород.

МАТЕРИАЛЫ И ЛАБОРАТОРНЫЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изучены циркон и апатит из двух проб гранитоидов Пекинского массива (П1 – гранит, П2 – биотитовый гранит) и из двух проб гранитоидов Тесемского массива (Т2 – катаклазированный гранодиорит, Т3 – диорит). Пробы Тесемского массива представлены неравнозернистыми, средне- и крупнокристаллическими гипидиоморфнозернистыми, слабокатаклазированными гранодио-

ритами. Средний минеральный состав, мас. %: кварц – 20–30, плагиоклаз (олигоклаз № 26–28) – 30–45, микроклин – 12–15, биотит – 10–12, роговая обманка – 5–7, прочие минералы: эпидот, серицит, хлорит, титанит, апатит, циркон, магнетит. Пробы пород Пекинской интрузии более кислые, равномернозернистые крупнокристаллические биотитовые граниты. В их составе обнаружены, мас. %: кварц – 25–30, плагиоклаз (олигоклаз-андезин № 26–30) – 25–28, микроклин – 27–30, биотит – 7–10, роговая обманка – 2–3, прочие минералы: хлорит (до 5 мас. %), серицит (до 2 мас. %), эпидот, карбонаты, титанит, апатит, циркон, магнетит. Гранитоиды относятся к известково-щелочной и щелочной серии с высоким содержанием K_2O , характерным для шошонитовой серии. Породы в це-

лом близки к островодужным и коллизионным гранитам, по (Pearce et al., 1984). Высокие значения Sr/Y-отношений и другие геохимические характеристики позволяют отнести эти гранитоиды к адakitам, которые являются специфическими надсубдукционными магматическими породами, обогащенными водой и летучими, и часто ассоциируют с порфировой минерализацией (Richards, Kerrich, 2007; Richards, 2011; Konopelko et al., 2021).

Состав минералов изучался с помощью электронно-зондового микроанализатора (EPMA) Cameca SX100. Содержания редких и редкоземельных элементов в минералах определены методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой с лазерной абляцией (LA-ICP-MS) при помощи NexION 300S с приставкой NWR 213 в ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН по методике (Зайцева и др., 2016) (диаметр кратера 25 мкм).

ОСОБЕННОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ЦИРКОНА И АПАТИТА В КАЧЕСТВЕ МИНЕРАЛОВ-ИНДИКАТОРОВ

Циркон. Один из типичных акцессорных минералов гранитоидных пород, который уже довольно давно является объектом исследований, помогающих в решении разнообразных петрологических и металлогенических задач. Многочисленными работами показана возможность использования циркона не только для изучения возраста кристаллизации гранитоидов, но для оценки ряда важнейших характеристик условий формирования магматических расплавов, потенциально рудоносных в отношении медно-порфировых систем (Belousova et al., 2002; Hoskin, Schaltegger, 2003).

Циркон является достаточно устойчивым минералом в магматических, метаморфических, гидротермально-метасоматических процессах, а также сохраняется при гипергенезе и накапливается в россыпях. Структура циркона практически не допускает диффузию элементов после кристаллизации, что позволяет использовать данный минерал для U-Th-Pb определения возраста и реконструкций условий в момент кристаллизации. За счет присутствия радиогенных элементов U и Th со временем кристалл или отдельные зоны кристалла циркона могут подвергаться метамиктизации, т. е. разупорядочению кристаллической решетки в результате радиоактивного распада. По трещинам в кристаллах циркона и зонам метамиктизации за счет их повышенной флюидной проницаемости может проходить рекристаллизация (т. е. регенерация исходного кристалла циркона) и перекристаллизация (образование новых вторичных кристаллов циркона) (рис. 2). В обоих случаях кристаллизация происходит не из расплава, а из раствора, что отражается на химическом составе цирконов. Одним из геохимических признаков цирконов, кристаллизу-

ющихся при метаморфизме или метасоматозе, так называемых “гидротермальных” (hydrothermal) цирконов, считается повышение концентрации легких РЗЭ. В своей работе Хоскин выделил поля “магматических” и “гидротермальных” цирконов на диаграммах $\text{La}-(\text{Sm}/\text{La})_n$ и $\text{Ce}/\text{Ce}^*-(\text{Sm}/\text{La})_n$ (Hoskin, 2005) (рис. 3). Позднее С. Жонг и соавторы (Zhong et al., 2018) показали, что причиной повышения уровня легких РЗЭ и попадания анализов в поле так называемых “гидротермальных” цирконов может быть механическая примесь в кратере абляции апатита ($<0.5\%$), титанита или монацита (см. рис. 3). Подобная примесь фактически не влияет на U-Pb возраст (Zhong et al., 2018), однако не позволяет использовать результаты анализа для определения окислительно-восстановительных параметров магмы и прогнозирования порфирового оруденения.

С учетом этих особенностей при выборе зерен цирконов для анализа методом LA-ICP-MS в настоящей работе выбирались участки кристаллов с тонкой ритмичной “осцилляторной” зональностью (см. рис. 2), на удалении от видимых включений, залеченных трещин (“шторок” с газово-жидкими включениями) (см. рис. 2ж, з), участков с рекристаллизацией и перекристаллизацией (см. рис. 2ж-и), различимых на BSE и CL-изображениях. Из результатов LA-ICP-MS отбраковывались анализы с аномально высокими содержаниями примесей Mg, Al, Fe, Ca, Ti, свидетельствующими о захвате кратером лазерной абляции механической примеси другого минерала. Отбраковано 4 анализа. Затем выбраны анализы, соответствующие “магматическим” цирконам по геохимическим признакам на диаграмме $\text{La}-(\text{Sm}/\text{La})_n$ (Hoskin, 2005), без заметного количества механических включений других минералов (Zhong et al., 2018) (см. рис. 3). Поскольку не существует точно определенных значений La и $(\text{Sm}/\text{La})_n$, по которым можно разделить “магматические” и условно “гидротермальные” цирконы, то мы использовали условные пороговые значения для “магматических” цирконов $\text{La} < 5$ г/т и $(\text{Sm}/\text{La})_n > 5$ (см. рис. 3). Пределы обнаружения La в цирконе методом LA-ICP-MS 0.01–0.38 г/т гораздо ниже порогового значения 5 г/т, что позволяет достоверно выделить анализы “магматических” цирконов. На рис. 3 видно, что точки составов цирконов образуют практически непрерывный разброс между “магматическим” и условно “гидротермальным” полем цирконов. Скорее всего, это связано со смешением, т. е. попаданием в кратер абляции циркона, росшего из расплава, а также зон, претерпевших перекристаллизацию под действием гидротермальных растворов, или мелких включений других минералов. В цирконах на срезе наблюдаются регенерированные трещины, зоны перекристаллизации и включения апатита. В результате нами отбраковано более половины анализов цирконов LA-ICP-MS и для

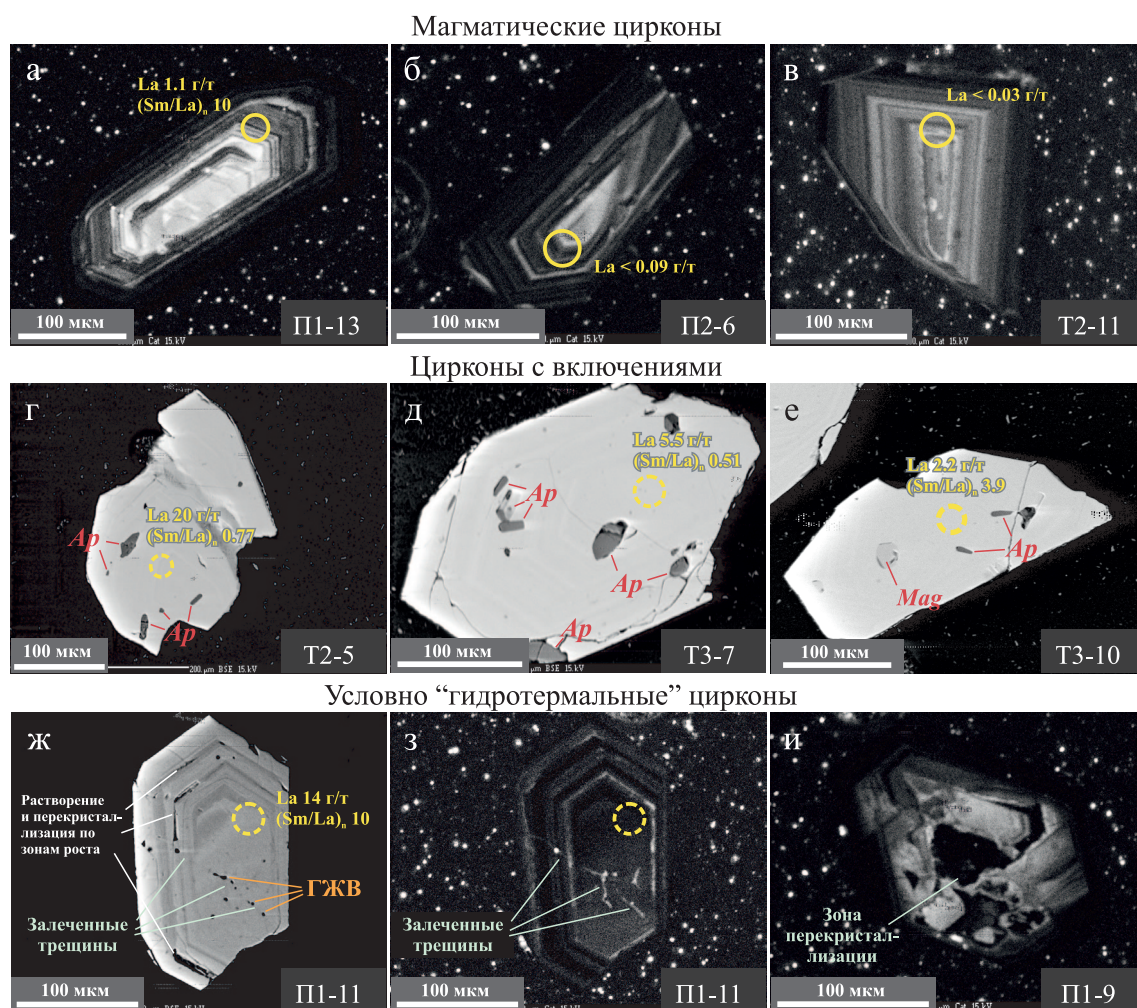


Рис. 2. Изображения цирконов в режиме отраженных электронов (BSE) (а–в, з, и) и катодолуминесцентные изображения (CL) (г–ж).

а–в – магматические цирконы с тонкой ритмичной “осцилляторной” зональностью; г–е – магматические цирконы с многочисленными включениями апатита, анализы которых попадают в поле условно “гидротермальных” цирконов; ж–и – магматические цирконы с зонами растворения, рекристаллизации (залеченные трещины) и перекристаллизации. Желтые кружки – кратеры LA-ICP-MS: сплошная линия – магматические цирконы, пунктирная линия – условно “гидротермальные” цирконы.

Fig. 2. Back-scattered electron (BSE) (а–в, з, и) and cathodoluminescence (CL) (г–ж) images of zircons.

а–в – magmatic zircons with fine rhythmic “oscillatory” zoning, г–е – magmatic zircons with apatite inclusions and “hydrothermal” composition signature, ж–и – magmatic zircons with zones of “hydrothermal” zircon (dissolution and recrystallization). Yellow circles is LA-ICP-MS craters: solid line – magmatic zircons, dotted line – “hydrothermal” zircons.

дальнейшего анализа использованы только зерна “магматических” цирконов.

Мы намеренно не использовали для выделения “магматических” цирконов вторую диаграмму $Ce/Ce^*-(Sm/La)_n$, предложенную (Hoskin, 2005), по двум причинам. Во-первых, содержания $Ce^* = (La_N \cdot Pr_N)^{0.5}$ в ряде анализов невозможно оценить, поскольку концентрации La в цирконе часто оказываются ниже пределов обнаружения или измеряются с большей погрешностью, чем другие РЗЭ. В этой связи М. Лоадером и соавторами (Loader et

al., 2017) предложена эмпирическая формула для расчета Ce/Ce^* в цирконе без использования лантана $Ce^* = (Nd_N)^2/Sm_N$. По этой же причине для оценки степени окисления магм и рудоносности вместо отношения Ce/Ce^* чаще используется более точно определяемое отношение $(Ce/Nd)_n$ (Lu et al., 2016; Pizarro et al., 2020). Во-вторых, поскольку величина цериевой аномалии (а точнее, отношение $(Ce/Nd)_n$) в дальнейшем будет использовано для выводов относительно рудоносности гранитоидов, то, отсеивая анализы с низким отношением Ce/Ce^* и остав-

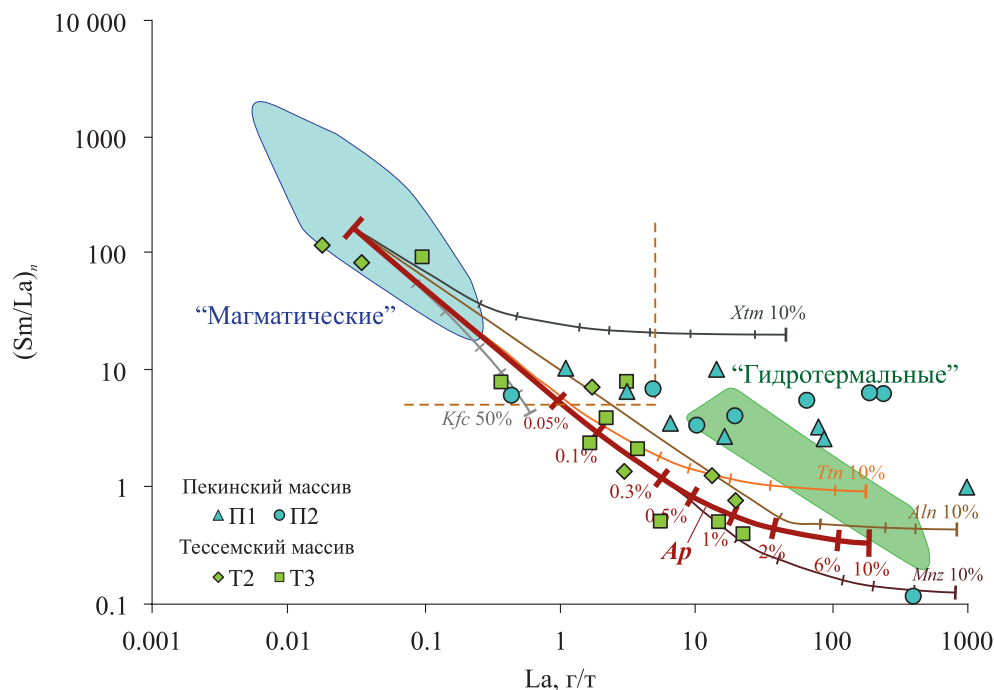


Рис. 3. Диаграмма $(\text{Sm/La})_n$ -La с полями составов "магматических" и "гидротермальных" цирконов по (Hoskin, 2005) и линиями смешения между цирконом и включениями минералов по (Zhong et al., 2018).

Ap – апатит, Ttn – титанит, Xtm – ксенотим, Aln – алланит, Mnz – монацит, Kfc – калиевый полевой шпат.

Fig. 3. $(\text{Sm/La})_n$ -La diagram in zircon in the granite with areas for hydrothermal and magmatic zircon by (Hoskin, 2005) and with mixing curves between zircon and mineral inclusions by (Zhong et al., 2018).

Ap – apatite, Ttn – titanite, Xtm – xenotime, Aln – allanite, Mnz – monazite, Kfc – K-feldspar.

для только анализы с высоким Ce/Ce^* , мы можем сделать ложный вывод о потенциальной рудоносности тех или иных массивов гранитоидов.

Цериевая и европиевая аномалии на спектрах распределения РЗЭ в цирконах традиционно рассматриваются как индикаторы окислительно-восстановительного состояния расплавов (например, (Ballard et al., 2002; Lu et al., 2016)). Повышенное отношение Ce/Ce^* в цирконе связывается с лучшим входением в структуру циркона Ce^{4+} , чем Ce^{3+} , и рассматривается как индикатор повышенного отношения $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ в расплаве, что, в свою очередь, является следствием большей окисленности магмы. Повышение отношения Eu/Eu^* и уменьшение в абсолютном выражении отрицательной Eu-аномалии в цирконе связываются с увеличением содержания в расплаве Eu^{3+} , который лучшего входит в структуру циркона по сравнению с Eu^{2+} . Повышение содержания в расплаве Eu^{3+} связывается не только с повышением значения отношения $\text{Eu}^{3+}/\text{Eu}^{2+}$, но и с повышением содержания Eu в расплаве. Повышенное содержание Eu и дефицит Y в надсубдукционных магмах могут достигаться за счет отсутствия фракционирования плагиоклаза и прохождения фракционирования амфибола и граната на больших глубинах вследствие высокой до-

ли воды в расплаве (Müntener et al., 2001; Richards, 2011; и др.). По этой причине повышенное отношение $(\text{Eu/Eu}^*)/\text{Y}$ в расплаве и в цирконах рассматривают как индикатор насыщения магмы водой (Lu et al., 2016; Pizarro et al., 2020).

При этом некоторые авторы скептически относятся к возможности использования цериевой и европиевой аномалий в цирконе для прогнозирования Cu-Mo-Au-порфирового оруденения. Так, Д. Конг (Kong, 2022) по достаточно большому массиву данных не выявил разницу по цериевой и европиевой аномалиям в цирконе между рудоносными и безрудными гранитоидами. По данным М. Лоадера и соавторов (Loader et al., 2017), совместная кристаллизация циркона и титанита приводит к изменению отношения Eu/Eu^* в цирконе и отчасти изменению Ce/Ce^* . Этими авторами предлагается использование для определения окислительно-восстановительного состояния магмы только цирконы с содержанием Ta > 0.2 г/т (Loader et al., 2017). Стоит заметить, что данное граничное значение содержания Ta в цирконе 0.2 г/т определено не очень точно и, возможно, в будущем будет уточняться. Однако сама идея учета влияния кристаллизации других минералов-концентраторов РЗЭ при анализе отношений РЗЭ в цирконах выглядит убе-

дительно. Все изученные нами цирконы содержат $Ta > 0.2$ г/т. В более поздней работе М. Лоадер и соавторы (Loader et al., 2022) на основании экспериментальных данных показывают, что увеличение цериевой аномалии в цирконе может быть связано с рядом факторов (повышенное содержание воды, низкая температура, совместная кристаллизация циркона с титанитом) и предостерегают от определения степени окисления магмы по величине Се-аномалии. Поэтому данные об окислительно-восстановительном состоянии расплавов по содержанию Се и Eu в цирконе стоит использовать с осторожностью и в совокупности с данными по другим минералам-индикаторам.

Температура кристаллизации циркона оценена по содержанию Ti в цирконе по геотермометру (Watson et al., 2006). Погрешность данного геотермометра складывается из погрешности коэффициентов формулы и погрешности определения Ti методом LA-ICP-MS. Авторы геотермометра отмечают, что погрешность, связанная с определением Ti, значительно выше, чем погрешность коэффициентов формулы геотермометра, а также что обе погрешности нелинейно увеличиваются по мере уменьшения содержания Ti в цирконе и, соответственно, уменьшения расчетной температуры кристаллизации (Watson et al., 2006). По данным Г. Пизарро и соавторов (Pizarro et al., 2020), большая часть массивов гранитоидов, с которыми связано порфиоровое оруденение, сформировались при температуре $< 738^{\circ}\text{C}$.

Окислительно-восстановительные условия в мантии в момент кристаллизации циркона в форме разности со значением буфера фаялит-магнетит-кварц (ΔFMQ) оценены по оксидометру (Loucks et al., 2020). Данный оксидометр основан на вхождении в структуру циркона гетеровалентных катионов Се и U при температуре, рассчитанной по содержанию Ti в цирконе. Погрешность данного оксидометра складывается из погрешности коэффициентов формулы и погрешности определения Се, U, Ti методом LA-ICP-MS и оценивается авторами оксидометра в пределах 0.6 ед. $\log f\text{O}_2$ (Loucks et al., 2020). Расчет начального содержания урана в цирконе U_i производился на условный возраст 280 млн лет исходя из данных о времени прохождения гранитоидного надсубдукционного и коллизионного магматизма в Таймыро-Североземельской складчатой области (Верниковский, 1996; Kurarov et al., 2020a; Vernikovskiy et al., 2020). Возможные вариации возраста гранитоидов в несколько десятков миллионов лет не вносят сколько-либо существенную погрешность в расчет величины ΔFMQ . При использовании данного термометра необходимо принимать во внимание тот факт, что, несмотря на заявленную небольшую погрешность в определении фугитивности кислорода (Loucks et al., 2020), расчет $\log f\text{O}_2$ опирается, в

частности, на содержание Се в цирконе, что, в свою очередь, зависит не только от фугитивности кислорода, но и от многих других факторов (Loader et al., 2022). Поэтому реальная неопределенность при расчете ΔFMQ по цирконам в природных объектах может превышать заявленную погрешность расчетов и есть смысл обращать внимание на вариации ΔFMQ в пределах одной пробы.

