

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

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

ЛИТОСФЕРА

Том 22 № 5 2022 Сентябрь–Октябрь

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 22 No. 5 2022 September–October

Founded in 2001
Issued 6 times a year

Литосфера, 2022. Том 22, № 5
Научный журнал. Выходит 6 раз в год
Основан в 2001 году

Учредитель: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии и геохимии им. акад. 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, минерагенеза и рудообразования; создания эффективных методов поиска и разведки полезных ископаемых; геофизических особенностей Земли; разработки современных технологий исследования и мониторинга состояния окружающей среды, прогноза и предотвращения природных и техногенных катастрофических явлений; развития геоаналитических методов

Главные редакторы **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; В.Н. Анфилов, ИМин УрО РАН, г. Миасс, 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, ИИГ 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; В. Кучеров, Королевский технологический институт, Департамент энергетических технологий, Стокгольм, Швеция; 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, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, 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; К.С. Иванов, ИГГ 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. Пушкарев, 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. акад. 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), 2022. Volume 22, No. 5
Scientific journal. Issued 6 times a year
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

Editors-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, Syktvykar, Russia); Vsevolod N. Anfilov (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, 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); Vladimir Kutcherov (Royal Institute of Technology, Department of Energy, Stockholm, Sweden); Mikhail G. Leonov (Geological Institute, RAS, Moscow, Russia); Petr S. Martyskhko (Institute of Geophysics, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Valerii V. Maslennikov (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Andrei V. Maslov (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Gunar A. Mizens (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Fancong Meng (Institute of Geology, Chinese Academy of Geologic 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); Kirill S. Ivanov (IGG, 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 22, № 5, 2022

| | |
|---|-----|
| Венд Среднего Урала: обзор некоторых исследований начала XXI в. <i>А. В. Маслов</i> | 555 |
| Природа магнитных аномалий южной части Баренцевоморского шельфа по результатам комплексного анализа <i>А. С. Балугев, Ю. В. Брусиловский, А. Н. Иваненко</i> | 579 |
| Проявление позднеэронского события в разрезе силура на западном склоне Приполярного Урала <i>Т. М. Безносова, В. А. Матвеев</i> | 599 |
| ⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar датирование пегматитов Мурзинско-Адуйского района (Средний Урал): результаты и их геологическая интерпретация <i>В. Н. Смирнов, К. С. Иванов, А. В. Травин, А. В. Захаров, Ю. В. Ерохин</i> | 612 |
| Пермско-триасовые трапповые вулканы в доюрском фундаменте арктической части Западно-Сибирской платформы <i>С. В. Берзин, К. С. Иванов, Е. А. Панкрушина, Н. Г. Солошенко</i> | 624 |
| Au-Pd минерализация и рудообразующие флюиды месторождения Блейда Фар Вест (Анти-Атлас, Марокко) <i>Ю. А. Калинин, А. А. Боровиков, L. Maacha, M. Zuhair, Г. А. Пальянова, Л. М. Житова</i> | 644 |
| Реконструкция петрофизической зональности золоторудного месторождения Благодатное в Енисейском крае: геодинамический и физико-химический аспекты <i>Ю. В. Колмаков, А. М. Сазонов</i> | 667 |
| Палеопочвы в отложениях Каширского горизонта на юго-востоке Русской плиты (Республика Башкортостан): характеристика, палеоэкологическая и стратиграфическая значимость <i>Р. В. Мирнов, Т. В. Алексеева</i> | 694 |

Вниманию читателей

Оформить подписку журнала на 2-е полугодие 2022 года можно во всех отделениях Почты России (подписной индекс издания в Общероссийском каталоге “Почта России” – ПР857)

Contents

Volume 22, No. 5, 2022

| | |
|---|-----|
| Vendian of the Middle Urals: A review of some investigations in the beginning of the 21st century <i>A. V. Maslov</i> | 555 |
| The nature of magnetic anomalies in the southern part of the Barents Sea shelf according to the results of an integrated analysis <i>A. S. Baluev, Yu. V. Brusilovsky, A. N. Ivanenko</i> | 579 |
| Manifestation of the Late Aeronian event in the Silurian section on the western slope of the Subpolar Urals <i>T. M. Beznosova, V. A. Matveev</i> | 599 |
| ⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar dating of pegmatites from Murzinka-Adui region (Middle Urals): Results and their geological interpretation <i>V. N. Smirnov, K. S. Ivanov, A. V. Travin, A. V. Zakharov, Yu. V. Erokhin</i> | 612 |
| Permian-Triassic flood basalts in the pre-Jurassic basement of the Arctic zone of the West Siberian platform <i>S. V. Berzin, K. S. Ivanov, E. A. Pankrushina, N. G. Soloshenko</i> | 624 |
| Au-Pd mineralization and ore-forming fluids of the Bleida Far West deposit (Anti-Atlas, Morocco) <i>Yu. A. Kalinin, A. A. Borovikov, L. Maacha, M. Zuhair, G. A. Palyanova, L. M. Zhitova</i> | 644 |
| Reconstruction of petrophysical zoning of the Blagodatnoye gold deposit in the Yenisei Ridge: Geodynamic and physical-chemical aspect <i>Yu. V. Kolmakov, A. M. Sazonov</i> | 667 |
| Paleosols in the Kashira deposits in the south of the East European Craton (Republic of Bashkortostan): characteristics, paleoecological and stratigraphic significance <i>R. V. Mirnov, T. V. Alekseeva</i> | 694 |

Subscription

The current and preceding issues of the Journal can be ordered at
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

Венд Среднего Урала: обзор некоторых исследований начала XXI в.

А. В. Маслов

Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, e-mail: amas2004@mail.ru

Поступила в редакцию 24.02.2022 г., принята к печати 04.04.2022 г.

Объект исследований. Раздел по стратиграфии венда Язьвинско-Косьвинской подзоны Кваркушко-Каменогорского мегантиклинория, написанный для Объяснительной записки к листу О-40 – Пермь Госгеолкарты 1000/3 Российской Федерации, а также результаты, полученные при различных тематических (стратиграфических, палеонтологических, лито- и изотопно-геохимических и др.) исследованиях осадочных последовательностей венда указанной территории. *Материалы и методы.* Материалы – факты, представления и аргументы в пользу тех или иных выводов и мнений разных авторов. Метод – сопоставление и анализ фактов, выводов и представлений предшественников. *Результаты.* Высказано предположение, что представления об архитектуре разрезов венда западного склона Среднего Урала, восходящие к пионерным работам Б.Д. Аблизина и его коллег, можно признать почти достигшими совершенства, хотя принадлежность разных свит к региональным ярусам венда Восточно-Европейской платформы до сих пор трактуется по-разному. Исследования вендской макрофауны на западном склоне Среднего Урала также существенно продвинулись за первые два десятилетия XXI в., чего не скажешь об исследованиях микрофауны. Датирование обломочных цирконов из тиллитовидных конгломератов и песчаников серебрянской и сылвицкой серий должно быть, несомненно, продолжено. Для венда западного склона Среднего Урала все еще актуальны и датирование цирконов из вулканических туфов/пеплов, а также поиск соотношений уже датированных разнообразных магматических тел с осадочными толщами, что в условиях горно-таежной местности с годами не становится сделать проще. Практически безграничными представляются перспективы исследования химического состава минералов тяжелой фракции и реконструкций на этой основе состава и эволюции источников кластики для осадочных последовательностей серебрянской и сылвицкой серий. *Заключение.* Анализ опубликованных в первые годы XXI в. работ, посвященных различным аспектам геологии осадочных последовательностей венда Среднего Урала, позволил выявить их сильные и слабые стороны и наметить направления дальнейших исследований.

Ключевые слова: Средний Урал, венд, результаты исследований, XXI в.

Источник финансирования

Исследования проведены в соответствии с темой госзадания ИГГ УрО РАН (№ госрегистрации АААА-А18-118053090044-1)

Vendian of the Middle Urals: A review of some investigations in the beginning of the 21st century

Andrey V. Maslov

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

Received 24.02.2022, accepted 04.04.2022

Research subject. The research objects included a book section on the Vendian stratigraphy of the Yazvinsko-Kosva subzone of the Kvar Kush-Kamenogorsk meganticlinorium, written for the Explanatory note to sheet O-40 – Perm of the State Geological Map 1000/3 of the Russian Federation, as well as the results obtained in the course of various thematic (stratigraphic, paleontological, litho- and isotope-geochemical, etc.) studies of the Vendian sedimentary sequences of the indicated territory. *Materials and methods.* The materials were facts, ideas and arguments in favor of certain conclusions and ideas of various authors. The methods included the comparison and analysis of facts, conclusions and ideas of predecessors. *Results.* It is suggested that the ideas about the architecture of the Vendian deposits of the western slope of the Middle Urals, dating back to the pioneering works of B.D. Ablizin and his colleagues, had almost reached perfection. At the same time, the attribution of different formations to the regional stages of the Vendian of the East Eu-

Для цитирования: Маслов А.В. (2022) Венд Среднего Урала: обзор некоторых исследований начала XXI в. *Литосфера*, 22(5), 555-578. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-5-555-578>

For citation: Maslov A.V. (2022) Vendian of the Middle Urals: A review of some investigations in the beginning of the 21st century. *Lithosphere (Russia)*, 22(5), 555-578. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-5-555-578>

ropean Platform is still interpreted differently. Studies into the Vendian macrofauna on the western slope of the Middle Urals have also made significant progress in the first two decades of the 21st century, which, however, cannot be said about the studies of microfauna. The dating of detrital zircons from tillite-like conglomerates and sandstones of the Serebryanka and Sylvitsa groups should undoubtedly be continued. For the Vendian of the western slope of the Middle Urals, the dating of zircons from volcanic tuffs/ashes, as well as the search for correlations of already dated various igneous bodies with sedimentary sequences, is still relevant. This search is complicated by mountain taiga conditions. The prospects for studying the chemical composition of heavy fraction minerals, and reconstructing the composition and evolution of clastic sources for sedimentary sequences of the Serebryanka and Sylvitsa groups, seem almost boundless. *Conclusions.* The conducted analysis of works published in the first years of the 21st century on various aspects of the geology of the Vendian sedimentary sequences of the Middle Urals made it possible to identify their strengths and weaknesses and to outline directions for further research.

Keywords: *Middle Urals, Vendian, research results, 21st century*

Funding information

The studies were carried out in accordance with the theme of the state assignment of the IGG UB RAS (state registration No. AAAA-A18-118053090044-1)

Acknowledgements

The author is sincerely grateful for the help received in the preparation of this work from L.V. Badida, N.G. Vorobieva, E.Yu. Golubkova, O.Yu. Melnichuk, K.E. Nagovitsin, V.N. Podkovyrov and E.G. Raevskaya. The illustrations for the article were made by N.S. Glushkova.

ВВЕДЕНИЕ

В публикации (Маслов, 2022) уже было отмечено, что геологические исследования в нашей стране ведутся в рамках двух в той или иной мере взаимопереплетающихся потоков. Поток I – это геолого-съёмочные и картосоставительские работы разных масштабов, выполняемые Геологической службой России. Поток II – тематические исследования, проводимые преимущественно в бывших институтах Российской академии наук и отчасти в вузах. Есть тематические работы и в институтах Федерального агентства по недропользованию РФ (ВСЕГЕИ, ЦНИГРИ, ВНИГНИ, ВИМС, ЗапСибНИИГГ и др.).

Главным продуктом Геологической службы РФ считаются Государственные геологические карты масштабов 1 : 200 000 (Госгеолкарта-200) и 1 : 1 000 000 (Госгеолкарта-1000). Они являются основой геологического картографического фонда страны и включают в себя комплекты обязательных карт геологического содержания соответствующих масштабов, сопровождаемые объяснительными записками (Геологический словарь, 2011). Карты составляются по отдельным номенклатурным листам и сериям листов (центрально-европейская, уральская, западно-сибирская и другие серии) государственной топографической основы и издаются в качестве официального государственного документа. Для серий листов разрабатываются

серийные легенды, включающие в себя системы картируемых геологических подразделений и отдельных геологических объектов, а также набор соответствующих условных знаков. Госгеолкарта-1000 – это результат сводного геологического картографирования/генерализации карт геологического содержания крупного и среднего масштабов (прежде всего Госгеолкарты-200) (Геологический словарь, 2011).

В 1990-х гг. перед Госгеолслужбой РФ встал вопрос об обновлении Госгеолкарты масштаба 1 : 1 000 000 (Петров и др., 2016). Необходимость подготовки уже третьего поколения такой карты была вызвана рядом обстоятельств, прежде всего моральным старением. Важно иметь в виду, что создавать карту предполагалось камеральным путем на основе научного обобщения и интерпретации всех ранее полученных геологических, геофизических, геохимических и других материалов (разрядка наша. – А. М.). Полевые исследования предусматривались в минимально необходимых объемах. Одной из основных задач при создании комплектов Госгеолкарт-1000/3 является уточнение возраста, тектонической позиции, границ и площадей распространения стратифицированных и нестратифицированных геологических образований, а среди целевых назначений указаны обеспечение развития прикладной геологической науки, общих знаний о геологическом строении (разрядка на-

ша. – А. М.) и минерагеническом потенциале регионов страны (Методическое руководство..., 2009).

Главный продукт тематических исследований – промежуточные (ежегодные) и окончательные (раз в 3 или 5 лет) отчеты по регистрируемым в Единой государственной информационной системе учета научно-исследовательских, опытно-конструкторских и технологических работ гражданского назначения темам, а также различного рода публикации: статьи в периодических и продолжающихся изданиях, тезисы докладов и в меньшей степени монографии. Последние с появлением в 2013 г. Федерального агентства научных организаций РФ (ФАНО РФ) попали в разряд излишних и нецелесообразных. После ликвидации ФАНО ситуация не меняется.

При внимательном знакомстве с содержанием обоих потоков информации о недрах можно отметить, что степень их пересекаемости и соответственно взаимообогащаемости часто оставляет желать лучшего. Далее сделана попытка показать это на ряде примеров из Объяснительной записки к комплекту карт листа О-40 – Пермь, охватывающему весь западный склон Среднего Урала. Все рассматриваемые примеры касаются исключительно осадочных последовательностей венда (серебрянская и сылвицкая серии) Язьвинско-Косьвинской подзоны Кваркушско-Каменногорской структурно-фациальной зоны/мегаантиклинория (рис. 1). Рубрикация данной статьи повторяет рубрикацию работы (Маслов, 2022). Это позволит читателю при желании самостоятельно сопоставить результаты исследований отложений венда Среднего и Южного Урала, полученные в два первых десятилетия XXI в. Как и в указанной публикации, здесь мы также старались воздержаться от анализа авторских аргументов, приводя только выводы.

Для уральской серии листов Госгеолкарты-1000/3 актуализированная легенда подготовлена А.В. Ждановым (2009). Вендские картируемые подразделения (КП) Язьвинско-Косьвинской и Западно-Башкирской подзон (последняя отвечает западным и центральным районам Башкирского мегаантиклинория) скоррелированы в ней следующим образом (рис. 2): дворецкая толща, танинская, гаревская, койвенская, бутонская и низы керноской свиты Язьвинско-Косьвинской подзоны аналогов в Западно-Башкирской подзоне не имеют. Верхы керноской свиты, а также старопечнинская и перевалокская свиты сопоставлены с бакеевско-басинским интервалом Западно-Башкирской подзоны. Верхние границы басинской и перевалокской свит, по-видимому, примерно синхронны. Чернокаменная и усть-сылвицкая свиты Язьвинско-Косьвинской подзоны скоррелированы с куккараукской и зиганской свитами Южного Урала.

ПОТОК I (ОБОБЩЕНИЕ ДАННЫХ ПРИ ПОДГОТОВКЕ ЛИСТА ГОСГЕОЛКАРТЫ-1000/3 О-40 – ПЕРМЬ)

Посвященный венду стратиграфический раздел Объяснительной записки к листу О-40 – Пермь (Водолазская и др., 2015) почти полностью основывается на указанной ранее серийной легенде, хотя и имеет некоторые особенности. Объяснительная записка рекомендована к изданию НРС Роснедра 18 декабря 2014 г.; соответственно, наиболее свежие публикации и фондовые работы, использованные при ее подготовке, датированы 2014 г.

На территории листа О-40 – Пермь отложения венда залегают трансгрессивно на различных свитах рифея и коре выветривания кристаллического фундамента (по-видимому, это характерно для западной части листа). Вендская система представлена здесь обоими отделами.

К нижнему отделу принадлежит серебрянская серия, объединяющая танинскую, гаревскую, койвинскую, бутонскую и керноскую свиты (каждая из названных свит является самостоятельным картируемым подразделением). Указанная в основании разреза венда Язьвинско-Косьвинской подзоны в легенде уральской серии листов – дворецкая толща – как самостоятельное подразделение в Объяснительной записке (Водолазская и др., 2015) отсутствует. В соответствии с представлениями С.Б. Сулова с соавторами (2002), она рассматривается как составная часть керноской свиты. Серебрянская серия сопоставляется авторами Объяснительной записки с криволукской и аршинской свитами Башкирского мегаантиклинория. Однако в статье (Краснобаев и др., 2012), опубликованной за 2 года до завершения работ по составлению комплекта карт и Объяснительной записки к листу О-40 – Пермь, было показано, что изотопный возраст циркона из метабазальтов аршинской свиты отвечает интервалу 735–705 млн лет, соответственно, названная свита принадлежит верхнему рифею. К сожалению, по-видимому, эта информация до В.П. Водолазской с соавторами не дошла. Для сылвицкой серии в тексте Объяснительной записки отдельной характеристики нет. Упоминание данной серии встречается в ней всего несколько раз.

Танинская свита (250–2000 м) представлена преимущественно тиллитовидными конгломератами. В ее средней части присутствует пачка полевошпат-кварцевых песчаников, гравелитов и глинистых сланцев. Рядом авторов в нижней части свиты выделяются зеленые альбит-хлоритовые сланцы с кальцитом, эпидотом и лейкоксеном, рассматриваемые как туфы и лавы трахибазальтового состава (соотношение этих образований с дворецкой толщей никак не комментируется). Обломки в тиллитовидных конгломератах представлены в основ-

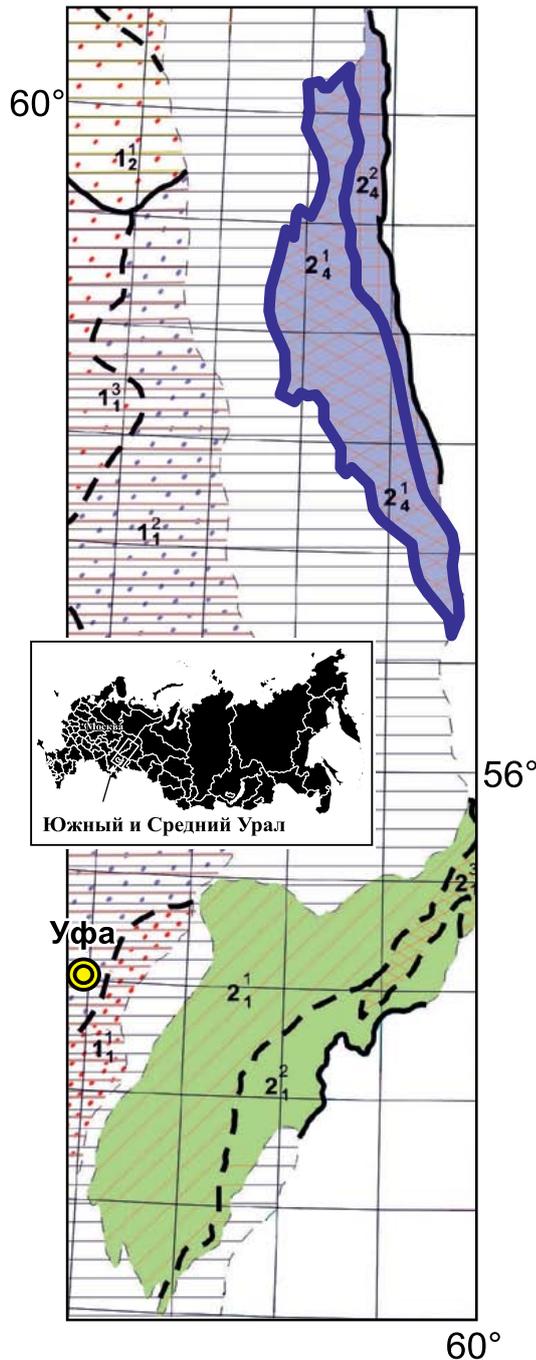


Рис. 1. Положение Язьвинско-Косьвинской (2_4^1) и Западно-Башкирской (2_1^1) подзон в структуре Среднего и Южного Урала, по (Жданов, 2009) с упрощениями.

1_1^1 – Кушкульско-Шиханская подобласть; 1_1^2 – Камско-Уфимская подобласть; 1_1^3 – Икско-Обвинская подобласть; 1_2^1 – Верхнекамская подобласть; 2_1^1 – Восточно-Башкирская подзона; 2_1^2 – Златоустовская подзона; 2_4^1 – Усьвинско-Синегорская подзона. Горизонтальная штриховка – участок земной коры с залеганием досреднекембрийских образований на большой глубине, формационная их принадлежность и корреляция дискуссионны. Обзорная карта России заимствована с сайта <https://sklyarov.studio/projects/vector-map-russia>.

Fig. 1. Position of the Yaz'va-Kos'va (2_4^1), and West Bashkirian (2_1^1) subzones in the structure of the Middle and Southern Urals. After (Zhdanov, 2009) with simplifications.

1_1^1 – Kushkul'-Shikhan subregion; 1_1^2 – Kama-Ufa subregion; 1_1^3 – Iksko-Obvinskaya subregion; 1_2^1 – Verkhnekamsk subregion; 2_1^1 – East Bashkirian subzone; 2_1^2 – Zlatoust subzone; 2_4^1 – Us'va-Sinyaya Gora subzone. Horizontal hatching – a section of the earth's crust with the occurrence of pre-Middle Cambrian formations at great depths, their formation affiliation and correlation are debatable. Overview map of Russia borrowed from <https://sklyarov.studio/projects/vector-map-russia>.

ном кварцитопесчаниками, карбонатными и магматическими породами. Среди последних преобладают граниты. Присутствующая на поверхности валунов и галек конгломератов штриховка интерпретируется по-разному – и как следствие формирования отложений в ледниковых обстановках, и как отпрепарированные зеркала скольжения (здесь приведены ссылки на две публикации специалистов ВСЕГЕИ без упоминаний о работах крупнейшего отечественного знатока ледниковых отложений – Н.М. Чумакова, ГИН РАН). Кроме конгломератов в разрезах данного КП присутствуют алевролиты, алевроаргиллиты и песчаники. В породах свиты Н.С. Михайловой установлены микрофоссилии *Leiosphaeridia* sp. и *Bavlinella faveolata* Scher., а в гальках карбонатных пород в конгломератах – остатки известковистых водорослей (определения В.Г. Варганова), но ссылок на работы, в которых с этими данными можно было бы познакомиться подробнее, нет.

Второе КП нижнего венда – гаревская свита (200–730 м) – объединяет в нижней части зеленовато-серые и темно-серые филлитизированные алевроаргиллиты, а в верхней – зеленовато-серые олигомиктовые песчаники. На подстилающих породах танинской свиты гаревская свита залегает согласно. Породы нижней части свиты повсеместно слабофосфатосны. В песчаниках верхней ее части можно видеть знаки ряби и косую слоистость, что предполагает накопление исходных осадков в прибрежно-морской обстановке. Из отложений свиты в бассейне р. Серебряная описан следующий комплекс микрофоссилий: *Leiosphaeridia holtedahlii* (Tim.) Jank., *Leiosphaeridia* sp., *Bavlinella faveolata* Scher., *Symplassosphaeridium* sp. (Михайлова, Подковыров, 1992). Сразу после указанных определений идет следующий текст: “Там же, по определению Е.Г. Раевской, обнаружены акритархи ордовикского облика: *Baltisphaeridium filosum* Kjellstrom, *B. hirsutoides* Eisenack, *B. longispinosum* (Eisenack), *B. ritvae* Kjellstrom и др.” (Водолазская и др., 2015, с. 22). Из конструкции текста создается впечатление, что названные (действительно ордовикские, как указала нам Е.Г. Раевская в устном

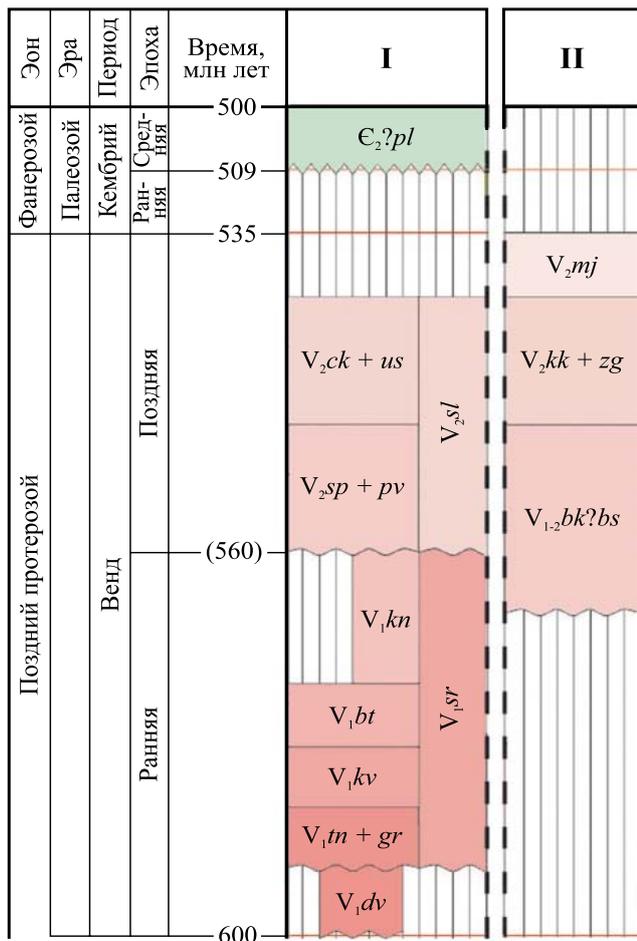


Рис. 2. Схема корреляции вендских стратонов Язьвинско-Косьюинской (I) и Западно-Башкирской (II) подзон в Легенде Уральской серии листов Госгеолкарты-1000/3 масштаб 1 : 1 000 000, по (Жданов, 2009) с упрощениями.

V_{1sr} – серебрянская серия; V_{2sl} – сыльвицкая серия; V_{1dv} – дворецкая толща; $V_{1tn} + gr$ – танинская и гаревская свиты; V_{1kv} – койвенская свита; V_{1bt} – бутонская свита; V_{1kn} – керноская свита; $V_{2sp} + pv$ – старопечнинская и перевалокская свиты; $V_{2ch} + us$ – чернокаменная и усть-сылвицкая свиты; $E_2?pl$ – полюдовская свита; $V_{1-2bk?bs}$ – бакеевская, урюкская и басинская свиты; $V_{2kk} + zg$ – куккараукская и зиганская свиты; V_{2mj} – малоямантауская свита.

Fig. 2. Correlation scheme of the Vendian stratigraphic units of the Yaz'va-Kos'va (I) and West Bashkirian (II) subzones in the Legend of the Ural series of sheets of the State geological map of the Russian Federation, scale 1 : 1 000 000 (Gosgeolokarta-1000/3). After (Zhdanov, 2009) with simplifications.

V_{1sr} – Serebryanka Group; V_{2sl} – Sylvitsa Group; V_{1dv} – Dvoretz thick; $V_{1tn} + gr$ – Tany and Garevka formations; V_{1kv} – Koiva Formation; V_{1bt} – Buton Formation; V_{1kn} – Kernos Formation; $V_{2sp} + pv$ – Starye Pechi and Perevalok formations; $V_{2ch} + us$ – Chernyi Kamen and Ust-Sylvitsa formations; $E_2?pl$ – Polyudovo Formation; $V_{1-2bk?bs}$ – Bakeevo, Uryuk and Basa formations; $V_{2kk} + zg$ – Kukkarauk and Zigan formations; V_{2mj} – Malyi Yamantau Formation.

сообщении, февраль 2022 г.) формы присутствуют в породах гаревской свиты и ссылку на это можно найти в публикации (Михайлова, Подковыров, 1992), чего на самом деле там нет. Поэтому данные о присутствии в гаревской свите ордовикских микрофоссилий не соответствуют действительности, налицо какая-то ошибка.

Третье КП – койвенская свита (до 800 м). По мнению авторов записки (Водолазская и др., 2015), породы свиты характеризуются резкой фациальной изменчивостью¹ и значительным сокращением мощности в северном и южном направлениях. В ее разрезах можно видеть филлитизированные глинисто-алевритовые сланцы и полевошпат-кварцевые песчаники, в средней части присутствуют прослой и пачки вулканогенных пород (разрядка наша. – А. М.), тиллитовидных конгломератов, гематитовых сланцев и известняков. Окраска пород зеленая, вишневая, сиреневая, кремная, голубоватая, розовая и черная. Однако далее написано совершенно иное (там же, с. 23): “В настоящее время в состав койвенской свиты вулканические породы не включены, так как наличие в ней лав авгититов... не обосновано. Последние перемежаются в разрезах с трахибазальтами, трахиандезитами и другими эффузивами, ранее выделявшимся в “дворецкий комплекс”... или дворецкую толщу, и вместе с ними отнесены к керносской свите” (Водолазская и др., 2015, с. 23). В разрезе койвенской свиты в бассейне р. Усьва, ниже пос. Безгодово, присутствуют тиллитовидные конгломераты; они же есть и в бассейне р. Яйва. Контакт с породами вышележащей бутонской свиты постепенный.

Четвертое КП – бутонская свита (300–400 м), сложена сероцветными углисто-глинистыми сланцами², неясно- и тонкослоистыми, в некоторых пачках тонкополосчатыми углисто-кварцевыми сланцами с небольшой примесью фосфатного вещества и редкими прослоями серых и темно-серых полевошпат-кварцевых песчаников. Нижняя граница свиты четкая и проводится по смене пестроцветных койвенских отложений сероцветными породами бутонской свиты. В бассейне р. Яйва нижняя часть свиты состоит исключительно из черных сланцев с редкими прослоями алевролитов. Некоторые из них содержат желваки фосфоритов (уплощенные гальки и “караваи” размером до 20 см). В алевролитах и фосфоритах бутонской свиты описаны микрофоссилии и ламинаритовые пленки. Сборы и определения И.А. Сиверцевой,

¹ С учетом того, что подстилающие и перекрывающие образования не обладают такой изменчивостью или во всяком случае она авторами записки не отмечена, это достаточно странно.

² Углистых пород в докембрии все же нет, поэтому все подобные названия следует читать и писать как “углеродисто/низкоуглеродисто-глинистые сланцы”.

Ф.А. Курбацкой, В.К. Головенка, В.Г. Варганова, М.А. Федонкина, Н.С. Михайловой. Характеристика микрофауны заимствована из публикаций и фондовых работ 1989–2003 гг.

Керноская свита (300–1500 м) представляет собой пятое КП в разрезе нижнего венда Язьвинско-Косьвинской подзоны. Она объединяет две подсвиты. Нижняя сложена в основном песчаниками, а верхняя имеет карбонатно-вулканогенный состав. В разрезах нижнекерносской подсвиты в так называемой “восточной фации” можно видеть сероцветные массивные и плитчатые, часто фосфатоносные, полевошпат-кварцевые песчаники, темно-серые углистые алевроаргиллиты. В “западной фации” среди песчаников преобладают светлоокрашенные массивные толстоплитчатые полевошпат-кварцевые разновидности с “бляшками” фосфоритов, алевролитами и аргиллитами. К верхней части керносской свиты, по представлениям авторов Объяснительной записки (Водолазская и др., 2015), принадлежат также вулканы дворцовой толщи. Названная толща объединяет трахибазальты (в том числе подушечные лавы), туфы и туффиты. Наиболее мощная пачка подушечных лав обнажается по р. Усьва в районе руч. Шпалорез. Выдержанный по простиранию характер этих пачек, значительная их мощность, преобладание лав над туфами, а также ассоциация с субвулканическими интрузиями близкого состава предполагают трещинный тип извержений. В бассейнах рек Усьва, Вильва и Кусья мощность вулканогенно-осадочной толщи достигает 1000 м. Здесь наблюдаются мелкообломочные туфы и лавы авгититов и лимбургитов с прослоями трахиандезитов, брекчиями и туфами оливиновых и пироксеновых трахибазальтов, а также туфами и туффитами трахиандезибазальтов. Резкое преобладание в разрезах пирокластических образований и наличие жерловых фаций дает основание рассматривать их как продукты вулкано центрального типа. U-Pb-изотопный возраст (SHRIMP II, ЦИИ ВСЕГЕИ) цирконов из авгититов, обнажающихся в бассейне р. Усьва, составляет, по данным (Водолазская и др., 2015), 587 ± 4 млн лет³. Песчаники нижней части керносской свиты содержат микрофоссилии. Список таксонов заимствован из Объяснительной записки к листу Госгеолкарты масштаба 1 : 200 000 (лист О-40-V Усть-Тылай) (Коротков и др., 2013). В ней указано, что определения микрофоссилий выполнены Т.М. Рыбальченко⁴. Стратиграфический диапазон

³ Здесь и далее все значения возраста округлены до целых миллионов лет.

⁴ Также дается ссылка на работу: Плотников В.Н., Втюрин В.И., Баранов А.В. Отчет о геологической съемке (листы О-40-9-А (зап. пол.), В, Г – (зап. пол.)) и геологическом доизучении (листы О-40-9-А (вост. пол.), Б – (зап. пол.) масштаба 1 : 50 000 Ульвичской площа-

распространения указанных таксонов – верхний протерозой и нижний кембрий. Вряд ли, однако, эти микрофоссилии при таком временном интервале распространения имеют какое-либо значение для определения возраста керносской свиты. Неясно, для чего они даны. Керноская свита связана, по данным В.П. Водолазской и ее коллег, постепенным переходом с нижележащими отложениями бутонской свиты. Перекрывающие ее конгломераты старопечнинской свиты содержат гальки и валуны песчаников керносской свиты.

Следующее КП – это старопечнинская свита (210–500 м), сложенная желтовато-зеленовато-серыми (“табачными”) алевролитами и аргиллитами с подчиненными прослоями мелкозернистых песчаников и желваками фосфоритов. В ее нижней части встречаются вишнево-красные разновидности пород. Нередко в основании свиты можно видеть редкогалечные конгломераты. По литологическому составу она подразделяется на две пачки: нижнюю – преимущественно конгломератовую – и верхнюю – алеврито-аргиллитовую. Нижний контакт свиты четкий (пестроцветные сланцы керносской свиты сменяются песчаниками полевошпат-кварцевыми, а выше они переслаиваются с гравелитами и мелкогалечными конгломератами). Неясно, что дает знание о четкости нижнего контакта. Тем не менее при характеристике керносской свиты есть указание на наличие в перекрывающих ее старопечнинских конгломератах галек и валунов песчаников керносской свиты. Видимо, формированию отложений старопечнинской свиты предшествовал размыв. Это же отмечается и в монографии (Аблизин и др., 1982). В породах старопечнинской свиты присутствуют микрофоссилии, следы грунтоедов, указано также, что в гальках карбонатных пород в конгломератах В.Г. Варгановым обнаружены известковистые водоросли. Все работы, в которых приведена указанная информация, датированы 1982–1985 гг. Валидность этих данных в настоящее время требует подтверждения.

Перевалокская свита (300–400(?) м) присутствует и в тексте Объяснительной записки, и на карте в виде объединенного в западной части Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория со старопечнинской свитой подразделения. Она сложена темноокрашенными алевролитами и аргиллитами. В кровле свиты присутствует пачка мелкозернистых песчаников.

Последнее КП в разрезе верхнего венда – объединенные чернокаменная и усть-сылвицкая свиты. Чернокаменная свита (1100–1250 м) сложена

ди на Северном Урале в верховьях р. Яйва, Ульвич и Молмыс в Красновишерском и Александровском районах Пермской области, проведенных в 1984–1989 гг. Пермь, Фонды ОАО “Геокарта-Пермь” 1989.

ритмично чередующимися полимиктовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Это одна из основных литостратиграфических единиц сылвицкой серии, и мы рассмотрели все, что о ней написано в Объяснительной записке, несколько подробнее. На подстилающих породах перевалокской свиты она залегает с постепенным переходом. Породы свиты содержат микрофоссилии, бесскелетные метазоа и следы жизнедеятельности. Список микрофоссилий и “медузоидов эдиакарского типа”, характерных для данного стратона, занимает примерно треть страницы, но ссылок на опубликованные работы только две – одна датирована 1985 г., вторая – 1992 г. Учитывая быстрое развитие палеонтологии позднего докембрия, трудно судить, не будучи специалистом, насколько валидны все эти сведения. При этом в 2010 г., т. е. “задолго” до завершения подготовки комплекта карт листа О-40 – Пермь и Объяснительной записки к нему, была опубликована монография (Гражданкин и др., 2010), в которой детально проанализированы все палеонтологические макроостатки, присутствующие в перевалокской и чернокаменной свитах (речь о них идет далее).

Флишоидный характер строения чернокаменной свиты подчеркивается, по мнению авторов записки, наличием на подошве алевролитов и песчаников различных гиероглифов⁵, а также градиционной слоистости и признаков конседиментационных подводно-оползневых процессов. Последние фиксируются горизонтами внутрiformационных брекчий, состав материала которых не отличается от такового вмещающих пород. Странно, что данных об изотопном возрасте чернокаменной свиты, как и большинства других, входящих в состав серебрянской и сылвицкой серий, литостратиграфических подразделений, нет. Для венда, как и эдиакария, большинство, как нам представляется, принципиальных датировок получено за последние 25–30 лет по цирконам из вулканических туфов/пеплов. Подобные породы обнаружены Д.В. Гражданкиным на Среднем Урале в 2002 и 2003 гг. в старопечнинской и чернокаменной свитах соответственно (Маслов и др., 2006) (речь об этом идет далее). В 2005 г. был впервые получен U-Pb-изотопный возраст цирконов из вулканических туфов в основании чернокаменной свиты. Эти сведения опубликованы в журнале “Доклады Академии наук” (Ронкин и др., 2006), но остались вне поля зрения авторов Объяснительной записки к листу О-40 – Пермь.

Авторы записки без каких-либо аргументов и ссылок предполагают, что “в модели образования осадочных бассейнов эти отложения [чернокамен-

ской свиты]”⁶ больше всего отвечают интенсивной (провальной) стадии образования континентального рифта” (Водолазская и др., 2015, с. 30). Однако здесь следует отметить, что в разрезах чернокаменной свиты нет ни одного прослоя грубозернистых песчаников или гравелитов, как и конгломератов, следовательно, об “интенсивной” фазе развития бассейна (тем более – рифтового) не может идти речь. Возникает вопрос о том, что является индикатором интенсивности – только горизонты внутрiformационных брекчий или, по образному выражению М.Л. Ключиной (1963), “горизонты с булочками”? Увы, этого мало.

Усть-сылвицкая свита (мощность более 350 м) сложена красновато-бурыми, сиренево-коричневыми и зеленоватыми грубослоистыми мелко- и среднезернистыми песчаниками с подчиненными прослоями алевролитов и аргиллитов. На водоразделе рек Вильва и Вижай в составе свиты преобладают средне-мелкозернистые песчаники, реже встречаются алевропесчаники, разномерные и гравийные разности псаммитов. Поздневендский возраст свиты принят авторами Объяснительной записки в соответствии с легендой (Жданов, 2009) и общим ее структурным положением (усть-сылвицкая свита залегает под песчаниками такатинской свиты девона). Тектурные особенности пород свиты (косая слоистость, знаки волновой ряби, капли дождя) позволили В.П. Водолазской с соавторами (2015) считать, что накопление исходных осадков происходило в мелководных обстановках регрессирующего морского бассейна на фоне возникновения⁷ байкальских орогенных межгорных депрессий. Со ссылками на публикации Ю.Р. Беккера и А.А. Кухаренко (соответственно 1980 и 1960 гг.) в записке указывается, что породы усть-сылвицкой свиты содержат метазоа и остаток флоры, сопоставляемой А.Н. Криштофовичем “...с флорой нижнего девона Бельгии и Шпицбергена” (Водолазская и др., 2015, с. 31). Так как последнее определение сделано, несомненно, несколько ранее 1960 г., то вновь возникает вопрос о том, насколько валидно оно сейчас. Важно отметить, что эти данные приводятся в Объяснительной записке, вы-

⁶ Приведенный в квадратных скобках текст – это наша расшифровка различных авторских сокращений или уточнение того, о чем в цитате идет речь.

⁷ Если трактовать эту фразу буквально, то только в самом конце венда на западном склоне Среднего Урала фиксируется проявление процессов орогенеза. Тогда какая геодинамика была свойственна времени формирования отложений старопечнинской, перевалокской и чернокаменной свит? Если, по мнению авторов Объяснительной записки, чернокаменная свита – это образования интенсивной провальной стадии развития континентального рифта, то как перекрывающие ее отложения могут быть индикаторами уже начала орогенеза?

⁵ Читая эту часть текста, можно сделать вывод, что она написана либо самим Н.Б. Вассоевичем, либо его прямым учеником.

шедшей в 2015 г. (т. е. через 65 лет после их опубликования). Возможно, нет более современных определений?

Приведенные в Объяснительной записке к листу О-40 – Пермь данные позволили ее авторам трактовать историю геологического развития территории современного западного склона Среднего Урала в венде следующим образом. В раннем венде на фоне начавшегося общего подъема территории рифтовые структуры, заложенные в позднем рифее, по-видимому, продолжали функционировать. Основным аргумент в пользу такого предположения – широкое распространение на территории Кваркушко-Каменногорской структурно-фациальной зоны щелочных базальтоидов в ассоциации с грубообломочными образованиями⁸ серебрянской серии. Поскольку на протяжении длительного периода указанные “грубообломочные образования” рассматривались многими авторами, в том числе знатоком ледниковых и связанных с ними отложений Н.М. Чумаковым как тиллитовидные конгломераты, т. е. образования, появление которых контролировалось существенно больше климатом, чем геодинамикой, то авторы Объяснительной записки отмечают: “Присутствие среди отложений раннего венда образований, диагностированных как тиллиты (тиллоиды), свидетельствует, по мнению большинства исследователей, о похолодании, вызвавшем образование ледников. Однако исследования К.Э. Якобсона и А.П. Казака (2008 г.)⁹ позволяют предполагать эксплозивную природу относимых к тиллоидам конгломераций и... считать, что доминирующим событием на Русской платформе в конце рифея–начале венда было не покровное оледенение, а вспышка эндогенной активности” (Водолазская и др., 2015, с. 235–236).

Относительно истории позднего венда в Объяснительной записке представлена следующая ин-

⁸ Если эти грубообломочные образования – тиллиты, то они не могут рассматриваться как индикаторы активной геодинамики. Для того чтобы аргументировать свою точку зрения, авторам записки приходится прибегать к показательным формулировкам, представленным в тексте далее.

⁹ Такая форма ссылки в большинстве случаев предполагает, что указанная работа в списке литературы отсутствует. Однако под номером 248 в нем есть следующий источник: *Казака А.П., Копылова Н.Н., Толмачева Е.В., Якобсон К.Э. Флюидно-эксплозивные образования в осадочных комплексах. ГГУП “Минерал”, 2008.* Возможно, именно в нем представлено аргументированное опровержение ледникового генезиса тиллитовидных конгломератов серебрянской серии. Тем не менее, в отличие от публикаций Н.М. Чумакова, указанная работа неизвестна широкому кругу специалистов, по крайней мере, на такой электронной платформе, как eLibrary, сведения о ней на конец января 2022 г. отсутствовали.

формация: “В позднем венде вся Тимано-Уральская система вступила в орогенную стадию. Произошел подъем территории¹⁰; образовавшиеся обширные области сноса¹¹ чередовались с сохранившимися рифтовыми зонами и межгорными прогибами¹², в которых аккумуляровались терригенные и вулканогенные молассы (сылвицкая серия)” (Водолазская и др., 2015, с. 236). Из такой конструкции текста можно сделать спорный вывод, что одна серия объединяет и терригенные, и вулканогенные “молассы”, а как известно (Стратиграфический кодекс..., 2019), серия объединяет две или более свиты, образующие крупный цикл осадконакопления и (или) охарактеризованные какими-либо общими признаками: сходными условиями формирования, преобладанием определенных пород или их направленной сменой. В такой трактовке сыльвицкую серию нельзя считать серией (дополнительно возникает вопрос, сколько разных “моласс” было/присутствует в ее разрезах). Но, пожалуй, самая главная проблема здесь в том, что если в пределах Язьвинско-Косьвинская подзоны на уровне верхнего венда имеется несколько разных моласс, то почему в Западно-Башкирской подзоне, занимающей примерно такое же положение в структуре современного Уральского складчатого пояса, нет множества разных по составу моласс?

ПОТОК II (ТЕМАТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ)

Старт современных тематических исследований вендских осадочных последовательностей Среднего Урала можно уверенно датировать началом XXI в. Они выполнялись специалистами Института геологии и геохимии УрО РАН (г. Екатеринбург) в кооперации с сотрудниками Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН (г. Новосибирск), Геологического института РАН (г. Москва) и американскими коллегами. Большинство полученных и опубликованных результатов этих работ обобщены позднее исследователями Палеонтологического института РАН (г. Москва) – А.Ю. Иванцовым с соавторами (2018), но ряд вопросов остался вне поля их зрения. Мы (подчеркнем это еще раз) не стремимся, так или ина-

¹⁰ Из сказанного в тексте записки непонятно, какой именно территории.

¹¹ Неясно, где располагались области сноса. На западе (в современных координатах), т. е. в пределах Восточно-Европейской платформы, или на востоке, т. е. к востоку от современного Урала? В Объяснительной записке на этот счет не приводятся сведения, как отсутствует и информация, на которую читатель мог бы опереться и сделать те или иные выводы самостоятельно.

¹² Геодинамический режим “рифтовых зон” и “межгорных прогибов”, скорее всего, принципиально различен. Неясно, как они могли сосуществовать одновременно на какой-либо территории.

че, оценить полученные разными авторами результаты и сделанные на их основе выводы. Наша задача – собрать вместе разные точки зрения и акцентировать внимание читателей на публикациях, внесших в познание венда Среднего Урала существенный или принципиально новый вклад.

Строение, расчленение и корреляция осадочных последовательностей

В публикации (Маслов, 2000) на основе сравнения архитектуры нижневендских отложений Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория с известными фаціальными моделями гляциально-осадконакопления высказано предположение о том, что строение танинско-гаревско-койвинской осадочной последовательности и характер распределения в ней тиллитовидных конгломератов отвечают, скорее всего, накоплению исходных осадков на шельфе (западные разрезы) и склоне (восточные разрезы) седиментационного бассейна. Это следует как из существенного увеличения с запада на восток мощности отложений данного уровня, так и из занятия микститами в восточных разрезах более высокого стратиграфического положения, нежели в западных. Стиль ранневендского осадконакопления на Среднем и Южном Урале был несколько различен. Для первого случая более подходит “шельфово-склоновая” модель. Ранневендский бассейн на Среднем Урале “открывался” в таком случае на восток и имел, вероятно, связь с Мировым океаном. Во втором случае это была, по всей видимости, зона, отвечавшая паре обстановок “кратон–шельф”, в пределах которой гляциальные и марино-гляциальные отложения сохранились в основном в узких врезанных (рифтогенных?) долинах и (или) депрессиях.

В целом архитектура разрезов венда западного склона Среднего Урала, по данным исследований последних 20 лет, не претерпела каких-либо кардинальных изменений по сравнению с той, что описана в монографии (Аблизин и др., 1982). Искключение здесь, пожалуй, только одно. В монографии (Гражданкин и др., 2010) и ряде предшествующих ей публикаций показано, что чернокаменная свита сылвицкой серии может быть подразделена на толщи, различающиеся набором литотипов и характером цикличности. Эти толщи (вилухинская, шурышская, черемуховская, синекаменная, коноваловская, крутихинская и кобылоостровская) рассматриваются авторами указанной работы как подсвиты чернокаменной свиты.

Вилухинская подсвита (мощность до 250 м) сложена пачками зеленовато-серых песчаников, чередующимися с пестроцветными (фисташково-зелеными и вишнево-красными) тонкослоистыми алевроаргиллитами. Шурышская подсвита (мощность около 200 м) имеет флишеподобный облик благода-

ря частому чередованию зеленовато-серых алевролитов и светло-серых песчаников. Черемуховская подсвита (мощность не менее 35 м) сложена светло-серыми среднезернистыми песчаниками. Синекаменная подсвита (мощность до 150 м) объединяет пачки песчаников и тонкослоистых алевролитов, среди которых можно видеть прослойки аргиллитов. Коноваловская подсвита (мощность около 150 м) сложена в нижней части темно-серыми алевроаргиллитами с прослоями и пакетами зеленовато-серых песчаников. В ее верхней части можно видеть пестроцветные алевролиты и аргиллиты, перекрытые пачкой серых и зеленовато-серых мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Крутихинская подсвита (мощность 400 м) сложена пачками тонкого чередования песчаников и аргиллитов зеленовато-серого цвета и пачками тонкослоистых голубовато-серых и красно-коричневых аргиллитов. Присутствуют здесь и прослойки среднезернистых зеленовато-серых песчаников с многоэтажной косою слоистостью. Кобылоостровская подсвита (мощность до 100 м) сложена серыми и темно-серыми песчаниками, чередующимися с пачками алевролитов и аргиллитов зеленовато-серого цвета.

Соотношение различных литостратиграфических единиц венда Среднего Урала с региональными ярусами венда Восточно-Европейской платформы до сих пор трактуется по-разному. Так, Н.М. Чумаков (2004) считает, что к нижнему венду (по данным (Чумаков, Сергеев, 2004), нижний венд – это лапландский ледниковый горизонт Русской плиты) принадлежат танинская, гаревская, койвинская, бутонская, керноская и нижняя (с тиллитовидными конгломератами) часть старопечнинской свиты. Формирование всей названной последовательности заняло около 10 млн лет (600–590 млн лет). Верхняя часть старопечнинской свиты, а также переваловская, чернокаменная и усть-сылвицкая свиты отнесены Н.М. Чумаковым к среднему и верхнему венду (в работе (Чумаков, Сергеев, 2004) названные подразделения венда соответствуют редкинскому + котлинскому и ровенскому/немакит-далдынскому горизонтам) (рис. 3). Длительность формирования указанных осадочных последовательностей оценивается примерно в 50–55 млн лет.

Сопоставление U-Pb-изотопных датировок цирконов из вулканических туфов/пеплов и потоков пиллоу-лав, присутствующих в отложениях серебрянской и сылвицкой серий, с возрастными рамками различных неопротерозойских гляциальных эпизодов (Серт, Марино, Гаскье) позволило сделать вывод о принадлежности всего танинско-нижнестаропечнинского интервала к самому молодому из них (Маслов и др., 2013), хотя временные рамки среднеуральской гляциогенной последовательности более чем на порядок шире, чем у ледникового эпизода Гаскье.

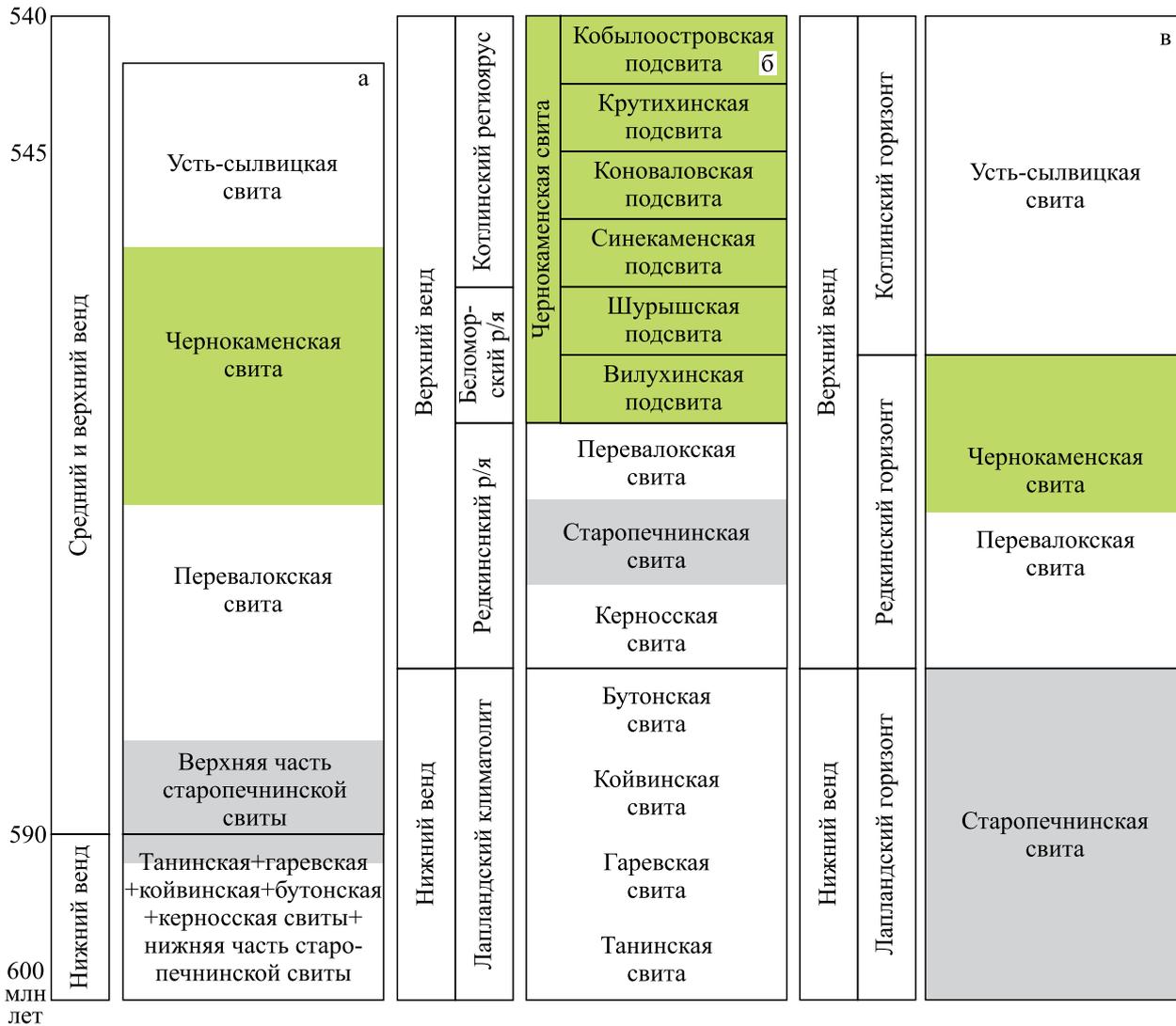


Рис. 3. Принадлежность литостратиграфических единиц серебрянской и сылвицкой серий Среднего Урала региофаунам венда по представлениям разных авторов.

а – (Чумаков, Сергеев, 2004); б – (Гражданкин, Маслов, 2015); в – (Иванцов и др., 2018).

Fig. 3. Assignment of lithostratigraphic units of the Serebryanka and Sylvitsa groups of the Middle Urals to Vendian regional stages according to different authors.

а – (Chumakov, Sergeev, 2004); б – (Grazhdankin, Maslov, 2015); в – (Ivantsov et al., 2018).

В работе (Гражданкин, Маслов, 2015) к лапландскому климатолиту отнесены танинская, гаревская, койвинская и бутонская свиты (см. рис. 3). Керноская, старопечнинская и перевалокская свиты принадлежат редкинскому региофауну. Беломорскому региофауну отвечают вилухинская (в ее основании присутствуют вулканические туфы/пеплы с U-Pb-изотопным возрастом цирконов 557 ± 13 млн лет), шурышская, черемуховская, синекаменная и коноваловская подсвиты чернокаменной свиты, а котлинскому – крутихинская и кобылоостровская подсвиты той же свиты (усть-

сылвицкая свита рассматривается Д.В. Гражданкиным как инофаціальный аналог верхней части чернокаменной свиты).

В монографии (Иванцов и др., 2018, рис. 2, с. 83) приведена иная схема корреляции отложений венда Восточно-Европейской платформы и Западного Урала (см. рис. 3). К нижнему венду отнесена старопечнинская свита. Танинско-керносский интервал (серебрянская серия) отношения к венду не имеет, основания для такого подхода изложены следующим образом: “На Среднем Урале вендские отложения Кваркушко-Каменногорского подня-

тия традиционно выделялись в объеме серебрянской и сылвицкой серий... большинство современных исследователей относят породы серебрянской серии к завершающему рифею... а в объеме венда рассматривают только образования сылвицкой серии” (Иванцов и др., 2018, с. 9). Перевалокская и чернокаменная свиты принадлежат редкинскому горизонту, а усть-сылвицкая свита считается имеющей котлинский возраст.

Общие особенности формирования осадочных толщ, их формационная природа

Работы, направленные на анализ формационной природы отложений венда западного склона Среднего Урала, широко проводились в 1970–1990 гг. Так, в известной публикации М.Л. Ключиной и Ф.А. Курбацкой (1970) выделены пять “порodных ассоциаций” и две историко-геологические ассоциации более крупного ранга – флишеидная и молассовая формации. Эти формации отвечали, по мнению авторов, двум этапам формирования сылвицкой серии (первый – старопечнинское, перевалокское и чернокаменское время, второй – усть-сылвицкое время).

Со временем эти представления стали, по сути, традиционными. Их с тем или иными модификациями можно найти во многих публикациях (Постникова, 1977; Ключина, 1982, 1991; Аблизин и др., 1982; Аксенов, 1985; Курбацкая, 2004; и др.). Ю.Р. Беккер (1988 и др.) считал, что сылвицкая серия по характеристикам (строению разрезов, текстурно-структурным особенностям пород, составу песчаников и др.) целиком может рассматриваться как альпинотипная моласса (детальный разбор этих представлений см. в работе (Гражданкин и др., 2010)).

По мнению М.Л. Ключиной (1991), вендские отложения Урала принадлежат трем формациям – спарагмитовой, черносланцевой и флишево-молассовой. К спарагмитовой формации среди рассматриваемых нами литостратиграфических подразделений принадлежит танинская, гаревская и койвинская свиты. Отнесение их к подобного рода формациям основывается на присутствии в разрезах тиллитовидных конгломератов и ленточно-слоистых филлитовидных сланцев. К черносланцевой формации относятся бутонская, керноская, старопечнинская и перевалокская свиты. Типичные флишевые образования – это чернокаменная свита, а к молассе автор относит только усть-сылвицкую свиту. При этом считается, что накопление флишевых и молассовых образований происходило одновременно, и они фациально замещают друг друга.

В то же время примерно 10 годами ранее (Ключина, 1982) взгляды автора были иными. Танинская свита относилась к формации редкогалечных тиллитовидных конгломератов, гаревская сви-

та считалась фалаховой формацией¹³, а койвинская – терригенно-карбонатной. Завершался формационный ряд нижнего венда черносланцевой формацией (бутонская свита). При таком подходе верхняя, керноская, свита серебрянской серии почему-то оказывалась верхневендской и относилась М.Л. Ключиной к еще одной фалаховой формации. Старопечнинская, перевалокская и чернокаменная свиты слагали флишеидную формацию, а усть-сылвицкая выступала, как и ранее (Ключина, Курбацкая, 1970), формацией собственно молассовой или нижнемолассовой.

В соответствии с работами (Курбацкая, 1986, 1995; Ибламинов и др., 1996а, б; и др.), формирование отложений венда Кваркушско-Каменногорского и Полудово-Колчимского антиклинориев происходило в обстановках перикратонного рифта. Очевидно, что при выборе такой геодинамической модели в составе осадочного выполнения нет места ни молассоидам, ни собственно молассе, но это осталось вне поля зрения авторов. Ранневендские осадочные толщи принадлежат к спарагмитовой формации, тогда как поздневендские – к флишеидно-молассоидной, или таких формаций, как и спарагмитовых, несколько.

А.В. Сочава (1996) обратил внимание на то, что для чернокаменной свиты многими авторами отмечается сходство с флишевыми формациями. По его мнению, сходство петрохимических характеристик граувакковых ассоциаций Урала и Варангер-Тиманского пояса позволяет сделать вывод о генетической близости рассматриваемых образований и считать их сложными турбидитовыми осадками континентального склона. Формирование всех подобных ассоциаций происходило, по-видимому, на стадии перехода от рифтогенеза к спредингу.

Напротив, по мнению авторов монографии “Осадочные системы сылвицкой серии (верхний венд Среднего Урала)”, “сылвицкая серия... не является разновидностью флишевой формации. Под флишевой формацией в ее типичном выражении обычно понимается парагенез турбидитов, других спазматических, подводно-коллювиальных и фоновых отложений, которые сформировались в глубоководных обстановках в условиях быстрого некомпенсированного прогибания области седиментации... Несмотря на то, что в разрезах сылвицкой серии широко представлены отложения мутьевых потоков, одного этого признака недостаточно. Диагностическими признаками флиша являются: 1) присутствие илистого (завершающего) элемента турбидитов в подавляющем большинстве элементарных циклитов; 2) градационная слоистость и другие текстуры, указывающие на “мгновенность” седиментации;

¹³ Фалаховая формация объединяет, как известно, преимущественно песчаники, тогда как гаревская свита представлена в основном филлитовидными сланцами.

3) “особая ритмичность”, заключающаяся в преобладании мелких и правильных, наиболее монотонных элементарных циклитов. Для сылвицкой серии в целом градационная слоистость не характерна; песчаники в большинстве случаев демонстрируют резкую верхнюю границу и признаки многократной переработки осадка волнами. Аргиллиты и алевролиты крайне редко присутствуют в виде одноактного илистого элемента турбидитов. ... В составе сылвицкой серии не обнаружено глубоководных отложений, а широкое распространение косоволнистой слоистости свидетельствует о слабом компенсированном прогибании области седиментации... Во всей сылвицкой серии только шурышская подsvита сформировалась в условиях некомпенсированного прогибания... она имеет флишеподобный облик. Однако это лишь конвергентное сходство с флишем, обусловленное дефицитом обломочного материала” (Гражданкин и др., 2010, с. 83–84). С учетом того что в разрезах сылвицкой серии можно выделить две крупные парагенетические ассоциации генетических типов отложений: 1) старопечнинско-перевалокскую – отложений подводных илистых равнин; 2) чернокаменско-усть-сылвицкую – отложений донно-флювиальной дельтовой системы с широким продельтовым фронтом, генетический состав ее отвечает шлировым формациям в современном понимании (Гражданкин и др., 2010).

По представлениям В.Н. Пучкова, “...развитие территории Кваркушского антиклинория в позднем, позднейшем рифее и венде было очень близким к развитию территории Башкирского антиклинория и вписывается в представления об их принадлежности к экстернидам тиманид” (2010, с. 39). С учетом палеомагнитных данных Н.В. Лубниной, В.В. Попова с соавторами и М.Р. Iglesia Llanos с соавторами “...удается построить палеореконструкции Балтики для позднего рифея–венда, которые позволяют допустить, что после распада части Родинии... на Лаврентию, Амазонию, Западную Африку и Балтику, последняя испытала значительный поворот против часовой стрелки, что могло быть связано с перестройкой субдукции и началом формирования Гондваны (Пантерры?)... При этом можно предположить сближение Гондваны и Балтики с образованием пространственно связанных тиманид и кадомид” (Пучков, 2010, с. 65). В целом в позднем венде территория северо-востока и востока Восточно-Европейской платформы и западного склона Урала (представлявшая ранее пассивную окраину Балтики, микроконтиненты и островные дуги, разделенные океанической корой), по мнению В.Н. Пучкова, “испытала аккрецию, коллизию и орогенез.признаками полноценного орогена в данном случае являются: складчатость, выраженная в отчетливых угловых и даже азимутальных несогласиях в основании палеозоя; почти полное отсутствие кембрия вследствие размыва и не-

отложения; наличие рифейских офиолитов, надсубдукционных комплексов и вендской молассы; вендский метаморфизм, прослеженный от Канина полуострова через весь Тиман, Кваркуш, до златоустовского и белорецкого комплексов на востоке Башкирского антиклинория” (Пучков, 2010, с. 65–66).

Г.А. Петровым (2013) высказано предположение, что рассматриваемые (см., например, (Ибламинов, Лебедев, 2001)) как продукты рифтогенеза на континентальной окраине вендско-раннекембрийские(?) терригенные толщи серебрянской и сылвицкой серий, умеренно-щелочные вулканические и субвулканические породы дворецкого, шпалорезовского и благодатского комплексов, дайки и штоки монцагбро кусьинского комплекса могут (в свете данных о значительных горизонтальных смещениях, связанных с разворотом палеоконтинента) интерпретироваться как продукты трансформной палеообстановки. Автор также считает, что в позднем венде имела место косая коллизия. С учетом данных Т. Торсвика и Л. Кокса резкий поворот палеоконтинента Балтика по часовой стрелке “должен был вызвать образование систем левых сдвигов и сдвиго-взбросов, морфологически сходных с более поздними позднепалеозойскими разрывными нарушениями такой же кинематики. В обстановке преобладания косоориентированных напряжений происходит формирование глубинных расколов... дренажирующих мантию, в пределах которых происходит внедрение разнообразных магматических комплексов... .. Интерпретация вендских магматических образований Кваркушско-Каменногорского антиклинория как продуктов... косой коллизии снимает противоречия между... данными о формировании в венде–раннем кембрии аккреционно-коллизийного орогена и внутриплитными геохимическими характеристиками магматических пород этого возраста” (Петров, 2013, с. 57).

Позднее Г.А. Петровым предложена модель континентальной окраины, существовавшей в позднем протерозое в области сочленения Восточно-Европейской платформы и западного склона Среднего Урала. В ней западной (в современных координатах) окраиной окраинно-континентального бассейна выступает Камско-Бельская структурно-фациальная область. В пределах Язьвинско-Косьвинской подзоны Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория доминируют близбереговые осадочные последовательности, среди которых локализованы умеренно-щелочные магматические образования, сходные с вулканиками современных континентальных рифтов. Восточнее (в Усьвинско-Синегорской подзоне) мощность верхнерифейско-нижневендских отложений заметно снижается. Среди них преобладают нормально-щелочные вулканиды и интрузивные образования, формировавшиеся в менее глубинных, чем западные, очагах из более деплетированных магм. “Тенденция уменьшения мощности

отложений и увеличения “океаничности” вулканитов прослеживается восточнее, в Колпаковском пакете пластин. Вероятно, породы колпаковской свиты формировались на утоненной континентальной коре в области перехода от континента к океану. И, наконец, магматические породы протолита белогорского метаморфического комплекса представляют собой фрагмент коры океанического или остроководужного типа” (Петров, 2015, с. 130).

Макрофауна

Систематические исследования макрофауны в отложениях венда западного склона Среднего Урала до работ Д.В. Гражданкина (2002–2011? гг.), по сути, не проводились, хотя находки разнообразных представителей вендской макробиоты были известны благодаря публикациям Ю.Р. Беккера (1977, 1980, 1985), В.Г. Варганова (1998), В.И. Кривошеева и Ю.А. Поленова (2001).

В результате исследований 2002–2011 гг. палеонтологические остатки в старопечнинской свите Среднего Урала, как и ранее, обнаружены не были (Гражданкин и др., 2010). В перевалокской свите установлено широкое распространение остатков агглютинированных многокамерных организмов рода *Palaeopascichnus* Palij (Гражданкин и др., 2005), а также обнаружен богатый комплекс уплощенных органостенных остатков (Гражданкин и др., 2007): дисковидные остатки микробиальных колоний *Cyclomedusa* Sprigg, уплощенные плоскоспиральные цилиндрические формы *Grypania* (Walcott), крючковидно и подковообразно изогнутые уплощенные цилиндрические формы, уплощенные эллипсоидные формы *Tawuia* Hofmann, прямые узкие и широкие ленты с продольной структурой, уплощенные остатки эллиптической и ланцетовидной формы, уплощенные нитевидные и цилиндрические остатки с продольными спиральными складками, гладкие ленты *Mezenia* Sokolov, складчатое слоевище с лопастевидным краем, уплощенные остатки булавовидной формы, скопления нитевидных остатков, уплощенные цилиндрические и нитевидные спирально-винтовые остатки. Этот комплекс сопоставляется с миаохонской биотой Южного Китая (Гражданкин и др., 2007).

На нижних поверхностях напластования песчаников вилухинской подсвиты чернокаменской свиты выявлены остатки *Palaeopascichnus* Palij, дисковидные отпечатки микробиальных колоний и слепки органов прикрепления фрондоморфных организмов рода *Charniodiscus* Ford (Гражданкин и др., 2010). На подошве песчаников в нижней части синемакской подсвиты установлены многочисленные отпечатки чуариоморфных колоний *Beltanelloides* Sokolov и слепки органов прикрепления фрондоморфных организмов рода *Aspidella* Billings. В пачках переслаивающихся волнисто-

слоистых песчаников и алевролитов в основании циклитов здесь также обнаружены отпечатки микробиальных колоний *Cyclomedusa* Sprigg, *Ediacaria* Sprigg и *Paliella* Fedonkin, слепки органов прикрепления фрондоморфных организмов *Aspidella* Billings, *Medusinites* Glaessner et Wade, *Protodipleurosoma* Sprigg, *Mawsonites* Glaessner et Wade и *Charniodiscus* Ford, редкие отпечатки перистых тел (род *Vaizitsinia* Sokolov et Fedonkin), остатки палеопасихнид и объемные слепки псаммокораллов *Nemiana* Palij (Гражданкин и др., 2005). На подошве песчаников можно видеть ископаемые следы жизнедеятельности *Psammichnites* Torell и редкие отпечатки чуариоморфид *Beltanelloides* Sokolov (Гражданкин и др., 2010).

Породы верхней части коноваловской подсвиты чернокаменской свиты содержит многочисленные отпечатки *Dickinsonia* Sprigg и *Yorgia* Ivantsov (Гражданкин и др., 2005), а также уплощенные органостенные остатки организмов, напоминающих представителей рода *Longfengshania* Du, редкие чуариоморфиды *Beltanelloides* Sokolov и отпечатки арумбериоморфных организмов (Гражданкин и др., 2010; Колесников и др., 2012). По данным Н.И. Бобкова (2017), остатки *Dickinsonia minima* Sprigg, количество которых в разрезе по р. Сылвица достигает почти 280 особей на 9 м² вскрытой поверхности напластования, в коноваловской подсвите присутствуют в несвойственных им обстановках, напоминающих обстановки приливно-отливных равнин. Это интерпретировано как результат смещения экологического оптимума у дикинсоний. Детальный анализ показал, что практически все найденные экземпляры дикинсоний являются ювенильными особями (Бобков, 2017; Sozonov et al., 2019), погибшими на ранних стадиях онтогенеза. Исследование пространственного распределения дикинсоний дает основание считать изученную популяцию растущей и обладавшей R-стратегией размножения (возрастание скорости роста популяции в начальный период увеличения ее численности) (Созонов, Бобков, 2019а, 2019б). Высказано предположение, что появление дикинсоний в нехарактерных для них обстановках низкоэнергетической литорали связано с котлинским кризисом, приведшим к нарушению экологической структуры сообществ эдиакарского типа. Данные исследования сообщества дикинсоний из верхней части коноваловской подсвиты в нижнем течении р. Сылвица использованы вместе с материалами по другим регионам мира для анализа влияния обстановок осадконакопления на экологию сообществ эдиакарских организмов (Mitchell et al., 2020). Вблизи пласта песчаников, на поверхности которого обнаружены дикинсонии, Н.И. Бобков с коллегами нашли несколько глинистых прослоев, визуально похожих на вулканические туфы/пеплы, но были ли выделены из них и датированы цирконы, нам, к сожалению, на момент написания статьи не было известно.

В верхней части крутихинской подсвиты чернокаменной свиты выявлены вертикальные следы поселения *Bergaueria Prantl* и арумбериоморфные текстуры (Гражданкин и др., 2010; Колесников и др., 2012). Последние, несмотря на сходство с эрозионными текстурами подошвы турбидитов, осадочными образованиями не являются. Они встречаются как в подошве и кровле песчаных прослоев, так и внутри них и приурочены к отложениям крайне мелководных обстановок межрусловых участков дельтовых равнин и песчаных отмелей с признаками периодического осушения, где эрозионные текстуры встречаются редко. Авторами работы (Колесников и др., 2012) выделено несколько разновидностей арумберий, отличающихся биостратомическими особенностями захоронения ископаемых остатков, расстояниями между основными элементами, их сохранностью, а также присутствием дополнительных структур между основными конструктивными элементами. Предполагается, что наблюдаемое разнообразие арумберий отражает не только различные условия захоронения, но также онтогенетическую (возрастную) и фенотипическую (обусловленную действием факторов среды) изменчивость. Приуроченность арумберий к крайне мелководным обстановкам дает основание считать, что они обладали адаптацией к периодическому осушению, и рассматривать их наряду с микробиальными матами как один из факторов биостабилизации осадка в неморских обстановках позднего венда.

В 2020–2021 гг. рекогносцировочные палеонтологические исследования отложений верхнего венда были проведены по берегам Широковского водохранилища (на р. Косьва) В.Д. Десяткиным с коллегами (ГИН и ИФЗ РАН). Им удалось повторить известные находки Ю.Р. Беккера (1977). В типовом местонахождении Красная Горка в средней части чернокаменной свиты были собраны многочисленные и разнообразные остатки палеопасихнид. Их морфометрический анализ позволил выделить три морфологических типа: *Palaeopascichnus delicatus*, *Yelovichnus gracilis* и *Palaeopascichnus linearis*. Вместе с палеопасихнидами обнаружены также многочисленные слепки органов прикрепления и отпечатки концентрических микробиальных колоний, белтанелло-, рангее- и дикинсониеморфных организмов (Десяткин и др., 2021). По устному сообщению А.В. Колесникова (декабрь 2021 г.), среди терригенных пород чернокаменной свиты присутствует несколько прослоев вулканических туфов/пеплов, образцы которых были отобраны для выделения и датирования цирконов.