Апатит. Распространенный аксессуарный минерал магматических пород, рассматривается в качестве важного индикатора для оценки петрогенезиса горных пород и оруденения (Mao et al., 2016). Это связано с тем, что содержания галогенов и некоторых микроэлементов (таких как Mn, Sr, легкие РЗЭ, Th, Y, Eu и Ce) в апатите определяются составом расплава, а также окислительно-восстановительными условиями кристаллизации исходной магмы (Belousova et al., 2002; Imai, 2004; Harlov, 2015; Sun et al., 2019). Апатит начинает кристаллизоваться на ранних этапах кристаллизации гранитных магм и повсеместно встречается в виде включений в цирконах, плагиоклазе и других минералах. Апатит устойчив при низкотемпературном метаморфизме и гипергенезе (Harlov, 2015).

При разбраковке результатов LA-ICP-MS проведена проверка анализов на наличие возможных твердых включений, которые могли попасть в кратер абляции, по повышенным содержаниям примесей Fe, Si, Al, Ti, K, не характерных для апатитов магматических пород (по данным (Belousova et al., 2002)). Анализы с очевидными аномалиями составов апатита не выявлены, при изучении на SEM и EPMA на срезе зерен апатита также не были отмечены минеральные включения.

В гранитоидах апатит является минералом концентратором летучих компонентов (F^- , Cl^- , SO_3^{2-}), которые играют важную роль в процессах рудогенеза, в том числе фактически единственным минералом концентратором Cl. На дискриминационной диаграмме $\text{Cl}-\text{SO}_3$, предложенной Л. Паном (Pan et al., 2016, 2020), в апатитах выделяются поля составов апатита из гранитных интрузивов, связанных с медно-порфировым оруденением (fertile) и поля составов безрудных (barren) интрузивов.

Повышенные значения отношений Sr/Y и Eu/Eu^* в расплавах традиционно связываются с увеличением содержанием воды в надсубдукционных магмах и повышением потенциальной рудоносности рудно-магматических систем, поскольку предполагается, что это является следствием фракционирования амфибола и, возможно, граната в глубинных магматических очагах над зоной субдукции (Müntener et al., 2001; Richards, 2011; и др.). Данные отношения использованы в основе некоторых дискриминационных диаграмм для апатита (Cao et al., 2012; Pan et al., 2016, 2020; Zafar et al., 2020), которые применены нами при

определении окислительно-восстановительных условий магмы.

Однако существует и критическое мнение на этот счет. Так, по экспериментальным данным Ч. Натвани и соавторов (Nathwani et al., 2020), наблюдается несоответствие между модельными составами магм и содержаниями Sr, Y, Mg и Eu в апатите, что объясняется влиянием процессов эволюции магматического расплава на верхнекоровом уровне.

Фугитивность кислорода в момент кристаллизации апатита рассчитана по содержанию Mn в структуре апатита по оксибарометру (Miles et al., 2014). Марганец в магматическом расплаве присутствует в виде катионов Mn^{2+} и Mn^{3+} , соотношение которых определяется окислительно-восстановительными условиями. Данный оксибарометр (Miles et al., 2014) основан на более эффективном вхождении Mn^{2+} в структуру апатита в позицию Ca^{2+} , по сравнению с Mn^{3+} , за счет их более близких ионных радиусов.

Однако оксибарометр (Miles et al., 2014) без данных о температуре кристаллизации апатита позволяет рассчитать фугитивность кислорода ($\log fO_2$) в абсолютных значениях, а не относительно известных минеральных буферов (FMQ, NNO, MH и др.), значения которых уменьшаются при понижении температуры кристаллизующегося расплава. Поэтому значения фугитивности кислорода $\log fO_2$, полученные по содержанию Mn в апатите по (Miles et al., 2014), невозможно сопоставить со значениями ΔFMQ , полученными по цирконам по (Loucks et al., 2020).

Погрешность расчета $\log fO_2$ складывается из погрешности коэффициентов формулы, которые приведены в статье (Miles et al., 2014), и погрешности измерения содержания Mn в апатите. Погрешность средних значений $\log fO_2$ в пробе (Δ) рассчитана путем геометрического суммирования стандартного отклонения в пределах пробы и средней погрешности расчета $\log fO_2$.

Кроме того, существует и скептическое мнение некоторых ученых (Bromiley, 2021; Wang et al., 2022), согласно которому содержания Mn в апатите могут быть связаны не с окислительно-восстановительными условиями, а с фракционной кристаллизацией магмы, на что, по мнению этих исследователей, указывают зависимость между содержанием Mn в апатите и содержанием ряда петрогенных элементов во вмещающей породе. Также существуют и экспериментальные данные, ставящие под сомнение связь между фугитивностью кислорода и содержанием Mn в апатите (Stokes et al., 2019). Поэтому данные о фугитивности кислорода, полученные по указанному оксибарометру, стоит использовать только в совокупности с другими признаками, принимая во внимание погрешность расчета $\log fO_2$.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Состав цирконов. Цирконы Пекинского и Тесемского массивов характеризуются сходными спектрами распределения РЗЭ (рис. 4а, б). На диаграммах $10\,000(Eu/Eu^*)Y-(Ce/Nd)_n/Y$ и $(Eu/Eu^*)_n-(Dy/Nd)_n$ с полями составов по (Lu et al., 2016; Pizarro et al., 2020) цирконы Пекинского и Тесемского массивов располагаются в поле составов интрузивов, с которыми связано порфировое оруденение.

По содержанию Ti в цирконе рассчитаны температуры кристаллизации по геотермометру (Watson et al., 2006) (рис. 5а). В ряде зерен цирконов содержания Ti оказались ниже пределов обнаружения, который в наших анализах в среднем составляет 3.0 ± 1.3 г/т. Минимальная определяемая температура кристаллизации циркона с учетом данного предела обнаружения в наших анализах составляет $640 \pm 33^\circ C$. Таким образом, данный предел обнаружения Ti в цирконе оказывается достаточным для того, чтобы определить температуру образования цирконов: $T < 738^\circ C$, которая указывает на перспективы выявления порфирового оруденения, согласно (Pizarro et al., 2020). Погрешность измерения Ti в цирконе в среднем составляет $\pm 27\text{--}58\%$ (1σ), что приводит к средней погрешности расчета температуры $\pm 32\text{--}48^\circ C$ (1σ), что в целом сопоставимо с погрешностями, приводимыми авторами данного геотермометра (Watson et al., 2006). В пределах отдельных проб наблюдаются значительные вариации температуры кристаллизации цирконов, существенно превышающие погрешности расчета температуры (см. рис. 5а). Вероятно, это связано с кристаллизацией цирконов на различных стадиях кристаллизации магматического расплава. Вариации температуры кристаллизации цирконов и наличие значительной доли цирконов с содержаниями Ti ниже пределов обнаружения не позволяют корректно оценить среднюю температуру кристаллизации для отдельных проб или массивов гранитоидов по имеющейся выборке анализов. Однако можно сделать вывод, что большая часть цирконов из Пекинского и Тесемского массивов сформировались при $T < 738^\circ C$ (см. рис. 5а), что является благоприятным признаком для выявления порфирового оруденения по (Pizarro et al., 2020).

Для Пекинского и Тесемского массивов рассчитаны значения ΔFMQ по оксибарометру (Loucks et al., 2020) (см. рис. 5б). Стоит отметить, что значения ΔFMQ рассчитаны только для цирконов, в которых содержания Ti (а также Ce и U) выше предела обнаружения, т. е. в нашем случае для 1–3 цирконов из каждой пробы. В пределах одной пробы наблюдаются вариации по параметру ΔFMQ , в 2–3 раза превышающие погрешность определения ± 0.6 по (Loucks et al., 2020). Значения ΔFMQ для цирконов Пекинского и Тесемского массивов составляют 0.6–2.6, что в целом можно рассматривать как

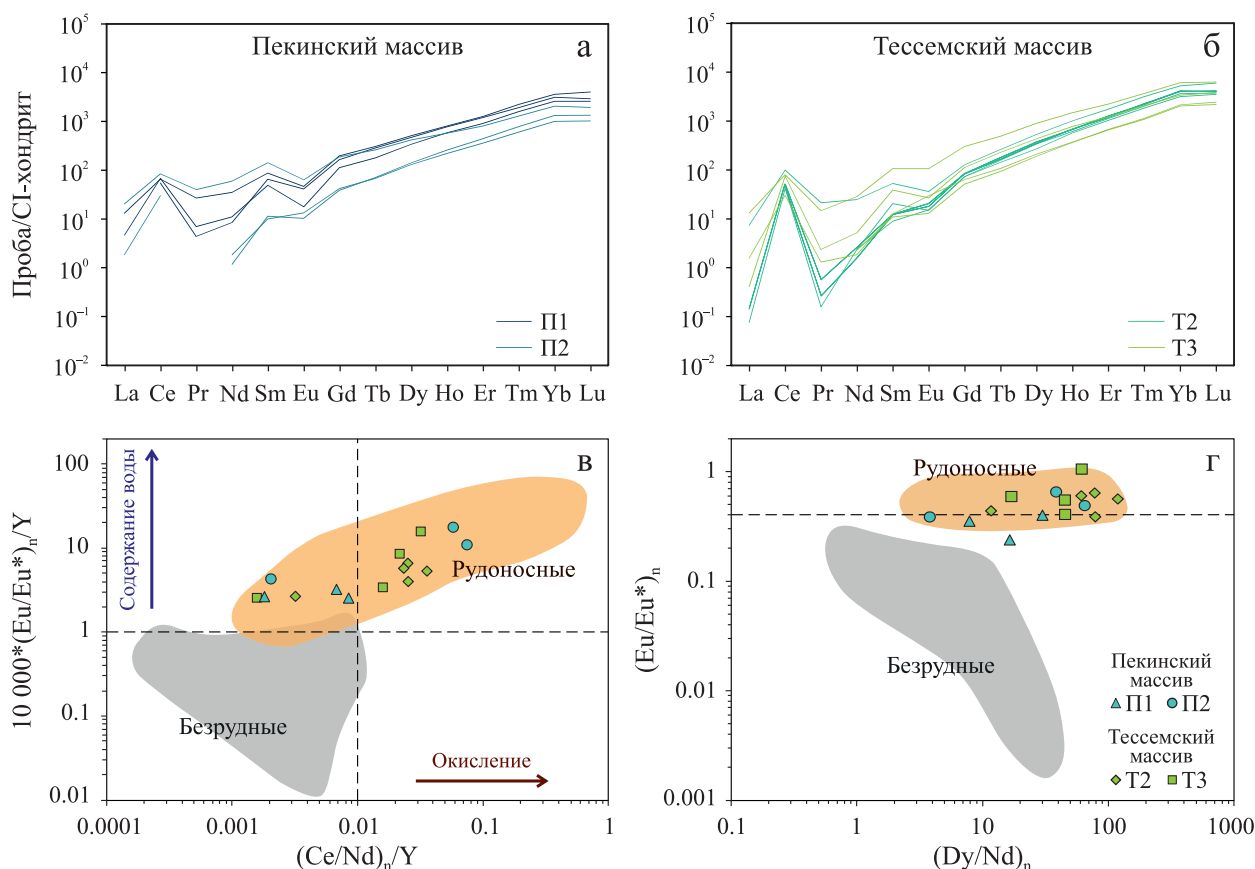


Рис. 4. Спектры распределения РЗЭ в цирконе из Пекинского (а) и Тессемского (б) массивов гранитоидов, нормированные по CI-хондриту (Sun, McDonough, 1989), и диаграммы соотношения РЗЭ в цирконе из гранитоидов с полями составов рудоносных и безрудных гранитоидов по (Lu et al., 2016; Pizarro et al., 2020) (в – $10\,000(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_n/\text{Y}-(\text{Ce}/\text{Nd})_n/\text{Y}$, г – $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_n-(\text{Dy}/\text{Nd})_n$).

Fig. 4. Chondrite-normalized REE patterns of zircon in Pekinsky (a) and Tessemkiy (b) granite massifs, normalizing values from (Sun, McDonough, 1989) and trace elements ratios in zircon in Pekinsky and Tessemkiy granite massifs on the diagram after (Lu et al., 2016; Pizarro et al., 2020) (в – $10\,000(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_n/\text{Y}-(\text{Ce}/\text{Nd})_n/\text{Y}$, г – $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_n-(\text{Dy}/\text{Nd})_n$).

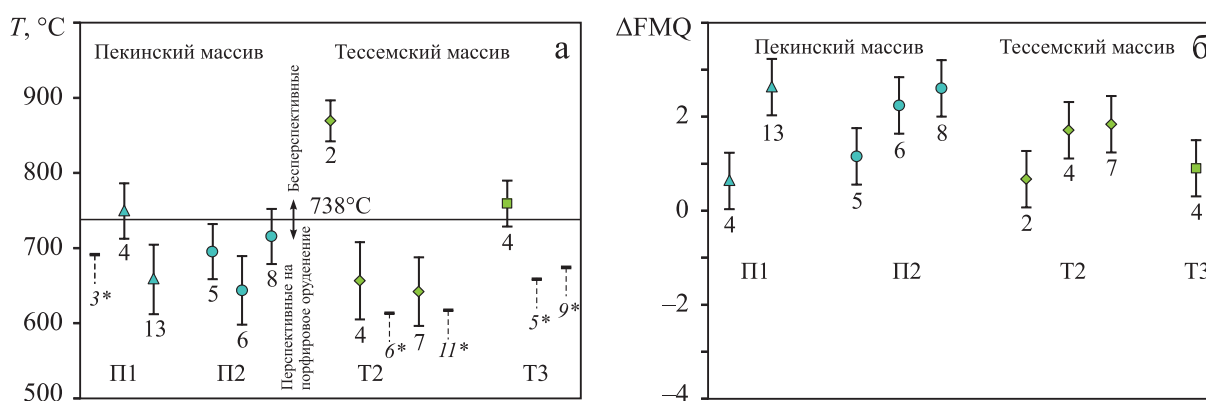


Рис. 5. Температура формирования по содержанию Ti в цирконах по (Watson et al., 2006) (а) и ΔFMQ по содержанию Ce, U, Ti в цирконах по (Loucks et al., 2020) (б) из гранитоидов Пекинского и Тессемского массивов.

Снизу подписаны номера проб и номера зерен цирконов в каждой пробе. $\Delta\text{FMQ} = \log/\text{O}_2(\text{циркон}) - \log/\text{O}_2(\text{FMQ})$. *Содержания Ti в цирконе ниже пределов обнаружения, верхняя планка – температура, рассчитанная для предела обнаружения Ti в каждом анализе. 738°C – температура, ниже которой формируется большая часть гранитоидов, с которыми связано Cu-Mo-Au-порфировое оруденение, по данным (Pizarro et al., 2020).

Fig. 5. Temperature by Ti in zircons after (Watson et al., 2006) (a) and ΔFMQ by Ce, U and Ti in zircons after (Loucks et al., 2020) (b) from Pekinsky and Tessemsky massif.

Sample and numbers of zircon grains in each sample are signed below. $\Delta FMQ = \log/O_2(\text{циркон}) - \log/O_2(FMQ)$. *Ti content in zircon is below the detection limits, the upper bar is the temperature calculated for the detection limit of Ti in each individual analysis. 738°C is temperature value, below which most of the fertile granitoids are formed after (Pizarro et al., 2020).

благоприятный фактор для перспектив поиска порфирового оруденения. Значения ΔFMQ для цирконов из двух массивов перекрываются в пределах вариаций и в пределах погрешности определения (см. рис. 5б), что фактически не позволяет использовать в нашем случае данный параметр для ранжирования массивов гранитоидов между собой. Ранжирование было бы возможно при увеличении выборки цирконов и повышении точности измерения U, Ce и Ti в цирконах.

Состав апатитов. В апатите из Пекинского и Тесемского массивов (рис. 6) содержание SO_3 0.10–0.22 мас. %, содержание Cl от <0.03 (ниже пределов обнаружения) до 0.07 мас. % (рис. 7а), что соответствует апатиту из гранитных интрузивов, связанных с медно-порфировой минерализацией по (Pan et al., 2016, 2020). Предел обнаружения SO_3 методом ЕРМА составил 0.07–0.08 мас. %, что примерно соответствует границе между массивами с медной минерализацией и безрудными интрузивами по (Pan et al., 2016, 2020). В пробах с обоих массивов апатиты с содержанием SO_3 ниже пределов обнаружения не выявлены. На диаграммах $Eu/Eu^*-(La/Yb)_n$, $Sr/Y-Eu/Eu^*$, $Sr/Y-(La/Yb)_n$ в апатите практически все анализы из Пекинского и Тесемского массивов попадают в поле составов адакитов по (Pan et al., 2020). Отношения Eu/Eu^* и

Sr/Y в апатитах из Тесемского массива выше, чем в апатитах из Пекинского массива.

На диаграмме $(Eu/Eu^*)_n-Sr$ с полями составов (Cao et al., 2012; Zafar et al., 2020) в пробах апатитов из обоих массивов наблюдаются значительные вариации по содержанию Sr при относительно небольших вариациях Eu/Eu^* . За счет этого точки анализов апатитов из Пекинского массива (Sr 187–728 г/т) попали в поля Cu-Mo-порфирового и Mo-W-оруденения. Точки анализов апатитов из Тесемского массива (Sr 436–898 г/т) преимущественно находятся в поле Cu-Mo-порфирового и частично в поле Pb-Zn оруденения. Наблюдаемые вариации содержания Sr в апатите могут свидетельствовать о кристаллизации различных зерен апатита на разных этапах эволюции магматического расплава. Факторами изменения состава расплава могли стать фракционирование роговой обманки, плагиоклаза, изменение глубины или содержания воды в магме. Низкие содержания в апатитах Mg (10–55 г/т в Тесемском и 23–220 г/т в Пекинском массиве), по результатам моделирования (Nathwani et al., 2020), могут свидетельствовать о кристаллизации апатита из существенно фракционированных магм в условиях верхней земной коры.

Окислительно-восстановительные условия кристаллизации магм по содержанию Mn в апатите по

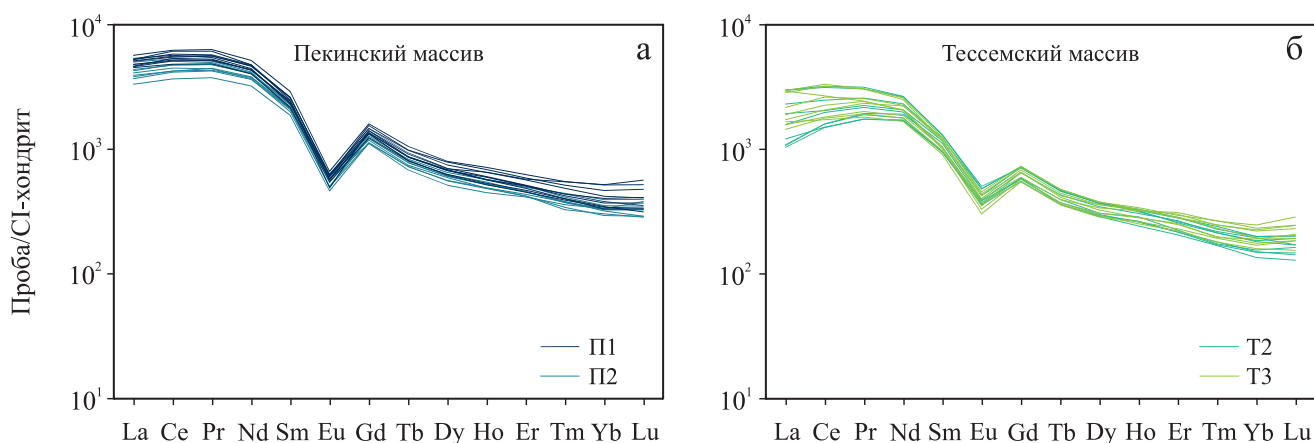


Рис. 6. Спектры распределения РЗЭ в апатите из гранитоидов, нормированные по CI-хондриту (Sun, McDonough, 1989).

а – Пекинский массив, б – Тесемский массив.

Fig. 6. Chondrite-normalized REE patterns of apatite in the granite, normalizing values from (Sun, McDonough, 1989).

а – Pekinsky massif, б – Tessemskiy massif.

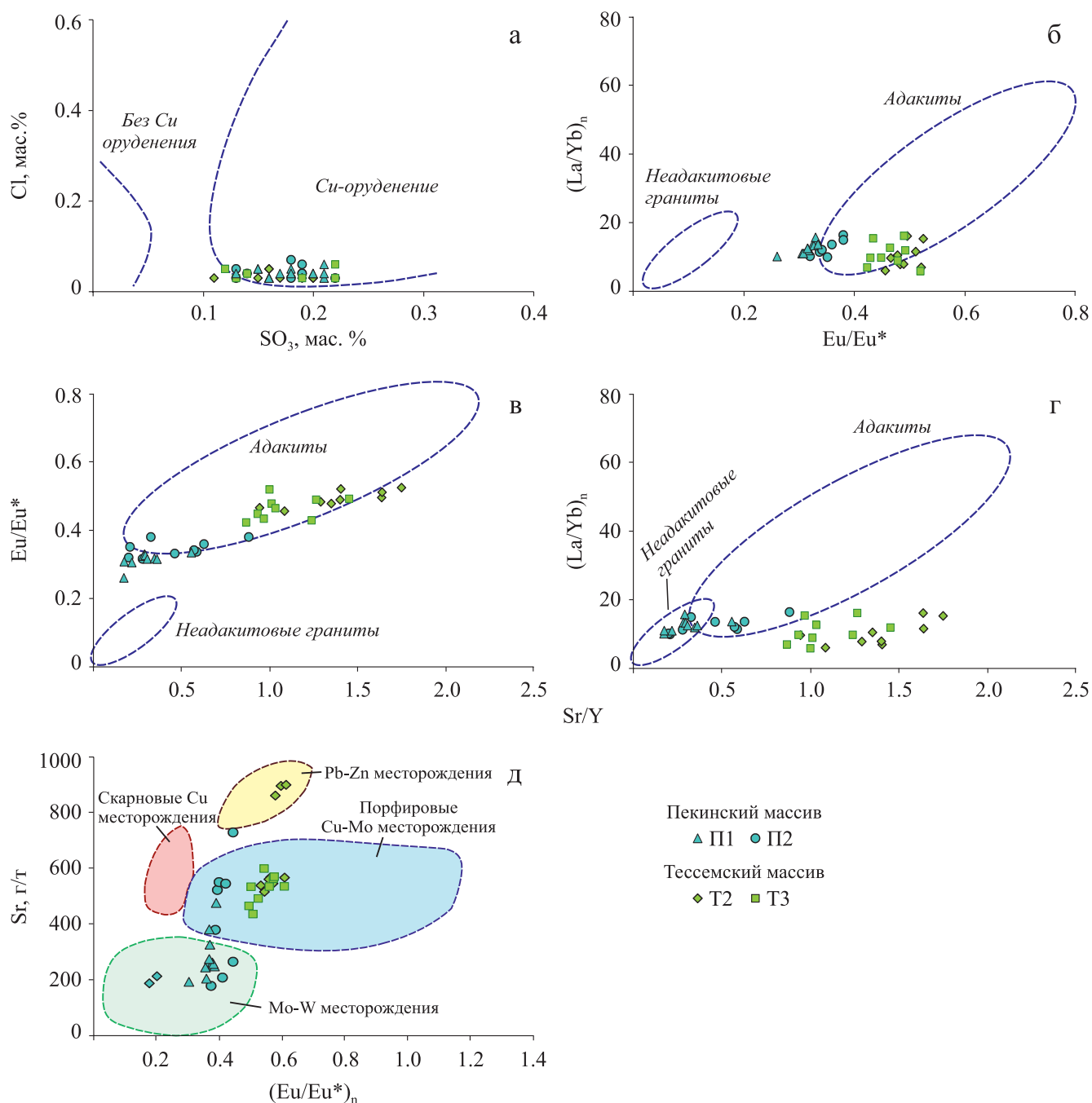


Рис 7. Диаграммы соотношения редких элементов в апатите из гранитоидов.

а – Cl–SO₃, б – (La/Yb)_n–Eu/Eu*, в – Eu/Eu*–Sr/Y, г – (La/Yb)_n–Sr/Y с полями составов по (Pan et al., 2016, 2020), д – Sr–(Eu/Eu*)_n с полями составов по (Cao et al., 2012; Zafar et al., 2020).

Fig. 7. Apatite major and trace element ratios in the granites.

а – Cl–SO₃, б – (La/Yb)_n–Eu/Eu*, в – Eu/Eu*–Sr/Y, г – (La/Yb)_n–Sr/Y with field by (Pan et al., 2020), д – Sr–(Eu/Eu*)_n with field by (Cao et al., 2012; Zafar et al., 2020).

оксибарометру (Miles et al., 2014) в изученных пробах гранитоидов оценены в диапазоне $\log fO_2$ – fO_2 10.6–11.6 (рис. 8). Погрешность измерения содержания Mn в апатите методом LA-ICP-MS составля-

ет ± 5 –10% (1σ). Таким образом, погрешность расчета $\log fO_2$ составляет ± 2.7 –3.0 (1σ), что в несколько раз превышает разницу по показателю $\log fO_2$ между разными пробами из изучаемых нами мас-

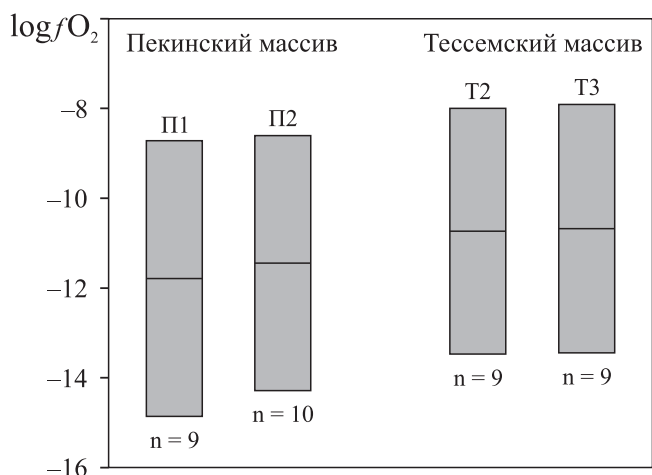


Рис. 8. Средние значения фугитивности кислорода ($\log fO_2$) по содержанию Mn в апатите по оксибарометру (Miles et al., 2014) в пробах Пекинского и Тессемского массивов.

Сверху подписаны номера проб; n – количество анализов апатита в одной пробе.

Fig. 8. Average values of oxygen fugacity ($\log fO_2$) based on the content of Mn in apatite by oxybarometer (Miles et al., 2014) in samples from the Pekinskiy and Tessemkiy massifs.

Numbers of samples are signed above; “n” is the number of analyzes of apatite from each sample.

сивов. Причем бóльшая часть погрешности ± 1.9 – 2.0 обуславливается погрешностью коэффициентов формулы (Miles et al., 2014), а не погрешностью измерения Mn в апатите. Для каждой пробы рассчитано среднее значение $\log fO_2$, стандартное отклонение в пределах пробы составило 0.1 – 0.4 ед. $\log fO_2$. Погрешность средних значений (Δ) составила ± 2.7 – 3.1 . Как видно на рис. 8, при близких средних значениях $\log fO_2$ в изученных нами пробах существенная погрешность фактически не позволяет сопоставить их между собой или с данными по другим массивам. А с учетом того, что погрешность охватывает бóльшую часть диапазона $\log fO_2$ эндогенных процессов, и при отсутствии привязки к минеральным буферам (FMQ, NNO, MH и др.), полученные данные по оксибарометру (Miles et al., 2014) не могут быть использованы для ранжирования массивов по перспективам рудоносности.

ВЫВОДЫ

Таким образом, нами на примере гранитоидов Пекинского и Тессемского массива Таймыра рассмотрены особенности использования состава акцессорных минералов-индикаторов (циркон и апатит) для определения перспективности

развития связанного с гранитоидами Cu-Mo-Au-порфирового оруденения.

Показано, что возможность применения составов апатита и циркона в качестве одного из признаков для определения рудоносности гранитоидов зависит от ряда факторов. В первую очередь необходима отбраковка зерен по морфологическим признакам. Нами предложены критерии оценки надежности первичных аналитических данных. Кроме того, показаны ограничения применяемых составов минералов по ряду геохимическим параметрам. Отмечено, что достоверность некоторых расчетных величин ($\log fO_2$ по Mn в апатите, T по Ti в цирконе) зависит от пределов обнаружения и погрешности измерения содержаний элементов на конкретном приборе. Исходя из полученных нами данных, можно сделать вывод, что Тессемский массив является более перспективным для обнаружения Cu-Mo-Au-порфирового оруденения, чем Пекинский массив.

Вариации содержания Sr и Sr/Y в апатите, температуры по Ti в цирконе, ΔFMQ по Ce, U, Ti в цирконе в пределах одной пробы могут быть связаны с кристаллизацией различных кристаллов на разных этапах эволюции магматического расплава.

Данные, полученные для гранитоидов Пекинского и Тессемского массивов Таймыра по разным минералам-индикаторам, как это часто бывает в природных объектах, не в полной мере согласуются между собой. Поэтому важно рассматривать совокупность данных по нескольким минералам-индикаторам (в том числе титаниту, магнетиту и др.).

По нашему мнению, особенности состава минералов-индикаторов в гранитоидах не могут выступать в качестве прямого признака, указывающего на наличие (или отсутствие) Cu-Mo-Au-порфирового оруденения, но могут быть использованы для разделения массивов по степени потенциальной продуктивности. Критическое рассмотрение аналитических данных, корректность использования морфологических признаков, точность и достоверность расчетных параметров способствуют выявлению объектов, наиболее перспективных на Cu-Mo-Au-порфировое оруденение.

Благодарности

Авторы выражают благодарность аналитикам ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН: к.х.н. М.В. Червяковской, В.А. Булатову, Н.Н. Фарраховой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Верниковский В.А. (1996) Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 202 с.
Верниковский В.А. Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Пономарчук В.А., Ковач В.П., Травин А.В., Яковлева С.З.,

- Березная Н.Г. (1998) Возраст постколлизийных гранитоидов Северного Таймыра: U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr- и Ar-Ar-данные. *Докл. АН*, **363**(3), 375-378.
- Зайцева М.В., Пупышев А.А., Шапова Ю.В., Вотяков С.Л. (2016) U-Pb-датирование цирконов с помощью квадрупольного масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой NexION300S и приставки для лазерной абляции NWR213. *Аналитика и контроль*, **20**(4), 294-306. <http://dx.doi.org/10.15826/analitika.2016.20.4.006>
- Зоненшайн Л.П. (1990) Тектоника литосферных плит территории СССР. Ч. II. М.: Недра, 344 с.
- Качурина Н.В., Макарьев А.А., Макарьева Е.М., Гавриш А.В., Орлов В.В., Дымов В.А. (2013) Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-6 1 : 1 000 000 (третье поколение). Лист Т-45-48 – Мыс Челюскин. Объяснит. записка. СПб.: Картофабрика ВСЕГЕИ, 562 с.
- Курапов М.Ю., Ершова В.Б., Макарьев А.А., Макарьева Е.М., Худoley А.К., Луцицкая М.В., Прокопьев А.В. (2018) Каменноугольный магматизм Северного Таймыра: результаты изотопно-геохимических исследований и геодинамические следствия. *Геотектоника*, (2), 76-90.
- Погребницкий Ю.Э. (1971) Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. М.: Недра, 284 с.
- Проскурнин В.Ф., Листков А.Г., Гавриш А.В., Ванюнин Н.В. (2002) Металлогенетический анализ и перспективы промышленного освоения Таймыро-Североземельской золотоносной провинции. *Недра Таймыра*. Вып. 5. СПб.: ВСЕГЕИ, 10-42.
- Проскурнин В.Ф., Петров О.В., Романов А.П., Курбатов И.И., Гавриш А.В., Проскурнина М.А. (2021) Центральнo-Арктический золотосодержащий медно-молибден-порфировый пояс. *Региональная геология и металлогения*, **85**, 31-49.
- Проскурнина М.А., Проскурнин В.Ф., Ремизов Д.Н., Ларионов А.Н. (2019) Кольцевые интрузивы Беспамятинского ареала: проявления шошонит-латитового магматизма на Северном Таймыре. *Регион. геол. и металлогения*, **79**, 5-22.
- Урванцев Н.Н. (1949) Таймырская складчатая зона. *Бюлл. Норильского комбината*, 4-12.
- Augland L.E., Ryabov V.V., Vernikovskiy V.A., Planke S., Polozov A.G., Callegaro S., Jerram D.A., Svensen H.H. (2019) The main pulse of the Siberian Traps expanded in size and composition. *Sci. Rep.*, **9**(1), 1-12. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-54023-2>
- Ballard J.R., Palin J.M., Campbell I.H. (2002) Relative oxidation states of magmas inferred from Ce(IV)/Ce(III) in zircon: Application to porphyry copper deposits of northern Chile. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **144**, 347-364
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. (2002) Apatite as an indicator mineral for mineral exploration: Trace-element compositions and their relationship to host rock type. *J. Geochem. Explor.*, **76**(1), 45-69. [https://doi.org/10.1016/S0375-6742\(02\)00204-2](https://doi.org/10.1016/S0375-6742(02)00204-2)
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. (2002) Igneous zircon: Trace element composition as an indicator of source rock type. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **143**, 602-622. <https://doi.org/10.1007/s00410-002-0364-7>
- Bromiley G.D. (2021) Do concentrations of Mn, Eu and Ce in apatite reliably record oxygen fugacity in magmas? *Lithos*, **384-385**, 105900. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105900>
- Cao M., Li G., Qin K., Seitmuratova E.Y., Liu Y. (2012) Major and trace element characteristics of apatites in granitoids from C. Kazakhstan: Implications for petrogenesis and mineralization. *Resour. Geol.*, **62**, 63-83.
- Cassini V., Moyon J.-F., Cellier G., de Freitas B., Juliani C., Laurent O. (2022) Towards the fertility trend: Unraveling the economic potential of igneous suites through whole-rock and zircon geochemistry (example from the Tapajós mineral Province, Northern Brazil). *Ore Geol. Rev.*, **142**, 104643.
- Cooke D.R., Agnew P., Hollings P., Baker M., Chang Z., Wilkinson J.J., White N.C., Zhang L., Thompson J., Gemmell J.B., Fox N., Chen H., Wilkinson C.C. (2017) Porphyry Indicator Minerals (PIMS) and Porphyry Vectoring and Fertility Tools (PVFTS) – Indicators of Mineralization Styles and Records of Hypogene Geochemical Dispersion Halos. *Proceedings of Exploration 17: Sixth Decennial International Conference on Mineral Exploration*, 457-470.
- Ershova V.B., Anfinson O., Prokopyev A.V., Khudoley A.K., Stockli D.F., Faleide J.I., Gaina C., Malyshev N.A. (2018) Detrital zircon (U-Th)/He ages from Paleozoic strata of the Severnaya Zemlya Archipelago: Deciphering multiple episodes of Paleozoic tectonic evolution within the Russian High Arctic. *J. Geodynam.*, **119**, 210-220. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.02.007>
- Ershova V.B., Prokopyev A.V., Khudoley A.K., Andersen T., Kullerud K., Kolchanov D.A. (2020) U–Pb age and Hf isotope geochemistry of detrital zircons from cambrian sandstones of the severnaya Zemlya archipelago and Northern Taimyr (Russian high arctic). *Minerals*, **10**(1), 36. <https://doi.org/10.3390/min10010036>
- Ershova V.B., Prokopyev A.V., Khudoley A.K., Proskurnin V.F., Andersen T., Kullerud K., Stepunina M.A., Kolchanov D.A. (2017) New U-Pb isotopic data for detrital zircons from metasedimentary sequences of northwestern Taimyr. *Dokl. Earth Sci.*, **474**, 613-616. <https://doi.org/10.1134/S1028334X17060022>
- Ershova V.B., Prokopyev A.V., Khudoley A.K., Sobolev N.N., Petrov E.O. (2015a) Detrital zircon ages and provenance of the Upper Paleozoic successions of Kotel'ny Island (New Siberian Islands archipelago). *Lithosphere*, **7**(1), 40-45. <https://doi.org/10.1130/L387.1>
- Ershova V.B., Prokopyev A.V., Nikishin V.A., Khudoley A.K., Malyshev N.A., Nikishin A.M. (2015b) New data on Upper Carboniferous-Lower Permian deposits of Bol'shevik Island, Severnaya Zemlya Archipelago. *Polar Res.*, **34**, 1-8. <https://doi.org/10.3402/polar.v34.24558>
- Harlov D.E. (2015) Apatite: A fingerprint for metasomatic processes. *Elements*, **11**(3), 171-176. <https://doi.org/10.2113/gselements.11.3.171>
- Hedenquist J.W. (2014) Variable Characteristics of Ore Deposits in the Epithermal Environment: Causes, and Exploration Implications. *Acta Geol. Sinica*, **88**(s2), 736-737.
- 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., Schaltegger U. (2003) The composi-

- tion of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Rev. Mineral. Geochem.*, **53**(1), 27-62. <https://doi.org/10.2113/0530027>
- Imai A. (2004) Variation of Cl and SO₃ contents of microphenocrystic apatite in intermediate to silicic igneous rocks of Cenozoic Japanese island arcs: Implications for porphyry Cu metallogenesis in the Western Pacific Island arcs. *Resour. Geol.*, **54**, 357-372.
- Khudoley A.K., Verzhbitsky V.E., Zastrozhnov D.A., O'Sullivan P., Ershova V.B., Proskurnin V.F., Tchkova M.I., Rogov M.A., Kyser T.K., Malyshev S.V., Schneider G.V. (2018) Late Paleozoic – Mesozoic tectonic evolution of the Eastern Taimyr-Severnaya Zemlya Fold and Thrust Belt and adjoining Yenisey-Khatanga Depression. *J. Geodynam.*, **119**, 221-241. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.02.002>
- Kong D.X. (2022) Tracing the effects of fO₂, pressure and H₂O on the ore-forming magmas: Perspective from zircon REE composition. *J. Asian Earth Sci.*, **237**, 105354. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2022.105354>
- Konopelko D., Seltnann R., Dolgoplova A., Safonova I., Glorie S., De Grave J., Sun M. (2021) Adakite-like granitoids of Songkultau: A relic of juvenile Cambrian arc in Kyrgyz Tien Shan. *Geosci. Front.*, **12**, 147-160. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2020.08.006>
- Kurapov M.Y., Ershova V.B., Khudoley A.K., Luchitskaya M.V., Makariev A.A., Makarieva E.M., Vishnevskaya I.A. (2020a) Late Palaeozoic magmatism of Northern Taimyr: New insights into the tectonic evolution of the Russian High Arctic. *Int. Geol. Rev.*, (9), 1-23. <https://doi.org/10.1080/00206814.2020.1818300>
- Kurapov M.Y., Ershova V.B., Khudoley A.K., Makariev A.A., Makarieva E.M. (2020b) The first evidence of Late Ordovician magmatism of the October Revolution Island (Severnaya Zemlya archipelago, Russian High Arctic): Geochronology, geochemistry and geodynamic settings. *Norweg. J. Geol.*, **100**(1). <https://doi.org/10.17850/njg100-3-4>
- Loader M.A., Nathwani Ch.L., Wilkinson J.J., Armstrong R.N. (2022) Controls on the magnitude of Ce anomalies in zircon. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **328**, 242-257. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2022.03.024>
- Loader M.A., Wilkinson J.J., Armstrong R.N. (2017) The effect of titanite crystallisation on Eu and Ce anomalies in zircon and its implications for the assessment of porphyry Cu deposit fertility. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **472**, 107-119. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.05.010>
- Lorenz H., Gee D.G., Whitehouse M.J. (2007) New geochronological data on Palaeozoic igneous activity and deformation in the Severnaya Zemlya Archipelago, Russia, and implications for the development of the Eurasian Arctic margin. *Geol. Mag.*, **144**(1), 105-125. <https://doi.org/10.1017/S001675680600272X>
- Lorenz H., Männik P., Gee D.G., Proskurnin V.F. (2008) Geology of the Severnaya Zemlya Archipelago and the North Kara Terrane in the Russian high Arctic. *Int. J. Earth Sci.*, **97**(3), 519-547. <https://doi.org/10.1007/s00531-007-0182-2>
- Loucks R.R., Fiorentini M.L., Henríquez G.J. (2020) New magmatic oxybarometer using trace elements in zircon. *J. Petrol.*, **61**(3), egaa034.
- Lu Y.-J., Loucks R.R., Fiorentini M., McCuaig T.C., Evans N.J., Yang Z.-M., Hou Z.-Q., Kirkland C.L., Parra-Avila L.A., Kobussen A. (2016) Zircon compositions as a pathfinder for porphyry Cu ± Mo ± Au Deposits. *Soc. Econom. Geol. Spec. Publ.*, **19**, 329-347.
- Mao M., Rukhlov A.S., Rowins S.M., Spence J., Coogan L.A. (2016) Apatite trace element compositions: A robust new tool for mineral exploration. *Econom. Geol.*, **111**, 1187-1222. <https://doi.org/10.2113/econgeo.111.5.1187>
- Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Kazansky A.Y., Bogolepova O.K., Gubanov A.P. (2005) Paleozoic history of the Kara microcontinent and its relation to Siberia and Baltica: Paleomagnetism, paleogeography and tectonics. *Tectonophysics*, **398**(3-4), 225-243. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.02.008>
- Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Matushkin N.Y. (2015) Arctida between Rodinia and Pangea. *Precamb. Res.*, **259**, 114-129. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.09.013>
- Miles A.J., Graham C.M., Hawkesworth C.J., Gillespie M.R., Hinton R.W., Bromiley G.D. (2014) Apatite: A new redox proxy for silicic magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **132**, 101-119.
- Müntener O., Kelemen P.B., Grove T.L. (2001) The role of H₂O during crystallization of primitive arc magmas under uppermost mantle conditions and genesis of igneous pyroxenites: An experimental study. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **141**, 643-658. <https://doi.org/10.1007/s004100100266>
- Nathwani C.L., Loader M.A., Wilkinson J.J., Buret Y., Sievwright R.H., Hollings P. (2020) Multi-stage arc magma evolution recorded by apatite in volcanic rocks. *Geology*, **48**(4), 323-327. <https://doi.org/10.1130/G46998.1>
- Pan L.C., Hu R.Z., Bi X.W., Wang Y., Yan J. (2020) Evaluating magmatic fertility of Paleo-Tethyan granitoids in eastern Tibet using apatite chemical composition and Nd isotope. *Ore Geol. Rev.*, **127**, 103757.
- Pan L.C., Hu R.Z., Wang X.S., Bi X.W., Zhu J.J., Li C. (2016) Apatite trace element and halogen compositions as petrogenetic-metallogenic indicators: Examples from four granite plutons in the Sanjiang region, SW China. *Lithos*, **254**, 118-130.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, **25**, 956-983. <https://doi.org/10.2113/10.1093/petrology/25.4.956>
- Pease V.L., Kuzmichev A.B., Danukalova M.K. (2014) The new Siberian Islands and evidence for the continuation of the Uralides, Arctic Russia. *J. Geol. Soc.*, **172**, 1-4. <https://doi.org/10.1144/jgs2014-064>
- Pease V.L., Scott R.A. (2009) Crustal affinities in the Arctic Uralides, northern Russia: Significance of detrital zircon ages from Neoproterozoic and Palaeozoic sediments in Novaya Zemlya and Taimyr. *J. Geol. Soc.*, **166**(3), 517-527. <https://doi.org/10.1144/0016-76492008-093>
- Petrov O.V., Khanchuk A.I., Ivanov V.V., Shatov V.V., Seltnann R., Dolgoplova A.V., Alenicheva A.A., Molchanov A.V., Terekhov A.V., Leontev V.I., Belyatsky B.V., Rodionov N.V., Sergeev S.A. (2021) Porphyry indicator zircons (PIZ) and geochronology of magmatic rocks from the Malmyzh and Pony Cu-Au porphyry ore fields (Russian Far East). *Ore Geol. Rev.*, **139**, 104491.
- Pizarro H., Campos E., Bouzari F., Rousse S., Bissig T., Gregoire M., Riquelme R. (2020) Porphyry indicator zircons (PIZs): Application to exploration of porphyry cop-