Микрофауна

Новых работ, посвященных исследованию микрофоссилий, за последние 20 лет или даже более, не опубликовано, как не проведено и ревизии

имеющихся в литературе материалов. В то же время очевидно, что “кочующая” из работы в работу (это хорошо видно при чтении Объяснительной записки к листу Госгеолкарты-1000/3 О-40 – Пермь) информация такого рода давно нуждается в кардинальном переосмыслении. Поясним сказанное несколькими примерами. Так, по данным (Водолазская и др., 2015), в бассейне р. Серебряная в породах танинской свиты определены микрофоссилии *Leiosphaeridia* sp. и *Bavlinella faveolata* Scher. Первый таксон является, по мнению Е.Ю. Голубковой (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург, февраль 2022 г., устное сообщение), транзитным, второй характерен для венда Восточно-Европейской платформы. Из отложений гаревской свиты там же описаны (Михайлова, Подковыров, 1992) *Leiosphaeridia holtedahlii* (Tim.) Jank. (интервал распространения – рифей), *Leiosphaeridia* sp. (транзитная форма), *Bavlinella faveolata* Scher. (верхний венд), *Symplassosphaeridium* sp. (транзитная).

Также в Объяснительной записке указано, что при поисковых работах на фосфориты в отвалах газопровода на водоразделе рек Белая и Черная (правые притоки р. Кусья) в желваках фосфоритов из бутонской свиты найдены микрофоссилии: *Obruchevella condensata* Lin., *O. magna* V. Gol. et M. Bel., *O. gigantea* V. Gol. et M. Bel. (коллекция Ф.А. Курбацкой, определения В.К. Головенка), отнесенные ими к нижнему венду. По устному сообщению Е.Ю. Голубковой (февраль 2022 г.), ревизия рода *Obruchevella* не проводилась, выделено много идентичных друг другу видов, что затрудняет диагностику и анализ вертикального распространения таксонов. Первый из приведенного списка таксон, скорее, транзитный, два других относятся к венду, поскольку таких крупных форм в рифее неизвестно. В песчаниках из нижней части керносской свиты со ссылкой на авторов Объяснительной записки к листу Госгеолкарты масштаба 1 : 200 000 лист О-40-V (Усть-Тылай) указано присутствие микрофоссилий *Protosphaeridium vermium* Tim., *P. densum* Tim., *Leiominuscula minuta* Naum., *Margominuscula rugosa* (Naum.), *Trachysphaeridium pusillum* Tim., распространенных в верхнем протерозое и нижнем кембрии. По мнению К.Е. Наговицина (ИНГГ СО РАН, г. Новосибирск, февраль 2022 г., устное сообщение)¹⁴, все указанные формы действительно имеют широкое распространение, но перечисленные роды выведены в настоящее время

¹⁴ Близких представлений относительно приведенной в Объяснительной записке к листу Госгеолкарты-1000/3 О-40 – Пермь информации о микрофоссилиях в отложениях серебрянской и сывицкой серий, основываясь на анализе их списков, придерживаются также Е.Г. Раевская (АО “ВНИГРИ-Геологоразведка”, г. Санкт-Петербург, устное сообщение, февраль 2022 г.) и Н.Г. Воробьева (ГИН РАН, г. Москва, устное сообщение, февраль 2022 г.).

из употребления, так как являются младшими синонимами *Leiosphaeridia*. И это далеко не все.

Литогеохимические исследования

Литогеохимическими исследованиями отложения венда западного склона Среднего Урала охвачены достаточно полно. Для сыльвицкой серии эта информация приведена в монографии (Гражданкин и др., 2010), для серебрянской – в работе (Маслов и др., 2011б). Более поздние работы посвящены ряду интересных, но все же частных вопросов. Так, в публикации (Маслов, Подковыров, 2017) сделан вывод, что темноокрашенные глинистые сланцы бутонской свиты серебрянской серии, рассматривавшиеся ранее как образования, сформированные в бассейне с отчетливо выраженными бескислородными обстановками осадконакопления, имеют $Th/U_{cp} = 5.9 \pm 1.2$ и, скорее всего, таковыми не являются. Приведенные в указанной работе данные о распределении значений Th/U в глинистых породах валдайской, серебрянской, сыльвицкой, ашинской, каировской и шкаповской серий не противоречат представлениям о накоплении указанных осадочных образований в условиях доминирования окислительных обстановок в весьма мелководных седиментационных бассейнах, часть из которых, возможно, и не являлась собственно морскими.

В статье (Маслов, 2020а) рассмотрен ряд геохимических особенностей тонкозернистых обломочных пород различных регионарусов венда западного склона Среднего Урала. Показано, что осадочные последовательности венда в основном сложены материалом, относящимся к категориям 1 (осадки крупных рек) и 2 (осадки рек, дренирующих осадочные образования). В другой работе, опубликованной в том же году, высказано предположение, что встречающиеся в разрезах венда Среднего Урала глинистые породы обычной окраски и красноцветные их разновидности по литогеохимическим характеристикам принципиально не отличаются друг от друга (Маслов, 2020б). При этом, как следует из анализа присущих им величин модулей Страхова и Бострема, а также положения фигуративных точек на диаграмме $(Y/No)_{PAAS} - (Ce/Ce^*)_{PAAS}$, они не содержат эксгалативных компонентов. Источниками слагающего глинистые породы разной окраски материала являлись преимущественно породы кислого состава. Вулканические туфы сложены, напротив, материалом, близким по составу к таковому трахиандезитов, андезитов и трахиандезибазальтов. Сравнительный анализ литогеохимических характеристик вулканических туфов, красноцветных и обычно окрашенных глинистых пород верхнего рифея и венда Среднего и Южного Урала можно найти также в публикации (Маслов, 2021).

Датирование обломочных цирконов

Из девяти литостратиграфических единиц венда Среднего Урала породы только двух охарактеризованы данными о U-Pb-изотопных возрастах присутствующих в них обломочных цирконов. U-Pb датирование обломочных цирконов из пород танинской и керносской свит серебрянской серии позволило установить, что в формировании их существенная роль принадлежала продуктам размыва средне- и позднепалеопротерозойских комплексов кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы (Маслов и др., 2011а). Обломочные цирконы в матрице тиллитовидных конгломератов танинской свиты характеризуются двумя отчетливыми пиками на кривой плотности вероятности (≈ 2700 и 2000 млн лет) (Маслов и др., 2012). Минимальный $^{207}Pb/^{206}Pb$ -изотопный возраст обломочного циркона в исследованной выборке составляет 1897 ± 14 млн лет. На графике распределения $^{207}Pb/^{206}Pb$ возрастов цирконов, выделенных из песчаников керносской свиты, присутствуют один отчетливый пик (2100 – 2000 млн лет) и ряд небольших пиков в области значений >2500 и 1600 – 1200 млн лет. Доля обломочных цирконов с мезо- и неоархейскими и палеопротерозойскими возрастными составляющими составляет здесь $\approx 75\%$. Остальные кристаллы характеризуются мезопротерозойскими возрастными составляющими (1549 – 1508 , 1472 , 1465 , 1376 – 1340 , 1270 – 1242 , 1186 , 1115 и 1034 млн лет). $^{207}Pb/^{206}Pb$ -изотопный возраст ядра одного зерна составляет ≈ 1177 млн лет, а возраст его оболочки ≈ 892 млн (тоний/ранний неопротерозой Международной стратиграфической шкалы) (Маслов и др., 2012). Таким образом, в конце серебрянского времени в областях размыва присутствовали и комплексы пород мезопротерозойского возраста, однако точное положение их дискуссионно. К сожалению, по ряду причин эти работы не были продолжены, поэтому данных об изотопном возрасте обломочных цирконов каких-либо других свит венда Среднего Урала все еще нет.

Датирование цирконов вулканических туфов/пеплов

Цирконы вулканических туфов/пеплов широко используются в последние 25–30 лет для установления возраста осадочных последовательностей и событий криогения, эдиакария (Hoffmann et al., 2004; Condon et al., 2005; Knoll et al., 2006; Liu et al., 2009; Prave et al., 2016; Yang et al., 2017; Matthews et al., 2021; и др.) и ряда других систем. В 2002 г. в верхней части старопечнинской свиты в бассейне р. Сыльвица Д.В. Гражданкиным были обнаружены прослой вулканических туфов/пеплов. LA ICP-MS U-Pb-изотопное датирование выделенных из них

цирконов выполнено в Университете Флориды (США). Минимальный $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -изотопный возраст двух цирконов из исследованной популяции составил 561 ± 36 млн лет. Указанная датировка рассматривалась авторами публикации (Маслов и др., 2013) с учетом минералогических особенностей цирконов как наилучшая оценка возраста старопечнинской свиты.

В 2003 г. прослойки вулканических туфов, приуроченных к интервалам шоколадно-коричневых аргиллитов, были встречены среди отложений старопечнинской и перевалокской свит, а также нижней подсвиты чернокаменной свиты в бассейне р. Усьва (урочище Вилуха). Определение возраста цирконов из туфов в основании чернокаменной свиты было сделано с помощью SHRIMP II в ЦИИ ВСЕГЕИ. Положение шести фигуративных точек в координатах $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (верхнее пересечение дискордии с конкордией) дает возраст 557 ± 13 млн лет, а два “перекрывающихся” эллипса позволяют, по представлениям Ю.Л. Ронкина с соавторами (2006), вычислить конкордантное значение 557 ± 10 млн лет.

В 2009 г. вулканические туфы были обнаружены также в перевалокской свите сыльвицкой серии в скале Крутая Гора (бассейн р. Усьва). Для цирконов из них в Университете Флориды получен U-Pb-изотопный возраст 567 ± 4 млн лет (Гражданкин и др., 2011).

В 2016 г. в одной из придорожных выемок автотрассы Чусовой–Соликамск Н.Б. Кузнецовым и его коллегами среди доломитистых песчаников (по всей видимости, усть-сылвицкой свиты) были обнаружены несколько прослоев голубовато-серых пластичных песчаных глин/вулканических/пепловых туфов (Кузнецов и др., 2017). Из них выделено 15 кристаллов циркона с минимальным количеством дефектов. Они датированы в центре GEMOC (Австралия). Семь из 15 кристаллов имели нарушенную U-Th-Pb-изотопную систему. Три зерна характеризовались значениями возраста от 1284 до 1476 млн лет, остальные (дискордантность <15%) составили компактный кластер со средним значением возраста 564 ± 4 млн лет. Hf-изотопные характеристики ($\epsilon_{\text{Hf}} = -3.49 \dots -4.81$, $T_{\text{DM}}^{\text{C}} = 1.67\text{--}1.75$ млрд лет) и геохимические особенности этих цирконов, указывающие, что материнскими для них являлись породы с содержанием SiO_2 70–75 мас. %, позволили авторам названной работы предположить, что рассматриваемые туфы связаны с внутриплитным магматизмом (источники цирконов могли располагаться в пределах Волынской крупной магматической провинции), тогда как традиционно они считаются продуктами эруптивной деятельности на территории прилегающих геосинклинальных областей Тимана и Урала (Аксенов, Иголкина, 1969; Вендская система..., 1985; и др.).

Датирование магматических и вулканических ассоциаций

В середине 1980-х гг. Троицкий массив западного склона Среднего Урала рассматривался как реперный объект для датирования нижней границы верхнего венда (620 ± 15 млн лет) (Семихатов и др., 1991). Позднее корректность валовых Rb-Sr датировок карбонатизированных граносиенитов была поставлена под сомнение (Семихатов, 2000). На основании *in situ* U-Pb (SHRIMP) датирования цирконов из указанного массива Ю.Л. Ронкину с соавторами (2007) удалось показать, что в его эволюции можно наметить два возрастных рубежа. Возраст 671 ± 24 млн лет был интерпретирован как наиболее вероятный для становления массива. Примерно в это же время происходило формирование “оболочек” ядер цирконов. U-Pb возраст последних составляет 801 ± 53 млн лет. Эти исследования позволили обосновать довендский возраст граносиенитов Троицкого массива, что согласуется с геологическими наблюдениями.

В 2011 г. автором этих строк и коллегами из ГИН РАН выполнено опробование нескольких потоков пиллоу-лав щелочных базальтов, залегающих в нижней части танинской свиты на правом берегу р. Усьва в 6 км западнее устья руч. Компасечный и в 2.5 км к северу от устья руч. Бол. Побоиче. Выделенные из них цирконы датированы также в Университете Флориды. Наиболее молодой кластер из 13 фигуративных точек характеризуется конкордантным LA ICP-MS U-Pb-изотопным возрастом 598 ± 6 млн лет (Маслов и др., 2013). Эта датировка почти в точности соответствует возрасту границы рифея и венда (600 млн лет), принятому в Стратиграфическом кодексе России (2019) и в настоящее время. Однако правомерность ее в качестве таковой была подвергнута сомнению М.А. Семихатовым с соавторами (2015) (за неимением места мы не приводим здесь положенные в обоснование сказанного соображения). Позднее эти представления были сформулированы несколько по-иному еще раз: “Более молодой возраст имеет самая молодая популяция цирконов из щелочных базальтов танинской свиты, слагающей основание тиллито-вулканогенно-осадочной серебрянской серии на Среднем Урале (598 ± 6 млн лет...). Серебрянская свита традиционно рассматривалась как стратиграфический аналог нижнего венда... Однако на западной окраине Восточно-Европейской платформы мощный базальтовый покров (с возрастом 590–560 млн лет) перекрывает ледниковые отложения блоньской и глусской свит, слагающие лапландский горизонт. Вероятно, серебрянская серия представляет верхнюю часть лапландского горизонта и стратиграфически ближе к тиллитам Мортенсес и Гаскье. Различие в объеме вендских отложений на Южном и Среднем Урале объясняет-

ся сложным палеорельефом, возникшим на Приуральской окраине Восточно-Европейской платформы в раннем венде около 640 млн лет назад” (Зайцева и др., 2019, с. 93). По-видимому, точка в этой истории еще не поставлена.

В рассматриваемое нами время появилось также существенное число вендских датировок магматических и метаморфических комплексов западного склона Среднего Урала (Петров, 2015; см. также ссылки в этой работе). Так, для монцогаббро Кузьминского массива (по представлениям ряда авторов он прорывает керносскую свиту, а в конгломератах старопечнинской свиты есть гальки пород, похожих на слагающие его образования) Rb-Sr-изохронным методом получен возраст 608 ± 3 млн лет. Возраст трахибазальтов дворецкого комплекса, залегающего среди осадочных толщ керносской свиты (Водолазская и др., 2015), тем же методом определен как 559 ± 16 млн лет. U-Pb-изотопный возраст цирконов из метаморфизованных гранитов европейского комплекса, слагающих штоки и дайки среди метабазальтов и метаалевролитов колпаковской свиты (возраст колпаковской свиты в Объяснительной записке к листу О-40 – Пермь принят как верхний кембрий–средний ордовик в соответствии с легендой к уральской серии листов Госгеолкарты-1000/3 (Жданов, 2009)), варьирует от 581 ± 3 млн лет (метод Кобера) до 554 ± 4 млн лет (SHRIMP II). Дайка метаморфизованных гранитов, залегающая в северной части ареала распространения пород колпаковской свиты, содержит цирконы с возрастом 561 ± 8 млн лет (U-Pb метод, LA-ICP-MS). Возраст пород дунит-клинопироксенит-тылаитовой серии Конжаковского блока Кытлымского массива, установленный Sm-Nd-изохронным методом, составляет 551 ± 32 млн лет. Sm-Nd-изохронный возраст оливиновых габбро этого же массива равен 550 ± 25 млн лет. Оливиновые габбро Восточно-Княсьпинского массива имеют возраст (Sm-Nd изохрона) 542 ± 25 млн лет. Оливин-анортитовые габбро Кумбинского массива охарактеризованы Sm-Nd изохроной с возрастом 561 ± 28 млн лет. Гранатовые гнейсы белогорского комплекса в обрамлении Кытлымского массива имеют Sm-Nd-изохронный возраст 573 ± 46 млн лет, а амфиболиты – 574 ± 54 млн лет. Сказанное демонстрирует широкий спектр имевших место в венде на западном склоне Среднего Урала магматических и метаморфических событий, однако, к сожалению, для большинства из перечисленных объектов соотношения с осадочными последовательностями остаются неясными или в значительной степени дискуссионными.

Палеомагнитные исследования

Палеомагнитные исследования вендских отложений западного склона Среднего Урала в начале XXI в. были заметно менее масштабными, чем

те, что проводились на Южном Урале. В основном они затронули только чернокаменскую свиту (Федорова и др., 2014). Полученный для нее палеомагнитный полюс хорошо согласуется, по представлениям названных авторов, с полюсами осадочных пород венда Южного Урала и Юго-Восточного Беломорья. Не противоречит его положение и данным по вулканическим породам Южной Воьлыни. Все перечисленные объекты, расположенные внутри Восточно-Европейской платформы, в итоге образуют плотный кластер, для которого вычисленный средний полюс имеет координаты 25.5° с. ш. и 300.3° з. д. Считается, что указанный кластер “...из семи более или менее одновозрастных полюсов позволяет утверждать, что в конце венда Восточно-Европейская платформа находилась в приэкваториальных широтах Северного или Южного полушария” (Федорова и др., 2014, с. 77).

Исследования химического состава минералов тяжелой фракции

В отличие от вендских осадочных последовательностей западного склона Южного Урала подобных работ для западного склона Среднего Урала нам неизвестно, хотя, как показано в работе (Аблизин и др., 1982), на границе перевалокской и чернокаменской свит сылвицкой серии происходит резкое изменение состава минералов тяжелой фракции, а сам спектр таких минералов в породах серебрянской и сылвицкой серий весьма широк.

ВЫВОДЫ

Все сказанное позволяет сделать ряд выводов. В том, что касается “научного обобщения и интерпретации всех ранее полученных геологических, геофизических, геохимических и других материалов” у авторов Объяснительной записки к листу Госгеолкарты-1000/3 О-40 – Пермь получилось не все и не везде одинаково ровно, хотя параллельно на территории западного склона Среднего Урала широким фронтом были развернуты разнообразные тематические работы. Возможно, обобщение на 100% всей накопленной информации не являлось задачей авторов, но отметить кардинальные моменты (например, изотопный возраст цирконов из прослоев вулканических пеплов, присутствующих, по крайней мере, в трех свитах сылвицкой серии из четырех) им было вполне по силам. Хочется надеяться, что в будущем с развитием цифровых технологий у составителей подобных карт появится возможность создания общедоступных банков всей разнообразной геологической информации по той или иной территории, сопровождаемых краткими обзорами.

Понимание общего строения разрезов серебрянской и сылвицкой серий за почти 50 лет (или

даже более, если относить начало геолого-съемочных и геолого-поисковых работ к годам Великой Отечественной войны и работам на Среднем Урале Алмазной экспедиции ВСЕГЕИ, прошедших с первых публикаций Б.Д. Аблизина и его коллег) практически не претерпело существенных изменений. Пертурбации с койвинской свитой кардинально не меняют ситуацию. Первые попытки рассмотреть архитектуру осадочных последовательностей венда в рамках различных фациальных моделей и моделей эволюции осадочных бассейнов, сделанные в публикациях Н.М. Чумакова и автора этих строк, к сожалению, остались без какого-либо развития. Нет согласованных представлений у разных авторов и о принадлежности литостратиграфических единиц обеих серий к региональным ярусам венда Восточно-Европейской платформы. Следовательно, работы в этом направлении необходимо продолжить. Еще один важный и интересный вопрос касается того, к каким гляциальным эпизодам криогения (?) и эдиакария принадлежат три уровня тиллитовидных конгломератов западного склона Среднего Урала – только ли к ледниковому эпизоду Гаскье?

Исследования формационной природы отложений венда западного склона Среднего Урала, широко проводившиеся в последней четверти XX в., к концу столетия практически сошли на нет, как и большинство подобных работ по всей стране. В отсутствие очевидного запроса на них трудно ожидать возрождения такого рода исследований в ближайшем будущем.

Несомненно, интересной представляется точка зрения Г.А. Петрова о вендских магматических образованиях Кваркушско-Каменногорского антиклинория как продуктах косоугольной коллизии. Если это действительно так, то снимается противоречие между геологическими данными о формировании в венде–раннем кембрии аккреционно-коллизионного орогена и внутриплитными геохимическими характеристиками магматических пород названного временного интервала. Однако для верификации этих представлений исследования магматических комплексов западного склона Среднего Урала, несомненно, должны быть продолжены.

Успехи в изучении макрофауны венда в первое десятилетие XXI в. превзошли все возможные ожидания. Итогом их стала монография (Гражданкин и др., 2010), предисловие к которой написал академик Б.С. Соколов. На созданной основе можно вести целенаправленные и предельно детальные исследования, что, по-видимому, в какой-то мере и происходит.

В области исследования микрофоссилий, несомненно, нужны новые скрупулезные работы, ревизия всех имеющихся списков и сохранившихся (?) авторских коллекций. То, что переходит из публикации в публикацию, может и подтвердить и опро-

вергнуть любые представления о возрасте осадочных последовательностей венда Среднего Урала.

Литогеохимические исследования отложений венда западного склона Среднего Урала выполнены на сегодня, по всей видимости, практически в полном объеме (это утверждение справедливо, конечно, только в случае корректности использованной авторами аналитики).

Датирование обломочных цирконов, присутствующих в породах серебрянской и сылвицкой серий, можно считать находящимся в самом начале. Данных об их изотопном возрасте, полученных для пород танинской и керноской свит, явно недостаточно для создания общей картины эволюции источников кластики в конце позднего докембрия. Однако даже имеющиеся материалы позволяют считать, что в конце серебрянского времени (т. е. до смены общего направления привноса кластики с западного на восточное на границе перевалокской и чернокаменной свит) в области сноса были и породы мезопротерозойского возраста. Эта информация крайне интересна и нуждается в верификации более представительными данными.

Необходимо продолжить и датирование цирконов вулканических туфов/пеплов, присутствующих на многих уровнях среди отложений сылвицкой серии. Это же относится и к проблеме датирования разнообразных магматических и вулканических ассоциаций западного склона Среднего Урала.

Палеомагнитные исследования вряд ли в ближайшие годы будут так или иначе расширены. Рекогносцировочное изучение интервалов красных пород венда западного склона Среднего Урала, проведенные в конце первого десятилетия XXI в., ощутимых результатов не дало. Видимо, для возобновления таких работ должно пройти еще 20–30 лет, если не появится какая-либо заслуживающая особенного внимания гипотеза, проверить которую нужно немедленно и можно только здесь.

Исследования химического состава минералов тяжелой фракции имеют больше перспектив на получение интересных результатов. Для этого сейчас есть почти все условия, тем более что дипломированные специалисты-минералоги выпускаются кафедрой минералогии, петрографии и геохимии Уральского государственного горного университета каждый год.

Благодарности

Автор искренне признателен за помощь, полученную при подготовке этой работы со стороны Л.В. Бадицы, Н.Г. Воробьевой, Е.Ю. Голубковой, О.Ю. Мельничука, К.Е. Наговицина, В.Н. Подковырова и Е.Г. Раевской. Иллюстрации к статье выполнены Н.С. Глушковой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аблизин Б.Д., Ключина М.Л., Курбацкая Ф.А., Курбацкий А.М. (1982) Верхний рифей и венд западного склона Среднего Урала. М.: Наука, 140 с.
- Аксенов Е.М. (1985) Венд Восточно-Европейской платформы. *Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы.* М.: Наука, 3-34.
- Аксенов Е.М., Иголкина И.С. (1969) О выделении редкинской свиты валдайской серии на севере Русской платформы. *Изв. вузов. Геол. и разведка*, (8), 22-25.
- Беккер Ю.Р. (1977) Первые палеонтологические находки в рифее Урала. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, (3), 90-100.
- Беккер Ю.Р. (1980) Новое местонахождение фауны эдиакарского типа на Урале. *Докл. АН СССР*, **254**(2), 480-482.
- Беккер Ю.Р. (1985) Metazoa из венда Урала. *Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 1. Палеонтология.* М.: Наука, 107-112.
- Беккер Ю.Р. (1988) Молассы докембрия. Л.: Недра, 288 с.
- Бобков Н.И. (2017) Экологический оптимум и толерантность организмов эдиакарского типа (на примере чернокаменской свиты верхнего венда Среднего Урала). *МНСК-2017: Геология.* Мат-лы 55-й Междунар. науч. студ. конф. Новосибирск: НГУ, 26.
- Варганов В.Г. (1998) Геологический возраст эдиакарской фауны из Австралии. *Палеогеография венда-раннего палеозоя (ПВРП-96).* Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 191-203.
- Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. (1985) (Отв. ред. Б.С. Соколов, М.А. Федонкин). Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы. М.: Наука, 237 с.
- Водолазская В.П., Тетерин И.П., Кириллов В.А., Лукьянова Л.И., Петров Г.А., Стефановский В.В., Морозов Г.Г., Жданов А.В., Жиганов А.В., Стряпунина Е.В., Еськин А.Г., Петрова Т.А., Вербицкий И.В., Вербицкая Н.В. (2015) Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Сер. Уральская. Л. О-40 – Пермь. Объяснительная записка. СПб.: Картограф. фабрика ВСЕГЕИ, 497 с.
- Геологический словарь (2011). В 3 т. Изд. 3-е, перераб. и доп. (Гл. ред. О.В. Петров). СПб.: ВСЕГЕИ. Т. 2. К–П. 480 с.
- Гражданкин Д.В., Марусин В.В., Меерт Дж, Крупенин М.Т., Маслов А.В. (2011) Котлинский горизонт на Южном Урале. *Докл. АН*, **440**(2), 201-206.
- Гражданкин Д.В., Маслов А.В. (2015) Место венда в международной стратиграфической шкале. *Геология и геофизика*, **56**(4), 703-717. <https://doi.org/10.15372/GiG20150406>
- Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л. (2010) Осадочные системы сыльвицкой серии (верхний венд Среднего Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 280 с.
- Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Мاستилл Т.М.Р., Крупенин М.Т. (2005) Беломорская биота эдиакарского типа на Среднем Урале. *Докл. АН*, **401**(6), 784-788.
- Гражданкин Д.В., Наговицин К.Е., Маслов А.В. (2007) Миаохенская экологическая ассоциация позднего венда Восточно-Европейской платформы. *Докл. АН*, **417**(1), 73-78.
- Десяткин В.Д., Колесников А.В., Римский А.А., Сысоева А.О., Терехова В.А., Кузнецов Н.Б., Шацилло А.В., Латышева И.В., Романюк Т.В., Федонкин М.А. (2021) Палеопаспихниды из чернокаменской свиты верхнего венда Среднего Урала (Пермский край). *Докл. АН*, **499**(2), 138-143. <https://doi.org/10.31857/S2686739721080041>
- Жданов А.В. (2009) Легенда Уральской серии листов Госгеолкарты-1000/3 (актуализированная версия). СПб.: ВСЕГЕИ, 380 с.
- Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Горожанин В.М., Горохов И.М., Ивановская Т.А., Константинова Г.В. (2019) Основание венда на Южном Урале: Rb–Sr возраст глауконитов бакеевской свиты. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **27**(5), 82-96. <https://doi.org/10.31857/S0869-592X27582-96>
- Ибламинов Р.Г., Курбацкая Ф.А., Лебедев Г.В. (1996а) Металлогения рифея и венда западного склона Северного и Среднего Урала. *Геология и минерагения докембрия Северо-Востока Европейской платформы и Севера Урала.* Сыктывкар: Геопринт, 76-77.
- Ибламинов Р.Г., Курбацкая Ф.А., Лебедев Г.В. (1996б) Металлогения венда-раннего палеозоя западного склона Среднего и Северного Урала. *Палеогеография венда-раннего палеозоя (ПВРП-96).* Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 70-73.
- Иванцов А.Ю., Разумовский А.А., Закревская М.А. (2018) Макрофоссилии верхнего венда Восточной Европы. Средний и Южный Урал. М.: ПИН РАН, 190 с.
- Ибламинов Р.Г., Лебедев Г.В. (2001) Магматические ассоциации и формации западного склона Среднего и Северного Урала. *Вестн. Перм. гос. ун-та. Геология*, (3), 13-44.
- Ключина М.Л. (1963) К стратиграфии верхней части ашинской свиты Среднего Урала по данным литологического изучения. *Стратиграфия и фауна палеозоя Урала.* Сборник по вопросам стратиграфии. Вып. 7. Свердловск: УФАН СССР, 31-51.
- Ключина М.Л. (1982) Этапы осадконакопления докембрийской и раннепалеозойской истории Урала. *Стратиграфия и литология докембрийских и раннепалеозойских отложений Урала.* Свердловск: УНЦ АН СССР, 9-22.
- Ключина М.Л. (1991) Вендская система Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 60 с.
- Ключина М.Л., Курбацкая Ф.А. (1970) Состав и условия образования ашинской серии Среднего Урала. *Литология и полез. ископаемые*, (3), 74-86.
- Колесников А.В., Гражданкин Д.В., Маслов А.В. (2012) Арумбериформные текстуры в верхнем венде Урала. *Докл. АН*, **447**(1), 66-72.
- Коротков И.В., Гай В.В., Рыбьякова Н.М., Смирнов В.А., Баранов А.В., Пермьяков В.И., Спешкова Т.Н., Маковой М.Ф., Александров И.А. (2013) Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Изд. 2-е. Сер. Пермская. Л. О-40-V (Усть-Тылай). Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 210 с.
- 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), 127-139.
- Кривошеев В.И., Поленов Ю.А. (2001) Бесскелетная фа-

- уна сыльвицкой серии Среднего Урала. *Эволюция жизни на Земле*. Мат-лы II Междунар. симп. Томск: Изд-во науч.-техн. лит., 148-150.
- Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Крупенин М.Т., Романюк Т.В., Маслов А.В. (2017) Результаты геохронологического и изотопно-геохимического изучения циркона из туфов сыльвицкой серии (западный склон Среднего Урала): к происхождению пепловых прослоев в вендских толщах Восточно-Европейской платформы. *Докл. АН*, **473**(3), 341-345.
- Курбацкая Ф.А. (1986) О строении и развитии зоны сочленения западного Урала и Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии. *Докембрийские вулканогенно-осадочные комплексы Урала*. Свердловск: УНЦ РАН, 50-59.
- Курбацкая Ф.А. (1995) Магматизм, метаморфизм и металлогения ранневендского интракратонного рифта на Урале. *Магматизм и геодинамика*. Мат-лы I Всерос. петрограф. совещ., (1), Уфа: УНЦ РАН, 116-117.
- Курбацкая Ф.А. (2004) Поздневендская флишоидно-малоосидная формация Западного Урала. *Вестн. Перм. госун-та. Геология*, (3), 9-12.
- Маслов А.В. (2000) Некоторые особенности ранневендской седиментации на Южном и Среднем Урале. *Литология и полез. ископаемые*, (6), 624-639.
- Маслов А.В. (2020а) Категории водосборов-источников тонкой алюмосиликокластики для отложений серебрянской и сыльвицкой серий венда (Средний Урал). *Литосфера*, **20**(6), 751-770. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-6-751-770>
- Маслов А.В. (2020б) Литогеохимия глинистых пород и вулканических туфов в разрезах венда западного склона Среднего Урала: черты сходства и различия. *Вестн. Санкт-Петербургского ун-та. Науки о Земле*, **65**(3), 577-599. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2020.309>
- Маслов А.В. (2021) Вулканические туфы, красноцветные и обычно окрашенные глинистые породы в разрезах верхнего рифея и венда Среднего и Южного Урала: сравнение литогеохимических характеристик. *Литология и полез. ископаемые*, (2), 122-143. <https://doi.org/10.31857/S0024497X2102004X>
- Маслов А.В. (2022) Венд Южного Урала: обзор исследований начала XXI в. *Литосфера*, **22**(4), 409-431. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-4-409-431>
- Маслов А.В., Вовна Г.М., Киселев В.И., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л. (2011а) Первые результаты U-Pb датирования обломочных цирконов из отложений серебрянской серии (верхний протерозой, Средний Урал). *Докл. АН*, **439**(3), 359-364.
- Маслов А.В., Вовна Г.М., Киселев В.И., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т. (2012) U-Pb-систематика обломочных цирконов из отложений серебрянской серии Среднего Урала. *Литология и полез. ископаемые*, (2), 180-196.
- Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Ронкин Ю.Л., Мизенс Г.А., Матуков Д.И., Крупенин М.Т., Петров Г.А., Корнилова А.Ю., Лепихина О.П., Попова О.Ю. (2006) Пепловые туфы в отложениях сыльвицкой серии верхнего венда (Кваркушско-Каменногорский мегантиклинорий, Средний Урал). *Литосфера*, (3), 45-70.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т., Киселева Д.В. (2011б) Литогеохимия тонкозернистых алюмосиликокластических пород серебрянской серии венда Среднего Урала. *Геохимия*, (10), 1032-1062.
- Маслов А.В., Меерт Дж., Левашова Н.М., Ронкин Ю.Л., Гражданкин Д.В., Кузнецов Н.Б., Крупенин М.Т., Федорова Н.М., Ипатьева И.С. (2013) Новые данные о возрасте ледниковых отложений венда Среднего Урала. *Докл. АН*, **449**(3), 322-327.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н. (2017) Вариации величины Th/U в глинистых породах венда северо-востока Восточно-Европейской платформы, Среднего и Южного Урала как отражение редокс-статуса бассейнов осадконакопления. *Литосфера*, **17**(6), 23-39. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2017-4-023-039>
- Методическое руководство по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение) (2009). СПб.: ВСЕГЕИ, 288 с.
- Михайлова Н.С., Подковыров В.Н. (1992) Новые данные по органостенным микрофоссилиям верхнего докембрия Урала. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, (10), 11-123.
- Петров Г.А. (2013) Проявление тектонической обстановки скольжения плит в фанерозойской истории Среднего Урала: постановка проблем и некоторые направления исследования. *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 160, 56-61.
- Петров Г.А. (2015) Кваркушско-Каменногорский антиклинорий – фрагмент позднепротерозойской рифтогенной континентальной окраины. *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 162, 127-131.
- Петров О.В., Зубова Т.Н., Вербицкий В.Р. (2016) Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000. *Регион. геология и металлогения*, (67), 19-33.
- Постникова И.Е. (1977) Верхний докембрий Русской плиты и его нефтеносность. М.: Недра, 222 с.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- Ронкин Ю.Л., Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Мизенс Г.А., Матуков Д.И., Крупенин М.Т., Петров Г.А., Лепихина О.П., Корнилова А.Ю. (2006) U-Pb (SHRIMP II) возраст цирконов из пепловых туфов чернокаменной свиты сыльвицкой серии венда (Средний Урал). *Докл. АН*, **411**(3), 354-359.
- Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Петров Г.А., Матуков Д.И., Суслов С.Б., Синдерн С., Крамм У., Лепихина О.П. (2007) In situ U-Pb (SHRIMP) датирование цирконов граносенитов Троицкого массива (Кваркушско-Каменногорский мегантиклинорий, Средний Урал). *Докл. АН*, **412**(1), 87-92.
- Семихатов М.А. (2000) Уточнение оценок изотопного возраста нижних границ верхнего рифея, венда, верхнего венда и кембрия. *Дополнения к стратиграфическому кодексу России*. СПб.: ВСЕГЕИ, 95-107.
- Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Чумаков Н.М. (2015) Изотопный возраст границ общих стратиграфических подразделений верхнего протерозоя (рифея и венда) России: эволюция взглядов и современная оценка. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **23**(6), 16-27.
- Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М., Беккер Ю.Р., Бибикина Е.В., Дук В.Л., Есипчук К.Е.,

- Карсаков Л.П., Киселев В.В., Козлов В.И., Лобач-Жученко С.Б., Негруца В.З., Робонен В.И., Сезько А.И., Филатова Л.И., Хоментовский В.В., Шемякин В.М., Шульдинер В.И. (1991) Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, (4), 3-13.
- Созонов Н.Г., Бобков Н.И. (2019а) Анализ пространственного распределения *Dickinsonia minima* из Среднего Урала. *МНСК-2019. Биология*. Мат-лы 57-й Междунар. науч. студ. конф. Новосибирск: НГУ, 32.
- Созонов Н.Г., Бобков Н.И. (2019б) Популяционная палеоэкология *Dickinsonia minima* Sprigg из верхнего венда Среднего Урала. *МНСК-2019. Геология*. Мат-лы 57-й Междунар. науч. студ. конф. Новосибирск: НГУ, 36.
- Сочава А.В. (1996) Петрохимия вендских терригенных отложений Русской платформы и ее складчатого обрамления. *Палеогеография венда-раннего палеозоя (ПВРП-96)*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 146-149.
- Стратиграфический кодекс России. (2019) (Сост. А.И. Жамойда и др.) Изд. 3-е, испр. и доп. СПб.: ВСЕГЕИ, 96 с.
- Суслов С.Б., Зорин В.Н., Кинев А.Н., Рыжов А.А., Шевченко В.И., Фролова И.А., Манькова Т.В., Вахова Т.В. (2002) Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Изд. 2-е. Сер. Пермская. Л. О-40-XVII (Горнозаводск). Объяснительная записка. Пермь: Геокарта, 172 с.
- Федорова Н.М., Левашова Н.М., Меерт Дж.Дж. (Meert J.G.), Маслов А.В., Крупенин М.Т. (2014) Новые палеомагнитные данные для Восточно-Европейской платформы по верхневендским отложениям западного склона Среднего Урала. *Докл. АН*, **456**(1), 77-81. <https://doi.org/10.7868/S0869565214130179>
- Чумаков Н.М. (2004) Ледниковый и безледниковый климат в докембрии. *Климат в эпохи крупных биосферных перестроек*. (Гл. ред. Ю.Г. Леонов). М.: Наука, 259-270.
- Чумаков Н.М., Сергеев В.Н. (2004) Проблема климатической зональности в позднем докембрии. Климат и биосферные события. *Климат в эпохи крупных биосферных перестроек*. (Гл. ред. Ю.Г. Леонов). М.: Наука, 271-289.
- Condon D., Zhu M., Bowring S., Wang W., Yang A., Jin Y. (2005) U-Pb ages from the Neoproterozoic Doushantuo Formation, China. *Science*, **308**, 95-98. <https://doi.org/10.1126/science.1107765>
- Hoffmann K.-H., Condon D.J., Bowring S.A., Crowley J.L. (2004) A U-Pb zircon age from the Neoproterozoic Ghaub Formation, Namibia: Constraints on Marinoan glaciation. *Geology*, **32**, 817-820. <https://doi.org/10.1130/G20519.1>
- Knoll A.H., Walter M.R., Narbonne G.M., Christie-Blick N. (2006) The Ediacaran Period: a new addition to the geologic time scale. *Lethaia*, **39**, 13-30. <https://doi.org/10.1080/00241160500409223>
- Liu P., Yin C., Gao L., Tang F., Chen S. (2009) New material of microfossils from the Ediacaran Doushantuo Formation in the Zhangcunping area, Yichang, Hubei Province and its zircon SHRIMP U-Pb age. *Chin. Sci. Bull.*, **54**, 1058-1064. <https://doi.org/10.1007/s11434-008-0589-6>
- Matthews J.J., Liu A.G., Yang C., McIlroy D., Levell B., Condon D.J. (2021) A chronostratigraphic framework for the rise of the Ediacaran macrobiota: new constraints from Mistaken Point Ecological Reserve, Newfoundland. *GSA Bull.*, **133**(3-4), 612-624. <https://doi.org/10.1130/B35646.1>
- Mitchell E.G., Bobkov N., Bykova N., Dhungana A., Kolesnikov A.V., Hogarth I.R.P., Liu A.G., Mustill T.M.R., Sozonov N., Rogov V.I., Xiao S., Grazhdankin D.V. (2020) The influence of environmental setting on the community ecology of Ediacaran organisms. *Interface Focus*, **10**, 20190109. <http://doi.org/10.1098/rsfs.2019.0109>
- Prave A.R., Condon D.J., Hoffmann K.H., Tapster S., Fallick A.E. (2016) Duration and nature of the end-Cryogenian (Marinoan) glaciations. *Geology*, **44**(8), 631-634. <https://doi.org/10.1130/G38089.1>
- Sozonov N.G., Bobkov N.I., Mitchell E.G., Kolesnikov A.V., Grazhdankin D.V. (2019) The ecology of *Dickinsonia* on tidal flats. *Estudios Geológicos*, **75**(2), e116. <https://doi.org/10.3989/egool.43587.571>
- Yang C., Li X.H., Zhu M., Condon D.J. (2017) SIMS U-Pb zircon geochronological constraints on upper Ediacaran stratigraphic correlations, South China. *Geol. Mag.*, **154**, 1202-1216. <https://doi.org/10.1017/S0016756816001102>

REFERENCES

- Ablizin B.D., Klyuzhina M.L., Kurbatskaya F.A., Kurbatsky A.M. (1982) Upper Riphean and Vendian of the western slope of the Middle Urals. Moscow, Nauka Publ., 140 p. (In Russ.)
- Aksenov E.M. (1985) Vendian of the East European Platform. *Vendian system. Historical-geological and paleontological substantiation. V. 2. Stratigraphy and geological processes*. Moscow, Nauka Publ., 3-34. (In Russ.)
- Aksenov E.M., Igolkina I.S. (1969) About the identification of the Redkin Formation of the Valdai Series in the north of the Russian Platform. *Izv. Vyssh. Uchebn. Zaved. Geol. i Razvedka*, (8), 22-25. (In Russ.)
- Becker Yu.R. (1977) First paleontological finds in the Riphean Urals. *Izv. AN SSSR. Ser. geol.*, (3), 90-100. (In Russ.)
- Becker Yu.R. (1980) A new locality of the Ediacaran fauna in the Urals. *Dokl. AN SSSR*, **254**(2), 480-482. (In Russ.)
- Becker Yu.R. (1985) Metazoa from the Vendian of the Urals. *Vendian system. Historical-geological and paleontological substantiation. V. 1. Paleontology*. Moscow, Nauka Publ., 107-112. (In Russ.)
- Becker Yu.R. (1988) Precambrian molasses. Leningrad, Nedra Publ., 288 p. (In Russ.)
- Bobkov N.I. (2017) Ecological optimum and tolerance of organisms of the Ediacaran type (on the example of the Chernyi Kamen Formation of the Upper Vendian of the Middle Urals). *MNSK-2017: Geolog. Materials of the 55th Int. sci. student. conf. Novosibirsk, NGU*, 26. (In Russ.)
- Chumakov N.M. (2004) Glacial and non-glacial climate in the Precambrian. *Climate in the of epochs of major biospheric transformations*. (Ed. Yu.G. Leonov). Moscow, Nauka Publ., 259-270. (In Russ.)
- Chumakov N.M., Sergeev V.N. (2004) The problem of climatic zoning in the Late Precambrian. Climate and biospheric events. *Climate in the of epochs of major biospheric transformations*. (Ed. Yu.G. Leonov). Moscow, Nauka Publ., 271-289. (In Russ.)
- Condon D., Zhu M., Bowring S., Wang W., Yang A., Jin Y. (2005) U-Pb ages from the Neoproterozoic Doushan-

- tu Formation, China. *Science*, **308**, 95-98. <https://doi.org/10.1126/science.1107765>
- Desyatkin V.D., Kolesnikov A.V., Rimsky A.A., Sysoeva A.O., Terekhova V.A., Kuznetsov N.B., Shazillo A.V., Latysheva I.V., Romanyuk T.V., Fedonkin M.A. (2021) Palaeopascichnids from the Upper Vendian Chernyi Kamen Formation of the Middle Urals (Perm region). *Dokl. Earth Sci.*, **499**(2), 643-647 (translated from *Dokl. RAN.*, **499**(2), 138-143). <https://doi.org/10.1134/S1028334X21080043>
- Fedorova N.M., Levashova N.M., Meert J.G., Maslov A.V., Krupenin M.T. (2014) New paleomagnetic data on Baltica based on Upper Ediacaran deposits on the western slope of the Middle Urals. *Dokl. Earth Sci.*, **456**(1), 512-516 (translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **456**(1), 77-81). <https://doi.org/10.1134/S1028334X14050134>
- Geological Dictionary. (2011) In 3 volumes. Ed. by O.V. Petrov. St.Petersburg, VSEGEI. V. 2. K–P, 480 p. (In Russ.)
- Grazhdankin D.V., Marusin V.V., Meert J., Krupenin M.T., Maslov A.V. (2011) Kotlin regional stage in the South Urals. *Dokl. Earth Sci.*, **440**(1), 1222-1226 (translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **440**(2), 201-206). <https://doi.org/10.1134/S1028334X11090170>
- Grazhdankin D.V., Maslov A.V. (2015) The room for the Vendian in the International Chronostratigraphic Chart. *Russ. Geol. Geophys.* **56**, 549-559 (translated from *Geol. Geofiz.*, **56**(4), 703-717). <http://doi.org/10.1016/j.rgg.2015.03.007>
- Grazhdankin D.V., Maslov A.V., Krupenin M.T., Ronkin Yu.L. (2010) Sedimentary systems of the Sylvitisa Series (Upper Vendian of the Middle Urals). Ekaterinburg, UB RAS, 280 p. (In Russ.)
- Grazhdankin D.V., Maslov A.V., Mastill T.M.R., Krupenin M.T. (2005) The Ediacaran White Sea biota in the Central Ural. *Dokl. Earth Sci.*, **401**(3), 382-385 (translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **401**(6), 784-788).
- Grazhdankin D.V., Nagovitsin K.E., Maslov A.V. (2007) Late Vendian Miaohé-type ecological assemblage of the East European platform. *Dokl. Earth Sci.*, **417**(1), 1183-1187 (translated from *Dokl. AN.*, **417**(1), 73-78). <https://doi.org/10.1134/S1028334X07080107>
- Guidelines for the compilation and preparation for publication of sheets of the State Geological Map of the Russian Federation at a scale of 1 : 1 000 000 (third generation). (2009) St.Petersburg, VSEGEI Publ., 288 p. (In Russ.)
- Hoffmann K.-H., Condon D.J., Bowring S.A., Crowley J.L. (2004) A U-Pb zircon age from the Neoproterozoic Ghaub Formation, Namibia: Constraints on Marinoan glaciation. *Geology*, **32**, 817-820. <https://doi.org/10.1130/G20519.1>
- Iblaminov R.G., Kurbatskaya F.A., Lebedev G.V. (1996a) Riphean and Vendian metallogeny of the western slope of the Northern and Middle Urals. *Geology and mineralogy of the Precambrian of the northeast of the European Platform and the north of the Urals*. Syktyvkar, Geoprint Publ., 76-77. (In Russ.)
- Iblaminov R.G., Kurbatskaya F.A., Lebedev G.V. (1996b) Vendian-Early Paleozoic metallogeny of the western slope of the Middle and Northern Urals. *Paleogeography of the Vendian–Early Paleozoic (PVRP-96)*. Ekaterinburg, IGG UB RAS, 70-73. (In Russ.)
- Iblaminov R.G., Lebedev G.V. (2001) Igneous associations and formations of the western slope of the Middle and Northern Urals. *Vestn. Perm. Gos. Un-ta. Geologiya*, (3), 13-44. (In Russ.)
- Ivantsov A.Yu., Razumovsky A.A., Zakrevskaya M.A. (2018) Upper Vendian macrofossils of Eastern Europe. Middle and South Urals. Moscow, Paleontological Institute, RAN, 190 p. (In Russ.)
- Klyuzhina M.L. (1963) On the stratigraphy of the upper part of the Asha Formation of the Middle Urals according to lithological data. *Stratigraphy and fauna of the Paleozoic of the Urals*. Collection on questions of stratigraphy. Iss. 7. Sverdlovsk, UFAN USSR, 31-51. (In Russ.)
- Klyuzhina M.L. (1982) Stages of sedimentation in the Precambrian and Early Paleozoic history of the Urals. *Stratigraphy and lithology of the Precambrian and Early Paleozoic deposits of the Urals*. Sverdlovsk, USC AN USSR, 9-22. (In Russ.)
- Klyuzhina M.L. (1991) Vendian system of the Urals. Sverdlovsk, UrO AN SSSR, 60 p. (In Russ.)
- Klyuzhina M.L., Kurbatskaya F.A. (1970) Composition and formation conditions of the Asha Series in the Middle Urals. *Litol. Polezn. Iskop.* (3), 74-86. (In Russ.)
- Knoll A.H., Walter M.R., Narbonne G.M., Christie-Blick N. (2006) The Ediacaran Period: a new addition to the geologic time scale. *Lethaia*, **39**, 13-30. <https://doi.org/10.1080/00241160500409223>
- Kolesnikov A.V., Grazhdankin D.V., Maslov A.V. (2012) Arumberia-type structures in the Upper Vendian of the Urals. *Dokl. Earth Sci.*, **447**(1), 1233-1239 (translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **447**(1), 66-72). <https://doi.org/10.1134/S1028334X12110013>
- Korotkov I.V., Gai V.V., Ryb'yakova N.M., Smirnov V.A., Baranov A.V., Permyakov V.I., Speshkova T.N., Makeyeva M.F., Alexandrov I.A. (2013) State Geological Map of the Russian Federation, scale 1 : 200 000. Second ed. Perm series. Sheet O-40-V (Ust'-Tylai). Explanatory letter. Moscow, VSEGEI Publ., 210 p. (In Russ.)
- Krasnobayev A.A., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Sergeeva N.D., Busharina S.V. (2012) New data about Arshinian volcanites zircon geochronology. *Lithosphere (Russia)*, (4), 127-139. (In Russ.)
- Krivosheev V.I., Polenov Yu.A. (2001) Non-skeletal fauna of the Sylvitsky series of the Middle Urals. *The evolution of life on earth*. Materials II Int. symposium. Tomsk, Nauch.-tekhn. lit., Publ., 148-150. (In Russ.)
- Kurbatskaya F.A. (1986) On the structure and development of the junction zone of the Western Urals and the East European Platform in the Late Precambrian. *Precambrian volcanogenic-sedimentary complexes of the Urals*. Sverdlovsk, USC RAS, 50-59. (In Russ.)
- Kurbatskaya F.A. (1995) Magmatism, metamorphism and metallogeny of the Early Vendian intracratonic rift in the Urals. *Magmatism and geodynamics*. Materials of the 1st All-Russ. petrographer. meeting, (1). Ufa, USC RAS, 116-117. (In Russ.)
- Kurbatskaya F.A. (2004) Late Vendian flyschoid-molassoid formation of the Western Urals. *Vestn. Perm. Gos. Un-ta. Geologiya*, (3), 9-12. (In Russ.)
- Kuznetsov N.B., Belousova E.A., Krupenin M.T., Romanyuk T.V., Maslov A.V. (2017) The results of geochronological and isotope-geochemical study of zircons from tuff of the Sylvitisa Group (Western slope of the Middle Urals): the origin of ash layers in Vendian rocks of the East European Platform. *Dokl. Earth Sci.*, **473**(1), 359-362 (translated from *Dokl. AN.*, **473**(3), 341-345).

- <https://doi.org/10.1134/S1028334X17030254>
- Liu P., Yin C., Gao L., Tang F., Chen S. (2009) New material of microfossils from the Ediacaran Doushantuo Formation in the Zhangcunping area, Yichang, Hubei Province and its zircon SHRIMP U-Pb age. *Chin. Sci. Bull.*, **54**, 1058-1064. <https://doi.org/10.1007/s11434-008-0589-6>
- Maslov A.V. (2000) Some Specific Features of Early Vendian Sedimentation in the Southern and Middle Urals. *Lithol. Miner. Resour.*, **35**(6), 556-570 (translated from *Litol. Polezn. Iskop.*, (6), 624-639).
- Maslov A.V. (2020a) Categories of Vendian catchments – sources of fine-grained aluminosiliciclastic materials for the Serebryanka and Sylvitsa group deposits (Middle Urals). *Lithosphere (Russia)*, **20**(6), 751-770. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-6-751-770>
- Maslov A.V. (2020b) Lithochemochemistry of clayey rocks and volcanic tuffs in the Vendian succession of the western slope of the Middle Urals: Similarities and differences. *Vestn. SPB Un-ta. Nauki o Zemle*, **65**(3), 576-599. (In Russ.) <https://doi.org/10.21638/spbu07.2020.309>
- Maslov A.V. (2021) Volcanic Tuffs, Red- and Usual-Colored Clayey Rocks in Upper Riphean–Vendian Deposits in the Middle and Southern Urals: Comparison of Lithochemical Characteristics. *Lithol. Miner. Resour.*, **56**(2), 132-151 (translated from *Litol. Polezn. Iskop.*, (2), 122-143). <https://doi.org/10.1134/S0024490221020048>
- Maslov A.V. (2022) Vendian of the Southern Urals: a review of research at the beginning of the 21st century. *Lithosphere (Russia)*, **22**(4), 409-431. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-4-409-431>
- Maslov A.V., Grazhdankin D.V., Ronkin Yu.L., Mizens G.A., Matukov D.I., Krupenin M.T., Petrov G.A., Kornilova A.Yu., Presnyakov S.L., Lepikhina O.P., Popova O.Yu. (2006) Ash tuffs from Upper Vendian Sylvitsa Group deposits (Kvarkush-Kamennogorsk Meganticlinorium, Middle Urals). *Lithosphere (Russia)*, (3), 45-70. (In Russ.)
- Maslov A.V., Krupenin M.T., Kiseleva D.V. (2011b) Lithochemochemistry of the Fine-Grained Siliciclastic Rocks of the Vendian Serebryanka Group of the Central Urals. *Geochemistry Int.*, **49**(10), 974-1001 (translated from *Geokhimiya*, (10), 1032-1062). <https://doi.org/10.1134/S0016702911080040>
- Maslov A.V., Meert J., Levashova N.M., Ronkin Yu.L., Grazhdankin D.V., Kuznetsov N.B., Krupenin M.T., Fedorova N.M., Ipatieva I.S. (2013) New constraints for the age of Vendian glacial deposits (Central Urals). *Dokl. Earth Sci.*, **449**(1), 303-308 (translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **449**(3), 322-327). <https://doi.org/10.1134/S1028334X13030203>
- Maslov A.V., Podkovyrov V.N. (2017) Variations of Th/U values in Vendian clayey rocks of north-east East-European Platform and Middle and Southern Urals as reflection redox status of sedimentary basins. *Lithosphere (Russia)*, **17**(6), 23-39. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2017-4-023-039>
- Maslov A.V., Vovna G.M., Kiselev V.I., Krupenin M.T., Ronkin Yu.L. (2011a) First U-Pb Dates for Detrital Zircons from Deposits of Serebryanka Group (Upper Proterozoic, Middle Urals). *Dokl. Earth Sci.*, **439**(1), 933-938 (translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **439**(3), 359-364). <https://doi.org/10.1134/S1028334X11070257>
- Maslov A.V., Vovna G.M., Kiselev V.I., Ronkin Yu.L., Krupenin M.T. (2012) U–Pb Systematics of Detrital Zircons from the Serebryanka Group of the Central Urals. *Lithol. Miner. Resour.*, **47**(2), 160-176 (translated from *Litol. Polezn. Iskop.*, (2), 180-196). <https://doi.org/10.1134/S0024490212020046>
- Matthews J.J., Liu A.G., Yang C., McIlroy D., Levell B., Condon D.J. (2021) A chronostratigraphic framework for the rise of the Ediacaran macrobiota: new constraints from Mistaken Point Ecological Reserve, Newfoundland. *GSA Bull.*, **133**(3-4), 612-624. <https://doi.org/10.1130/B35646.1>
- Mikhailova N.S., Podkovyrov V.N. (1992) New data on organ-walled microfossils of the Upper Precambrian of the Urals. *Izv. AN SSSR. Ser. geol.*, (10), 11-123. (In Russ.)
- Mitchell E.G., Bobkov N., Bykova N., Dhungana A., Kolesnikov A.V., Hogarth I.R.P., Liu A.G., Mustill T.M.R., Sozonov N., Rogov V.I., Xiao S., Grazhdankin D.V. (2020) The influence of environmental setting on the community ecology of Ediacaran organisms. *Interface Focus*, **10**, 20190109. <http://doi.org/10.1098/rsfs.2019.0109>
- Petrov G.A. (2013) Manifestation of the tectonic setting of plate sliding in the Phanerozoic history of the Middle Urals: problem statement and some areas of research. *Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 160, 56-61. (In Russ.)
- Petrov G.A. (2015) The Kvarkush-Kamenogorsk anticlinorium is a fragment of the Late Proterozoic riftogenic continental margin. *Tr. IGG UrO RAN*, vyp., 162. 127-131. (In Russ.)
- Petrov O.V., Zubova T.N., Verbitskii V.R. (2016) State Geological Map of the Russian Federation, scale 1 : 1 000 000. *Region. Geol. Metallogeniya*, (67), 19-33. (In Russ.)
- Postnikova I.E. (1977) Upper Precambrian of the Russian Plate and its oil content. Moscow, Nedra Publ., 222 p. (In Russ.)
- Prave A.R., Condon D.J., Hoffmann K.H., Tapster S., Fallick A.E. (2016) Duration and nature of the end-Cryogenian (Marinoan) glaciations. *Geology*, **44**(8), 631-634. <https://doi.org/10.1130/G38089.1>
- Puchkov V.N. (2010) Geology of the Urals and Cis-Urals (actual problems of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny). Ufa, DizaynPoligrafServis Publ., 280 p. (In Russ.)
- Ronkin Yu.L., Grazhdankin D.V., Maslov A.V., Mizens G.A., Matukov D.I., Krupenin M.T., Petrov G.A., Lepikhina O.P., Kornilova A.Yu. (2006) U-Pb (SHRIMP II) age of zircons from ash tuffs of the Upper Vendian Chernyi Kamen Formation (Sylvitsa Group, Middle Urals). *Dokl. Akad. Nauk*, **411**(3), 354-359. (In Russ.)
- Ronkin Y.L., Maslov A.V., Petrov G.A., Matukov D.I., Sulslov S.B., Sindern S., Kramm U., Lepikhina O.P. (2007) In situ U-Pb (SHRIMP) dating of zircons from granosyenite of the Troitsk pluton, Kvarkush-Kamennogorsk anticlinorium, Central Urals. *Dokl. Akad. Nauk*, **412**(1), 11-16. (In Russ.)
- Semikhatov M.A. (2000) Refinement of isotopic age estimates for the lower boundaries of the Upper Riphean, Vendian, Upper Vendian, and Cambrian. Additions to the Stratigraphic Code of Russia. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 95-107. (In Russ.)
- Semikhatov M.A., Kuznetsov A.B., Chumakov N.M. (2015) Isotope age of boundaries between the general stratigraphic subdivisions of the Upper Proterozoic (Riphean and Vendian) in Russia: the evolution of opinions and the

- current estimate. *Stratigr. Geol. Correl.*, **23**(6), 568-579 (translated from *Stratigr. Geol. Korrel.*, **23**(6), 16-27). <https://doi.org/10.1134/S0869593815060088>
- Semikhatov M.A., Shurkin K.A., Aksenov E.M., Bekker Yu.R., Bibikova E.V., Duk V.L., Esipchuk K.E., Karsakov L.P., Kiselev V.V., Kozlov V.I., Lobach-Zhuchenko S.B., Negrutsa V.Z., Robonen V.I., Sezko A.I., Filatova L.I., Khomentovsky V.V., Shemyakin V.M., Shuldiner V.I. (1991) New stratigraphic scale of the Precambrian of the USSR. *Izv. AN USSR. Ser. geol.*, (4), 3-13. (In Russ.)
- Sochava A.V. (1996) Petrochemistry of Vendian terrigenous deposits of the Russian platform and its folded framing. *Paleogeography of the Vendian–Early Paleozoic (PVRP-96)*. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 146-149. (In Russ.)
- Sozonov N.G., Bobkov N.I. (2019a) Analysis of the spatial distribution of *Dickinsonia minima* from the Middle Urals. *MNSK-2019. Biology. Materials of the 57th Int. sci. student conf.* Novosibirsk, NGU, 32. (In Russ.)
- Sozonov N.G., Bobkov N.I. (2019b) Population paleoecology of *Dickinsonia minima* Sprigg from the Upper Vendian of the Middle Urals. *MNSK-2019. Geology. Materials of the 57th Int. sci. student conf.* Novosibirsk, NSU, 36. (In Russ.)
- Sozonov N.G., Bobkov N.I., Mitchell E.G., Kolesnikov A.V., Grazhdankin D.V. (2019) The ecology of *Dickinsonia* on tidal flats. *Estudios Geológicos*, **75**(2), e116. <https://doi.org/10.3989/egeol.43587.571>
- Stratigraphic Code of Russia. (2019) (Ed. A.I. Zhamoïda et al.). 3d ed., corrected and supplemented. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 96 p. (In Russ.)
- Suslov S.B., Zorin V.N., Kinev A.N., Ryzhov A.A., Shevchenko V.I., Frolova I.A., Mankova T.V., Vakho-
va T.V. (2002) State geological map of the Russian Federation, scale 1 : 200 000. Second ed. Perm series. Sheet O-40-XVII (Gornozavodsk). Explanatory note. Perm, Geokarta Publ., 172 p. (In Russ.)
- Varganov V.G. (1998) Geological age of the Ediacaran fauna from Australia. Paleogeography of the Vendian–Early Paleozoic (PVRP-96). Ekaterinburg, IGG UrB RAS, 191-203. (In Russ.)
- Vendian system. Historical-geological and paleontological substantiation. (1985) (Ed. B.S. Sokolov, M.A. Fedonkin). V. 2. Stratigraphy and geological processes. Moscow, Nauka Publ., 237 p. (In Russ.)
- Vodolazskaya V.P., Teterin I.P., Kirillov V.A., Luk'yanova L.I., Petrov G.A., Stefanovskii V.V., Morozov G.G., Zhdanov A.V., Zhiganov A.V., Stryapuni-na E.V., Eskin A.G., Petrova T.A., Verbitskii I.V., Verbitskaya N.V. (2015) State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1 : 1 000 000 (third generation). Ural series. Sheet O-40 – Perm. Explanatory note. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 497 p. (In Russ.)
- Yang C., Li X.H., Zhu M., Condon D.J. (2017) SIMS U-Pb zircon geochronological constraints on upper Ediacaran stratigraphic correlations, South China. *Geol. Mag.*, **154**, 1202-1216. <https://doi.org/10.1017/S0016756816001102>
- Zaitseva T.S., Kuznetsov A.B., Gorozhanin V.M., Gorokhov I.M., Ivanovskaya T.A., Konstantinova G.V. (2019) The lower boundary of the Vendian in the Southern Urals as evidenced by the Rb-Sr age of glauconites of the Bakeevo formation. *Stratigr. Geol. Correl.*, **27**(5), 573-587 (translated from *Stratigr. Geol. Korrel.*, **27**(5), 82-96). <https://doi.org/10.1134/S0869593819050083>
- Zhdanov A.V. (2009) Legend of the Ural series of sheets of Gosgeol'karta-1000/3 (updated version). St.Petersburg, VSEGEI Publ., 380 p. (In Russ.)

УДК 550.838.3

DOI: 10.24930/1681-9004-2022-22-5-579-598

Природа магнитных аномалий южной части Баренцевоморского шельфа по результатам комплексного анализа

А. С. Балувев¹, Ю. В. Брусиловский², А. Н. Иваненко²

¹Геологический институт РАН, 119017, Москва, пер. Пыжевский, 7, e-mail: albaluev@yandex.ru

²Институт океанологии РАН, 117997, Москва, Нахимовский просп., 36, e-mail: brusilovsky60@gmail.com

Поступила в редакцию 22.03.2022 г., принята к печати 16.05.2022 г.

Объектом исследования данной статьи является аномальное магнитное поле южной части Баренцевоморского шельфа. *Материалы и методы.* Основой для анализа послужила цифровая матрица (grid) аномального магнитного поля (АМП), составленная по материалам магнитных съемок, выполненных в 2002–2007 гг. рядом научных и научно-производственных организаций. По результатам выполненных исследований была создана модель строения и формирования магнитоактивного слоя южной части Баренцевоморского региона. Анализ радиально осредненного спектра поля позволил установить приуроченность верхних кромок источников поля к нескольким структурным горизонтам. Полосовая фильтрация в частотной области в соответствии с выделенными диапазонами глубин позволила разделить аномалии от разноглубинных источников. Для определения природы источников магнитных аномалий на разных уровнях земной коры применялся комплексный анализ магнитного и гравитационного полей, данных сейсмического профилирования и наземных исследований. *Результаты.* Выделены как минимум два уровня источников магнитных аномалий: распределение эффективной намагниченности для низкочастотной составляющей АМП, отражающей глубинное строение региона, и высокочастотной составляющей АМП, которая отражает распределение локальных интрузий в верхней части фундамента и осадочном чехле. Нижний уровень представлен массивными блоками глубинного заложения и отвечает комплексу SDR (Seaward Dipping Reflectors), представляющего собой чередование тектонических пластин континентального материала с базитами-ультрабазитами, внедрившимися в кору на пострифтовой стадии раскола континента. Зона положительных линейных аномалий магнитного поля отражает дивергентную границу древней континентальной плиты Балтика, возникшей при фрагментации суперконтинента Колумбия (Палеопангеи) в среднем рифее и формировании рифейского океанического бассейна. Эта зона затем была завуалирована последующими тектоническими процессами. Верхний структурный уровень свидетельствует о внедрении в верхние слои земной коры по зонам рифтообразующих разломов магмы основного состава в позднедевонское время в процессе континентального рифтинга на Свальбардской плите, что подтверждается наличием проявлений основного магматизма в пределах зоны пропации Южно-Баренцевской рифтогенной впадины в тело Балтийского щита. *Заключение.* По результатам комплексной интерпретации аномального магнитного поля и других геолого-геофизических данных установлена природа источников магнитных аномалий, расположенных на разных структурных уровнях земной коры юго-западной части шельфа Баренцева моря. Магнитоактивный слой этого региона имеет сложное строение, в разрезе которого присутствуют как минимум два структурных уровня, отражающих определенные этапы эволюции земной коры.

Ключевые слова: шельф Баренцева моря, аномалии магнитного и гравитационного полей, модель магнитоактивного слоя, разделение полей, эффективная намагниченность, высокочастотная и низкочастотная составляющие, рифтогенез, комплекс SDR

Источник финансирования

Работа выполнена в рамках государственных заданий лаборатории тектоники консолидированной коры ГИН РАН (№ 0135-2019-0047) и лаборатории геофизических полей Института океанологии РАН (№ FMWE 2021-0005)

The nature of magnetic anomalies in the southern part of the Barents Sea shelf according to the results of an integrated analysis

Aleksandr S. Baluev¹, Yurii V. Brusilovsky², Aleksandr N. Ivanenko²

Для цитирования: Балувев А.С., Брусиловский Ю.В., Иваненко А.Н. (2022) Природа магнитных аномалий южной части Баренцевоморского шельфа по результатам комплексного анализа. *Литосфера*, 22(5), 579–598. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-5-579-598>

For citation: Baluev A.S., Brusilovsky Yu.V., Ivanenko A.N. (2022) The nature of magnetic anomalies in the southern part of the Barents Sea shelf according to the results of an integrated analysis. *Lithosphere (Russia)*, 22(5), 579–598. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-5-579-598>

© А.С. Балувев, Ю.В. Брусиловский, А.Н. Иваненко, 2022

¹Geological Institute of RAS, 7 lane Pyzhevskii, Moscow 119017, Russia²P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, 36 Nakhimov av., Moscow 117997, Russia

Received 22.03.2022, accepted 16.05.2022

Research subject. The anomalous magnetic field of the southern part of the Barents Sea Shelf. **Materials and methods.** The research was based on a digital matrix (grid) of the anomalous magnetic field (AMP) compiled from the materials of magnetic surveys performed in 2002–2007 by a number of research organizations and research and production companies. A model describing the structure and formation of the magneto-active layer of the southern part of the Barentsevo-morsk region was developed. An analysis of the radially averaged field spectrum made it possible to establish the confinement of the upper edges of the field sources to several structural horizons. Band filtering in the frequency domain in accordance with the allocated depth ranges allowed anomalies to be distinguished from other sources. To determine the nature of sources of magnetic anomalies at different levels of the earth's crust, an integrated analysis of gravimagnetic fields, seismic profiling data and ground studies was conducted. **Results.** At least two levels of magnetic anomaly sources were found: the distribution of effective magnetization for the low-frequency component of AMP, reflecting the depth structure of the region, and the high-frequency component of AMP, reflecting the distribution of local intrusions in the upper part of the foundation and in the sedimentary cover. The lower level is represented by massive blocks of deep laying and corresponds to the SDR (Seaward Dipping Reflectors) complex, which is an alternation of tectonic plates of continental material with ultrabasite basites that were introduced into the crust at the post-rift stage of the continent's split. The zone of positive linear anomalies of the magnetic field reflects the divergent boundary of the ancient continental plate of the Baltic, which arose during the fragmentation of the supercontinent of Colombia (Paleopangea) in the middle reef and the formation of the Rifean oceanic basin, which was then veiled by subsequent tectonic processes. The upper structural level indicates the introduction of the main composition into the upper layers of the earth's crust in the zones of rift-forming faults of magma in late Devonian times during the process of continental rifting on the Svalbard Plate. This is confirmed by the presence of manifestations of the main magmatism within the propagation zone of the South Barents riftogenic depression into the body of the Baltic Shield. **Conclusions.** The conducted integrated analysis of the anomalous magnetic field and other geological and geophysical data allowed the authors to establish the nature of the sources of magnetic anomalies located at different structural levels of the earth's crust in the southwestern part of the Barents Sea shelf. The magnetoactive layer of this region is characterized by a complex structure, the section of which includes at least two structural levels, each reflecting certain evolutionary stages of the earth's crust.

Keywords: *Barents Sea shelf, magnetoactive layer model, direct and inverse problem, separation of fields, effective magnetization, high-frequency and low-frequency components of AMP, correlation, riftogenesis, Seaward Dipping Reflectors*

Funding information

The work was carried out within the framework of state assignments from the Laboratory of Consolidated Crust Tectonics of the GIN RAS (No. 0133-2019-0047) and the Laboratory of Geophysical Fields of the Institute of Oceanology RAS (No. FMWE 2021-0005)

Acknowledgements

The article used materials from the archives of the Federal State Budgetary Institution "Rosgeolfond" on the work of the SSC FGUGP "Yuzhmorgeologiya" in the Barents Sea.

ВВЕДЕНИЕ

Одной из актуальных проблем современной геологии является изучение глубинного строения сложнопостроенных участков земной коры, таких как область сочленения Восточно-Европейского кратона и Западно-Арктической платформы. Исследование подобных объектов всегда вызывало повышенный интерес в связи с тем, что расшифровка структуры и происхождения обрамлений древних кратонов представляет собой проблему, в которой остается еще достаточно много нерешенных, спорных или неоднозначно решаемых вопросов, касающихся характера сочленения и взаи-

модействия этих платформ. Особенно это касается тех участков земной поверхности, которые недоступны для прямых наблюдений, т.е. покрыты водами Баренцева моря.

Благодаря геолого-геофизическим исследованиям последнего двадцатилетия в регионах Российской Арктики получены новые данные о геологическом строении районов арктического шельфа, проливающие свет на многие дискуссионные вопросы, позволившие не только уточнить оценку углеводородного потенциала арктических бассейнов, но и обосновать перспективность отдельных комплексов чехла и локальных объектов (Шельфовые..., 2020). В результате геолого-геофизиче-

ских работ, проведенных на шельфе Баренцева моря различными производственными и научными геологическими организациями, были построены серии геологических и тектонических карт нового поколения западноарктического шельфа и прилегающих территории (Государственная..., 2007, 2008; Тектоническая..., 2010; и др.). На основании этих исследований и была выделена Западно-Арктическая платформа (Баренцевоморская..., 1988; Сенин, Шпилов, 1993), контактирующая с Восточно-Европейским кратоном вдоль складчатого пояса тиманид, но имеющая более молодой гетерогенный фундамент гренвильско-байкальской консолидации. Строение зоны сочленения этих разновозрастных платформ, особенно на территории, покрытой водами Баренцева моря, осложнено еще и наложенной более молодой структурой Южнобаренцевской рифтогенной впадиной, на южном замыкании которой прослеживается структура ее пропагации в тело Балтийского щита в виде Хибино-Контозерской тектонической зоны, секущей вкрест простирающую зону сочленения.

Однако, несмотря на то что в последние годы был выполнен большой объем работ по обработке, переинтерпретации и обобщению материалов региональных сейсморазведочных работ, обобщение, переобработка и анализ материалов крупномасштабных аэро- и морской магнитных съемок и гравиразведки, однозначной модели глубинного строения этой территории не существует.

Изучаемый район расположен на юго-западной окраине Баренцевоморского региона (рис. 1), которая характеризуется сложным строением тектонического фундамента, включающим в себя различные структуры земной коры. В данной работе мы представляем результаты комплексной интерпретации магнитного поля с привлечением данных поля силы тяжести и сейсмических профилей, а также полевых наземных исследований на баренцевоморском побережье, которые позволяют определить природу источников магнитных аномалий на разных уровнях земной коры. Основой для анализа магнитного поля послужили материалы магнитных съемок, выполненных в акватории Баренцева моря в 2002–2007 гг. рядом научных и научно-производственных организаций, при участии сотрудников ВНИИОкеангеология и любезно предоставленных авторам статьи для последующей обработки и интерпретации.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА РАБОТ

Регион, где проводились исследования, представляет собой область сочленения и взаимодействия Восточно-Европейской кратона (ВЕК) и Западно-Арктической платформы (ЗАП). Структура сочленения не является единым структурным

швом, а включает в себя как “объемные”, так и разделяющие их “линейные” тектонические элементы. С СВ на ЮЗ выделены: “линеament Тролльфиорд–Рыбачий–Канин (линия Соколова)”, “зона перикратонного опускания ВЕК”, “линеament Карпинского”, “Мурманский блок Балтийского щита”, “сдвиговая зона Колмозеро–Воронья” (Балуев и др., 2016) (см. рис. 1).