- per deposits. *Ore Geol. Rev.*, **126**, 1-18.
- Priyatkinina N., Collins W.J., Khudoley A.K., Zastrozhnov D.A., Ershova V. B., Chamberlain K., Shatsillo A., Proskurnin V.F. (2017) The Proterozoic evolution of northern Siberian Craton margin: A comparison of U–Pb–Hf signatures from sedimentary units of the Taimyr orogenic belt and the Siberian platform. *Int. Geol. Rev.*, **13**(59), 1632-1656.
- Richards J.P. (2011) High Sr/Y arc magmas and porphyry Cu ± Mo ± Au deposits: Just add water. *Econom. Geol. Bull. Soc. Econom. Geol.*, **106**, 1075-1081. <https://doi.org/10.2113/econgeo.106.7.1075>
- Richards J., Kerrich R. (2007) Adakite-like rocks: Their diverse origins and questionable role in metallogenesis. *Econom. Geol.*, **102**(4), 537-576. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.102.4.537>
- Seedorff E., Dilles J.H., Proffett Jr.J.M., Einaudi M.T., Zurcher L., Stavast W.J.A., Johnson D.A., Barton M.D. (2005) Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features. *Econom. Geol.*, **100**, 251-298.
- Sillitoe R.H. (2014) Geological Criteria for Porphyry Copper Exploration. *Acta Geol. Sinica*, **88**(supp. 2), 597-598.
- Sillitoe R.H. (2010) Porphyry Copper Systems. *Econom. Geol.*, **105**, 3-41.
- Stokes T.N., Bromiley G.D., Potts N.J., Saunders K.E., Miles A.J., EIMF (2019) The effect of melt composition and oxygen fugacity on manganese partitioning between apatite and silicate melt. *Chem. Geol.*, **506**, 162-174. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.12.015>
- Sun S.J., Yang X.Y., Wang G.J., Sun W.D., Zhang H., Li C.Y., Ding X. (2019) In situ elemental and Sr-O isotopic studies on apatite from the Xu-Huai intrusion at the southern margin of the North China Craton: Implications for petrogenesis and metallogeny. *Chem. Geol.*, **510**, 200-214.
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: Implications for mantle composition and processes, in *Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, **42**, 313-345. <https://doi.org/10.2113/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Sun W., Huang R., Li H., Hu Y., Zhang C., Sun S., Zhang L., Ding X., Li C., Zartman R.E., Ling M. (2015) Porphyry deposits and oxidized magmas. *Ore Geol. Rev.*, **65**(1), 97-131.
- Vernikovskiy V.A., Pease V.L., Vernikovskaya A.E., Romanov A.P., Gee D.G., Travin A.V. (2003). First report of early Triassic A-type granite and syenite intrusions from Taimyr: Product of the northern Eurasian superplume? *Lithos*, **66**(1-2), 23-36. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(02\)00192-5](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(02)00192-5)
- Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Pease V.L., Gee D.G. (2005) Neoproterozoic Orogeny along the margins of Siberia. *Geol. Soc. Lond. Mem.*, **30**, 233-248. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2004.030.01.18>
- Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Proskurnin V.F., Matushkin N.Y., Proskurnina M.A., Kadilnikov P., Laktionov A.N., Travin A.V. (2020). Late paleozoic–early mesozoic granite magmatism on the arctic margin of the siberian craton during the kara-siberia oblique collision and plume events. *Minerals*, **10**(6), 571. <https://doi.org/10.3390/min10060571>
- Wang H., Cai K., Sun M., Xia X.-P., Lai C.-K., Li P., Wan B., Zhang Zh. (2022) Apatite as a magma redox indicator and its application in metallogenic research. *Lithos*, **422-423**, 106749. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106749>
- Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. (2006) Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **151**, 413-433.
- Zafar T., Rehman H.U., Mahar M.A., Alam M., Oyebamiji A., Rehman S.U., Leng C.B. (2020) A critical review on petrogenetic, metallogenic and geodynamic implications of granitic rocks exposed in north and east China: New insights from apatite geochemistry. *J. Geodynam.*, **136**, 101723.
- Zhong S., Feng C., Seltmann R., Li D., Qu H. (2018) Can magmatic zircon be distinguished from hydrothermal zircon by trace element composition? The effect of mineral inclusions on zircon trace element composition. *Lithos*, **314-315**, 646-657.

REFERENCES

- Augland L.E., Ryabov V.V., Vernikovskiy V.A., Planke S., Polozov A.G., Callegaro S., Jerram D.A., Svensen H.H. (2019) The main pulse of the Siberian Traps expanded in size and composition. *Sci. Rep.*, **9**(1), 1-12. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-54023-2>
- Ballard J.R., Palin J.M., Campbell I.H. (2002) Relative oxidation states of magmas inferred from Ce(IV)/Ce(III) in zircon: Application to porphyry copper deposits of northern Chile. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **144**, 347-364.
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. (2002) Apatite as an indicator mineral for mineral exploration: Trace-element compositions and their relationship to host rock type. *J. Geochem. Explor.*, **76**(1), 45-69. [https://doi.org/10.1016/S0375-6742\(02\)00204-2](https://doi.org/10.1016/S0375-6742(02)00204-2)
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. (2002) Igneous zircon: Trace element composition as an indicator of source rock type. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **143**, 602-622. <https://doi.org/10.1007/s00410-002-0364-7>
- Bromiley G.D. (2021) Do concentrations of Mn, Eu and Ce in apatite reliably record oxygen fugacity in magmas? *Lithos*, **384-385**, 105900. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105900>
- Cao M., Li G., Qin K., Seitmuratova E.Y., Liu Y. (2012) Major and trace element characteristics of apatites in granitoids from C. Kazakhstan: Implications for petrogenesis and mineralization. *Resour. Geol.*, **62**, 63-83.
- Cassini V., Moyen J.-F., Cellier G., de Freitas B., Juliani C., Laurent O. (2022) Towards the fertility trend: Unraveling the economic potential of igneous suites through whole-rock and zircon geochemistry (example from the Tapajós mineral Province, Northern Brazil). *Ore Geol. Rev.*, **142**, 104643.
- Cooke D.R., Agnew P., Hollings P., Baker M., Chang Z., Wilkinson J.J., White N.C., Zhang L., Thompson J., Gemmell J.B., Fox N., Chen H., Wilkinson C.C. (2017) Porphyry Indicator Minerals (PIMS) and Porphyry Vectoring and Fertility Tools (PVFTS) – Indicators of Mineralization Styles and Records of Hypogene Geochemical Dispersion Halos. *Proceedings of Exploration 17: Sixth Decennial International Conference on Mineral Exploration*, 457-470.
- Ershova V.B., Anfinson O., Prokopiev A.V., Khudoley A.K., Stockli D.F., Faleide J.I., Gaina C., Malyshchev N.A. (2018) Detrital zircon (U-Th)/He ages from

- Paleozoic strata of the Severnaya Zemlya Archipelago: Deciphering multiple episodes of Paleozoic tectonic evolution within the Russian High Arctic. *J. Geodynam.*, **119**, 210-220. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.02.007>
- Ershova V.B., Prokopiev A.V., Khudoley A.K., Andersen T., Kullerud K., Kolchanov D.A. (2020) U-Pb age and Hf isotope geochemistry of detrital zircons from cambrian sandstones of the severnaya Zemlya archipelago and Northern Taimyr (Russian high arctic). *Minerals*, **10**(1), 36. <https://doi.org/10.3390/min10010036>
- Ershova V.B., Prokopiev A.V., Khudoley A.K., Proskurnin V.F., Andersen T., Kullerud K., Stepunina M.A., Kolchanov D.A. (2017) New U-Pb isotopic data for detrital zircons from metasedimentary sequences of northwestern Taimyr. *Dokl. Earth Sci.*, **474**, 613-616. <https://doi.org/10.1134/S1028334X17060022>
- Ershova V.B., Prokopiev A.V., Khudoley A.K., Sobolev N.N., Petrov E.O. (2015a) Detrital zircon ages and provenance of the Upper Paleozoic successions of Kotel'ny Island (New Siberian Islands archipelago). *Lithosphere*, **7**(1), 40-45. <https://doi.org/10.1130/L387.1>
- Ershova V.B., Prokopiev A.V., Nikishin V.A., Khudoley A.K., Malyshev N.A., Nikishin A.M. (2015b) New data on Upper Carboniferous-Lower Permian deposits of Bol'shevik Island, Severnaya Zemlya Archipelago. *Polar Res.*, **34**, 1-8. <https://doi.org/10.3402/polar.v34.24558>
- Harlov D.E. (2015) Apatite: A fingerprint for metasomatic processes. *Elements*, **11**(3), 171-176. <https://doi.org/10.2113/gselements.11.3.171>
- Hedenquist J.W. (2014) Variable Characteristics of Ore Deposits in the Epithermal Environment: Causes, and Exploration Implications. *Acta Geol. Sinica*, **88**(s2), 736-737.
- 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., Schaltegger U. (2003) The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Rev. Mineral. Geochem.*, **53**(1), 27-62. <https://doi.org/10.2113/0530027>
- Imai A. (2004) Variation of Cl and SO₃ contents of microphenocrystic apatite in intermediate to silicic igneous rocks of Cenozoic Japanese island arcs: Implications for porphyry Cu metallogenesis in the Western Pacific Island arcs. *Resour. Geol.*, **54**, 357-372.
- Kachurina N.V., Makar'ev A.A., Makar'eva E.M., Gavrish A.V., Orlov V.V., Dymov V.A. (2013) State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1 : 1 000 000 (third generation). Sheet T-45-48 – Cape Chelyuskin. Explanatory letter. St.Petersburg, VSEGEI Mapping Factory, 562 p. (In Russ.)
- Khudoley A.K., Verzhbitsky V.E., Zastrozhnov D.A., O'Sullivan P., Ershova V.B., Proskurnin V.F., Tchkova M.I., Rogov M.A., Kyser T.K., Malyshev S.V., Schneider G.V. (2018) Late Paleozoic – Mesozoic tectonic evolution of the Eastern Taimyr-Severnaya Zemlya Fold and Thrust Belt and adjoining Yenisey-Khatanga Depression. *J. Geodynam.*, **119**, 221-241. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.02.002>
- Kong D.X. (2022) Tracing the effects of fO₂, pressure and H₂O on the ore-forming magmas: Perspective from zircon REE composition. *J. Asian Earth Sci.*, **237**, 105354. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2022.105354>
- Konopelko D., Seltmann R., Dolgoplova A., Safonova I., Glorie S., De Grave J., Sun M. (2021) Adakite-like granitoids of Songkultau: A relic of juvenile Cambrian arc in Kyrgyz Tien Shan. *Geosci. Front.*, **12**, 147-160. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2020.08.006>
- Kurapov M.Y., Ershova V.B., Khudoley A.K., Luchitskaya M.V., Makariev A.A., Makarieva E.M., Vishnevskaya I.A. (2020a) Late Palaeozoic magmatism of Northern Taimyr: New insights into the tectonic evolution of the Russian High Arctic. *Int. Geol. Rev.*, (9), 1-23. <https://doi.org/10.1080/00206814.2020.1818300>
- Kurapov M.Y., Ershova V.B., Khudoley A.K., Makariev A.A., Makarieva E.M. (2020b) The first evidence of Late Ordovician magmatism of the October Revolution Island (Severnaya Zemlya archipelago, Russian High Arctic): Geochronology, geochemistry and geodynamic settings. *Norweg. J. Geol.*, **100**(1). <https://doi.org/10.17850/njg100-3-4>
- Kurapov M.Y., Ershova V.B., Makariev A.A., Makarieva E.V., Khudoley A.K., Luchitskaya M.V., Prokopiev A.V. (2018) Carboniferous granitoid magmatism of Northern Taimyr: Results of isotopic-geochemical study and geodynamic interpretation. *Geotectonics*, **52**(2), 225-239. <https://doi.org/10.1134/S001685211802004>
- Loader M.A., Nathwani Ch.L., Wilkinson J.J., Armstrong R.N. (2022) Controls on the magnitude of Ce anomalies in zircon. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **328**, 242-257. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2022.03.024>
- Loader M.A., Wilkinson J.J., Armstrong R.N. (2017) The effect of titanite crystallisation on Eu and Ce anomalies in zircon and its implications for the assessment of porphyry Cu deposit fertility. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **472**, 107-119. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.05.010>
- Lorenz H., Gee D.G., Whitehouse M.J. (2007) New geochronological data on Palaeozoic igneous activity and deformation in the Severnaya Zemlya Archipelago, Russia, and implications for the development of the Eurasian Arctic margin. *Geol. Mag.*, **144**(1), 105-125. <https://doi.org/10.1017/S001675680600272X>
- Lorenz H., Männik P., Gee D.G., Proskurnin V.F. (2008) Geology of the Severnaya Zemlya Archipelago and the North Kara Terrane in the Russian high Arctic. *Int. J. Earth Sci.*, **97**(3), 519-547. <https://doi.org/10.1007/s00531-007-0182-2>
- Loucks R.R., Fiorentini M.L., Henríquez G.J. (2020) New magmatic oxybarometer using trace elements in zircon. *J. Petrol.*, **61**(3), ega034.
- Lu Y.-J., Loucks R.R., Fiorentini M., McCuaig T.C., Evans N.J., Yang Z.-M., Hou Z.-Q., Kirkland C.L., Parra-Avila L.A., Kobussen A. (2016) Zircon compositions as a pathfinder for porphyry Cu ± Mo ± Au Deposits. *Soc. Econom. Geol. Spec. Publ.*, **19**, 329-347.
- Mao M., Rukhlov A.S., Rowins S.M., Spence J., Cooogan L.A. (2016) Apatite trace element compositions: A robust new tool for mineral exploration. *Econom. Geol.*, **111**, 1187-1222. <https://doi.org/10.2113/econgeo.111.5.1187>
- Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Kazansky A.Y., Bogolepova O.K., Gubanov A.P. (2005) Paleozoic history of the Kara microcontinent and its relation to Siberia and Baltica: Paleomagnetism, paleogeography and tectonics. *Tectonophysics*, **398**(3-4), 225-243. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.02.008>

- Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Matushkin N.Y. (2015) Arctida between Rodinia and Pangea. *Precamb. Res.*, **259**, 114-129. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.09.013>
- Miles A.J., Graham C.M., Hawkesworth C.J., Gillespie M.R., Hinton R.W., Bromiley G.D. (2014) Apatite: A new redox proxy for silicic magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **132**, 101-119.
- Müntener O., Kelemen P.B., Grove T.L. (2001) The role of H₂O during crystallization of primitive arc magmas under uppermost mantle conditions and genesis of igneous pyroxenites: An experimental study. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **141**, 643-658. <https://doi.org/10.1007/s004100100266>
- Nathwani C.L., Loader M.A., Wilkinson J.J., Buret Y., Sievwright R.H., Hollings P. (2020) Multi-stage arc magma evolution recorded by apatite in volcanic rocks. *Geology*, **48**(4), 323-327. <https://doi.org/10.1130/G46998.1>
- Pan L.C., Hu R.Z., Bi X.W., Wang Y., Yan J. (2020) Evaluating magmatic fertility of Paleo-Tethyan granitoids in eastern Tibet using apatite chemical composition and Nd isotope. *Ore Geol. Rev.*, **127**, 103757.
- Pan L.C., Hu R.Z., Wang X.S., Bi X.W., Zhu J.J., Li C. (2016) Apatite trace element and halogen compositions as petrogenetic-metallogenic indicators: Examples from four granite plutons in the Sanjiang region, SW China. *Lithos*, **254**, 118-130.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, **25**, 956-983. <https://doi.org/10.2113/10.1093/petrology/25.4.956>
- Pease V.L., Kuzmichev A.B., Danukalova M.K. (2014) The new Siberian Islands and evidence for the continuation of the Uralides, Arctic Russia. *J. Geol. Soc.*, **172**, 1-4. <https://doi.org/10.1144/jgs2014-064>
- Pease V.L., Scott R.A. (2009) Crustal affinities in the Arctic Uralides, northern Russia: Significance of detrital zircon ages from Neoproterozoic and Palaeozoic sediments in Novaya Zemlya and Taimyr. *J. Geol. Soc.*, **166**(3), 517-527. <https://doi.org/10.1144/0016-76492008-093>
- Petrov O.V., Khanchuk A.I., Ivanov V.V., Shatov V.V., Seltmann R., Dolgoplova A.V., Alenicheva A.A., Molchanov A.V., Terekhov A.V., Leontev V.I., Belyatsky B.V., Rodionov N.V., Sergeev S.A. (2021) Porphyry indicator zircons (PIZ) and geochronology of magmatic rocks from the Malmyzh and Pony Cu-Au porphyry ore fields (Russian Far East). *Ore Geol. Rev.*, **139**, 104491.
- Pizarro H., Campos E., Bouzari F., Rousse S., Bissig T., Gregoire M., Riquelme R. (2020) Porphyry indicator zircons (PIZs): Application to exploration of porphyry copper deposits. *Ore Geol. Rev.*, **126**, 1-18.
- Pogrebetskii Yu.E. (1971) Paleotectonic analysis of the Taimyr fold system. Moscow, Nedra Publ., 284 p. (In Russ.)
- Priyatkin N., Collins W.J., Khudoley A.K., Zastrozhnov D.A., Ershova V.B., Chamberlain K., Shatsillo A., Proskurnin V.F. (2017) The Proterozoic evolution of northern Siberian Craton margin: A comparison of U-Pb-Hf signatures from sedimentary units of the Taimyr orogenic belt and the Siberian platform. *Int. Geol. Rev.*, **13**(59), 1632-1656.
- Proskurnin V.F., Listkov A.G., Gavrish A.V., Vanyunin N.V. (2002) Metallogenic analysis and prospects for industrial development of the Taimyr-Severozemelskaya gold-bearing province. *Nedra Taimyra. Iss. 5*. St.Petersburg, VSEGEI Publishing House, 10-42. (In Russ.)
- Proskurnin V.F., Petrov O.V., Romanov A.P., Kurbatov I.I., Gavrish A.V., Proskurnina M.A. (2021) Central Arctic gold-bearing copper-molybdenum-porphyry belt. *Regional'naya Geologiya i Metallogeniya*, **85**, 31-49. (In Russ.)
- Proskurnina M.A., Proskurnin V.F., Remizov D.N., Lariov A.N. (2019) Ring intrusions of the Bespamyatnaya areal: Manifestations of shoshonite-latitude magmatism in Northern Taimyr. *Regional'naya Geologiya i Metallogeniya*, **79**, 5-22. (In Russ.)
- Richards J.P. (2011) High Sr/Y arc magmas and porphyry Cu ± Mo ± Au deposits: Just add water. *Econom. Geol. Bull. Soc. Econom. Geol.*, **106**, 1075-1081. <https://doi.org/10.2113/econgeo.106.7.1075>
- Richards J., Kerrich R. (2007) Adakite-like rocks: their diverse origins and questionable role in metallogenesis. *Econom. Geol.*, **102**(4), 537-576. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.102.4.537>
- Seedorff E., Dilles J.H., Proffett Jr.J.M., Einaudi M.T., Zurcher L., Stavast W.J.A., Johnson D.A., Barton M.D. (2005) Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features. *Econom. Geol.*, **100**, 251-298.
- Sillitoe R.H. (2014) Geological Criteria for Porphyry Copper Exploration. *Acta Geol. Sinica*, **88**(supp. 2), 597-598.
- Sillitoe R.H. (2010) Porphyry Copper Systems. *Econom. Geol.*, **105**, 3-41.
- Stokes T.N., Bromiley G.D., Potts N.J., Saunders K.E., Miles A.J., EIMF (2019) The effect of melt composition and oxygen fugacity on manganese partitioning between apatite and silicate melt. *Chem. Geol.*, **506**, 162-174. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.12.015>
- Sun S.J., Yang X.Y., Wang G.J., Sun W.D., Zhang H., Li C.Y., Ding X. (2019) In situ elemental and Sr-O isotopic studies on apatite from the Xu-Huai intrusion at the southern margin of the North China Craton: Implications for petrogenesis and metallogeny. *Chem. Geol.*, **510**, 200-214.
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: Implications for mantle composition and processes, in Magmatism in the Ocean Basins. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, **42**, 313-345. <https://doi.org/10.2113/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Sun W., Huang R., Li H., Hu Y., Zhang C., Sun S., Zhang L., Ding X., Li C., Zartman R.E., Ling M. (2015) Porphyry deposits and oxidized magmas. *Ore Geol. Rev.*, **65**(1), 97-131.
- Urvantsev N.N. (1949) Taimyr fold zone. *Beulletin' Noril'skogo Kombinata*, 4-12. (In Russ.)
- Vernikovskii V.A. (1996) Geodynamic evolution of the Taimyr folded region. Novosibirsk, SO RAS NIC OIGGM Publ., 202 p. (In Russ.)
- Vernikovskii V.A., Sal'nikova E., Kotov A.B., Ponomarchuk V.A., Kovach V.P., Travin A.V., Yakovleva S.Z., Berezina N.G. (1998) Age of post-collisional granitoids of Northern Taimyr: U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr, and Ar-Ar data. *Dokl. Akad. Nauk*, **363**(3), 375-378.
- Vernikovskiy V.A., Pease V.L., Vernikovskaya A.E., Romanov A.P., Gee D.G., Travin A.V. (2003) First report of early Triassic A-type granite and syenite intrusions from Taimyr: Product of the northern Eurasian superplume? *Lithos*, **66**(1-2), 23-36. <https://doi.org/10.1016/>

S0024-4937(02)00192-5

- Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E., Pease V.L., Gee D.G. (2005) Neoproterozoic Orogeny along the margins of Siberia. *Geol. Soc. Lond. Mem.*, **30**, 233-248. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2004.030.01.18>
- Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E., Proskurnin V.F., Matushkin N.Y., Proskurnina M.A., Kadilnikov P., Laktionov A.N., Travin A.V. (2020) Late paleozoic–early mesozoic granite magmatism on the arctic margin of the siberian craton during the kara-siberia oblique collision and plume events. *Minerals*, **10**(6), 571. <https://doi.org/10.3390/min10060571>
- Wang H., Cai K., Sun M., Xia X.-P., Lai C.-K., Li P., Wan B., Zhang Zh. (2022) Apatite as a magma redox indicator and its application in metallogenic research. *Lithos*, **422-423**, 106749. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106749>
- Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. (2006) Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **151**, 413-433.
- Zafar T., Rehman H.U., Mahar M.A., Alam M., Oyebamiji A., Rehman S.U., Leng C.B. (2020) A critical review on petrogenetic, metallogenic and geodynamic implications of granitic rocks exposed in north and east China: New insights from apatite geochemistry. *J. Geodynam.*, **136**, 101723.
- Zaitseva M.V., Pupyshev A.A., Shchapova Ju.V., Votyakov S.L. (2016) Dating of zircons using NexION 300S quadrupole mass spectrometer with inductively coupled plasma and NWR 213 attachment for laser ablation. *Analitika i Kontrol'*, **20**(4), 294-306. (In Russ.) <http://dx.doi.org/10.15826/analitika.2016.20.4.006>
- Zhong S., Feng C., Seltmann R., Li D., Qu H. (2018) Can magmatic zircon be distinguished from hydrothermal zircon by trace element composition? The effect of mineral inclusions on zircon trace element composition. *Lithos*, **314-315**, 646-657.
- Zonenshain L.P. (1990) Tectonics of lithospheric plates in the territory of the USSR. Pt II. Moscow, Nedra Publ., 344 p. (In Russ.)

УДК 550.361.4; 551.588.7

DOI: 10.24930/2500-302X-2024-24-3-566-581

Подземный городской остров тепла Екатеринбурга

Д. Ю. Демежко, А. А. Горностаева, Б. Д. Хацкевич, А. Г. Вдовин, Н. Р. Факаева

Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Амундсена, 100,
e-mail: ddem54@inbox.ru

Поступила в редакцию 10.09.2023 г., принята к печати 02.10.2023 г.

Объект исследования. Подземное тепловое поле Екатеринбурга (подземный городской остров тепла). **Цель исследования.** Определить критерии аномальности среднегодовых температур горных пород в Екатеринбурге, выявить закономерности пространственного распределения подземных температур, на основе математического моделирования количественно оценить ключевые факторы формирования городского острова тепла и изменение теплосодержания горных пород. **Материалы и методы.** Основной экспериментальный материал получен авторами в ходе годового цикла геотермических исследований в наблюдательных скважинах Екатеринбурга (22 скважины) и фоновых участков (Детярского, Верх-Сысертского, Гагарского – 10 скважин). При интерпретации полученных материалов использованы статистические методы анализа и математические модели, описывающие влияния климата, локальных поверхностных аномалий температуры, фильтрации подземных вод на подземное тепловое поле. **Результаты.** Аномальными на глубине 20 м следует считать среднегодовые температуры, выходящие за пределы интервала $5^{\circ}\text{C} < T_{\text{cp}} < 6^{\circ}\text{C}$. Максимальная интенсивность городского острова тепла Екатеринбурга приурочена к плотно застроенным центральным районам города. Наиболее высокие температуры ($T_{\text{cp}} > 10^{\circ}\text{C}$) на глубине 20 м наблюдаются в скважинах, расположенных вблизи зданий или непосредственно в них. Для них характерно быстрое уменьшение температуры с глубиной. Умеренные аномалии ($6^{\circ}\text{C} < T_{\text{cp}} < 10^{\circ}\text{C}$) наблюдаются вдали от зданий. Удаленность от центральных районов, по-видимому, играет более важную роль в формировании температурных аномалий, чем характер городских покрытий (асфальт, бетон, газоны). Фоновые ($T_{\text{cp}} < 6^{\circ}\text{C}$) температуры отмечены в скважинах, расположенных за пределами Обьездной автодороги. Анализ характера затухания с глубиной годовых температурных колебаний позволил выявить в районе Городского пруда участок с интенсивной вертикальной фильтрацией – до 24 м/г. Наиболее значительные изменения теплосодержания в интервале 10–50 м связаны с утечками тепла из подвалов зданий ($23\text{--}46 \times 10^7 \text{ Дж/м}^2$). Вместе с тем это тепло в количественном сопоставлении с общим расходом энергии, затраченной на отопление, составляет лишь сотые доли процента. **Выводы.** Впервые представлена характеристика подземного городского острова тепла крупного российского города. Полученные результаты могут найти применение при выработке стратегии развития мегаполисов в условиях меняющегося климата.

Ключевые слова: городской остров тепла, подземные температуры, термометрия скважин, теплосодержание, тепловой баланс, фильтрация подземных вод

Источник финансирования

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-77-10018 (<https://rscf.ru/project/22-77-10018/>)

Subsurface urban heat island in the city of Ekaterinburg

Dmitry Yu. Demezhko, Anastasiya A. Gornostaeva, Bogdan D. Khatskevich,
Alexey G. Vdovin, Nelly R. Fakaeva

Yu.P. Bulashevich Institute of Geophysics, UB RAS, 100 Amundsen st., 620016 Ekaterinburg, Russia,
e-mail: ddem54@inbox.ru

Received 10.09.2023, accepted 02.10.2023

Research subject. The subsurface thermal field in the city of Ekaterinburg (subsurface urban heat island). **Aim.** To determine criteria for the anomaly of mean annual subsurface temperatures in Ekaterinburg; to identify patterns of spatial distribution of underground temperatures; to quantify the main factors forming an urban heat island and changes in the heat content of rocks using mathematical modeling. **Materials and methods.** The main experimental data were obtained during the annual cycle of geothermal studies in observational boreholes of Ekaterinburg (22 boreholes) and surrounding areas (10 boreholes).

Для цитирования: Демежко Д.Ю., Горностаева А.А., Хацкевич Б.Д., Вдовин А.Г., Факаева Н.Р. (2024) Подземный городской остров тепла Екатеринбурга. *Литосфера*, 24(3), 566–581. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-3-566-581>

For citation: Demezhko D.Yu., Gornostaeva A.A., Khatskevich B.D., Vdovin A.G., Fakaeva N.R. (2024) Subsurface urban heat island in the city of Ekaterinburg. *Lithosphere (Russia)*, 24(3), 566–581. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-3-566-581>

© Д.Ю. Демежко, А.А. Горностаева, Б.Д. Хацкевич, А.Г. Вдовин, Н.Р. Факаева, 2024

in Degtyarskiy, Verkh-Syertskiy, Gagarinskiy districts). Statistical analysis and mathematical modeling describing the impact of climate, local temperature anomalies of ground surface, and groundwater filtration to the underground thermal field were used when interpreting the obtained data. *Results.* At a depth of 20 m, the mean annual temperatures being less than 5°C and more than 6°C should be considered as anomalous. The maximum intensity of the urban heat island in Ekaterinburg is confined to densely built-up central areas of the city. The highest temperatures (>10°C) at a depth of 20 m are observed in boreholes located near buildings or directly therein. Here, a rapid decrease in temperature with depth is typical. Moderate anomalies from 6°C to 10°C are observed far from buildings. Remoteness from the central regions apparently plays a more important role in the formation of temperature anomalies than the type of urban surfaces (asphalt, concrete, lawns). Background temperatures (less than 6°C) were recorded in boreholes located outside the Ring Road. An analysis of patterns in the attenuation of annual temperature variations with depth allowed an area with intense vertical filtration (up to 24 m/year) to be identified near the City Pond. The most significant changes in heat content in the range of 10–50 m are associated with heat leakage from the basements of buildings, equaling to $(23\text{--}46) \times 10^7 \text{ J/m}^2$. However, this heat is only hundredths of a percent of the total energy consumption spent on heating. *Conclusions.* The subsurface urban heat island of a large Russian city has been characterized for the first time. The results obtained can be used when developing a strategy for megacities in changing climate conditions.

Keywords: urban heat island, subsurface temperatures, borehole temperature measurements, heat content, urban energy balance, groundwater filtration

Funding information

The work was carried out with the financial support of the Russian Scientific Foundation (project No. 22-77-10018, <https://rscf.ru/project/22-77-10018/>)

Acknowledgements

The authors are grateful to the Ural Branch of FSBI “Hydrospetzgeologiya” and “Geopoisk” Ltd for providing access to boreholes and information about the geology, hydrogeological regime, and technical conditions of boreholes.

ВВЕДЕНИЕ

Феномен городского острова тепла (ГОТ) в поле температуры приземного воздуха уже два столетия привлекает внимание исследователей во всем мире. ГОТ проявляется повышенными среднесуточными, среднемесячными, среднегодовыми температурами в городах в сравнении с наблюдаемыми в окружающей их сельской местности (Оке, 1967, 1979; Chandler, 1970; Lokoshchenko, 2014). Среди главных причин, определяющих ГОТ, – влияние городских источников тепла и техногенные преобразования подстилающей поверхности, нарушающие естественный радиационный баланс. Повышенные температуры снижают комфортность городов, особенно летом, формируют локальные системы циркуляции атмосферы, препятствующие ее очищению (Белан, 1996). Продолжающееся глобальное потепление климата, сопровождаемое волнами аномальной жары, на фоне увеличения количества городского населения ведет к необходимости учета эффекта ГОТ в градостроительной политике, поддерживая научный интерес к проблеме. Различные аспекты феномена ГОТ в поле температуры приземного воздуха широко освещены в научной литературе (подробные обзоры приведены в работах Tzavali et al., 2015; Mohajerani et al., 2017; Stewart et al., 2021; Kim, Brown, 2021). Городской остров тепла Екатеринбурга, рассчитанный как разность среднегодовых температур приземного воздуха, зарегистрированных метеостанциями в центре города и пос. В. Дуброво, сформировался к

середине прошлого века (Горностаева и др., 2023). До конца 1990-х гг. его интенсивность повышалась синхронно с возрастанием численности населения, а после стабилизировалась на уровне 0.8 К.

Но техногенное воздействие проявляется не только в надземной среде города, но и в подземной (Taniguchi, 1993; Ferguson, Woodbury, 2004; Dědeček et al., 2012; Schweighofer et al., 2021). Научный и практический потенциал исследований в этой сфере не менее значим. Поскольку тепловое поле подземной среды содержит информацию о потоках тепла, интегрированных за большие промежутки времени, его изучение дает возможность более точно (в сравнении с метеоданными) оценивать тепловой дисбаланс на земной поверхности и его составляющие, обусловленные глобальным потеплением и факторами урбанизации (Demezhko, Gornostaeva, 2015; Bayer et al., 2016; Cuesta-Valero et al., 2021; Demezhko et al., 2022; Schuckmann et al., 2023). Тепловое состояние подземной среды и процессы теплообмена на ее поверхности в значительной мере сами определяют температуру приземной атмосферы (Yoshino, 1975). Например, различный характер теплофизических неоднородностей в городе и сельской местности является возможной причиной формирования типичного суточного хода интенсивности ГОТ – с дневным минимумом и ночным максимумом (Демежко и др., 2022). Наконец, некоторые исследователи видят прямой практический интерес в изучении подземного острова тепла. Они рассматривают накопленное в подземной среде избыточное тепло как дополнительный

источник энергии (Zhu et al., 2010; Benz et al., 2015; Luo, Aspraudi, 2015; Bayer et al., 2019; Hemmerle et al., 2022).

В статье мы рассматриваем подземный городской остров тепла Екатеринбурга, четвертого крупнейшего города России по численности населения и размеру агломерации. Цель исследования – выявление закономерностей пространственного распределения подземных температур, определение основных факторов формирования подземного городского острова тепла и количественная оценка изменения теплосодержания горных пород в результате техногенного воздействия.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Основным методом исследований подземного температурного поля являются температурные измерения в выстоявшихся водонаполненных скважинах. В нашем исследовании использованы результаты измерений 2022–2023 гг., проведенные в скважинах, расположенных в Екатеринбурге и его окрестностях. Расположение скважин и фото некоторых из них представлены на рис. 1, 2. Большая часть скважин входит в систему наблюдений за гидродинамическим режимом Уральского регионального центра ГМСН ФГБУ “Гидроспецгеология”. Кроме того, изучались скважины на территории Института геофизики УрО РАН, скважина, расположенная на базе геофизической практики УГГУ в пос. Верхняя Сысерть, и наблюдательные скважины Гагарского золоторудного месторождения. Скважины, находящиеся за пределами Екате-

ринбурга, вне населенных пунктов, считались фоновыми и использовались для оценки невозмущенных техногенным влиянием температур. Измерения в водонаполненной части скважин проводились с шагом 1 м с помощью автономного температурного логгера DW1212 фирмы Daowan с действующими заводскими калибровками (погрешность ± 0.002 К, постоянная времени ≈ 1 с). Регулярные измерения – 4 раза в год (раз в 3 месяца) в городских скважинах и дважды в год (раз в полгода) в фоновых – позволили оценить среднегодовую температуру.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Фоновые температуры

Географическое расположение фоновых участков (Верх-Сысертского, Дегтярского, Гагарского) представлено на рис. 1, температурные профили – на рис. 3. Типичная фоновая термограмма записана в скважине ВС-180. Ниже 15 м сезонные разности температур не превышают нескольких тысячных градуса. Отрицательный температурный градиент (до -15 К/км) выше отметки 27 м отражает региональное потепление, происходившее после 2000 г. с повышенными темпами. Ниже этой отметки градиент продолжает возрастать с глубиной, а начиная с 60 м его увеличение замедляется на уровне $+10...+14$ К/км. Такое распределение температуры и градиента можно считать эталонным при рассмотрении городских термограмм, а значительные отклонения от него – аномальными.

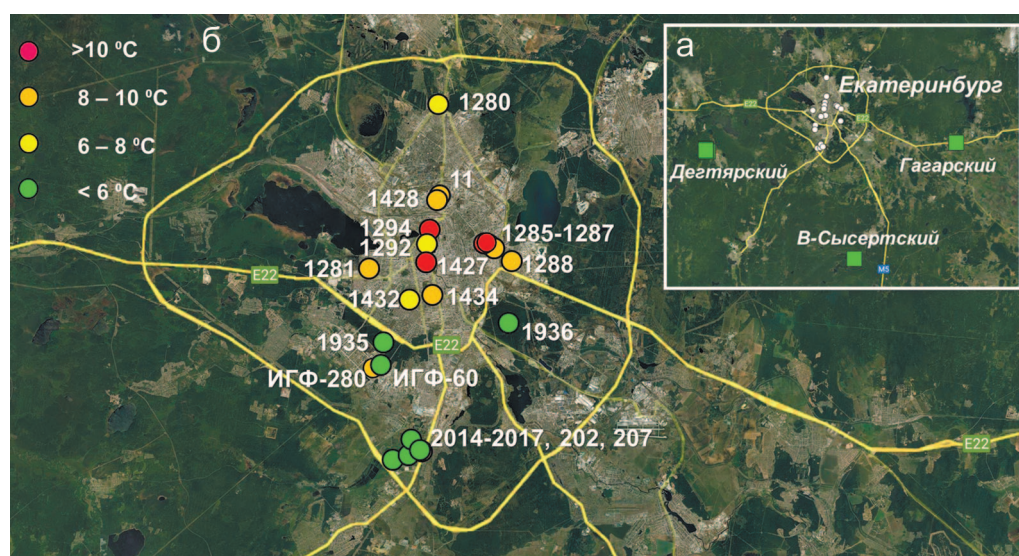


Рис. 1. Расположение и среднегодовые температуры в скважинах фоновых участков (а) и Екатеринбурга (б) на глубине 20 м.

Fig. 1. Location and mean annual temperatures in boreholes in surrounding areas (a) and in Ekaterinburg (b) at a depth of 20 m.



Рис. 2. Фото некоторых скважин в Екатеринбурге.

Fig. 2. Photos of some boreholes in Ekaterinburg.

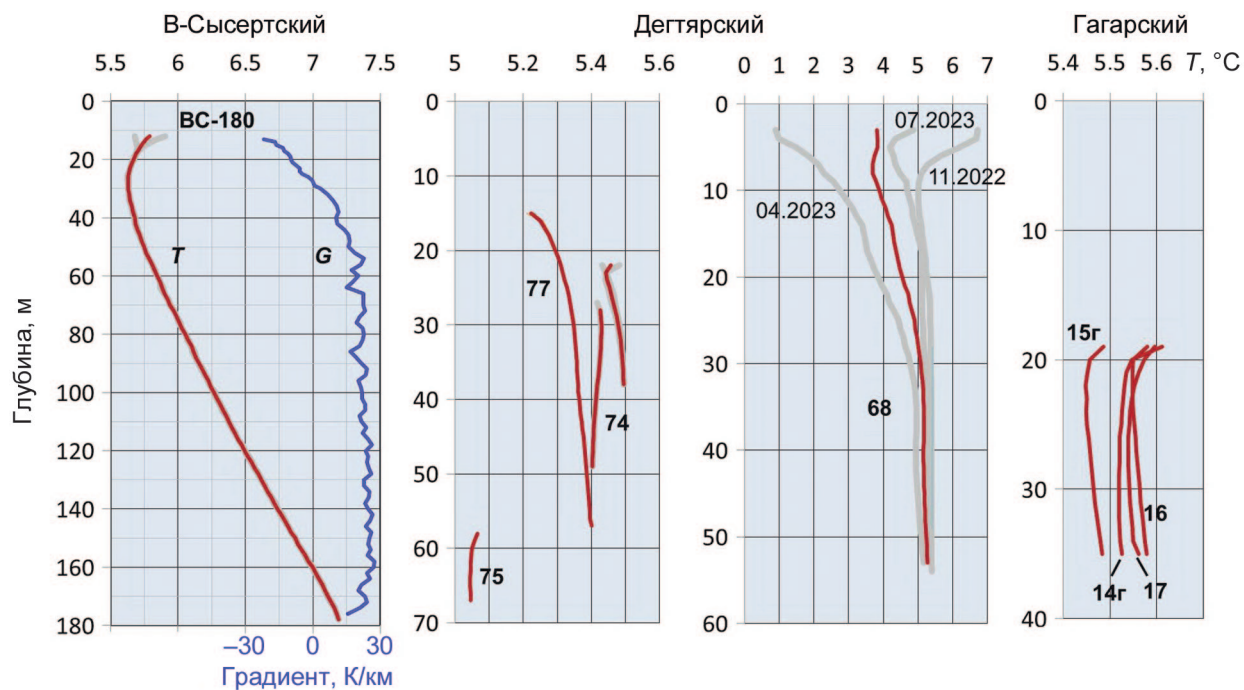


Рис. 3. Термограммы скважин фоновых участков.