Линеament Тролльфиорд–Рыбачий–Канин (ТРК), более известный в западной литературе как разлом Тролльфиорд–Комагелльв (Siedlecka, 1985), является одним из крупнейших конвергентных структурных швов, и именно он фиксирует непосредственное соприкосновение Восточно-Европейского кратона и Западно-Арктической платформы. На перешейке между п-овами Средний и Рыбачий и в юго-восточной части п-ова Рыбачий шов выражен взбросо-сдвигом; в юго-восточном направлении линеament прослеживается в потенциальных геофизических полях через акваторию Баренцева моря и п-ов Канин (Балуев и др., 2012), а еще восточнее переходит в Западно-Тиманский глубинный разлом. Прослеживается шов и в северо-западном направлении на п-ове Варангер.

Линеament Карпинского (ЛК) ограничивает Мурманский блок с северо-востока и выражен системой молодых сбросов, трассирующихся вдоль северного края Кольского полуострова. ЛК является границей между Балтийским щитом и областью перикратонного опускания Восточно-Европейской платформы. Область перикратонного опускания выражена серией ступеней, формируемых сбросами и сбросо-сдвигами, по которым поверхность архейского основания ступенчато погружается к северу и северо-востоку под покров верхнерифейских, вендских (?) и фанерозойских образований платформы. С северо-востока область перикратонного опускания ограничена взбросо-сдвиговой зоной линеамента Тролльфиорд–Рыбачий–Канин.

С точки зрения геодинамической позиции край Балтийского щита, а именно **Мурманский блок** и его ограничения, также находятся в пределах зоны взаимодействия ВЕП и ЗАП в ходе их тектонической эволюции. Мурманский блок по составу пород и по структуре отличается от других доменов Балтийского щита. Блок сложен плагиогрanitaми, мигматитами, чарно-эндербитами с редкими включениями амфиболитов и, возможно, гранулитов. Благодаря экзотическому по отношению к Балтийскому щиту составу породных комплексов, подковообразному структурному рисунку и признакам сдвиговых перемещений Мурманский блок рассматривается нами как крупный плито-поток, причлененный к телу Балтийского щита по сдвиговой зоне Колмозеро–Воронья. В современной морфоструктуре Мурманский блок представляет собой “краевой вал”, компенсирующий перикратонное опускание ВЕП или плечо палеорифтового грабена, про-

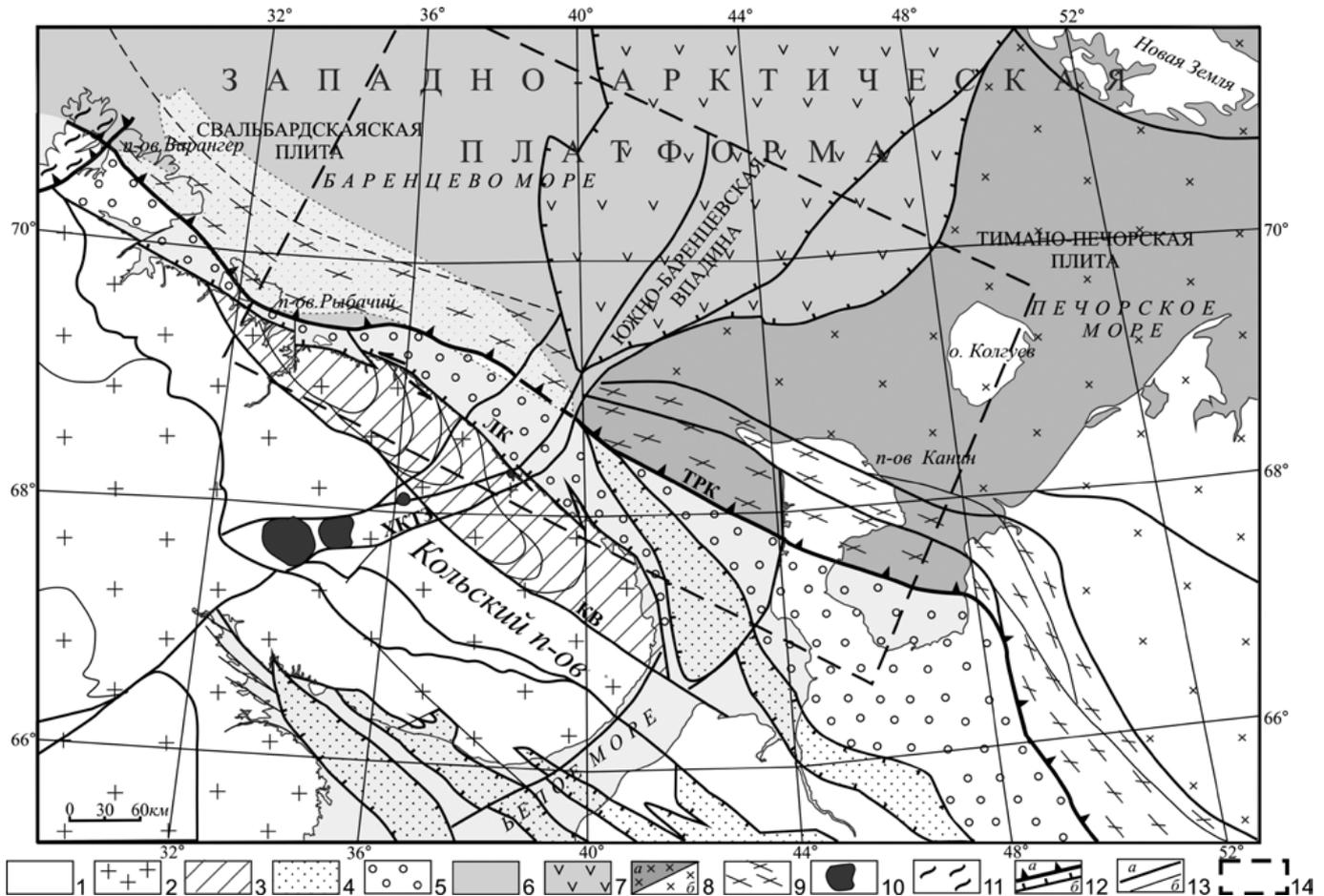


Рис. 1. Тектоническая схема области сочленения Восточно-Европейского кратона с Западно-Арктической платформой, по (Балуев и др., 2016) с незначительными изменениями.

1 – плитная часть ВЕК; 2 – Балтийский щит; 3 – Мурманский блок Балтийского щита; 4 – рифейские грабены палеорифтовой системы Белого моря; 5 – перикратонный прогиб; 6 – Свальбардская плита ЗАП; 7 – Южно-Баренцевская рифтогенная впадина; 8 – Тимано-Печорская плита ЗАП (а – шельфовая часть, б – сухопутная часть); 9 – тиманиды; 10 – массивы щелочно-ультраосновной формации; 11 – норвежские каледониды; 12–13 – шовные зоны и разломы: 12 – с установленной кинематикой (а – взбросо-надвиги, б – сбросы); 13 – с неустановленной кинематикой (а – основные, б – прочие); 14 – площадь исследований. Буквенные обозначения: ТРК – Тролльфиорд–Рыбачий–Канин, ЛК – линиямент Карпинского, КВ – шовная зона Колмозеро-Воронья, ХКТЗ – Хибино-Контозерская тектоническая зона.

Fig. 1. Tectonic scheme of the Eastern European Craton with the Western Arctic Platform, according to (Baluev et al., 2016) with minor changes.

1 – plate part BEK; 2 – Baltic Shield; 3 – Murmansk block of the Baltic Shield; 4 – Rifean grabens of the Paleoryft system of the White Sea; 5 – pericraton deflection; 6 – Swabard slab ZAP; 7 – South Barents Riftogenic Depression; 8 – Timan-Pechora plate ZAP (a – shelf part, b – land part); 9 – thymanides; 10 – alkaline-ultrabasic formation arrays; 11 – Norwegian caledonids; 12, 13 – suture zones and faults: 12 – with installed kinematics (a – overburdens, b – discharges); 13 – with unknown kinematics (a – main, b – other); 14 – area of research. Letter designations: TRK – Trollfiord–Rybachi–Kanin lineament, LK – Karpinsky lineament, KV – Kolmozero–Voronya suture zone, KhKTZ – Khibino–Kontozersky tectonic zone.

тягивающегося в пределах акватории Баренцева моря вдоль побережья Кольского полуострова.

Западно-Арктическая платформа объединяет три главных тектонических элемента: Баренцевскую (Свальбардскую), Тимано-Печорскую и Карскую (Северо-Карскую) плиты (Шкарубо, Шипилов, 2007), входившие, как считают в последнее время многие авторы (Балуев и др., 2012; Кузнецов,

2006; Филатова, Хаин, 2010 и др.), в состав древнего палеоконтинента Арктида, причлененного в конце венда–начале кембрия (?) к раннекембрийскому остоу Восточно-Европейского кратона – Балтике, сформировав композитный палеоконтинент Аркт-Европа. Впоследствии Арктида распалась при формировании циркумполярного бассейна Северного Ледовитого океана, оставив причлененным к ВЕП

свой фрагмент в виде Западно-Арктической платформы с более молодым гетерогенным фундаментом. Структурно-тектонический каркас Западно-Арктической платформы и основной набор ее элементов строения сложился в раннекеммерийскую эпоху тектогенеза. Свальбардская (Баренцевская) плита сформировалась на гетерогенном основании, в состав которого входят как блоки гренвилльского, так и, не исключено, байкальского (тиманского) фундамента (Шкарубо, Шипилов, 2007). На юге Баренцевской плиты (в пределах Канино-Варангерского складчатого пояса тиманид) предполагается полоса байкальского (тиманского) фундамента – Кольско-Финмаркенский мегаблок. Тимано-Печорская плита (ТПП) возникла на месте обширной области байкальской (кадомской) складчатости, простиравшейся от Западно-Тиманского краевого шва на юго-западе до Байдарацкого глубинного разлома на северо-востоке. Современные Баренцевская плита и морская часть Тимано-Печорской плиты получили развитие уже как шельфовые плиты.

Вдоль шва ТРК Восточно-Европейскую платформу с северо-востока обрамляет **Канино-Тиманский (Канино-Варангерский) складчатый пояс**, получивший название “тиманиды” (Pushkov, 1997), протягиваясь от п-ова Варангер в Северной Норвегии до Полудова кряжа на Урале, захватывая краевую приграничную область Западно-Арктической платформы, включая Свальбардскую и Тимано-Печорскую плиты. В последнее десятилетие в литературе они фигурируют под названием Тиманский ороген (Gee, Pease, 2004) или ороген Протоуралид-Тиманид (Кузнецов, 2006) с возрастным интервалом кристаллических комплексов орогена примерно 620–540 млн лет назад (Балуев и др., 2016). На п-овах Варангер, Рыбачий, Канин и на Тиманском кряже обнажаются осадочно-метаморфизованные складчатые образования, отождествляемые с тиманидами. К выходам на поверхность складчатых пород рифея на п-овах Канин и Рыбачий приурочены положительные линейные аномалии гравитационного поля. Здесь выделены две структурно-формационные зоны, характеризующиеся определенной спецификой состава и тектонически-отделенные друг от друга разломом ТРК.

1. Внешняя (Кильдинская) структурно-формационная зона – это зона развития континентальных и предельно мелководных морских отложений (кильдинская и волоковая серии), в некоторых случаях стратиграфически налегающих на ранне-докембрийские образования Балтийского щита. На п-ове Варангер эта зона называется зоной Танафьорд-Варангерфьорд (Siedlecka et al., 1995). На юго-востоке она продолжается на п-ов Средний и о-в Кильдин как Кильдинская зона.

2. Внутренняя (Рыбачинская) структурно-формационная зона – это зона развития более глубоко-

водных образований (эйновская и боргоутная серии). На п-ове Варангер эта зона называется зоной Баренцшавс (или Баренц-си). На юго-восток она продолжается на п-ов Рыбачий как Рыбачинская зона. В пределах п-ов Средний и Рыбачий установлено, что структуры и комплексы этой зоны надвинуты в юго-западном направлении на структуры и комплексы Кильдинской зоны. Этот структурный парагенез сформировался в результате направленного на юго-запад тектонического смещения масс, произошедшего на рубеже венда и кембрия (Кузнецов, 2008).

К переходной зоне между Восточно-Европейской платформой и Свальбардской (Баренцевской) плитой, выраженной сбросами, по которым структуры фундамента погружаются, приурочена положительная аномалия магнитного поля и линейный гравитационный максимум (см. рис. 3). Аномалии, прослеживающиеся к северо-западу на продолжении Тимано-Канинских структур, служили основанием для гипотезы перикратонных надвигов вдоль северо-восточного обрамления Балтийского щита. Между тем, результаты гравимагнитных съемок и моделирования геологического разреза показали, что здесь наблюдается утонение верхней консолидированной коры за счет поднятия нижней ее части. Линейный гравитационный максимум обусловлен эффектом Гельмерта, проявляющимся в зонах резкого изменения структуры и петрофизических свойств коры. На разрезе ему соответствует поднятие границы нижней коры, что, по-видимому, отражает приподнятое положение границы “палеоМохо”. Линейные аномалии магнитного поля, приуроченные к гравитационному максимуму, могут свидетельствовать о повышенной проницаемости земной коры на этой региональной тектонической границе (Журавлев и др., 2012).

МЕТОДЫ АНАЛИЗА МАГНИТНОГО ПОЛЯ И МЕТОДИКА ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Структура магнитного поля формируется за счет суперпозиции аномалий разного происхождения, обусловленных магнитными неоднородностями геологических тел. Они имеют разные латеральные размеры, разные контрасты магнитных свойств и разную глубину залегания источников поля. Именно эти факторы объясняют появление аномалий, которые принято называть или региональными, или локальными.

Крупные региональные аномалии отражают глубинное строение земной коры, а характер, интенсивность и конфигурация локальных аномалий обусловлены источниками, расположенными в верхней ее части. Поэтому одной из основных задач, требующих решения в процессе интерпретации, является разделение полей по глуби-

не до источников. Анализ радиально осредненного спектра поля позволил установить приуроченность верхних кромок источников поля к нескольким структурным горизонтам (уровням). Выделение спектральной составляющей каждого предполагаемого горизонта позволило оценить глубину до его верхних и нижних кромок. Полосовая фильтрация в частотной области в соответствии с выделенными диапазонами глубин позволила эффективно разделить аномалии от разноглубинных источников. Дальнейшая интерпретация магнитного поля выполнялась для каждого горизонта в отдельности, при этом авторами использовались независимые, взаимодополняющие методы количественной интерпретации, разработанные в лаборатории геофизических полей Института океанологии РАН им. П.П. Ширшова (Иваненко и др., 2012). В трехмерном варианте это пакет программ Magdepth3D, который впервые был использован при интерпретации детальных магнитных съемок на Каспии (Иваненко, Шишляев, 2013).

Для оценок глубин до верхних и нижних кромок источников аномалий в нем применяются различные методы – спектральный, работающий в частотной области, алгоритм “эйлеровской деконволюции”, а также параметрический подбор формы аналитического сигнала; два последних работают в пространственной области.

Для решения обратной задачи в плоском варианте был использован комплекс Linverse2D, описание которого достаточно подробно приведено в статье (Пальшин и др., 2020). В этом комплексе реализовано большинство современных алгоритмов решения таких задач. При этом широко привлекалась априорная информация – данные о рельефе дна, сейсмические данные (Строение..., 2005; Marelló et al., 2013), учитывалась глубина изотермы Кюри (Artemieva, 2009; Волк, 1984), результаты интерпретации другой геолого-геофизической информации, а также материалы наземных геологических исследований.

АНАЛИЗ МАГНИТНОГО ПОЛЯ

Аномальное магнитное поле изучаемой акватории Баренцева моря (рис. 2) характеризуется сложной структурой с преобладанием линеаментов северо-западного простирания, субпараллельных береговой линии Кольского полуострова, протягивающейся вдоль Баренцевоморского побережья и далее на юго-восток вдоль Предтиманского прогиба (Verhoef et al., 1996). Наличие подобной зоны магнитных аномалий служит подтверждением существования обширной зоны разломов глубинного заложения, по которым и произошло внедрение большого объема магматических пород. Сопоставление этой аномальной зоны с результатами морских магнитных съемок, выполненных на Белом

море (Брусиловский и др., 2007; Балуев и др., 2018), показывает, что линейные зоны северо-западного простирания в южной части Баренцева моря субпараллельны линейным аномальным зонам, связанным с Беломорским палеорифтом. Это вполне соответствует представлениям о том, что на северо-востоке Восточно-Европейской платформы выделяются две крупные палеорифтовые системы, сформировавшиеся в среднем и позднем рифее: Беломорская, упирающаяся на северо-западе в восточную окраину Балтийского щита, и Баренцево-морская. Обе эти палеорифтовые системы заложены по дорифейским глубинным разломам северо-западного простирания, окаймляющим Кольский полуостров с юга и севера.

Помимо аномальной зоны северо-западного простирания достаточно уверенно выделяется ортогональная ей зона северо-восточного простирания. Наложенный характер разломов северо-восточного простирания отчетливо проявляется в западной части полигона, к северо-востоку от п-ова Рыбачий, где линеаменты поля северо-западного простирания распадаются на отдельные фрагменты, рассеченные и смещенные наложенными ортогональными разломами северо-восточного простирания. На этом фоне в пределах изученного региона выделяются изометричные локальные магнитные аномалии, расположенные на морском продолжении Хибино-Контозерской тектонической зоны. На рис. 2 показано положение аномалий магнитного поля (А и Б), для которых был выполнен подбор эквивалентных моделей, соответствующих субвертикальным интрузивным телам.

По своим параметрам эти модели наиболее адекватно отражают представление о геологическом строении участка морского продолжения Хибино-Контозерской тектонической зоны. Для аномалии А эффективная намагниченность модели составляет 5 А/м, а диапазон залегания верхней и нижней кромок – 7 и 14 км соответственно. Фактически эта аномалия расположена в узле пересечения шовной зоны ТРК и Хибино-Контозерской тектонической зоны (см. рис. 1).

Для аномалии Б эффективная намагниченность модели составляет 4 А/м, а диапазон глубин залегания верхней и нижней кромок – 20 и 45 км. Полученные параметры моделей указывают на то, что эти интрузивные тела находятся на разных гипсометрических уровнях и связаны, по-видимому, со штокообразными позднедевонскими и раннекарбонными щелочными интрузивами (Шипилов, Тарасов, 1998). На материковой части Хибино-Контозерской тектонической зоны с ней пространственно и генетически связан целый ряд щелочных массивов (Хибинский, Ловозерский, Контозерский, Ивановский) разного уровня локализации в земной коре с тенденцией погружения с юго-запада на северо-восток.

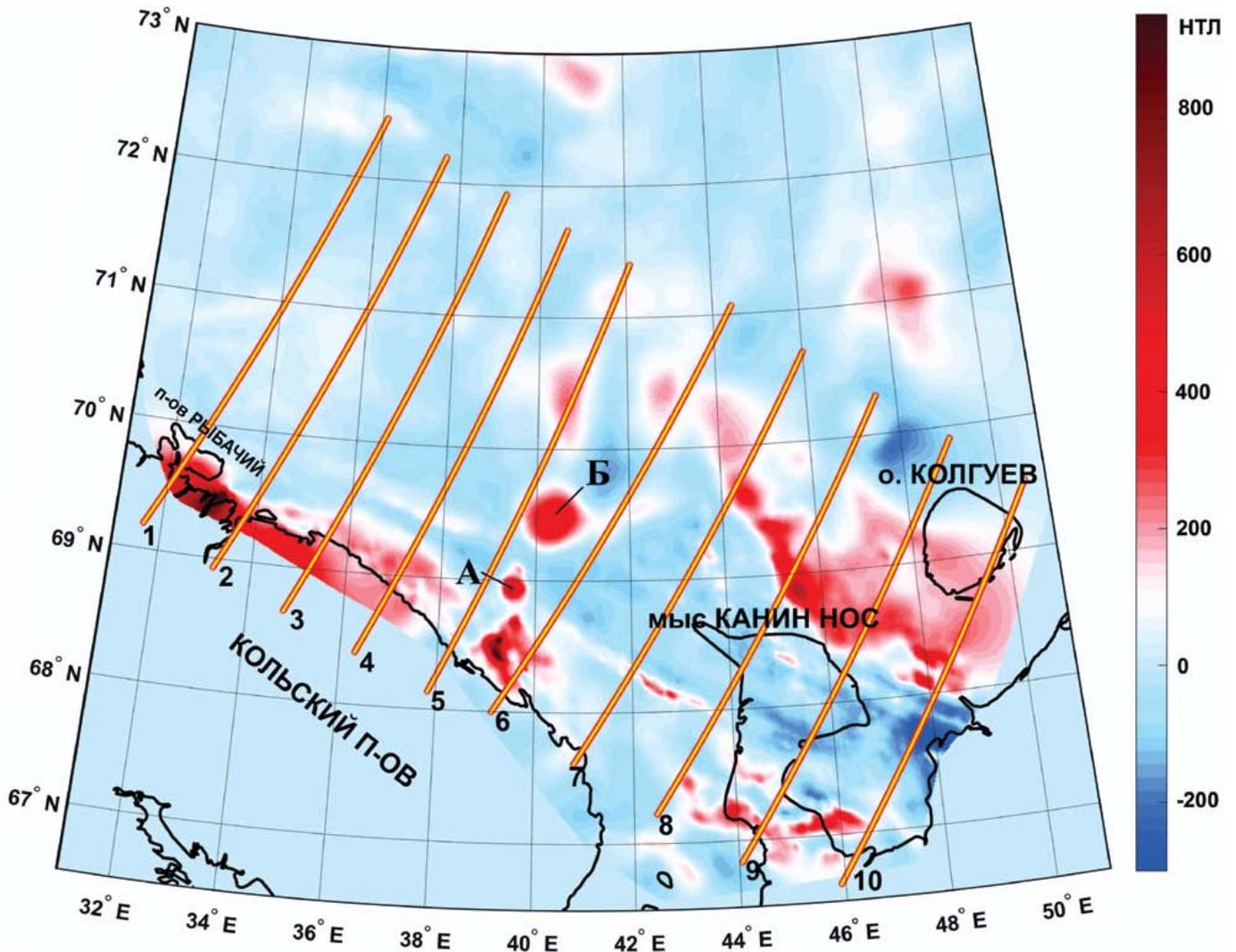


Рис. 2. Карта аномального магнитного поля с профилями для решения обратной задачи.

А, Б – местоположение аномалий, для которых был выполнен подбор эквивалентных моделей.

Fig. 2. An anomalous magnetic field map with profiles for solutions to the inverse problem.

A, B – location of the anomalies for which the selection of equivalent models was performed.

Дальнейшая интерпретация материалов заключалась в разделении поля по глубине до источников и решении обратной задачи для каждого горизонта. Эта процедура выполнялась для серии профилей, представленных на рис. 2.

На рис. 3 показана модель распределения эффективной намагниченности для низкочастотной составляющей АМП, отражающей глубинное строение региона. На исследуемой площади выделяется вытянутая зона аномального магнитного поля интенсивностью до 1000 нТл с простираем северозапад – юго-восток и протяженностью около 380 км. Как показал анализ расчетных моделей, выполненных для каждого профиля, такая аномальная зона

может отражать источник аномалии с эффективной намагниченностью 1.0–2.5 А/м. Основной диапазон залегания нижних кромок лежит в интервале глубин 20–40 км.

Максимальная глубина залегания нижней кромки наблюдаются на профиле 8, где они достигают глубин до 56 км и где выделяется массивный, сильномагнитный источник аномалий с эффективной намагниченностью 1.0–1.5 А/м. Видимая протяженность этого объекта вдоль профиля составляет почти 150 км. Верхние кромки этого массива определяются на глубинах от 2 до 10 км. Далее, к северозападу, наблюдается уменьшение уровня залегания нижних кромок, уменьшается и видимая про-

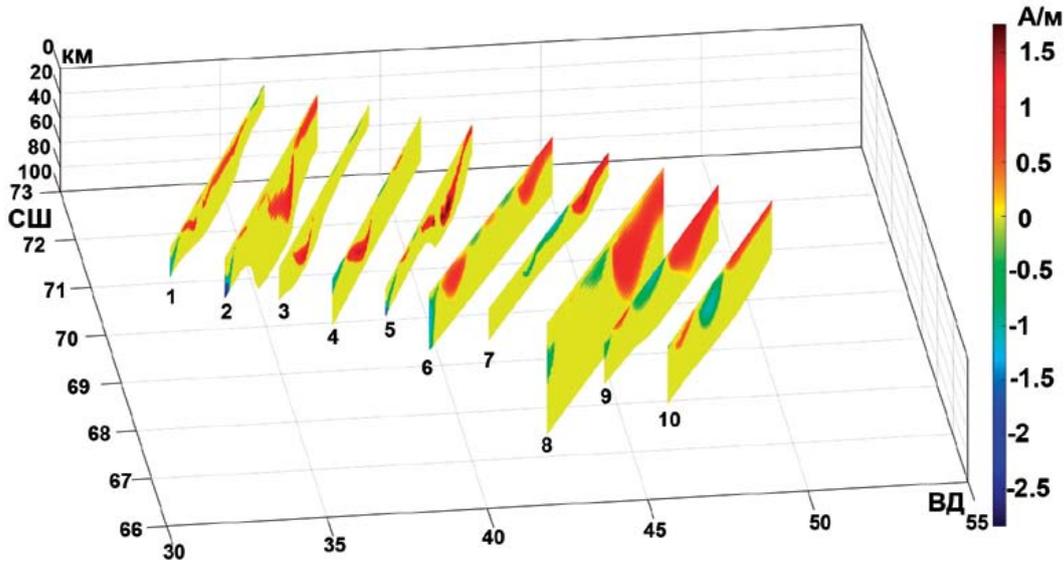


Рис. 3. Эшелон моделей распределения источников АМП в формате 2D для низкочастотной составляющей АМП.

Fig. 3. Echelon of models of distribution of AMP sources in 2D format for the low-frequency component of the magnetic field.

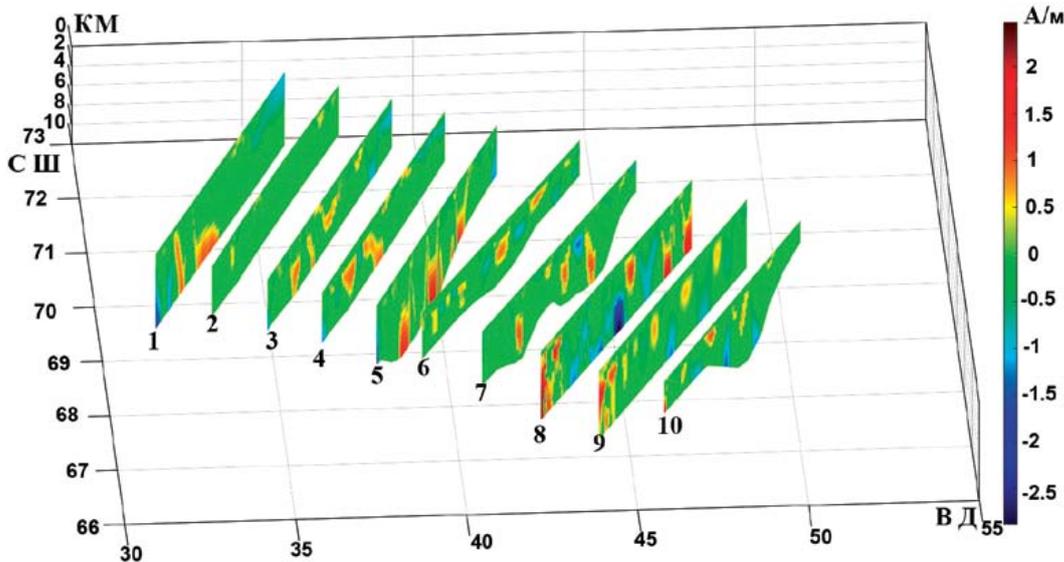


Рис. 4. Эшелон моделей распределения источников АМП в формате 2D для высокочастотной составляющей магнитного поля.

Fig. 4. Echelon of models of distribution of AMP sources in 2D format for the high-frequency component of the magnetic field.

тяженность этого массива вдоль профиля и в районе профиля 4 этот интрузивный массив почти исчезает, но на профиле 2 он проявляется вновь в верхних слоях земной коры. На карте АМП этот массив отчетливо прослеживается вдоль Кольской-Канинской моноклинали в виде крупных линейных положительных аномалий магнитного поля.

Для высокочастотной составляющей АМП также решалась обратная задача и был выполнен под-

бор эквивалентных моделей для каждого профиля (рис. 4, 6). В этом случае полученные модели аппроксимируются набором локальных источников магнитного поля и отражают распределение локальных интрузий в верхней части фундамента и осадочном чехле. Эффективная намагниченность этих объектов лежит в пределах 0.5–1.5 А/м. Нижние кромки находятся на глубине от 1 до 10 км, а верхние кромки – в диапазоне глубин 0.2–4 км.

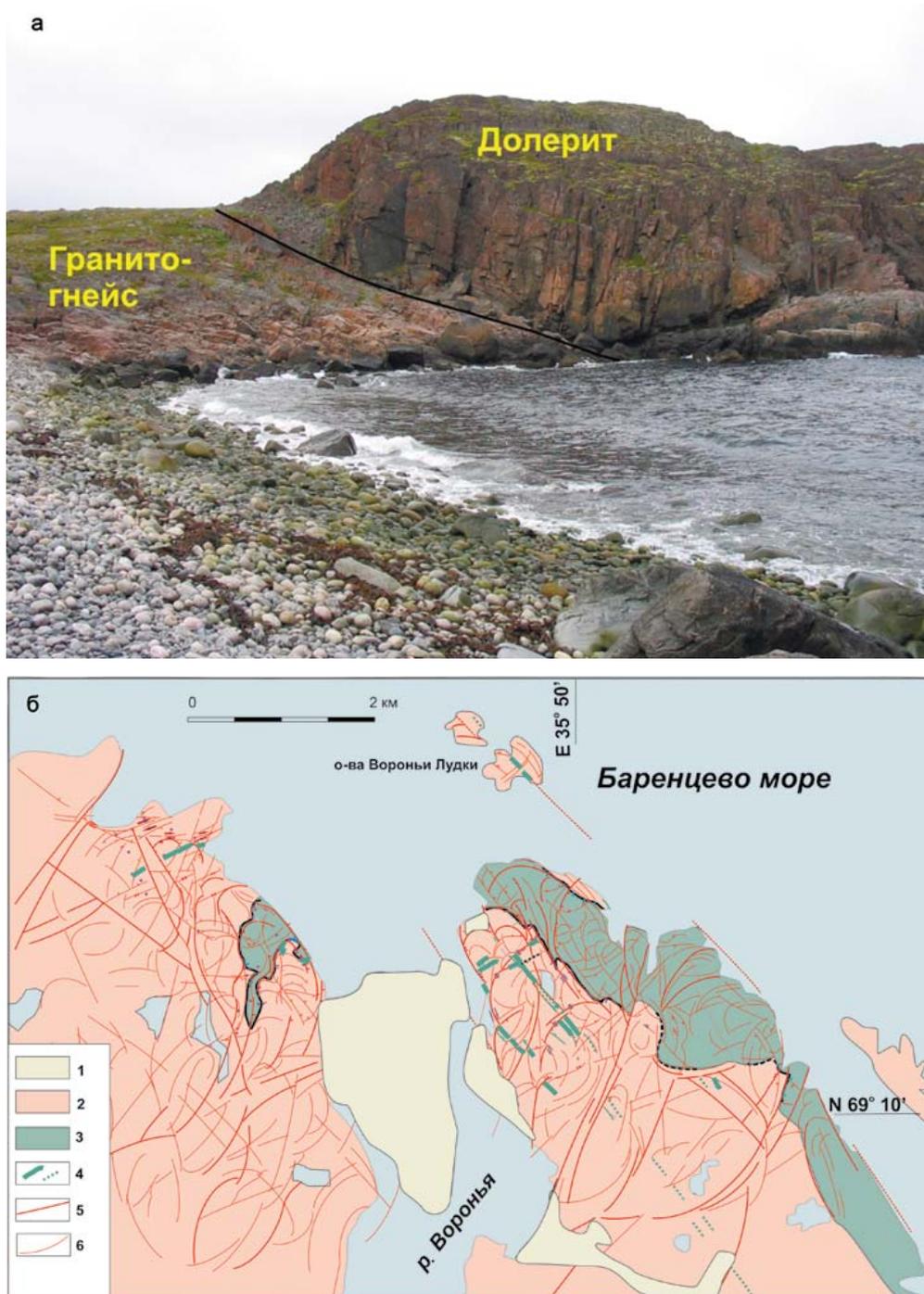


Рис. 5. а. Силлоподобное тело долеритов (возраст 1.8–1.9 млрд лет) в неоархейском гранитогнейсовом фундаменте Мурманского блока Балтийского щита. б. Геологическая карта участка на Баренцевоморском побережье (Балуев и др., 2012):

1 – четвертичные отложения; 2 – неоархейский гранитогнейсовый фундамент Мурманского блока Балтийского щита; 3 – силлоподобное тело долеритов палеопротерозойского возраста; 4 – долеритовые дайки палеопротерозойского возраста; 5, 6 – разрывные нарушения: 5 – основные, 6 – второстепенные.

Fig. 5. а. A sill-like body of dolerites (age 1.8–1.9 Ba) in the Neo-Archean granitogneis foundation of the Murmansk block of the Baltic Shield. б. Geological map of the site on the Barentsevomorsky coast (Baluev and others, 2012):

1 – Quaternary deposits; 2 – Neo-Archean granitogneis foundation of the Murmansk block of the Baltic Shield; 3 – sill-like body of dolerites of Paleoproterozoic age; 4 – dolerite dikes of Paleoproterozoic age; 5, 6 – bursting disorders: 5 – main, 6 – secondary.

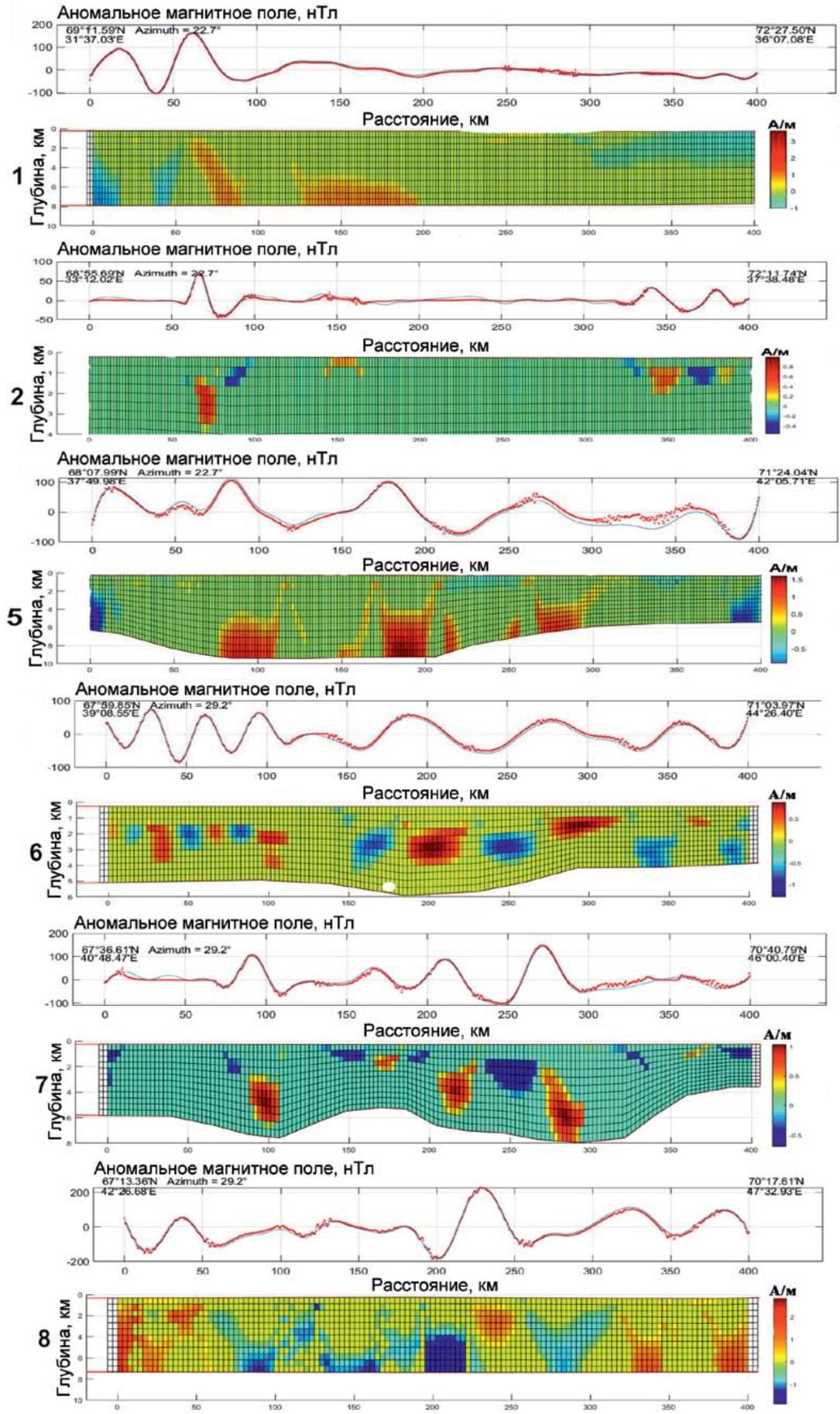


Рис. 6. Модели распределения источников АМП для профилей (1, 2, 5–8 (см. рис. 4)) в формате 2D для высокочастотной составляющей магнитного поля.

Fig. 6. AMP source distribution models for profiles (1, 2, 5–8 (see Fig. 4)) in 2D format for the high-frequency component of the magnetic field.

Южное окончание всех моделей отмечается локальными источниками поля. Эффективная намагниченность этих объектов лежит в пределах 0.5–1.0 А/м. Верхние кромки находятся на глубине 1–15 км, а нижние кромки расположены на глубине 7–25 км. В отличие от крупного интрузивного массива в северной части площади эти объекты сформированы локальными источниками, расположенными на другом гипсометрическом уровне. Это подтверждается, например, для положительных локальных магнитных аномалий в районе южного основания п-ова Канин, где бурением Нижнепешской скважины в разрезе девона на глубине около 2.5 км были вскрыты два тела долеритов общей мощностью более 450 м.

Береговая аномалия, протягивающаяся от п-ва Средний на юго-восток вдоль побережья, отражает, видимо, глубинные камеры магматических пород основного состава, являвшихся источником обнажающихся на поверхности многочисленных силлоподобных тел и даек долеритов, генетически связанных с процессами рифтинга в рифейское время (рис. 5).

Помимо процедуры разделения поля и решения обратной задачи была оценена связь между гравитационным и магнитным полем, для чего выполнен расчет коэффициента корреляции (**R**). Предварительно аномальное магнитное поле приводилось к полюсу, а для гравитационного поля рассчитывалась вертикальная производная. Полученные значения коэффициента корреляции варьируют в пределах от –1 до 1. Коэффициент корреляции рассчитывался отдельно, как для низкочастотной, так и для высокочастотной составляющей. Для каждой из составляющих поля были построены карты распределения коэффициента корреляции. На (рис. 7а), представлена карта распределения коэффициента корреляции для глубинной части разреза. Выделяемые обширные области положительной и отрицательной корреляции, распределены на изучаемой площади приблизительно в одинаковой пропорции. На гистограмме распределения (рис. 7б) выделяются две равнозначные группы положительных и отрицательных значений коэффициента корреляции.

Такое распределение может служить доказательством того, что на гипсометрическом уровне,

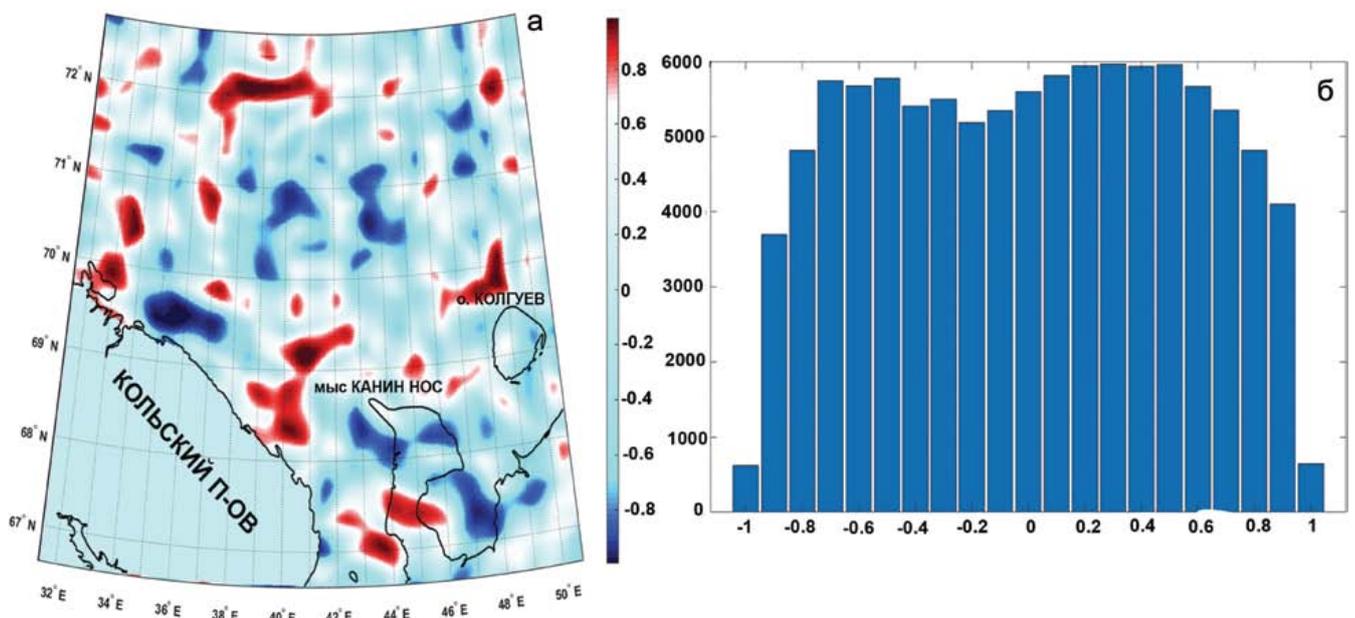


Рис. 7. а. Карта распределения коэффициента корреляции низкочастотной составляющей гравитационного и магнитного полей для $|R| \geq 0.7$. б. Гистограмма распределения для низкочастотной составляющей.

Fig. 7. a. Map of correlation coefficient distribution of low-frequency component of gravitational and magnetic fields for $|R| \geq 0.7$. б. Distribution histogram for low-frequency component.

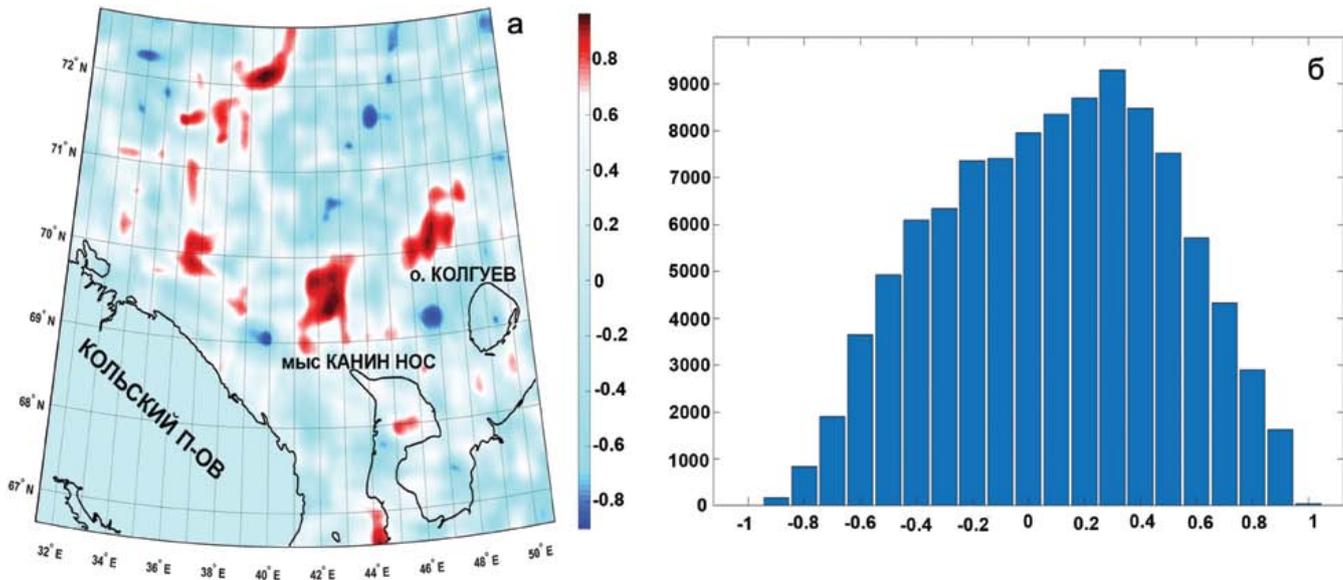


Рис. 8. а. Карта распределения коэффициента корреляции высокочастотной составляющей гравитационного и магнитного полей для $|R| \geq 0.7$. б. Гистограмма распределения для высокочастотной составляющей.

Fig. 8. a. Map of correlation coefficient distribution of high-frequency component of gravitational and magnetic fields for $|R| \geq 0.7$. б. Histogram of distribution for high-frequency component.

представленном низкочастотной составляющей, присутствуют два типа глубинных геологических комплексов, которые имеют различное отражение в потенциальных полях и, соответственно, отображаются разными областями коэффициента корреляции: положительной или отрицательной.

Области положительной корреляции соответствуют структурам, которые в потенциальных полях отражаются положительными гравитационными аномалиями и положительными аномалиями магнитного поля.

Области отрицательной корреляции соответствуют структурам, которые в потенциальных полях отражаются положительными гравитационными аномалиями и отрицательными аномалиями магнитного поля. В границах исследуемого региона это может быть скрытая под осадками Тимано-Канинская зона, которая прослеживается на шельфе характерными линейными положительными гравитационными и отрицательными магнитными аномалиями.

На рис. 8а представлена карта распределения коэффициента корреляции для менее глубокой части разреза. Здесь также выделяются области положительной и отрицательной корреляции, но в отличие от глубокой части разреза областей отрицательной корреляции значительно меньше. На рис. 8б представлена гистограмма с асимметричным распределением, где модальные значения смещены в область положительного коэффициента корреляции. Из решения обратной задачи для это-

го горизонта было установлено, что он сложен локальными источниками, распределенными в верхней части осадочного чехла.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как уже отмечалось, площадь исследований охватывает область сочленения Восточно-Европейского кратона и Западно-Арктической платформы, которая обнажается фрагментарно и доступна для изучения лишь в небольшой части, свободной от вод Баренцева моря. Поэтому здесь особое значение приобретают геофизические методы и интерпретация геофизических данных, благодаря чему мы можем опосредованно судить о глубинном строении земной коры этого региона.

Эшелон моделей для низкочастотной составляющей АМП (см. рис. 3) демонстрирует относительно мощную зону источников положительных аномалий преимущественно в пределах фундамента и нижней части коры, протягивающуюся вдоль северо-восточного побережья Кольского полуострова, на удалении от него на 200–300 км. Нижняя кромка источников аномалий по простиранию ундулирует, местами достигая поверхности Мохо, как показано на рис. 9.

Наличие зоны гравитационных и магнитных аномалий, протягивающейся вдоль Баренцевоморского побережья и далее на юго-восток вдоль Предтиманского прогиба, является немаловажным обстоятельством, которое может служить косвенным

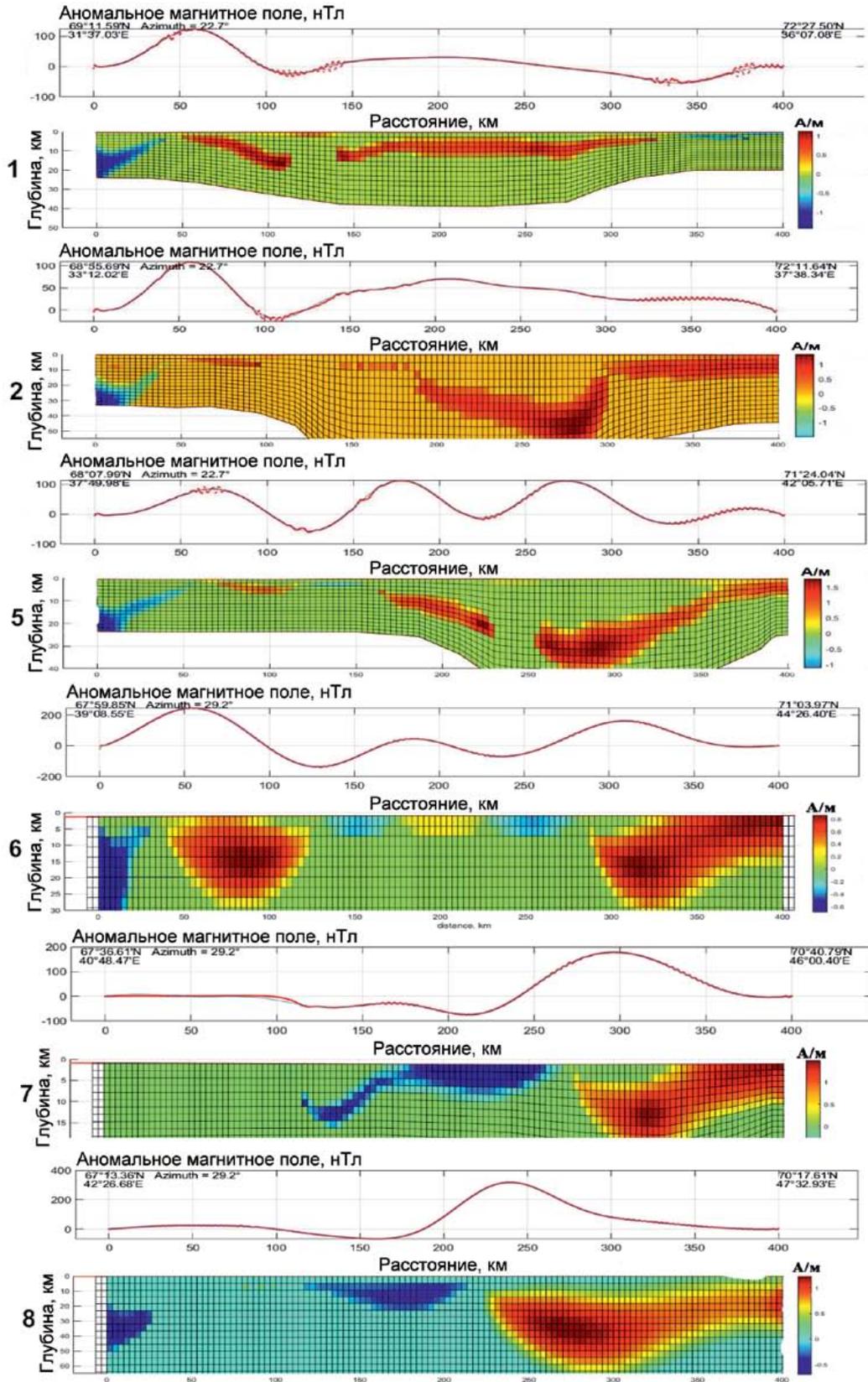


Рис. 9. Модели распределения источников АМП для профилей (1, 2, 5–8) в формате 2D для низкочастотной составляющей магнитного поля.

Fig. 9. AMP source distribution models for profiles (1, 2, 5–8) in 2D format for the low-frequency component of the magnetic field.

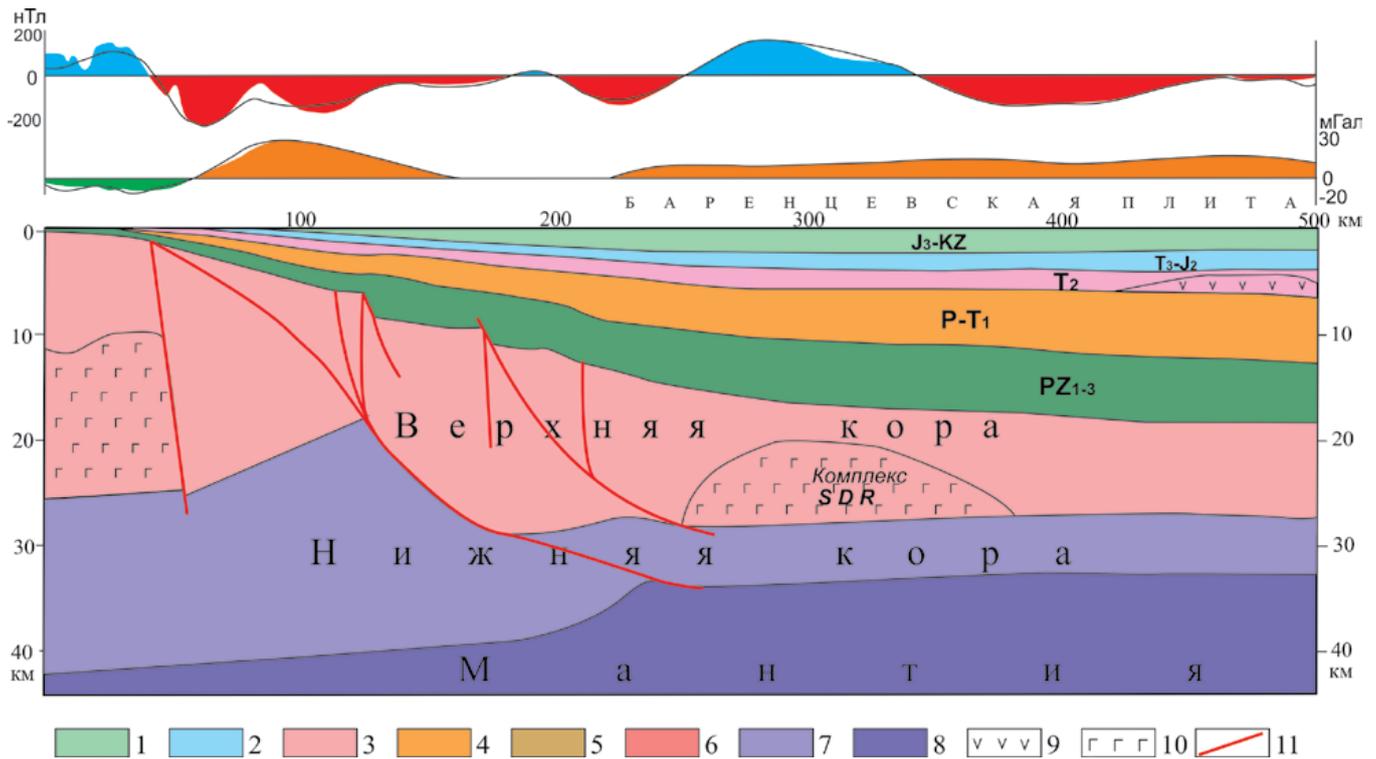


Рис. 10. Сейсмогеологический профиль KS-0908, по (Журавлев и др., 2012) с изменениями.

1–5 – осадочные комплексы Южно-Баренцевской впадины: 1 – верхней юры–кайнозоя, 2 – верхнего триаса–средней юры, 3 – среднего триаса, 4 – перми–нижнего триаса, 5 – палеозоя; 6 – консолидированная верхняя кора; 7 – нижняя кора; 8 – верхняя мантия; 9 – магматические породы основного состава в осадочном чехле; 10 – породы повышенной плотности и намагниченности (базиты и ультрабазиты); 11 – разломы. Местоположение профиля см. на рис. 12а.

Fig. 10. Seismogeological profile KS-0908 (according to Zhuravlev et al., 2012 with changes).

1–5 – sedimentary complexes of the South Barents Depression: 1 – the upper Jura–Cenozoic, 2 – the Upper Triassic–Middle Jura, 3 – the Middle Triassic, 4 – the Perm–Lower Triassic, 5 – the Paleozoic; 6 – consolidated upper crust; 7 – lower crust; 8 – upper mantle; 9 – igneous rocks of the main composition in the sedimentary cover; 10 – rocks of increased density and magnetization (basites and ultrabasites); 11 – faults. For the location of the profile, see Fig. 12a.

подтверждением существования северо-восточной пассивной континентальной окраины ВЕП в позднем докембрии (Балуев, 2006). В районе линейного гравитационного максимума по сейсмическим данным отмечается увеличение граничной скорости с 6.0 до 6.5 км/с и прогиб поверхности кристаллического основания. Такое увеличение скорости можно объяснить внедрением большого объема магматических пород по субпараллельным разломам, которые выделяются магнитными аномалиями и по сейсмическим данным в зоне гравитационного максимума. Результаты плотностного моделирования подтверждают эти данные. На сейсмогеологических разрезах Кольско-Канинской моноклинали, составленных по переобработанным профилям (один из них представлен на рис. 10), на временах 2.5–4.0 с в зоне Баренцевоморского авлакогена в рифейской толще иногда прослеживаются регулярные отражения. Сейсмические разрезы зоны сочленения Балтийского щита и Баренцевомор-

ской плиты показывают, что и здесь аномальной зоне соответствует скоростная сейсмическая аномалия, в то время как под ней отмечается выступ более скоростных ($V_T = 7.0$ км/с), т.е. более плотных пород, что находит свое отражение в довольно интенсивной положительной магнитной аномалии, вытянутой вдоль побережья Баренцева моря (Журавлев и др., 2012).

Зона магнитных аномалий, выделенная при решении обратной задачи в формате 2D для низкочастотной составляющей АМП (см. рис. 9), отвечает, видимо, крупным магматическим телам, внедрившимся в кору по разломам на пострифтовой стадии раскола континента и заложения океанической коры. По своим характеристикам эта ситуация соответствует наличию комплекса SDR (Seaward Dipping Reflectors – рефлекторы, падающие в сторону океана), или, как его назвал Н.А. Богданов (2001), “начальной океанической коре”. Комплекс SDR представляет собой чередование тектонических

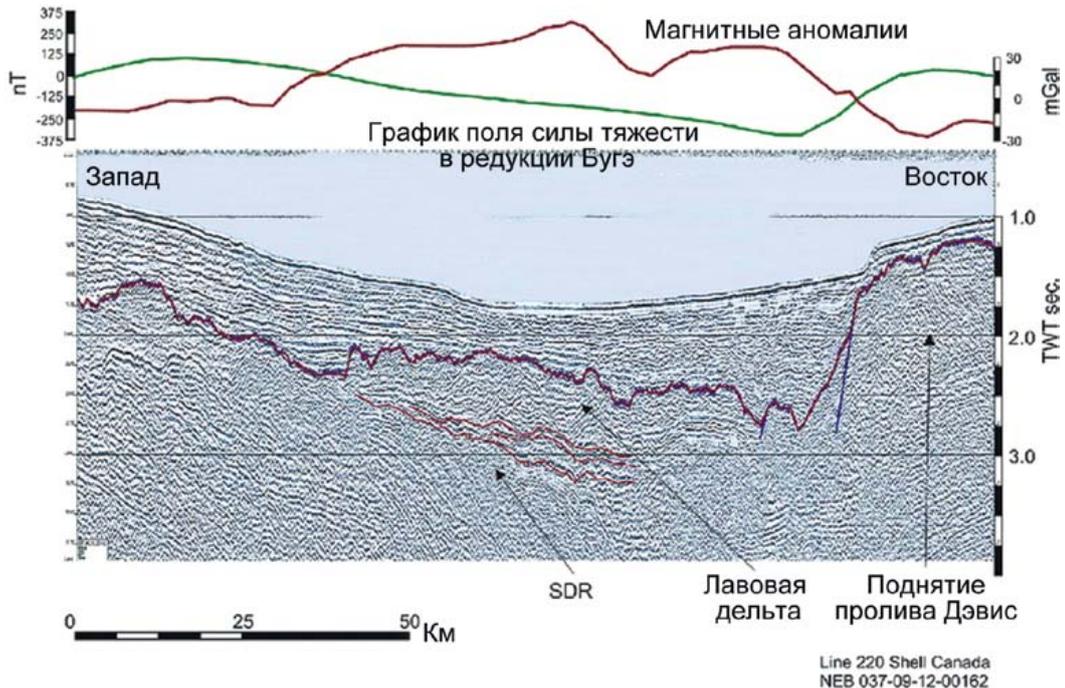


Рис. 11. Сейсмический профиль 220 в северной оконечности пролива Дэвиса, Канада (Jauer, et al., 2019).

Видны наклонные в сторону моря рефлексоры SDR. Над ними расположен комплекс лавовой дельты, который фиксируется по изменению характера сейсмической записи ниже регионального горизонта фундамента. Выше лежащий магнитный профиль подтверждает интерпретацию этой особенности сейсмического разреза как погребенный вулканический комплекс.

Fig. 11. Seismic line 220 at the northern end of Davis Strait, Canada (Jauer, et al., 2019).

SDR reflectors tilted towards the sea are visible. Above them is the lava delta complex, which is fixed by the change in the nature of the seismic record below the regional horizon of the foundation. The overlying magnetic profile confirms the interpretation of this feature of the seismic section as a buried volcanic complex.

пластин континентального материала с базитами-ультрабазитами, серпентинизированными на изгибе под подножием континентального склона. Такие аномальные зоны зафиксированы вдоль западной и восточной пассивных континентальных окраин Атлантического океана (Talwani, Abreu, 2000; Jauer C.D., et al., 2019) (рис. 11) и являются переходными структурами между континентальной и океанической корой. В нашем случае источник глубинной аномалии магнитного поля был захоронен под надвинутой в конце венда-кембрии коллизионной структурой тиманид.

Термический режим, создавшийся в земной коре в результате апвеллинга астеносферы в зоне континентального склона в среднем рифее и процессов андерплейтинга на ранней стадии эволюции, был, вероятно, сходным с термическим режимом Индо-Атлантического типа современных пассивных окраин (Хаин, Левин, 2001; Lister et al., 1991) и мог способствовать генерации и накоплению углеводородов в пределах древнего континентального склона.

Таким образом, вышеописанная зона положительных линейных аномалий магнитного поля фактически отражает дивергентную границу древней

континентальной плиты Балтика (древнее основание литосферной плиты Восточно-Европейской платформы), которая возникла при фрагментации суперконтинента Колумбия (Палеопангеи) в среднем рифее и формировании рифейского океанического бассейна, а затем была завуалирована последующими тектоническими процессами (Балуев, 2006).

Обращает на себя внимание закономерное дуговое расположение аномалий положительной корреляции магнитного и гравитационного полей вдоль флексурно-сбросовых зон, ограничивающих с запада и востока Южно-Баренцевский рифтогенный прогиб (рис. 12). Совмещение магнитных и гравитационных аномалий в данном случае свидетельствует об единых источниках этих аномалий, которыми могут служить магматические массивы основного состава, внедрившихся по сбросовым зонам рифтообразующих разломов в верхние слои земной коры в девонское время в процессе континентального рифтинга на Свальбардской плите.

Этот прогноз находит подтверждение при анализе глубинного динамического разреза по сейсмическому профилю KS 0913 C3 простирания, секущего вкрест простирания зону сочленения Тимано-Пе-

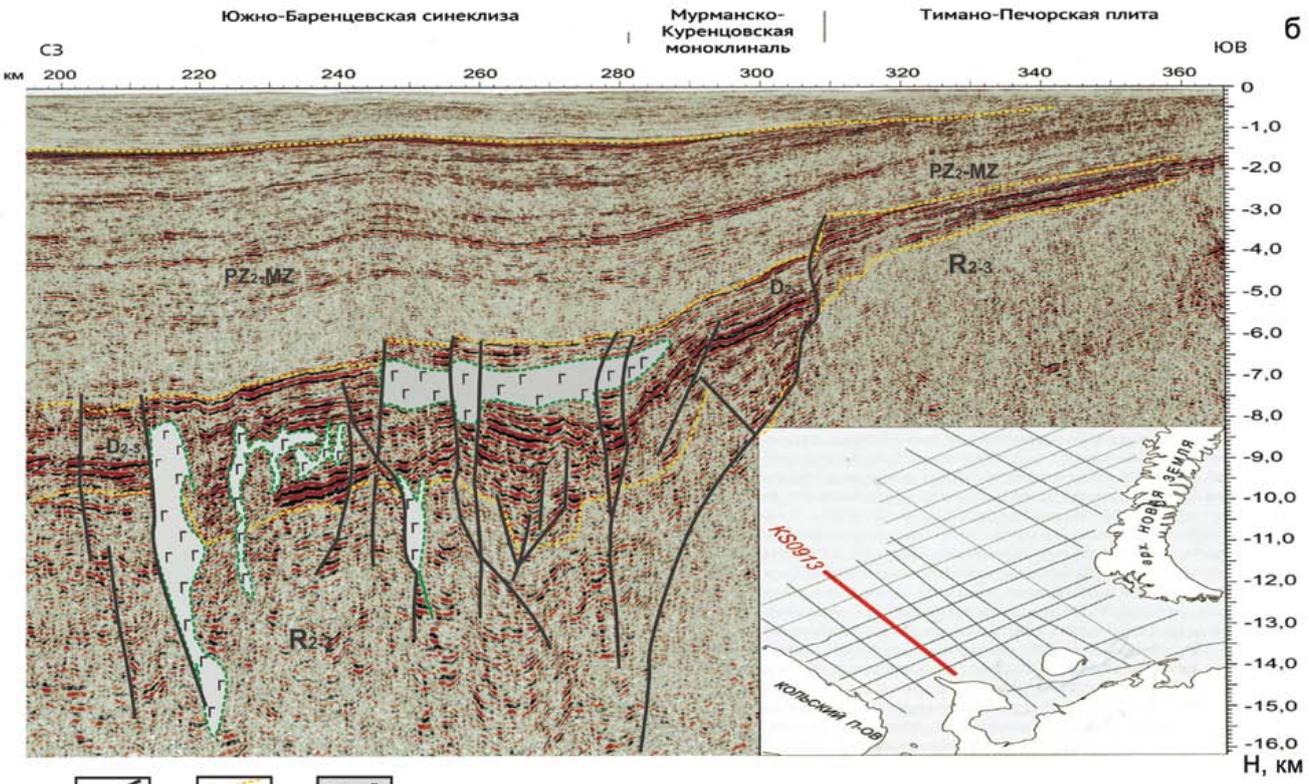
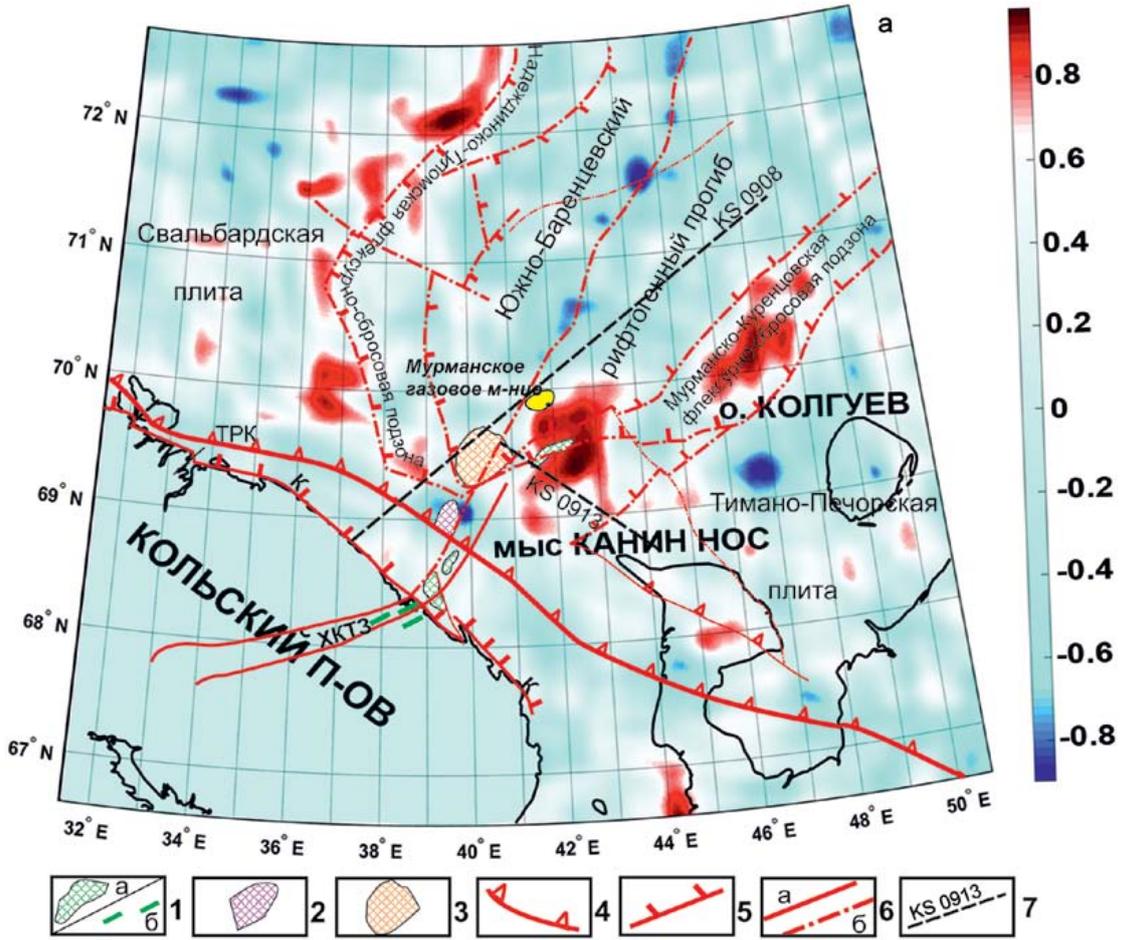


Рис. 12. а. Схема распределения коэффициентов корреляции гравимагнитных полей для высокочастотной составляющей в южной части Баренцевоморского шельфа.

1–3: гравимагнитные аномалии в пределах акватории, интерпретируемые как интрузивные массивы: 1 – основного состава, 2 – кислого состава, 3 – щелочного состава; 4–6 – разломы: 4 – взбросо-надвиговая тектоническая зона, 5 – сбросы, 6 – разломы осевой линии Южно-Баренцевской впадины: 6а – на суше, 6б – в акватории; 7 – линия разреза, показанного на рис. 12б. Справа – шкала коэффициента корреляции от +1 до –1.

б. Фрагмент глубинного динамического разреза по профилю KS0913 (Шельфовые..., 2020) с дополнениями.

1 – разрывные нарушения, 2 – сейсмические границы комплексов, 3 – интрузивные тела, внедрившиеся в осадочную толщу девона.

Fig. 12. a. Distribution of correlation coefficients of gravimagnetic fields for the high-frequency component in the southern part of the Barents Sea shelf.

1–3: gravimagnetic anomalies within the water area, interpreted as intrusive arrays: 1 – of the basite composition, 2 – of the acidic composition, 3 – of the alkaline composition; 4–6 – faults: 4 – overhang tectonic zone, 5 – discharges, 6 – the faults of axial line of Southern Barents rift trough: 6a – on land, 6b – in water area. 7 – the cut line shown in fig. 16. On the right is the correlation coefficient scale from +1 to –1.

b. A fragment of a deep dynamic section according to the profile KS0913 (Shelf..., 2020) with additions.

1 – faults, 2 – seismic boundaries of complexes, 3 – intrusive bodies embedded in the sedimentary thickness of the Devonian.



Рис. 13. Долеритовые дайки позднедевонского возраста на Баренцевоморском побережье, трассирующие Хибино-Контозерскую тектоническую зону.

Fig. 13. Dolerite dikes of late Devonian age on the Barentsevomorsky coast tracing the Hibino-Kontozersky tectonic zone.

чорской плиты с восточным бортом Южно-Баренцевской впадины, вдоль которого отмечаются аномалии положительной корреляции гравимагнитных полей. На профиле интервалы нарушенной сейсмической записи, обусловленные, по всей видимости, внедрением в осадочную толщу магматических по-

род, совпадают пространственно с вышеупомянутыми аномалиями положительной корреляции.

Судя по размерам аномалий положительной корреляции, массивы магматических пород имеют площадное распространение в виде силлоподобных тел, вероятнее всего, долеритового состава. Об этом

свидетельствуют наличие крупных (до 50 м мощностью) долеритовых даек ССВ простирания в прибрежной части Баренцева моря (рис. 13), в пределах Хибино-Контозерской тектонической зоны, являющейся структурой пропации Восточно-Баренцевского трога в тело Балтийского щита. Эти дайки прорывают верхнерифейские отложения Ивановского грабена и имеют девонский возраст.

На северном берегу Ивановской губы выделено силлоподобное тело, сложенное долеритами. По химическому составу и петрографическим характеристикам (Терехов и др., 2020) породы силла и подводящего канала (дайка) идентичны девонским долеритам. Таким образом, данные наземных исследований предполагают формирование девонских траппов вдоль сбросовых зон Южно-Баренцевского рифтогенного прогиба. Причиной же образования такой обширной области траппового магматизма и собственно начала проявления процессов рифтогенеза в девоне на Свальбардской плите могло служить возникновение плюмового воздействия на литосферу плиты.