Серым обозначены сезонные температуры, красным – среднегодовые.

Fig. 3. Temperature-depth profiles measured in surrounding areas.

Seasonal temperatures are marked in gray, mean annual temperatures are red.

Оценим фоновые температуры на уровне 20 м, на котором обычно затухают годовые колебания. В расчеты не включены скв. 68, 75 Дегтярского участка. Скважина 75 пробурена на склоне горы Бритая и почти полностью сухая. Термограмма скважины 68, расположенной в затопленной пойме руч. Ельчевка, демонстрирует нисходящую фильтрацию, по крайней мере до глубины 50 м. Средняя температура по оставшимся восьми скважинам на трех участках составляет 5.50°C при стандартном отклонении 0.12°C (табл. 1). Таким образом, за фоновые температуры на глубине 20 м можно принять температуры, отличающиеся от средней не более чем на 3 стандартных отклонения, округленно $5^{\circ}\text{C} < T < 6^{\circ}\text{C}$. Этот же диапазон справедлив и для отметки 30 м.

Подземные температуры Екатеринбурга

Термограммы скважин, расположенных в пределах Екатеринбурга, представлены на рис. 4. Среднегодовые температуры и амплитуды годовых колебаний на глубинах 10, 20, 30, 40 и 50 м приведены в табл. 2.

Годовые температурные колебания (за исключением скв. 1292, находящейся у Городского пруда, практически везде затухают на глубине 20 м. Аномально высокие среднегодовые температуры ($T > 6^{\circ}\text{C}$) на глубине 20 м выявлены в скважинах, расположенных в центральных районах города, а наиболее высокие ($T > 10^{\circ}\text{C}$) – вблизи зданий старой застройки (скв. 1294, 1427, 1285, 1286, см. рис. 1, 2). Термограммы таких скважин, как правило, отличаются значительным отрицательным геотермическим градиентом (до -150 К/км в скв. 1281 в интервале 5–10 м). Отрицательный градиент характерен и для скважин, устье которых выходит непосредственно в здания (скв. 2015, ИГФ-280). Умеренные аномалии ($6 < T < 10^{\circ}\text{C}$) и небольшие ($10\text{--}20\text{ К/км}$) положительные или отрицательные тем-

пературные градиенты наблюдаются вдали от зданий. При этом тип городских поверхностей не играет заметной роли. Так, температуры в скважинах 1432 (асфальтированная площадка) и 1280 (газон) не превышают 8°C . На окраинах города (скв. 2014–2016, 202, 207 на заросшем редколесьем поле) и в лесопарковых зонах (1935, 1936, ИГФ-60) температуры не отличаются от фоновых. Температурные градиенты здесь близки к нулю. Распределение подземных температур в Екатеринбурге отражает типичную для многих городов зональность, наблюдаемую как в поле температур приземного воздуха (Varentsov et al., 2021), так и в распределении температуры подземных вод (Schweighofer et al., 2021).

Рассмотрим основные факторы, определяющие распределение подземных температур в городе, и возможности их количественного описания с помощью простых математических моделей.

АНАЛИЗ ФАКТОРОВ ПОДЗЕМНОГО ТЕМПЕРАТУРНОГО ПОЛЯ ГОРОДА

Подземное температурное поле города определяется совокупностью эндогенных и экзогенных факторов. Эндогенные факторы, к которым относятся глубинный тепловой поток, выделение тепла радиоактивными элементами и теплофизические свойства пород, формируют стационарную компоненту температурного поля. Глубинный тепловой поток q и теплопроводность горных пород λ определяют стационарный геотермический градиент $G_0 = dT/dz = -q/\lambda$. Поскольку глубинный тепловой поток направлен из недр Земли к поверхности, стационарный геотермический градиент, напротив, описывает увеличение температуры с глубиной. На Урале G_0 невысок – $15\text{--}20\text{ К/км}$ – вследствие низкого содержания естественных радиоактивных элементов в земной коре (Kukkonen et al., 1997; Демежко, 2001; Голованова, 2005). Переменная составляющая подземного температурного

Таблица 1. Среднегодовые температуры в скважинах фоновых участков, °C

Table 1. Mean annual temperatures in boreholes located in surrounding areas, °C

Участок	Скв.	Глубина, м				
		10	20	30	40	50
Дегтярский	76		5.43	5.48	5.50	
	74			5.43	5.41	5.40
	77		5.30	5.35	5.36	5.39
Верх-Сысертский	ВС-180	5.84	5.67	5.63	5.68	5.75
Гагарский	14г		5.55	5.52		
	15г		5.46	5.47		
	16		5.55	5.56		
	17		5.57	5.54		
Среднее			5.50	5.50		
Стандартное отклонение			0.12	0.09		

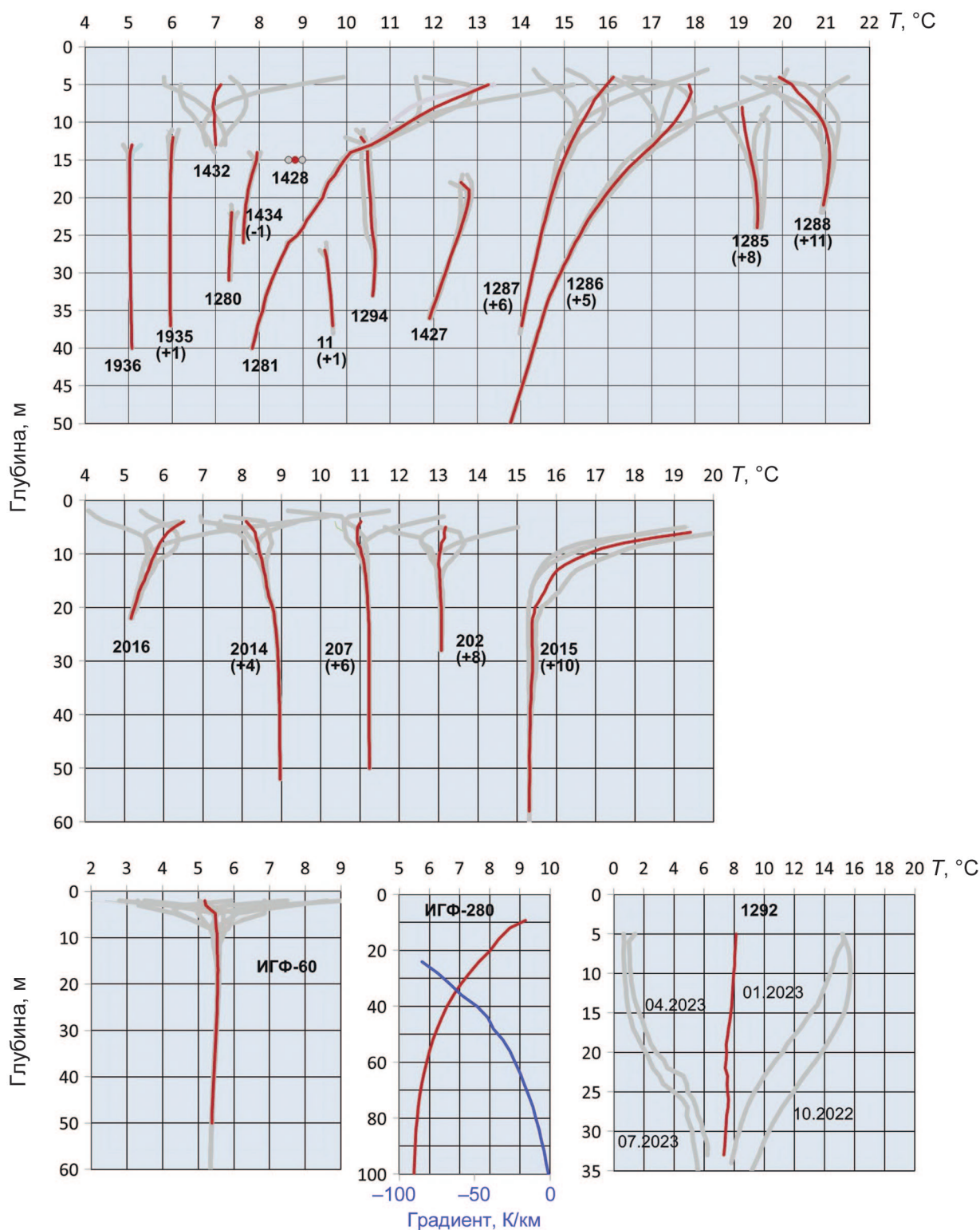


Рис. 4. Термограммы скважин на территории Екатеринбурга.

Серым цветом обозначены сезонные температуры, красным – среднегодовые. Некоторые термограммы сдвинуты по оси температур во избежание перекрытия (величина сдвига – в скобках).

Fig. 4. Temperature-depth profiles recorded on the territory of Ekaterinburg.

Seasonal temperatures are marked in gray, mean annual temperatures are red. Some profiles are shifted along the temperature axis to avoid overlap (shift value is given in parentheses).

Таблица 2. Среднегодовая температура T , °C, и годовая амплитуда D , К, в скважинах Екатеринбурга**Table 2.** Mean annual temperature T , °C, and annual amplitude D , K, in boreholes of Ekaterinburg

Скв.	Параметр	Глубина, м					Примечание
		10	20	30	40	50	
1280	T		7.39	7.31			
	D			0.07			
11	T			8.58	8.73*		
	D			0.02			
1428	T	8.82*					*С 15 м
	D	0.32*					
1294	T	10.42*	10.54	10.65			
	D		0.20	0.03			
1292	T	7.98	7.49	7.45			
	D	14.99	11.68	5.09			
1427	T		12.82	12.27			3 каротажа
	D		0.25	0.04			
1434	T	8.95*	8.72	6.62**			*С 14 м **С 26 м
	D	0.27*	0.03				
1432	T	6.97					
	D	0.90					
1935	T	5.05*	4.96	4.95			*С 12 м
	D		0.02	0.01			
ИГФ-60	T	5.54	5.55	5.50	5.43	5.38	
	D	0.27	0.05	0.02	0.01	0.01	
ИГФ-280	T	9.05	8.02	7.19	6.58	6.18	
1281	T	11.44	9.46	8.36	7.84		
	D	0.75	0.07	0	0.01		
1285	T	11.13	11.43				
	D	0.91	0.21				
1286	T	12.53	10.91	9.92	9.29	8.76	
	D	0.82	0.19	0.03	0.03	0.01	
1287	T	9.41	8.69	8.28	7.91*		*С 37 м
	D	0.57	0.08	0.01			
1288	T	9.94	9.98				
	D	0.70	0.05				
1936	T	5.05*	5.03	5.04	5.08		*С 14 м
	D		0.02	0.01	0.01		
2015	T	6.80	5.45	5.40	5.34	5.32	
	D	1.50	0.32	0.19	0.05	0.01	
2016	T	5.78	5.26				
	D	0.56	0.10				
2014	T	4.45	4.78	4.91	4.95	4.96	
	D	0.41	0.01	0.01	0	0	
207	T	5.04	5.20	5.23	5.23	5.24	
	D	0.25	0.04	0.01	0.01	0	
202	T	5.03	5.07	5.07			
	D	0.70	0.06				

*Экстраполированные температуры.

Примечание. Цветом выделены аномальные температуры (в соответствии с легендой на рис. 1).

*Extrapolated temperatures.

Note. Anomalous temperatures are highlighted in color (in accordance with the legend in Fig. 1).

поля города обусловлена влиянием экзогенных факторов как естественной природы, так и техногенной. К ним относятся климатические колебания температуры поверхности, вертикальные движения подземных вод, рельеф, локальные аномалии поверхностной температуры, связанные с изменениями условий теплообмена на ограниченных участках земной поверхности, техногенные источники тепла (здания, подземные коммуникации и пр.).

Изменения климата

Климатические изменения прошлого оставили след в современном температурном поле. Потепления приводили к увеличению температуры земной поверхности и уменьшению геотермического градиента в верхней части разреза (вплоть до отрицательных значений), похолодания – наоборот. Примерно до глубины 1.0–1.5 км стационарный температурный градиент понижен влиянием глобального потепления, происшедшего в начале голоцена около 12 тыс. лет назад, а потепление последнего столетия прослеживается примерно до глубины 200 м. В результате этих событий температурный градиент на Урале на глубине 200 м ниже геотермического и составляет 8–12 К/км, а до глубины в первые десятки метров может быть близок к нулю или вовсе отрицательным (Демежко, 2001). Температурный профиль, сформированный эндогенными факторами и климатическими изменениями температуры земной поверхности можно описать соотношением:

$$T(z, t) = T_0 + G_0 z + \Delta T^{\text{клим}}(z, t), \quad (1)$$

где T_0 – исходная невозмущенная температура земной поверхности; z – глубина; t – время; G_0 – невозмущенный геотермический градиент; $\Delta T^{\text{клим}}(z, t)$ – климатическая температурная аномалия. Для температурной истории земной поверхности, аппроксимированной ступенчатой функцией времени, вертикальное распределение температурной аномалии в теплофизически однородной среде описывается следующим решением одномерного нестационарного уравнения теплопроводности (Карслоу, Егер, 1964):

$$\Delta T^{\text{клим}}(z, t) = \sum_{i=1}^n D_i^{\text{клим}} \operatorname{erfc} \frac{z}{L}, L = 2\sqrt{at_i}, \quad (2)$$

где $D_i^{\text{клим}}$ и t_i – амплитуда i -го скачка и время, прошедшее после него до настоящего момента; z – глубина; a – температуропроводность.

На рис. 5а представлены изменения среднегодовых температур приземного воздуха, зарегистрированные в Екатеринбурге и пос. В. Дуброво. В предположении, что изменения температуры земной поверхности в городе и окрестностях происходили теми же темпами, что и изменения температуры воздуха, с помощью соотношений (1), (2) бы-

ли оценены соответствующие вертикальные распределения подземных температур и градиентов (рис. 5б, в). Согласно этим теоретическим оценкам, температурные различия между Екатеринбургом и его окрестностями должны исчезнуть на глубине 100 м, а температурный градиент в интервале 0–60 м должен возрастать от отрицательных значений –40...–50 К/км до нуля. Похоже, однако, что эти оценки несколько преувеличивают климатический вклад в подземное температурное поле как в городе, так и за его пределами. Так, температурный градиент в скважине ВС-180 увеличивается от значений –20 К/км и достигает нуля уже на 30-метровой глубине (см. рис. 3). В городских скважинах 1935, 1936, 1280, ИГФ-60, 202, 207, 2014, расположенных вдали от центра и зданий, он близок к нулю.

Локальные аномалии температуры поверхности

Более весомый вклад в подземное температурное поле Екатеринбурга вносят техногенные факторы. Ряд термограмм скважин, расположенных вблизи зданий (1281, 1286, 1287) или непосредственно в них (ИГФ-280, 2015), демонстрирует аномально низкие, отрицательные значения температурных градиентов (от –50 до –200 К/км). Такие аномалии преимущественно связаны с влиянием теплых подвалов домов, т. е. в отличие от климатических имеют локальное распространение. Для круговой аномальной области на земной поверхности аналитическое выражение распределения температурной аномалии $\Delta T(z, t, r)$ по вертикальному профилю, проходящему через центр круга, приведено в работе (Демежко, 2001):

$$\Delta T^{\text{лок}}(z, t, r) = D^{\text{лок}} \left[\operatorname{erfc} \left(\frac{z}{L} \right) - \frac{z}{\sqrt{z^2 + r^2}} \operatorname{erfc} \left(\frac{\sqrt{z^2 + r^2}}{L} \right) \right], \quad (3)$$

$$L = 2\sqrt{at},$$

где $D^{\text{лок}}$ и t – амплитуда локальной аномалии на поверхности и время, прошедшее после ее появления до момента измерений. В отличие от климатических изменений влияние здания ограничено не только по латерали, но и по глубине. Через некоторое время аномалия стационарируется, и тогда вертикальное распределение температур описывается следующей зависимостью:

$$\Delta T_{\text{стац}}^{\text{лок}}(z, r) = D^{\text{лок}} \left(1 - \frac{1}{\sqrt{r^2 / z^2}} \right). \quad (4)$$

При $z/r = 5$ стационарная аномалия на глубине z не превышает $0.019D^{\text{лок}}$, при $z/r = 10$ – $0.005D^{\text{лок}}$. Время стационарирования также зависит от радиу-

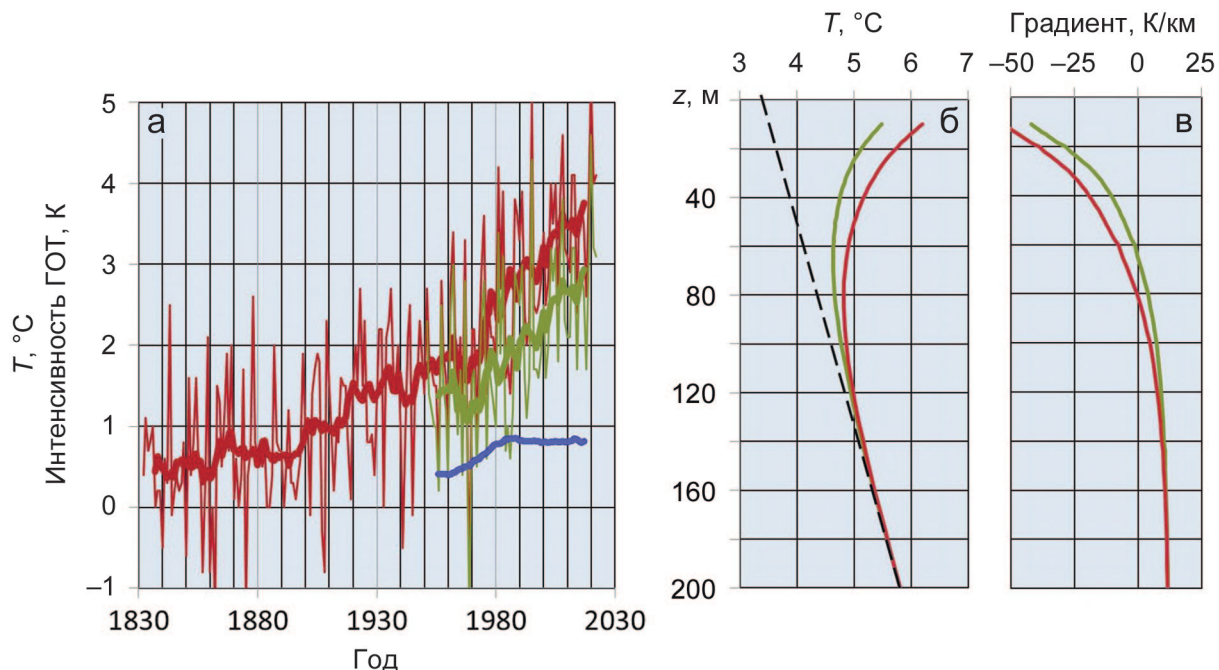


Рис. 5. Климатическая составляющая подземного температурного поля.

а – изменение среднегодовой температуры приземного воздуха в Екатеринбурге (тонкая красная кривая) и в В. Дуброво (зеленая); толстые линии – температуры, сглаженные 11-летним средним; синяя линия – интенсивность ГОТ; б – вертикальное распределение температур, отражающее климатические изменения прошлого; в – распределение температурных градиентов.

Fig. 5. Climatic component of subsurface temperature field.

а – change in the mean annual surface air temperature in Ekaterinburg (thin red curve) and V. Dubrovo (green); bold lines mark temperatures smoothed by the 11-year average; blue line marks the urban heat island intensity; б – vertical temperature distribution reflecting past climatic changes; в – the distribution of temperature gradients.

са: при $r = 10$ м должно пройти не менее 20 лет, при $r = 20$ м – 100 лет (Демежко, 2001). После стационарирования аномалия уже не меняется, хотя на поверхности она может оставаться сколь угодно долго. Поэтому утверждение, что распространение температурной аномалии на глубину пропорционально возрасту здания (Ferguson, Woodbury, 2004), верно лишь отчасти.

Если контур поверхностной аномалии отличается от окружности, для расчета ее влияния можно применить метод аппроксимации круговыми секторами (Demezhko et al., 2022) (рис. 6а). Вертикальное распределение температурной аномалии рассчитывается как сумма вкладов всех секторов:

$$\Delta T^{\text{лок}}(z, t) = \sum_{i=1}^n \Delta T_i^{\text{лок}}(z, t, r_i) \frac{\varphi_i}{2\pi}, \quad (5)$$

где r_i и φ_i – радиус и центральный угол i -го сектора.

Случай, изображенный на рис. 6а, соответствует положению скважины ИГФ-280 в производственном здании Института геофизики УрО РАН (отапливаемый ангар без подвала) со сторонами 30×60 м. Отрицательный температурный гради-

ент в ней распространяется до глубины 100 м (см. рис. 6б). На глубине 20 м он составляет -81 К/км. Температурная аномалия, оставшаяся после вычитания линейной составляющей ($T_0 = 4.66^\circ\text{C}$, $G_0 = 6.9$ К/км), экстраполированной из нижней части термограммы, сформировалась под влиянием палеоклимата и локального повышения температуры поверхности в пределах здания. Климатическая компонента $\Delta T^{\text{клим}}$ оценивалась с помощью соотношения (2), а в качестве граничного условия на поверхности были использованы данные об изменениях температуры воздуха в Екатеринбурге до 1980 г., когда здание было построено (см. рис. 5а). Оставшаяся после вычитания климатической компоненты локальная аномалия $\Delta T^{\text{лок}}$ моделировалась согласно формулам (3), (4). Были найдены величина локального среднегодового потепления ($D^{\text{лок}} = 11$ К) и коэффициент температуропроводности пород ($a = 0.9 \times 10^{-6}$ м²/с), позволившие наиболее точно описать измеренное распределение температуры $T(z)$ (Demezhko et al., 2022). На глубине 10 м локальная компонента примерно в 3 раза превышает климатическую, но ниже 40 м влияние климатического потепления преобладает.

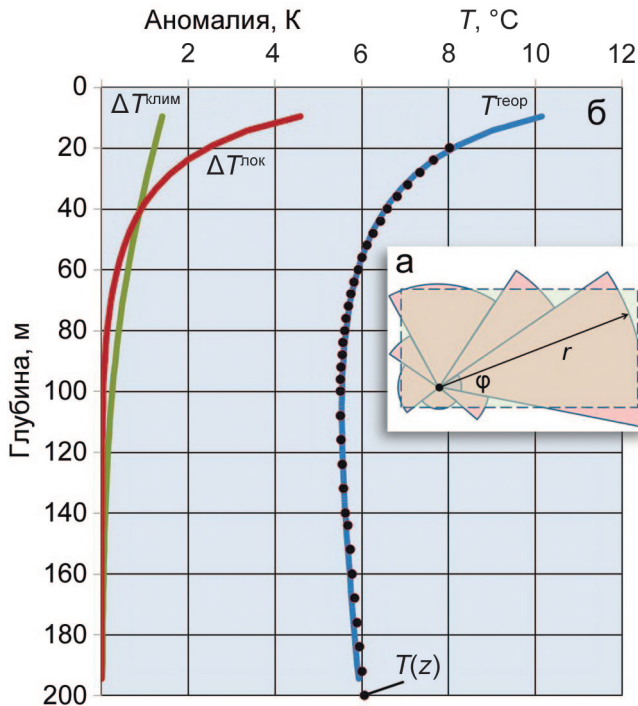


Рис. 6. Разделение локальной аномалии в скв. ИГФ-280 на компоненты.

а – аппроксимация локальной поверхностной аномалии круговыми секторами; б – компоненты локальной аномалии в скважине: $\Delta T^{\text{клим}}$ – климатическая аномалия, $\Delta T^{\text{лок}}$ – аномалия от локального объекта, $T^{\text{теор}}(z) = T_0 + G_0 z + \Delta T^{\text{клим}}(z) + \Delta T^{\text{лок}}(z)$ – теоретическое распределение температуры, точки $T(z)$ – измеренные температуры.

Fig. 6. Subdivision of local temperature anomaly in the borehole IGF-280 into components.

а – approximation of local surface temperature anomaly by circular sectors; б – components of the local anomaly in the IGF-280: ΔT^{clim} – the anomaly caused by climate change, ΔT^{loc} – the anomaly from local object, $T^{\text{theor}}(z) = T_0 + G_0 z + \Delta T^{\text{clim}}(z) + \Delta T^{\text{loc}}(z)$ – theoretical temperature distribution, points $T(z)$ – measured temperatures.

Локальные аномалии в скв. 1281, 1286, 1287 имеют более высокую амплитуду и, судя по всему, распространяются на значительную глубину, что объясняется большими размерами и амплитудой поверхностной аномалии. Локальная аномалия, зафиксированная в скв. 2015, устье которой выходит в отопляемый павильон (5×7 м), проявляется значительными отрицательными градиентами на небольших глубинах (-310 К/км на 10 м, -60 К/м на 15 м), но вследствие ограниченных размеров павильона уже на 20 м она исчезает.

Еще одним локальным источником тепла в городе являются тепловые сети. Однако их влияние не распространяется дальше 10 м по горизонтали и на глубину (Половников, 2018). Аномалии от этих объектов проявляются лишь в отопительный сезон,

что позволяет легко их идентифицировать. Но в наших исследованиях таких аномалий не наблюдалось.

Помимо техногенных источников тепла локальные аномалии могут быть связаны с изменениями условий теплообмена на земной поверхности. Считается, что плотные асфальтовые покрытия с низким альбедо (0.10–0.25) интенсивно поглощают солнечную радиацию и могут быть теплее покрытых растительностью газонов (Wang et al., 2021). Например, в г. Кобе (Япония) в ясные солнечные дни среднесуточная разность температур поверхностей асфальта и газона достигает 8 К (Takebayashi, Moriyama, 2009). Однако в городах с умеренным климатом положительная разность летних температур не столь высока и может быть скомпенсирована отрицательной разностью зимой. На Среднем Урале снежный покров играет утепляющую роль, обеспечивая среднегодовую температуру земной поверхности на 3–5 К выше температуры воздуха (Демежко, 2001). В отсутствие снега эти температуры близки. Поскольку в городах снег убирают с твердых покрытий, а на газонах он, как правило, сохраняется, последние могут быть теплее в годовом цикле. Именно такое соотношение между температурами под различными покрытиями демонстрируют термограммы скв. 1280 (газон на окраине) и 1432 (асфальтированная парковка в центре) (см. рис. 1, 2). Среднегодовая температура на глубинах 10–20 м под газоном на 0.4 К выше температуры под асфальтом.

Вертикальная фильтрация подземных вод

Тепловое поле Земли чувствительно к проявлениям гидрогеологической активности (Lapham, 1989; Beck et al., 1990; Taniguchi, 1993; Stonestrom, Constantz, 2003; Majumder et al., 2013), в первую очередь вертикальной фильтрации подземных вод. В ее отсутствии единственным механизмом теплопереноса в верхней части литосферы является теплопроводность. Колебания температуры земной поверхности (суточные, годовые и долговременные), постепенно затухая, распространяются на глубину. Если на земной поверхности колебания происходят по следующему гармоническому закону:

$$T_s(t) = T_0 + D_0 \sin(\omega t - \varphi), \quad (6)$$

где T_0 – средняя температура, D_0 – амплитуда, ω – частота, φ – фаза, то колебания температуры горных пород в теплофизически однородном массиве на глубине z также будут происходить по гармоническому закону (Карслоу, Егер, 1964):

$$T(z, t) = D_0 e^{-kz} \sin(\omega t - kz - \varphi), \quad k = \sqrt{\omega / 2a}. \quad (7)$$

Здесь k – волновое число, a – температуропроводность пород. Предельная глубина распростране-

ния (на которой амплитуда колебаний снижается до 0.1% амплитуды на поверхности) равна $z_{пр} = -\ln(0.001)/k$. При $a = 0.9 \times 10^{-6}$ м²/с предельная глубина распространения годовой волны составляет 21 м, суточной – около 1 м.

Вертикальная фильтрация с постоянной скоростью V не меняет гармонического характера колебаний подземных температур, но влияет на их амплитуду и фазу. Единое волновое число k в уравнении (7) распадается на два – амплитудное k_1 и фазовое k_2 (Демежко и др., 2006):

$$T(z, t) = D_0 e^{-k_1 z} \sin(\omega t - k_2 z - \varphi), \quad k_1 = k/w_1, \quad k_2 = k/w_2,$$

$$w_1 = [(\beta^4 + 1)^{1/2} + \beta^2] \times [((\beta^4 + 1)^{1/2} + \beta^2) + 2^{1/2} \beta],$$

$$w_2 = (\beta^4 + 1)^{1/2} + \beta^2, \quad (8)$$

$$\beta = \frac{C_f \rho_f V}{2c_m \rho_m (a_m \omega)^{1/2}},$$

где C – теплоемкость, ρ – плотность флюида f и породной матрицы m . Волновое число k_1 характеризует скорость затухания амплитуды колебаний с глубиной, k_2 – растяжение температурного профи-

ля. При нисходящей фильтрации колебания затухают медленнее, а их фазы сдвинуты на большие глубины, чем в отсутствие фильтрации. При восходящей – наоборот. Регулярные измерения позволяют оценить изменение амплитуды D годовых колебаний температуры с глубиной и амплитудное волновое число k_1 как угловой коэффициент линейной зависимости $\ln(D) = \ln(D_0) - k_1 z$.

Измерения в скважинах Екатеринбурга и его окрестностях выявили два случая аномально медленного затухания годовых колебаний – в скв. 68, расположенной в пойме руч. Ельчевка на Дегтярском фоновом участке, и в скв. 1292 у Городского пруда Екатеринбурга (см. рис. 1–4). Зависимости логарифма амплитуды от глубины для этих скважин представлены на рис. 7. Среднее значение волнового числа в скв. 68 в интервале 8–35 м составляет 0.07 м⁻¹, что соответствует скорости нисходящей фильтрации 11 м/год. Ниже 35 м волновое число резко снижается, однако сомнительно интерпретировать это сокращение увеличением скорости фильтрации из-за низкой точности оценки амплитуды годовой волны всего по двум термограммам. В скв. 1292 по данным четырех каротажей

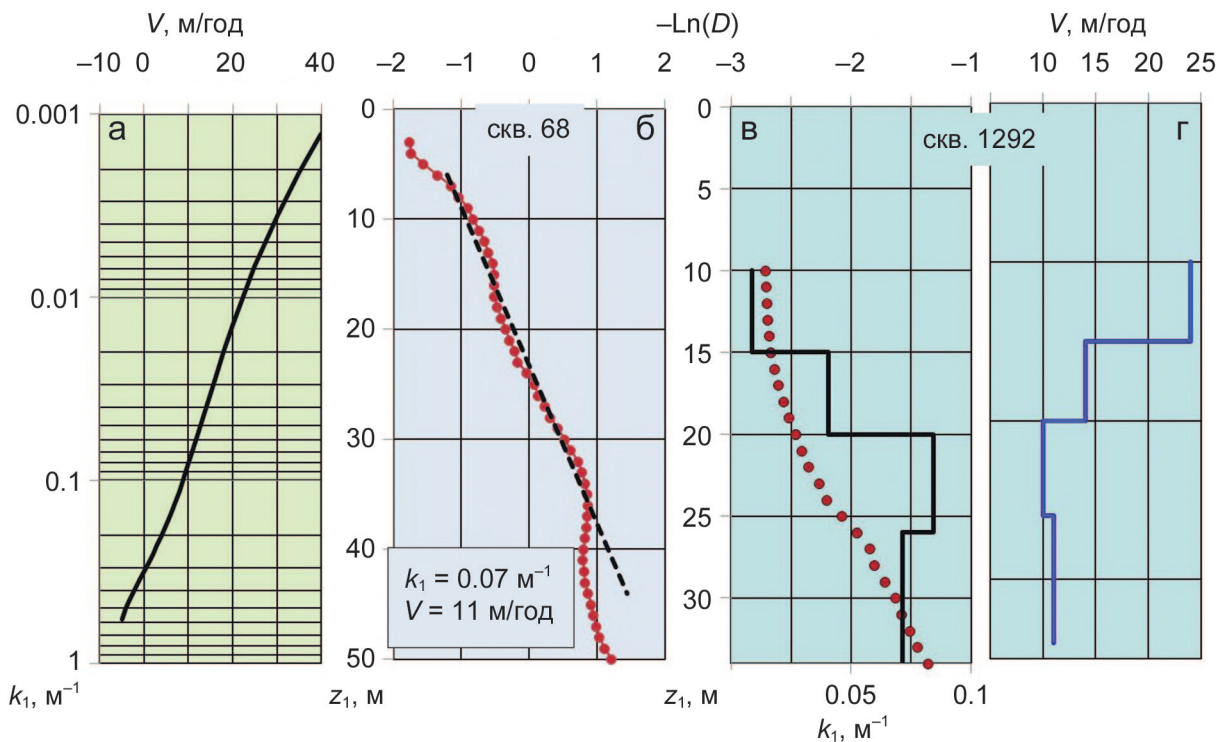


Рис. 7. Оценка скорости вертикальной фильтрации.

а – зависимость амплитудного волнового числа k_1 от скорости фильтрации; б – распределение логарифма амплитуды годовых колебаний температуры, оценка k_1 и скорости фильтрации V по скв. 68; в, г – то же по скв. 1292.

Fig. 7. Estimation of the vertical filtration rate.

а – dependence of the amplitude wave number k_1 on filtration rate value; б – distribution of the logarithm of the amplitude of annual temperature variations, estimation of k_1 and filtration rate V for the borehole 68; в, г – the same for the borehole 1292.

волновое число возрастает с глубиной, а скорость фильтрации уменьшается от 24 м/год (10–15 м) до 15 м/год (15–20 м) и 10 м/год – ниже. Очевидно, что движение подземных вод здесь направлено к дренажной системе проходящей неподалеку ветки метрополитена. С глубиной преимущественно вертикальный поток сменяется субгоризонтальным.

Теплосодержание

Глобальные климатические изменения последних полутора веков, повышение температуры приземного воздуха в пределах городов (городской остров тепла), выделение дополнительного тепла зданиями и коммуникациями привели к изменению теплосодержания в недрах. Оценить изменения теплосодержания горных пород ΔQ в интервале глубин (z_n, z_m) можно непосредственно по измеренной термограмме, точнее – по выделенной из нее температурной аномалии $\Delta T(z)$:

$$\Delta Q(z_n, z_m) = \rho C \sum_n^m \Delta T(z_i) \Delta z, i = 1, \dots, n, \dots, m \dots \quad (9)$$

Здесь $\Delta T(z_i)$ – среднее значение температурной аномалии в интервале $z_i \pm \Delta z/2$, ρ и C – плотность и удельная теплоемкость пород. Температурная аномалия рассчитывается вычитанием из измеренных температур линейного распределения, экстраполированного из нижней части термограммы, где аномалия заведомо затухает $\Delta T(z) = T(z) - T_0 - G_0 z$. Для теоретической термограммы, рассчитанной по изменению температур приземного воздуха в пос. В. Дуброво (см. рис. 5б), в интервале 0–200 м получим $\Delta Q = 19.2 \times 10^7$ Дж/м² (табл. 3). Это в 2 раза выше средней оценки для всего Азиатского кон-

тинента (9.0×10^7 Дж/м²), в основе которой также лежат метеоданные о температурах приземного воздуха (Huang, 2006). Но, как уже отмечалось, расчеты по изменениям приземного воздуха в нашем случае, вероятно, несколько переоценивают климатический вклад в подземное температурное поле. Более корректно оценивать его по реальным термограммам. Так, изменение теплосодержания в фоновой скважине ВС-180 (см. рис. 3) в интервале 10–50 м составляет 2.6×10^7 Дж/м² – в 4 раза ниже теоретической оценки в том же интервале. Но и в городе оценки теплосодержаний по скважинам, не проявившим аномальных температур, значительно ниже теоретических. Например, для скв. ИГФ-60 оно составляет 5.4×10^7 Дж/м² (10–50 м), для скв. 2015 в том же интервале, т. е. ниже глубины проникновения локальной аномалии, – 4.4×10^7 Дж/м².

Ожидаемо высокие значения изменений теплосодержания получены для аномальных скважин, особенно тех, что расположены вблизи зданий или непосредственно в них (скв. 1281, 1286, 1287, ИГФ-280, 2015). По сравнению со скв. ИГФ-60 здесь в интервале 10–50 м накоплено в 4–8 раз больше тепла. Исключение составляет скважина 2015, где все аномальное тепло локализовано в верхних 10 м. Наконец, группа скважин с умеренно аномальными (<10°C) температурами на глубине 20 м (например, скв. 1432, 1434, 11, 1280) также демонстрирует значительное увеличение теплосодержания в интервале 10–50 м – больше, чем можно было ожидать из теоретической (метеорологической) оценки эффекта острова тепла.

Избыточное тепло, накопленное в недрах мегаполисов, некоторыми исследователями рассматри-

Таблица 3. Изменение теплосодержания пород, $\times 10^7$ Дж/м² (для габбро $\rho = 2980$ кг/м³, $C = 720$ Дж/(кг·К))

Table 3. Change in heat content of rocks, $\times 10^7$ J/m² (for gabbro $\rho = 2980$ kg/m³, $C = 720$ J/(kg·K))

Скв.	Интервал, м				
	0–10	10–20	20–50	10–50	50–200
Теор. климат – В. Дуброво	4.2	3.6	6.4	10.0	5.0
Теор. климат – Екатеринбург	5.7	5.0	9.3	14.3	7.4
ВС-180		1.0	1.6	2.6	0.9
ИГФ-280		7.6	15.2	22.8	6.1
ИГФ-60*		1.7	3.7	5.4	
2015*	8.8	1.6	2.8	4.4	
1286*	17.7	14.7	31.4	46.1	
1281*	17.5	11.4	20.2	31.6	
Усредненная термограмма* по скв. 1432, 1434, 11, 1280		7.4	20.0	27.4	

*При расчетах температурных аномалий в качестве невозмущенного распределения температур использованы данные термограммы скважины ИГФ-280 – экстраполяция линейной зависимости из интервала 200–250 м ($T_0 = 4.66^\circ\text{C}$, $G_0 = 6.9^\circ\text{C}/\text{км}$).

*To calculate temperature anomalies, the temperature-depth profile from the IGF-280 borehole, linearly extrapolated from the interval of 200–250 m, was used as an undisturbed temperature distribution ($T_0 = 4.66^\circ\text{C}$, $G_0 = 6.9^\circ\text{C}/\text{km}$).

вается как дополнительный источник энергии, который может быть реализован, например, с помощью тепловых насосов (Zhu et al., 2010; Benz et al., 2015; Luo, Asproudi, 2015; Bayer et al., 2019; Nemerle et al., 2022). Предполагается, что эффективность тепловых насосов в условиях повышенных температур также будет выше. Эта идея представляется нам сомнительной. Так, за 36 лет эксплуатации ангара, в котором расположена скв. ИГФ-280, на отопление было израсходовано 4.3×10^{11} Дж/м² тепловой энергии. При этом теплосодержание в интервале 10–50 м (без климатического вклада) возросло на величину $22.8 - 5.4 = 17.4 \times 10^7$ Дж/м². Таким образом, накопленное в недрах тепло составляет лишь 0.04% от израсходованного. Близкая к нашей оценка приведена в исследованиях по скважине, пробуренной в Стюартби (Великобритания), на месте, где ранее располагался кирпичный завод. За почти вековую историю завода в недрах накопилось 0.03% от количества энергии, выделенной от сжигания топлива (Westaway et al., 2015). Любые, даже самые элементарные мероприятия по улучшению теплоизоляции здания, несомненно, дадут неизмеримо больший эффект.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Геотермические исследования в скважинах на трех фоновых участках позволили статистически обосновать критерий аномальности подземных температур в Екатеринбурге. Аномальными на глубинах 20–30 м следует считать среднегодовые температуры, выходящие за пределы интервала $5^\circ\text{C} < T_{\text{cp}} < 6^\circ\text{C}$.

2. Подземный городской остров тепла Екатеринбурга в целом характеризуется такой же зональностью, что и острова тепла в поле температуры приземного воздуха большинства городов мира, – с максимальной интенсивностью в плотно застроенном историческом центре.

3. Наиболее высокие температуры ($T_{\text{cp}} > 10^\circ\text{C}$) на глубине 20 м наблюдаются в скважинах, расположенных вблизи зданий или непосредственно в них. Такие аномалии распространяются латерально и на глубину на расстояния, сопоставимые с горизонтальными размерами здания. Для них характерно быстрое уменьшение температуры с глубиной (до нескольких сотен К/км в верхнем слое в 20 м). Умеренные аномалии ($6^\circ\text{C} < T_{\text{cp}} < 10^\circ\text{C}$) и небольшие (10–20 К/км) положительные или отрицательные температурные градиенты наблюдаются вдали от зданий. В силу ограниченного объема экспериментальных данных и отсутствия “чистых” условий нам не удалось выявить зависимости интенсивности подземной аномалии от характера городских покрытий (асфальта, бетона, газона). Более важную роль здесь играет удаленность от центральных районов города. Так, фоновые ($T_{\text{cp}} < 6^\circ\text{C}$)

температуры наблюдались во всех скважинах, расположенных на окраинах.

4. Годовые колебания температуры земной поверхности в кондуктивном режиме полностью затухают на глубине 20 м. Вертикальная (нисходящая) фильтрация подземных вод уменьшает темпы затухания и способствует распространению годовой волны на большие глубины. Нисходящая фильтрация со скоростью 24 м/год в интервале 10–15 м и 10 м/год – ниже 20 м выявлена в скважине, расположенной у Городского пруда, в зоне дренажной системы метрополитена.

5. Городской остров тепла Екатеринбурга проявляется не только повышенными подземными температурами, но и изменениями теплосодержания горных пород. Наиболее значительные изменения теплосодержания в интервале 10–50 м связаны с утечками тепла из подвалов зданий $(23 - 46) \times 10^7$ Дж/м². Однако это, на первый взгляд, значительное количество тепла составляет лишь сотые доли процента тепловой энергии, израсходованной на отопление. Скважины с умеренно аномальными ($< 10^\circ\text{C}$) температурами на глубине 20 м в том же интервале накопили около 27×10^7 Дж/м², а скважины с фоновыми температурами – не более 5×10^7 Дж/м² – исключительно за счет глобального потепления.