К похожей модели строения Баренцевоморской (Свальбардской) плиты пришли авторы статьи (Marello et al., 2013), модель была разработана ими по анализу потенциальных полей. Для Баренц-региона авторы отмечают довольно сложное строение земной коры, выделяя в юго-восточной части баренцевоморского шельфа сильномагнитные блоки фундамента докембрийского заложения и структуры верхней коры, сформированные в более позднее время. Результаты наших исследований достаточно хорошо коррелируются с этими данными и детализируют их.

Представляет интерес и тот факт, что вдоль осевой линии Южно-Баренцевской впадины (см. рис. 12а), простирается цепочка аномалий отрицательной корреляции, где положительные гравитационные аномалии совпадают с отрицательными магнитными аномалиями. То есть, вдоль оси впадины располагаются источники аномалий с высокой плотностью, но с пониженной намагниченностью. Пространственно эта цепочка аномалий отрицательной корреляции совпадает с центральным разломом впадины, который являлся в свое время осью растяжения земной коры в процессе рифтинга. Однако природа этих образований остается пока неясной. Примечательно, что к этой осевой структуре у 70-й параллели приурочено Мурманское газовое месторождение.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По результатам комплексной интерпретации аномального магнитного поля и других геолого-геофизических данных была установлена природа источников магнитных аномалий, расположенных на разных структурных уровнях земной коры юго-западной части шельфа Баренцева моря. Магнитоактивный слой этого региона имеет сложное стро-

ение, в разрезе которого присутствуют как минимум два структурных уровня, отражающих определенные этапы эволюции земной коры.

Нижний уровень представлен массивными блоками глубинного заложения и отвечает, вероятней всего, комплексу SDR, представляющему собой чередование тектонических пластин континентального материала с базит-ультрабазитами, внедрившимся в кору на пострифтовой стадии раскола континента. Зона положительных линейных аномалий магнитного поля фактически отражает дивергентную границу древней континентальной плиты Балтика, которая возникла при фрагментации суперконтинента Колумбия (Палеопангея) в среднем рифее и формировании рифейского океанического бассейна, а затем была завуалирована последующими тектоническими процессами.

Верхний структурный уровень свидетельствует о внедрении в верхние слои земной коры по зонам рифтообразующих разломов магмы основного состава в позднедевонское время в процессе континентального рифтинга на Свальбардской плите. Это подтверждается наличием проявлений основного магматизма в пределах зоны пропации Южно-Баренцевской рифтогенной впадины в тело Балтийского щита.

Для двух аномалий, расположенных на морском продолжении Хибино-Контозерской тектонической зоны и вызывающих интерес с точки зрения их возможной перспективы на УВ-сырьё (Балуев и др., 2020), методом подбора эквивалентных моделей, соответствующих субвертикальным интрузивным телам, определены диапазоны залегания их верхних и нижних кромок на глубинах 7–14 и 20–45 км соответственно.

Благодарности

В статье использовались материалы из архивов ФГБУ “Росгеолфонд” по работам ГНЦ ФГУГП “Южморгеология” в Баренцевом море.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Балуев А.С. (2006) Геодинамика рифейского этапа эволюции северной пассивной окраины Восточно-Европейского кратона. *Геотектоника*. **40**(3). 183-196. DOI: 10.1134/S0016852106030034
- Балуев А.С., Брусиловский Ю.В., Иваненко А.Н. (2018) Структура земной коры Онежско-Кандалакшского палеорифта по данным комплексного анализа аномального магнитного поля акватории Белого моря. *Электронный журнал Геодинамика и тектонофизика*, **9**(4), 1293-1312. <https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-4-0396>
- Балуев А.С., Морозов Ю.А., Терехов Е.Н., Баянова Т.Б., Тюпанов С.Н. (2016) Тектоника области сочленения Восточно-Европейского кратона и Западно-Арктической платформы. *Геотектоника*, (5), 3-35. DOI:10.7868/S0016853X16050027
- Балуев А.С., Морозов Ю.А., Терехов Е.Н., Щербакова Т.Ф., Баянова Т.Б., Серов П.А. (2020) Массивы

- дезинтегрированных гранитоидов в зоне сочленения Восточно-Европейской и Западно-Арктической платформ: состав, возраст и углеводородный потенциал. *Геотектоника*, (2), 32-47. DOI: 10.31857/S0016853X20020022
- Балуев А.С., Журавлев В.А., Терехов Е.Н., Пржиялговский Е.С. (2012) Тектоника Белого моря и прилегающих территорий (Объяснительная записка к “Тектонической карте Белого моря и прилегающих территорий” масштаба 1 : 1 500 000). Тр. ГИН РАН. Вып. 597. М.: ГЕОС, 104 с.
- Баренцевоморская шельфовая плита. (1988) Тр. ВНИИ Океангеология. Т. 196. 263 с.
- Богданов Н.А. (2001) Континентальные окраины: общие вопросы строения и тектонической эволюции. *Фундаментальные проблемы общей тектоники*. М.: Науч. мир, 231-249.
- Брусиловский Ю.В., Городницкий А.М., Горшков А.Г., Иваненко А.Н., Филин А.М., Хан Ю.В., Шишкина Н.А. (2007) Анализ геомагнитного поля Белого моря. *Океанология*, **47**(3), 439-447.
- Волк В.Э. (1984) Геомагнитная характеристика земной коры Северной полярной области Земли. *Структура земной коры Мирового океана*. Л.: Севморгеология, 38-45.
- Государственная геологическая карта РФ – R-35-36 м-ба 1 : 1 000 000 (третье поколение). (2007) СПб., ВСЕГЕИ.
- Государственная геологическая карта РФ – R-37-38 м-ба 1 : 1 000 000 (третье поколение). (2008) С-Пб. ВСЕГЕИ.
- Журавлев В.А., Павлов С.П., Рыжова Е.Ю., Шлыкова В.В. (2012) Структура земной коры Российской части Баренцева моря. *Мат-лы Второй Международ. науч.-практич. конф. ЕАГО*, Сочи.
- Иваненко А.Н., Брусиловский Ю.В., Филин А.М., Шишкина Н.А. (2012) Современные технологии обработки и интерпретации магнитных данных при работах на морских месторождениях нефти и газа. *Геофизика*, (3), 60-71.
- Иваненко А.Н., Шишляев В.В. (2013) Автоматическое картирование источников потенциальных полей. *Мат-лы XX Международ. науч. конф. Школа по морской геологии*. Т. 5. М.: ГЕОС, 116-119.
- Кузнецов Н.Б. (2006) Кембрийская коллизия Балтики и Арктиды, ороген Протоуралид Тиманид и продукты его размыва в Арктике. *Докл. АН*, **411**(6), 788-793.
- Кузнецов Н.Б. (2008) Кембрийский ороген протоуралид-тиманид: структурные доказательства коллизии природы. *Докл. АН*, **423**(6), 774-779.
- Пальшин Н.А., Иваненко А.Н., Алексеев Д.А. (2020) Неоднородное строение магнитоактивного слоя Курильской островной дуги. *Геодинамика и тектонофизика*, **11**(3), 583-594.
- Сенин Б.В., Шипилов Э.В. (1993). Классификация и номенклатура региональных структурных элементов метаплатформы. *Осадочный чехол Западно-Арктической метаплатформы*. НИИ Моргеофизики, ИПП “Север”, г. Мурманск, 16-25.
- Строение литосферы российской части Баренц-региона. (2005) (Ред.: Н.В. Шаров, Ф.П. Митрофанов, М.Л. Верб, К. Гиллен) Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 318 с.
- Тектоническая карта Белого моря и прилегающих территорий. М-б 1 : 1 500 000. (2010) (Гл. ред.: М.Г. Леонов, Г.С. Казанин, отв. ред. А.С. Балуев) М.: ИПП Куна.
- Терехов Е.Н., Баянова Т.Б., Балуев А.С., Кузнецов Н.Б., Щербак Т.Ф., Серов П.А. (2020) Геохимия палеозойских долеритовых даек северо-востока Кольского полуострова и их соотношения с трапповым и щелочным магматизмом. *Геохимия*, **65**(8), 752-767. DOI: 10.31857/S0016752520080099
- Хаин В.Е., Левин Л.Э. (2001) Тектоника континентов и океанов. *Геология и геофизика*, **42**(11/12), 1724-1738.
- Шельфовые осадочные бассейны Российской Арктики: геология, геоэкология, минерально-сырьевой потенциал (2020), (Ред. Г.С. Казанин). АО “МАГЭ”, Мурманск, СПб., 544 с.
- Шипилов Э.В., Тарасов Г.А. (1998) Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа. Апатиты: КНЦ РАН. 306 с.
- Шкарубо С.И., Шипилов Э.В. (2007) Тектоника Западно-Арктической платформы. *Разведка и охрана недр*, (9), 32-47.
- Филатова Н.И., Хаин В.Е. (2010) Кратон Арктида и неопротерозойские-мезозойские орогенные пояса Циркумпольного региона. *Геотектоника*, (3), 3-29.
- Artemieva I.M. (2009) The continental lithosphere: Reconciling thermal, seismic, and petrologic data. *Lithos.*, **109**, 23-46.
- Gee D.G., Pease V., editors al. (2004) The Neoproterozoic Timanide Orogen of eastern Baltica: Introduction. *Geol. Soc. Lond., Mem.*, **30**, 1-3.
- Jauer Ch.D., Oakey G.N., Li Q. (2019) Western Davis Strait, a volcanic transform margin with petroliferous features. *Marine and Petrol. Geol.*, **107**, 59-80.
- Lister R.J., Kerr R.C. (1991) Fluid-mechanical models of crack propagation and their application to magma transport in dykes. *J. Geophys. Res. Atmospher.*, **96**(6), 10049-10077. DOI: 10.1029/91jB00600
- Marello L., Ebbing J., Gernigon L. (2013) Basement inhomogeneities and crustal setting in the Barents Sea from a combined 3D gravity and magnetic model. *Geophys. J. Intern.* Advance Access published, 1-28. doi: 10.1093/gji/ggt018
- Puchkov V.N. (1997) Structure and geodynamics of the Uralian orogen. *Orogeny through time. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, **121**, 201-234.
- Siedlecka A. (1985) Development of the Upper Proterozoic sedimentary basins of the Varanger peninsula, East Finnmark, North Norway *Geol. Surv. Finl. Bull.*, **331**, 175-185.
- Siedlecka A., Negrutsa V., Pickering K. (1995) Upper Proterozoic Turbidite System of the Rybachi Peninsula, northern Russian – a possible stratigraphic counterpart of the Kongsfjord Submarine Fan of the Varanger Peninsula, northern Norway. *Nor. Geol. Unders. Spec. Publ.*, **7**, 201-216.
- Talwani M., Abreu V. (2000) Inferences regarding I Rnitiation of oceanic crust formation from the U.S. East Coast Margin and Conjugate South Atlantic. *Margins Geophys. Monograph. Ser.*, **115**, 211-233.
- Verhoef J., Roest W.R., Macnab R. et al. (1996) Magnetic Anomalies of the Arctic and North Atlantic Oceans and Adjacent Land Areas. *Geol. Surv. Canada. Open File*. **3**, 125 a.

REFERENCES

- complex analysis of the anomalous magnetic field of the White Sea. *Geodinamika i tectonofizika*, **9**(4), 1293-1312. (In Russ.) <https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-4-0396>
- Baluev A.S., Morozov Yu.A., Terekhov E.N., Bayanova T.B., Tyupanov S.N. (2016) Tectonics of the Junction Region between the Eastern European Craton and the West Arctic Platform. *Geotektonika*, **50**(5), 453-483. (In Russ.)
- Baluev A.S., Morozov Yu.A., Terekhov E.N., Shcherbakova T.F., Bayanova T.B., Serov P.A. (2020) Massifs of disintegrated granitoids in the junction zone of the East European and West Arctic platforms: composition, age and hydrocarbon potential. *Geotektonika*, **54**(2), 173-187. (In Russ.) DOI: 10.1134/S0016852120020028
- Baluev A.S., Zhuravlev V.A., Terekhov E.N., Przhivalgovskii E.S. (2012) Tectonics of the White Sea and adjacent territories (Explanatory note to the "Tectonic map of the White Sea and adjacent territories" scale 1 : 1 500 000). Proc. GIN RAS. **597**. Moscow, GEOS Publ., 104 p. (In Russ.)
- Barents Sea Shelf plate. (1988) Proc. of the VNIIOkeanologiiya. V. 196, 263 p. (In Russ.)
- Bogdanov N.A. (2001) Continental margins: general issues of structure and tectonic evolution. *Fundamental problems of general tectonics*. Moscow, Nauchnyi mir. Publ., 231-249. (In Russ.)
- Brusilovsky Yu.V., Gorodnitsky A.M., Gorshkov A.G., Ivanenko A.N., Filin A.M., Khan Yu.V., Shishkina N.A. (2007) Analysis of the White Sea geomagnetic field. *Okeanologiya*, **47**(3), 439-447. (In Russ.)
- Gee D.G. and Pease V., editors al. (2004) The Neoproterozoic Timanide Orogen of eastern Baltica: Introduction: *Geol. Soc. Lond., Mem.* **30**, 1-3.
- Filatova N.I., Khain V.E. (2010) The Arctida Craton and Neoproterozoic-Mesozoic orogenic belts of the Circum-Polar region. *Geotektonika*, **44** (3), 3-29. (In Russ.)
- Ivanenko A.N., Brusilovsky Yu.V., Filin A.M., Shishkina N.A. (2012) Modern technologies for processing and interpreting magnetic data during work at offshore oil and gas fields. *Geofizika*, (3), 60-71 (In Russ.)
- Ivanenko A.N., Shishlyaev V.V. (2013) Automatic mapping of sources of potential fields. *Materials XX Inter. Sci. Conf. (Schools in marine geology)*. V. 5 Moscow, GEOS Publ., 116-119. (In Russ.)
- Jauer Ch.D., Oakey G.N., Li Q. (2019) Western Davis Strait, a volcanic transform margin with petroliferous features. *Mar. Petrol. Geol.*, **107**, 59-80.
- Khain V.E., Levin L.E. (2001) Tectonics of continents and oceans. *Geol. Geofiz.*, **42**(11/12), 1724-1738 (In Russ.)
- Kuznetsov N.B. (2006) The Cambrian Baltica-Arctida Collision, Pre-Uralide-Timanide Orogen, and Its Erosion Products in the Arctic. *Dokl. Earth Sci.*, **411**(9), 1375-1380. DOI: 10.1134/S1028334X06090091
- Kuznetsov N.B. (2008) The Cambrian Pre-Uralide-Timanide Orogen: Structural Evidence for Its Collisional Origin. *Dokl. Earth Sci.*, **423**(9), 1383-1387. DOI: 10.1134/S1028334X08090122
- Palshin N.A., Ivanenko A.N., Alekseev D.A. (2020) Heterogeneous structure of the magnetoactive layer of the Kuril island arc. *Geodinamika i tectonofizika*, **11**(3), 583-594. (In Russ.)
- Lister R.J., Kerr R.C. (1991) Fluid-mechanical models of crack propagation and their application to magma transport in dykes. *J. Geophys. Res. Atmosphere*, **96**(6), 10049-10077, DOI: 10.1029/91jB00600
- Lithosphere structure of the Russian part of the Barents region (2005) (Eds.: N.V. Sharov, F.P. Mitrofanov, M.L. Verba, K. Gillen). Petrozavodsk, Karelskii NTs RAS, 318 p.
- Marello L., Ebbing J., Gernigon L. (2013) Basement inhomogeneities and crustal setting in the Barents Sea from a combined 3D gravity and magnetic model. *Geophys. J. Intern.* Advance Access published, 1-28. doi: 10.1093/gji/ggt018
- Puchkov V.N. (1997) Structure and geodynamics of the Uralian orogen. *Orogeny through time. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, **121**, 201-234.
- Senin B.W., Shipilov E.V. (1993) Classification and nomenclature of regional structural elements of the metaplat-form. *Sedimentary cover of the Western Arctic metaplat-form*. Research Institute Morgeophysica. IPP "Nord", Murmansk, 16-25.
- Shkarubo A.S., Shipilov E.V. (2007) Tectonics of the Western Arctic Platform. *Razvedka i Okhrana Nedr*, (9), 32-47 (In Russ.)
- Shelf sedimentary basins of the Russian Arctic: geology, geo-ecology, mineral resources potential. (2020) (Ed. G.S. Kazanin). AO "MAGE". Murmansk, St.Petersburg, Renome Publ., 544 p. (In Russ.)
- Shipilov E.V., Tarasov G.A. (1998) Regional geology of oil and gas-bearing sedimentary basins of the West Arctic shelf. Apatites, KSC RAS, 306 p. (In Russ.)
- Siedlecka A. (1985) Development of the Upper Proterozoic sedimentary basins of the Varanger peninsula, East Finnmark, North Norway. *Geol. Surv. Finl. Bull.*, **331**, 175-185.
- Siedlecka A., Negrutsa V., Pickering K. (1995) Upper Proterozoic Turbidite System of the Rybachii Peninsula, northern Russian – a possible stratigraphic counterpart of the Kongsfjord Submarine Fan of the Varanger Peninsula, northern Norway. *Nor. Geol. Unders. Spec. Publ.*, (7), 201-216.
- State Geological Map of the Russian Federation Scale 1 : 1 000 000 (new series). Sheet R-35-36. (2007) St.Petersburg, VSEGEI Publ, (In Russ.)
- State Geological Map of the Russian Federation Scale 1 : 1 000 000 (new series). Sheet R-37-38. (2007) St.Petersburg, VSEGEI Publ, (In Russ.)
- Talwani M., Abreu V. (2020) Inferences regarding initiation of oceanic crust formation from the U.S. East Coast Margin and Conjugate South Atlantic. *Margins Geophysical Monograph Series*, **115**, 211-233.
- Tectonic map of the White Sea and adjacent areas. At a scale of 1 : 1 500 000. (2010) (Chief eds: M.G. Leonov, G.S. Kazanin; Managing Ed.: A.S. Baluev). Moscow, IPP KUNA Publ. (In Russ.)
- Terekhov E.N., Bayanova T.B., Baluev A.S., Kuznetsov N.B., Shcherbakova T.F., Serov P.A. (2020) Geochemistry of Paleozoic Dolerite Dikes in the Northeastern Kola Peninsula and Their Relations to Flood-Basalt and Alkaline Magmatism. *Geochem. Int.*, V. **58**(8), 887-902. DOI: 10.1134/S0016702920080091
- Verhoef J., Roest W.R., Macnab R. et al. (1996) Magnetic Anomalies of the Arctic and North Atlantic Oceans and Adjacent Land Areas. *Geol. Surv. Canada*. Open File. 3, 125 a.
- Volk V.E. (1984) Geomagnetic description of Earth's crust of Northern Polar area of the Earth. *Structure of the World ocean earth's crust*. Leningrad, PGO Sevmorgeologiya Publ., 38-45. (In Russ.)
- Zhuravlev V.A., Pavlov S.P., Ryzhova E.Yu., Shlykova V.V. (2012) Structure of the Earth's crust of the Russian part of the Barents Sea. *Materials of the second international scientific and practical conference of the EAGO*. Sochi: EAGO. (In Russ.)

УДК 551.733.3(470.1)

DOI: 10.24930/1681-9004-2022-22-5-599-611

Проявление позднеэронского события в разрезе силура на западном склоне Приполярного Урала

Т. М. Безносова, В. А. Матвеев

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

Поступила в редакцию 22.02.2022 г., принята к печати 25.04.2022 г.

Объект исследования. В статье приводятся результаты изучения следов глобального позднеэронского биотического и изотопного ($\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$) событий, сохранившихся в новом опорном разрезе нижнего силура на Приполярном Урале. **Материалы и методы.** Образцы осадочных пород, пробы на микрофауну, изотопный анализ и коллекции с остатками бентосной фауны собраны авторами в разные годы во время полевых работ. Исследования подтверждены седиментологическими, биостратиграфическими и хемотратиграфическими авторскими данными. **Результаты.** Событийно-стратиграфический интервал, установленный в верхней части лолашорского горизонта (эрония) силура, характеризуется усилением регрессивных тенденций, сокращением биоразнообразия, исчезновением конодонтов *Pranognathus tenuis* и брахиопод рода *Pentamerus*, а также $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ -аномалиями, наблюдаемыми в верхней толще лолашорского горизонта. **Выводы.** Полученные данные свидетельствуют об эвстатическом падении уровня моря, крупной экосистемной перестройке и перерыве в осадконакоплении в конце лолашорского времени. Рубеж лолашорского и филиппельского горизонтов (эрония и теличия) фиксирует резкий отрицательный сдвиг $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$, впервые установленный в разрезе нижнего силура на территории Европейского Северо-Востока России.

Ключевые слова: силур, лландовери, эрон, телич, Событие Сэндвик, изотопы углерода

Источник финансирования

Исследования проведены в соответствии с темой № 1021062311460-9-1.5.3 государственного задания ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН

Manifestation of the Late Aeronian event in the Silurian section on the western slope of the Subpolar Urals

Tat'yana M. Beznosova, Vladimir A. Matveev

N.P. Yushkin Institute of Geology, Federal Research Centre KSC, UB RAS, 54 Pervomaiskaya st., 167982 Syktyvkar, Russia,
e-mail: beznosova@geo.komisc.ru

Received 22.02.2022, accepted 25.04.2022

Research subject. The article presents the results of studying traces of the global Late Aeronian biotic and isotopic ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) events preserved in a new reference section of the Lower Silurian in the Subpolar Urals. **Materials and methods.** The samples of sedimentary rocks and microfauna, the results of isotope analysis, as well as the collections with remains of benthic fauna collected by the authors in different years during fieldwork were investigated. The studies were confirmed by sedimentological, biostratigraphic and chemostratigraphic data obtained by the authors. **Results.** The event-stratigraphic interval, established in the upper part of the Lolashor stage (Aeronian) of the Silurian, is characterized by increasing regressive tendencies, decreasing biodiversity, disappearance of *Pranognathus tenuis* conodonts and brachiopods of the genus *Pentamerus*, as well as by $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ anomalies in the upper strata of the Lolashor stage. **Conclusions.** The obtained data indicate a eustatic drop in the sea level, a major ecosystem restructuring, and a sedimentation gap at the end of the Lolashor time. The boundary between the Lolashor and Philippel stages (Aeronian and Telychian) records a sharp negative isotopic shift of $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, which was first observed in the Lower Silurian section in the European Northeast of Russia.

Keywords: Silurian, Llandovery, Aeronian, Telychian, Sandvika Event, carbon isotopes

Для цитирования: Безносова Т.М., Матвеев В.А. (2022) Проявление позднеэронского события в разрезе силура на западном склоне Приполярного Урала. *Литосфера*, 22(5), 599–611. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-5-599-611>

For citation: Beznosova T.M., Matveev V.A. (2022) Manifestation of the Late Aeronian event in the Silurian section on the western slope of the Subpolar Urals. *Lithosphere (Russia)*, 22(5), 599–611. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-5-599-611>

Funding information

The work was conducted within the framework of the projects No. 1021062311460-9-1.5.3 of the Institute of Geology, Federal Research Centre Komi Scientific Centre UB, RAS

Acknowledgements

The authors are grateful to P. Männik for joint field work, I.V. Smoleva, an engineer of the “Geoscience” laboratory of the Institute of Geology, Komi Science Center, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences for determining the carbon isotopic composition in carbonate rocks. Special thanks to two anonymous reviewers for constructive comments and suggestions that helped improve this article.

ВВЕДЕНИЕ

В связи с существующими противоречиями в датировке возраста лолашорского и филиппельского региональных горизонтов и определении рубежа аэрона и телича в разрезах Тимано-Североуральского региона нами был изучен новый разрез нижнего силура (обн. 109), в котором наиболее полно обнажены пограничные отложения лолашорского и филиппельского горизонтов на западном склоне Приполярного Урала (рис. 1). За основу расчленения нижнесилурийских отложений принята унифицированная стратиграфическая схема Урала (Стратиграфические..., 1993; Объяснительная..., 1994) с уточнениями (Безносова и др., 2020а), в которой лолашорский горизонт сопоставлен с аэронским ярусом, а филиппельский горизонт – с теличским ярусом. По стратиграфической полноте, содержанию ископаемых остатков фауны и доступности для изучения этот разрез может рассматриваться в качестве опорного для нижнего силура Североуральского региона.

Строение лолашорского горизонта в обнажении 109 отражает смену обстановок осадконакопления от открытошельфовых до прибрежно-лагунных. Существенные изменения наблюдаются в составе биот нижней и верхней толщ, слагающих горизонт. Нижняя толща включает обильную кораллово-строматопоратовую ассоциацию, а также ракушняки с брахиоподами *Pentamerus oblongus* (Sowerby) и комплекс конодонтов зоны *Pranognathus tenuis*, которые датируют аэронский возраст этой толщи. Верхняя толща горизонта формировалась в условиях постепенного обмеления морского бассейна, сопровождавшегося исчезновением стратиграфически важных видов брахиопод, конодонтов и развитием строматолитообразующей биоты. В этой толще нами установлена положительная аномалия значений изотопов углерода в карбонатах, а также резкий отрицательный экскурс $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$, который, возмож-

но, разделяет отложения лолашорского и филиппельского горизонтов и позволяет предположить присутствие следов глобального события Сэндвик (Sandvika Event) в рассматриваемом разрезе. Этот интервал разреза лолашорского горизонта, возможно, соотносится с позицией биотического события Сэндвик в стратиграфическо-событийной шкале силура – в нижней части конодонтовой зоны *Distomodus staurogathoides* и позднеаэронской граптолитовой зоны *Stimulograptus sedgwickii* (Lehnert et al., 2010, 321, рис. 1).

Событие Сэндвик было описано в Норвегии как крупное событие вымирания граптолитов зональных видов – *Lituigraptus convolutus* и *Stimulograptus sedgwickii* (Aldridge et al., 1993). В тех разрезах, где отсутствуют граптолиты, это событие характеризуется вымиранием определенного состава биоты – конодонтов *Pranognathus tenuis* (Aldridge), брахиопод рода *Pentamerus* и трилобитов, что способствует выявлению событийно-стратиграфического интервала этого глобального события (Johnson, 1989). Это же событие Л. Джеппссон (Jeppsson, 1990, 1996) и Олдридж с соавторами (Aldridge et al., 1993) рассматривали как океаническое, обусловленное климатическими изменениями в течение силура, считая, что основные литологические и фаунистические изменения (на примере разрезов в Скандинавии и странах Балтии), могли возникнуть без значительных изменений глобального уровня моря. Обобщение данных по изотопно-углеродным маркерам, биотическому и океаническому событиям подтвердило корреляцию позднеаэронского изотопного события с биособытием Сэндвик, а также тот факт, что в течение одного и того же временного интервала, предшествующего позднеаэронскому изотопному событию, вымерла глубоководная и мелководная морская фауна в разных регионах (Jeppsson, 1998; Munnecke et al., 2003; Melchin, Holmden, 2006; Loydell, Frýda, 2007; Calner, 2008; Storch, Frýda, 2012; Cooper et al., 2014; Hammarlund et al., 2019; Braun et al., 2021).

Трудности в установлении возрастной оценки рассматриваемого событийного интервала в отложениях нижнего силура западного склона Приполярного Урала обусловлены тем, что эти отложения не содержат ископаемых остатков фауны (например, граптолитов), общих с международными стандартными разрезами.

О возможном присутствии следов биособытия Сэндвик в разрезе лолашорского горизонта на западном склоне Приполярного Урала сделал предположение С.В. Мельников (1999), обнаруживший в нижней части лолашорского горизонта в обн. 217 комплекс конодонтов, характерных для зоны *Pranognathus tenuis*. Интервал разреза, заключающий эти конодонты, был им сопоставлен с эпизодом Джонг Примо (Jong Primo Episodes) + событие Сэндвик (Sandvika Event) (Жемчугова и др., 2001). Обоснованием стратиграфического положения событийного интервала в разрезе послужила последовательность эпизодов и событий, предложенная в работах Джеппссона (Jeppsson, 1990, 1998).

В работе других авторов (Lehnert et al., 2010, с. 321, рис. 1) событие Сэндвик сопоставлено со второй половиной граптолитовой зоны *sedgwicki*, а также с нижней третью конодонтовой зоны *Ozarkodina aldridgei* (или в параллельной конодонтовой шкале с нижней третью зоны *Distomodus staurogathoides*). То есть весь хроностратиграфический интервал конодонтовой зоны *Pr. tenuis* располагается между биотическими событиями Джонг Примо Эпизод (Jong Primo Episodes) и Сэндвик (Sandvika Event). Согласно этим данным, начало события Сандвика определяется по исчезновению в разрезе конодонтов *Pr. tenuis*.

Положительные экскурсы $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$, обнаруженные в позднем эроне во многих регионах, совпадают с падением уровня моря и сокращением биоразнообразия, вызванными, как считается, оледенением (Azmy et al., 1998; Caputo, 1998; Veizer et al., 1999; Melchin, Holmden, 2006; Loydell, Frýda, 2007; Lehnert et al., 2010; Trotter et al., 2016).

Полученные нами результаты изучения лолашорского горизонта в уральском разрезе позволяют предположить, что интервал разреза в верхней толще горизонта с положительным изотопным экскурсом $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$, характеризующийся эвстатическим падением уровня моря и исчезновением конодонтов зоны *Pr. tenuis*, брахиопод *P. oblongus*, содержит следы глобального позднеэронского события Сэндвик.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Материалом для статьи послужили коллекции литологических образцов с остатками фауны и изотопный состав углерода из нижнесилурийских разрезов западного склона Приполярного



Рис. 1. Схема месторасположения изученных разрезов нижнего силура (Приполярный Урал, р. Кожым).

Fig. 1. Scheme of location of the studied Lower Silurian sections (Subpolar Urals, Kozhym River)

го Урала (обн. 109 и 217). Кроме того, учтены опубликованные результаты изучения разрезов нижнего силура (Опорные..., 1987; Мельников, 1999;

Жемчугова и др., 2001; Безносова, 1994, 2008; Мамвеев, 2013; Соколова, 2012; Männik et al., 2000). Определения остатков фауны из обн. 109 и 217 выполняли: О.В. Богоявленская – строматопороидеи, Н.А. Боринцева – табуляты, В.С. Цыганко – ругозы, Т.М. Безносова – брахиоподы, С.В. Мельников – конодонты (обн. 217), П. Мянник и Л.В. Соколова – конодонты (обн. 109).

Изотопный состав углерода определен в 43 образцах карбонатных пород в обнажении 109. Шаг отбора проб определялся литологическими особенностями толщи и составлял в среднем 0.5 до 5 м и в отдельных случаях увеличивался до 15 м. Определение изотопного состава углерода в карбонатных породах проведено в ЦКП “Геонаука” Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН на масс-спектрометре DELTA V Advantage И.В. Смолевой. Значения изотопных коэффициентов определялись в промилле (‰) по стандартам PDB NBS18 и NBS19 (TS-limestone) для углерода. Погрешность определения обоих коэффициентов не превышала $\pm 0.1\%$.

Коллекции образцов хранятся в Геологическом музее им. А.А. Чернова Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Коллекция № 1181 – литологические образцы и шлифы, коллекция № 466 – образцы с остатками брахиопод и другой фауны.

ХАРАКТЕРИСТИКА ИССЛЕДУЕМЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Отложения лолашорского и филипппельского горизонтов нижнего силура в бассейне р. Кожым в обн. 109 хорошо доступны для изучения и послыного отбора образцов. Общая мощность изученного нами интервала разреза в этом обнажении составляет 208 м. В целях получения более полной информации об условиях формирования и биоистратиграфии лолашорского горизонта был проведен сравнительный анализ толщ, слагающих этот горизонт в обн. 217, расположенном в 45 км вниз по течению от обн. 109 (рис. 1), в котором филипппельский горизонт ранее был выбран в качестве гипостратотипа (Опорные..., 1987). Как сейчас установлено, пограничные отложения лолашорского и филипппельского горизонтов в этом обнажении вскрываются в высоких скальных выходах, обрывающихся в русло реки Кожым и практически недоступны для послыного отбора образцов и проб.

Разрез лолашорского горизонта в обн. 109 начинается с выходов массивных доломитов на левом береговом склоне вблизи уреза воды (рис. 2) и нарастается вниз по течению реки. Отложения горизонта подразделяются на две толщи. Нижняя толща сложена преимущественно доломитами темно-серыми, массивными, биокластовыми, с желваками и линзами кремней. В основании тол-



Рис. 2. Первые выходы пород лолашорского горизонта. Река Кожым, обн. 109.

Fig. 2. The first rock outcrops of the Lolashor stage. Kozhym River, outcrop 109.

щи залегают ракушняки мощностью до 1.6 м, которые сложены целыми раковинами и отдельными створками брахиопод *Pentamerus oblongus* (Sowerby). Выше лежащие породы представлены чередованием доломитов толсто плитчатых, массивных, с колониями строматопороидей *Cladrodiction* sp. (рис. 3а), табулят *Catenipora gothlandica* (Iabe) с маломощными прослоями доломитов с детритом криноидей, гастропод и доломитов толсто плитчатых с обилием отдельных створок раковин пентамерид и их фрагментов (рис. 3б). Комплекс конодонтов включает в себя *Aspelundia* cf. *expansa* Armstrong, *Oulodus panuarensis* Bischoff, *Panderoodus* cf. *greenlandensis* Armstrong, *Ozarkodina wau-goalaensis* Bischoff (Соколова, 2012). Аэронский возраст отложений толщи определяет присутствие в ней остатков брахиопод *P. oblongus* широкого географического распространения (Безносова, 2008; Beznosova, 2014). Эта толща в разрезе лолашорского горизонта отвечает максимальному повышению относительного уровня моря. Мощность толщи 77 м.

Верхняя толща сложена чередованием доломитов вторичных, серых, крупнокристаллических, массивных, доломитов микрослойчатых, строматолитовых и известняков тонко- и толсто плитчатых, светло-серых, афанитовых. В основании толщи доломиты участками брекчированные (рис. 3в, г), перекрываются доломитами массивного сложения, косослоистыми, выше которых в интервале 3.2 м наблюдается тектоническое нарушение. Этот интервал разреза представлен отдельными глыбами (до 1 м) и обломками светло- и темно-серых доломитов, в которых заключены перекристаллизованные фрагменты раковин пентамерид. Слой с

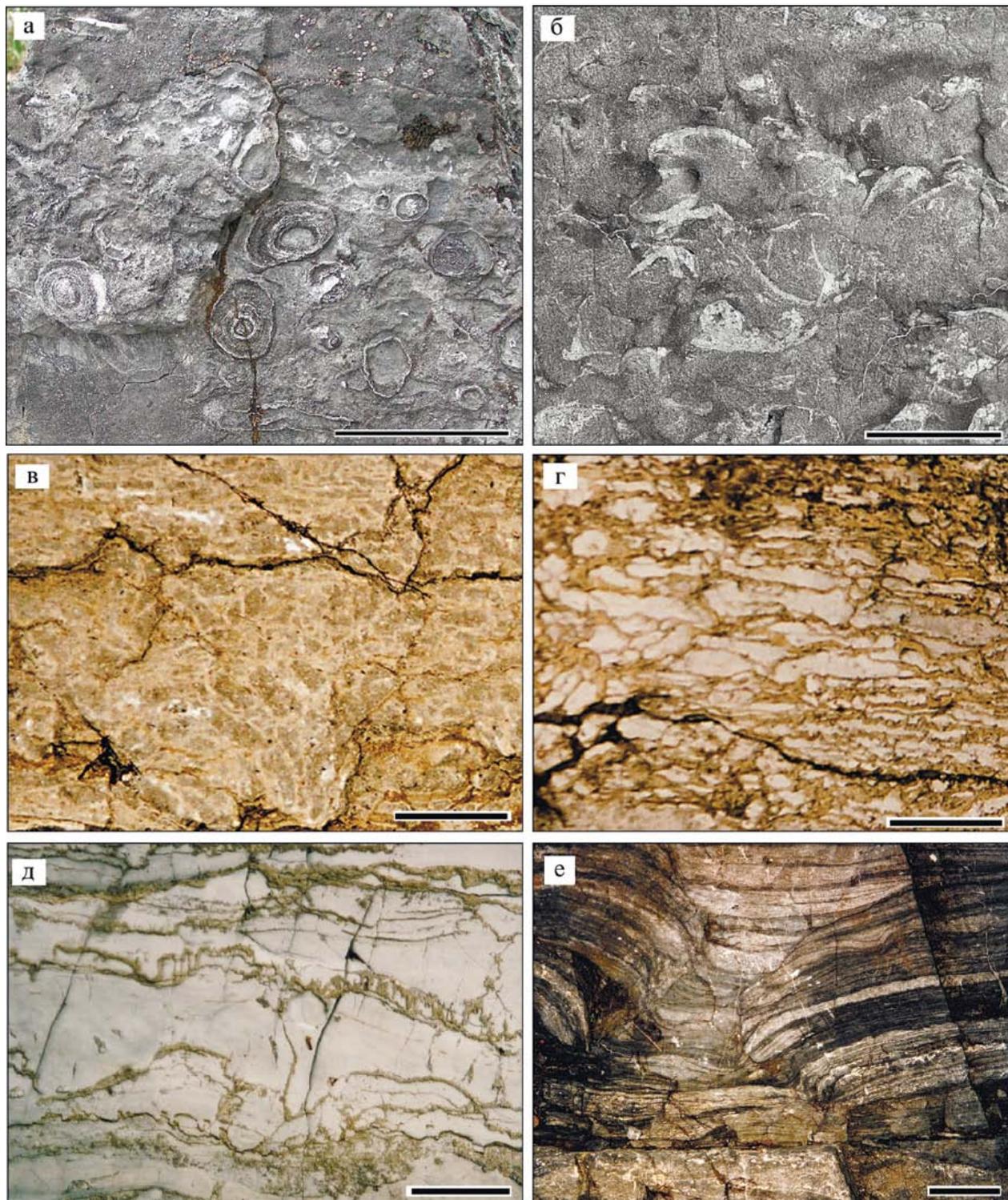


Рис. 3. Литологические типы пород лолашорского и филиппьельского горизонтов в обн. 109.

а – скопления трубчатых колоний строматопоронидей, б – ракушняк с пентамеридами, в – известняковые брекчии, г – брекчии растрескивания (?), д – известняк афонитовый с многочисленными стилолитовыми поверхностями, е – куполовидная строматолитовая постройка. Масштабная линейка – 5 см.

Fig. 3. The lithological rock types of boundary deposits of the Lolashor and the Filipp’el’ stages in the outcrop 109.

а – clusters of tubular stromatoporoid colonies, б – shell rock with pentamerides, в – limestone breccias; г – crackle breccias (?), д – afonitic limestone with numerous stylolite surfaces, е – domal stromatolite structure. Scale bar – 5 cm.

конодонтами *Rexroadus cf. kentuckyensis* (Branson et Branson) и *Galerodus magalius* Melnikov приурочены преимущественно к нижней половине этой толщи.

Вверх по разрезу наблюдаются признаки изменений условий осадконакопления: постепенно исчезают остатки бентосной фауны, наблюдаются прослои доломитов с плоскогалечными конгломератами, трещинами усыхания осадка и прослоями строматолитов, достигающих мощности 2.2 м. Верхи толщи сложены чередованием доломитов светло-серых афанитовых со стилолитами (рис. 3д), доломитов микрослойчатых с поверхностями перерывов, знаками волновой ряби, следами микроразмывов и доломитов темно-серых, заключающих фрагменты строматопороидей, табулят и раковинный детрит. В кровле пачки залегают доломиты тонкослоистые со знаками волновой ряби, косой слоистостью, трещинами усыхания и с прослоями крупного плоскогалечного конгломерата мощностью (до 0.4 м).

Обмеление бассейна к концу лолашорского времени привело к полному исчезновению бентосных сообществ и, возможно, перерыву в осадконакоплении на рубеже лолашорского и филипппельского времени, который, к сожалению, не датируется палеонтологически, поскольку крайне мелководные отложения не содержат остатков фауны.

Основание филипппельского горизонта слагают доломиты серые, массивные, переслаивающиеся с доломитами микрослойчатыми, строматолитовыми (рис. 3е), с трещинами усыхания осадка, с прослоями плоскогалечного конгломерата.

Мощность верхней толщи составляет 81 м. Общая мощность лолашорского горизонта в этом обнажении – 158 м.

Изотопы углерода

Изучение изотопного состава углерода карбонатов лолашорского горизонта и пограничных с ним отложений филипппельского горизонта в обн. 109 показало широкий разброс значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ – от -7.5 до $+1.2\text{‰}$ (рис. 4).

Нижняя толща разреза характеризуется незначительными изменениями изотопного состава углерода (от $+0.35$ до $+0.8\text{‰}$) и обилием остатков кораллово-строматопоровой фауны и брахиопод, характерных для отложений открытого шельфа. Можно предполагать, что ее формирование происходило преимущественно в зоне нормально-морского бассейна.

Нижнюю и верхнюю толщи разделяет небольшой задернованный интервал в разрезе, выше которого на изотопной кривой отмечается небольшой отрицательный сдвиг $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ с амплитудой до $+0.9\text{‰}$. Этот отрицательный экскурс приходится на интервал разреза с брекчированными породами и косослоистыми текстурами.

В верхней толще разреза на изотопной кривой выделяются два положительных экскурса $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$. Первый экскурс со значениями $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ от -1.8 до $+1.1\text{‰}$, второй – от -1.1 до $+1.2\text{‰}$. Возможно, что отклонения изотопной кривой как в сторону положительных, так и в сторону отрицательных значений в этой толще обусловлены сменой условий седиментации, которые отразились на составе пород. Положительные экскурсы $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$, установленные в верхней толще лолашорского горизонта, совпадают с понижением уровня моря, во время которых накапливались доломиты, включающие редкие остатки бентосной фауны. Возможно, в этом интервале уральского разреза сохранились следы позднеаэронского изотопного события и биособытия Сэндвик.

Положительные аномалии $\delta^{13}\text{C}$ в позднем аэроне обнаружены во многих частях мира: в Шотландии (Melchin, Holmden, 2006), США (McAdams et al., 2017; Waid, Cramer, 2017), в Арктической Канаде (Melchin, Holmden, 2006), Новой Шотландии (Melchin et al., 2014; Braun et al., 2021), Богемии (Storch, Frýda, 2012), Дании (Hammarlund et al., 2019). В большинстве регионов они совпадают с падением уровня моря и сокращением биоразнообразия (Melchin, Holmden, 2006; Loydell, Frýda, 2007). Значительные положительные аномалии изотопов углерода отмечаются как в карбонатах, так и в органическом веществе (Hammarlund et al., 2019; Braun et al., 2021). С-изотопные кривые в каждом регионе имеют свои характерные особенности, что свидетельствует о влиянии региональных факторов на распределение изотопов углерода (Braun et al., 2021).

В изученном уральском разрезе наиболее крупным элементом на изотопно-углеродной кривой является отрицательный экскурс $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ с амплитудой до -7.5‰ , который, возможно, фиксирует рубеж лолашорского и филипппельского горизонтов (аэрона и телича). Отрицательный экскурс $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ на этом стратиграфическом уровне коррелирует с аналогичным экскурсом на рубеже аэрона и телича и перерывом в осадконакоплении, установленным в морских карбонатах формации Румба Эстонии (до -3.4‰) (Kaljo, Martma, 2000).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ лито-, биостратиграфических данных и первые результаты изучения изотопного состава углерода в разрезе лландовери на западном склоне Приполярного Урала показали возможность уточнения стратиграфического положения лолашорского и филипппельского горизонтов.

Нижняя толща лолашорского горизонта в изученном разрезе включает преимущественно крупные целые раковины брахиопод *Pentamerus oblongus* одной возрастной группы особей.

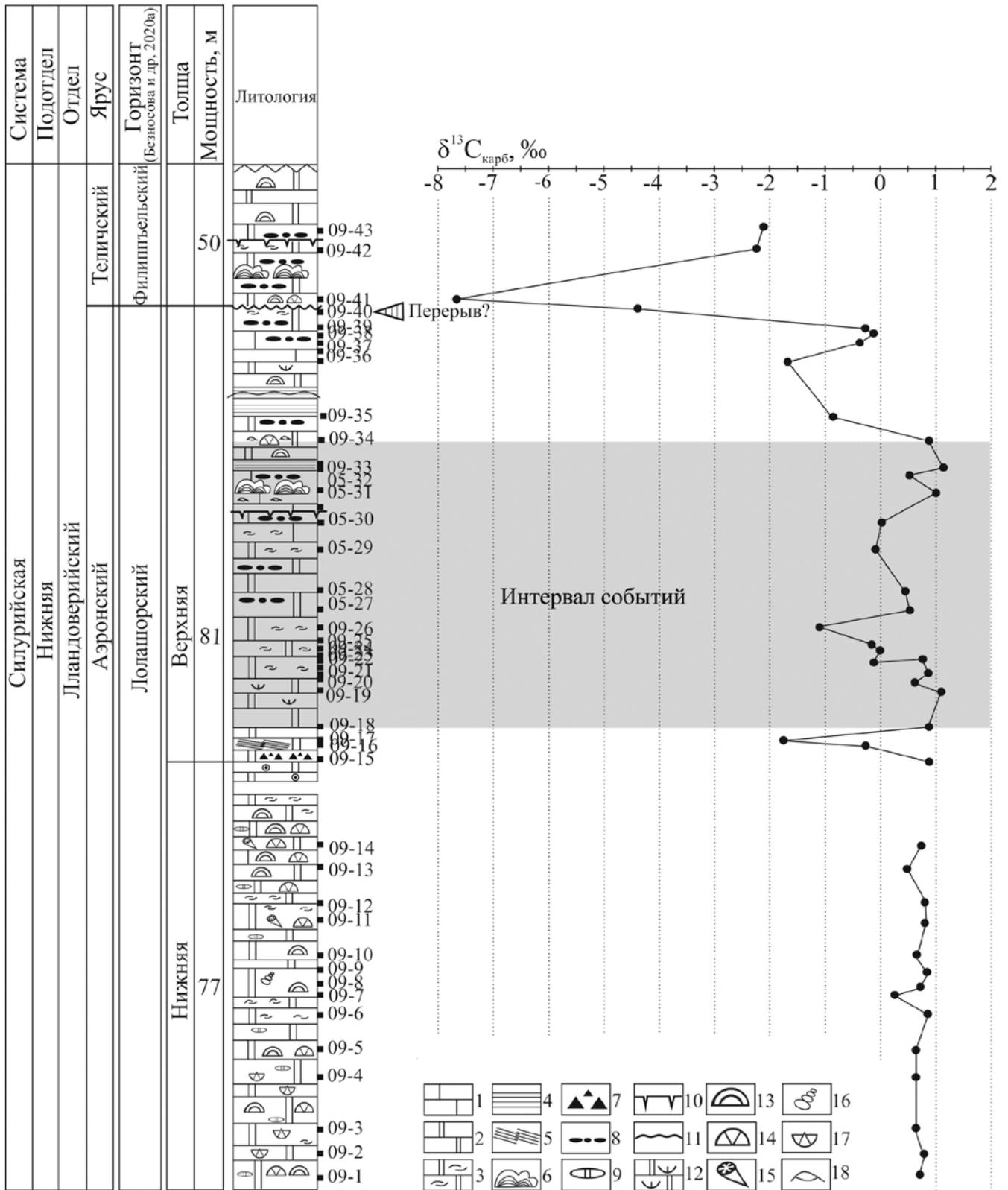


Рис. 4. Литолого-стратиграфическая колонка и распределение изотопов углерода в обн. 109.

1 – известняк, 2 – доломит, 3 – детритовый доломит, 4 – микрослойчатый доломит, 5 – косая слоистость, 6 – строматолиты, 7 – брекчии, 8 – плоскогалечный конгломерат, 9 – окремнение, 10 – трещины усыхания, 11 – знаки волновой ряби, 12 – фрагменты раковин пентамерид, 13 – строматопоройдеи, 14 – табуляты, 15 – ругозы, 16 – гастпроподы, 17 – целые раковины брахиопод пентамерид, 18 – остракоды.

Fig. 4. Lithological-stratigraphic column and distribution of carbon isotopes in the outcrop 109.

1 – limestone, 2 – dolomite, 3 – detrital dolomite, 4 – microlayered dolomite, 5 – oblique bedding, 6 – stromatolitic. 7 – breccias, 8 – flat pebble conglomerate, 9 – silification, 10 – mud cracks, 11 – wave ripple mark, 12 – pentamerid shells, 13 – stromatoporoidea, 14 – tabulates, 15 – rugoses, 16 – gastropods, 17 – Pentamerida brachiopods, 18 – ostracods.

Известно, что ассоциации *P. oblongus* батиметрически относятся к третьему бентосному комплексу (БК 3) (Boucot, 1975). Считается, что эта ассоциация брахиопод занимала пространство на морском дне выше штормовой волновой базы (Johnson, 2006). В западноуральских разрезах распространение этого вида охватывает нижнюю часть лолашорского горизонта (Опорные..., 1987; Безносова, 2008; Beznosova, 2014). Полученные результаты изучения условий седиментации и развития биоты в лландовери позволяют сделать предположение, что формирование рифогенных толщ на Приполярном и Северном Урале, которое сопровождалось крупной перестройкой экосистем, происходило в лолашорское, а не в филиппельское время, как это принято считать (Опорные..., 1987; Антошкина, 2003; Безносова, 2008). Постепенное сокращение биоразнообразия, связанное с началом обмеления бассейна в среднелолашорское время, продолжалось в позднелолашорское и в филиппельское время. Логично предположить, что сообщества рифолюбивых брахиопод *Harpidium angustum* Kirk (Полярный Урал), *Pseudoconchidium kozhemicum* Nikiforova и *Virgianella vaigatshensis* Nikiforova (Приполярный и Северный Урал), которые так же, как и сообщество ровного дна *Pentamerus oblongus*, принадлежат к БК 3 (Boucot, 1975), существовали в одно и то же лолашорское время в североуральском морском бассейне, и отложения, заключающие эти виды, представляют собой синхронные биофашии (Безносова, 2008, с. 137, 167; Beznosova, 2014). Важным доказательством возраста толщ, заключающих эти брахиоподы, является установленный факт залегания слоев с *V. vaigatshensis* непосредственно на сланцах с граптолитами зоны *Demirastrites convolutus* среднего лландовери в бассейне р. Колымы (Николаев и др., 1975; Сапельников, Безносова, 1980). Традиционно рифогенные толщи лландовери в западноуральских разрезах относились к филиппельскому горизонту (теличу) на основании находок конодонтов *Icriodella malvernensis* Aldridge, которые обнаружил С.В. Мельников в обн. 196 на Приполярном Урале (Объяснительная..., 1994; Опорные..., 1987; Безносова, Мянник, 2005; Безносова, 2008; Männik et al., 2000).

Результаты вновь проведенного изучения разрезов показали, что условия формирования рифогенных отложений с ракушняковыми банками брахиопод пентамерид, принадлежащих к БК 3, были благоприятными для существования в раннелолашорское время.

Первое вымирание пентамерид в силуре – *Pentamerus oblongus* – было обусловлено падением уровня моря и климатическими изменениями в позднем эроне. Второе событие вымирания пентамерид, как известно, произошло во время глобального события Лау по сходному сценарию (Talent et al., 1993; Jeppsson, 1998; Jeppsson, Aldridge, 2000; Calner et al., 2004; Lehnert et al., 2007; Безносова и др., 20206).

Конодонтовая последовательность, установленная С.В. Мельниковым в западноуральских разрезах и скважинах нижнего силура Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна, представлена преимущественно эндемичными региональными таксонами (Мельников, 1999). Исключение составляют конодонты *Pronognathus tenuis* (Aldridge), которые, как и зональный вид брахиопод *Pentamerus oblongus* (Sowerby), наиболее значимы для определения эронского возраста заключающих их толщ в Тимано-Североуральских разрезах (Безносова, 2008).

В силурийских разрезах Европейского Северо-Востока накопление крайне мелководных отложений филиппельского горизонта, точнее, его нижней части, где преобладающим типом пород являются строматолитовые микрослоистые доломиты с трещинами усыхания осадка, со следами перерывов и микроразмывов, соотносится со значительной лландоверийской регрессией. Падение относительного уровня моря в западных, еще более мелководных, территориях Тимано-Североуральского палеобассейна, обусловило прекращение осадконакопления (Жемчугова и др., 2001). Перерыв в осадконакоплении на рубеже лолашорского и филиппельского горизонтов в Тимано-Печорской провинции отмечали В.А. Жемчугова, С.В. Мельников и В.Н. Данилов в скв. Возей-205 (Жемчугова и др., 2001, с. 75, рис. 73). Уровень резкого обмеления и перерыв в осадконакоплении были установлены в разрезах среднего лландовери Эстонии, Литвы, Подолии. Это обстоятельство позволило Р. Эйнасто (1986) сделать вывод, что перерыв в осадконакоплении в среднелландоверийское время распространен на всей западной территории Восточно-Европейской платформы.

Резкий отрицательный сдвиг С-изотопной кривой, разделяющий лолашорский и филиппельский горизонты, впервые установленный нами на исследуемой территории (см. рис. 4), коррелирует с аналогичным биостратиграфически датированным отрицательным экскурсом и перерывом

в осадконакоплении на рубеже азрона и телича в формации Румба Эстонии (Kaljo, Martma, 2000; Kaljo et al., 2003). Значительная отрицательная изотопная аномалия (до -7.5%) в основании филиппельского горизонта, может послужить хеостратиграфическим маркером рубежа лолашорского и филиппельского горизонтов, при условии, что будет прослежена и в других североуральских разрезах.

Перерывы в осадконакоплении, обоснованные в том числе и изотопными данными, известны во многих разрезах мира (Kaljo et al., 2003; Braun et al., 2021). Фациальные и фаунистические изменения могли быть вызваны оледенением в азроне (Azmy et al., 1998; Veizer et al., 1999; Lehnert et al., 2010; Trotter et al., 2016; Caputo, 1998), которое, возможно, обусловило падение уровня моря как во всем мире, так и локально. Несмотря на довольно хорошую изученность, до сих пор нет единого мнения о причинах этого отклонения. Негативные аномалии изотопов углерода связывают с гумидным климатическим интервалом, сопровождаемым повышением уровня океана и возможным влиянием легкого $\delta^{13}\text{C}$, высвобожденного из-за вулканической активности в позднем азроне (Kaljo, Martma, 2000). Другой причиной этого отклонения может быть низкая биопродуктивность или сокращение захоронения органического вещества (Cramer, Saltzman, 2005, 2007), а также постседиментационные изменения карбонатных пород (Hammarlund et al., 2019).

Результаты изучения биостратиграфического распространения основных групп фауны в отложениях лолашорского горизонта в обн. 109 и 217 показали, что событие вымирания биоты соотносится с интервалом разреза верхней половины лолашорского горизонта. В обн. 109 этот интервал разреза характеризуется увеличением значений изотопов углерода до $+1.2\%$ (см. рис. 4).

Первые полученные вариации изотопного состава углерода в этом разрезе нижнего силура, возможно, приблизят к решению проблемы уточнения стратиграфического положения лолашорского и филиппельского горизонтов в разрезах и скважинах Тимано–Североуральского региона и их корреляции с Общей стратиграфической шкалой нашей страны. Эти же результаты позволяют считать неубедительными сопоставления лолашорского горизонта с рудданом, а филиппельского горизонта – с азроном (Antoshkina et al., 2000; Männik et al., 2000; Состояние изученности..., 2008, приложение № 4).

Выявленные в изученном разрезе интервалы с С-изотопными аномалиями имеют отчетливые фациально-седиментологические характеристики и компенсируют недостатки биостратиграфического метода, связанного с экологическим контролем распространения организмов.

ВЫВОДЫ

Впервые полученные данные по изотопному составу углерода, а также стратиграфическое распространение основных групп фауны в отложениях лолашорского горизонта указывают на возможное присутствие следов глобальных событий, сопоставимых с позднеазронским изотопным положительным событием и биособытием Сэндвик.

Карбонатная толща верхней части разреза лолашорского горизонта Приполярного Урала, которая характеризуется усилением регрессивных тенденций, вымиранием бентосной фауны и развитием строматолитообразующей биоты, свидетельствует о крупной экосистемной перестройке на рубеже лолашорского и филиппельского горизонтов.

Полученные вариации изотопного состава углерода позволяют предположить, что значительная отрицательная изотопная аномалия углерода (до -7.5%) в основании филиппельского горизонта, может рассматриваться как хеостратиграфический маркер рубежа лолашорского и филиппельского горизонтов и в дальнейшем, по мере получения новых данных, послужить надежным инструментом для региональных и глобальных корреляционных построений.

Благодарности

Мы благодарим П. Мянника за совместные полевые работы на Приполярном Урале, И.В. Смолеву – инженера ЦКП “Теонаука” Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН за определение изотопного состава углерода в карбонатных породах. Особая благодарность двум анонимным рецензентам за конструктивные замечания и предложения, которые помогли улучшить эту статью.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антошкина А.И. (2003) Рифообразование в палеозое (север Урала и сопредельные области). Екатеринбург: УрО РАН, 303 с.
- Безносова Т.М. (1994) Биостратиграфия и брахиоподы силура Европейского Северо-Востока России. СПб.: Наука, 128 с.
- Безносова Т.М., Мянник П. (2005) Граница лландовери и венлока на севере палеоконтинента Балтия. Докл. АН, 401(5), 655-658.
- Безносова Т.М. (2008) Сообщества брахиопод и биостратиграфия верхнего ордовика, силура и нижнего девона северо-восточной окраины палеоконтинента Балтия. Екатеринбург: УрО РАН, 217 с.
- Безносова Т.М., Матвеев В.А., Пучков В.Н., Силаев В.И. (2020б) Перерыв в осадконакоплении на границе лудлова и пржидола в разрезе силура на Приполярном Урале. Литосфера, 20(6), 791-807. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-6-791-807
- Безносова Т.М., Матвеев В.А., Шамсутдинова Л.Л. (2020а) Новые данные по стратиграфии и обновленная схема корреляции верхнего ордовика и силура Тимано-Печорской нефтегазоносной провин-

- ции и севера Урала. *Известия Коми научного центра УрО РАН. Серия "Науки о Земле"*, 6(46), 75-89. DOI: 10.19110/1994-5655-2020-6-75-89
- Жемчугова В.А., Мельников С.В., Данилов В.Н. (2001) Нижний палеозой Печорского нефтегазоносного бассейна (строение, условия образования, нефтегазоносность). М.: Изд-во Академии горных наук, 110 с.
- Матвеев В.А. (2013) Основные морфотипы и микроструктура лландоверийских строматолитовых построек на западном склоне Приполярного Урала. *Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН*, (2), 17-20.
- Мельников С.В. (1999) Конодонты ордовика и силура Тимано-Североуральского региона. СПб.: Изд-во Санкт-Петербургской картограф. фабрики ВСЕГЕИ, 136 с.
- Николаев А.А., Орадовская М.М., Преображенский Б.В., Абушик А.Ф., Мягкова Е.И. Обут А.М., Соболевская Р.Ф., Ковехов В.В. (1975) Полевой атлас силурийской фауны Северо-Востока СССР. Магадан: Магаданское кн. изд-во, 283 с.
- Объяснительная записка к стратиграфическим схемам Урала (докембрий, палеозой). (1994) (Отв. ред. Н.Я. Анцыгин). Екатеринбург: "Уральская геологосъемочная экспедиция". 152 с.
- Опорные разрезы верхнего ордовика и нижнего силура Приполярного Урала. (1987) (Под. ред. В.С. Цыганко, В.А. Черных). Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 94 с.
- Сапельников В.П., Безносова Т.М. (1980) Некоторые руководящие формы ашгиллских и силурийских пентамерид Печорского Урала. *Нов. мат-лы по пентамеридам Урала*. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 3-24.
- Соколова Л.В. (2012) Зональное расчленение лландоверийских отложений р. Кожым (западный склон Приполярного Урала) по конодонтам. *Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН*, (2), 24-27.
- Состояние изученности стратиграфии докембрия и фанерозоя России. Задачи дальнейших исследований. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. (2008). Вып. 38. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 131 с.
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). (1993) (Ред. Анцыгина Н.Я., Попова Б.А., Чувашова Б.И. и др.). Екатеринбург: Урал. геол.-съем. экспедиция, 152 л.
- Эйнасто Р. (1986) Основные стадии развития и фациальные модели силурийского краевого бассейна Балтики. Теория и опыт экстратиграфии. Таллинн: Валгус, 37-54.
- Aldridge R.J., Jeppsson L., Doming K.J. (1993) Early Silurian oceanic episodes and events. *J. Geol. Soc. Lond.*, (150), 501-513.
- Antoshkina A.I., Beznoсова T.M., Männik P., Matukhin R.G., Menner V.V., Modzalevskaya T.L. (2000) Correlation of the Silurian sequence of the Timan-Northern Ural Region with the Baltic sections and with the International standard. *Pan-Arctic Paleozoic tectonics, Evolution of basin and faunas. Ikhtiolith Issue, Spec. Publ.* 6, Syktyvkar, 17-21.
- Azmy K., Veizer J., Bassett M.G., Copper P. (1998) Oxygen and carbon isotopic composition of Silurian brachiopods: Implications for coeval seawater and glaciations. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, (110), 1499-1512.
- Beznoсова T.M. (2014) Evolutionary history of Pentamerids (brachiopoda) in the Timan-North Ural Basin. *Paleontol. J.*, 48(1), 47-52.
- Boucot A.J. (1975) Evolution and Extinction Rate Controls. Elsevier, Amsterdam. 427 p.
- Braun M.G., Daoust P., Desrochers A. (2021) A sequential record of the Llandovery $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ excursions paired with time-specific facies: Anticosti Island, eastern Canada. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, (578), 110566. DOI: 10.1016/j.palaeo.2021.110566
- Calner M. (2008) Silurian global events-at the tipping point of climate change. Elewa A.M.T. (Ed.) *Mass Extinction*. Springer Book, 21-57.
- Calner M., Jeppsson L., Munnecke A. (2004) The Silurian of Gotland – part I: review of the stratigraphic framework, event stratigraphy, and stable carbon and oxygen isotope development. Munnecke A., Servais T., Schulbert C. (eds.) *Early Palaeozoic Palaeogeography and Palaeoclimate (IGCP 503)*. Abstracts and Field Guides. Erlanger geologische Abhandlungen, Sonderband, (5), 113-131.
- Caputo M.V. (1998) Ordovician-Silurian glaciations and global sea-level changes. Landing E., Johnson M.E. (Eds.) *Silurian cycles: linkages of dynamic stratigraphy with atmospheric, oceanic and tectonic changes*. New York State Museum Bull., (491), 15-25.
- Cooper R.A., Sadler P.M., Munnecke A., Crampton J.S. (2014) Graptoloid evolutionary rates track Ordovician-Silurian climate change. *Geol. Mag.*, (151), 349-364. DOI: 10.1017/S0016756813000198
- Cramer B.D., Saltzman M.R. (2005) Sequestration of C-12 in the deep ocean during the early Wenlock (Silurian) positive carbon isotope excursion. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, (219), 333-349.
- Cramer B.D., Saltzman M.R. (2007) Fluctuations in epeiric sea carbonate production during Silurian positive carbon isotope excursions: a review of proposed paleoceanographic models. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, (245), 37-45.
- Jeppsson L. (1990) An oceanic model for lithological and faunal changes. *J. Geol. Soc. Lond.*, (147), 663-674.
- Jeppsson L. (1996) Recognition of a probable secundo-primo event in the Early Silurian. *Lethaia*, (29), 311-315.
- Jeppsson L. (1998) Silurian oceanic events: summary of general characteristics. *Silurian cycles: Linkages of Dynamic Stratigraphy with Atmospheric, Oceanic, and Tectonic Changes*. Eds E. Landing and M.E. Johnson. New York State Museum Bulletin, 491, 239-257.
- Jeppsson L., Aldridge R.J. (2000) Ludlow (late Silurian) oceanic episodes and events. *J. Geol. Soc. Lond.*, (157), 1137-1148. DOI: org/10.1144/jgs.157.6.1137
- Johnson M.E. (1989) Tempestites recorded as variable *Pentamerus* layers in the Lower Silurian of Southern Norway. *J. Paleontol.*, (63), 195-205.
- Johnson M.E. (2006) Relationship of Silurian sea-level fluctuations to oceanic episodes and events. *GFF*, (128), 115-121. DOI: 10.1080/11035890601282115
- Hammarlund E.U., Loydell D.K., Nielsen A.T., Schovbo N.H. (2019) Early Silurian $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ excursions in the foreland basin of Baltica, both familiar and surprising. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, (526), 126-135. DOI: 10.1016/j.palaeo.2019.03.035
- Kaljo D., Martma T. (2000) Carbon isotopic composition of Llandovery rocks (East Baltic Silurian) with environmental interpretation. *Proc. Eston. Acad. Sci. Geol.*, 49(4), 267-283.
- Kaljo D., Martma T., Männik P., Viira V. (2003) Implica-

- tions of Gondwana glaciations in the Baltic late Ordovician and Silurian and a carbon isotopic test of environmental cyclicity. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, (174), 59-66. DOI: org/10.2113/174.1.59
- Lehnert O., Eriksson M.J., Calner M., Joachimski M., Bugisch W. (2007) Concurrent sedimentary and isotopic indications for global climatic cooling in the Late Silurian. *Acta Palaeontol. Sinica*, (46), 249-255.
- Lehnert O., Männik P., Joachimski M.M., Calner M., Fryda J. (2010) Palaeoclimate perturbations before the early Sheinwoodian glaciation: a trigger for extinctions during the "Ireviken Event". *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, (296), 320-331. DOI: 10.1016/j.palaeo.2010.01.009
- Loydell D.K., Fryda J. (2007) Carbon isotope stratigraphy of the upper Telychian and lower Sheinwoodian (Llandovery–Wenlock, Silurian) of the Banwy River section, Wales. *Geol. Mag.*, (144), 1015-1019. DOI: org/10.1017/s0016756807003895
- Männik P., Antoshkina A.I., Beznosova T.M. (2000) The Llandovery–Wenlock boundary in the Russian Arctic. *Proc. Eston. Acad. Sci. Geol.*, **49**(2), 104-111.
- McAdams N.E.B., Bancroft A.M., Cramer B.D., Witzke B.J. (2017) Integrated carbon isotope and conodont chemostratigraphy of the Silurian (Aeronian–Telychian) of the east-central Iowa Basin, Iowa, USA. *Newsl. Stratigr.*, (50), 391-416. DOI: 10.1127/nos / 2017/0375
- Melchin M.J., Holmden C. (2006) Carbon isotope chemostratigraphy of the Llandovery in Arctic Canada: implications for global correlation and sea-level change. *GFF*, (**128**), 173-180. DOI: 10.1080/11035890601282173
- Melchin M.J., MacRae K.-D., Bullock P. (2014) A multi-peak organic carbon isotope excursion in the late Aeronian (Llandovery, Silurian): evidence from Arisaig, Nova Scotia, Canada. *Palaeoworld*, (24), 191-197. DOI: 10.1016/j.palwor.2014.12.004
- Munnecke A., Samtleben C., Bickert T. (2003) The Ireviken Event in the lower Silurian of Gotland, Sweden - relation to similar Palaeozoic and Proterozoic events. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, (195), 99-124. DOI: 10.1016/s0031-0182(03)00304-3
- Štorch P., Frýda J. (2012) The late Aeronian graptolite *sedgwickii* Event, associated positive carbon isotope excursion and facies changes in the Prague Synform (Barrandian area, Bohemia). *Geol. Mag.*, (149), 1089-1106. DOI: doi.org/10.1017/s001675681200026x
- Talent J.A., Mawson R., Andrew A.S., Hamilton P.J., Whitford D.J. (1993) Middle Palaeozoic extinction events: faunal and isotopic data. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, (104), 139-152.
- Trotter J.A., Williams I.S., Barnes C.R., Männik P., Simpson A. (2016) New conodont $\delta^{18}\text{O}$ records of Silurian climate change: implications for environmental and biological events. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **443**, 34-48. DOI: 10.1016/j.palaeo.2015.11.011
- Veizer J., Ala D., Azmy K., Brukschen P., Buhl D., Bruhn F., Carden G.A.F., Diener A., Ebner S., Goddérís Y., Jasper T., Korte C., Pawellek F., Podlaha O.G., Straus H. (1999) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater. *Chem. Geol.* (161), 59-88.
- Waid C.B.T., Cramer B.D. (2017) Global chronostratigraphic correlation of the Llandovery Series (Silurian System) in Iowa, USA, using high-resolution carbon isotope ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) chemostratigraphy and brachiopod and conodont biostratigraphy. *Bull. Geosci.*, (93), 373-390. DOI: 10.3140/bull.geosci.1657

REFERENCES

- Aldridge R.J., Jeppsson L., Doming K.J. (1993) Early Silurian oceanic episodes and events. *J. Geol. Soc. Lond.*, (150), 501-513.
- Antoshkina A.I. (2003) Reef formation in the Paleozoic (the northern part of the Urals and adjacent areas. Ekaterinburg, UB RAS, 303 p. (In Russ)
- Antoshkina A.I., Beznosova T.M., Männik P., Matukhin R.G., Menner V.V., Modzalevskaya T.L. (2000) Correlation of the Silurian sequence of the Timan–Northern Ural Region with the Baltic sections and with the International standard. *Pan-Arctic Paleozoic tectonics, Evolution of basin and faunas. Ikhtyolith Issue, Spec. Publ.*, **6**, Syktyvkar, 17-21.
- Azmy K., Veizer J., Bassett M.G., Copper P. (1998) Oxygen and carbon isotopic composition of Silurian brachiopods: Implications for coeval seawater and glaciations. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, (110), 1499-1512.
- Beznosova T.M. (1994) Biostratigraphy and brachiopods of Silurian European North East of Russia). St.Petersburg, Nauka Publ., 128 p. (In Russ.)
- Beznosova T.M., Männik P. (2005) The Llandovery–Wenlock Boundary in the northern part of the Baltica paleocontinent. *Dokl. Akad. Nauk*, **401**(5), 655-658. (In Russ.)
- Beznosova T.M. (2008) Brachiopod communities and biostratigraphy of Upper Ordovician, Silurian and Lower Devonian of North-Eastern margin of Baltica paleocontinent. Ekaterinburg Publ., 218 p. (In Russ.)
- Beznosova T.M. (2014) Evolutionary history of Pentamerids (brachiopoda) in the Timan-North Ural Basin. *Paleontol. J.*, **48**(1), 47-52.
- Beznosova T.M., Matveev V.A., Puchkov V.N., Silaev V.I. (2020) A gap in sedimentation in the Silurian section of the Subpolar Urals at the Ludlow-Pridoli boundary. *Lithosphere*, **20**(6), 791-807. (In Russ.) DOI: doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-6-791-807 (In Russ.)
- Beznosova T.M., Matveev V.A., Shamsutdinova L.L. (2020a) New data on stratigraphy and an updated correlation scheme of the upper Ordovician and Silurian of the Timan-Pechora oil and gas province and the North of the Urals. *Izvestiya Komi nauchnogo tsentra UrO RAN. Seriya "Nauki o Zemle"*, **6** (46), 75-89. DOI: 10.19110/1994-5655-2020-6-75-89. (In Russ.)
- Boucot A.J. (1975) Evolution and Extinction Rate Controls. Elsevier, Amsterdam. 427 p.
- Braun M.G., Daoust P., Desrochers A. (2021) A sequential record of the Llandovery $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ excursions paired with time-specific facies: Anticosti Island, eastern Canada. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, (578), 110566. DOI: 10.1016/j.palaeo.2021.110566
- Calner M. (2008) Silurian global events at the tipping point of climate change. Elewa A.M.T. (Ed.) *Mass Extinction*. Springer Book, 21-57.
- Calner M., Jeppsson L., Munnecke A. (2004) The Silurian of Gotland – part I: review of the stratigraphic framework, event stratigraphy, and stable carbon and oxygen isotope development. Munnecke A., Servais T., Schulbert C. (eds.) *Early Palaeozoic Palaeogeography and Palaeoclimate (IGCP 503). Abstracts and Field Guides*. Erlanger geologische Abhandlungen, Sonderband, (5), 113-131.

- Caputo M.V. (1998) Ordovician–Silurian glaciations and global sea-level changes. Landing E., Johnson M.E. (Eds.) *Silurian cycles: linkages of dynamic stratigraphy with atmospheric, oceanic and tectonic changes*. New York State Museum Bulletin, (491), 15-25.
- Cooper R.A., Sadler P.M., Munnecke A., Crampton J.S. (2014) Graptoloid evolutionary rates track Ordovician–Silurian climate change. *Geol. Mag.*, (151), 349-364. DOI: 10.1017/s0016756813000198
- Cramer B.D., Saltzman M.R. (2005) Sequestration of C-12 in the deep ocean during the early Wenlock (Silurian) positive carbon isotope excursion. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, (219), 333-349.
- Cramer B.D., Saltzman M.R. (2007) Fluctuations in epeiric sea carbonate production during Silurian positive carbon isotope excursions: a review of proposed paleoceanographic models. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, (245), 37-45.
- Einasto R. (1986) Main stages of development and facies models of the East Baltic Silurian pericontinental basin. Theory and experience of ecostratigraphy. Tallinn, Valgus, 37-54.
- Explanatory note to Ural stratigraphic maps. (1994) (Ed. N.Ya. Antsygin). Ekaterinburg: AOOT Publ., 95 p. (In Russ.)
- Hammarlund E.U., Loydell D.K., Nielsen A.T., Schovsbo N.H. (2019) Early Silurian $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ excursions in the foreland basin of Baltica, both familiar and surprising. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, (526), 126-135. DOI: 10.1016/j.palaeo.2019.03.035
- Jeppsson L. (1990) An oceanic model for lithological and faunal changes. *J. Geol. Soc. Lond.*, (147), 663-674.
- Jeppsson L. (1996) Recognition of a probable secundo–primo event in the Early Silurian. *Lethaia*, (29), 311-315.
- Jeppsson L. (1998) Silurian oceanic events: summary of general characteristics. *Silurian cycles: Linkages of Dynamic Stratigraphy with Atmospheric, Oceanic, and Tectonic Changes*. (Ed. E. Landing and M.E. Johnson). New York State Museum Bulletin, (491), 239-257.
- Jeppsson L., Aldridge R.J. (2000) Ludlow (late Silurian) oceanic episodes and events. *J. Geol. Soc. Lond.*, (157), 1137-1148. DOI: org/10.1144/jgs.157.6.1137
- Johnson M.E. (1989) Tempestites recorded as variable *Pentamerus* layers in the Lower Silurian of Southern Norway. *J. Paleontology*, (63), 195-205.
- Johnson M.E. (2006) Relationship of Silurian sea-level fluctuations to oceanic episodes and events. *GFF*, (128), 115-121. DOI: 10.1080/11035890601282115
- Kaljo D., Martma T. (2000) Carbon isotopic composition of Llandovery rocks (East Baltic Silurian) with environmental interpretation. *Proc. Eston. Acad. Sci. Geol.*, **49**(4), 267-283.
- Kaljo D., Martma T., Männik P., Viira V. (2003) Implications of Gondwana glaciations in the Baltic late Ordovician and Silurian and a carbon isotopic test of environmental cyclicality. *Bulletin de la Société Géologique de France*, (174), 59-66. doi: org/10.2113/174.1.59
- Lehnert O., Eriksson M.J., Calner M., Joachimski M., Bugisch W. (2007) Concurrent sedimentary and isotopic indications for global climatic cooling in the Late Silurian. *Acta Palaeontol. Sinica*. (46), 249-255.
- Lehnert O., Männik P., Joachimski M.M., Calner M., Fryda J. (2010) Palaeoclimate perturbations before the early Sheinwoodian glaciation: a trigger for extinctions during the “Ireviken Event”. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, (296), 320-331. DOI: 10.1016/j.palaeo.2010.01.009
- Loydell D.K., Frýda J. (2007) Carbon isotope stratigraphy of the upper Telychian and lower Sheinwoodian (Llandovery–Wenlock, Silurian) of the Banwy River section, Wales. *Geol. Mag.*, (144), 1015-1019. DOI: org/10.1017/s0016756807003895
- Männik P., Antoshkina A.I., Beznosova T.M. (2000) The Llandovery–Wenlock boundary in the Russian Arctic. *Proc. Eston. Acad. Sci. Geol.*, **49**(2), 104-111.
- Matveev V.A. (2013) Llandoveryan stromatolites on the western slope of the Polar Urals: main morphotypes, microstructure. *Vestn. IG Komi NTs UrO RAN*, (2), 17-20. (In Russ.)
- McAdams N.E.B., Bancroft A.M., Cramer B.D., Witzke B.J. (2017) Integrated carbon isotope and conodont biochemostratigraphy of the Silurian (Aeronian–Telychian) of the east-central Iowa Basin, Iowa, USA. *Newsl. Stratigr.*, (50), 391-416. DOI: 10.1127/nos/2017/0375
- Melchin M.J., Holmden C. (2006) Carbon isotope chemostratigraphy of the Llandovery in Arctic Canada: implications for global correlation and sea-level change. *GFF*, (128), 173-180. DOI: 10.1080/11035890601282173
- Melchin M.J., MacRae K.-D., Bullock P. (2014) A multi-peak organic carbon isotope excursion in the late Aeronian (Llandovery, Silurian): evidence from Arisaig, Nova Scotia, Canada. *Palaeoworld*, (24), 191-197. DOI: 10.1016/j.palwor.2014.12.004
- Mel'nikov S.V. (1999) Conodonts of the Ordovician and Silurian of the Timan-Northern Ural region. St. Petersburg: *Izdatel'stvo Sankt-Peterburgskoi kartograficheskoi fabрики VSEGEI*, 136 p. (In Russ.)
- Munnecke A., Samtleben C., Bickert T. (2003) The Ireviken Event in the lower Silurian of Gotland, Sweden - relation to similar Palaeozoic and Proterozoic events. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, (195), 99-124. DOI: 10.1016/s0031-0182(03)00304-3
- Nikolaev A.A., Oradovskaya M.M., Preobrazhenskiy B.V., Abushik A.F., Myagkova Ye.I., Obut A.M., Sobolevskaya R.F., Kovekhov V.V. (1975) Brachiopods. Field Atlas of the Silurian fauna of the North-East of the USSR. Magadan: Magadanskoe knizhnoe izdatelstvo, 60-128. (In Russ.)
- Reference sections of Upper Ordovician and Lower Silurian of Subpolar Urals. (1987) (Eds. Tsyganko V.S., Chernykh V.A.) Syktyvkar, Komi branch of AS USSR, Publ., 94 p. (In Russ.)
- Sapelnikov V.P., Beznosova T.M. (1980) Some Reference Forms of Ashgillian and Silurian pentamerids of the Pechora Urals. *Novye materialy po pentameridam Urala*, Sverdlovsk, UNTs AN SSSR, 3-24. (In Russ.)
- Sokolova L.V. (2012) Conodont zonation Llandovery strata on the Kozhym River (Western slope Subpolar Urals). *Vestnik IG Komi NTs UrO RAN*, (2), 24-27. (In Russ.)
- Štorch P., Frýda J. (2012) The late Aeronian graptolite *sedgwickii* Event, associated positive carbon isotope excursion and facies changes in the Prague Synform (Barrandian area, Bohemia). *Geol. Mag.*, (149), 1089-1106. DOI: doi.org/10.1017/s001675681200026x
- Stratigraphic diagrams of the Urals (Precambrian, Paleozoic). (1993) (Eds N.Ya. Antsygin, B.A. Popov, B.I. Chuvashov). Ekaterinburg, UGSE Publ., 152 p. (In Russ.)
- Talent J.A., Mawson R., Andrew A.S., Hamilton P.J., Whit-

- ford D.J. (1993) Middle Palaeozoic extinction events: faunal and isotopic data. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, (104), 139-152.
- The State of Precambrian and Phanerozoic Stratigraphic Study in Russia. Objectives for Further Investigations. Resolutions of the Interdepartmental Stratigraphic Committee and Its Standing Commissions. (2008) VSEGEI Publ., St. Petersburg, (38), 131 p. (In Russ.)
- Trotter J.A., Williams I.S., Barnes C.R., Männik P., Simpson A. (2016) New conodont $\delta^{18}\text{O}$ records of Silurian climate change: implications for environmental and biological events. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 443, 34-48. DOI: 10.1016/j.palaeo.2015.11.011
- Veizer J., Ala D., Azmy K., Brukschen P., Buhl D., Bruhn F., Carden G.A.F., Diener A., Ebner S., Goddérís Y., Jasper T., Korte C., Pawellek F., Podlaha O.G., Straus H. (1999) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater. *Chem. Geol.*, (161), 59-88.
- Waid C.B.T., Cramer B.D. (2017) Global chronostratigraphic correlation of the Llandovery Series (Silurian System) in Iowa, USA, using high-resolution carbon isotope ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) chemostratigraphy and brachiopod and conodont biostratigraphy. *Bull. Geosci.*, (93), 373-390. DOI: 10.3140/bull.geosci.1657
- Zhemchugova V.A., Mel'nikov S.V., Danilov V.N. (2001) Lower Paleozoic of the Pechora oil basin: structure and conditions of formation. Moscow: Akademii gornykh nauk Publ., 109 p. (In Russ.)

УДК 550.93:552.392.2(470.5)

DOI: 10.24930/1681-9004-2022-22-5-612-623

^{40}Ar - ^{39}Ar датирование пегматитов Мурзинско-Адуйского района (Средний Урал): результаты и их геологическая интерпретация

В. Н. Смирнов¹, К. С. Иванов¹, А. В. Травин², А. В. Захаров¹, Ю. В. Ерохин¹

¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, e-mails: smirnov@igg.uran.ru, ivanovks55@ya.ru, zakharov-zav@yandex.ru, erokhin-yu@yandex.ru

²Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, г. Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3, e-mail: travin@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 12.05.2022 г., принята к печати 04.08.2022 г.

Объект исследования. Пегматиты Мурзинско-Адуйского района (восточный сектор Среднего Урала), представленные тремя типами жил: миароловые пегматиты с топазом и бериллом (копи Мокруша, Казённица, Семёновская), миароловые рубеллит-лепидолитовые пегматиты (Липовское жильное поле) и редкометалльные пегматиты с Та-Nb-Ве минерализацией (месторождения Квартальное и Липовый Лог). *Материалы и методы.* Изотопное датирование пегматитовых жил выполнено ^{40}Ar - ^{39}Ar методом с использованием масс-спектрометра Micromass 5400 в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск) по слюдам разного состава (мусковитам, биотитам и лепидолитам). *Результаты.* ^{40}Ar / ^{39}Ar возраста по слюдам из датированных пегматитовых жил топаз-бериллиевого типа совпадают в пределах погрешности анализа: копи Казённица – 252.3 млн лет, Мокруша – 253.7 и Семёновская – 250.3 млн лет. Среднее значение возраста по двум анализам слюд из рубеллит-лепидолитовых пегматитов Липовского поля составляет 254.1 млн лет. Средний возраст по четырем пробам мусковитов из редкометалльных Та-Nb-Ве пегматитов – 252.6 млн лет. *Выводы.* Закрытие К-Аг изотопной системы слюд в пегматитах всех трех изученных типов – топаз-бериллиевых, рубеллит-лепидолитовых и редкометалльных с Та-Nb-Ве минерализацией – произошло практически одновременно в интервале от 254 до 250 млн лет назад. Полученные значения ^{40}Ar - ^{39}Ar возраста однако не могут отождествляться с временем образования пегматитов. Анализ имеющихся к настоящему времени данных свидетельствует о том, что закрытие К-Аг изотопной системы слюд изученных пегматитов, как и датированных ранее сланцев и blastsмилонитов Баженовской шовной зоны и гранитов Мурзинско-Адуйского блока, фиксируют важный эпизод в истории геологического развития восточной окраины Урала и фундамента прилегающей части Западно-Сибирской плиты – смену режима транспрессии, преобладающего на протяжении коллизионной стадии развития региона, на режим ограниченно-постколлизийного растяжения.

Ключевые слова: пегматиты, Мурзинско-Адуйский район Среднего Урала, ^{40}Ar / ^{39}Ar возраст

Источник финансирования

Статья подготовлена в процессе проведения работ по госбюджетной теме ИГГ УрО РАН № АААА-А18-118052590032-6 “Палеогеодинамика и эволюция структурно-вещественных комплексов при формировании земной коры континентального типа (на примере Урало-Монгольского складчатого пояса и Западно-Сибирской платформы)”

^{40}Ar - ^{39}Ar dating of pegmatites from Murzinka-Adui region (Middle Urals): Results and their geological interpretation

V. N. Smirnov¹, K. S. Ivanov¹, A. V. Travin², A. V. Zakharov¹, Yu. V. Erokhin¹

¹A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620016, Russia, e-mails: smirnov@igg.uran.ru, ivanovks55@ya.ru, zakharov-zav@yandex.ru, erokhin-yu@yandex.ru

²V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS (IGM SB RAS), 3 Akad. Koptug av., Novosibirsk 630090, Russia, e-mail: travin@igm.nsc.ru

Received 12.05.2022, accepted 04.08.2022

Для цитирования: Смирнов В.Н., Иванов К.С., Травин А.В., Захаров А.В., Ерохин Ю.В. (2022) ^{40}Ar - ^{39}Ar датирование пегматитов Мурзинско-Адуйского района (Средний Урал): результаты и их геологическая интерпретация. *Литосфера*, 22(5), 612-623. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-5-612-623>

For citation: Smirnov V.N., Ivanov K.S., Travin A.V., Zakharov A.V., Erokhin Yu.V. (2022) ^{40}Ar - ^{39}Ar dating of pegmatites from Murzinka-Adui region (Middle Urals): Results and their geological interpretation. *Lithosphere (Russia)*, 22(5), 612-623. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-5-612-623>

© В.Н. Смирнов, К.С. Иванов, А.В. Травин, А.В. Захаров, Ю.В. Ерохин, 2022

Research subject. The pegmatites of Murzinka-Adui region (Eastern sector of the Middle Urals), represented by three types of veins: miarolitic pegmatites with topaz and beryl (mines Mokrusha, Kazennitsa, Semenovskaia), miarolitic rubillite-lepidolite pegmatites (Lipovka veins field) and rare metal pegmatites with Ta-Nb-Be mineralization (deposits Kvartal'noe and Lipovyi Log). **Materials and methods.** Isotope dating was carried out via the ⁴⁰Ar-³⁹Ar method by a mass spectrometer Micromass 5400 at the Institute of Geology and Mineralogy SB RAS for mica of different composition (muscovites, biotites and lepidolites). **Results.** ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages for mica from dated pegmatite veins of the topaz-beryl type coincide within the measurement accuracy: mine Kazennitsa – 252.3 Ma, Mokrusha – 253.7 and Semenovskaia – 250.3 Ma. The average age of the two series of mica from rubillite-lepidolite pegmatites was found to be 254.1 Ma. The average age of four samples of muscovites from rare metal Ta-Nb-Be pegmatites equals 252.6 Ma. **Conclusions.** The closure of the isotope system of micas in pegmatites of all three studied types (topaz-beryllium, rubillite-lepidolite and rare-metal with Ta-Nb-Be mineralization) occurred almost simultaneously during the timeframe of 254 to 250 Ma years ago. The obtained age values, however, cannot be identified with the time of formation of pegmatites. The analysis of the available data suggests that the closure of the micas K-Ar isotope system of the studied pegmatites as well as previously dated schists and blastomylonites of the Bazhenovo suture zone and granites of the Murzinka-Adui block marks an important episode in the geological history of the eastern margin of the Urals and the basement of the adjacent part of the West Siberian plate: the change of the transpression regime prevailing during the collision stage of the region's development to the regime of limited postcollision extension.

Keywords: pegmatites, Murzinka-Adui region of the Middle Urals, ⁴⁰Ar/³⁹Ar age

Funding information

The article was prepared according to the state budget theme of the IGG UB RAS No. AAAA-A18-118052590032-6 "Paleogeodynamics and evolution of structural-material complexes during the formation of the continental crust (on the example of the Ural-Mongolian fold belt and the West Siberian platform)"

ВВЕДЕНИЕ

Пегматитовые жилы, разнообразные по составу, строению и содержанию полезных компонентов, широко распространены в пределах Мурзинско-Адуйского региона (восточный сектор Среднего Урала). Наиболее хорошо известны получившие мировую славу самоцветные пегматиты этого района, которые были открыты более 300 лет назад и активно обрабатывались с небольшими перерывами до настоящего времени (Ферсман, 1940; Таланцев, 1988; Емлин и др., 2002; Огородников и др., 2020; и др.). Содержащие самоцветы пегматитовые жилы миароловой фации представлены двумя разновидностями, различающимися по характеру минерализации. Первая является источником топаза и берилла. В классификации А.И. Гинзбурга с соавторами (1979) жилы этой разновидности соответствуют формации хрусталеносных пегматитов малых глубин, по более детально разработанной классификации В.Е. Загорского с соавторами (Загорский, Макагон, Шмакин, 2003), – топаз-бериллиевому минерагеническому эволюционному ряду кристаллоносной формации. Типоморфными минералами второй разновидности являются рубеллит и лепидолит. Отмечено присутствие мурганита (воробьевита), но его количество, по-видимому, не было значительным. Пегматиты такого состава принято относить к редкометалльной форма-

ции умеренных глубин (Гинзбург и др., 1979; и др.). В соответствии с рекомендациями В.Е. Загорского с соавторами (2003), миароловая фация таких пегматитов принадлежит берилл(морганит)-турмалиновому эволюционному ряду. Кроме того, как особый тип выделяются десилицированные апогранитные плагиоклазитовые жилы, считающиеся результатом преобразования кварцполевошпатовых (топаз-бериллиевых) пегматитов (Емлин и др., 2002; Захаров, 2018; и др.). Во второй половине прошлого века в восточном и южном экзоконтактах Адуйского гранитного массива были открыты и разведаны месторождения и рудопроявления пегматитов с Ta-Nb-Be минерализацией (Левин и др., 2000; Золоев и др., 2004; Огородников и др., 2020), часть из них (Полуденское, Квартальное, Липовый Лог) к настоящему времени частично или полностью отработаны. Состав рудной минерализации (танталит-колумбит и берилл) свидетельствует о принадлежности пегматитов этого типа к редкометалльной формации умеренных глубин (Гинзбург и др., 1979; и др.). В систематике пегматитов, предложенной В.Е. Загорским с соавторами (2003), месторождения Адуйского пегматитового поля наиболее близки бериллиевому минерагеническому эволюционному ряду редкометалльной формации.

Оценка возрастных соотношений пегматитовых жил разного типа, развитых в рассматриваем-

мом районе, и выявление их связи с типом гранитоидов затруднены тем, что убедительные данные о времени формирования пегматитов отсутствуют, несмотря на неоднократные попытки их датирования разными изотопными методами (Попов и др., 2003; Mao et al., 2003; Смирнов и др., 2006; Хиллер и др., 2014, 2015; и др.). В связи с этим мы попытались продвинуться в решении этого вопроса по пути датирования слюд из разных типов пегматитовых жил ^{40}Ar - ^{39}Ar методом. Далее изложены результаты этих исследований, а также геологическая интерпретация полученных данных.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ПЕГМАТИТОВЫХ ЖИЛ

Рассматриваемые в настоящей работе пегматиты залегают среди различных по составу и генезису пород в пределах двух крупных структур восточной части Среднего Урала: Мурзинско-Адуйского кристаллического блока и прилегающей к нему части Восточной вулканогенной зоны Урала (Смирнов и др., 2003; и др.).

Мурзинско-Адуйский кристаллический блок, сложенный разнообразными по составу высокометаморфизованными толщами и прорывающими их телами гранитоидов, имеет линзовидную в плане форму (рис. 1). В субмеридиональном направлении этот блок вытянут на 150 км при максимальной ширине около 30 км. От смежных геологических структур, представленных неметаморфизованными или слабометаморфизованными палеозойскими вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными толщами, он отделен разрывными нарушениями большой протяженности: Мурзинским разломом – с запада и Баженовской шовной зоной – с востока. Мурзинско-Адуйский блок характеризуется отчетливо выраженным асимметричным строением. Его западная часть сложена гнейсами, амфиболитами и кристаллическими сланцами с незначительным количеством мраморов, относящимися к адуйскому метаморфическому комплексу и алабашской серии (Государственная..., 2011; Казаков и др., 2017, 2019; и др.). Преобладающая часть исследователей рассматривает эти метаморфические толщи в качестве выступа докембрийского фундамента подвижного пояса. Авторы альтернативной точки зрения предполагают, что они являются результатом метаморфических преобразований и пластических деформаций пород палеозоя в глубинных частях островной дуги (Иванов, 2016а; и др.).

Восточную половину блока занимают различные по составу гранитоиды, относящиеся, по данным региональных геологических исследований, к трем плутоническим комплексам: средне-позднекаменноугольному каменскому гранодиорит-гра-

нитному, позднепермскому адуйскому гранитному и ранне-среднетриасовому мурзинскому гранит-лейкогранитному (Государственная..., 2011; Казаков и др., 2017, 2019; и др.). Гранитоиды образуют три крупных интрузивных массива и многочисленные мелкие тела среди метаморфических толщ. Породы адуйского комплекса слагают периферические части наиболее крупного Мурзинского массива, расположенного в северной части блока, а также целиком находящийся южнее Адуйский массив. Гранитоиды мурзинского комплекса, преобладающие в составе Мурзинского массива, распространены в его внутренних частях. Гранитоиды каменского комплекса образуют одноименный массив в южной части блока.

Восточная зона Среднего Урала представляет собой полосу ранне- и среднепалеозойских островодужных вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных толщ с многочисленными блоками и линзами пород офиолитовой ассоциации и комагматичными вулканитам интрузиями. Все перечисленные образования прорваны гранодиорит-гранитными и монцодиорит-гранитными массивами позднепалеозойского возраста. В прилегающей к Мурзинско-Адуйскому блоку части Восточной зоны, в границах Баженовской шовной зоны, разделяющей эти две геологические структуры, породы подверглись интенсивным деформациям в результате чего превращены в катаклазиты, бластомилониты, сланцы и в разной степени рассланцованные породы. Ширина полосы деформированных пород колеблется от нескольких километров до 10 км, степень деформаций сильно варьирует.

Наиболее широко распространены в пределах рассматриваемого района пегматиты топаз-бериллиевого типа, к числу которых относятся всемирно известные жилы Мокруша, Казённица, Тысячница, Семёновская, Топазница и др. Преобладающая часть таких жил располагается среди гнейсов западной половины блока, где они образуют ряд пегматитовых полей, которые, в свою очередь, включают серии обособленных групп. Мощность жил широко варьирует. Обычно она не превышает нескольких метров, но в копи Мокруша достигает 10–14 м. Описание жил этого типа приводится в многочисленных публикациях разных авторов (Ферсман, 1940; Таланцев, 1988; Емлин и др., 2002; Попов и др., 2020; и др.). Значительно реже пегматиты этого типа встречаются в восточном обрамлении гранитных массивов. В качестве примера можно указать на присутствие немногочисленных жил с топазом и бериллом вблизи восточного контакта Мурзинского массива в пределах Липовского жильного поля. В процессе проводившегося ^{40}Ar - ^{39}Ar датирования были использованы пробы слюд из пегматитовых жил Мокруша, Казённица и Семёновская (см. рис. 1).

Рубеллит-лепидолитовые пегматиты имеют значительно меньшее распространение. Наиболее крупным и хорошо изученным из выявленных скоплений пегматитовых жил этого типа является Липовское жильное поле, приуроченное к восточному контакту Мурзинского массива. Часть жил располагается среди серпентинитов провеса кровли в его эндоконтовой части, а преобладающая часть – в мраморах и серпентинитах экзоконтакта массива. Мощность жил этого типа, по имеющимся данным, не превышает 1.5 м. Характеристика пегматитов Липовского поля, так же, как и давно известных топаз-бериллиевых, приведена в ряде опубликованных ранее работ (Ферсман, 1940; Таланцев, 1988, Емлин и др., 2002; Захаров, Ерохин, 2013; Захаров, 2018, Попов и др., 2020; и др.). Примером рубеллит-лепидолитовых пегматитов, залегающих среди гнейсов западной части блока, являются копи Мора и Министерская Яма. В процессе исследований авторами было проведено ⁴⁰Ar-³⁹Ar датирование двух проб слюд из пегматитовых жил Липовского поля.

Редкометалльные Та-Nb-Ве пегматиты образуют Адуйское жильное поле, протягивающееся вдоль восточной и южной экзоконтактовых зон одноименного гранитного массива. Породы экзоконтакта представлены здесь сланцами, амфиболитами и в разной степени рассланцованными породами различного состава, являющимися результатом дислокационного метаморфизма палеозойских толщ Восточной зоны в пределах Баженовской сутуры. В восточном направлении они постепенно сменяются слабометаморфизованными породами палеозоя. Адуйское пегматитовое поле включает серию пучков сближенных пегматитовых жил, образующих полосу шириной 0.5–1.5 км. Каждый такой пучок включает от 10 до нескольких десятков жил мощностью от нескольких десятков сантиметров до 40 м. В пределах Адуйского поля разведано несколько промышленных месторождений и рудопроявлений редких металлов (Полуденское, участок № 7, Квартальное, Липовый Лог, участок № 293, Красноармейское, Загадка). Детальная характеристика Адуйского пегматитового поля и приуроченных к нему месторождений дана в работах (Левин и др., 2000; Золоев и др., 2004). Для ⁴⁰Ar-³⁹Ar датирования пегматитов Та-Nb-Ве типа авторами были использованы пробы слюд из пегматитов месторождений Квартальное и Липовый Лог.

ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОБ, ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ДЛЯ ⁴⁰Ar-³⁹Ar ДАТИРОВАНИЯ ПЕГМАТИТОВ

Для проведения ⁴⁰Ar-³⁹Ar изотопно-геохронологических исследований были выделены мономинеральные фракции слюд из пегматитовых жил раз-

ного типа. Датирование редкометалльных пегматитов с танталониобатами и бериллом основано на анализе четырех монофракций мусковита. Проба Ад-59 отобрана из крупных чешуй мусковита в блоковом агрегате на месторождении Липовый Лог, проба Ад-88 – из пегматоидного агрегата этой же жилы. Еще две монофракции мусковита взяты из пегматитов месторождения Квартальное: проба Ад-63 – из зоны с блоковым строением и проба Ад-93 – из пегматоидного агрегата.

Для топаз-бериллиевых пегматитов была подобрана коллекция из шести мономинеральных фракций разных по составу слюд. Монофракции биотита Мз-337 и мусковита Мз-342 выделены из пегматоидного агрегата копи Казённая. Две пробы отобраны из кристаллоносных полостей (“занорышей”) в пегматитовой жиле копи Мокруша: лепидолит Мз-360 – из крупного зонального кристалла и мусковит Мз-351-1 – из мелко-среднечешуйчатого агрегата (“кипелки”). В пегматитах копи Семёновская из кварц-мусковитового ельчатого агрегата в блоковой зоне выделена проба мусковита Ад-71 и из пегматоидного агрегата – проба биотита Ад-75.

Слюды рубеллит-лепидолитовых пегматитов Липовского жильного поля представлены в изученной коллекции пробами мусковита и лепидолита. Проба лепидолита 1л/18 отобрана из кварц-лепидолит-альбитового агрегата в центральной части маломощной (30–40 см) жилы Сибирячка северо-восточного простирания, вскрытой в западной части карьера № 6 Липовского месторождения силикатно-никелевых руд. Проба мусковита 3л/13 выделена из зоны пегматоидных агрегатов, сложенных полевым шпатом, шерлом и кварцем, также маломощной (до 50 см) жилы Хитничьей, расположенной на небольшом удалении от Сибирячки в этой же части карьера № 6.

МЕТОДИКА ⁴⁰Ar-³⁹Ar ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследования выполнялись по методике, описанной в работе А.В. Травина с соавторами (2009). Минеральные фракции для исследований были завернуты в алюминийевую фольгу и запаяны после дегазации в кварцевых ампулах. Облучение проводилось в кадмированном канале исследовательского реактора ФТИ ТПУ (г. Томск). В качестве мониторов использовались навески стандартных образцов биотита МСА-11 и LP-6. Нейтронный градиент не превышал 0.5% от размера образца. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводились в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Выделенные газы очищались с помощью двух последовательных ZrAl-SAES-геттеров. Измерения изотопного состава аргона проводились на масс-спектрометре Micromass 5400. Холостой опыт установки ступенчатого прогрева по ⁴⁰Ar не превышал $n10^{-10}$ нсм³.

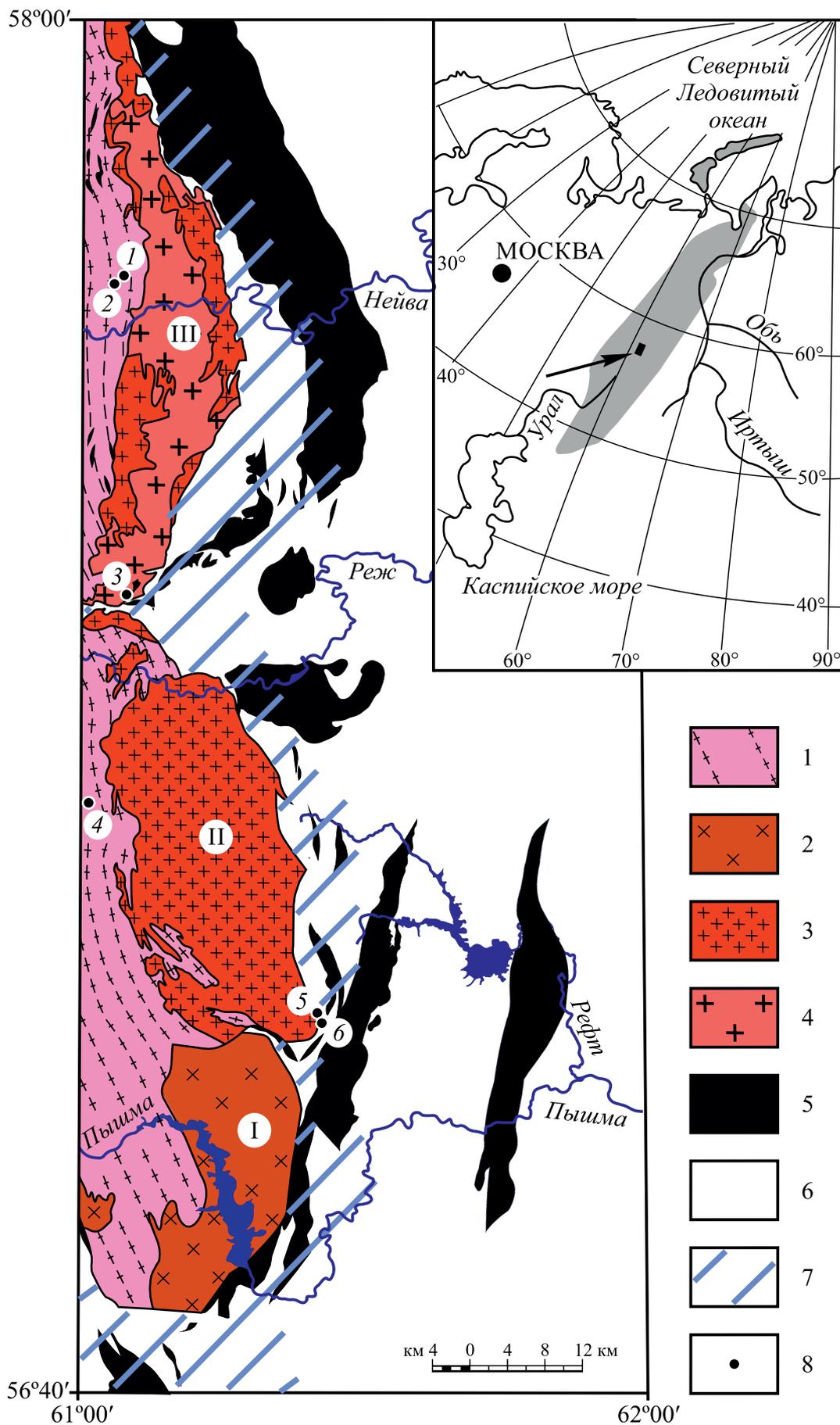


Рис. 1. Схема геологического строения района с точками отбора проб для ⁴⁰Ar-³⁹Ar датирования.

1 – высокометаморфизованные толщи Мурзинско-Адуйского блока; 2–4 – гранитоиды Мурзинско-Адуйского блока: 2 – гранодиориты каменского комплекса, 3 – граниты адуйского комплекса и 4 – граниты мурзинского комплекса; 5 – породы офиолитовой ассоциации; 6 – неметаморфизованные и слабометаморфизованные (за пределами зон деформаций) палеозойские породы разного состава и генезиса; 7 – площади развития деформированных пород; 8 – точки отбора проб. Гранитоидные массивы: I – Каменский, II – Адуйский, III – Мурзинский. Точки отбора проб: 1 – копь Казённица, 2 – копь Мокруша, 3 – жилы Сибирячка и Хитничья Липовского пегматитового поля, 4 – копь Семёновская, 5 – месторождение Квартальное, 6 – месторождение Липовый Лог.

На карте-врезке серым цветом показана территория развития Уралид, черным прямоугольником – площадь основного рисунка.

Fig. 1. Geological scheme of the region with sampling sites for ⁴⁰Ar-³⁹Ar datings.

1 – highly metamorphic strata of the Murzinka-Adui block; 2–4 – granitoids of Murzinka-Adui block: 2 – granodiorites of Kamenka complex, 3 – granites Adui complex and 4 – granites of Murzinka complex; 5 – the rocks of ophiolite association; 6 – non-metamorphic and weakly metamorphic (out of deformation zone) different in composition and genesis Paleozoic rocks; 7 – areas of deformed rocks; 8 – sampling sites. Granitoid massifs: I – Kamenka, II – Adui, III – Murzinka. Sampling sites: 1 – mine Kazennitsa, 2 – mine Mokrusha, 3 – veins Sibiryachka and Hitnich'ya of Lipovka veins field, 4 – mine Semenovskaya, 5 – deposit Kvartal'noe, 6 – deposit Lipovyi Log.

On the cut-map grey color – zone of uralides developmet. Black rectangle show the place of main figure.

РЕЗУЛЬТАТЫ ⁴⁰Ar/³⁹Ar ДАТИРОВАНИЯ

Результаты исследований представлены на рис. 2 и в табл. 1. В возрастных ⁴⁰Ar/³⁹Ar спектрах всех изученных образцов слюд выделяется кондиционное плато (см. рис. 2). Датировки, полученные по разным пегматитовым жилам топаз-бериллиевого типа, практически совпадают в пределах погрешности анализа. Среднее значение ⁴⁰Ar/³⁹Ar возраста по двум пробам слюд (биотиту и мусковиту) из копи Казённица составляет 252.3 млн лет, по лепидолиту и мусковиту из копи Мокруша – 253.7, по пробам мусковита и биотита копи Семёновская – 250.3 млн лет.

⁴⁰Ar/³⁹Ar возраст по мусковиту из рубеллит-лепидолитового пегматита Липовского поля составляет 253.9 млн лет, а по лепидолиту – 254.3 млн лет, что определяет среднее по двум анализам значение – 254.1 млн лет.

Четыре ⁴⁰Ar/³⁹Ar определения возраста, полученные по мусковитам из редкометалльных Ta-Nb-Be пегматитов Адуйского рудного поля, практически точно совпали, среднее значение ⁴⁰Ar/³⁹Ar возраста по этим пробам 252.6 млн лет.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ ДАННЫХ

Выполненное датирование слюд из пегматитовых жил, развитых в пределах Мурзинско-Адуйского района, показало, что ⁴⁰Ar-³⁹Ar возраст во всех проанализированных пробах слюд из редкометалльных пегматитов с Ta-Nb-Be минерализацией имеет постоянную величину 252–253 млн лет, в жилах рубеллит-лепидолитового типа – близкое значение – 253.9–254.3 млн лет, а в пегматитах топаз-бериллиевого типа – слабо варьирует от 254 до 250 млн лет. Согласно этим данным, различия в ⁴⁰Ar-³⁹Ar возрастах как между разными пегматитовыми жилами, относящимися к одному типу, так

и между пегматитами разного типа незначительны и не выходят за пределы погрешности датирования, имеющей величину от ±2.8 до ±3.6 млн лет (см. рис. 2). Это позволяет заключить, что закрытие K-Ar изотопной системы в пегматитах всех трех изученных типов произошло практически одновременно в интервале времени от 254 до 250 млн лет назад.

При этом возраста, полученные по тем же пегматитам другими изотопными методами (рис. 3), заметно различаются в сторону как омоложения, так и более древних значений (Попов и др., 2003, Mao et al., 2003, Смирнов и др., 2006, Хиллер и др., 2014, 2015; и др.). Очевидно, что молодые значения Rb-Sr возраста (Попов и др., 2003) легко объяснимы влиянием неоднократно повторявшихся наложенных термальных воздействий. Значительно больший интерес представляют немногочисленные пока возрастные данные, более древние по сравнению с результатами ⁴⁰Ar-³⁹Ar датирования. Re-Os возраст, полученный по молибдениту из пегматитов с Ta-Nb-Be минерализацией месторождения Липовый Лог, имеет величину 262 ± 7.3 млн лет (Mao et al., 2003), а при Th-U-Pb химическом датировании монацита и уранинита из аналогичных пегматитов месторождения Квартальное получена изохрона с возрастом 267.9 ± 2.1 млн лет (Хиллер и др., 2015). Совпадающие в пределах погрешности определения значения возраста, полученные этими методами, позволяют заключить, что формирование пегматитов рассматриваемого типа произошло (или по крайней мере началось) 267 ± 2 млн лет назад (среднее взвешенное по трем перечисленным датировкам). Близкую величину возраста 266.4 ± 2.6 млн лет определяет трехминеральная (уранинит-коффинит-монацитовая) изохрона, полученная методом Th-U-Pb химдатирования по миароловым (топаз-бериллиевым) пегматитам Липовского жильного поля (Хиллер и др., 2014; Захаров, 2018).

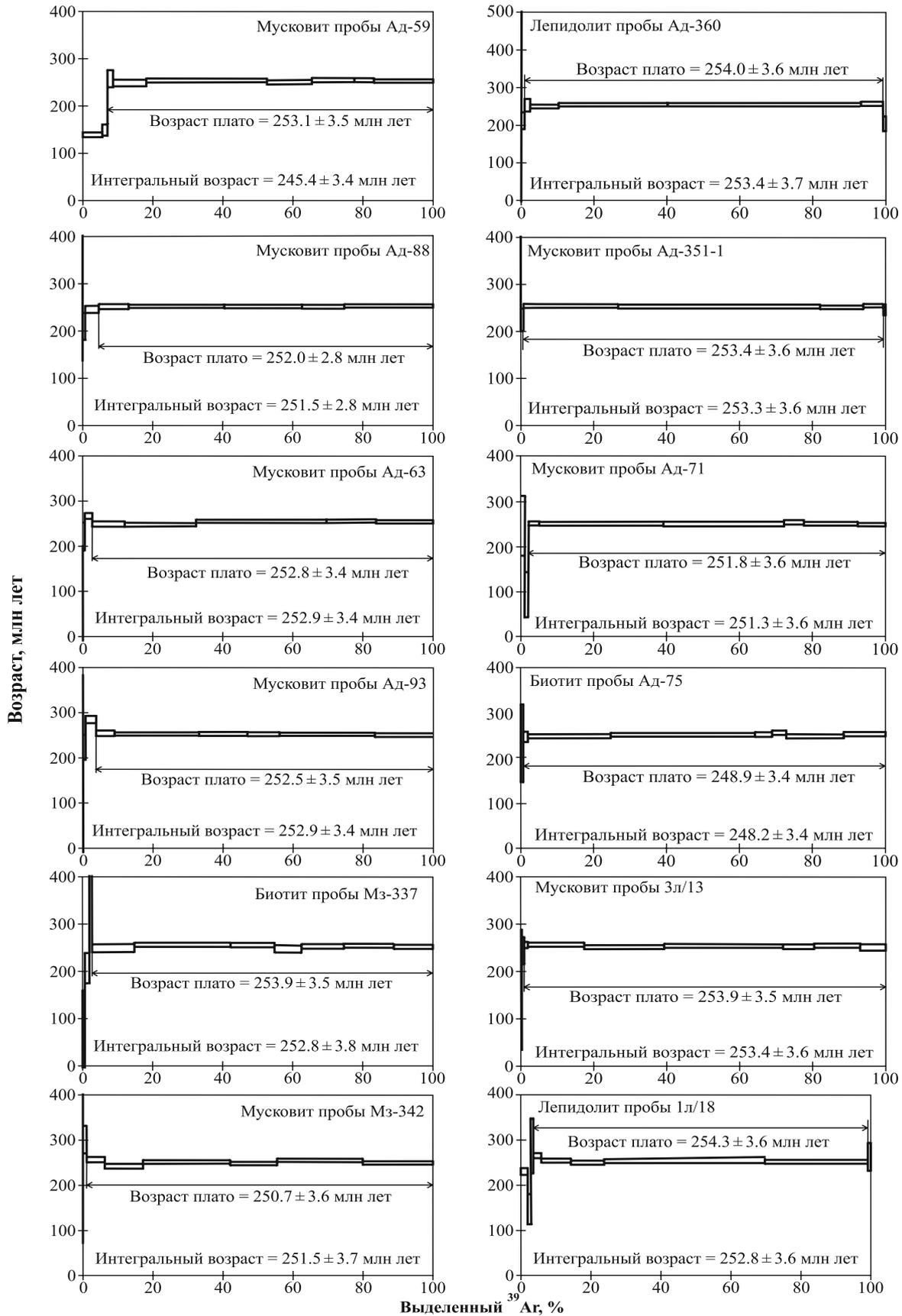
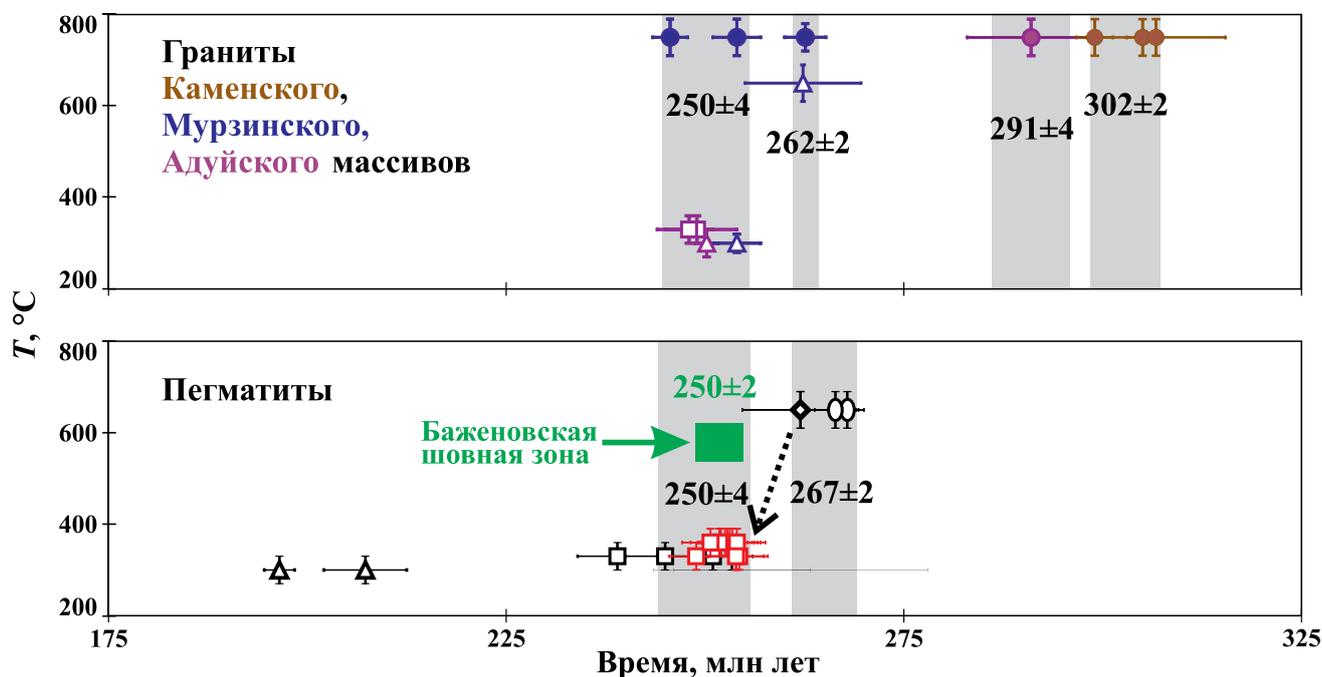


Рис. 2. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастнe спектры слюд из пегматитов Мурзинско-Адуйского района.

Fig. 2. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectras of micas from pegmatites of the Murzinka-Adui region.

Таблица 1. Результаты ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования слюд из пегматитов Мурзинско-Адуйского района
Table 1. The results of ⁴⁰Ar/³⁹Ar age of micas from pegmatites of Murzinka-Adui region

| Тип пегматита | Объект | Номер пробы | Характеристика анализируемого материала | Возраст, млн лет |
|---|------------------------|-------------|--|------------------|
| Редкометалльные пегматиты с танталониобатами и бериллом | М-е Липовый Лог | Ад-59 | Мусковит из блокового агрегата | 253.1 ± 3.5 |
| | | Ад-88 | Мусковит из пегматоидного агрегата | 252.0 ± 2.8 |
| | М-е Квартальное | Ад-63 | Мусковит из блокового агрегата | 252.8 ± 3.4 |
| | | Ад-93 | Мусковит из пегматоидного агрегата | 252.5 ± 3.5 |
| Пегматиты топаз-бериллиевого типа | Копь Казённица | Мз-337 | Биотит из пегматоидного агрегата | 253.9 ± 3.5 |
| | | Мз-342 | Мусковит из пегматоидного агрегата | 250.7 ± 3.6 |
| | Копь Мокруша | Мз-360 | Лепидолит, зональный кристалл из “занорыша” | 254.0 ± 3.6 |
| | | Мз-351-1 | Мусковит средне-мелкочешуйчатого агрегата (“кипелки”) в занорыше | 253.4 ± 3.6 |
| | Копь Семёновская | Ад-71 | Мусковит из кварц-мусковитового ельчатого агрегата в блоковой зоне | 251.8 ± 3.6 |
| | | Ад-75 | Биотит из пегматоидного агрегата | 248.9 ± 3.4 |
| Рубеллит-лепидолитовые пегматиты | Липовское жильное поле | Зл/13 | Мусковит из пегматоидного агрегата | 253.9 ± 3.5 |
| | | Лл/18 | Лепидолит из кварц-лепидолит-альбитового агрегата, слагающего центральную часть жилы | 254.3 ± 3.6 |



U/Pb: ● – циркон; K/Ar, ⁴⁰Ar/³⁹Ar: □ – слюды; Rb/Sr: Δ – вал, пш, слюды;
 Re/Os: ◇ – молибденит; U-Th-Pb хим. метод: ○ – монацит, уранинит, коффинит.

Рис. 3. Термохронология Мурзинско-Адуйского района.

Fig. 3. Termochronology of the Murzinka-Adui region.

Возраст гранитов Мурзинско-Адуйского блока, которые, по-видимому, являются материнскими, по крайней мере, для части рассматриваемых в настоящей работе пегматитовых жил, достоверно не установлен. Для гранитов адуйского комплекса наиболее вероятными, по-видимому, следует считать совпадающие значения возраста 260 ± 6 и 263 ± 3 млн лет (см. рис. 3), полученные Rb-Sr и U-Pb (SHRIMP II) методами для образцов, отобранных в пределах Мурзинского массива (Попов и др., 2003; Казаков и др., 2019). Наряду с ними по циркону из гранитов и адамеллитов, отобранных в пределах Адуйского массива, U-Pb (LA-ICP-MS) методом был получен более древний возраст – 291 ± 8 млн лет (Краснобаев и др., 2006) и значительно более молодые K-Ar датировки – 251 – 245 млн лет (Смирнов и др., 2006). Возраст гранитоидов мурзинского комплекса, отобранных в пределах Мурзинского массива, полученный по циркону из гранита $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ методом, составляет 254 ± 5 млн лет (Montero et al., 2000), а по циркону из порфиروهого гранита, измеренный U-Pb (SHRIMP-II) методом, – 245.6 ± 2 млн лет (Казаков и др., 2019).

Приведенные данные позволяют считать, что внедрение редкометалльных (Ta-Nb-Be) пегматитов, приуроченных к восточному экзоконтакту Адуйского массива, происходило, по всей вероятности, практически одновременно с кристаллизацией слагающих этот массив гранитов адуйского комплекса (около 262 млн лет назад), что свидетельствует о генетическом родстве этих образований. Уверенно судить о времени образования самоцветных (как топаз-бериллиевых, так и рубеллит-лепидолитовых) пегматитов и их связи с гранитами по имеющимся к настоящему времени данным не представляется возможным.

Полученные данные показали, что ^{40}Ar - ^{39}Ar возраста пегматитов значительно моложе значений возраста, полученных другими изотопными методами. Аналогичные различия наблюдаются также между Rb-Sr и U-Pb возрастными гранитов адуйского комплекса (Попов и др., 2003; Казаков и др., 2019) и их K-Ar датировками (Смирнов и др., 2006). Столь отчетливо выраженная разница в величинах возрастов, полученных разными методами, нуждается в объяснении. Большое значение для выяснения причин наблюдаемых различий имеет тот факт, что закрытие K-Ar изотопной системы слюды изученных пегматитов и гранитов адуйского комплекса протекало синхронно с поздними дислокациями крупного тектонического нарушения Баженовской шовной зоны, разделяющей Мурзинско-Адуйский кристаллический блок и Восточную вулканогенную зону. Главным типом тектонических движений в пределах этой сутуры являются левосдвиговые смещения значительной амплитуды, которые на завершающих этапах коллизионной стадии развития сменяются движениями сбросо-

сдвигового характера. Проведенными ранее ^{40}Ar - ^{39}Ar исследованиями установлено, что сбросо-сдвиговые дислокации протекали в интервале времени 253.0 – 247.6 млн лет (см. рис. 3, среднее значение возраста по 5 анализам слюд – 251 млн лет) (Смирнов, Иванов, 2019; Смирнов и др., 2019), т. е. совпадение со временем закрытия K-Ar изотопной системы слюд в пегматитах и гранитах практически точное. Идентичность ^{40}Ar - ^{39}Ar возрастов слюд из разных по составу пород на обширной территории Мурзинско-Адуйского блока и ограничивающей его с востока Баженовской сутуры свидетельствует о том, что они фиксируют термальное событие, повсеместно проявившееся в пределах этой территории. Следует отметить при этом, что для пегматитов рубеллит-лепидолитового типа возраст, более древний чем 250 млн лет, пока не получено. В связи с этим нельзя исключить возможность того, что для жил этого типа полученные ^{40}Ar - ^{39}Ar датировки соответствуют времени их образования.

При анализе места и роли этого выявленного по результатам ^{40}Ar - ^{39}Ar датирования события в истории геологического развития востока Урала (Иванов и др., 2003, 2016б; Смирнов и др., 2003; Государственная..., 2011; Смирнов, Иванов, 2019; и др.) становится очевидным, что полученные ^{40}Ar - ^{39}Ar датировки пегматитов (254 – 250 млн лет, что примерно отвечает границе перми и триаса) соответствуют моменту перехода от режима транспрессии, обусловившего смещения левосдвигового характера на ранних этапах формирования Баженовской шовной зоны, к ограниченному постколлизиионному растяжению (Иванов, 1998), что выразилось в появлении сбросовой составляющей тектонических движений. В результате этого импульса растяжения на востоке Урала крупные сиалические блоки средней коры (граниты, гнейсы, кристаллические сланцы, сформировавшиеся глубже 10 км), в число которых входит Мурзинско-Адуйский блок, были выведены на поверхность земли или на уровень верхней коры (т. е. на глубины менее 10 км) (Иванов, 1998), в результате чего возникла современная структура Урала с ее главной особенностью – чередованием субмеридиональных зон, сложенных высокометаморфизованными и слабометаморфизованными породами. Согласно реологической модели строения континентальной земной коры (Ivanov, Ivanov, 1993; Иванов, Иванов, 2018; и др.), именно на глубине около 10 км (8 – 11 км в зависимости от температуры, состава и прочности горных пород в том или ином месте) располагается важнейшая реологическая граница сиалической земной коры – *отделитель*. Выше него поровые флюиды (вода и др.) находятся еще при гидростатическом давлении, а ниже – давление на флюид уже литостатическое. Таким образом, в процессе подъема глубинных блоков давление на флюид

резко (\approx в 3 раза) уменьшается при переходе отделителя, что сопровождается сильным понижением температуры вследствие адиабатического расширения и дроссельного эффекта (Иванов, Иванов, 2018). Таким образом, можно обоснованно предполагать, что выявленные нами ⁴⁰Ar-³⁹Ar значения абсолютного возраста (252 млн лет) фиксируют момент подъема Мурзинско-Адуйского гранитоидного блока, а точнее, его прохождения через уровень глубины 10 км, т. е. отделителя. По вполне понятным причинам аналогичные значения ⁴⁰Ar-³⁹Ar возраста имеют и продукты дислокационного метаморфизма Баженовской сутуры, являвшейся плоскостью сместителя во время этого эпизода тектонической активности. Согласно опубликованным данным, к этому же времени относится формирование системы меридиональных грабен-рифтов на востоке Урала (Каретин, 1965; Расулов, 1982; Rasulov et al., 1997; и др.) и особенно широко – в пределах смежной части Западно-Сибирской плиты (Сурков и др., 1997; Иванов и др., 2016б; Иванов, Ерохин, 2019; и др.).

Таким образом, полученные ⁴⁰Ar-³⁹Ar датировки слюд изученных пегматитов Мурзинско-Адуйского района не могут интерпретироваться как время образования этих пород (исключение составляют жилы рубеллит-лепидолитового типа, для которых этот вопрос остается открытым). Анализ всех рассмотренных данных позволяет заключить, что закрытие К-Аг изотопной системы слюд изученных пегматитов, а также датированных ранее сланцев и бластомилонитов Баженовской шовной зоны и гранитов Мурзинско-Адуйского блока фиксирует важный эпизод в истории геологического развития восточной окраины Урала и фундамента прилегающей части Западно-Сибирской плиты – смену режима транспрессии, преобладающего на протяжении коллизионной стадии развития региона, на режим ограниченного постколлизионного растяжения.

ВЫВОДЫ

Закрытие К-Аг изотопной системы слюд в пегматитах всех трех изученных типов – топаз-бериллиевых, рубеллит-лепидолитовых и редкометалльных с Та-Nb-Ве минерализацией – произошло практически одновременно в интервале времени от 254 до 250 млн лет. Полученные значения ⁴⁰Ar-³⁹Ar возраста, однако, не могут отождествляться с временем образования пегматитов. Анализ имеющихся к настоящему времени данных свидетельствует о том, что закрытие К-Аг изотопной системы слюд изученных пегматитов, как и датированных ранее сланцев и бластомилонитов Баженовской шовной зоны и гранитов Мурзинско-Адуйского блока, фиксирует важный эпизод в истории геологического развития восточной окраины Урала и фундамента

прилегающей части Западно-Сибирской плиты – смену режима транспрессии, преобладающего на протяжении коллизионной стадии развития региона, на режим ограниченного постколлизионного растяжения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гинзбург А.И., Тимофеев И.Н., Фельдман Л.Г. (1979) Основы геологии гранитных пегматитов. М.: Недра, 296 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Сер. Уральская. Л. О-41 – Екатеринбург. Объяснительная записка. (2011) СПб.: Картофабрика ВСЕГЕИ, 492 с.
- Емлин Э.Ф., Вахрушева Н.В., Кайнов В.И. (2002) Самоцветная полоса Урала: Режевской государственный природно-минералогический заказник. Путеводитель. Екатеринбург; Реж, 156 с.
- Загорский В.Е., Макагон В.М., Шмакин Б.М. (2003) Систематика гранитных пегматитов. *Геология и геофизика*, **44**(5), 422-435.
- Захаров А.В. (2018) Вещественный состав, типизация и возраст гранитных пегматитов Липовского жильного поля (Средний Урал). *VII Чтения памяти чл.-корр. РАН С.Н. Иванова*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 80-82.
- Захаров А.В., Ерохин Ю.В. (2013) Кадастр минеральных видов Липовского рудного поля. *Вестн. Уральского отделения РМО*, **10**, 38-46.
- Золотов К.К., Левин В.Я., Мормиль С.И., Шардакова Г.Ю. (2004) Минерогения и месторождения редких металлов, молибдена, вольфрама Урала. Екатеринбург: Министерство природных ресурсов РФ; ГУПР по Свердловской области; ИГГ УрО РАН; ОАО УГСЭ, 336 с.
- Иванов К.С. (1998) Современная структура Урала – результат послепалеозойского растяжения земной коры. *Геология и геофизика*, **39**(2), 204-210.
- Иванов К.С., Ерохин Ю.В. (2019) О времени заложения системы триасовых рифтов Западной Сибири. *Докл. АН*, **486**(1), 88-92. <https://doi.org/10.31857/S0869-5652486188-92>
- Иванов К.С., Панов В.Ф., Лиханов И.И., Козлов П.С., Пономарев В.С., Хиллер В.В. (2016а) Докембрий Урала. *Горные ведомости*, **148**(9), 4-21.
- Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Ерохин Ю.В., Пономарев В.С. (2016б) Геологическое строение фундамента Приуральской части Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 302 с.
- Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Коротеев В.А., Печеркин М.Ф., Кормильцев В.В., Погромская О.Э., Ронкин Ю.Л., Ерохин Ю.В. (2003) Строение и природа области сочленения Урала и Западной Сибири. *Докл. АН*, **393**(5), 647-651.
- Иванов С.Н., Иванов К.С. (2018) Реологическая модель строения Земной коры (модель 3-го поколения). *Литосфера*, **18**(4), 500-519. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-4-500-519>
- Казakov И.И., Стороженко Е.В., Харитонов И.Н., Стефановский В.В., Кошевой Ю.Н., Козьмин С.В., Марты-

- нов С.Э., Фадеичева И.Ф., Ронкин Ю.Л., Лукин В.Г. (2017) Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Изд. 2-е. Сер. Средне-Уральская. Л. О-41-XXVI – Асбест. Объяснительная записка. СПб.: Картограф. фабрика ВСЕГЕИ, 284 с.
- Казаков И.И., Стороженко Е.В., Кривко Т.Н., Рыльков С.А., Прутьян А.М., Ронкин Ю.Л. (2019) Геологическое строение и минералогия зоны Мурзинского гранитового массива на восточном склоне Среднего Урала. *Разведка и охрана недр*, (3), 22-31.
- Каретин Ю.С. (1965) О роли сдвиговых дислокаций в формировании нижнемезозойских депрессий и структуры восточного склона Урала. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, (10), 45-62.
- Краснобаев А.А., Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П. (2006) Полигенные цирконы Адуйского батолита (Средний Урал). *Докл. АН*, **410**(2), 244-250.
- Левин В.Я., Ласковенков А.Ф., Мормиль С.И., Львов Б.К., Петрова Н.И. (2000) Геология и минералогия редкометаллических гранитных пегматитов Адуйского рудного поля. *Геология и металлогения Урала*. (Ред. К.К. Золоев). Екатеринбург: Департамент природных ресурсов уральского региона; УГСЭ, 108-151.
- Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Кисин А.Ю., Савичев А.Н. (2020) Гранитные пегматиты и пегматоиды Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 432 с.
- Попов В.С., Богатов В.И., Петрова А.Ю., Беляцкий Б.В. (2003) Возраст и возможные источники гранитов Мурзинско-Адуйского блока, Средний Урал: Rb-Sr и Sm-Nd изотопные данные. *Литосфера*, (4), 3-18.
- Попов М.П., Маликов А.И., Захаров А.В., Попова Е.Н., Волохин С.Л., Минеева Е.В., Черных У.С., Сергушин А.В. (2020) Каменные кладовые Самоцветной полосы Урала. Природно-минералогический заказник "Режевской". Екатеринбург: ДжиЛайм, 160 с.
- Расулов А.Т. (1982) Тектоника раннемезозойских впадин восточного склона Урала. Свердловск: ИГГ УНЦ АН, 43 с.
- Смирнов В.Н., Иванов К.С. (2019) Структурные связи Урала и Западной Сибири: единый этап формирования на границе перми и триаса. *Докл. АН*, **488**(3), 65-68. <https://doi.org/10.31857/S0869-56524883294-297>
- Смирнов В.Н., Иванов К.С., Краснобаев А.А., Бушляков И.Н., Калеганов Б.А. (2006) Результаты К-Аг датирования Адуйского гранитного массива (восточный склон Среднего Урала). *Литосфера*, (2), 148-156.
- Смирнов В.Н., Иванов К.С., Травин А.В. (2019) ⁴⁰Ar/³⁹Ar возраст деформаций пород в Баженовской шовной зоне (восточная окраина Среднего Урала). *Литосфера*, **19**(2), 242-249. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2019-19-2-242-249>
- Смирнов В.Н., Ферштатер Г.Б., Иванов К.С. (2003) Схема тектономагматического районирования территории восточного склона Среднего Урала. *Литосфера*, (2), 45-56.
- Сурков В.С., Казаков А.М., Девятков В.П., Смирнов Л.В. (1997) Нижне-среднетриасовый рифтогенный комплекс Западно-Сибирского бассейна. *Отчет геол.*, (3), 31-37.
- Таланцев А.С. (1988) Камерные пегматиты Урала. М.: Наука, 144 с.
- Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотина Т.Б. (2009) Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье). *Геохимия*, (11), 1181-1199.
- Ферсман А.Е. (1940) Пегматиты. М.: АН СССР, 712 с.
- Хиллер В.В., Ерохин Ю.В., Захаров А.В., Иванов К.С. (2014) Th-U-Pb датирование гранитных пегматитов Липовского рудного поля (Урал) по трем минералам. *Докл. АН*, **455**(2), 216-219.
- Хиллер В.В., Попов М.П., Ерохин Ю.В., Захаров А.В. (2015) Th-U-Pb возраст редкометаллических гранитных пегматитов в восточном экзоконтакте Адуйского массива (Средний Урал). *Вестн. ВГУ. Сер. Геология*, (4), 61-65.
- Ivanov S.N., Ivanov K.S. (1993) Hydrodynamic Zoning of the Earth's crust and its Significance. *J. Geodyn.*, **17**(4), 155-180.
- Mao J., Du A., Seltmann R., Yu J. (2003) Re-Os ages for the Shameika porphyry Mo deposit and the Lipovy Log rare metal pegmatite, Central Urals, Russia. *Mineral. Depos.*, **38**, 251-257.
- Montero P., Bea F., Gerdes A., Fershtater G., Zin'kova E., Borodina N., Osipova T., Smirnov V. (2000) Single-zircon evaporation ages and Rb-Sr dating of major Variscan batholiths of the Urals: a perspective on the timing of deformation and granite generation. *Tectonophysics*, **317**(1-2), 93-108.
- Rasulov A., Bankwitz P., Bankwitz E. (1997) Triassische Grabenbildung und altkimmerische Deformation am Ostrand der Osteuropaischen Tafel. *ZGV. Berlin*, **25**(1/2), 203-228.

REFERENCES

- Emlin E.F., Vakhrusheva N.V., Kainov V.I. (2002) Gem strip of the Urals: Rezh state natural-mineralogical reserve. Guidebook. Ekaterinburg; Rezh, 156 p. (In Russ.)
- Fersman A.E. (1940) Pegmatites. Moscow, AN SSSR, 712 p. (In Russ.)
- Ginzburg A.I., Timofeev I.N., Feldman L.G. (1979) Fundamentals of the geology of granite pegmatites. Moscow, Nedra Publ., 296 p. (In Russ.)
- Ivanov K.S. (1998) Modern structure of the Urals – the result of the post-Paleozoic stretching of the Earth's crust. *Geol. Geofiz.*, **39**(2), 204-210. (In Russ.)
- Ivanov K.S., Erokhin Yu.V. (2019) About the time of forming the system of Triassic rifts in Western Siberia. *Dokl. Akad. Nauk*, **486**(1), 88-92. (In Russ.) <https://doi.org/10.31857/S0869-5652486188-92>
- Ivanov K.S., Fedorov Yu.N., Koroteev V.A., Pecherkin M.F., Kormiltsev V.V., Pogromskaya O.E., Ronkin Yu.L., Erokhin Yu.V. (2003) Structure and genesis region of joint Urals and Western Siberie. *Dokl. Akad. Nauk*, **393**(5), 647-651. (In Russ.)
- Ivanov K.S., Fedorov Yu.N., Erokhin Yu.V., Ponomarev V.S. (2016) Geological structure of the basement of near the Urals part of West-Siberian oil and gas bearing mega pool. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 302 p. (In Russ.)
- Ivanov K.S., Panov V.F., Likhonov I.I., Kozlov P.C., Ponomarev V.S., Khiller V.V. (2016a) Precambrian of the Urals. *Gornye Vedomosti*, **148**(9), 4-21. (In Russ.)
- Ivanov S.N., Ivanov K.S. (1993) Hydrodynamic Zoning of the Earth's crust and its Significance. *J. Geodynamics*, **17**(4), 155-180.

- Ivanov S.N., Ivanov K.S. (2018) Riologic model of the Earth's crust structure (the third generation of model). *Lithosphere (Russia)*, **18**(4), 500-519. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-4-500-519>
- Karetin Yu.S. (1965) About the role of shear dislocations in the formation of early Mesozoic depressions and structure of the eastern slope of the Urals. *Izv. AN USSR. Ser. geol.*, (10), 45-62. (In Russ.)
- Kazakov I.I., Storozhenko E.V., Krivko T.N., Ril'kov S.A., Prut'yan A.M., Ronkin Yu.L. (2019) Geological structure and minerageniya of Murzinka granite massif zone in eastern slope of Middle Urals. *Razvedka i Okhrana nedr*, (3), 22-31. (In Russ.)
- Kazakov I.I., Storozhenko E.V., Stefanovskii V.V., Koshvoi Yu.N., Koz'min S.V., Martynov S.A., Fadeicheva I.F., Ronkin Yu.L., Lukin V.G. (2017) The State geological map of the Russian Federation, scale 1 : 200 000. 2nd ed. List O-41-XXVI – Asbest. Explanatory note. St. Petersburg, VSEGEI Publ., 284 p. (In Russ.)
- Khiller V.V., Erokhin Yu.V., Zakharov A.V., Ivanov K.S. (2014) Th-U-Pb dating of granite pegmatites of the Lipovka ore field (Urals) based on three minerals. *Dokl. Akad. Nauk*, **455**(2), 216-219. (In Russ.)
- Khiller V.V., Popov M.P., Erokhin Yu.V., Zakharov A.V. (2015) Th-U-Pb age of rare-metal granite pegmatites in the eastern exocontact of the Adui massif (Middle Urals). *Vestn. VGU. Ser. Geol.*, (4), 61-65. (In Russ.)
- Krasnobaev A.A., Fershtater G.B., Bea F., Montero P. (2006) Polygenic zircons of the Adui batholith (Middle Urals). *Dokl. Akad. Nauk*, **410**(2), 244-250. (In Russ.)
- Levin V.Ya., Laskovenkov A.F., Mormil S.I., Lvov B.K., Petrova N.I. (2000) Geology and minerageny of rare-metal granite pegmatites of the Adui ore field. Geology and metallogeny of the Urals. (Ed K.K. Zoloev). Ekaterinburg, Departament prirodnikh resursov ural'skogo regiona; OAO UGSE Publ., 108-151. (In Russ.)
- Mao J., Du A., Seltmann R., Yu J. (2003) Re-Os ages for the Shameika porphyry Mo deposit and the Lipovka rare metal pegmatite, Central Urals, Russia. *Mineral. Depos.*, **38**, 251-257.
- Montero P., Bea F., Gerdes A., Fershtater G., Zin'kova E., Borodina N., Osipova T., Smirnov V. (2000) Single-zircon evaporation ages and Rb-Sr dating of major Variscan batholiths of the Urals: a perspective on the timing of deformation and granite generation. *Tectonophysics*, **317**(1-2), 93-108.
- Ogorodnikov V.N., Polenov Yu.A., Kissin A.Yu., Savichev A.N. (2020) Granitic pegmatites and pegmatoids of the Urals. Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 432 p. (In Russ.)
- Popov M.P., Malikov A.I., Zakharov A.V., Popova E.N., Volokhin S.L., Mineeva E.V., Chernykh U.S., Sergushin A.V. (2020) Stone pantries of the Semi-precious strip of the Urals. Natural and mineralogical reserve "Rezhevskoy". Ekaterinburg, GeeLime Publ., 160 p. (In Russ.)
- Popov V.S., Bogatov V.I., Petrova A.Yu., Belyatsky B.V. (2003) Age and possible sources of granites of the Murzinka-Adui block, Middle Urals: Rb-Sr and Sm-Nd isotope data. *Lithosphere (Russia)*, (4), 3-18. (In Russ.)
- Rasulov A.T. (1982) Tectonics of early Mesozoic basins of the eastern slope of the Urals. Sverdlovsk, IGG USC AN USSR, 43 p. (In Russ.)
- Rasulov A., Bankwitz P., Bankwitz E. (1997) Triassische Grabenbildung und altkimmerische Deformation am Ostrand der Osteuropaischen Tafel. *ZGV. Berlin.*, **25**(1/2), 203-228.
- Smirnov V.N., Fershtater G.B., Ivanov K.S. (2003) Scheme of tectonomagmatic zoning of the Middle Urals. *Lithosphere (Russia)*, (2), 45-56. (In Russ.)
- Smirnov V.N., Ivanov K.S. (2019) Structural links between the Urals and Western Siberia: a single stage of formation at the border of the Permian and Triassic. *Dokl. Akad. Nauk*, **488**(3), 65-68. (In Russ.) <https://doi.org/10.31857/S0869-56524883294-297>
- Smirnov V.N., Ivanov K.S., Krasnobaev A.A., Bushlyakov I.N., Kaleganov B.A. (2006) Results of K-Ar dating of the Adui granite massif (eastern slope of the Middle Urals). *Lithosphere (Russia)*, (2), 148-156. (In Russ.)
- Smirnov V.N., Ivanov K.S., Travin A.V. (2019) ⁴⁰Ar/³⁹Ar-age of rock deformations in the Bazhenov suture zone (eastern margin of the Middle Urals). *Lithosphere (Russia)*, **19**(2), 242-249. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2019-19-2-242-249>. (In Russ.)
- Surkov V.S., Kazakov A.M., Devyatov V.P., Smirnov L.V. (1997) Lower-Middle Triassic rift complex of the West-Siberian basin. *Otech. Geol.*, (3), 31-37. (In Russ.)
- Talantsev A.S. (1988.) Chamber pegmatites of the Urals. Moscow, Nauka Publ., 144 p. (In Russ.)
- The state geological map of the Russian Federation. Scale 1 : 1 000 000 (third generation). Series Uralic. List O-41 – Yekaterinburg. Explanatory note. (2011) St. Petersburg, VSEGEI Publ., 492 p. (In Russ.)
- Travin A.V., Yudin D.S., Vladimirov A.G., Khromykh S.V., Volkova N.I., Mekhonoshin A.S., Kolotilina T.B. (2009) Thermochronology of the Chernorud granulite zone (the Olkhon district, western pri-Baikal'e region). *Geokhimiya*, (11), 1181-1199. (In Russ.)
- Zagorskii V.Ye., Makagon V.M., Shmakin B.M. (2003) Systematics of granitic pegmatites. *Geol. Geofiz.*, **44**(5), 422-435. (In Russ.)
- Zakharov A.V. (2018) Material composition, typing and age of granite pegmatites from Lipovka vein field (Middle Urals). *VII S.N. Ivanov reading*. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 80-82. (In Russ.)
- Zakharov A.V., Erokhin Yu.V. (2013) Inventory of mineral species of Lipovka ore field. *Vestnik Ural'skogo otdeleniya RMO*, (10), 38-46. (In Russ.)
- Zoloev K.K., Levin V.Ja., Mormilo S.I., Shardokova G.Y. (2004) Mineragenia and deposits of rare metals, molybdenum and tungsten of Urals. Ekaterinburg, IGG UrO RAN; OAO UGSE, 336 p. (In Russ.)

УДК 552.323.5+553.9

DOI: 10.24930/1681-9004-2022-22-5-624-643

Пермско-триасовые трапповые вулканиды в доюрском фундаменте арктической части Западно-Сибирской платформы

С. В. Берзин, К. С. Иванов, Е. А. Панкрушина, Н. Г. Солошенко

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

Поступила в редакцию 28.06.2022 г., принята к печати 11.08.2022 г.

Объект исследования. Пермско-триасовые трапповые вулканиды в фундаменте арктической части Западно-Сибирской платформы залегают преимущественно в грабен-рифтовых структурах. Трапповые вулканиды в данном регионе характеризуются наименьшей изученностью, по сравнению с другими районами их распространения, главным образом из-за значительной глубины залегания (4–6 км и более). **Материалы и методы.** В ходе работы были исследованы 36 образцов керн из 11 сверхглубоких и глубоких скважин. Изотопные отношения измерены на масс-спектрометрах NEPTUNE PLUS (Nd, Sm) и TRITON PLUS (Rb, Sr). Изучение битума производилось при помощи рамановского спектрометра LabRAM HR800 Evolution. Выполнена деконволюция рамановских спектров (процедуры “Peak fitting”) и оценена температура преобразования битума. **Результаты.** Около половины образцов вулканидов подверглись метаморфизму пренит-пумпеллиитовой и местами зеленосланцевой фации или интенсивным низкотемпературным гидротермальным изменениям. По геохимическим характеристикам изученные базальты близки к типичным трапповым базальтам, но имеют некоторое сходство с островодужными вулканидами. Впервые найдены тонкие включения битума в миндалинах пермско-триасовых базальтов в сверхглубокой скважине Тюменская СГ-6 на глубине 7310.6 м. Показано высокое сходство изученных вулканидов по геохимическим характеристикам и изотопному составу Sr и Nd с траппами Сибирской платформы. **Выводы.** Наличие в некоторых проанализированных образцах отрицательной аномалии по Ta, Nb, Ti, а также отрицательной Се-аномалии свидетельствует о возможной контаминации изученных базальтов островодужными вулканидами и вулканогенно-осадочными породами. Температура преобразования битума во включениях в базальтах из скв. Тюменская СГ-6, по данным рамановской спектроскопии, 150–300°C и в целом соответствует температуре метаморфизма вмещающей базальтовой толщи. Присутствие битума в миндалинах может быть свидетельством его миграции через базальтовую толщу углеводородов.