Благодарности

Авторы выражают благодарность Филиалу “Уральский региональный центр ГМСН” ФГБУ “Гидроспецгеология”, а также ООО “Геопоиск” за обеспечение доступа к скважинам и предоставленную информацию о геологических условиях, гидрогеологическом режиме и техническом состоянии скважин.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белан Б.Д. (1996) К вопросу о формировании “шапки” загрязнений над промышленными центрами. *Оптика атмосферы и океана*, 9(4), 460–463.
- Голованова И.В. (2005) Тепловое поле Южного Урала. М.: Наука, 189 с.
- Горностаева А.А., Демежко Д.Ю., Хацкевич Б.Д. (2023) Временная изменчивость городского острова тепла Екатеринбурга. *Изв. Иркутского гос. ун-та. Сер.: Науки о Земле*, 43, 3–18. <https://doi.org/10.26516/2073-3402.2023.43.3>
- Демежко Д.Ю. (2001) Геотермический метод реконструкции палеоклимата (на примере Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 144 с.
- Демежко Д.Ю., Рывкин Д.Г., Голованова И.В. (2006) О совместном влиянии фильтрации подземных вод и палеоклимата на тепловое поле верхней части земной коры. *Урал. геофиз. вестн.*, (1), 16–26.
- Демежко Д.Ю., Горностаева А.А., Хацкевич Б.Д., Вдовин А.Г., Факаева Н.Р. (2022) Новая модель формирования суточного цикла интенсивности городского острова тепла. *Мониторинг, наука и технологии*, 4(54), 26–31. <https://doi.org/10.25714/MNT.2022.54.004>

- Карслоу Г., Егер Д. (1964) Теплопроводность твердых тел. М.: Наука, 488 с.
- Половников В.Ю. (2018) Тепловые режимы и тепловые потери подземных трубопроводов с учетом реальных условий теплообмена на внешнем контуре взаимодействия. *Изв. Томского политехн. ун-та. Инжиниринг георесурсов*, **329**(1), 124-131.
- Bayer P., Rivera J.A., Schweizer D., Schärli U., Blum P., Rybach L. (2016) Extracting past atmospheric warming and urban heating effects from borehole temperature profiles. *Geothermics*, **64**, 289-299. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2016.06.011>
- Bayer P., Attard G., Blum P., Menberg K. (2019) The geothermal potential of cities *Renew. Sustain. Energy Rev.*, **106**, 17-30. <https://doi.org/10.1016/j.rser.2019.02.019>
- Beck A., Garven G., Stegena L. (1990) Hydrogeological Regimes and Their Subsurface Thermal Effects. *Eos, Trans. Am. Geophys. Union*, **71**(36), 1070-1071.
- Benz S.A., Bayer P., Menberg K., Jung S., Blum P. (2015) Spatial resolution of anthropogenic heat fluxes into urban aquifers. *Sci. Total Environment*, **524**, 427-439. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.04.003>
- Chandler T.J. (1970) Selected bibliography on urban climate. Tech. Note no. 155, WMO no. 276, World Met. Organiz. Geneva, 383 p.
- Cuesta-Valero F.J., García-García A., Beltrami H., González-Rouco J.F., García-Bustamante E. (2021) Long-term global ground heat flux and continental heat storage from geothermal data. *Clim. Past*, **17**, 451-468. <https://doi.org/10.5194/cp-17-451-2021>
- Dědeček P., Šafanda J., Rajver D. (2012) Detection and quantification of local anthropogenic and regional climatic transient signals in temperature logs from Czechia and Slovenia. *Clim. Change*, **113**, 787-801. <https://doi.org/10.1007/s10584-011-0373-5>
- Demezhko D.Yu., Gornostaeva A.A. (2015) Late Pleistocene–Holocene ground surface heat flux changes reconstructed from borehole temperature data (the Urals, Russia). *Clim. Past*, **11**, 647-652. <https://doi.org/10.5194/cp-11-647-2015>
- Demezhko D.Yu., Gornostaeva A.A., Khatskevich B.D. (2022) The Evaluation of the Thermal Field under Urban Heat Island Based on Borehole Temperature Measurements (Evidence from Yekaterinburg, Russia). *Int. J. Terrestrial Heat Flow and Appl. Geotherm.*, **5**(1), 45-50. <https://doi.org/10.31214/ijthfa.v5i1.84>
- Ferguson G., Woodbury A.D. (2004) Subsurface heat flow in an urban environment. *J. Geophys. Res.*, **109**, B02402. <https://doi.org/10.1029/2003JB002715>
- Hemmerle H., Ferguson G., Blum P., Bayer P. (2022) The evolution of the geothermal potential of a subsurface urban heat island. *Environmental Res. Lett.*, **17**(8), 084018. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ac7e60>
- Huang S. (2006) 1851–2004 annual heat budget of the continental landmasses. *Geophys. Res. Lett.*, **33**(4), L04707. <https://doi.org/10.1029/2005GL025300>
- Kim S.W., Brown R.D. (2021) Urban heat island (UHI) intensity and magnitude estimations: A systematic literature review. *Sci. Total Environment*, **779**, 146389. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.146389>
- Kukkonen I.T., Golovanova I.V., Khachay Y.V., Druzhinin V.S., Kosarev A.M., Schapov V.A. (1997) Low geothermal heat flow of the Urals fold belt—implication of low heat production, fluid circulation or palaeoclimate? *Tectonophysics*, **276**(1-4), 63-85. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(97\)00048-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(97)00048-6)
- Lapham W.W. (1989) Use of temperature profiles beneath streams to determine rates of vertical ground-water flow and vertical hydraulic conductivity. *US Geol. Survey Water-Supply Paper* 2337, 35 p.
- Lokoshchenko M.A. (2014) Urban ‘heat island’ in Moscow. *Urban Climate*, **10**, 550-562. <https://doi.org/10.1016/j.uclim.2014.01.008>
- Luo Z., Asproudi C. (2015) Subsurface urban heat island and its effects on horizontal ground-source heat pump potential under climate change. *App. Therm. Eng.*, **90**, 530-537. <https://doi.org/10.1016/j.applthermaleng.2015.07.025>
- Majumder R.K., Shimada J., Taniguchi M. (2013) Groundwater flow systems in the Bengal Delta, Bangladesh, inferred from subsurface temperature readings. *Songklanakarin J. Sci. Technol.*, **35**(1), 99-106.
- Mohajerani A., Bakaric J., Jeffrey-Bailey T. (2017) The urban heat island effect, its causes, and mitigation, with reference to the thermal properties of asphalt concrete. *J. Environ. Manage.*, **197**, 522-538. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2017.03.095>
- Oke T.R. (1967) City size and the urban heat island. *Atm. Environ.*, **7**(8), 769-779.
- Oke T.R. (1979) Review of urban climatology, 1973-1976. Tech. Note no. 169, WMO no. 539, World Met. Organiz., Geneva, 100 p.
- Schuckmann K. von, Minière A., Gues F., Cuesta-Valero F.J., Kirchengast G., Adusumilli S., Straneo F., Ablain M., Allan R.P., Barker P.M., Beltrami H. (2023) Heat stored in the Earth system 1960–2020: Where does the energy go? *Earth System Sci. Data*, **15**(4), 1675-1709. <https://doi.org/10.5194/essd-15-1675-2023>
- Schweighofer J.A., Wehrl M., Baumgärtel S., Rohn J. (2021) Detecting groundwater temperature shifts of a subsurface urban heat island in SE Germany. *Water*, **13**(10), 1417. <https://doi.org/10.3390/w13101417>
- Stewart I.D., Krayenhoff E.S., Voogt J.A., Lachapelle J.A., Allen M.A., Broadbent A.M. (2021) Time evolution of the surface urban heat island. *Earth's Future*, **9**(10), <https://doi.org/10.1029/2021EF002178>
- Stonestrom D.A., Constantz J. (2003) Heat as a tool for studying the movement of ground water near streams. *USGS Circular*, 1260. <https://doi.org/10.3133/cir1260>
- Takebayashi H., Moriyama M. (2009) Study on the urban heat island mitigation effect achieved by converting to grass-covered parking. *Solar Energy*, **83**(8), 1211-1223. <https://doi.org/10.1016/j.solener.2009.01.019>
- Taniguchi M. (1993) Evaluation of vertical groundwater fluxes and thermal properties of aquifers based on transient temperature-depth profiles. *Water Res. Res.*, **29**(7), 2021-2026.
- Tzavali A., Paravantis J.P., Mihalakakou G., Fotiadi A., Stigka E. (2015) Urban heat island intensity: A literature review. *Fresenius Envir. Bull.*, **24**(12b), 4537-4554.
- Varentsov M., Fenner D., Meier F., Samsonov T., Demuzere M. (2021) Quantifying local and mesoscale drivers of the urban heat island of Moscow with reference and crowd-sourced observations. *Front. Environ. Sci.*, **9**, 716968. <https://doi.org/10.3389/fenvs.2021.716968>
- Wang C., Wang Z.H., Kaloush K.E., Shacat J. (2021) Cool pavements for urban heat island mitigation: A synthetic review. *Renewable Sustainable Energy Rev.*, **146**,

111171. <https://doi.org/10.1016/j.rser.2021.111171>
- Westaway R., Scotney P.M., Younger P.L., Boyce A.J. (2015) Subsurface absorption of anthropogenic warming of the land surface: The case of the world's largest brickworks (Stewartby, Bedfordshire, UK). *Sci. Total Envir.*, **508**, 585-603. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2014.09.109>
- Yoshino M.M. (1975) Climate in a small area: an introduction to local meteorology. Tokyo: University of Tokyo Press, 549 p.
- Zhu K., Blum P., Ferguson G., Balke K.-D., Bayer P. (2010) The geothermal potential of urban heat islands. *Environ. Res. Lett.*, **5**, 044002. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/5/4/044002>
- ### REFERENCES
- Bayer P., Attard G., Blum P., Menberg K. (2019) The geothermal potential of cities *Renew. Sustain. Energy Rev.*, **106**, 17-30. <https://doi.org/10.1016/j.rser.2019.02.019>
- Bayer P., Rivera J.A., Schweizer D., Schärli U., Blum P., Rybach L. (2016) Extracting past atmospheric warming and urban heating effects from borehole temperature profiles. *Geothermics*, **64**, 289-299. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2016.06.011>
- Beck A., Garven G., Stegena L. (1990) Hydrogeological Regimes and Their Subsurface Thermal Effects. *Eos, Trans. Am. Geophys. Union*, **71**(36), 1070-1071.
- Belan B.D. (1996) To the problem of contamination "top" formation over industrial centers. *Optika atmosfery i okeana*, **9**(4), 460-463. (In Russ.)
- Benz S.A., Bayer P., Menberg K., Jung S., Blum P. (2015) Spatial resolution of anthropogenic heat fluxes into urban aquifers. *Sci. Total Environment*, **524**, 427-439. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.04.003>
- Chandler T.J. (1970) Selected bibliography on urban climate. Tech. Note no. 155, WMO no. 276, World Met. Organiz. Geneva, 383 p.
- Cuesta-Valero F.J., García-García A., Beltrami H., González-Rouco J.F., García-Bustamante E. (2021) Long-term global ground heat flux and continental heat storage from geothermal data. *Clim. Past*, **17**, 451-468. <https://doi.org/10.5194/cp-17-451-2021>
- Dědeček P., Šafanda J., Rajver D. (2012) Detection and quantification of local anthropogenic and regional climatic transient signals in temperature logs from Czechia and Slovenia. *Clim. Change*, **113**, 787-801. <https://doi.org/10.1007/s10584-011-0373-5>
- Demezhko D.Yu. (2001) Geothermal Method for Paleoclimatic Reconstructions (by the Example of the Urals). Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 144 p. (In Russ.)
- Demezhko D.Y., Gornostaeva A.A. (2015) Late Pleistocene-Holocene ground surface heat flux changes reconstructed from borehole temperature data (the Urals, Russia). *Clim. Past*, **11**, 647-652. <https://doi.org/10.5194/cp-11-647-2015>
- Demezhko D.Yu., Gornostaeva A.A., Khatskevich B.D. (2022) The Evaluation of the Thermal Field under Urban Heat Island Based on Borehole Temperature Measurements (Evidence from Yekaterinburg, Russia). *Int. J. Terrestrial Heat Flow and Applied Geothermics*, **5**(1), 45-50. <https://doi.org/10.31214/ijthfa.v5i1.84>
- Demezhko D.Yu., Gornostaeva A.A., Khatskevich B.D., Vdovin A.G., Fakaeva N.R. (2022) A new model for the formation of the diurnal cycle of the urban heat island intensity. *Monitoring. Nauka i Tekhnologii*, **4**(54), 26-31. (In Russ.)
- Demezhko D.Yu., Ryvkin D.G. (2006) About joint influence of ground water flow and paleoclimate on the thermal field of the upper Earth's crust. *Ural'skii Geofizicheskii Vestnik*, (1), 16-26. (In Russ.)
- Ferguson G., Woodbury A.D. (2004) Subsurface heat flow in an urban environment. *J. Geophys. Res.*, **109**, B02402. <https://doi.org/10.1029/2003JB002715>
- Golovanova I.V. (2005) Thermal field of the South Urals, Moscow, Nauka Publ., 189 p. (In Russ.)
- Gornostaeva A.A., Demezhko D.Yu., Khatskevich B.D. (2023) Temporal Variability of an Urban Heat Island in Yekaterinburg. *Izv. Irkutskogo Gos. Un-ta. Ser.: Nauki o Zemle*, **43**, 3-18. (In Russ.) <https://doi.org/10.26516/2073-3402.2023.43.3>
- Hemmerle H., Ferguson G., Blum P., Bayer P. (2022) The evolution of the geothermal potential of a subsurface urban heat island. *Environmental Res. Lett.*, **17**(8), 084018. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ac7e60>
- Huang S. (2006) 1851–2004 annual heat budget of the continental landmasses. *Geophys. Res. Lett.*, **33**(4), L04707. <https://doi.org/10.1029/2005GL025300>
- Kim S.W., Brown R.D. (2021) Urban heat island (UHI) intensity and magnitude estimations: A systematic literature review. *Sci. Total Environment*, **779**, 146389. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.146389>
- Kukkonen I.T., Golovanova I.V., Khachay Y.V., Druzhinin V.S., Kosarev A.M., Schapov V.A. (1997) Low geothermal heat flow of the Urals fold belt—implication of low heat production, fluid circulation or palaeoclimate? *Tectonophysics*, **276**(1-4), 63-85. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(97\)00048-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(97)00048-6)
- Lapham W.W. (1989) Use of temperature profiles beneath streams to determine rates of vertical ground-water flow and vertical hydraulic conductivity. *US Geol. Survey Water-Supply Paper* 2337, 35 p.
- Lokoshchenko M.A. (2014) Urban 'heat island' in Moscow. *Urban Climate*, **10**, 550-562. <https://doi.org/10.1016/j.uclim.2014.01.008>
- Luo Z., Asproudi C. (2015) Subsurface urban heat island and its effects on horizontal ground-source heat pump potential under climate change. *App. Therm. Eng.*, **90**, 530-537. <https://doi.org/10.1016/j.applthermaleng.2015.07.025>
- Majumder R.K., Shimada J., Taniguchi M. (2013) Ground-water flow systems in the Bengal Delta, Bangladesh, inferred from subsurface temperature readings. *Songklanakarin J. Sci. Technol.*, **35**(1), 99-106.
- Mohajerani A., Bakaric J., Jeffrey-Bailey T. (2017) The urban heat island effect, its causes, and mitigation, with reference to the thermal properties of asphalt concrete. *J. Environ. Manage.*, **197**, 522-538. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2017.03.095>
- Oke T.R. (1967) City size and the urban heat island. *Atm. Environ.*, **7**(8), 769-779.
- Oke T.R. (1979) Review of urban climatology, 1973-1976. Tech. Note no. 169, WMO no. 539, World Met. Organiz., Geneva, 100 p.
- Polovnikov V.Yu. (2018) Thermal regimes and thermal losses of underground pipelines in real heat exchange on the outer interactions boundary. *Izv. Tomskogo Politekh. Un-ta. Inzhiniring Georesurov*, **329**(1), 124-131. (In Russ.)

- Schuckmann K. von, Minière A., Gues F., Cuesta-Valero F.J., Kirchengast G., Adusumilli S., Straneo F., Ablain M., Allan R.P., Barker P.M., Beltrami H. (2023) Heat stored in the Earth system 1960–2020: Where does the energy go? *Earth System Sci. Data*, **15**(4), 1675–1709. <https://doi.org/10.5194/essd-15-1675-2023>
- Schweighofer J.A., Wehrl M., Baumgärtel S., Rohn J. (2021) Detecting groundwater temperature shifts of a subsurface urban heat island in SE Germany. *Water*, **13**(10), 1417. <https://doi.org/10.3390/w13101417>.
- Stewart I.D., Krayenhoff E.S., Voogt J.A., Lachapelle J.A., Allen M.A., Broadbent A.M. (2021) Time evolution of the surface urban heat island. *Earth's Future*, **9**(10), <https://doi.org/10.1029/2021EF002178>
- Stonestrom D.A., Constantz J. (2003) Heat as a tool for studying the movement of ground water near streams. *USGS Circular*, 1260. <https://doi.org/10.3133/cir1260>
- Takebayashi H., Moriyama M. (2009) Study on the urban heat island mitigation effect achieved by converting to grass-covered parking. *Solar Energy*, **83**(8), 1211–1223. <https://doi.org/10.1016/j.solener.2009.01.019>
- Taniguchi M. (1993) Evaluation of vertical groundwater fluxes and thermal properties of aquifers based on transient temperature-depth profiles. *Water Res. Res.*, **29**(7), 2021–2026.
- Tzavali A., Paravantis J.P., Mihalakakou G., Fotiadi A., Stigka E. (2015) Urban heat island intensity: A literature review. *Fresenius Envir. Bull.*, **24**(12b), 4537–4554.
- Varentsov M., Fenner D., Meier F., Samsonov T., Demuzere M. (2021) Quantifying local and mesoscale drivers of the urban heat island of Moscow with reference and crowdsourced observations. *Front. Environ. Sci.*, **9**, 716968. <https://doi.org/10.3389/fenvs.2021.716968>
- Wang C., Wang Z.H., Kaloush K.E., Shacat J. (2021) Cool pavements for urban heat island mitigation: A synthetic review. *Renewable Sustainable Energy Rev.*, **146**, 111171. <https://doi.org/10.1016/j.rser.2021.111171>
- Westaway R., Scotney P.M., Younger P.L., Boyce A.J. (2015) Subsurface absorption of anthropogenic warming of the land surface: The case of the world's largest brickworks (Stewartby, Bedfordshire, UK). *Sci. Total Envir.*, **508**, 585–603. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2014.09.109>
- Yoshino M.M. (1975) Climate in a small area: an introduction to local meteorology. Tokyo, University of Tokyo Press, 549 p.
- Zhu K., Blum P., Ferguson G., Balke K.-D., Bayer P. (2010) The geothermal potential of urban heat islands. *Environ. Res. Lett.*, **5**, 044002. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/5/4/044002>

ЛИТОСФЕРА Том 24 № 3

Май–Июнь 2024

ISSN 1681-9004 (Print)
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 ПИ № ФС77-77043 от 21 октября 2019 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, Н.С. Глушковой
Макет обложки А.Ю. Савельевой

РИО ИГГ УрО РАН № 126	Дата выхода в свет 28.06.2024	Формат 60 × 84 ¹ / ₈	Печать офсетная
Усл. печ. л. 20	Уч.-изд. л. 20	Тираж 70	Свободная цена
			Заказ _____

Институт геологии и геохимии УрО РАН	Екатеринбург, 620110, ул. Академика Вонсовского, 15
--------------------------------------	---

Отпечатано с готового оригинал-макета в типографии
ООО Универсальная Типография “Альфа Принт”
Адрес типографии:
620049, г. Екатеринбург, переулок Автоматики, 2ж
Тел.: 8 (800) 300-16-00
www.alfaprint24.ru

LITHOSPHERE (Russia) Vol. 24 No. 3

May–June 2024

ISSN 1681-9004 (Print)
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 PI No. FS77-77043 from October 21, 2019
Federal Service for Supervision of Communications, Information Technology
and Mass Media

Editor-corrector: N.M. Kataeva, M.O. Tulukova
Original-layout A.Yu. Odintsova, N.S. Glushkova
Cover layout A.Yu. Savelieva

IPD IGG UB RAS № 126	Signed in print 28.06.2024	Format 60 × 84 $\frac{1}{8}$	Offset print
Cond. print. sh. 20	Found.-publ. sh. 20	Circulation 70	Free price
			Order _____

Institute of Geology and Geochemistry UB RAS	15 Academician Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110
--	---

Printed from the ready-made original layout in typography
OOO Universal Printing House “Alpha Print”
Printing house address:
2ж Automation Lane, Ekaterinburg 620049
Тел.: 8 (800) 300-16-00
www.alfaprint24.ru