Ключевые слова: трапповые базальты, триас, Западно-Сибирская платформа, доюрский фундамент, Арктика, сверхглубокие скважины, Ен-Яхинская СГ-7, Тюменская СГ-6, битум

Источник финансирования

Исследования выполнялись в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН, тема № АААА-А18-118052590032-6 с использованием оборудования ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН. Изотопные измерения и рамановская спектроскопия выполнены в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН, тема АААА-А18-118053090045-8, с использованием оборудования ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН. Дооснащение и комплексное развитие ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН осуществляются при финансовой поддержке гранта Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, соглашение № 075-15-2021-680

Permian-Triassic flood basalts in the pre-Jurassic basement of the Arctic zone of the West Siberian platform

Stepan V. Berzin, Kirill S. Ivanov, Elizaveta A. Pankrushina, Nataliya G. Soloshenko

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

Received 28.06.2022, accepted 11.08.2022

Для цитирования: Берзин С.В., Иванов К.С., Панкрушина Е.А., Солошенко Н.Г. (2022) Пермско-триасовые трапповые вулканиды в доюрском фундаменте арктической части Западно-Сибирской платформы. *Литосфера*, 22(5), 624–643. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-5-624-643>

For citation: Berzin S.V., Ivanov K.S., Pankrushina E.A., Soloshenko N.G. (2022) Permian-Triassic flood basalts in the pre-Jurassic basement of the Arctic zone of the West Siberian platform. *Lithosphere (Russia)*, 22(5), 624–643. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-5-624-643>

© С.В. Берзин, К.С. Иванов, Е.А. Панкрушина, Н.Г. Солошенко, 2022

Research subject. Permian-Triassic flood basalts in the basement of the Arctic zone of the West Siberian Platform locate mainly in graben-rift structures. Flood basalts in this region remain to be understudied in comparison with other areas of its distribution, mainly due to the significant depth of their occurrence (4–6 km). **Materials and methods.** 36 core samples from 11 superdeep and deep boreholes were studied. Isotopic ratios were measured on mass spectrometers NEPTUNE PLUS (Nd, Sm) and TRITON PLUS (Rb, Sr). Bitumen were studied using a Raman spectrometer LabRAM HR800 Evolution. The Raman spectra were deconvoluted (“Peak fitting” procedure), and the bitumen conversion temperature was estimated. **Results.** About half of the samples of volcanic rocks underwent metamorphism of the prehnite-pumpellite and locally greenschist facies or intense low-temperature hydrothermal alteration. The studied basalts are close to typical flood basalts and are somewhat similar to island-arc volcanic rocks in terms of their geochemical characteristics. For the first time, thin inclusions of bitumen were found in the amygdalae of Permian-Triassic basalts in the superdeep borehole Tyumenskaya SG-6 at a depth of 7310.6 m. A high similarity of the studied volcanics by geochemical characteristics and the isotopic composition of Sr and Nd with the flood basalts of the Siberian platform is shown. **Conclusions.** The presence of a negative Ta, Nb, Ti anomaly, as well as a negative Ce anomaly, in some of the analyzed samples indicates a possible contamination of the basalts by island arc volcanics and volcanogenic-sedimentary rocks. The temperature of transformation of bitumen in inclusions in basalts from the well Tyumenskaya SG-6 according to Raman spectroscopy is estimated at 150–300°C and generally corresponds to the temperature of metamorphism of the host basalts. The presence of bitumen in the amygdalae may indicate the migration of hydrocarbons through the basalts.

Keywords: flood basalts, Triassic, West Siberian platform, pre-Jurassic basement, Arctic, superdeep boreholes, Yen-Yakhinskaya SG-7, Tyumenskaya SG-6, bitumen

Funding information

The studies are carried out as a part of the IGG UB RAS State assignment (state registration No. AAAA-A18-118052590032-6) using the “Geoanalitik” shared research facilities of the IGG UB RAS. Isotopic measurements and Raman spectroscopy are carried out as a part of the IGG UB RAS State assignment (state registration No. AAAA-A18-118053090045-8) using the “Geoanalitik” shared research facilities of the IGG UB RAS. The re-equipment and comprehensive development of the “Geoanalitik” shared research facilities of the IGG UB RAS is financially supported by the grant of the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (Agreement No. 075-15-2021-680)

Acknowledgements

The authors are grateful to V.S. Bochkarev for providing samples of volcanic rocks and to the analysts of the laboratory of the FKhMI IGG UB RAS Ph.D. D.V. Kiseleva, T.G. Okuneva, N.P. Gorbunova, N.V. Cherednichenko.

ВВЕДЕНИЕ

Считается, что формирование пермско-триасовых вулканидов происходило одновременно на обширной площади Евразии в результате подъема суперплюма ≈250 млн лет назад (Добрецов, 2005; Reichow et al., 2005, 2009; Ivanov et al., 2009, 2013a; Puchkov et al., 2021; и др.). На территории Сибирской платформы пермско-триасовая вспышка вулканизма привела к формированию траппов на значительной территории (плато Путорана, Тунгусская синеклиза, бассейн р. Хатанга) и роев даек в южной части Сибирской платформы (Альмухамедов и др., 2004; Ivanov et al., 2009; Криволицкая, Рудакова, 2009; Патон и др., 2010; и др.). На северо-востоке Сибирской платформы одновременно произошло образование Маймеча-Котуйской щелочной провинции (Arndt et al., 1998; Kogarko, Zartman, 2011; Anosova et al., 2019).

На территории Западно-Сибирской платформы пермско-триасовые вулканиды прослеживаются

преимущественно в многочисленных грабен-рифтах в доюрском фундаменте (Медведев и др., 2003; Reichow et al., 2005; Батурина и др., 2005; Сараев и др., 2009; Ivanov et al., 2013b; и др.), известны они и вне рифтов. На Урале вулканиды пермско-триасового возраста обнажаются в разрезе по р. Синара (восток Среднего Урала) и на западном склоне Полярного Урала (Иванов, 1974; Иванов и др., 2010; Reichow et al., 2009; Пучков, 2010; и др.). Трапповые вулканиды пермско-триасового возраста широко проявлены в пределах Кузбасского бассейна (Крук и др., 1999; Добрецов, 2005; Федосеев и др., 2005; Буслов и др., 2010; Наставко и др., 2012; Svetlitskaya, Nevolko, 2016; и др.), а также в Тимано-Печерской складчатой области (Тимонин, 1998; Добрецов, 2005; Reichow et al., 2009; и др.).

Продолжительность формирования основного объема этих трапповых базальтов обычно оценивается менее чем в 1 млн лет (Reichow et al., 2009). По данным палеомагнитных исследований, проведенных А.В. Латышевым с коллегами, излияние

трапповых базальтов происходило достаточно равномерно в центральной части Тунгусской синеклизы, в то время как в южной периферической части трапповой провинции случались кратковременные интенсивные вспышки базальтового вулканизма (Latyshev et al., 2018). С.В. Сараевым и соавторами, а в последствии К.С. Ивановым и Ю.В. Ерохиным по результатам Ar-Ar датирования было показано, что в рифтовых структурах центральной части Западной Сибири базальтовый вулканизм начался значительно раньше, в пермском периоде – 272.9 ± 10.5 (Сараев и др., 2009) и 268 ± 7.5 (Иванов, Ерохин, 2019) млн лет назад.

Синхронно с извержением основной массы вулканитов происходило внедрение расслоенных габбро-ультрабазитовых интрузивов в северной части Сибирской платформы, а также ряда магматических комплексов в окружающих складчатых поясах (Добрецов, 2005). Так, например, в южной части п-ова Таймыр происходило внедрение тел сиенитов и шошонитов в интервале 250.60 ± 0.22 и 251.67 ± 0.41 млн лет (Augland et al., 2019). На Среднем Урале в это время формировались редкометалльные пегматиты Мурзинско-Адуйского блока (Попов и др., 2003; Смирнов и др., 2006; и др.), а также разломные пояса, в частности сланцы и бластомилониты Баженовской шовной зоны (Смирнов, Иванов, 2019).

Мощность разреза пермско-триасовых вулканитов в районе г. Норильска достигает ≈ 4000 м. В южной части и на периферии трапповой провинции стратиграфическая мощность вулканитов снижается (Альмухамедов и др., 2004; Latyshev et al., 2018; и др.). На большей части территории Сибирской трапповой провинции толщи базальтов полностью или частично разрушены раннемезозойскими эрозионными процессами. В пределах Западно-Сибирской платформы пермско-триасовые вулканиты сохранились преимущественно в отдельных грабен-рифтах, где они выходят на поверхность эрозионного среза доюрского фундамента.

В арктической части Западной Сибири пермско-триасовые трапповые вулканиты характеризуются наименьшей изученностью по сравнению с другими регионами их распространения. Прежде всего, это связано с их глубоким залеганием (глубже 4–6 км) и малым количеством сверхглубоких скважин, вскрывающих фундамент в данном регионе. Вещественный состав трапповых вулканитов так или иначе рассматривается в некоторых работах (Сараев и др., 2009; Бочкарев и др., 2013; Берзин и др., 2016; Ponomarev et al., 2017, 2019; Berzin et al., 2018; и др.). Однако обобщающие геохимические исследования данных вулканитов ранее не проводились.

Изучение доюрского фундамента арктической части Западно-Сибирской платформы особенно

актуально ввиду перспектив нефтегазоносности данного комплекса. По мнению ряда исследователей, доюрский фундамент и, в частности, грабен-рифты, выполненные триасовыми вулканогенными и осадочными отложениями, перспективны для обнаружения залежей углеводородов (Коротков, Симонов, 2010; Подурушин, 2011; Мещеряков и др., 2019; и др.). Как известно, в гидротермально-измененных вулканитах раннего триаса сосредоточены месторождения нефти Рогожниковской группы, исследованные сотрудниками НК “Сургутнефтегаз” (Мясникова и др., 2005; Лобова и др., 2014; и др.). В скв. Ен-Яхинская СГ-7 получены притоки газа из триасовых вулканогенно-осадочных и терригенно-осадочных толщ в интервалах 6039–6055, 6094–6111, 6365–6380, 6539–6567 и 6750–6760 м интенсивностью 0.9–9.2 тыс. м³/сут; из пермско-триасовых базальтов в интервале 7024–7163 м получены притоки вод с растворенными газами УВ состава (Коротков, Симонов, 2010). К.А. Мещеряковым и Т.В. Карасёвой (2011) описаны многочисленные включения битумоидов (в том числе пиробитумов) в верхнетриасовых терригенно-осадочных отложениях, вскрытых скважиной Ен-Яхинская СГ-7 в интервале 5560–5740 м. Данные скопления битумоидов в зоне современного апокатагенеза были проинтерпретированы авторами как разрушенная нефтяная залежь (Мещеряков, Карасёва, 2011). К.С. Ивановым и соавторами на примере п-ова Ямал показана приуроченность скоплений наиболее крупных месторождений нефти в осадочном чехле к бортам триасовых грабен-рифтов в доюрском фундаменте платформы (Иванов и др., 2018; Иванов, Костров и др., 2019).

ПЕРМСКО-ТРИАСОВЫЕ ВУЛКАНИТЫ В АРКТИЧЕСКОЙ ЧАСТИ ФУНДАМЕНТА

Фундамент арктической части Западно-Сибирской платформы представлен тремя основными зонами, сформированными складчатым обрамлением платформы. В западной части под осадочным чехлом продолжают существовать структуры Уральского складчатого пояса, в центральной части выделяются структуры Казахстанид (Алтаид) и на востоке фундамент сложен структурами обрамления Сибирской платформы (Елкин и др., 2007; Пучков, Иванов, 2020; Иванов и др., 2021; и др.).

Наиболее примечательная черта пермско-триасового вулканизма в рассматриваемом регионе – тесная пространственная и генетическая связь его проявлений с тектоникой и структурами растяжения, которые определяют характер и масштабы этих проявлений. Пермско-триасовые вулканиты в фундаменте арктической части Западно-Сибирской платформы залегают преимущественно в грабен-рифтовых структурах. Наиболее крупной структурой растяжения является Колтогор-

ско-Уренгойский грабен-рифт, прослеживающийся субмеридионально в осевой части фундамента арктического сектора Западно-Сибирской платформы и далее на юг вплоть до широтного Приобья и южнее. Пермско-триасовые вулканы и триасовые осадочные породы данного рифта вскрыты сверхглубокими скважинами Тюменская СГ-7, Уренгойская 414-р, Западно-Таркосалинская 905, Ен-Яхинская СГ-7, Стахановская 910, а также рядом скважин, пройденных южнее в центральной части Западной Сибири. Колтогорско-Уренгойский грабен-рифт обрамляется несколькими менее масштабными рифтовыми структурами (Сурков и др., 1984; Елкин и др., 2007; и др.). В одном из таких рифтов пермско-триасовые вулканы вскрыты сверхглубокой скважиной Ен-Яхинская СГ-7. На п-ове Ямал рифты имеют преимущественно северо-западное простирание. Пермско-триасовые вулканы вскрыты здесь вне крупных рифтовых структур скважинами Бованенковская 114-р и Восточно-Бованенковская 11-р.

Грабен-рифты, сложенные пермско-триасовыми вулканами и триасовыми осадочными породами, прослеживаются на основании геофизических данных на север в фундаменте Южно-Карского осадочного бассейна вплоть до границы с Новоземельской складчатой областью (Никишин и др., 2011; и др.).

ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗУЧЕННЫХ СКВАЖИН И ОБРАЗЦОВ

В арктической части Западно-Сибирской платформы пермско-триасовые вулканы вскрыты 14 скважинами (табл. 1).

Большинством скважин пермско-триасовые вулканы вскрыты в доюрском основании на глубине первых десятков, реже – первых сотен метров. При этом отбор керн производился чаще всего не на всем интервале, что значительно затрудняет стратиграфическое расчленение и корреляцию разрезов пермско-триасовых вулканогенно-осадочных толщ. Наиболее представительные, хотя и неполные разрезы пермско-триасовых вулканитов вскрыты в арктической части Западной Сибири сверхглубокими скважинами Ен-Яхинская СГ-7, Тюменская СГ-6 и Уренгойская 414 (Киричкова, 2011; Бочкарев и др., 2013; и др.).

Расположение скважин показано на рис. 1. В ходе настоящего исследования нами были изучены 36 образцов из 11 скважин, вскрывших трапповые базальты в арктической части Западной Сибири.

Кроме того, помимо данных, приведенных в настоящей работе, табличные данные о химическом составе, элементном составе и отношениях изотопов Sr, Nd, Pb в образцах пермско-триасовых базальтов из скважин Ен-Яхинская СГ-7 (глубины

Таблица 1. Список скважин, вскрывших пермско-триасовые трапповые вулканы в доюрском фундаменте арктической части Западно-Сибирской платформы

Table 1. List of the boreholes that exposed Permian-Triassic flood basalts in the basement of the Arctic zone of the West Siberian platform

| № п.п. | Скважина | Интервал пермско-триасовых вулканитов, м | Лит. источники |
|--------|--------------------------------|--|--|
| 1 | Бованенковская 114-р | 3210–3215* | (Бочкарев и др., 2010) |
| 2 | Верхнехудосейская 1 | 3754–3796 | (Пономарев и др., 2019) |
| 3 | Восточно-Бованенковская 11 р | 4074–4088* | (Бочкарев и др., 2010) |
| 4 | Ен-Яхинская СГ-7 | 6925–8250 | (Бочкарев и др., 2013, Берзин и др., 2016, Berzin et al., 2018) |
| 5 | Западно-Красноселькупское П-46 | 4041–4054* | |
| 6 | Западно-Перевальная 11-а | 3842* | |
| 7 | Западно-Таркосалинская 905 | 4362–4397* | (Пономарев и др., 2017) |
| 8 | Лакьюганская 101 | 4085.3–4100* | (Пономарев и др., 2020) |
| 9 | Стахановская 910 | 4447.5* | |
| 10 | Тюменская СГ-6 | 6425–7502 | (Сараев и др., 2009, Киричкова, 2011, Бочкарев и др., 2013, Berzin et al., 2018) |
| 11 | Уренгойская 414-р | 5288–5500 | (Бочкарев и др., 2013, Киричкова, 2011, Berzin et al., 2018) |
| 12 | Харампурское 324 | 4128–4135* | |
| 13 | Ютырмальская 15-р | 3903* | (Попов и др., 2021) |
| 14 | Южно-Чапурская 8 | 3762–3768* | |

Примечание. *Точные границы глубин залегания пермско-триасовых вулканитов не установлены, указан интервал фактически изучавшегося керна трапповых вулканитов.

Note. *The exact boundaries of the depths of the Permian-Triassic flood basalts have not been established; the interval of the actually studied core of flood basalts is indicated.

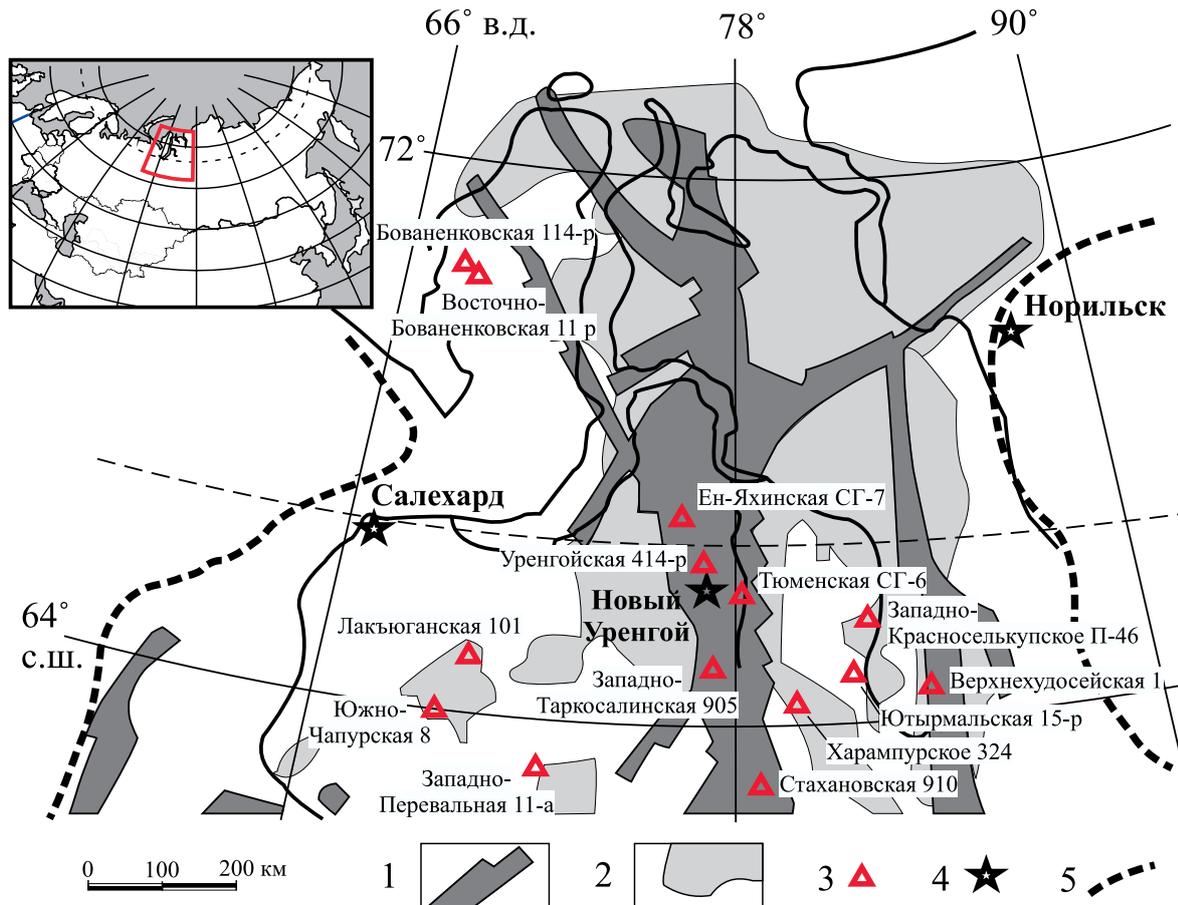


Рис. 1. Схема распространения пермско-триасовых базальтов в доюрском фундаменте Западно-Сибирской платформы, по (Западная..., 2000) с изменениями, и положение скважин, вскрывших в фундаменте трапповые базальты.

1 – рифтовые грабены, 2 – эффузивно-осадочный комплекс триаса (T_1 – T_2) вне рифтовых структур, 3 – скважины, вскрывшие пермско-триасовые базальты в фундаменте, 4 – крупные города, 5 – границы платформенного чехла.

Fig. 1. Scheme of distribution of Permian-Triassic flood basalts in the pre-Jurassic basement of the West Siberian platform by (West Siberia..., 2000); with changes, and the position of the boreholes that exposed flood basalts in the basement.

1 – rift grabens; 2 – Triassic effusive-sedimentary complex (T_1 – T_2) outside rift structures; 3 – boreholes that exposed Permian-Triassic flood basalts in the basement; 4 – cities; 5 – boundaries of the platform cover.

6928, 7673, 8009 и 8250 м), Тюменская СГ-6 (глубина 6975 м) и Уренгойская 414р (глубина 5470.54) взяты из опубликованных нами ранее работ (Берзин и др., 2016; Berzin et al., 2018). Минералогическую характеристику и химический состав пермско-триасовых базальтов из скв. Верхнехудосейская 1п (глубины 3772.85, 3793.8 и 3795 м) можно найти в работе (Пономарев и др., 2019), для пермско-триасовых базальтов из скв. Западно-Таркосалинская 905 (глубины 4370.4, 4386.6 и 4396.56 м) – в работе (Пономарев и др., 2017), для пермско-триасовых вулканитов из скв. Лахьюганская 101 (глубины 4086, 4089, 4096 и 4100) – в работе (Пономарев и др., 2020).

Около половины изученных образцов вулканитов являются слабометаморфизованными или неме-

таморфизованными. Остальные подверглись в существенной степени вторичным изменениям: низкотемпературному метаморфизму пренил-пумпеллитовой и местами зеленосланцевой фации, метасоматическим преобразованиям или интенсивному выветриванию. “Свежие” разности представлены порфировыми, реже микропорфировыми и афировыми базальтами, пикробазальтами, андезибазальтами. В порфировых вулканитах встречается до 12% вкрапленников плагиоклаза размером от 0.5 до 4 мм. В отдельных образцах обнаружены крупные гломеропорфировые срастания плагиоклаза размером до 1 см. Реже встречаются порфировые вкрапленники клинопироксена или оливина размером до 1 мм. Последний, как правило, замещен боулингитом. Структура базиса микролитовая, реже – интерсертальная.

Среди вторичных минералов, развивающихся в вулканитах, преобладают альбит, хлорит, пумпеллит, в меньшем количестве присутствуют пренит, кварц, эпидот. Достаточно широко развита карбонатизация, помимо кальцита, в некоторых образцах встречаются зерна анкерита. В скв. Западно-Красноселькупская П-46 (глубина 4048.5 м) встречен пропицитизированный базальт. В кровле базальтовых толщ, вскрытых скважинами Тюменская СГ-6 (глубина 6421.9 м) и Западно-Красноселькупская П-46 (глубина 4048.5 м), наблюдаются сильновыветрелые базальты. В них содержатся тонкодисперсные гидроокислы железа, глинистые минералы и сферосидерит.

Около половины изученных образцов базальтов представлено миндалекаменными разностями. Доля миндалин обычно не превышает 2–7%, однако встречаются единичные образцы, объем миндалин в которых достигает 25–35% и даже 50%. Миндалины имеют, как правило, округлую, овальную или сложную форму. Их размер обычно варьирует от 0.5 до 4 мм, в некоторых образцах достигая 8 мм. Чаще всего миндалины заполнены хлоритом, халцедоном, кальцитом, пренитом, реже – кварцем, эпидотом, альбитом.

В разрезе скважин Ен-Яхинская СГ-7 (глубина 7415.6 м) и Тюменская СГ-6 (глубина 7480 м) встречены лито- и кристаллокластические туффиты базальтового состава. Породы содержат обломки базальтов и отдельных минералов, слагающих их, а также 2–5% неокатанных или слабоокатанных зерен кварца. Цемент туфовый, частично замещен вторичными минералами.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изучение минерального вещества базальтов

Аналитические работы были выполнены в ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург). Содержание главных породообразующих окислов определялось методом рентгено-флуоресцентного анализа на спектрометре XRF-1800. Элементный состав проб установлен методом ICP-MS на спектрометре NexION300. Измерения изотопных отношений были выполнены на масс-спектрометрах NEPTUNE PLUS (Nd, Sm) и TRITON PLUS (Rb, Sr) в соответствии с методикой (Streletskaya et al., 2017). Использовались стандартные образцы Nd JNdi-1, NIST SRM 987, андезит USGS AGV-2, базальт USGS BHVO-2.

Изучение битума методом рамановской спектроскопии

Рамановские спектры возбуждались с помощью конфокального рамановского спектрометра LabRAM HR800 Evolution, оснащенного оптиче-

ским микроскопом Olympus BX-FM, дифракционной решеткой 600 штр/мм, SiCC-детектором; сигнал собирается объективом микроскопа 50× (NA = 0.7) в геометрии 180°, возбуждение осуществлялось линией 514 нм газового Ar-лазера; пространственное разрешение – до 2 мкм.

Кристаллическая структура графита относится к пространственной группе симметрии $R\bar{6}_3/mmc$ (D_{6h}^{4}), при этом наблюдаются соответствующие колебательные моды в центре зоны Бриллюэна (Γ) $\Gamma = 2E_{2g} + 2B_{2g} + E_{1u} + A_{2u}$ (индекс g соответствует раман-активным колебаниям, u – ИК-активным). Колебательная мода E_{2g} (G) наблюдается около 1580 cm^{-1} и характеризует валентное колебание связи C-C (Tuinstra, Koenig, 1970; Ferrari, Robertson, 2000). Мода B_{2g} расположения вблизи рэлеевской линии (Kouketsu et al., 2014) и не рассматривается в настоящей работе. По мере увеличения степени беспорядка появляются дополнительные моды около 1350 cm^{-1} (D1), 1620 cm^{-1} (D2), 1510 cm^{-1} (D3) и 1245 cm^{-1} (D4), т. е. появление вышеперечисленных мод в спектре связывается с неупорядоченной кристаллической структурой или наличием кристаллических дефектов. Однако происхождение и форма колебаний этих “D-мод” спорны и не рассматриваются в настоящей работе (см., например, (Tuinstra, Koenig, 1970; Robertson, 1991)).

На основе данных рамановской спектроскопии для аморфного углерода в ряде работ было предложено несколько различных процедур деконволюции суммарного контура (процедуры “Peak fitting”) (Kouketsu et al., 2014; Tuinstra, Koenig, 1970; Wopenka, Pasteris, 1993; Sadezky et al., 2005; Lahfid et al., 2010). В настоящей работе в основу положена деконволюция в соответствии с (Kouketsu et al., 2014).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Геохимические характеристики вулканитов

Химический состав пермско-триасовых вулканитов арктической части фундамента Западной Сибири приведен в табл. 2, содержание редких элементов – в табл. 3. Подавляющее большинство изученных неметаморфизованных пермско-триасовых вулканитов относятся к низкокалийевым и умереннокалийевым толеитовым базальтам и андезибазальтам нормальной щелочности.

Наиболее характерной чертой микроэлементного состава комплекса является низкое содержание когерентных элементов (Cr, Ni, Co и другие), но более высокое – некогерентных при сильном преобладании в них Rb, Ba и других крупноионных литофилов (LILE) над Zr, Nb, Y и другими высокозарядными элементами (HFSE), причем значение LILE/HFSE доходит до 50–60. Низкое содержание когерентных элементов может быть связано с высокой степенью фракционирования и низкой маг-

Таблица 2. Химический состав пермско-триасовых базальтов из доюрского фундамента арктической части Западно-Сибирской платформы, мас. %**Table 2.** Chemical composition of the Permian-Triassic flood basalts in the basement of the Arctic zone of the West Siberian platform, wt %

| Глубина, м | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | NaO | K ₂ O | P ₂ O ₅ | S | П.п.п. | Сумма |
|------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------|------|------|------------------|-------------------------------|-------|--------|-------|
| Скв. Ен-Яхинская СГ-7 | | | | | | | | | | | | | | |
| 6925.3 | 49.0 | 1.23 | 15.3 | 6.3 | 7.4 | 0.24 | 4.92 | 5.37 | 3.78 | 0.22 | 0.178 | 0.21 | 5.6 | 99.8 |
| 6928.2 | 49.1 | 1.21 | 13.4 | 5.5 | 6.3 | 0.19 | 3.45 | 9.37 | 1.97 | 1.11 | 0.171 | 0.53 | 8.0 | 100.4 |
| 6934.7 | 47.7 | 1.29 | 14.4 | 6.2 | 8.0 | 0.20 | 4.68 | 7.09 | 3.61 | 0.03 | 0.187 | 0.25 | 6.2 | 99.9 |
| 6935.9 | 46.6 | 1.31 | 13.8 | 5.8 | 8.2 | 0.21 | 4.80 | 8.12 | 3.34 | 0.03 | 0.185 | 0.08 | 7.3 | 99.8 |
| 6937.4 | 54.8 | 1.33 | 14.2 | 5.1 | 7.4 | 0.19 | 4.68 | 3.71 | 3.83 | 0.04 | 0.203 | 0.12 | 3.9 | 99.6 |
| 6944.8 | 49.2 | 1.51 | 14.3 | 8.8 | 6.7 | 0.21 | 3.27 | 6.14 | 3.67 | 0.12 | 0.216 | <0.02 | 5.6 | 99.8 |
| 7729.9 | 46.7 | 0.78 | 16.1 | 5.3 | 4.9 | 0.17 | 8.38 | 8.51 | 2.86 | 0.81 | 0.115 | | 4.6 | 99.9 |
| Скв. Стахановская 910 | | | | | | | | | | | | | | |
| 4447.5 | 53.9 | 0.95 | 17.8 | 3.8 | 4.2 | 0.13 | 3.87 | 5.42 | 4.87 | 2.14 | 0.290 | <0.02 | 2.5 | 99.9 |
| Скв. Тюменская СГ-6 | | | | | | | | | | | | | | |
| 6631 | 45.8 | 1.68 | 14.4 | 7.5 | 5.4 | 0.31 | 10.04 | 7.60 | 1.27 | <0.03 | 0.073 | <0.02 | 5.6 | 99.8 |
| 6649 | 41.5 | 1.63 | 14.9 | 7.9 | 6.4 | 0.31 | 13.19 | 6.19 | 1.29 | <0.03 | 0.140 | <0.02 | 6.0 | 99.6 |
| 6975 | 42.2 | 2.40 | 14.0 | | 16.5 | 0.37 | 11.47 | 2.92 | 2.78 | 0.04 | 0.33 | | 5.2 | 98.3 |
| 7310.6 | 48.2 | 2.34 | 13.7 | 5.0 | 9.5 | 0.23 | 4.99 | 7.50 | 2.47 | <0.03 | 0.385 | 0.19 | 5.3 | 99.9 |
| Скв. Уренгойская 414-р | | | | | | | | | | | | | | |
| 5470.5 | 59.1 | 0.84 | 15.5 | | 5.2 | 0.08 | 4.90 | 2.83 | 4.01 | 3.58 | 0.27 | | 3.4 | 99.7 |
| Скв. Южно-Чапурская 8 | | | | | | | | | | | | | | |
| 3762 | 45.3 | 2.53 | 15.2 | 9.3 | 3.9 | 0.24 | 7.73 | 8.17 | 2.86 | 0.28 | 0.986 | <0.02 | 3.4 | 99.9 |

незиальностью пород. При этом Cr, Ni и Co имеют положительную корреляцию с MgO, что указывает на наличие фракционирования оливина и пироксена, тогда как для остальных (V, Sc и т.д.) наблюдается положительная корреляция с Fe и Ti, свидетельствуя о фракционировании окиснородной минеральной серии (Иванов и др., 2010).

Большая часть вулканитов характеризуется умеренным фракционированием РЗЭ, $(La/Yb)_n = 1.5-3.8$, сумма РЗЭ = 55–131 г/т. Европейская аномалия либо вообще отсутствует, либо маловыразительна ($Eu/Eu^* = 0.8-1.0$), что указывает на отсутствие сколько-нибудь существенного фракционирования плагиоклаза. На диаграммах распределения РЗЭ (рис. 2а, в) и литофильных элементов (рис. 2б, г) составы вулканитов в целом близки к усредненным составам рифтогенного и покровного этапов траптовых базальтов Сибирской платформы по (Альмухамедов и др., 2004).

Вулканиты верхней части разреза скв. Тюменская СГ-6 (глубины 6631, 6649 и 6975 м) характеризуются повышенными содержаниями MgO – 10.6–14.1 мас.% (в пересчете на безводный состав) и попадают в поле пикробазальтов. Во всех неизмененных образцах вулканитов из скв. Тюменская СГ-6

наблюдается сильная отрицательная аномалия по Rb, слабые положительные аномалии – по Ba, U, Ti, большой разброс – по содержанию Sr.

Вулканиты скв. Стахановская 910 (глубина 4447.5 м) и скв. Уренгойская-414 (глубина 5470.54 м) попадают в поле составов субщелочных высококальциевых трахиандезитов. Вулканиты скв. Уренгойская-414 (глубина 5470.54 м) характеризуются повышенным содержанием литофильных элементов, значительным фракционированием РЗЭ $(La/Yb)_n = 16.2$, слабой отрицательной Eu-аномалией ($Eu/Eu^* = 0.89$), сумма РЗЭ = 144 г/т.

В вулканитах скв. Ен-Яхинская СГ-7 наблюдается резкое геохимическое различие между верхней частью (глубины 6925.3–6944.8 м) и основанием (глубже 7673 м) разреза. Базальты нижней части разреза характеризуются несколько большей магниальностью ($MgO\# = 0.35-0.47$), повышенным содержанием несовместимых литофильных элементов, большим фракционированием РЗЭ $((La/Yb)_n = 2.6-3.7)$ при сумме РЗЭ 47–131 г/т, наличием положительной Ta-аномалии, и соответственно аномально низким отношением Nb/Ta (3.8–11.7). Базальты верхней части разреза отличаются меньшей магниальностью ($MgO\# = 0.18-0.28$), мень-

Таблица 3. Элементный состав пермско-триасовых базальтов из доюрского фундамента арктической части Западно-Сибирской платформы, г/т

Table 3. Trace element composition of the Permian-Triassic flood basalts in the basement of the Arctic zone of the West Siberian platform, ppm

| Скв. | Ен-Яхинская СГ-7 | | | | | | Тюменская СГ-6 | | | Стахановская 910 | Южно-Чапурская 8 | |
|------|------------------|--------|--------|--------|---------|--------|----------------|---------|---------|------------------|------------------|---------|
| | Глуб., м | 6925.3 | 6928.2 | 6935.9 | 6937.4 | 6944.8 | 7729.9 | 6631 | 6649 | 7310.6 | 4447.5 | 3762 |
| Li | 10 | 9.0 | 9.0 | 10 | 8.0 | 8.0 | 7.0 | 8.0 | 9.0 | 7.0 | 7.0 | 7.0 |
| Be | 0.30 | 0.44 | 0.33 | 0.41 | 0.60 | 0.39 | 0.25 | 0.50 | 1.1 | 0.60 | 0.60 | 0.60 |
| Sc | 34 | 39 | 38 | 35 | 40 | 23 | 39 | 33 | 42 | 28 | 38 | 38 |
| Ti | 4400 | 6000 | 5000 | 6000 | 7000 | 3600 | 9000 | 10000 | 15000 | 6000 | 16000 | 16000 |
| V | 150 | 200 | 180 | 140 | 190 | 100 | 200 | 240 | 360 | 170 | 360 | 360 |
| Cr | 130 | 160 | 170 | 190 | 220 | 190 | 290 | 260 | 180 | 160 | 210 | 210 |
| Mn | 1100 | 1200 | 1200 | 1000 | 1100 | 900 | 2200 | 2200 | 1700 | 1000 | 2000 | 2000 |
| Co | 31 | 36 | 33 | 53 | 38 | 21 | 66 | 67 | 38 | 28 | 50 | 50 |
| Ni | 20 | 250 | 22 | 24 | 22 | 15 | 140 | 90 | 30 | 40 | 80 | 80 |
| Cu | 36 | 90 | 60 | 36 | 50 | 10.9 | 150 | 50 | 100 | 50 | 50 | 50 |
| Zn | 100 | 400 | 120 | 160 | 120 | 50 | 100 | 120 | 110 | 60 | 120 | 120 |
| Ga | 18 | 20 | 16 | 14 | 17 | 11 | 24 | 25 | 26 | 17 | 25 | 25 |
| Ge | 0.60 | 0.70 | 0.70 | 0.60 | 0.90 | 0.70 | 1.5 | 1.3 | 2.2 | 1.0 | 1.7 | 1.7 |
| As | 3.9 | 4.2 | 4.2 | 5.1 | 3.6 | 2.5 | 1.7 | 1.1 | 12 | 6.1 | 0.67 | 0.67 |
| Se | 0.62 | 0.66 | 0.86 | 0.71 | 1.1 | 0.38 | 0.33 | 0.27 | 0.43 | 0.33 | 0.45 | 0.45 |
| Rb | 12 | 77 | 2.1 | 2.1 | 6.0 | 25 | 0.40 | 0.23 | 0.60 | 53 | 6.0 | 6.0 |
| Sr | 60 | 60 | 50 | 110 | 210 | 150 | 500 | 150 | 150 | 1000 | 400 | 400 |
| Y | 26 | 30 | 30 | 30 | 40 | 16 | 16 | 17 | 30 | 21 | 30 | 30 |
| Zr | 62 | 64 | 67 | 120 | 110 | 50 | 56 | 62 | 92 | 91 | 120 | 120 |
| Nb | 4.2 | 5.1 | 5.1 | 5.4 | 6.0 | 3.4 | 5.0 | 5.0 | 12 | 4.0 | 6.0 | 6.0 |
| Mo | 0.50 | 0.90 | 0.70 | 0.70 | 0.80 | 0.40 | 1.2 | 1.0 | 0.50 | 0.90 | 0.80 | 0.80 |
| Ag | 0.17 | 0.14 | 0.16 | 0.18 | 0.18 | 0.13 | <0.0004 | <0.0004 | <0.0004 | <0.0004 | <0.0004 | <0.0004 |
| Cd | 0.13 | 0.22 | 0.12 | 0.13 | 0.17 | 0.06 | 0.05 | 0.06 | 0.14 | 0.05 | 0.09 | 0.09 |
| Sb | 0.30 | 0.30 | 0.30 | 0.50 | 0.61 | 0.40 | 0.06 | 0.05 | 0.08 | 0.24 | 0.024 | 0.024 |
| Te | <0.01 | 0.011 | <0.01 | <0.01 | <0.01 | <0.01 | 0.012 | <0.01 | <0.01 | 0.021 | <0.01 | <0.01 |
| Cs | 0.17 | 0.70 | 0.08 | 0.08 | 0.15 | 0.23 | 0.023 | 0.018 | 0.056 | 0.27 | 0.09 | 0.09 |
| Ba | 50 | 220 | 18 | 30 | 60 | 280 | 50 | 30 | 600 | 1000 | 180 | 180 |
| La | 8.0 | 7.0 | 8.0 | 6.0 | 10 | 7.0 | 4.0 | 5.0 | 10 | 12 | 16 | 16 |
| Ce | 13 | 10 | 12 | 9.0 | 16 | 15 | 11 | 13 | 23 | 25 | 38 | 38 |
| Pr | 2.6 | 2.2 | 2.4 | 1.9 | 3.0 | 2.0 | 1.8 | 2.0 | 3.4 | 3.4 | 5.7 | 5.7 |
| Nd | 12 | 10 | 11 | 9.0 | 14 | 9.0 | 9.0 | 10 | 16 | 15 | 27 | 27 |
| Sm | 3.0 | 2.9 | 3.1 | 2.5 | 3.6 | 2.2 | 2.6 | 2.8 | 4.2 | 3.4 | 6 | 6 |
| Eu | 0.80 | 0.80 | 0.80 | 0.60 | 0.90 | 0.70 | 1.1 | 1.1 | 1.4 | 1.0 | 2.2 | 2.2 |
| Gd | 4.0 | 4.0 | 4.0 | 3.6 | 5.0 | 2.8 | 3.2 | 3.4 | 5.0 | 3.8 | 7.0 | 7.0 |
| Tb | 0.60 | 0.70 | 0.70 | 0.60 | 0.80 | 0.50 | 0.5 | 0.50 | 0.8 | 0.60 | 1.0 | 1.0 |
| Dy | 4.3 | 4.4 | 5.0 | 4.5 | 5.0 | 3.1 | 3.2 | 3.4 | 5.0 | 3.8 | 6.0 | 6.0 |
| Ho | 0.90 | 0.90 | 1.0 | 1.0 | 1.1 | 0.70 | 0.7 | 0.7 | 1.1 | 0.80 | 1.3 | 1.3 |
| Er | 2.6 | 2.7 | 2.9 | 3.0 | 3.4 | 2.0 | 1.9 | 2.0 | 3.1 | 2.4 | 4.0 | 4.0 |
| Tm | 0.38 | 0.40 | 0.40 | 0.40 | 0.50 | 0.29 | 0.27 | 0.29 | 0.40 | 0.34 | 0.50 | 0.50 |
| Yb | 2.5 | 2.6 | 2.8 | 2.7 | 3.2 | 1.9 | 1.8 | 1.9 | 2.8 | 2.2 | 3.2 | 3.2 |
| Lu | 0.40 | 0.40 | 0.40 | 0.40 | 0.50 | 0.30 | 0.29 | 0.30 | 0.40 | 0.30 | 0.50 | 0.50 |
| Hf | 1.8 | 1.7 | 1.8 | 2.6 | 2.7 | 1.9 | 1.8 | 2.0 | 2.8 | 2.3 | 3.0 | 3.0 |
| Ta | 0.24 | 0.09 | 0.12 | 0.14 | 0.15 | 0.29 | 0.33 | 0.34 | 0.90 | 0.27 | 0.37 | 0.37 |
| W | 0.70 | 0.90 | 0.80 | 0.90 | 1.0 | 0.50 | 0.27 | 0.50 | 0.50 | 0.50 | 0.30 | 0.30 |
| Tl | 0.07 | 0.40 | 0.011 | 0.011 | 0.03 | 0.15 | 0.0031 | 0.0026 | 0.012 | 0.26 | 0.02 | 0.02 |
| Pb | 2.1 | 4.0 | 2.7 | 4.0 | 4.0 | 2.2 | 1.5 | 1.2 | 4.0 | 2.8 | 3.0 | 3.0 |
| Bi | 0.010 | 0.004 | 0.002 | 0.002 | <0.0005 | 0.003 | 0.014 | 0.042 | 0.013 | 0.007 | 0.014 | 0.014 |
| Th | 1.5 | 1.6 | 1.5 | 2.0 | 2.1 | 1.4 | 0.40 | 0.40 | 1.0 | 1.9 | 0.90 | 0.90 |
| U | 1.6 | 1.7 | 1.7 | 2.0 | 2.1 | 1.9 | 0.21 | 0.20 | 0.60 | 2.5 | 0.39 | 0.39 |

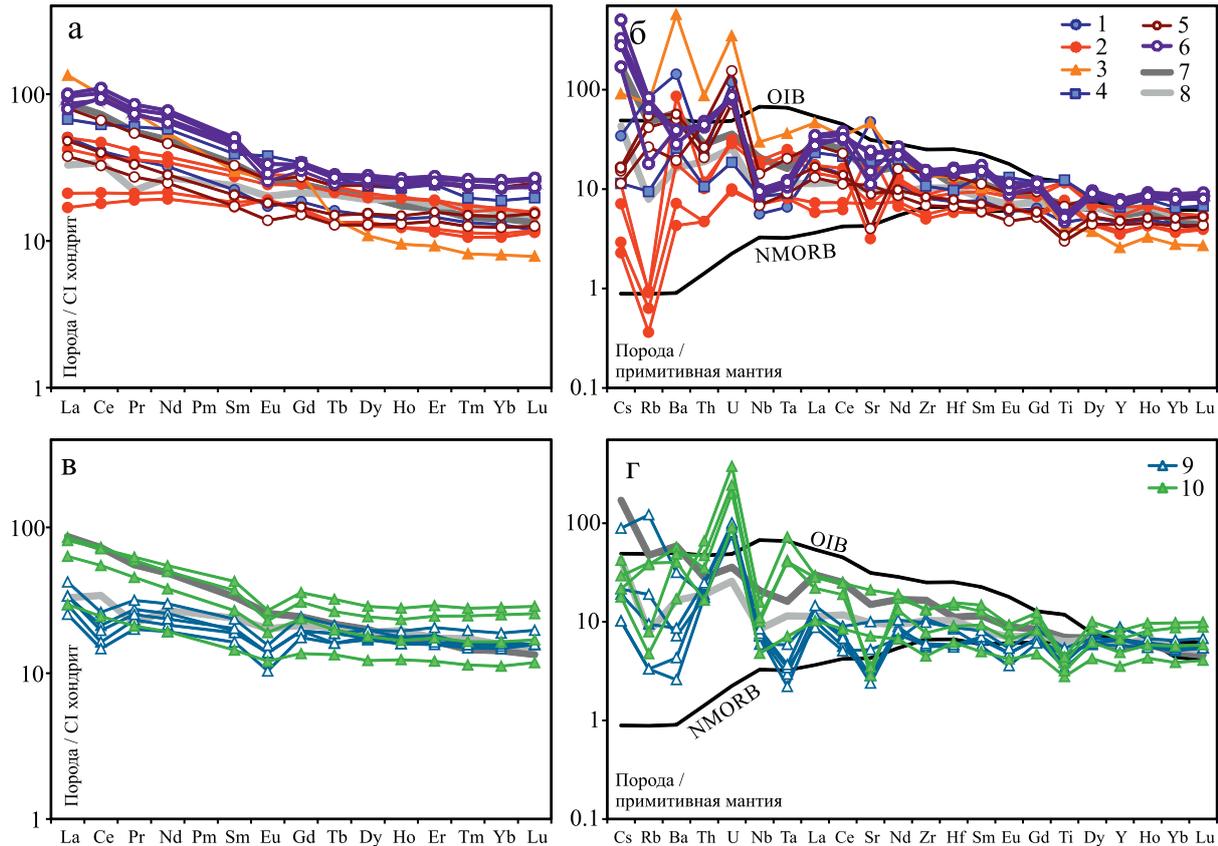


Рис. 2. Диаграмма распределения РЗЭ (а, в) и редких элементов (б, г), нормированных соответственно по CI хондриту и примитивной мантии, по (Sun, McDonough, 1989), в пермско-триасовых базальтах арктической части фундамента Западно-Сибирской платформы.

в, г – скв. Ен-Яхинская СГ-7, а, б – прочие скважины. 1 – скв. Стахановская 910; 2 – скв. Тюменская СГ-6; 3 – скв. Уренгойская-414; 4 – скв. Южно-Чапурская 8; 5 – скв. Западно-Таркосалинская 905, по (Понамарев и др., 2017); 6 – скв. Лакьюганская 101, по (Понамарев и др., 2020); 7, 8 – средний состав трапповых базальтов Сибирской платформы, по (Альмухамедов и др., 2004); 7 – рифтогенный этап, 8 – покровный этап; 9, 10 – скв. Ен-Яхинская СГ-7: 9 – верхняя часть разреза; 10 – нижняя часть разреза.

Fig. 2. Diagram of REE (a, в) and rare lithophile elements (б, г) normalized to CI chondrite and primitive mantle, respectively by (Sun, McDonough, 1989) in Permian-Triassic flood basalts in the Arctic part in the pre-Jurassic basement of the West Siberian platform.

в, г – borehole Yen-Yakhinskaya SG-7, а, б – other boreholes. 1 – borehole Stakhanovskaya 910; 2 – borehole Tyumenskaya SG-6; 3 – borehole Urengoyskaya 414-r; 4 – borehole Yuzhno-Chapurskaya 8; 5 – borehole Zapadno-Tarkosalinskaya 905, by (Ponomarev et al., 2017); 6 – borehole Lakyuganskaya 101, by (Ponomarev et al., 2020); 7, 8 – mean composition of the flood basalts of the Siberian platform, by (Almukhamedov et al., 2004): 7 – rift stage, 8 – cover stage; 9, 10 – borehole Yen-Yakhinskaya SG-7: 9 – upper part of the cross section; 10 – lower part of the cross section.

шими содержаниями несовместимых литофильных элементов, в том числе РЗЭ (45–67 г/т), менее фракционированным спектром РЗЭ ($(La/Yb)_n = 1.5–2.2$), появлением отрицательной Се-аномалии ($Ce/Ce^* = 0.62–0.71$), повышенными значениями отношений Nb/Ta (18–57) и Zr/Hf (34–46). Данные различия в геохимических характеристиках, включая появление отрицательной Се-аномалии, и различие в Nb/Ta-отношениях указывают на разные источники базальтовых расплавов на начальной и завершающей стадиях излияния траппов в районе

скв. Ен-Яхинская СГ-7. При сопоставлении с разрезом трапповых базальтов Сибирской платформы базальты нижней части разреза скв. Ен-Яхинская СГ-7 по геохимическим характеристикам в среднем соответствуют вулканитам рифтогенного этапа, а базальты верхней части разреза более близки к вулканитам покровного этапа (см. рис. 2в, г), по данным (Альмухамедов и др., 2004).

На диаграмме AFM (Kuno, 1968) (рис. 3б) подавляющее большинство точек составов трапповых вулканитов попадает в поле составов толеи-

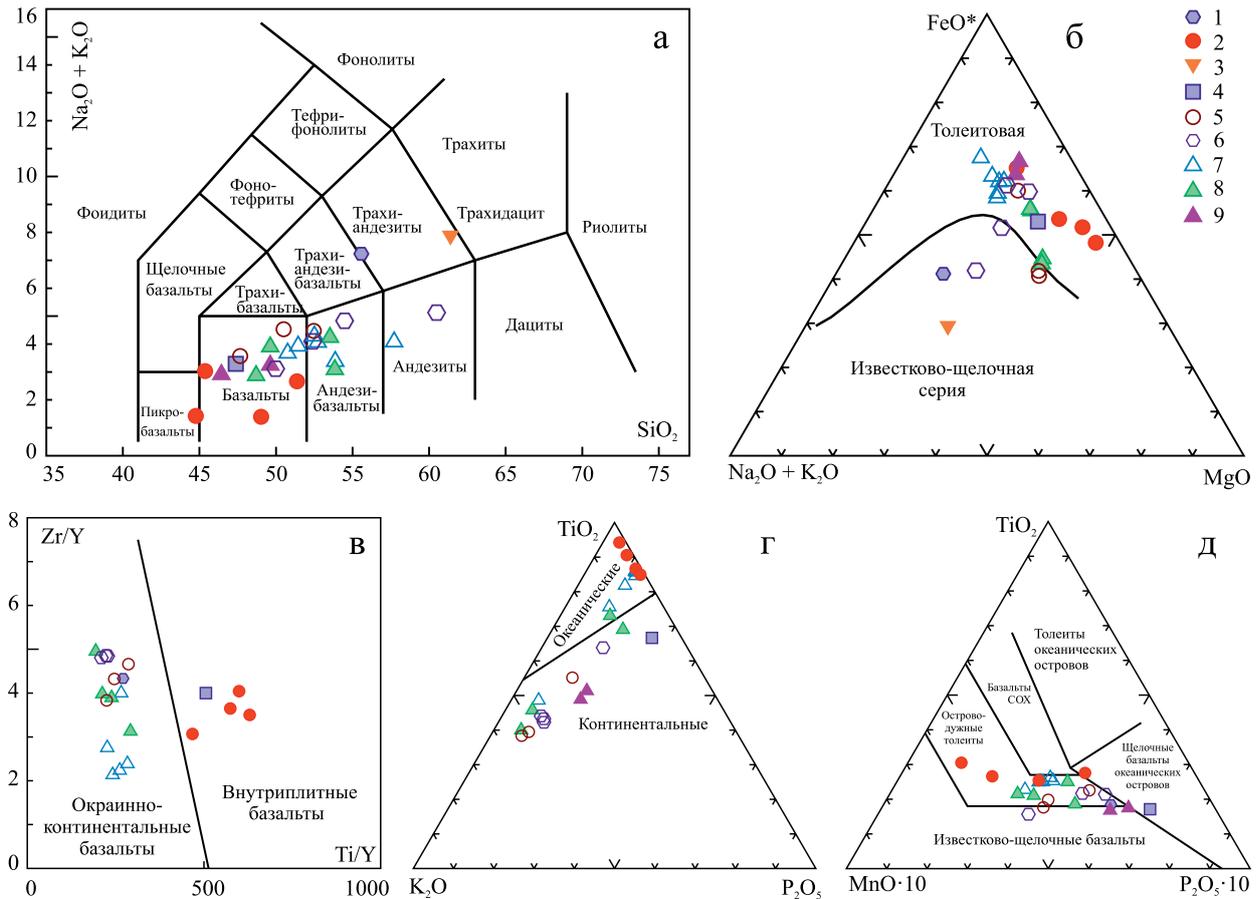


Рис. 3. Положение составов пермско-триасовых базальтов арктической части Западно-Сибирской платформы на диаграммах: TAS (а); AFM (Kuno, 1968) (б), Ti/Y–Zr/Y (Pearce, Gale, 1975) (в), $\text{TiO}_2\text{–K}_2\text{O–P}_2\text{O}_5$ (Pearce et al., 1975) (г), $\text{MnO–TiO}_2\text{–P}_2\text{O}_5$ (Mullen, 1983) (д).

1 – скв. Стахановская 910; 2 – скв. Тюменская СГ-6; 3 – скв. Уренгойская-414; 4 – скв. Южно-Чапурская 8; 5 – скв. Западно-Таркосалинская 905, по (Пономарев и др., 2017); 6 – скв. Лакьюганская 101, по (Пономарев и др., 2020); 7, 8 – скв. Ен-Яхинская СГ-7: 7 – верхняя часть разреза, 8 – нижняя часть разреза; 9 – скв. Верхнехудосейская 1, по (Пономарев и др., 2019).

Fig. 3. Compositions of the Permian-Triassic flood basalts in the Arctic part of the basement of the West Siberian platform in diagrams: TAS (a), AFM (Kuno, 1968) (б), Ti/Y–Zr/Y (Pearce, Gale, 1977) (в), $\text{TiO}_2\text{–K}_2\text{O–P}_2\text{O}_5$ (Pearce et al., 1975) (г), $\text{MnO–TiO}_2\text{–P}_2\text{O}_5$ (Mullen, 1983) (д).

1 – borehole Stakhanovskaya 910; 2 – borehole Tyumenskaya SG-6; 3 – borehole Urengoyskaya 414-r; 4 – borehole Yuzhno-Chapurskaya 8; 5 – borehole Zapadno-Tarkosalinskaya 905, by (Ponomarev et al., 2017); 6 – borehole Lakyuganskaya 101, by (Ponomarev et al., 2020); 7, 8 – borehole Yen-Yakhinskaya SG-7: 7 – upper part of the cross section; 8 – lower part of the cross section; 9 – borehole Verkhnekhudoseiskaya 1, by (Ponomarev et al., 2019).

тов. На диаграмме Ti/Y–Zr/Y (Pearce, Gale, 1977) (рис. 3в) точки попадают как в поля внутриплитных, так и окраинно-континентальных базальтов. Аналогично точки составов образуют большой разброс на диаграмме $\text{TiO}_2\text{–K}_2\text{O–P}_2\text{O}_5$ (Pearce et al., 1975) (рис. 3г) и попадают в поля как океанических, так и континентальных вулканитов. Вероятно, такое распределение фигуративных точек на диаграммах может являться следствием различной степени контаминации базальтового расплава коровым материалом, в частности широко распространенными в доюрском фундаменте надсубдук-

ционными вулканитами и вулканогенно-осадочными породами (Иванов и др., 2010). На диаграмме $\text{MnO–TiO}_2\text{–P}_2\text{O}_5$ (Mullen, 1983) (рис. 3д) точки изученных составов пермско-триасовых базальтов группируются вокруг поля островодужных толеитов, но при этом попадают и в соседние поля щелочных базальтов океанических островов и известково-щелочных базальтов островных дуг. Такое положение точек составов типично для континентальных толеитовых базальтов и было отмечено еще автором данной дискриминационной диаграммы для траппов р. Колумбии (Mullen, 1983).

Таблица 4. Отношения изотопов Sr и Nd в пермско-триасовых базальтах из доюрского фундамента арктической части Западно-Сибирской платформы**Table 4.** Sr and Nd isotope ratios of Permian-Triassic flood basalts in the basement of the Arctic zone of the West Siberian platform

| Скважина | Ен-Яхинская СГ-7 | Тюменская СГ-6 | | Уренгойская 414-р | Южно-Чапурская 8 |
|-------------------------------------|------------------|----------------|----------|-------------------|------------------|
| Глубина, м | 7959.9 | 6649 | 6975 | 5470 | 3762 |
| Rb, г/т | 1.26 | 0,51 | 0.82 | 60.02 | 6.22 |
| Sr, г/т | 97.19 | 179.19 | 83.12 | 1277.0 | 657.7 |
| Sm, г/т | 4.29 | 3.43 | 8.90 | 4.48 | 9.36 |
| Nd, г/т | 18.71 | 12.84 | 34.80 | 25.48 | 41.79 |
| $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}_m$ | 0.03742 | 0.00822 | 0.0284 | 0.1360 | 0.02737 |
| $\pm 2\text{SE}$ | 0.00005 | 0.00003 | 0.0004 | 0.0017 | 0.00003 |
| $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_m$ | 0.70566 | 0.70552 | 0.70531 | 0.70503 | 0.70488 |
| $\pm 2\text{SE}$ | 0.000013 | 0.000013 | 0.000019 | 0.000020 | 0.000014 |
| $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_m$ | 0.1386 | 0.1617 | 0.1546 | 0.1062 | 0.1355 |
| $\pm 2\text{SE}$ | 0.0004 | 0.0004 | 0.00086 | 0.00014 | 0.0004 |
| $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_m$ | 0.512788 | 0.51277 | 0.51271 | 0.512678 | 0.512713 |
| $\pm 2\text{SE}$ | 0.000007 | 0.000015 | 0.000049 | 0.000005 | 0.000008 |
| $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ | 0.70553 | 0.70550 | 0.70521 | 0.70455 | 0.70478 |
| $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ | 0.512561 | 0.51251 | 0.51245 | 0.512504 | 0.512491 |
| ϵNd | 4.8 | 3.7 | 2.7 | 3.7 | 3.4 |

Примечание. В индексе m – измеренные изотопные отношения, i – начальные изотопные отношения ($T = 250$ млн лет), $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}} 0.1967$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}} 0.512638$.

Note. In index m – measured isotope ratios, i – initial isotope ratios ($T = 250$ MA), $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}} 0.1967$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}} 0.512638$.

Измеренные и начальные изотопные отношения стронция и неодима в образцах пермско-триасовых базальтов арктической части Западно-Сибирской платформы приведены в табл. 4. На диаграмме $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}-\epsilon\text{Nd}$ (рис. 4) точки изотопных составов базальтов сгруппированы вблизи и чуть выше линии главного мантийного тренда. При этом точки составов близки к области трапповых базальтов Сибирской платформы, по данным (Sharma et al., 1992). По всей видимости, это указывает на общий мантийный источник формирования траппов на обширной территории Евразии.

Включения битумов

Микровключения твердого битума были найдены нами в миндалине в базальте из сверхглубокой скважины Тюменская СГ-6 с глубины 7310.6 м (рис. 5). Миндалины сложены хлоритом, халцедоном, кальцитом. Битум выполняет тонкую зону в миндалине мощностью 10–30 мкм. В центральной части миндалины битум присутствует в виде многочисленных каплевидных включений и их линейных скоплений. Битум находится преимущественно в окружении кальцита, однако местами непосредственно контактирует с хлоритом и халцедо-

ном. В проходящем свете битум не прозрачен, в тонких пленках просвечивает коричневым цветом. В отраженном свете битум выделяется на фоне других минералов низкой твердостью и низким коэффициентом отражения. Миндалины пересекаются более поздним кварцевым микропрожилком мощностью 30–50 мкм. В микропрожилке наблюдается в небольшом количестве переотложение битуминозного вещества.

Рамановский спектр микровключений битума приведен на рис. 6. Экспериментальные рамановские спектры битума были разложены на несколько фойгтовских контуров с использованием программы Origin Pro 2020 (Academic). Спектры корректировались с учетом фотолюминесцентного фона, путем его вычитания полиномиальной функцией в спектральном диапазоне 1100–1800 cm^{-1} .

Температура преобразования битума определялась в соответствии с процедурой, описанной в (Kouketsu et al., 2014). Согласно данному геотермометру, мы полагаем, что температура преобразования битума не превышала 300°C. Одним из признаков низких температур метаморфизма является различие интенсивностей мод около 1600 и 1350 cm^{-1} в полтора раза, что также позволяет нам сделать предположение о еще более низкой тем-

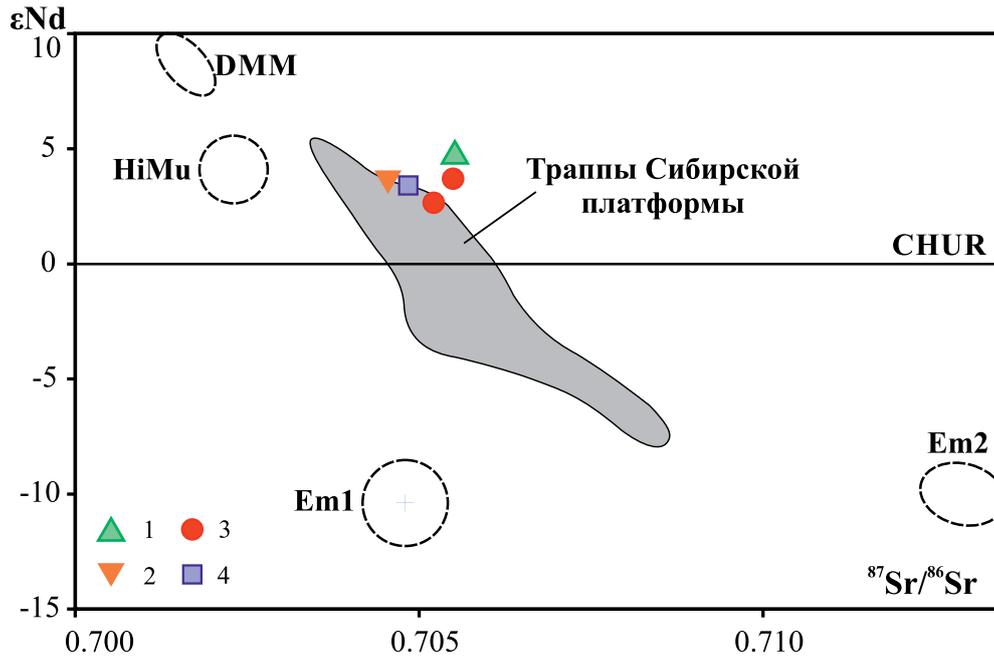


Рис. 4. Диаграмма $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - ϵNd для трапповых базальтов из фундамента Западно-Сибирской платформы. Серое поле – траппы Сибирской платформы, по (Sharma et al., 1992). 1 – скв. Ен-Яхинская СГ-7, 2 – скв. Уренгойская-414, 3 – скв. Тюменская СГ-6, 4 – скв. Южно-Чапурская 8. CHUR (chondritic uniform reservoir) – хондритовый однородный резервуар, DMM – деплетированная мантия СОХ, Em1, Em2 – обогащенная мантия первого и второго типа, HiMu – мантийный резервуар с повышенным $\mu = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$.

Fig. 4. Diagrams $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - ϵNd of the flood basalts in the Arctic part of the basement of the West Siberian platform. Gray field – traps of the Siberian platform, by (Sharma et al., 1992). 1 – borehole Yen-Yakhinskaya SG-7, 2 – borehole Urengoyskaya 414-r, 3 – borehole Tyumenskaya SG-6, 4 – borehole Yuzhno-Chapurskaya 8. CHUR – chondritic uniform reservoir, DMM – depleted MORB mantle, Em1, Em2 – enriched mantle type 1 and type 2, HiMu – mantle reservoir with high $\mu = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$.

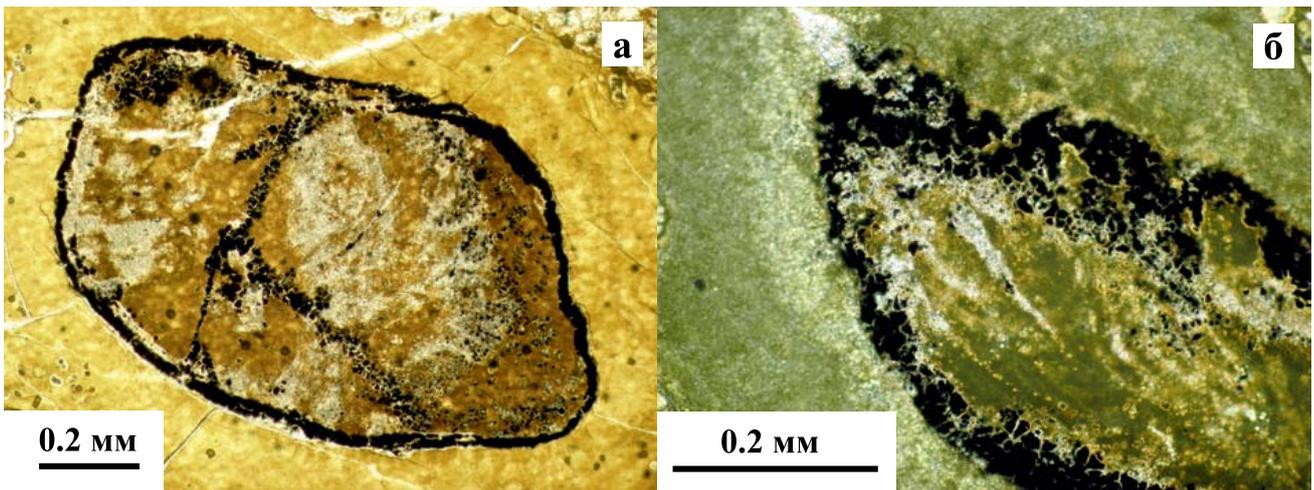


Рис. 5. Включения битума в двух миндалинах в базальте из сверхглубокой скважины Тюменская СГ-6 (глубина 7310.6 м).

а – проходящий свет, б – проходящий свет с анализатором.

Fig. 5. Bitumen inclusions in two amygdalae in basalt from an ultradeep borehole Tyumenskaya SG-6 (depth 7310.6 m).

а – transmitted light, б – transmitted light with analyzer.

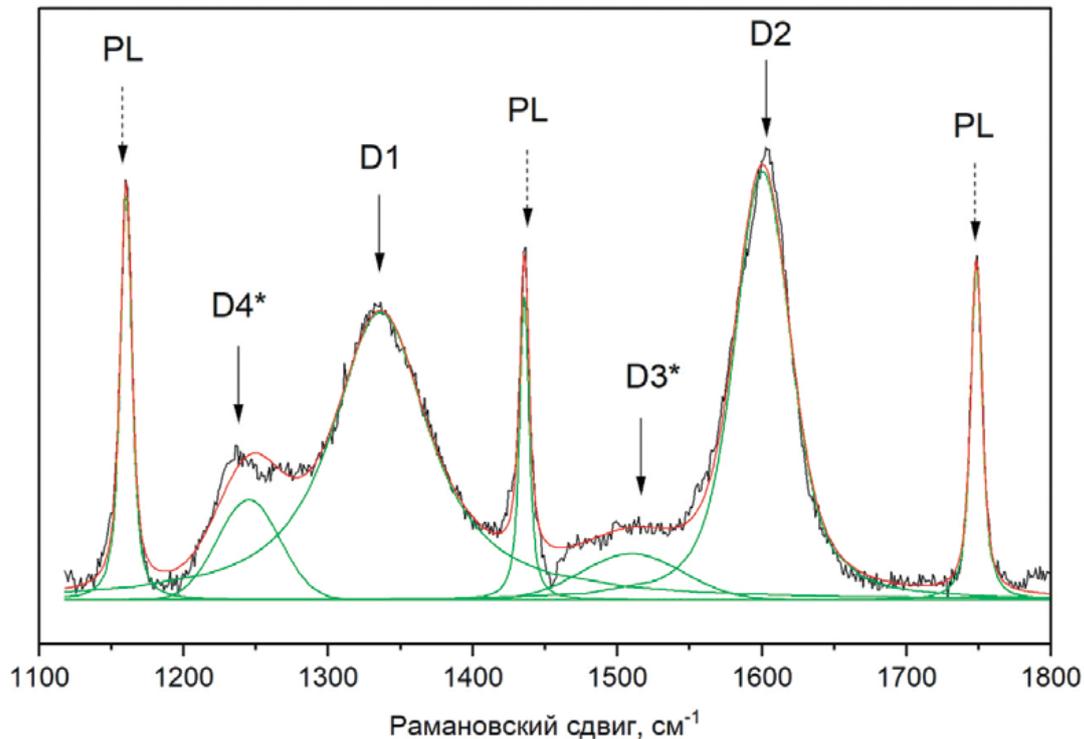


Рис. 6. Экспериментальный рамановский спектр включений битума из скв. Тюменская СГ-6, глубина 7310.6 м (выделен черным цветом).

Зеленым цветом выделено разложение спектра на элементарные составляющие с помощью Фойгтовских контуров, красным – суммарный контур. Сплошные стрелки – отождествление колебательных мод в соответствии с (Kouketsu et al., 2014), пунктирные стрелки – фотолюминесцентные линии. Звездочка – зафиксированное положение мод D3 и D4 при 1510 и 1245 cm^{-1} соответственно.

Fig. 6. Experimental Raman spectra of a bitumen inclusions from borehole Tyumenskaya SG-6, depth 7310.6 m (black line).

Green line is decomposition of the spectrum into elementary components using Voigt contours. Red line is integral contours. Solid arrows – identification of vibrational modes in accordance with (Kouketsu et al., 2014), dotted arrows – photoluminescent lines. Asterisk – fixed position of modes D3 and D4 at 1510 and 1245 cm^{-1} respectively.

температуре преобразования – порядка 150°C. Помимо этого, в работе (Kouketsu et al., 2014) показано, что при температурах метаморфизма менее 300°C интенсивность D4-пика увеличивается. Наблюдаемая нами мода около 1600 cm^{-1} становится шире и не раскладывается на две компоненты G и D2 при использовании Фойгтовских контуров (Wopenka, Pasteris, 1993). При этом важным условием деконволюции является фиксированное положение мод D3 и D4 при 1510 и 1245 cm^{-1} соответственно ввиду их уширенного контура.

Используя прямую корреляция между шириной колебательных мод D1 и D2 (81 ± 3 и 46 ± 1 cm^{-1} соответственно) и температурой преобразования, согласно геотермометру (Kouketsu et al., 2014), мы получаем рассчитанные значения температур 304 ± 7 и 222 ± 4 °C соответственно (погрешность определена как доверительный интервал, рассчитанный по трем измерениям ширины соответствующих мод).

Таким образом, учитывая перечисленные особенности рамановского спектра, можно сделать вывод, что температура преобразования битума была порядка 150–300°C. Данная температура в целом соответствует температуре формирования метаморфогенных минералов во вмещающих зеленокаменно-измененных базальтах и не превышает современные пластовые температуры на глубине 7.3 км в скв. Тюменская СГ-6.

ОБСУЖДЕНИЕ

Геохимические особенности

Пермско-триасовые трапповые базальты арктической части Западной Сибири достаточно близки по составу к траппам Сибирской платформы, по данным (Альмухамедов и др., 2004; Криволицкая, Рудакова, 2009; и др.), и в целом соответствуют

аналогичным внутриконтинентальным траппам. В арктической части Западно-Сибирской платформы нами практически не встречены субщелочные вулканы шшонитовой серии и кислые вулканы риолит-дацитового состава, имеющие распространение в приуральской части фундамента Западно-Сибирской платформы. По всей видимости, наблюдаемые вариации составов базальтовых лав комплекса являются в значительной мере отражением процессов фракционирования, прежде всего темноцветных силикатов, в меньшей мере титаномагнетита и лишь отчасти, возможно, плагиоклаза.

Наличие в некоторых проанализированных образцах отрицательной аномалии по Ta, Nb, Ti свидетельствует о возможной контаминации островодужными вулканидами и вулканогенно-осадочными породами. Это находит отражение также в положении точек составов базальтов на дискриминационных диаграммах (см. рис. 3). Становление пермско-триасового базальтоидного комплекса имело место в условиях рифтогенного растяжения относительно молодой континентальной литосферы, сформировавшейся в позднем палеозое в результате процессов субдукции и коллизии, в связи с чем состав рециклированной сублитосферной мантии в известной степени дополнен и обогащен “субдукционным” компонентом (Иванов и др., 2010).

Отрицательная Се-аномалия в островодужных вулканидах обычно связывается с примесью в источнике субдуцированных осадков (Bellot et al., 2018). В случае с базальтами верхней части разреза скважины Ен-Яхинской СГ-7 (6925–6945 м) может иметь место контаминация базальтового расплава нижележащими палеозойскими островодужными вулканидами или осадочными породами. Стоит отметить, что отрицательная Се-аномалия носит единичный характер для пермско-триасовых трапповых вулканидов Сибири.

Интрузивные аналоги

Присутствие габбровых интрузивов пермско-триасового возраста, синхронных с трапповым вулканизмом в доюрском фундаменте арктической части Западной Сибири, достоверно не подтверждено. Несколькими скважинами в фундаменте вскрыты интрузии основного и среднего состава. К их числу относятся Сюнай-Салинская 45 (расслоенная интрузия габбро-диоритов) (Ерохин и др., 2019) и Новопортовская 215 (оливиновые габбро) (Бочкарев и др., 2010; Ерохин и др., 2016). Однако данные об абсолютном возрасте для перечисленных интрузивов на данный момент отсутствуют. Оливиновые габбро из скв. Новопортовская 215 характеризуются повышенными содержаниями TiO_2 и K_2O – 1.8 и 2.6 мас. % соответственно (Бочкарев и др., 2010), что позволяет предпола-

гать их возможную связь с внутриплитным магматизмом. Между тем появление пермско-триасовой интрузии на раннеюрском эрозионном срезе фундамента могло произойти только при интенсивном воздымании и существенной эрозии данного блока земной коры в течение среднего–верхнего триаса.

Битумы в базальте

Находка битумов в миндалидах в скв. Тюменская СГ-6 является первой для пермско-триасовых трапповых базальтов в фундаменте арктической части Западно-Сибирской платформы. Ранее твердый битум (антраксолит) был описан в агатах миндалидах в пермско-триасовых вулканидах на Среднем Урале, в разрезе по р. Синара (Erokhin, Ivanov, 2019). Включения битумов в миндалидах упоминаются в трапповых базальтах Нидымской свиты (T_1) в скальных обнажениях на берегу р. Ниж. Тунгуска (Сибирь) (Гусев и др., 2018, с. 84). В мире известны единичные места находок битумов в вулканидах: в миндалидах базальтов нижнего девона Минусинской впадины Хакасии (Серебренникова и др., 2003), в гидротермальных прожилках и миндалидах мезозойских долерито-базальтов земли Франца Иосифа (Клубов и др., 1997), во вторичных гидротермальных образованиях Богемского массива в Чехии (Филиппов, 2013) и в некоторых других местах.

Присутствие битумов можно интерпретировать как свидетельство миграции углеводородов на этапе формирования низкотемпературной гидротермальной минерализации в миндалидах. Температура преобразования битума, оцененная нами в 150–300 °С, в целом соответствует температуре водного метаморфизма вмещающей базальтовой толщи. И, по всей видимости, миграция углеводородов совпала по времени с данным низкотемпературным преобразованием базальтов. Однако относительно происхождения углеводородов нельзя сделать однозначных выводов. Они могут иметь как глубинное мантийное происхождение, предполагаемое неорганическими гипотезами происхождения нефти, так и быть результатом мобилизации органического вещества из нижележащих осадочных толщ.

ВЫВОДЫ

Таким образом, нами получены новые данные и обобщены результаты предшествующих исследований вещественного состава пермско-триасовых трапповых вулканидов из доюрского фундамента арктической части Западно-Сибирской платформы. Показано их большое сходство по геохимическим характеристикам и изотопному составу Sr и Nd с траппами Сибирской платформы. Наличие в некоторых проанализированных образцах отрица-

тельной аномалии по Та, Nb, Ti, а также отрицательной Се аномалии свидетельствует о возможной контаминации базальтов нижележащими палеозойскими островодужными вулканитами и вулканогенно-осадочными породами. Изучены геохимические различия верхней и нижней части разреза базальтовой толщи, вскрытой сверхглубокой скважиной Ен-Яхинская СГ-7. Показано, что базальты нижней части разреза близки к вулканитам рифтогенного этапа Сибирской платформы, а базальты верхней части разреза соответствуют вулканитам покровного этапа Сибирской платформы по (Альмухамедов и др., 2004). Пермско-триасовый базальтовый вулканизм арктической части Западно-Сибирской плиты связан, как и по всей территории плиты, с зонами активного рифтогенного растяжения, для которых грабены являются их поверхностным структурным выражением, а вулканиты – магматическим.

Впервые найдены включения битума в миндалинах пермско-триасовых базальтов в сверхглубокой скважине Тюменская СГ-6 на глубине 7310.6 м. Температура преобразования битума, по данным рамановской спектроскопии, составляет 15–300°C и в целом соответствует температуре водного метаморфизма вмещающей базальтовой толщи. Наличие включений битума в миндалинах может быть свидетельством миграции углеводородов через толщу трапповых базальтов.

Благодарности

Авторы признательны В.С. Бочкареву за предоставленные образцы вулканитов и аналитикам лаборатории ФХМИ ИГГ УрО РАН к.г.-м.н. Д.В. Киселевой, Т.Г. Окуневой, Н.П. Горбуновой, Н.В. Чередниченко.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Золотухин В.В. (2004) Вещественная эволюция пермтриасовых базальтов Сибирской платформы во времени и пространстве. *Петрология*, **12**(4), 339-353.
- Багурина Т.П., Сараев С.В., Травин А.В. (2005) Каменноугольные и пермтриасовые вулканиты в зоне сочленения Урала и Западной Сибири. *Геология и геофизика*, **46**(5), 504-516.
- Берзин С.В., Иванов К.С., Зайцева М.В. (2016) Пермско-триасовые базальты фундамента Западно-Сибирского бассейна, вскрытые сверхглубокой скважиной Ен-Яхинская СГ-7. *Литосфера*, (6), 117-128.
- Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Иванов К.С. (2013) Основные результаты сверхглубокого бурения скважин (СГ-6 Тюменской и СГ-7 Ен-Яхинской) в Западной Сибири. *Горн. ведомости*, (12), 6-30.
- Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Лукомская К.Г. (2010) Складчатый фундамент полуострова Ямал. *Горн. ведомости*, (8), 6-35.
- Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Федосеев Г.С., Рейчоу М., Дэвис К., Бабин Г.А. (2010) Пермско-триасовый плюмовый магматизм Кузнецкого бассейна (Центральная Азия): геология, геохронология, геохимия и геодинамические следствия. *Геология и геофизика*, **51**(9), 1310-1328.
- Гусев Н.И., Строев Т.С., Шарипов А.Г., Назаров Д.В., Круглова А.А., Никольская О.А., Саванин В.В., Гладышева А.С., Михайлов Д.А., Сергеева Л.Ю., Николаева Л.С., Богомолов В.П., Савельев С.О. (2018) Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Сер. Норильская. Лист Q-47-Тура. Объяснительная записка. СПб.: Картограф. фабрика ВСЕГЕИ, 328 с.
- Добрецов Н.Л. (2005) Крупнейшие магматические провинции Азии (250 млн лет): сибирские и эмейшаньские траппы (платобазальты) и ассоциирующие гранитоиды. *Геология и геофизика*, **46**(9), 870-890.
- Ерохин Ю.В., Иванов К.С. (2016) Минералогия фаялитового габбро из доюрского фундамента Новопортовской площади (Южный Ямал, Арктика). *Вестн. Уральского отделения РМО*, **13**, 43-51.
- Ерохин Ю.В., Иванов К.С., Бочкарев В.С., Пономарев В.С., Захаров А.В. (2019) Габброиды доюрского основания Арктики и их сульфидная минерализация (Сюнай-Салинская площадь, полуостров Ямал). *Минералогия*, **5**(3), 38-46.
- Ёлкин Е.А., Конторович А.Э., Бахарев Н.К., Беляев С.Ю., Варламов А.И., Изох Н.Г., Каныгин А.В., Каштанов В.А., Кирда Н.П., Клец А.Г., Конторович В.А., Краснов В.И., Кринин В.А., Моисеев С.А., Обут О.Т., Сараев С.В., Сенников Н.В., Тищенко В.М., Филиппов Ю.Ф., Хоменко А.В., Хромых В.Г. (2007) Палеозойские фациальные мегазоны в структуре фундамента Западно-Сибирской геосинеклизы. *Геология и геофизика*, **48**(6), 633-650.
- Западная Сибирь. Геология и полезные ископаемые России. (2000) Т. 2 (Ред. А.Э. Конторович, В.С. Сурков). СПб.: ВСЕГЕИ, 477 с.
- Иванов К.П. (1974) Триасовая трапповая формация Урала. М.: Наука, 154 с.
- Иванов К.П., Иванов К.С., Расулов А.Т., Ронкин Ю.Л. (2010) О возрасте и составе туринской серии на реке Синара (Средний Урал). *Горн. ведомости*, (5), 52-57.
- Иванов К.С., Ерохин Ю.В. (2019) О времени заложения системы триасовых рифтов Западной Сибири. *Докл. АН*, **486**(1), 88-92.
- Иванов К.С., Костров Н.П. (2019) О взаимосвязи геодинамики, теплового потока, глубинного строения и нефтегазоносности Ямала. *Докл. АН*, **486**(2), 208-211.
- Иванов К.С., Лац С.А., Коротеев В.А., Костров Н.П., Погромская О.Э. (2018) Главные причины закономерности размещения месторождений нефти Западно-Сибирской платформы. *Докл. АН*, **481**(3), 285-288.
- Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Пучков В.Н., Пономарев В.С., Костров Н.П., Хиллер В.В. (2021). Складчатый фундамент полуострова Ямал и его структурные связи. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 285 с.
- Киричкова А.И. (2011) Триас Западной Сибири: литостратоны опорных разрезов. *Разведка и охрана недр*, (4), 27-33.
- Клубов Б.А., Винокуров И.Ю., Гарибьян Е.В. (1997) Битумопроявления на о-ве Хейса. *Геология нефти и газа*, (2), 1-6.
- Коротков Б.С., Симонов А.В. (2010) Перспективы поисков газа в глубоких горизонтах Западной Сибири. *Научно-технический сборник. Вести газовой науки*,

- (2), 48-56.
- Криволюцкая Н.А., Рудакова А.В. (2009) Строение и геохимические особенности пород трапповой формации Норильской мульды (СЗ Сибирской платформы). *Геохимия*, (7), 675-698.
- Крук Н.Н., Плотников А.В., Владимиров А.Г., Кутюлин В.А. (1999) Геохимия и геодинамические условия формирования траппов Кузбасса. *Докл. АН*, **369**(6), 812-815.
- Лобова Г.А., Коржов Ю.В., Кудряшова Л.К. (2014) Генезис доюрских залежей нефти Рогожниковской группы месторождений по данным гравиразведки и геохимии (Тюменская область). *Изв. Томск. политехн. ун-та*, **324**(1), 65-72.
- Медведев А.Я., Альмухамедов А.И., Кирда Н.П. (2003) Геохимия пермотриасовых вулканитов Западной Сибири. *Геология и геофизика*, **44**(1-2), 86-100.
- Мещеряков К.А., Карасёва Т.В. (2011) Особенности обнаружения разрушенных залежей нефти на больших глубинах. *Нефтегазовая геология. Теория и практика*, **6**(3), Статья № 27.
- Мещеряков К.А., Карасёва Т.В., Кожанов Д.Д., Мещерякова О.Ю. (2019) Триасовый нефтегазоносный комплекс – потенциальный объект для прироста ресурсной базы Западной Сибири. *Вестн. Перм. ун-та. Геология*, **18**(1), 73-78.
- Мясникова Г.П., Солопахина Л.А., Мариненкова Н.Л., Клопов А.Л., Шпильман А.В., Яцканич Е.А. (2005) Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности доюрских отложений территории ХМАО. *Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Восьмая научно-практическая конференция. Ханты-Мансийск*, 148-163.
- Наставко А.В., Бородин Е.В., Изох А.Э. (2012) Петролого-минералогические особенности вулканитов центральной части Кузбасса (Южная Сибирь). *Геология и геофизика*, **53**(4), 435-449.
- Никишин В.А., Малышев Н.А., Никишин А.М., Обметко В.В. (2011) Позднепермско-триасовая система рифтов Южно-Карского осадочного бассейна. *Вестн. Моск. университета. Сер. 4: Геология*, (6), 3-9.
- Патон М.Т., Иванов А.В., Фиорентини М.Л., МакНаугтон Н.Ж., Мудровская И., Резницкий Л.З., Демонтерова Е.И. (2010) Позднепермские и раннетриасовые магматические импульсы в Ангаро-Тасеевской синклинали, Южно-Сибирские траппы и их возможное влияние на окружающую среду. *Геология и геофизика*, **51**(9), 1298-1309.
- Подурушин В.Ф. (2011) Тектоника фундамента и ее влияние на формирование газового потенциала полуострова Ямал. *Вести газовой науки*, (3), 65-72.
- Пономарев В.С., Ерохин Ю.В., Иванов К.С. (2017) Вещественный состав базальтов из доюрского основания Западной Сибири (Западно-Таркосалинская площадь, ЯНАО). *Изв. УГГУ*, (1), 14-18.
- Пономарев В.С., Иванов К.С., Ерохин Ю.В. (2019) Вещественный состав базальтов и долеритов из доюрского основания Западно-Сибирской плиты (Верхнехудо-сейская площадь, ЯНАО). *Изв. высших учебн. завед. Северо-Кавказский регион. Естеств. науки*, (3), 62-69.
- Пономарев В.С., Иванов К.С., Ерохин Ю.В. (2020) Composition of volcanites from pre-Jurassic basement of the Western Siberian megabasin (Lakyuganskaya oil exploration area, YNAD). *Изв. УГГУ* (2), 7-19.
- Попов Е.А., Стовбун Ю.А., Русских А.С. (2021) Об источнике нефтеносного потенциала доюрского комплекса Западной Сибири. (Ч. 1). *Бурение и нефть*, (1).
- Попов В.С., Богатов В.И., Петрова А.Ю., Беляцкий Б.В. (2003) Возраст и возможные источники гранитов Мурзинско-Адуйского блока, Средний Урал, Rb-Sr и Sm-Nd изотопные данные. *Литосфера*, (4), 3-18.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- Пучков В.Н., Иванов К.С. (2020) Тектоника севера Урала и Западной Сибири: общая история развития. *Геотектоника*, (1), 41-61.
- Сараев С.В., Батурина Т.П., Пономарчук В.А., Травин А.В. (2009) Пермотриасовые вулканиты Колтогорско-Уренгойского рифта Западно-Сибирской геосинеклизы. *Геология и геофизика*, **50**(1), 4-20.
- Серебрянникова О.В., Васильев Б.Д., Туров Ю.П., Филиппова Т.Ю. (2003) Нафтиды в базальтах нижнего девона Северо-Минусинской впадины. *Докл. АН*, **390**(4), 525-527.
- Смирнов В.Н., Иванов К.С. (2019) Структурные связи Урала и Западной Сибири: единый этап формирования на границе перми и триаса. *Докл.*, **488**(3), 294-297.
- Смирнов В.Н., Иванов К.С., Краснобаев А.А., Бушляков И.Н., Калеганов Б.А. (2006) Результаты R-Ag датирования Адуйского гранитного массива (Восточный склон Среднего Урала). *Литосфера*, (2), 148-156.
- Сурков В.С., Жеро О.Г., Смирнов Л.В. (1984) Арктико-Североатлантическая рифтовая мегасистема. *Геология и геофизика*, (8), 3-11.
- Тимонин Н.И. (1998) Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург: УрО РАН, 240 с.
- Федосеев Г.С., Сотников В.И., Рихванов Л.П. (2005) Геохимия и геохронология пермотриасовых базитов северо-западной части Алтае-Саянской складчатой области. *Геология и геофизика*, **46**(3), 289-302.
- Филиппов М.М. (2013) Антраксолиты. СПб.: ВНИГРИ, 296 с.
- Anosova M.O., Kostitsyn Yu.A., Kogarko L.N. (2019) Correlation of High-Calcium Silica-Undersaturated Complex of the Maymecha-Kotuy Province with Siberian Flood Basalts: New Age Data on the Kugda Massif (Polar Siberia). *Geochem. Int.*, **57**(12), 1339-1342.
- Arndt N., Chauvel C., Czamanske G., Fedorenko V. (1998) Two mantle sources, two plumbing systems: tholeiitic and alkaline magmatism of the Maymecha River basin, Siberian flood volcanic province. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **133**(3), 297-313.
- Augland L.E., Ryabov V.V., Vernikovskiy V.A., Planke S., Polozov A.G., Callegaro S., Jerram D.A., Svendsen H.H. (2019) The main pulse of the Siberian Traps expanded in size and composition. *Sci. Rep.*, **9**, #18723.
- Bellot N., Boyet M., Doucelance R., Bonnand P., Savov I.P., Plank T., Elliott T. (2018) Origin of negative cerium anomalies in subduction-related volcanic samples: Constraints from Ce and Nd isotopes. *Chem. Geol.*, **500**, 46-63.
- Berzin S.V., Ivanov K.S., Streletskaya M.V., Zaytseva M.V., Soloshenko N.G. (2018) Pb, Sr and Nd Isotope Ratios of Permian-Triassic Flood Basalts in the Basement of the West Siberian Plate. *Russian Forum of Young Scientists*,

- KnE Engineering*, 46-54.
- Erokhin Yu.V., Ivanov K.S. (2019) On the discovery and study of anthraxolite in Triassic plagiortholite on the border of the Ural and western Siberia. *Geosci. J.*, **23**, 273-279.
- Ferrari A. C., Robertson J. (2000) Interpretation of Raman spectra of disordered and amorphous carbon. *Phys. Rev. B*, **61**(20), #14095.
- Ivanov A.V., He H., Yang L., Nikolaeva I.V., Palesskii S.V. (2009) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of intrusive magmatism in the Angara-Taseevskaya syncline and its implication for duration of magmatism of Siberian Traps. *J. Asian Earth Sci.*, **35**(1), 1-12.
- Ivanov K.S., Puchkov V.N., Fyodorov Yu.N., Erokhin Yu.V., Pogromskaya O.E. (2013) Tectonics of the Urals and adjacent part of the West-Siberian platform basement: Main features of geology and development. *J. Asian Earth Sci.*, **72**, 12-24.
- Kogarko L.N., Zartman R.E. (2011) New Data on the Age of the Guli Intrusion and Implications for the Relationships between Alkaline Magmatism in the Maymecha-Kotuy Province and the Siberian Superplume: U-Th-Pb Isotopic Systematics. *Geochem. Int.*, **49**(5), 439-448.
- Kouketsu Y., Mizukami T., Mori H., Endo S., Aoya M., Hara H., Nakamura D., Wallis S. (2014) A new approach to develop the Raman carbonaceous material geothermometer for low-grade metamorphism using peak width. *Island Arc*, **23**(1), 33-50.
- Kuno H. (1968) Differentiation of basalt magmas. *Basalts: the poldervaart treatise on rocks of basaltic composition. V. 2*. N.Y.: Interscience, 623-688.
- Lahfid A., Beyssac O., Deville E., Negro F., Chopin C., Goffé B. (2010) Evolution of the Raman spectrum of carbonaceous material in low-grade metasediments of the Glarus Alps (Switzerland). *Terra Nova*, **22**(5), 354-360.
- Latyshev A.V., Veselovskiy R.V., Ivanov A.V. (2018) Paleomagnetism of the Permian-Triassic intrusions from the Tunguska syncline and the Angara-Taseeva depression, Siberian traps large igneous province: evidence of contrasting styles of magmatism. *Tectonophysics*, **723**, 41-55.
- Mullen E.D. (1983) MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **62**, 53-62.
- Pearce J.A., Gale G.H. (1977) Identification of ore-deposition environment from trace-element geochemistry of associated igneous host rocks. Volcanic processes in ore genesis. L.: Inst. Mining Metallurg, 14-24.
- Pearce T.H., Gorman B.E., Birkett T.C. (1975) The TiO₂-K₂O-P₂O₅ diagram: a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **24**(3), 419-426.
- Puchkov V.N., Ernst R.E., Ivanov K.S. (2021) The importance and difficulties of identifying mantle plumes in orogenic belts: An example based on the fragmented large igneous province (LIP) record in the Ural fold belt. *Precamb. Res.*, **361**, 106186.
- Rahl J.M., Anderson K.M., Brandon M.T., Fassoulas C. (2005) Raman spectroscopic carbonaceous material thermometry of low-grade metamorphic rocks: Calibration and application to tectonic exhumation in Crete, Greece. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **240**(2), 339-354.
- Reichow M.K., Pringle M.S., Al'Mukhamedov A.I., Allen M.B., Andreichev V.L., Buslov M.M., Davies C.E., Fedoseev G.S., Fitton J.G., Inger S., Medvedev A.Ya., Mitchell C., Puchkov V.N., Safonova I.Yu., Scott R.A., Saunders A.D. (2009) The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: Implications for the end-Permian environmental crisis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **277**, 9-20.
- Reichow M.K., Saunders A.D., White R.V., Al'Mukhamedov A.I., Medvedev A.Ya. (2005) Geochemistry and petrogenesis of basalts from the West Siberian Basin: an extension of the Permo-Triassic Siberian Traps, Russia. *Lithos*, **79**(3-4), 425-452.
- Robertson J. (1991) Hard amorphous (diamond-like) carbons. *Progress in Solid State Chem.*, **21**(4), 199-333.
- Sadezky A., Sadezky A., Muckenhuber H., Grothe H., Niessner R., Poschl U. (2005) Raman microspectroscopy of soot and related carbonaceous materials: spectral analysis and structural information. *Carbon*, **43**(8), 1731-1742.
- Sharma M., Basu A.R., Nesterenko G.V. (1992) Temporal Sr-, Nd- and Pb-isotopic variations in the Siberian flood basalts: Implications for the plume-source characteristics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **113**(3), 365-381.
- Streletskaia M.V., Zaytceva M.V., Soloshenko N.G. (2017) Sr and Nd chromatographic separation procedure for precise isotope ratio measurement using TIMS and MC-ICP-MS methods. *European winter conference on plasma spectrochemistry (EWPCS-2017)*, #319.
- Sun S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc., Spec. Publ.*, **42**, 313-345.
- Svetlitskaya T.V., Nevolko P.A. (2016) Late Permian–Early Triassic traps of the Kuznetsk Basin, Russia: Geochemistry and petrogenesis in respect to an extension of the Siberian Large Igneous Province. *Gondwana Res.*, **39**, 57-76.
- Tuinstra F., Koenig J.L. (1970) Raman spectrum of graphite. *J. Chem. Phys.*, **53**(3), 1126-1130.
- Wopenka B., Pasteris J.D. (1993) Structural characterization of kerogens to granulite-facies graphite: applicability of Raman microprobe spectroscopy. *Amer. Mineral.*, **78**(5-6), 533-557.

REFERENCES

- Al'mukhamedov A.I., Medvedev A.Ya., Zolotukhin V.V. (2004) Chemical evolution of the Permian-Triassic basalts of the Siberian platform in space and time. *Petrology*, **12**(4), 297-311. (Translated from *Petrologiya*, **12**(4), 339-353).
- Anosova M.O., Kostitsyn Yu.A., Kogarko L.N. (2019) Correlation of High-Calcium Silica-Undersaturated Complex of the Maymecha-Kotuy Province with Siberian Flood Basalts: New Age Data on the Kugda Massif (Polar Siberia). *Geochem. Int.*, **57**(12), 1339-1342.
- Arndt N., Chauvel C., Czamanske G., Fedorenko V. (1998) Two mantle sources, two plumbing systems: tholeiitic and alkaline magmatism of the Maymecha River basin, Siberian flood volcanic province. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **133**(3), 297-313.
- 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**, #18723.
- Baturina T.P., Saraev S.V., Travin A.V. (2005) Carboniferous and Permo-Triassic volcanics in the Urals-West Siberia

- junction zone. *Geol. Geofiz.*, **46**(5), 504-516. (In Russ.)
- Bellot N., Boyet M., Doucelance R., Bonnand P., Savov I.P., Plank T., Elliott T. (2018) Origin of negative cerium anomalies in subduction-related volcanic samples: Constraints from Ce and Nd isotopes. *Chem. Geol.*, **500**, 46-63.
- Berzin S.V., Ivanov K.S., Streletskaya M.V., Zaytseva M.V., Soloshenko N.G. (2018) Pb, Sr and Nd Isotope Ratios of Permian-Triassic Flood Basalts in the Basement of the West Siberian Plate. *Russian Forum of Young Scientists, KnE Engineering*, 46-54.
- Berzin S.V., Ivanov K.S., Zaitseva M.V. (2016) Permian-Triassic basalts from basement of the West Siberian basin from superdeep hole Yen-Yakhinskaya SG-7. *Lithosphere (Russia)*, (6), 117-128. (In Russ.)
- Bochkarev V.S., Brekhuntsov A.M., Ivanov K.S. (2013) Main results of ultra-deep drilling of wells (Tyumenskaya SG-6 and Yen-Yakhinskaya SG-7) in Western Siberia. *Gornye Vedomosti*, (12), 6-30. (In Russ.)
- Bochkarev V.S., Brekhuntsov A.M., Lukomskaya K.G. (2010) Folded basement of the Yamal Peninsula. *Gornye Vedomosti*, (8), 6-35. (In Russ.)
- Buslov M.M., Safonova I.Y., Fedoseev G.S., Reichow M.K., Davies K., Babin G.A. (2010) Permo-Triassic plume magmatism of the Kuznetsk basin, Central Asia: geology, geochronology, and geochemistry. *Russian Geology and Geophysics*, **51**(9), 1021-1036. (Translated from *Geol. Geofiz.*, **51**(9), 1310-1328).
- Dobretsov N.L. Large igneous provinces of Asia (250 ma): Siberian and Emeishan traps (plateau basalts) and associated granitoids. *Geol. Geofiz.* **46**(9), 870-890. (In Russ.)
- Erokhin Yu.V., Ivanov K.S. (2016) Mineralogy of fayalite gabbro from the pre-Jurassic basement of the Novoportovskaya area (South Yamal, Arctic). *Vestn. Ural. otdel. RMO*, **13**, 43-51. (In Russ.)
- Erokhin Yu.V., Ivanov K.S. (2019) On the discovery and study of anthraxolite in Triassic plagiorthyolite on the border of the Ural and western Siberia. *Geosci. J.*, **23**, 273-279.
- Erokhin Yu.V., Ivanov K.S., Bochkarev V.S., Ponomarev V.S., Zakharov A.V. (2019) Gabbroids of the pre-Jurassic basement of the Arctic and their sulfide mineralization (Syunai-Salinskaya area, Yamal Peninsula). *Mineralogiya*, **5**(3), 38-46. (In Russ.)
- Fedoseev G.S., Sotnikov V.I., Rikhvanov L.P. (2005) Geochemistry and geochronology of Permo-Triassic basites in the Northwestern Altai-Sayan folded area. *Geol. Geofiz.*, **46**(3), 289-302. (In Russ.)
- Ferrari A.C., Robertson J. (2000) Interpretation of Raman spectra of disordered and amorphous carbon. *Phys. Rev. B*, **61**(20), #14095.
- Filippov M.M. (2013) Anthraxolites. St. Petersburg, FGUP VNIGRI Publ., 296 p. (In Russ.)
- Gusev N.I., Stroev T.S., Sharipov A.G., Nazarov D.V., Kruglova A.A., Nikol'skaya O.A., Savanin V.V., Gladysheva A.S., Mikhailov D.A., Sergeeva L.Yu., Nikolaeva L.S., Bogomolov V.P., Savel'ev S.O. (2018) State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1 : 1 000 000 (third generation). Norilsk series. Sheet Q-47-Toura. Explanatory note. St. Petersburg, Cartographic factory VSEGEI Publ., 328 p. (In Russ.)
- Ivanov A.V., He H., Yang L., Nikolaeva I.V., Paleskii S.V. (2009) ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of intrusive magmatism in the Angara-Taseevskaya syncline and its implication for duration of magmatism of Siberian Traps. *J. Asian Earth Sci.*, **35**(1), 1-12.
- Ivanov K.P. (1974) Triassic trap formation of the Urals. Moscow, Nauka Publ., 154 p. (In Russ.)
- Ivanov K.P., Ivanov K.S., Rasulov A.T., Ronkin Yu.L. (2010) On the age and composition of the Turin series on the Sinara River (Middle Urals). *Gornye Vedomosti*, (5), 52-57. (In Russ.)
- Ivanov K.S., Erokhin Y.V. (2019) On time of the Triassic rifts system origin in Western Siberia. *Dokl. Earth Sci.*, **486**(1), 521-524. (Translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **486**(1), 88-92).
- Ivanov K.S., Erokhin Yu.V., Puchkov V.N., Ponomarev V.S., Kostrov N.P., Hiller V.V. (2021). Folded basement of the Yamal Peninsula and its structural connections. Ekaterinburg, IGG UB RAS, 285 p. (In Russ.)
- Ivanov K.S., Kostrov N.P., Koroteev V.A. (2019) The relationship among geodynamics, heat flow, deep structure, and the oil and gas potential of Yamal. *Dokl. Earth Sci.*, **486**(1), 490-493. (Translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **486**(2), 208-211).
- Ivanov K.S., Puchkov V.N., Fyodorov Yu.N., Erokhin Yu.V., Pogromskaya O.E. (2013) Tectonics of the Urals and adjacent part of the West-Siberian platform basement: Main features of geology and development. *J. Asian Earth Sci.*, **72**, 12-24.
- Ivanov K.S., Lats S.A., Koroteev V.A., Kostrov N.P., Pogromskaya O.E. (2018) The Main Factors Affecting the Distribution of Oil Fields in the West Siberian Platform. *Dokl. Earth Sci.*, **481**(3), 873-876. (Translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **481**(3), 285-288).
- Kirichkova A.I. (2011) Triassic of Western Siberia: lithostratons of reference sections. *Razvedka i Okhrana Nedr*, (4), 27-33. (In Russ.)
- Klubov B.A., Vinokurov I.Yu., Garibyan E.V. (1997) Bitumen shows on Hayes Island. *Geologiya Nefti i Gaza*, (2), 1-6. (In Russ.)
- Kogarko L.N., Zartman R.E. (2011) New Data on the Age of the Guli Intrusion and Implications for the Relationships between Alkaline Magmatism in the Maymecha-Kotuy Province and the Siberian Superplume: U-Th-Pb Isotopic Systematics. *Geochem. Int.*, **49**(5), 439-448.
- Korotkov B.S., Simonov A.V. (2010) Prospects for gas exploration in the deep horizons of Western Siberia. *Nauchno-tehnicheskii Sbornik. Vesti Gazovoi Nauki*, (2), 48-56. (In Russ.)
- Kouketsu Y., Mizukami T., Mori H., Endo S., Aoya M., Hara H., Nakamura D., Wallis S. (2014) A new approach to develop the Raman carbonaceous material geothermometer for low-grade metamorphism using peak width. *Island Arc*, **23**(1), 33-50.
- Krivolutskaya N.A., Rudakova A.V. (2009) Structure and geochemical characteristics of trap rocks from the Noril'sk trough, Northwestern Siberian craton. *Geochem. Int.*, **47**(7), 635-656. (Translated from *Geokhimiya* (7), 675-698).
- Kruk N.N., Plotnikov A.V., Vladimirov A.G., Kutolin V.A. (1999) Geochemistry and geodynamic conditions for the formation of Kuzbass traps. *Dokl. Akad. Nauk*, **369**(6), 812-815. (In Russ.)
- Kuno H. (1968) Differentiation of basalt magmas. *Basalts: the poldervaart treatise on rocks of basaltic composition. V. 2*. N.Y., Interscience, 623-688.
- Lahfid A., Beyssac O., Deville E., Negro F., Chopin C., Goffé B. (2010) Evolution of the Raman spectrum of car-

- bonaceous material in low-grade metasediments of the Glarus Alps (Switzerland). *Terra Nova*, **22**(5), 354-360.
- Latyshev A.V., Veselovskiy R.V., Ivanov A.V. (2018) Paleomagnetism of the Permian-Triassic intrusions from the Tunguska syncline and the Angara-Taseeva depression, Siberian traps large igneous province: evidence of contrasting styles of magmatism. *Tectonophysics*, **723**, 41-55.
- Lobova G.A., Korzhov Yu.V., Kudryashova L.K. (2014) Genesis of pre-Jurassic oil deposits of the Rogozhnikovskaya group of fields according to gravity and geochemistry data (Tyumen region). *Izv. Tomsk. Politekh. Univ.*, **324**(1), 65-72. (In Russ.)
- Medvedev A.Ya., Al'mukhamedov A.I., Kirda N.P. Geochemistry of Permo-Triassic volcanic rocks of West Siberia. *Geol. Geophys.*, **44**(1-2), 86-100. (In Russ.)
- Meshcheryakov K.A., Karaseva T.V., Kozhanov D.D., Meshcheryakova O.Yu. (2019) Triassic oil and gas complex is a potential object for increasing the resource base of Western Siberia. *Vest. Perm. Univ. Geol.*, **18**(1), 73-78. (In Russ.)
- Meshcheryakov K.A., Karaseva T.V. (2011) Features of detection of destroyed oil deposits at great depths. *Neftegazovaya Geologiya. Teoria i Praktika*, **6**(3), Article No. 27_2011. (In Russ.)
- Mullen E.D. (1983) MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **62**, 53-62.
- Myasnikova G.P., Solopakhina L.A., Marinenkova N.L., Klopov A.L., Shpil'man A.V., Yatskanich E.A. (2005) Geological structure and prospects for oil and gas potential of pre-Jurassic deposits in the Khanty-Mansi Autonomous Okrug. *Ways to realize the oil and gas potential of KhMAO. Eighth scientific and practical conference. Khanty-Mansiisk*, 148-163. (In Russ.)
- Nastavko A.V., Borodina E.V., Izokh A.E. (2012) Petrological and mineralogical features of volcanic rocks from the Central Kuznetsk basin (Southern Siberia). *Russ. Geol. Geophys.*, **53**(4), 334-346. (Translated from *Geol. Geofiz.*, **53**(4), 435-449).
- Nikishin V.A., Malyshev N.A., Nikishin A.M., Obmetko V.V. (2011) Late Permian-Triassic rift system of the South Kara sedimentary basin. *Vestn. Mosk. Univ. Ser. 4: Geol.*, (6), 3-9. (In Russ.)
- Paton M.T., Fiorentini M.L., Mudrovska I., Ivanov A.V., Reznitskii L.Z., Demonterova E.I., McNaughton N.J. (2010) Late Permian and Early Triassic magmatic pulses in the Angara-Taseeva syncline, Southern Siberian traps and their possible influence on the environment. *Russ. Geol. Geophys.*, **51**(9), 1012-1020. (Translated from *Geol. Geofiz.*, **51**(9), 1298-1309).
- Pearce J.A., Gale G.H. (1977) Identification of ore-deposition environment from trace-element geochemistry of associated igneous host rocks. *Volcanic processes in ore genesis*. London, Inst. Mining Metallurg, 14-24.
- Pearce T.H., Gorman B.E., Birkett T.C. (1975) The TiO₂-K₂O-P₂O₅ diagram: a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **24**(3), 419-426.
- Podurushin V.F. (2011) Basement tectonics and its influence on the formation of the gas potential of the Yamal Peninsula. *Vesti Gazovoi Nauki*, (3), 65-72. (In Russ.)
- Ponomarev V.S., Erokhin Yu.V., Ivanov K.S. (2017) Material composition of basalts from the pre-Jurassic basement of Western Siberia (West-Tarkosalinskaya area, YaNAO). *Izv. UGGU*, (1), 14-18. (In Russ.)
- Ponomarev V.S., Ivanov K.S., Erokhin Yu.V. (2019) Material composition of basalts and dolerites from the pre-Jurassic basement of the West Siberian Plate (Verkhnekhudoseyskaya area, YaNAO). *Izv. Vyssh. Uchebn. Zaved. Severo-Kavkazskii region. Estestv. Nauki*, (3), 62-69. (In Russ.)
- Ponomarev V.S., Ivanov K.S., Erokhin Yu.V. (2020) Composition of volcanites from pre-Jurassic basement of the Western Siberian megabasin (Lakyuganskaya oil exploration area, YaNAO). *Izv. UGGU*, (2), 7-19. (In Russ.)
- Popov E.A., Stovbun Yu.A., Russkikh A.S. (2021) On issue of Pre-Jurassic oil potential of Western Siberia. (Pt. I). *Burenie i Neft'*, (1).
- Popov V.S., Bogatov V.I., Petrova A.Yu., Belyatskii B.V. (2003) Age and possible sources of granites of the Murzinsko-Adui block, Middle Urals, Rb-Sr and Sm-Nd isotope data. *Lithosphere (Russia)*, (4), 3-18. (In Russ.)
- Puchkov V.N. (2010) Geology of the Urals and Cis-Urals (topical issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny). Ufa, DesignPolygraphService Publ., 280 p. (In Russ.)
- Puchkov V.N., Ernst R.E., Ivanov K.S. (2021) The importance and difficulties of identifying mantle plumes in orogenic belts: An example based on the fragmented large igneous province (LIP) record in the Ural fold belt. *Precamb. Res.*, **361**, 106186.
- Puchkov V.N., Ivanov K.S. (2020) Tectonics of the Northern Urals and Western Siberia: general history of development. *Geotectonics*, **54**(1), 35-53.
- Rahl J.M., Anderson K.M., Brandon M.T., Fassoulas C. (2005) Raman spectroscopic carbonaceous material thermometry of low-grade metamorphic rocks: Calibration and application to tectonic exhumation in Crete, Greece. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **240**(2), 339-354.
- Reichow M.K., Pringle M.S., Al'mukhamedov A.I., Allen M.B., Andreichev V.L., Buslov M.M., Davies C.E., Fedoseev G.S., Fitton J.G., Inger S., Medvedev A.Ya., Mitchell C., Puchkov V.N., Safonova I.Yu., Scott R.A., Saunders A.D. (2009) The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: Implications for the end-Permian environmental crisis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **277**, 9-20.
- Reichow M.K., Saunders A.D., Whitea R.V., Al'mukhamedov A.I., Medvedev A.Ya. (2005) Geochemistry and petrogenesis of basalts from the West Siberian Basin: an extension of the Permo-Triassic Siberian Traps, Russia. *Lithos*, **79**(3-4), 425-452.
- Robertson J. (1991) Hard amorphous (diamond-like) carbons. *Progress in Solid State Chem.*, **21**(4), 199-333.
- Sadezky A., Sadezkaya A., Muckenhuber H., Grothe H., Niessner R., Poschl U. (2005) Raman microspectroscopy of soot and related carbonaceous materials: spectral analysis and structural information. *Carbon*, **43**(8), 1731-1742.
- Saraev S.V., Baturina T.P., Ponomarchuk V.A., Travin A.V. (2009) Permo-Triassic volcanics of the Koltogory-Urengoi rift of the West Siberian geosyncline. *Russ. Geol. Geophys.*, **50**(1), 1-14. (Translated from *Geol. Geofiz.*, **50**(1), 4-20).
- Serebrennikova O.V., Turov Yu.P., Filippova T.Yu., Vasil'ev B.D. (2003) Naphthides in Lower Devonian basalts in the North Minusinsk depression. *Dokl. Earth Sciences*, **390**(4), 604-606. (Translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **390**(4), 525-527).

- Sharma M., Basu A.R., Nesterenko G.V. (1992) Temporal Sr-, Nd- and Pb-isotopic variations in the Siberian flood basalts: Implications for the plume-source characteristics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **113**(3), 365-381.
- Smirnov V.N., Ivanov K.S. (2019) Structural connections between the Urals and Western Siberia: a common stage of formation at the Permian–Triassic boundary. *Dokl. Earth Sci.*, **488**(1), 1051-1054. (Translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **488**(3), 294-297).
- Smirnov V.N., Ivanov K.S., Krasnobaev A.A., Bushlyakov I.N., Kaleganov B.A. (2006) K-Ar dating result of Aduisky granite massif (Eastern slope of Middle Urals). *Lithosphere (Russia)*, (2), 148-156. (In Russ.)
- Streletskaya M.V., Zaytceva M.V., Soloshenko N.G. (2017) Sr and Nd chromatographic separation procedure for precise isotope ratio measurement using TIMS and MC-ICP-MS methods. *European winter conference on plasma spectrochemistry (EWPCS-2017)*, #319.
- Sun S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc., Spec. Publ.*, **42**, 313-345.
- Surkov V.S., Zhero O.G., Smirnov L.V. (1984) Arctic-North Atlantic Rift Megasytem. *Geol. Geofiz.*, (8), 3-11. (In Russ.)
- Svetlitskaya T.V., Nevolko P.A. (2016) Late Permian–Early Triassic traps of the Kuznetsk Basin, Russia: Geochemistry and petrogenesis in respect to an extension of the Siberian Large Igneous Province. *Gondwana Res.*, **39**, 57-76.
- Timonin N.I. (1998) Pechora plate: history of geological development in the Phanerozoic. Ekaterinburg, UB RAS, 240 p. (In Russ.)
- Tuinstra F., Koenig J.L. (1970) Raman spectrum of graphite. *J. Chem. Phys.*, **53**(3), 1126-1130.
- Western Siberia. Geology and minerals of Russia. (2000) V. 2 (Eds A.E. Kontorovich, V.S. Surkov) St. Petersburg, VSEGEI Publ, 477 p. (In Russ.)
- Wopenka B., Pasteris J.D. (1993) Structural characterization of kerogens to granulite-facies graphite: applicability of Raman microprobe spectroscopy. *Amer. Mineral.*, **78**(5-6), 533-557.
- Yolkin E.A., Kontorovich A.E., Bakharev N.K., Belyaev S.Yu., Izokh N.G., Kanygin A.V., Kashtanov V.A., Kirida N.P., Klets A.G., Kontorovich V.A., Moiseev S.A., Obut O.T., Saraev S.V., Sennikov N.V., Filippov Yu.F., Khomenko A.V., Khromykh V.G., Varlamov A.I., Krasnov V.I., Krinin V.A., Moiseev S.A., Obut O.T., Saraev S.V., Sennikov N.V., Tishenko V.M., Filippov Yu.F., Khomenko A.B., Khromykh V.G. (2007) Paleozoic facies megazones in the basement of the West Siberian geosyncline. *Russ. Geol. Geophys.*, **48**(6), 491-504. (Translated from *Geol. Geofiz.*, **48**(6), 633-650).

УДК (470+571)+(571.52)+(517)+(5-015)+553.3.072+551.7+550.3+552.3+551.2+551.3+553.2+550.4 DOI: 10.24930/1681-9004-2022-22-5-644-666

Au-Pd минерализация и рудообразующие флюиды месторождения Блейда Фар Вест (Анти-Атлас, Марокко)

Ю. А. Калинин¹, А. А. Боровиков¹, Л. Маача², М. Zuhair², Г. А. Пальянова¹, Л. М. Житова¹

¹Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, г. Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3

²Managem Group, Twin Center, Tour A, Angle Boulevards Zerkouni and Al Massira Al Khadra BP 5199, Casablanca, Morocco

Поступила в редакцию 14.03.2022 г., принята к печати 02.06.2022 г.

*Светлой памяти Владимира Ильича Лебедева,
выдающегося геолога и исследователя,
посвятившего многие годы изучению рудных
месторождений Марокко*

Объект исследований. Убогосульфидное Au-Pd оруденение месторождения Блейда Фар Вест, представленное необычной ассоциацией палладистого золота и минералов системы Pd-Bi-Se, а также серебристого золота и минералов системы Pd-Bi-Te. Месторождение локализовано в неопротерозойских вулканических породах центрального Анти-Атласа (Марокко). **Методы.** Химический анализ минералов проводился в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск, Россия) методом электронно-зондового микроанализа (ЕРМА). Флюидные включения изучены с помощью методов криометрии и гомогенизации с использованием микротермокамеры THMSG-600. Состав газовой фазы и определение твердых фаз включений проводилось методом КР-спектроскопии. Качественный химический состав солей флюидных включений определялся методом ЕРМА. **Основные результаты и выводы.** В ассоциации с палладистым золотом обнаружены минералы системы Pd-Bi-Se, ранее не известные в рудах Блейды: остербошит (Pd, Cu)₂Se₃, палладсеит (Pd₁₇Se₁₅), падмаит PdBiSe, (Au,Ag)Se, самородный селен, а также ряд неидентифицированных фаз – Pd₂BiSe, Pd₃BiSe, Pd₄BiSe и Pd₅BiSe. Согласно данным исследования флюидных включений в кварце и кальците, Au-Pd минерализация образовалась при температуре от 384 до 75°C при участии гомогенных или гетерофазных CaCl₂-NaCl высокосолёных гидротермальных растворов на глубине 2.8–2.7 км. Высказывается предположение, что палладистое золото и минералы системы Pd-Bi-Se были образованы в условиях, близких к условиям образования Au-Pd месторождений Бразилии, а серебристое золото и минералы системы Pd-Bi-Te могли образоваться в условиях подобных, но не тождественных, условиям образования Au-Pd низкотемпературной минерализации на порфирировых месторождениях с примесями Pd и без Pd.

Ключевые слова: Au-Pd месторождения, самородное золото (с примесями Pd и без Pd), минералы платиновых металлов (МПМ), флюидные включения

Источник финансирования

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН, а также при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 20-05-00393)

Au-Pd mineralization and ore-forming fluids of the Bleida Far West deposit (Anti-Atlas, Morocco)

Yuri A. Kalinin¹, Andrey A. Borovikov¹, L. Maacha², M. Zuhair², Galina A. Palyanova¹, Lyudmila M. Zhitova¹

¹V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, 3 Acad. Koptuyug Av., Novosibirsk 630090, Russia

²Managem Group, Twin Center, Tour A, Angle Boulevards Zerkouni and Al Massira Al Khadra BP 5199, Casablanca, Morocco

Received 14.03.2022, accepted 02.06.2022

Для цитирования: Калинин Ю.А., Боровиков А.А., Маача Л., Zuhair М., 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>

For citation: 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>

© Ю.А. Калинин, А.А. Боровиков, Л. Маача, М. Zuhair, Г.А. Пальянова, Л.М. Житова, 2022

Research subject. Au-Pd mineralization of the Bleïda Far West deposit, represented by an unusual association of palladium gold, minerals of the Pd-Bi-Se system, as well as silvery gold and minerals of the Pd-Bi-Te system. The deposit is localized in the Neoproterozoic volcanic rocks of the central Anti-Atlas (Morocco). **Methods.** A chemical analysis of minerals was carried out at the Center for Collective Use of Multielement and Isotopic Studies of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences (Novosibirsk, Russia) using the electron probe microanalysis (EPMA) method. Fluid inclusions were studied using cryometry and homogenization using a THMSG-600 microthermochamber. The composition of the gas phase and the determination of the solid phases of the inclusions were carried out by Raman spectroscopy. The qualitative chemical composition of fluid inclusion salts was determined by the EPMA method. **Results and conclusions.** It is suggested that palladium gold and minerals of the Pd-Bi-Se system were formed under the conditions close to those during the formation of Au-Pd infiltration deposits in Brazil, while silvery gold and minerals of the Pd-Bi-Te system could be formed under the conditions similar, but not identical, to the formation conditions of Au-Pd low-temperature mineralization in porphyry deposits. According to the study of fluid inclusions in quartz and calcite, Au-Pd mineralization was formed at temperatures from 384 to 75°C with the participation of homogeneous or heterophasic CaCl₂-NaCl highly saline hydrothermal solutions at a depth of 2.8–2.7 km. Minerals of the Pd-Bi-Se system, previously unknown in Bleïda Far West ores, were found in association with native gold: osterboshite (Pd, Cu)₇Se₅, paladseite (Pd₁₇Se₁₃), (Au,Ag)Se, padmaite PdBiSe, native Se, as well as a number of unidentified phases – Pd₂BiSe, Pd₃BiSe, Pd₄BiSe and Pd₅BiSe.

Keywords: *Au-Pd deposits, native gold (with and with out Pd), PGM minerals, fluid inclusions*

Funding information

Work is done on state assignment of IGM SB RAS, and with the support of the Russian Foundation for Basic Research (project No. 20-05-00393)

Acknowledgements

The authors sincerely express their gratitude to the esteemed V.I. Titov and S.N. Zverev, whose help in carrying out research work at the Blade Far West field was invaluable.

ВВЕДЕНИЕ

Месторождения, в рудах которых присутствует парагенетическая ассоциация золота с элементами платиновой группы (ЭПГ) мире немногочисленны, но они вызывают неутихающий интерес исследователей, особенно в аспекте их генезиса. Одним из таких объектов является месторождение Блейда Фар Вест (Марокко), характеризующееся убогосульфидным оруденением со специфической ассоциацией палладистого золота, селенистых минералов платиновых металлов (МППМ), а также серебристого золота и теллуристых МППМ. Подобного состава рудные парагенезисы характерны для Au-Pd месторождений Бразилии, связанных с несогласием (Olivo et al., 1995; Cabral et al., 2002, 2011). В России известно золоторудное месторождение Чудное, расположенное в Малдинской рудной зоне на Приполярном Урале, в малосульфидных рудах которого Au-Pd и Au-Ag сплавы ассоциируют с Bi-Te и As-Sb МППМ, а также с минералами редких земель (Онищенко, Кузнецов, 2019; Пальянова, 2020; Palyanova et al., 2021). Проявления Au-Pd минерализации встречаются и на порфирировых месторождениях различных рудных районов мира. Образование этой минерализации связывается с поздними низкотемпературными стадиями рудообразующего процесса и обычно не влияет на экономическую значимость порфирировых место-

рождений, представляя лишь минералогический интерес (Plotinskaya et al., 2018; McFall et al., 2018; González-Jiménez et al., 2021). Следует упомянуть о ЭПГ-Cu-Ni сульфидных и малосульфидных Pt-Pd магматических месторождениях, на постмагматических гидротермальных стадиях которых может происходить образование Au-Cu и Au-Ag минералов, обогащенных Pd и Pt, в ассоциации с МППМ (Sluzhenikin, Mokhov, 2015; Nielsen et al., 2015).

Ранее месторождение Блейда Фар Вест изучалось разными международными группами исследователей, в результате чего сформировалась основная точка зрения на его происхождение – эпitherмальное. Странники эпitherмальной гипотезы (Barakat et al., 2002) считают, что перенос Au и ЭПГ проходил в виде хлоридных комплексов, а осаждение осуществлялось в низкотемпературном диапазоне (<300 °C) при повышенной фугитивности кислорода и/или при низком pH. Данные изотопного состава углерода и кислорода карбонатов указывают на происхождение карбонатов и кварца рудных жил из метаморфических или магматических гидротермальных флюидов (El Ghorfi et al., 2006). Серебристое золото и обогащенные Te МППМ в рудах также свидетельствуют в пользу участия в рудообразовании эндогенных флюидов.

Au-Pd руды были зафиксированы в инфильтрационных урановых месторождениях типа “несогласия” (Jabiluka, Coronation Hill, Gold Ridge) в се-

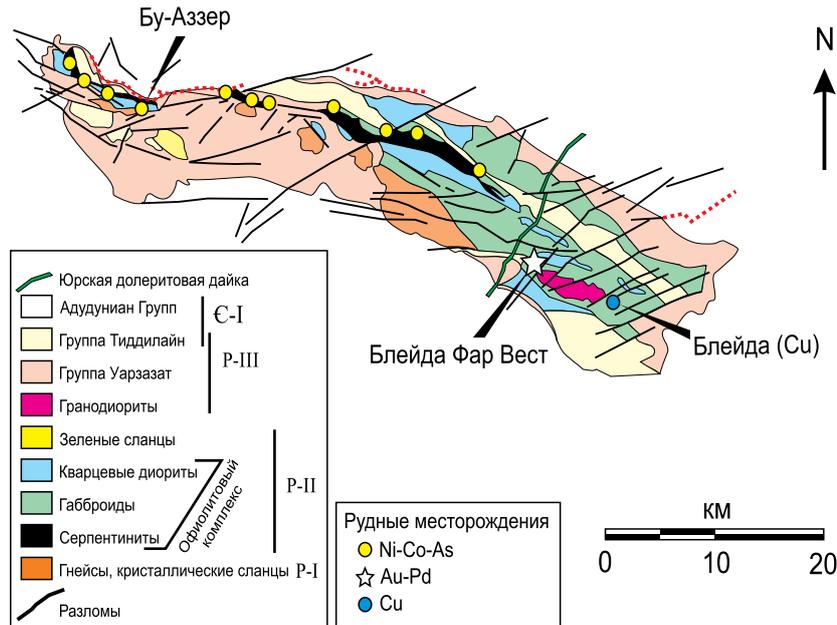


Рис. 1. Геологическая карта выступа Бу-Аззер – Эль-Граара, модифицированная по (Leblanc, 1981; El Ghorfi et al., 2006; Лебедев, Калинин, 2020).

В легенде показаны традиционные подразделения протерозоя на выступе Бу-Аззер – Эль-Граара: P-I – палеопротерозой, P-II – нижний и средний неопротерозой, P-III – верхний протерозой.

Fig. 1. Geological map of the Bu Azzer – El Graar salient, modified after Leblanc, 1981; El Ghorfi et al., 2006; Lebedev, Kalinin, 2020.

The legend shows the traditional divisions of the Proterozoic on the Bu-Azzer-El Graara ledge: P-I – Paleoproterozoic, P-II – Lower and Middle Neoproterozoic, P-III – Upper Proterozoic.

верных территориях Австралии (Wilde et al., 1989; Carville et al., 1990; Şener et al., 2002) и в Южном Девоне Великобритании (Hore's Nose и др.) (Clark, Criddle, 1982, Shepherd et al., 2005). Во всех случаях для руд характерно полное отсутствие сульфидов, наличие селенидов, иногда теллуридов и арсенидов, обогащение палладием. Au-Pd минерализация локализуется в кварцевых или карбонатных жилах с гематитом и образуется при низких температурах ($86 \pm 13^\circ\text{C}$) из окисленных, слабокислых хлоридных или содовых рассолов.

Авторы настоящей статьи ставят своей **целью** – на основании изучения собственных, пусть и немногочисленных, минералогических и термобарогеохимических материалов найти новые факты в подтверждение той или иной точки зрения на происхождение столь необычной Au-Pd минерализации марокканского месторождения Блейда Фар Вест.

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Месторождение Блейда Фар Вест располагается в 6 км к северо-западу от одноименного медного рудника Блейда, в 42 км к юго-восто-

ку от Со-рудника Бу-Аззер. GPS: N $30^\circ 23' 23.31''$, W $6^\circ 30' 58.73''$; альт. 1340 м. Месторождение Блейда включает 2.5 млн т руды при содержании Au 2 г/т (Barakat et al., 2002; Belkibir et al., 2008; El Ghorfi et al., 2006). Месторождение локализовано в неопротерозойских вулканических породах докембрийского выступа Бу-Аззер – Эль-Граара в Центральном Анти-Атласе (рис. 1). Докембрийский выступ Бу-Аззер – Эль-Граара представляет собой сегмент сложного панафриканского орогенного пояса (2.1–2.0 млрд лет), вытянутого вдоль основной оси Анти-Атласа (Gasquet et al., 2005; Thomas et al., 2004; Leblanc, 1981; El Ghorfi et al., 2006; Лебедев, Maacha, 2018). Район характеризуется мощной, тесно переслаивающейся последовательностью осадочных и вулканических пород (Leblanc, 1981). Выступ окружен несогласно перекрывающимися его поздними эдиакарскими (635–541 млн лет) и палеозойскими породами. Гранодиоритовый интрузив Блейда, прорывающий эти породы, датируется 579.4 ± 1.2 млн лет. В пределах региона произошли два панафриканских тектонических события. Первое крупное событие 685 ± 15 млн лет (B1) связано с региональным метаморфизмом от зеленосланцевой до амфиболитовой фации и появлением слан-

цеватости (S1) от N90° до N120°E (Clauer, 1976; El Ghorfi et al., 2006). Второе тектоническое событие 623 ± 18 млн лет (B2) фиксируется вертикальными складками восточно-западного направления, сланцеватостью (S2) от N45° до 60° и разломами северо-восточного и юго-западного направлений.

Золотая минерализация Блейда связана с гидротермально измененными амфиболитами и хлоритовыми сланцами и развивается на площади 5×3 км. Ранний гидротермальный этап представлен безрудными кварцевыми жилами, которые контролируются тектоническими структурами события B1 (N – 90°–120°) (Belkabit et al., 2008). Второй этап представлен зонами интенсивной силификации, многочисленными маломощными кварцевыми жилами с карбонатом, гематитом, самородным золотом, а также зонами брекчий (El Ghorfi et al., 2006, 2011; Wafik et al., 2018; Leblanc, Billaud, 1978; Barakat et al., 2002). Зоны гидротермального изменения, зоны брекчий, кварцевые жилы второго этапа, контролируются структурами события B2 и параллельны сланцеватости и разломам S2 второго этапа. На месторождении выявлены три основные рудные зоны, простирающиеся до глубины не менее 100 м: зона брекчий (ZB), зона центральная (ZC) и промежуточная зона (ZI). Самородное золото ассоциирует с пластинчатыми кристаллами гематита и МПМ. Золото-палладиевая минерализация практически не содержит сульфидов (El Ghorfi et al., 2006).

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследованы образцы, отобранные авторами на месторождении в 2015 г. с поверхности Центральной (ZC) и Промежуточной (ZI) рудных зон. Образец ZC № 12 – метасланец с самородным золотом в плоскостях сколов по тонким кварц-гематит-хлорит-кальцитовым прожилкам, секущим сланцеватость. Образец ZC 13 – кварцевая жила с гематитом. Образец ZC 15 – брекчия кварцевой жилы, с гематитом, малахитом, бурым хлоритом, халцедоном и могонитом. Образец ZI 16 – хлоритизированный и гематизированный метадиорит с полосчатой сланцеватой структурой. Видимое самородное золото присутствует в тонких (0.5–0.1 мм) кварц-гематит-хлорит-кальцитовых прожилках. Метадиорит содержит редкую тонкую вкрапленность халькопирита, борнита, пирита. Все образцы были продублированы на месте искусственными “шлиховыми” концентратами, полученными в результате дробления и промывки представительных по объему проб (3–5 кг).

Минералогические исследования проводились на оптическом микроскопе Olympus BX51 (Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Но-

восибирск, Россия). Химические анализы минералов проводились методом электронно-зондового микроанализа (EPMA) на растровом электронном микроскопе MIRA 3 LMU (Tescan Orsay Holding, Брно, Чехия), оборудованном рентгеновским дисперсионным спектрометром (EDS) AZtec Energy XMax-50 (Oxford Instruments Nanoanalysis, Оксфорд, Великобритания) (аналитики Н.С. Карманов, М.В. Хлестов). EPMA параметры: ускоряющее напряжение – 20 кВ, время получения спектра – 60 с (общая площадь спектров ≈ 100 отсчетов), серия K для Fe, Cu, As и серия L для Pd, Ag, Sb, Au, Hg. Чистые металлы (Fe, Cu, Pd, Ag, Au) и сплавы InAs для As и HgTe для Hg использованы в качестве стандартов. Пределы обнаружения (мас. %) составили: 0.1 – Fe; 0.15 – Cu; 0.25 – Pd, Ag, Sb; 0.3 – As; 0.6 – Au и 0.8 – Hg. Погрешность определения основных компонентов с содержанием более 10 мас. % не превышала 1 отн. %, при содержании компонентов 2–10 мас. % погрешность не превышала 6–8 отн. %. Близко к пределу обнаружения ошибка составляла 15–20 отн. %. Пробность самородного золота (N_{Au}) рассчитывали по уравнению: $Au \times 1000 / (Au + Ag + Cu + Pd) \%$ (Николаева и др., 2013).

Методы исследования флюидных включений. Для определения температур фазовых переходов во флюидных включениях применялись методы крио- и термометрии (микротермокамера THMSG-600 фирмы Linkam с диапазоном измерений от –196 до +600°C). Изучение состава газовой фазы и определение твердых фаз включений проводились методом КР-спектроскопии (спектрометр Ramanor U-1000 фирмы JobinYvon, лазер MillenniaProS2 (532 нм), детектор HORIBA JOBIN YVON, г. Новосибирск). Общая концентрация солей в растворах флюидных включений и принадлежность их к той или иной водно-солевой системе определялись по данным криометрии (Bakker, 2018; Борисенко, 1982; Vodnar, Vityk, 1994). При оценке давления и определении других параметров среды минералообразования по микротермометрическим данным изучения флюидных включений использовались программные пакеты AqSo_NaCl (Bakker, 2018), Vx-Tern.exe (Painsi et al., 2008; Akinfiev, Diamond, 2010), ISOHOR (Bakker, 2001), FLINCOR (Brown, 1989), H₂O-CO₂-NaCl phase calculations (Dubacq et al., 2013). Для определения химического состава солей флюидных включений проведена термическая декрепитация (400–450°C). Растворы из вскрытых включений изливались на поверхность шлифа, высыхали и образовывали солевые агрегаты. Качественный химический состав этих солей определялся методом EPMA (Haynes, Kesler, 1987; Haynes et al., 1988; Борисенко и др., 1994; Kontak, 1995, 2004). Аналитические работы выполнены в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН.

ПАРАГЕНЕЗИС САМОРОДНОГО ЗОЛОТА
И ПЛАТИНОИДОВ

В образцах (CZ и IZ) видимое самородное золото локализуется в зальбандах тонких кварцевых прожилков S2 в метасланце либо в тонких кварц-гематит-хлоритовых прожилках S2 в метадiorите (рис. 2а, б). Самородное золото образует сростания с МПМ, гематитом, а также с халькозином, ани-

литом, магнетитом, гетитом, микроклином, биотитом и диабантитом. Гематит всегда идиоморфен по отношению к самородному золоту (рис. 2в, г). По ЕРМА данным, состав самородного золота в изученных образцах характеризуется средним отношением $Au/Ag = 14.6$ и отвечает усредненной кристаллохимической формуле $Au_{0.86}Ag_{0.12}Pd_{0.01}Cu_{0.01}$ (табл. 1, рис. 3–5). Не выявлено закономерности в распределении Pd и Cu в зернах золота. Отсутствует

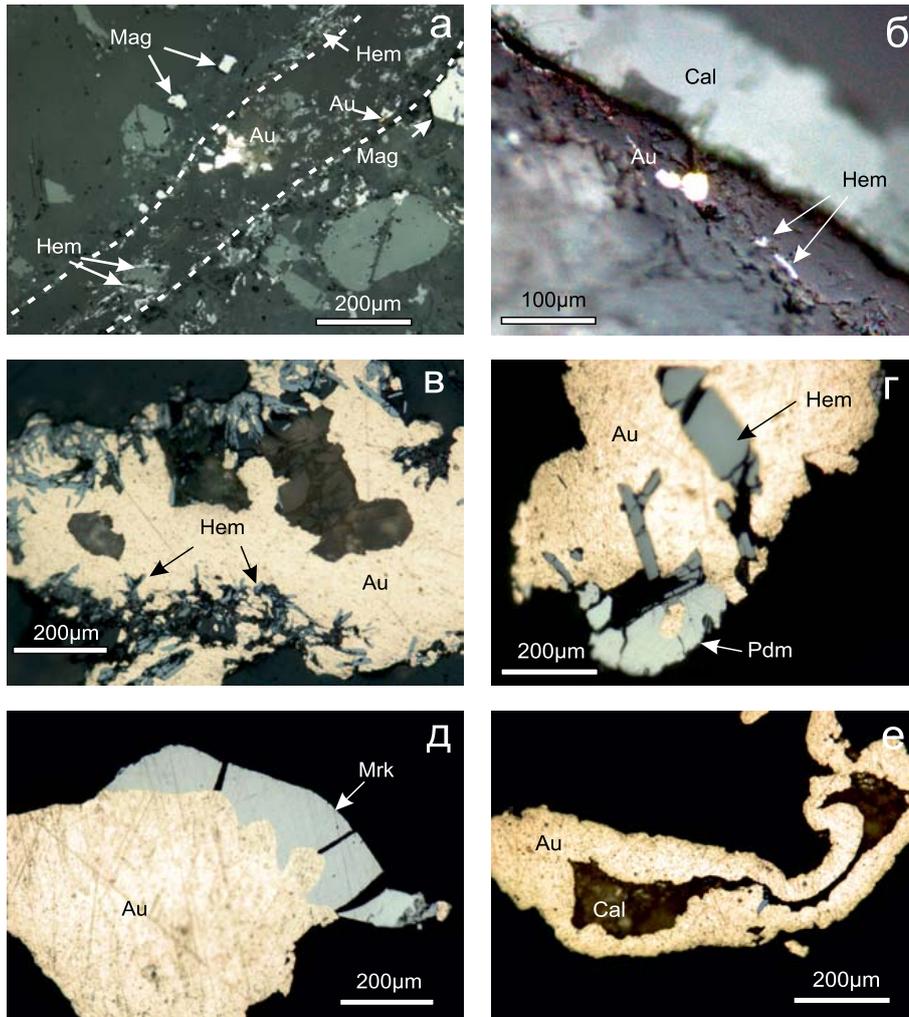


Рис. 2. Самородное золото месторождения Блейда Фар Вест (отраженный свет).

а – обр. 12, самородное золото в тонком кварц-хлорит-гематитовом прожилке (S2) в метасланце, штриховой линией показан зальбанд; б – образец 16, самородное золото в хлорит-гематитовом зальбанде тонкого кальцитового прожилка; в – сростание кристаллов гематита; г – падмаита (*PdBiSe*) и самородного золота; д – сростание меренскиита (*PdTe₂*) с самородным золотом; е – самородное золото с хлоритом. Сокращения названий минералов здесь и далее указаны по IMA–CNMNC (Warr, 2021): меренскиит – *Mrk*, падмаит – *Pdm*, гематит – *Hem*, кальцит – *Cal*, самородное золото – *Au*, магнетит – *Mag*.

Fig. 2. Native gold of Bleida Far West deposit (reflected light).

а – sample 12, native gold in thin quartz-chlorite-hematite veinlet (S2) in metaschist, selvage is shown by dashed line; б – sample 16, native gold in a chlorite-hematite selvage of a thin calcite veinlet; в – the intergrowth of crystals of hematite; г – padmaite (*PdBiSe*) and native gold; д – the intergrowth of merenskyite (*PdTe₂*) with native gold; е – native gold and calcite. The abbreviations of mineral names, hereinafter, are given according to IMA–CNMNC (Warr, 2021): merenskyite – *Mrk*, padmaite – *Pdm*, hematite – *Hem*, calcite – *Cal*, native gold – *Au*, magnetite – *Mag*.

Таблица 1. Состав самородного золота месторождения Блейда Фар Вест, в мас. %

Table 1. Composition of native gold from the Bleïda Far West deposit, wt %

| № ан.* | Фото** | Т.а.*** | Au | Ag | Pd | Cu | Сумма | N _{Au} % |
|--------|--------|---------|-------|------|------|------|--------|-------------------|
| 1 | а | 6 | 90.57 | 7.22 | 0.72 | 0.29 | 98.81 | 917 |
| 2 | а | 7 | 91.78 | 6.53 | 0 | 0 | 98.31 | 934 |
| 3 | а | 8 | 90.6 | 7.67 | 0.73 | 0.3 | 99.3 | 912 |
| 4 | б | 5 | 90.42 | 7.14 | 0.74 | 0.32 | 98.61 | 917 |
| 5 | б | 6 | 90.71 | 7.1 | 0.54 | 0.32 | 98.67 | 919 |
| 6 | в | 1 | 91.3 | 5.79 | 0.64 | 0.79 | 98.51 | 927 |
| 7 | в | 2 | 91.93 | 6.06 | 0.86 | 0.77 | 99.63 | 923 |
| 8 | в | 4 | 88.64 | 6.8 | 0.73 | 0.31 | 96.47 | 919 |
| 9 | в | 5 | 92.97 | 6.27 | 0.68 | 0.7 | 100.62 | 924 |
| 10 | г | 3 | 89.75 | 7.04 | 0.74 | 0.39 | 97.93 | 917 |
| 11 | г | 4 | 92.3 | 6.96 | 0.73 | 0.61 | 100.6 | 917 |
| 12 | г | 5 | 91.96 | 6.74 | 0.52 | 0.6 | 99.82 | 921 |
| 13 | д | 1 | 92.18 | 6.52 | 0 | 0.61 | 99.31 | 928 |
| 15 | д | 6 | 92.71 | 7.24 | 0 | 0.33 | 100.28 | 925 |
| 16 | д | 8 | 91.3 | 6.75 | 0 | 0.41 | 98.46 | 927 |
| 17 | е | 6 | 91.48 | 7.12 | 0.69 | 0.51 | 99.79 | 917 |
| 18 | е | 7 | 91.77 | 7.01 | 0.49 | 0.35 | 99.61 | 921 |
| 19 | е | 8 | 92.02 | 7 | 0 | 0 | 99.02 | 929 |
| 20 | е | 9 | 90.54 | 6.66 | 0 | 0.31 | 97.51 | 929 |
| 21 | ж | 1 | 87.08 | 6.61 | 0.5 | 0.28 | 99.75 | 922 |
| 22 | ж | 2 | 92.03 | 7.31 | 0.58 | 0 | 99.92 | 921 |
| 23 | ж | 3 | 92.31 | 6.06 | 0 | 0.62 | 99 | 933 |
| 24 | з | 5 | 93.21 | 8.34 | 0 | 0 | 101.55 | 918 |
| 25 | з | 6 | 91.29 | 6.81 | 0.65 | 0 | 98.75 | 924 |
| 26 | з | 7 | 90.8 | 7.4 | 0.7 | 0 | 98.9 | 918 |
| 27 | з | 8 | 91.37 | 7.57 | 0 | 0.45 | 99.4 | 919 |
| 28 | з | 9 | 90.36 | 7.14 | 0 | 0 | 97.5 | 927 |
| 29 | и | 1 | 93.92 | 6.47 | 0 | 0.58 | 100.98 | 930 |
| 30 | и | 2 | 90.87 | 6.88 | 0 | 0 | 97.75 | 930 |
| 31 | и | 3 | 93.32 | 7.27 | 0 | 0.33 | 100.9 | 925 |
| 32 | а | 2 | 91.75 | 6.16 | 0.56 | 0.53 | 99.01 | 927 |
| 33 | а | 3 | 93.1 | 6.35 | 0.49 | 0.53 | 100.46 | 927 |
| 34 | б | 1 | 89.67 | 7.26 | 0.65 | 0.4 | 97.98 | 915 |
| 35 | б | 4 | 92.59 | 7.85 | 0.72 | 0.34 | 101.5 | 912 |
| 36 | б | 5 | 91.19 | 6.84 | 0 | 0 | 98.03 | 930 |
| 37 | в | 2 | 92.2 | 7.08 | 0.56 | 0 | 99.84 | 923 |
| 38 | в | 3 | 91.45 | 7.39 | 0.74 | 0 | 99.58 | 918 |
| 39 | г | 1 | 88.53 | 7.49 | 0.54 | 0.56 | 97.12 | 912 |
| 40 | д | 4 | 89.89 | 7.25 | 0 | 0.45 | 97.58 | 921 |
| 41 | е | 4 | 90.9 | 6.84 | 0.97 | 0.48 | 99.18 | 916 |
| 42 | ж | 4 | 89.9 | 7.2 | 0 | 0 | 97.1 | 926 |
| 43 | з | 8 | 89.97 | 6.07 | 0.56 | 0.54 | 97.13 | 926 |
| 44 | и | 1 | 91.75 | 6.55 | 0 | 0.55 | 98.85 | 928 |
| 45 | и | 2 | 93.69 | 6.83 | 0 | 0.33 | 100.86 | 929 |
| 46 | и | 3 | 92.33 | 6.72 | 0 | 0.28 | 99.33 | 930 |
| 47 | и | 4 | 93.43 | 6.83 | 0 | 0 | 101.23 | 932 |
| 48 | б | 2 | 90.38 | 6.62 | 0 | 0.29 | 97.29 | 929 |
| 49 | в | 2 | 91.53 | 7.28 | 0 | 0.3 | 99.11 | 924 |
| 50 | д | 4 | 91.42 | 5.56 | 0 | 0.54 | 97.53 | 937 |
| 51 | е | 1 | 89.9 | 7.64 | 0 | 0 | 97.55 | 922 |
| 52 | ж | 2 | 91.49 | 6.26 | 0 | 0.68 | 98.44 | 929 |
| 53 | з | 1 | 91.06 | 6.62 | 0.53 | 0.3 | 98.51 | 924 |
| 54 | з | 2 | 91.2 | 7.31 | 0.75 | 0 | 99.27 | 919 |
| 55 | з | 3 | 88.92 | 7.19 | 0.72 | 0.42 | 97.25 | 914 |
| 56 | и | 2 | 92 | 7.08 | 0.6 | 0.42 | 100.1 | 919 |
| 57 | и | 3 | 93.15 | 6.22 | 0.83 | 0.48 | 100.68 | 925 |

Примечание. *Номера анализов № 1–31 указаны на рис. 3, № 32–47 – на рис. 4, № 48–57 – на рис. 5. **Обозначение фото-

графий на рис. 3, 4, 5. ***Цифры соответствуют номерам точек анализа на фотографиях.

Note. *Points of analyzes No. 1–31 are indicated in fig. 3, no. 32–47 – in fig. 4, no. 48–57 – in fig. 5. **Designation of photographs is in fig. 3, 4, 5. ***Numbers correspond to the numbers of analysis points in the photographs.

корреляция между Pd, Cu, Au и Ag в самородном золоте. Не обнаружено зависимости величины примеси Pd и Cu в самородном золоте от состава ассоциирующих с ним МПМ. Пробность самородного золота варьирует в изученных образцах от 939 до 911‰.

Ранее Эль Горфи и его соавторы (2006) идентифицировали ряд МПМ в рудах месторождения Блейда Фар Вест, а именно: мертиит-I Pd₅(Sb,As)₂, мертиит-изомертиит Pd₁₁Sb₂As₂, кейконнит Pd_{3-x}Te и обогащенный биконнит ≈ Pd₂₀(Te, Bi)₇, палладсеит Pd₁₇Se₁₅, меренскиит PdTe₂, меренскиит-мончеит (Pd,Pt)(Te,Bi)₂, котульскит PdTe и сперрилит PtAs₂. Нами в рудах обнаружены ранее не установленные на месторождении минералы: мертиит-II Pd₈Sb_{2.5}As_{0.5}, остербошит (Pd,Cu)₇Se₅, падмаит PdBiSe, фишессерит Ag₃AuSe₂, фаза (Au,Ag)Se (Tolstykh et al., 2018), самородный селен, фаза Pd₃BiSe (Cabral et al., 2002; Smith, Nickel, 2007), а также ряд неидентифицированных фаз: PdSe, Pd₂BiSe, Pd₄BiSe и Pd₅BiSe (см. рис. 3–5, см. табл. 2–4). В рудах присутствуют также гематит, борнит, халькопирит и пирит (Ghorfi et al., 2006; Bourque et al., 2015). Из других минералов, встреченных в тесном сростании с самородным золотом, необходимо отметить халькозин и джарлеит (Cu₃₁S₁₆) (см. рис. 5в, и; табл. 4).

ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ

Флюидные включения изучены в кварце из жильков S2 в метасланце (кварц 1), в кварце кварц-гематитовых жил (кварц 2), брекчированном кварце с медной минерализацией (кварц 2) и кальците жильков S2, секущих сланцеватость метадиорита.

Типы флюидных включений. Флюидные включения в кварце могут быть разделены на типы по фазовому составу при комнатной температуре (Реддер, 1984):

1) LV – двухфазные включения с газовым пузырем и жидкостью, наполнение от 90 до 80 об. % (рис. 6а);

2) V – однофазные газовые включения. Газовые включения трассируют контакты отдельных зерен кварца либо образуют обособленные скопления (рис. 6б);

3) CO₂VL – включения обогащенные жидкой и газообразной CO₂, содержат жидкость, занимающую от 5 до 15 об. % (рис. 6в, г);

4) LSV – трехфазные включения с кубиком галита, жидкостью и газовым пузырем (рис. 6д, е)

5) жидкие однофазные включения (тип L), присутствуют в кальците;

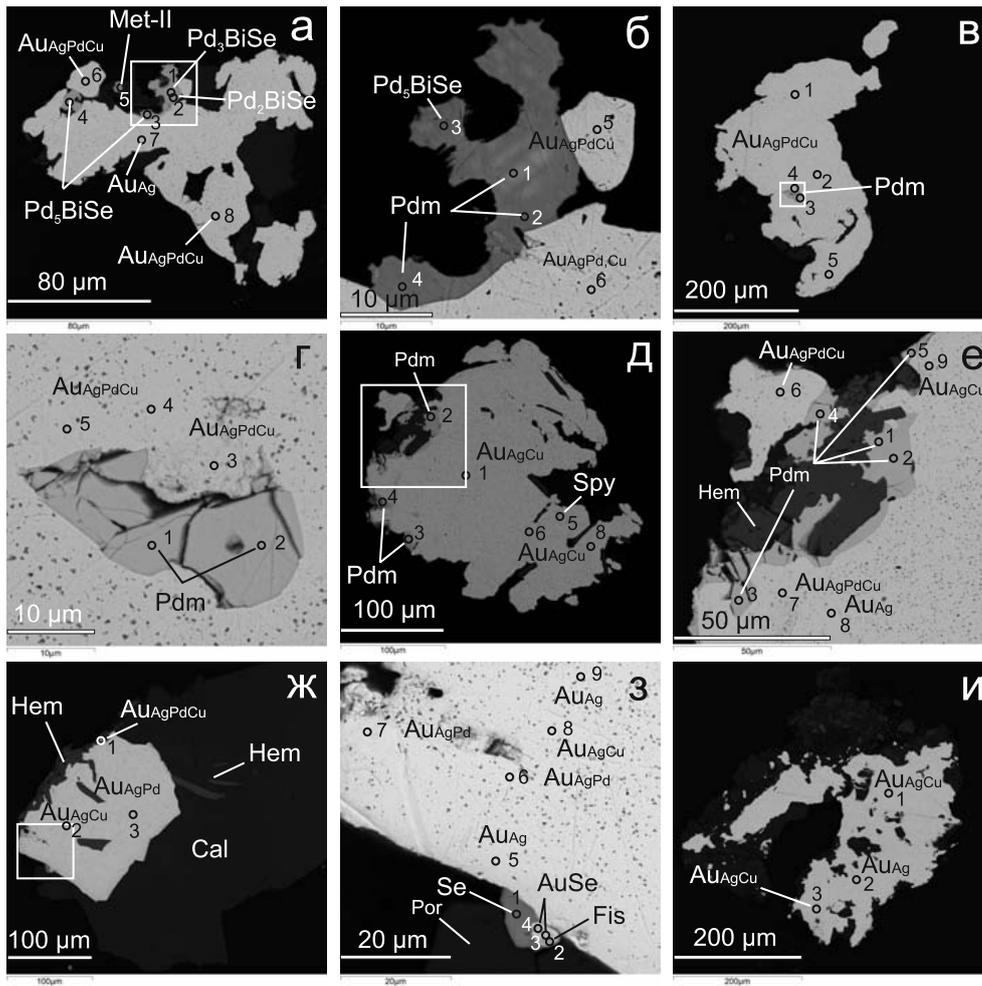


Рис. 3. Изображения в обратно рассеянных электронах (BSE): микропарагенезисы самородного золота и Pd минералов.

б – выделенный фрагмент на фотографии “а”; е – выделенный фрагмент фотографии “д”; з – выделенный фрагмент на фотографии “ж”. Указаны точки анализа. Сокращения названий минералов: мертиит-II – *Met-II*, падмаит – *Pdm*, фишессерит – *Fis*, гематит – *Hem*, кальцит – *Cal*, самородное золото – *Au*; примеси Ag, Cu, Pd указаны меньшим шрифтом.

Fig. 3. Backscattered Electron (BSE) images: microparageneses of native gold and Pd-minerals.

б – selected fragment of the photograph “а”; е – selected fragment of the photograph “д”; з – selected fragment of the photo “ж”. Points of analysis are indicated. Abbreviations of the names of minerals: mertite-II – *Met-II*, padmaite – *Pdm*, Fischesserite – *Fis*, hematite – *Hem*, calcite – *Cal*, native gold – *Au*; impurities Ag, Cu, Pd are indicated in smaller font.

б) многофазные флюидные включения, содержащие 1–2 ксеногенные фазы – гематит и кальцит, в различных объемных соотношениях с жидкостью и газом (рис. би, а–г).

Микротермометрия флюидных включений.
Образец 12. Двухфазные LV включения в кварце прожилков S2 в метасланце гомогенизируются в интервале температуры от 317 до 190°C (табл. 5). В замороженных включениях признаки первого плавления твердых фаз наблюдаются при температуре от –55 до –52°C, что близко к температуре эвтектики систем, содержащих CaCl₂ (Борисен-

ко, 1982). Лед в замороженных включениях плавится в интервале температуры от –19 до –2.2 °C. Плавление CO₂-клатрата происходит в интервале температуры от –1 до +1°C. Соленость растворов включений варьирует от 21.7 до 3.3 мас. % экв. NaCl (Painsi et al., 2008). Большинство газовых включений (тип V) в кварце из метасланцев (обр. 12) являются низкоплотными и содержат газовую фазу, которая не сжижается при охлаждении до –197°C. В некоторых относительно крупных газовых включениях при охлаждении появляются небольшие кристаллы твердой CO₂, кол-

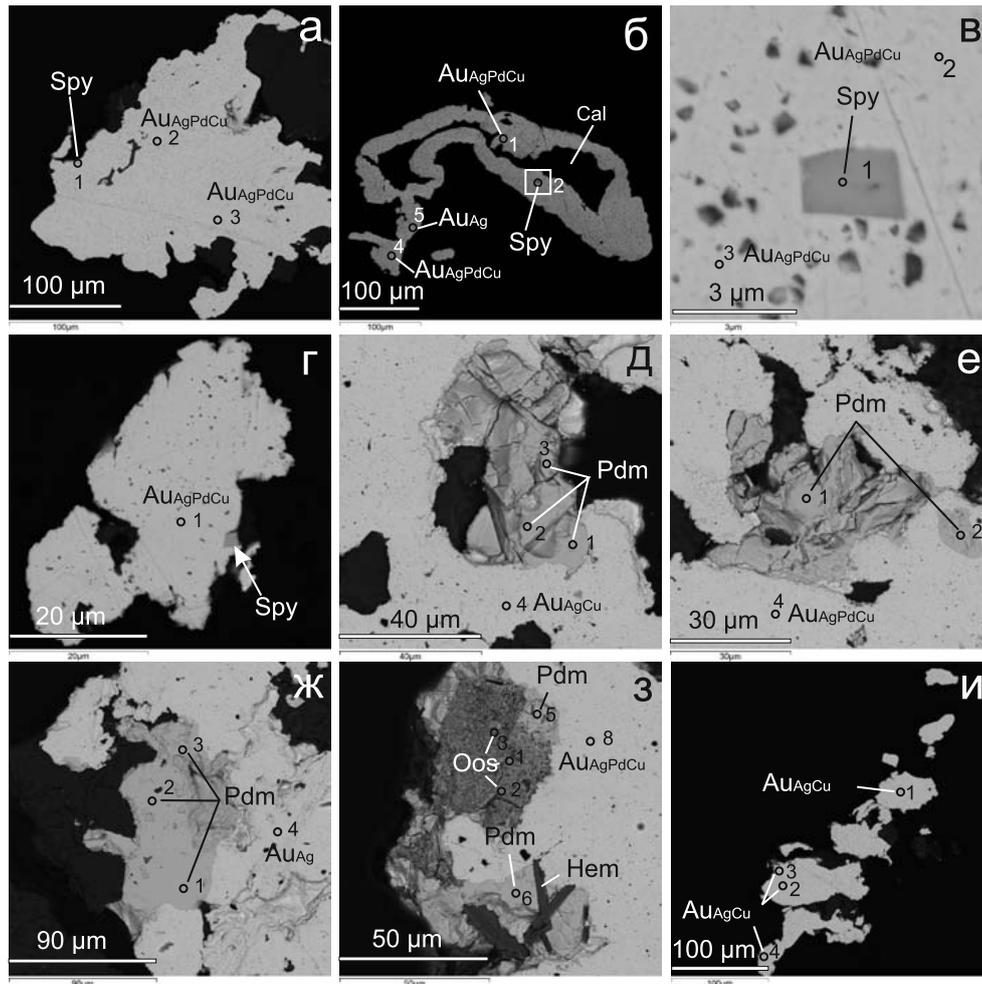


Рис. 4. Изображения в обратно рассеянных электронах (BSE) микропарагенезисов самородного золота и минералов палладия.

в – фрагмент фотографии “б”. Указаны точки анализа. Сокращения названий минералов: падмаит – *Pdm*, остербошит – *Oos*, сперрилит – *Spy*, кальцит – *Cal*; самородное золото – *Au*; примеси Ag, Cu, Pd указаны меньшим шрифтом.

Fig. 4. Backscattered electron (BSE) images: microparageneses of native gold and palladium minerals.

в – fragment of photograph “б”. Points of analysis are indicated. Mineral abbreviations: padmaite – *Pdm*, osterboshitis – *Oos*, sperryllite – *Spy*, calcite – *Cal*, native gold – *Au*; impurities Ag, Cu, Pd are indicated in smaller font.

которые плавятся и сразу гомогенизируются в газовую фазу при температуре -60°C . По данным КР-спектроскопического исследования газовые включения содержат смесь CO_2 и N_2 (соответственно 70.8–67.9 и 32.1–22.0 мол. %), либо практически чистый N_2 .

Образец 13. Двухфазные LV включения в кварце жил с гематитом и малахитом гомогенизируются в интервале температур от 280 до 210°C (см. табл. 5). В замороженных LV включениях первое плавление происходит в интервале температуры, близкой к температуре плавления эвтектик водно-солевых систем $\text{CaCl}_2 + \text{NaCl} + \text{H}_2\text{O}$, $\text{CaCl}_2 + \text{MgCl}_2 +$

$+ \text{H}_2\text{O}$ и $\text{CaCl}_2 + \text{KCl} + \text{H}_2\text{O}$ от -55 до -49°C . Плавление гидрата CO_2 происходит в интервале температуры от -4.6 до $+1^{\circ}\text{C}$. Соленость растворов включений варьирует от 18.8 до 14.4 мас. % экв. NaCl.

В кварце кварцевых жил (обр. 13 и 15) газовые и обогащенные CO_2 включения содержат CO_2 , которая плавится в интервале температур от -59.9 до -56.6°C и гомогенизируется в жидкость (иногда с критическими явлениями) в интервале температур от $+31$ до $+24^{\circ}\text{C}$ (табл. 6). Плотность CO_2 варьирует от 0.73 до 0.51 г/см³. По данным КР-спектроскопии, обогащенные CO_2 включения содержат CO_2 со следами азота до 0.5 мол. %.

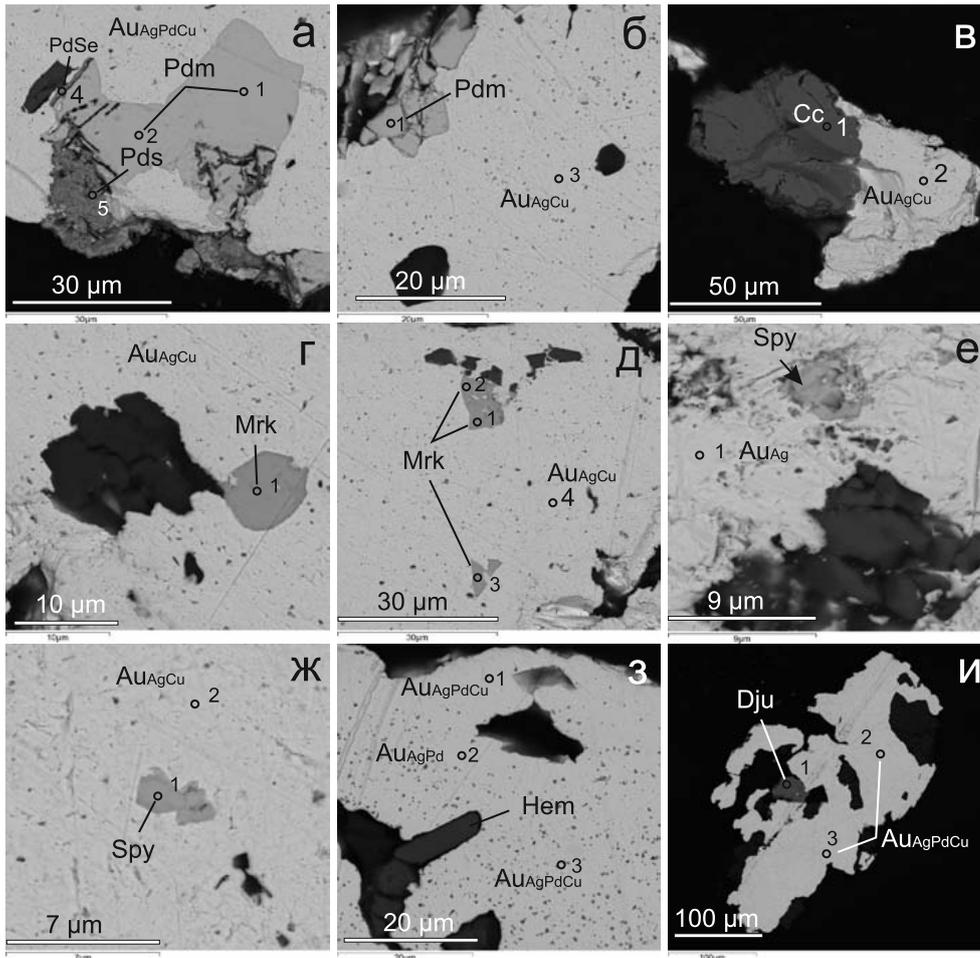


Рис. 5. Изображения в обратно рассеянных электронах (BSE) микропарагенезисов самородного золота и минералов палладия.

Указаны точки анализа. Сокращения названий минералов: падмайт – *Pdm*, палладсеит – *Pds*, меренскит – *Mrk*, гематит – *Hem*, сперрилит – *Spy*, джарлеит – *Dju*, халькозин – *Cs*, самородное золото – *Au*; примеси Ag, Cu, Pd указаны меньшим шрифтом.

Fig. 5. Backscattered electron (BSE) images: microparageneses of native gold and palladium minerals. Points of analysis are indicated.

Mineral abbreviations: padmaite – *Pdm*, palladseite – *Pds*, merenskyite – *Mrk*, hematite – *Hem*, sperrylite – *Spy*, jarleite – *Dju*, chalcocine – *Cs*, native gold – *Au*; impurities Ag, Cu, Pd are indicated in smaller font.

Образец 15. Трехфазные LSV включения в кварце с гематитом при охлаждении и нагревании могут находиться в метастабильном состоянии, которое характерно для включений с повышенной соленостью. При нагревании до температуры полной гомогенизации и последующем охлаждении в большинстве исходно трехфазных LSV включений фаза галита не появляется в течение долгого времени. Это затрудняет идентификацию флюидных включений по фазовому составу при комнатной температуре. Трехфазные включения LSV в кварце с гематитом гомогенизируются в интервале температуры от 220 до 209°C, га-

зовая фаза исчезает раньше растворения галита в интервале температуры от 198 до 145°C. Соленость растворов трехфазных включений 33.0–32.2 мас. % экв. NaCl. Жидкость LSV включений не кристаллизуется в течение многих циклов охлаждения/нагревание (от –190 до +100°C) и остается в аморфном состоянии. Такое поведение при низкой температуре характерно для растворов, содержащих CaCl₂ либо FeCl₂ и FeCl₃ (Davis et al., 1990; Samson, Walker 2000; Боровиков и др., 2002). Температуры плавления эвтектики, льда и кристаллогидрата были установлены только в LSV включениях с соленостью менее 32 мас.%. Первое плавление в замо-

Таблица 2. Состав минералов в ассоциации с самородным золотом на месторождении Блейда Фар Вест
Table 2. Composition of minerals in association with native gold from the Bleida Far West deposit

| № | Фото* | Т.а.** | Fe | Ni | Au | Ag | Pt | Pd | Cd | Bi | Sb | Te | As | Se | S | Сумма | Минерал*** | Формула |
|----|-------|--------|------|------|-------|-------|-------|-------|------|-------|-------|------|-------|-------|------|--------|----------------------|--|
| 1 | a | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 51.56 | 0 | 32.64 | 0 | 0 | 0 | 12.92 | 0 | 97.12 | Pd ₃ BiSe | Pd _{3,01} Bi _{1,097} Se _{1,02} |
| 2 | a | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 45.6 | 0 | 38.63 | 0 | 0 | 0 | 14.85 | 0 | 99.08 | Pd ₂ BiSe | Pd _{2,14} Bi _{1,092} Se _{0,94} |
| 3 | a | 3 | 0 | 0 | 1.8 | 0 | 0 | 63.16 | 0 | 24.81 | 0 | 0 | 0 | 9.1 | 0 | 98.88 | Pd ₃ BiSe | (Pd _{4,97} Au _{0,08}) _{5,05} Bi _{1,099} Se _{0,96} |
| 4 | a | 4 | 0 | 0 | 1.85 | 1.34 | 0 | 62.67 | 0 | 24.73 | 0 | 0 | 0 | 9.18 | 0 | 99.76 | Pd ₃ BiSe | (Pd _{4,88} Au _{0,08} Ag _{0,10}) _{5,06} Bi _{1,098} Se _{0,96} |
| 5 | a | 5 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 71.32 | 0 | 0 | 25.96 | 0 | 3.94 | 0 | 0 | 101.22 | Мертвит-II | Pd _{7,88} Sb _{2,51} As _{0,62} |
| 6 | б | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 32.24 | 0 | 46.42 | 0 | 0 | 0 | 17.76 | 0 | 96.43 | Падмаит | Pd _{1,21} Bi _{0,89} Se _{0,90} |
| 7 | б | 2 | 0 | 0 | 1.35 | 0 | 0 | 65.65 | 0 | 25.71 | 0 | 0 | 0 | 9.08 | 0 | 101.8 | Pd ₃ BiSe | (Pd _{5,01} Au _{0,06}) _{5,07} Bi _{1,00} Se _{0,93} |
| 8 | б | 3 | 0 | 0 | 0 | 1.28 | 0 | 60.17 | 0.79 | 28.25 | 0 | 0 | 0 | 10.06 | 0 | 100.54 | Pd ₄ BiSe | (Pd _{4,01} Ag _{0,08} Cd _{0,05}) _{4,14} Bi _{1,096} Se _{0,90} |
| 9 | б | 4 | 0 | 0 | 2.09 | 1.53 | 1.15 | 56.38 | 0.53 | 30.88 | 0 | 0 | 0 | 10.83 | 0 | 103.38 | Pd ₃ BiSe | (Pd _{3,74} Au _{0,07} Ag _{0,10} Pt _{0,04} Cd _{0,03}) _{3,98} Bi _{1,04} Se _{0,97} |
| 10 | в | 3 | 0 | 0 | 1.84 | 0 | 0 | 28.35 | 0 | 50.1 | 0 | 0 | 0 | 19.68 | 0 | 99.96 | Падмаит | (Pd _{1,05} Au _{0,04}) _{1,09} Bi _{1,094} Se _{0,98} |
| 11 | г | 1 | 0 | 0 | 1.62 | 0 | 0 | 28.26 | 0 | 50.82 | 0 | 0 | 0 | 19.24 | 0 | 99.94 | -?- | (Pd _{1,05} Au _{0,03}) _{1,08} Bi _{1,096} Se _{0,96} |
| 12 | г | 2 | 0 | 0 | 2.22 | 0 | 0 | 28.39 | 0 | 48.98 | 0 | 0 | 0 | 19.57 | 0 | 99.15 | -?- | (Pd _{1,05} Au _{0,04}) _{1,09} Bi _{1,092} Se _{0,98} |
| 13 | д | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 26.96 | 0 | 51.12 | 0 | 0 | 0 | 18.74 | 0 | 96.83 | -?- | Pd _{1,03} Bi _{1,00} Se _{0,97} |
| 14 | д | 3 | 0 | 0 | 2.86 | 0 | 0 | 28.99 | 0 | 48.99 | 0 | 0 | 0 | 20.1 | 0 | 100.94 | -?- | (Pd _{1,05} Au _{0,06}) _{1,11} Bi _{1,091} Se _{0,98} |
| 15 | д | 4 | 0 | 0 | 3.69 | 0 | 0 | 29.24 | 0 | 47.69 | 0 | 0 | 0 | 20.35 | 0 | 100.97 | -?- | (Pd _{1,06} Au _{0,07}) _{1,13} Bi _{1,088} Se _{0,99} |
| 16 | д | 5 | 0.31 | 0 | 9 | 0.63 | 49.22 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.48 | 35.91 | 3.68 | 1.25 | 100.49 | Сперрилит | (Pt _{0,86} Au _{0,16} Ag _{0,02} Fe _{0,02}) _{1,06} (As _{1,64} Se _{0,16} S _{0,13} Te _{0,01}) _{1,94} |
| 17 | е | 1 | 0.88 | 0 | 0 | 0 | 0 | 27.05 | 0 | 49.43 | 0 | 0 | 0 | 18.89 | 0 | 96.25 | Падмаит | (Pd _{1,02} Fe _{0,06}) _{1,08} Bi _{1,095} Se _{0,96} |
| 18 | е | 2 | 0.23 | 0 | 0 | 0 | 0 | 27.16 | 0 | 50.47 | 0 | 0 | 0 | 18.76 | 0 | 96.62 | -?- | (Pd _{1,04} Fe _{0,02}) _{1,06} Bi _{1,098} Se _{0,97} |
| 19 | е | 3 | 0 | 0 | 3.23 | 0 | 0 | 28.25 | 0 | 48.19 | 0 | 0 | 0 | 19.04 | 0 | 98.71 | -?- | (Pd _{1,06} Au _{0,07}) _{1,13} Bi _{1,092} Se _{0,96} |
| 20 | е | 4 | 1.09 | 0 | 0 | 0 | 0 | 26.45 | 0 | 50.29 | 0 | 0 | 0 | 17.71 | 0 | 95.53 | -?- | (Pd _{1,02} Fe _{0,08}) _{1,10} Bi _{1,098} Se _{0,92} |
| 21 | е | 5 | 0 | 0.24 | 1.89 | 0 | 0 | 26.45 | 0 | 48.13 | 0 | 0 | 0 | 18.1 | 0 | 94.81 | -?- | (Pd _{1,03} Au _{0,04} Ni _{0,02}) _{1,09} Bi _{1,096} Se _{0,95} |
| 22 | з | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 107.5 | 0 | 107.47 | Селен | Se _{1,00} |
| 23 | з | 2 | 0.45 | 0 | 29.49 | 48.52 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 25.73 | 0 | 104.19 | Финшессерит | Ag _{2,86} (Au _{0,96} Fe _{0,05}) _{1,01} Se _{2,09} |
| 24 | з | 3 | 0 | 0 | 64.52 | 1.76 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 31.53 | 0 | 97.81 | (Au,Ag)Se | (Au _{0,88} Ag _{0,04}) _{0,92} Se _{1,07} |
| 25 | з | 4 | 0 | 0 | 70.14 | 1.11 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 33.93 | 0 | 105.19 | (Au,Ag)Se | (Au _{0,89} Ag _{0,03}) _{0,91} Se _{1,08} |

Примечание. *Обозначение фото – см. рис. 3. **Цифры соответствуют номерам точек анализа на фотографиях. ***Здесь и далее идеальные формулы указаны для неидентифицированных минеральных фаз.

Note. *Designation of photographs – see Fig. 3. **The numbers correspond to the numbers of analysis points in the photographs. ***Here and below, ideal formulas for unidentified mineral phases are given.

Таблица 3. Состав МПМ в ассоциации с самородным золотом на месторождении Блейда Фар Вест
Table 3. Composition of MPM in association with native gold from the Bleida Far West deposit

| № | Фото* | Т.а.** | Cu | Au | Ag | Pt | Pd | Hg | Bi | As | Se | S | Сумма | Минерал | Формула |
|----|-------|--------|------|-------|------|-------|-------|------|-------|-------|-------|------|--------|---------------|--|
| 1 | а | 1 | 0 | 4.47 | 0 | 51.46 | 0 | 0 | 0 | 36.37 | 5.14 | 0 | 97.43 | Сперрилит | $(Pt_{0.95}Au_{0.08})_{1.03}(As_{1.74}Se_{0.23})_{1.97}$ |
| 2 | б | 2 | 0 | 17.05 | 1.19 | 43.82 | 0 | 0 | 0 | 34.57 | 3.41 | 0 | 100.03 | "- | $(Pt_{0.81}Au_{0.31}Ag_{0.04})_{1.16}(As_{1.67}Se_{0.16})_{1.83}$ |
| 3 | в | 1 | 0 | 4.68 | 0 | 51.65 | 0 | 0 | 0 | 38.25 | 3.56 | 0.97 | 99.1 | "- | $(Pt_{0.91}Au_{0.08})_{0.99}(As_{1.75}Se_{0.15}S_{0.10})_{2.00}$ |
| 5 | д | 1 | 0 | 0 | 0.9 | 0 | 28.41 | 0 | 50.84 | 0 | 20.00 | 0 | 100.16 | Падмаит | $(Pd_{1.04}Ag_{0.03})_{1.07}Bi_{0.95}Se_{0.98}$ |
| 6 | д | 2 | 0 | 0 | 0.66 | 0 | 28.23 | 0 | 51.08 | 0 | 19.89 | 0 | 99.86 | "- | $(Pd_{1.04}Ag_{0.02})_{1.06}Bi_{0.96}Se_{0.98}$ |
| 7 | д | 3 | 0 | 0 | 0.64 | 0 | 28.25 | 0 | 49.94 | 0 | 19.66 | 0 | 98.49 | "- | $(Pd_{1.06}Ag_{0.02})_{1.08}Bi_{0.94}Se_{0.98}$ |
| 8 | е | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 28.65 | 0 | 52.51 | 0 | 19.56 | 0 | 100.72 | "- | $Pd_{1.05}Bi_{0.98}Se_{0.97}$ |
| 9 | е | 2 | 0 | 4.04 | 0.59 | 0 | 28.68 | 0 | 48.3 | 0 | 19.32 | 0 | 100.94 | "- | $(Pd_{1.05}Au_{0.08}Ag_{0.02})_{1.15}Bi_{0.90}Se_{0.95}$ |
| 10 | ж | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 27.9 | 0 | 52.28 | 0 | 19.46 | 0 | 99.64 | "- | $Pd_{1.04}Bi_{0.99}Se_{0.97}$ |
| 11 | ж | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 27.27 | 0 | 51.72 | 0 | 19 | 0 | 97.99 | "- | $Pd_{1.03}Bi_{1.00}Se_{0.97}$ |
| 12 | ж | 3 | 0 | 0 | 0 | 0 | 27.65 | 0 | 51.96 | 0 | 19.23 | 0 | 98.84 | "- | $Pd_{1.04}Bi_{0.99}Se_{0.97}$ |
| 13 | з | 1 | 1.29 | 0 | 4.32 | 0 | 51.77 | 0.74 | 0 | 0 | 33.75 | 0.71 | 92.58 | Остербошиг*** | — |
| 14 | з | 2 | 1.51 | 0.99 | 4.36 | 0 | 47.35 | 0.67 | 0 | 0 | 28.72 | 0.5 | 84.1 | "- | — |
| 15 | з | 3 | 1.14 | 0 | 3.52 | 0 | 45.02 | 1.01 | 14.89 | 0 | 30.29 | 0.34 | 96.21 | "- | $(Pd_{3.38}Ag_{0.41}Cu_{0.23}Hg_{0.06}Bi_{0.91})_{6.99}(Se_{4.88}S_{0.13})_{5.01}$ |
| 16 | з | 5 | 0 | 0 | 0 | 0 | 29.69 | 0 | 51.24 | 0 | 22.03 | 0 | 102.96 | Падмаит | $Pd_{1.04}Bi_{0.92}Se_{1.04}$ |
| 17 | з | 6 | 0 | 0 | 0 | 0 | 28.36 | 0 | 51.37 | 0 | 20.38 | 0 | 100.11 | "- | $Pd_{1.04}Bi_{0.96}Se_{1.01}$ |

Примечание. *Обозначение фотог – см. рис. 4. **Цифры соответствуют номерам точек анализа на фото рис. 4. ***Анализ остербошига характеризуется низкой суммой из-за тесного срастания минерала с неустановленной фазой либо из-за его губчатой структуры. На рис. 4з видна неоднородность строения агрегата остербошига.

Note. *Designation of photographs see in Fig. 4. **Numbers correspond to the numbers of analysis points in the photographs of Fig. 4. ***Analysis of osterboishite is characterized by a low sum due to the close intergrowth of the mineral with an unidentified phase, or due to the spongy structure, the heterogeneity of the structure of the osterboishite aggregate is visible in the Fig. 4з.

Таблица 4. Состав минералов в ассоциации с самородным золотом на месторождении Блейда Фар Вест
Table 4. Electron microprobe (EPMA) data for minerals in association with native gold from the Bleida Far West deposit

| № | Фото* | Та** | Fe | Ni | Cu | Au | Ag | Pt | Pd | Bi | Te | As | Se | S | Сумма | Минерал | Формула |
|----|-------|------|------|------|-------|------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|------------|---|
| 1 | а | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.59 | 0 | 27.89 | 53.52 | 0 | 0 | 18.82 | 0 | 100.82 | Падмаит | $(Pd_{1.03}Ag_{0.02})_{0.05}Bi_{1.01}Se_{0.94}$ |
| 2 | а | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.5 | 0 | 27.83 | 51.58 | 0 | 0 | 18.45 | 0 | 98.36 | -?- | $(Pd_{1.05}Ag_{0.02})_{1.07}Bi_{1.00}Se_{0.99}$ |
| 3 | а | 4 | 4.61 | 0 | 0 | 2.94 | 3.75 | 0 | 50.2 | 3.15 | 0 | 0 | 36.9 | 0 | 101.55 | PdSe | $(Pd_{0.87}Ag_{0.06}Au_{0.03}Fe_{0.15}Bi_{0.03})_{1.14}Se_{0.86}$ |
| 4 | а | 5 | 0 | 0 | 0 | 1.35 | 1.05 | 0 | 58.61 | 0 | 0 | 0 | 37.71 | 0 | 98.72 | Палладсеит | $(Pd_{16.87}Au_{0.21}Ag_{0.30})_{17.38}Se_{14.62}$ |
| 5 | б | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 29.76 | 50.7 | 0 | 0 | 20.97 | 0 | 101.44 | Падмаит | $Pd_{10.7}Bi_{0.92}Se_{1.01}$ |
| 6 | в | 1 | 0 | 0 | 76.85 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 21.13 | 97.98 | Халькозин | $Cu_{1.94}S_{1.06}$ |
| 7 | г | 1 | 0 | 1.78 | 0 | 3.87 | 0 | 0 | 25.93 | 0 | 70.52 | 0 | 0 | 0 | 102.1 | Меренскит | $(Pd_{0.86}Ni_{0.11}Au_{0.07})_{1.04}Te_{1.96}$ |
| 8 | д | 1 | 0 | 1.93 | 0 | 5.77 | 0.39 | 0 | 25.38 | 0 | 69.5 | 0 | 0 | 0 | 102.98 | -?- | $(Pd_{0.84}Ni_{0.12}Au_{0.10}Ag_{0.01})_{1.07}Te_{1.92}$ |
| 9 | д | 2 | 0 | 2.07 | 0 | 3.43 | 0 | 0 | 25.38 | 0 | 69.87 | 0 | 0 | 0 | 100.75 | -?- | $(Pd_{0.85}Ni_{0.13}Au_{0.06})_{1.04}Te_{1.96}$ |
| 10 | д | 3 | 0 | 1.61 | 0 | 4.52 | 0.44 | 0 | 24.49 | 0 | 67.44 | 0 | 0 | 0 | 98.51 | -?- | $(Pd_{0.85}Ni_{0.10}Au_{0.08}Ag_{0.01})_{1.04}Te_{1.95}$ |
| 11 | ж | 1 | 0 | 0 | 0 | 5.59 | 0 | 51.02 | 0 | 0 | 0 | 35.53 | 4.18 | 1.19 | 97.51 | Сперрилит | $(Pt_{0.92}Au_{0.10})_{1.02}(As_{1.67}Se_{0.19}S_{0.13})_{1.99}$ |
| 12 | и | 1 | 0 | 0 | 78.66 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 20.56 | 99.22 | Джарлеит | $Cu_{31}S_{16}$ |

Примечание. *Обозначение фото – рис. 5. **Цифры соответствуют номерам точек анализа на фото рис. 5.
 Note. *Designation of photographs – see Fig. 5. **The numbers correspond to the numbers of the analysis points in the photographs of Fig. 5.

роженных LSV включениях происходит в интервале температур от -68 до -62°C . Лед плавится при температуре $-26... -24^{\circ}\text{C}$. Гидрогалит в таких включениях полностью замещал галит при отрицательной температуре. Концентрация основных солевых компонентов раствора включений была оценена: $\text{NaCl} \approx 20$ мас. % и $\text{CaCl}_2 \approx 13$ мас. %.

Образец 16. В кальците тонких прожилков S2 с самородным золотом LV включения гомогенизируются в интервале температуры от 132 до 80°C (см. табл. 5). В замороженных LV включениях первое плавление происходит при температуре -55°C , что соответствует эвтектике системы $\text{CaCl}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$. Лед плавится в интервале температуры от -41.6 до -40°C , гидрогалит – при температуре от -23 до -20°C . В LV включениях лед плавится в интервале температуры от -17 до -15°C . Концентрация основных солевых компонентов растворов включений (тип LV и L) $\text{NaCl} - 3.5$ мас. % и $\text{CaCl}_2 - 26$ мас. %.

Попытка оценить давление минералообразующих флюидов основана на данных изучения CO_2VL и LSV включений, для которых можно предположить синхронный захват (обр. 15 и 13). Используя модель $\text{H}_2\text{O-CO}_2\text{-NaCl}$ системы, было рассчитано давление для равновесных фаз, которые по плотности CO_2 и концентрации NaCl близки соответственно к плотности CO_2 в CO_2 , VL включений и солености LSV включений (Dubacq et al., 2013). Давление образования кварц-гематитовых жил при температуре гомогенизации газовой фазы LSV включений варьирует от 76 до 31 МПа, давление образования кварцевых жил с Cu-минерализацией – от 63 до 51 МПа.

Изученные образцы руд Блейда Фар Вест относятся к одному гипсометрическому уровню. Если принять максимальное значение расчетного давления (76 МПа) за литостатическое, глубина образования месторождения может быть оценена в 2.8 км. Минимальные значения расчетного давления (31 МПа) могут отвечать гидростатическому давлению в период раскрытия зияющих трещин. Расчет глубины по гидростатическому давлению с учетом плотности высококонцентрированных хлоридных растворов (1.15 г/см³) дает величину 2.7 км, которая соотносится с оценкой глубины по литостатическому давлению.

Для коррекции температуры захвата включений по давлению были рассчитаны изохоры для растворов NaCl (программа AqSo) с концентрацией, соответствующей солености изученных флюидных включений (Bakker, 2018). Температура кристаллизации кварца в кварцевых прожилках S2 варьирует от 384 до 290°C при среднем значении расчетного давления 60 МПа. Температура образования кварца в кварц-гематитовых жилах изменяется от 280 до 145°C . Температура кристаллизации кальцитовых прожилков с самородным

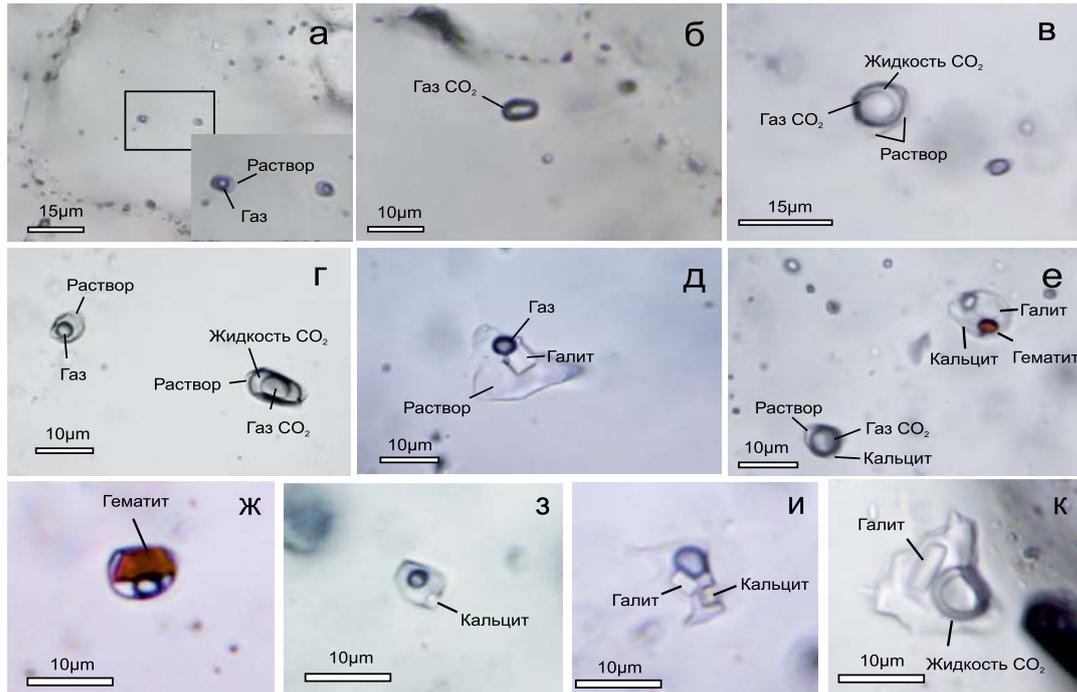


Рис. 6. Флюидные включения в кварце месторождения Блейда Фар Вест.

Кварцевые прослойки метасланца (обр. 12): а – двухфазное водно-солевое включение (тип LV), б – газовое включение (тип V); в – CO₂-обогащенное газовое включение (тип CO₂VL). Катаклазированная кварцевая жила (обр. 13): г – двухфазное водно-солевое включение (тип LV) и CO₂-обогащенное газовое включение (тип CO₂VL); д – трехфазное водно-солевое включение с галитом (тип LSV). Кварц кварц-гематитовых жил (обр. 15): е – многофазное включение с галитом (тип LSV) и обогащенное CO₂ газовое включение (тип CO₂VL) с ксеногенными фазами гематитом и кальцитом. Включения комбинированного захвата с ксеногенными фазами в кварцевых жилах (обр. 13 и 15): ж – кристалл гематита в двухфазном включении, з и и – кальцит в двухфазном и трехфазном включениях, к – включение с галитом и CO₂.

Fig. 6. Fluid inclusions in quartz from the Bleida Far West deposit.

Inclusions in metashale quartz layers (sample 12): а – two-phase water-salt inclusion (type LV), б – gas inclusion (type V); в – CO₂-enriched gas inclusion (type CO₂VL). Cataclased quartz vein (sample 13): г – two-phase water-salt inclusion (type LV) and CO₂-enriched gas inclusion (type CO₂VL); д – three-phase water-salt inclusion with halite (type LSV). Inclusions in quartz of quartz-hematite veins (sample 15): е – multiphase inclusion with halite (type LSV) and CO₂ enriched gas inclusion (type CO₂VL) with xenogenic phases hematite and calcite. Inclusions of combined capture with xenogenic phases in quartz veins (samples 13 and 15): ж – hematite crystal in a two-phase inclusion, з and и – calcite in two-phase and three-phase inclusions, к – inclusion with halite and CO₂.

золотом с учетом среднего давления варьирует от 166 до 113°C.

Геотермометрические данные по хлориту ранней (брунсвит) и хлориту поздней (диабантит) генераций близки к данным изучения флюидных включений. Согласно геотермометрическим данным, температура кристаллизации кварц-гематитовых жил варьировала от 259 до 231°C, температура кристаллизации Au-Pd минерализации – от 210 до 167°C (Cathelineau, Neiva, 1985; Barakat et al., 2002; Котельников и др., 2012). С учетом ассоциации халькозина, джарлеита и анилита (Cu₇S₄) с самородным золотом температура золоторудного парагенезиса могла снижаться до 75°C и ниже (Potter, 1977; Barton, Skinner, 1979).

ЕРМА-изучение состава солей флюидных включений. Определение химического состава

солей флюидных включений методом ЕРМА проведено в кварце кварц-гематитовых жил (обр. 15 и 13). При термической декрепитации крупные включения поставляли достаточный объем раствора на поверхность пластинки. Содержимое декрепитированных включений на поверхности пластинки высыхало с образованием характерного агрегата кристаллов солей (рис. 7). В солевых остатках растворов флюидных включений обнаружено присутствие Cl, Na, Ca, K, Mn, Ba, Sr, Fe, Cr и S (табл. 7). Растворы флюидных включений в исследуемых образцах характеризовались пониженной температурой плавления эвтектики, –68...–62 и –55...–49 °C. Причиной пониженной температуры плавления эвтектики растворов включений объясняется присутствием в растворах хлоридов Ca, Fe, Cr и Mn.

Таблица 5. Результаты исследования флюидных включений в кварце рудных жил месторождения Блейда Фар Вест
Table 5. The results of the study of fluid inclusions in the quartz of the ore veins of the Bleida Far West deposit

| Образец | Минерал | Тип (n) | T_m эвтектики, °C | T_m льда, °C | T_m клатрата CO ₂ или NaCl гидрата, °C | T_m галита, °C | T_h газа, °C | Соленость, мас.%* экв. NaCl | P , МПа** |
|---------|---------|---------|---------------------|----------------|---|------------------|----------------|-----------------------------|-------------|
| 12 | Q1 | LV (1) | -55 | - | +0.1 | - | 317 | 14.5 | - |
| 12 | “- | LV (5) | -55 | -9.5 | - | - | 190-250 | 12.8 | - |
| 12 | “- | LV (1) | -55 | -0.7 | - | - | 293 | 15.5 | - |
| 12 | “- | LV (2) | -55 | -19 | - | - | 312 | 21.7 | - |
| 12 | “- | LV (4) | -55 | -8 | - | - | 322-321 | 11.7 | - |
| 12 | “- | LV (1) | -55 | -2.5 | - | - | 332 | 3.4 | - |
| 12 | “- | LV (2) | -55 | -2.2 | - | - | 325 | 3.3 | - |
| 15 | Q2 | LHV (1) | -67/-62 | - | - | 210 | 168 | 32.4 (30.4)* | 63-37 |
| 15 | “- | LV (1) | -68/-55 | -26 | +24 | 209 | 198 | 32.2 (31.7) | 76-47 |
| 15 | “- | LHV (2) | -68 | - | - | 220 | 170 | 32.9 (30.4) | 63-45 |
| 15 | “- | LHV (1) | -68 | - | - | 215 | 145 | 32.8 (29.6) | 54-31 |
| 15 | “- | LHV (1) | -68 | - | - | 219 | 150 | 33.0 (29.7) | 55-31 |
| 13 | “- | LV (1) | -55 | - | -4.6 | - | 254 | 19.8 | 59 |
| 13 | “- | LV (3) | -55...-50 | - | -0.5...-0.2 | - | 270 | 15.5 | 63 |
| 13 | “- | LV (4) | -52...-49 | - | -1...-0.7 | - | 280-210 | 16.5-15.5 | 51 |
| 13 | “- | LV (1) | -49 | - | +1 | - | 249 | 14.4 | 51 |
| 16 | Cal | LV (1) | -55...-49 | -40 | -20 | - | 132 | 29.3 | - |
| 16 | “- | LV (1) | -55...-49 | -41 | -23 | - | 120-100 | 29.6 | - |
| 16 | “- | L (1) | -55...-49 | -17...-15 | - | - | 80 | 20.2 | - |
| 16 | “- | L (1) | -55...-49 | -16...-15 | - | - | 90 | 18.8 | - |

Примечание. *Расчетная концентрация раствора включения в равновесии с галитом при температуре гомогенизации газа. **Расчетное давление для двухфазной области системы NaCl-CO₂-H₂O, фазы которой близки по составу к синхронно захваченным газонасыщенным и водно-солевым флюидным включениям; n – количество изученных включений; Q1 и Q2 – кварц-1 и кварц-2 соответственно, Cal – кальцит. T_m – температура плавления; T_h – температура гомогенизации.

Note. *Calculated concentration of the inclusion solution in equilibrium with halite at the gas homogenization temperature. **Calculated pressure for the two-phase region of the NaCl-CO₂-H₂O system, the phases of which are close in composition to synchronously trapped gas-saturated and water-salt fluid inclusions; n – the number of studied inclusions; Q1 and Q2 – quartz-1 and quartz-2, respectively, Cal – calcite. T_m – melting temperature; T_h – homogenization temperature.

Таблица 6. Результаты изучения газовых флюидных включений (тип CO₂VL) в кварце кварцевых жил
Table 6. Results of studying gaseous fluid inclusions (type CO₂VL) in quartz of quartz veins

| Образец | Тип* | T_m CO ₂ | T_h CO ₂ | Плотность CO ₂ |
|---------|--------------------|-----------------------|-----------------------|---------------------------|
| 12 | V | -60.5 | -60.0 (V)* | 0.014 |
| 12 | V | -60.5 | -60.0 (V) | 0.014 |
| 12 | V | -60.5 | -60.0 (V) | 0.014 |
| 12 | V | -60.5 | -60.0 (V) | 0.014 |
| 13 | V | -56.6 | +31.0 (C) | 0.55 |
| 13 | V | -56.6 | +31.0 (C) | 0.55 |
| 13 | V | -56.6 | +31.0 (C) | 0.55 |
| 15 | CO ₂ VL | -58.8 | +25 (L) | 0.71 |
| 15 | V | -58.8 | +24 (L) | 0.73 |
| 15 | V | -59.9 | +28 (L) | 0.66 |
| 15 | CO ₂ VL | -58.7 | +24 (L) | 0.73 |
| 15 | CO ₂ VL | -58.5 | +24.5 (L) | 0.73 |
| 15 | CO ₂ VL | -59.3 | +24 (L) | 0.73 |
| 15 | CO ₂ VL | -59.4 | +31.7 (C) | 0.51 |
| 15 | CO ₂ VL | -59.4 | +31.7 (C) | 0.51 |
| 15 | V | -58.0 | +30 (L) | 0.69 |
| 15 | V | -57.9 | +30 (L) | 0.69 |

Примечание. *Способ гомогенизации CO₂ – в жидкость (L), в газ (V), с критическими явлениями (C). T_m – температура плавления, T_h – температура гомогенизации.

Note. *CO₂ homogenization method – to liquid (L), to gas (V), with critical phenomena (C). T_m – melting temperature, T_h – homogenization temperature.

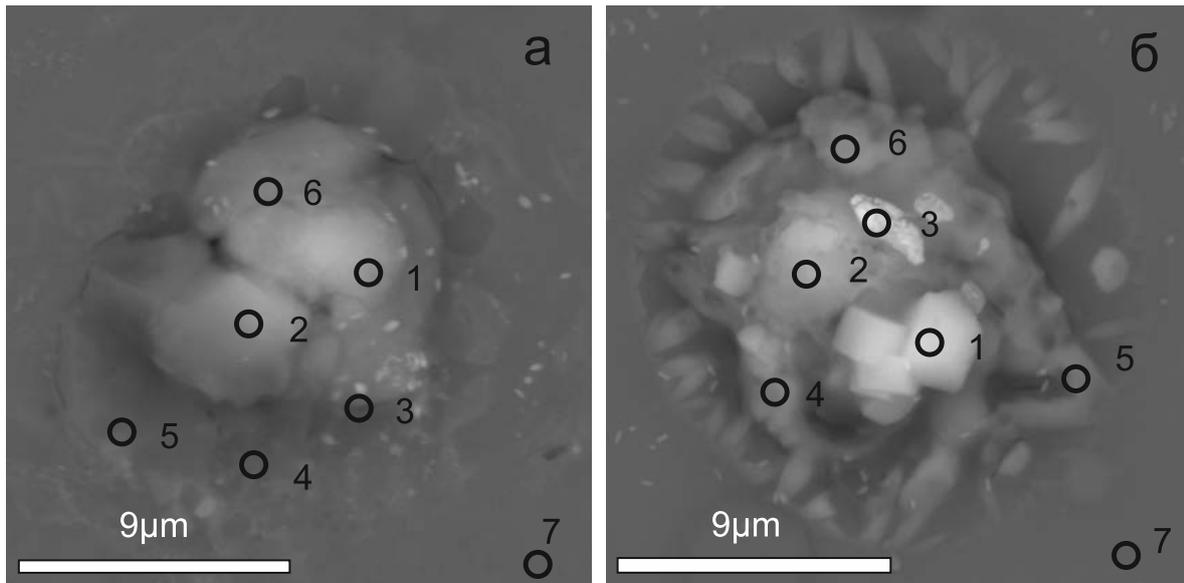


Рис. 7. Изображения в обратно рассеянных электронах (BSE).

Типичные агрегаты кристаллов солей, образовавшиеся на поверхности пластинки при термической декрепитации флюидных включений: а – обр. 13, б – обр. 15. Указаны номера точек анализа.

Fig. 7. Images in backscattered electrons (BSE).

Typical aggregates of salt crystals formed on the plate surface during thermal decrepitation of fluid inclusions: а – sample 13; б – sample 15. The number of analysis points is indicated.

Таблица 7. Данные электронно-зондового микроанализа (EPMA) состава солей флюидных включений

Table 7. Electron probe microanalysis (EPMA) data for fluid inclusion salts

| Образец | *№ | Si | Al | Cr | Fe | Mn | Ca | Na | K | Ba | S | Cl | O | Сумма** |
|---------|----|-------|------|------|------|------|-------|-------|-------|------|------|-------|-------|---------|
| 13 | 1 | 3.56 | 0.21 | 0 | 0.94 | 0.44 | 4.3 | 29.73 | 4.97 | 0 | 0 | 43.31 | 19.64 | 107.1 |
| 13 | 2 | 2.7 | 0 | 0 | 0.49 | 0 | 5.08 | 27.25 | 0.75 | 0.28 | | 45.15 | 17.02 | 98.71 |
| 13 | 3 | 20.94 | 0 | 2.26 | 0.23 | 0.37 | 4.74 | 18.15 | 0.39 | 4.83 | 1.43 | 20.66 | 45.52 | 119.5 |
| 13 | 4 | 38.14 | 0 | 1.17 | 0 | 0 | 4.12 | 0.57 | 0 | 0 | 0.1 | 2.52 | 40.59 | 87.2 |
| 13 | 5 | 37.16 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2.47 | 0.33 | 0 | 0 | 0 | 2.27 | 27.42 | 69.6 |
| 13 | 7 | 8.64 | 0 | 0 | 0 | 0.24 | 2.79 | 2.69 | 0.25 | 0 | 0 | 15.57 | 4.38 | 34.5 |
| 13 | 6 | 47.39 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.11 | 55.16 | 102.6 |
| 15 | 1 | 6.67 | 0.38 | 0 | 0 | 0.43 | 3.67 | 6.48 | 26.54 | 0 | 0 | 36.04 | 43.22 | 123.4 |
| 15 | 2 | 2.53 | 0.2 | 0 | 0 | 0.33 | 5.32 | 33.26 | 0.96 | 0 | 0 | 52.07 | 22.37 | 117.0 |
| 15 | 3 | 3.5 | 0.2 | 0 | 0.17 | 0.97 | 4.09 | 11.51 | 0.29 | 9.97 | 0 | 35.7 | 13.82 | 80.2 |
| 15 | 4 | 23.54 | 0 | 0 | 0 | 0.41 | 15.31 | 3.9 | 0.87 | 0 | 0.18 | 10.11 | 46.92 | 101.2 |
| 15 | 5 | 37.45 | 0 | 0 | 0.22 | 0.49 | 6.98 | 0.53 | 0.09 | 0 | 0 | 2.25 | 39.71 | 87.7 |
| 15 | 6 | 3.53 | 0 | 0 | 0 | 0.38 | 7.12 | 4.18 | 0.09 | 0 | 0 | 22.67 | 7.99 | 45.9 |
| 15 | 7 | 47.2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.12 | 53.87 | 101.2 |

Примечание. *Номер соответствует номеру точки анализа на рис. 7. **Плохие суммы связаны с рельефом поверхности.

Note. *Number corresponds to the number of the analysis point in the Fig. 7. **Bad sums are related to the surface topography.

ОБСУЖДЕНИЕ

Низкотемпературная Au-Pd минерализация золоторудных месторождений Южного и Приполярного Урала (Россия), порфировых месторождений Элацит (Болгария), Скуриес (Греция) и Au-Pd месторождений рудной провинции (Северная Бразилия), связанных с несогласием, отличаются геохимической спецификой. Au-Pd месторождения Бразилии (Córrego Bom Sucesso, Serra Pelada, Cau Iron Mine) характеризуются повышенным содержанием Pd в самородном золоте, а также отсутствием или низким содержанием Ag (Cabral et al., 2002, 2011; Olivo et al., 1995). Зерна МПМ – изомертиит (Pd₁₁Sb₂As₂), мертиит-I, Sb-содержащий мертиит-II, атенеит, в том числе Se-содержащие МПМ (Pd-Pt-Se, Pd-Se, Pd-Hg-Se и Pd-Bi-Se, судовиковит, палладсеит, падмаит и др.) образуют включения в палладистом золоте или приурочены к его поверхности. Они определяют минеральную ассоциацию As-Sb-Hg-Se, типичную для гидротермальных жильных месторождений, образовавшихся при относительно низких температурах. Самородный палладий, ассоциирующий с гетитом, тесно связан с фазой Pd-O.

Самородное золото Au-Pd минерализации месторождений Михеевское (Урал, Россия), а также порфировых месторождений Элацит (Болгария),

Skouries (Греция) характеризуются повышенным содержанием Ag – до 55 мас.%, отсутствием или низким содержанием Pd. Au-Pd минерализация порфировых месторождений включает в себя Te-содержащие МПМ: меренскийит PdTe₂, котульскит Pd(Te,Bi) и соболевскит PdBi и др. (Plotinskaya et al., 2018; McFall et al., 2018; Gonzalez-Jiménez et al., 2021; Пальянова и др., 2020).

Самородное золото Блейда Фар Вест, с учетом данных М. Эль Горфи (2006) и А. Белкабир (2008), представлено палладистым золотом (Pd – до 6.29 мас. %), не содержащим Ag, и серебристым золотом (Ag – до 19.7 мас. %). Состав самородного золота месторождения Блейда Фар Вест имеет сходство с составом самородного золота месторождения Чудное (Приполярный Урал, Россия), руды которого также характеризуются присутствием самородного золота с примесями Pd и Ag (Онищенко, Кузнецов, 2019; Palyanova et al., 2021). Пробность самородного золота Блейда Фар Вест варьирует от 775 до 999‰, среднее – 915‰. На тройной диаграмме Au-Pd-Ag фигуративные точки состава самородного золота располагаются на трендах, характерных как для Au-Pd минерализации на порфировых месторождениях, так и для Au-Pd минерализации месторождений Бразилии, связанных с несогласием (рис. 8). Необходимо заметить, что серебристое золото Блейда Фар Вест (среднее отноше-

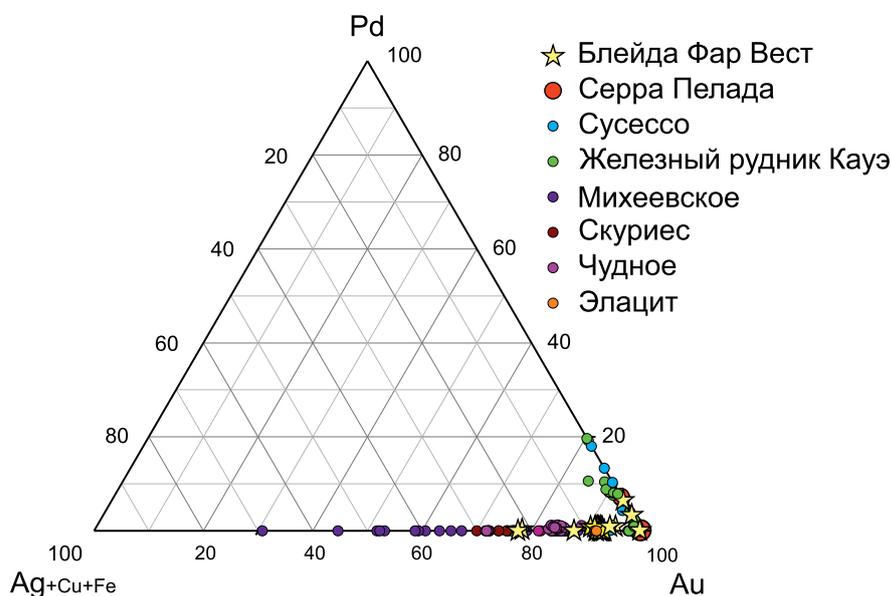


Рис. 8. Состав самородного золота Блейда Фар Вест (авторские данные и (El Ghorfi et al., 2006)), а также эпitherмальной Au-Pd минерализации на месторождениях Михеевское (Plotinskaya et al., 2018), Чудное (Kuznetsov et al., 2014, 2018; Palyanova et al., 2021), Элацит (Gonzalez-Jimenez et al., 2021), Скуриес (McFall et al., 2018), Серра Пелада (Cabral et al., 2002), Суцессо (Cabral et al., 2011) и Железный рудник Кауэ (Olivo et al., 1995).

Fig. 8. Composition of native gold from Bleida Far West (author's data and (Ghorfi et al., 2006)), epithermal Au-Pd mineralization of deposits Mikheevskoe (Plotinskaya et al., 2018), Chudnoe (Kuznetsov et al., 2014, 2018; Palyanova et al., 2021), Elazite (Gonzalez-Jimenez et al., 2021), Skouries (McFall et al., 2018), Serra Pelada (Cabral et al., 2002), Sucesso Córrego Bom (Cabral et al., 2011) and Cauê Iron mine (Olivo et al., 1995).

ние $Au/Ag = 14.6$) близко к Au-Ag-Cu составу самородного золота эндогенных золоторудных месторождений, не содержащих МПМ, таких как орогенные, связанные с интрузиями (Intrusion-related gold deposits) и вулканогенные массивных сульфидов (VMS) (Liu, Beaudoin, 2021). Это косвенно указывает на эндогенное происхождение серебристого золота Блейда Фар Вест.

В рудах Блейда Фар Вест присутствуют Pd-Se, Pd-Bi-Se и Pd-Te, Pd-Bi-Te – фазы соответственно характерные для Au-Pd месторождений типа “несогласия” и Au-Pd низкотемпературной минерализации на порфириковых месторождениях. На тройной диаграмме фигуративные точки составов Pd-Bi-Se МПМ Блейда Фар Вест и Серра Пелада образуют подобные тренды (рис. 9). Парагенетические отношения между Pd- and Ag- самородным золотом, а также между Pd-Se, Pd-Bi-Se и Pd-Te, Pd-Bi-Te фазами не могут быть точно установлены в рудах месторождения Блейда Фар Вест. Тем не менее можно предположить, что палладистое самородное золото и фазы Pd-Se, Pd-Bi-Se Блейда Фар Вест находятся в одном парагенезисе и были образованы в условиях, близких к условиям образования Au-Pd месторождений Бразилии. По-видимому, серебристое золото и Pd-Te, Pd-Bi-Te фазы также парагенетичны и могли образоваться в условиях, похо-

жих на условия образования низкотемпературной Au-Pd минерализации порфириковых месторождений.

Результаты изучения флюидных включений поддерживают гипотезу образования Au-Pd минерализации Блейда Фар Вест в результате процессов подобных, но, по-видимому, не тождественных, процессам рудообразования на Au-Pd месторождениях типа “несогласия”, а также Au-U инфильтрационных и порфириковых месторождениях с Au-Pd минерализацией. Рудообразующие флюиды гидротермальных рудных месторождений региона Бу-Азер–Эль-Граара наследуют Na-Ca хлоридный состав глубинных бассейновых рассолов (Essarraj et al., 2005; Maacha et al., 2015). Блейда Фар Вест не является исключением из этого ряда, что указывает на участие в рудообразовании бассейновых Na-Ca хлоридных гипергенных рассолов. Корреляция элементов примесей (Mn, Ba, Sr, Fe, Cr) рудообразующих флюидов с повышенным содержанием этих элементов во вмещающих породах (Belkabit et al., 2008; El Ghorfi et al., 2011) указывает на экстракцию рудных элементов из вмещающих пород и служит дополнительным аргументом в пользу участия в рудообразовании гипергенных рассолов. Низкая температура (до 113 и 75°C) и NaCl–CaCl₂ состав рудообразующих флюидов гематит-хлорит-кальцитовых прожилков с самородным золотом в зальбандах сближает условия образо-

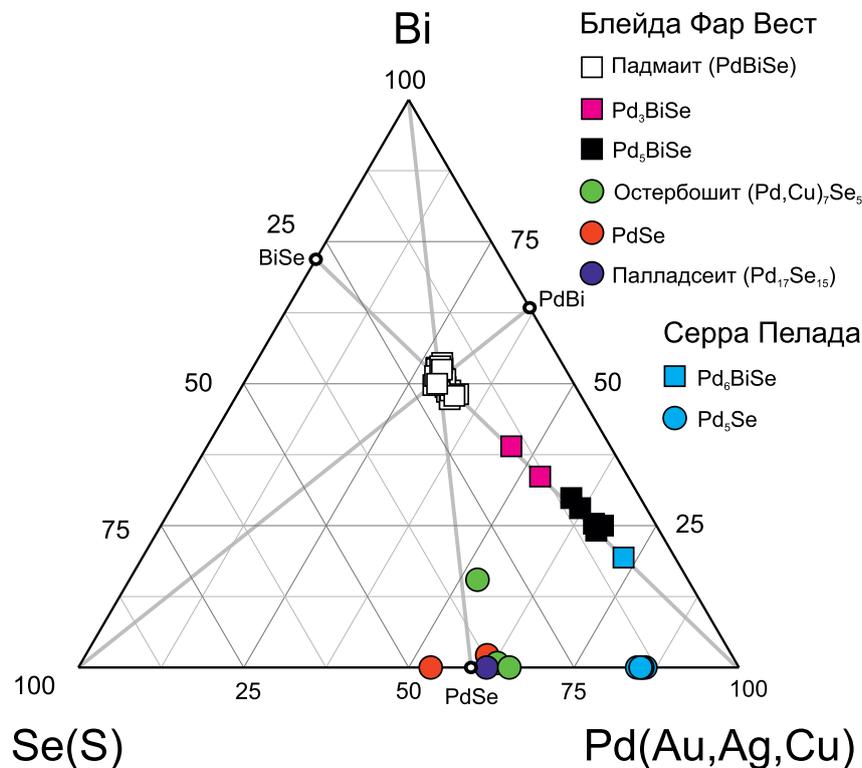


Рис. 9. Состав Pd-Se-Bi фаз месторождений Блейда Фар Вест и Серра Пелада (Cabral et al., 2002), мас. %.

Fig. 9. Composition of Pd-Se-Bi phases of Bleida Far West and Serra Pelada deposits (Cabral et al., 2002), wt. %

вания Au-Pd минерализация Блейда Фар Вест с условиями образования Au-Pd минерализации Европы, в частности с проявлениями Au-Pd типа “несогласия” внутри и вокруг пермо-триасовых бассейнов на юго-западе Англии (Shepherd et al., 2005). На определенном этапе Au-Pd руды Блейда Фар Вест формировались гетерофазными флюидами, так как часть фигуративных точек флюидных включений на диаграмме состояния системы NaCl–H₂O располагаются на кривой равновесия раствор-галит (рис. 10). Гетерогенизация рудообразующего флюида характерна для процесса образования эндогенных месторождений, связанных с процессами магматизма и метаморфизма. Самородное золото могло кристаллизоваться как в среде гомогенного флюида средней солености, так и в среде гетерофазного высококонцентрированного флюида (рис. 10).

ВЫВОДЫ

Модель образования Au-Pd минерализации месторождения Блейда Фар Вест может включать в себя черты месторождений рудообразующих систем типа “несогласия” и порфириовой. В пользу этого свидетельствуют:

1) ассоциация рудных минералов, характерных как для Au-Pd месторождений типа “несогласия”, так и для Au-Pd минерализации на порфириковых месторождениях;

2) температура отложения руд охватывает диапазон от 384 до 75°C, который соответствует температурам формирования Au-Pd минерализации как на порфириковых и Au-Pd месторождениях типа “несогласия”, так и на инфильтрационных Au-U месторождениях;

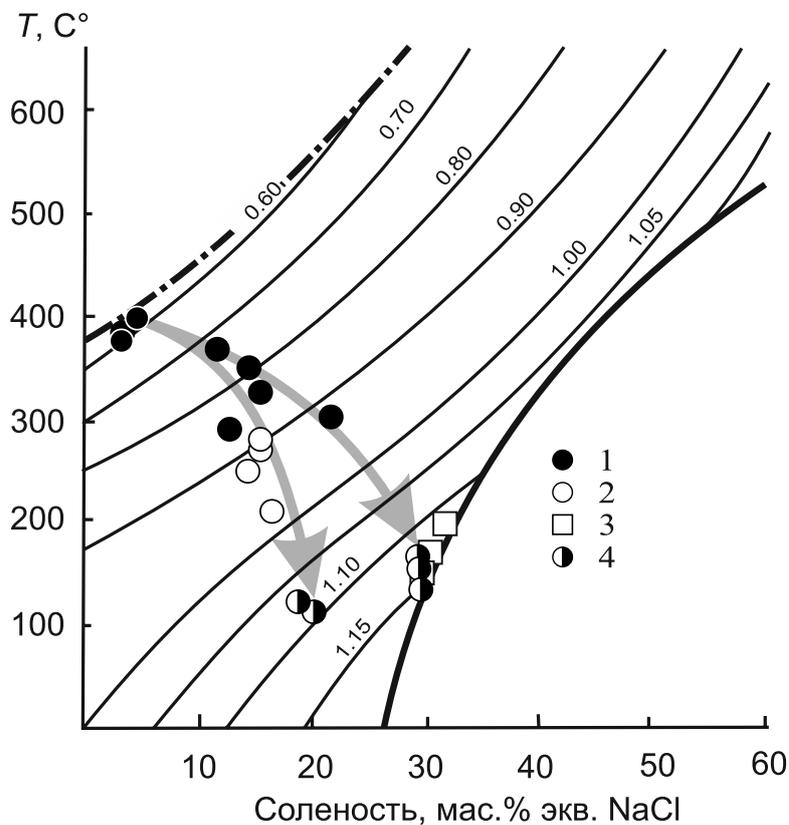


Рис. 10. Диаграмма состояния водно-солевой системы NaCl–H₂O, по (Bodnar, 1988).

Штрих-пунктирная линия – кривая равновесия газ–раствор, тонкие сплошные линии – изохоры, жирная сплошная линия – кривая равновесия галит–раствор. 1 – кварц в прослойках (S2) в метасланцах, 2 – кварц из кварц-гематитовой жилы с Cu-минерализацией, 3 – кварц из кварц-гематитовой жилы, 4 – кальцит из кальцитового прожилка с самородным золотом в гематит-хлоритовом зальбанде. Стрелками показаны вероятные тренды физико-химических параметров.

Fig. 10. Diagram of the state of the water-salt system NaCl–H₂O, according to (Bodnar, 1988).

The dash-dotted line is vapor–liquid equilibrium curve, the thin solid lines are isochores, the thick solid line is halite–liquid equilibrium curve. Symbols: 1 – quartz in interlayers (S2) in metaschists, 2 – quartz from a quartz-hematite vein with Cu-mineralization, 3 – quartz from a quartz-hematite vein, 4 – calcite from a calcite veinlet with native gold in a hematite-chlorite selvage. Arrows show probable trends in physicochemical parameters.

3) преобладание NaCl и CaCl₂ в составе высокотемпературных и низкотемпературных флюидов Блейда Фар Вест указывает на возможное участие в рудообразовании бассейновых рассолов;

4) признаки “порфирового” типа оруденения Блейда Фар Вест, по-видимому, связаны с поступлением тепла от удаленного магматического источника, приводящего к нагреванию, гетерогенизации и активной циркуляции бассейновых рассолов в области рудообразования.

Благодарности

Авторы выражают искреннюю благодарность уважаемым В.И. Титову и С.Н. Звереву за неоценимую помощь в проведении исследовательских работ на месторождении Блейда Фар Вест.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Борисенко А.С., Боровиков А.А., Поспелова Л.Н. (1994) Исследование состава растворов флюидных включений методами криометрии и микрорентгеноспектрального анализа. *Геология и геофизика*, **35**(11), 22-27.
- Борисенко А.С. (1982) Анализ солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии. *Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений*. М.: Недра, 37-47.
- Боровиков А.А., Гущина Л.В., Борисенко А.С. (2002) Криометрическое определение растворенного железа (II), железа (III) и цинка в флюидных включениях. *Геохимия*, **40**(1), 63-71.
- Котельников А.Р., Сук Н.И., Котельникова З.А., Щекина Т.И., Калинин Г.М. (2012) Минеральные геотермометры для низкотемпературных парагенезисов. *Вестник ОНЗ РАН*, **4**, NZ9001. doi:10.2205/2012NZ_ASEMPG
- 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). *Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН*, **288**(12), 39-45.
- Лебедев В.И., Maacha L. (2018) Кобальтовые арсенидные месторождения рудного пояса Bou Azzer – El Graara (Марокко). (Отв. ред. д.г.-м.н., В.В. Ярмолюк, ИГМ СО РАН), *Companie de Tifnout-Tiranimine “ONA” Managem group*. М.: Де’Либри, 279.
- Лебедев В.И., Калинин Ю.А. (2020) Минералы-индикаторы арсенидного гидротермального процесса формирования кобальтовых месторождений рудного пояса Бу Оффро – Эль Граара в провинции Анти-Атлас (Марокко). *Геология рудн. месторождений*, **62**(6), 1-25.
- Николаева Л.А., Некрасова А.Н., Миляев С.А., Яблокова С.В., Гаврилов А.М. (2013) Геохимические особенности самородного золота месторождений различных рудно-формационных типов. *Геология рудн. месторождений*, **55**(3), 203-213. DOI:10.1134/S1075701513030045
- Онищенко С.А., Кузнецов С.К. (2019) Палладий-золото-сульфидная минерализация в андезитах на месторождении Чудное (Приполярный Урал). *Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН*, **6**(294), 20-27. DOI: 10.19110/2221-1381-2019-6-20-27
- Пальянова Г.А. (2020) Минералы золота и серебра в сульфидных рудах. *Геология рудн. месторождений*, **62**(5), 426-449.
- Пальянова Г.А., Мурзин В.В., Беляева Т.В., Кузнецов С.К., Боровиков А.А. (2020) Палладистое золото: химический состав, минеральные ассоциации, типы месторождений. *Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов*. Тез. Докл. XI Междунар. науч.-практ. конф. ФГБУ “ЦНИГРИ”. 183-185.
- Реддер Э. (1987) Флюидные включения в минералах. (Ред. Л.С. Бородин). М.: Мир. Т. 1. 558 с.
- Akinfiyev N.N., Diamond L.W. (2010) Thermodynamic model of aqueous CO₂-H₂O-NaCl solutions from -22 to 100°C and from 0.1 to 100 MPa. *Fluid Phase Equilibria*, **295**, 104-124. <https://doi.org/10.1016/j.fluid.2010.04.007>
- Bakker R.J. (2001) Fluids: new software package to handle microthermometric data and to calculate isochors. *Memoir. Geol. Soc.*, **7**, 23-25.
- Bakke R.J. (2018) AqSo_NaCl: Computer program to calculate p-T-V-x properties in the H₂O-NaCl fluid system applied to fluid inclusion research and pore fluid calculation. *Comp. Geosci.*, **115**, 122-133. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2018.03.003>
- Barakat A., Maignac C., Boiron M.-C., Bouabdelli M. (2002) Caractérisation des paragenèses et des paléocirculations fluides dans l’indice d’or de Bleida (Anti-Atlas, Maroc). *C. R. Geosci.*, **334**, 35-41. [https://doi.org/10.1016/S1631-0713\(02\)01709-1](https://doi.org/10.1016/S1631-0713(02)01709-1)
- Barton P.B. Jr., Skinner R.J. (1979) Sulphide mineral stabilities. (Ed. H.L. Barnes) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. Wiley, N.Y., USA. 278-403.
- Belkadir A., Jébrak M., Maacha L., Sami M.R.A., Madi A. (2008) Gold mineralization in the Proterozoic Bleida ophiolite, Anti-Atlas, Morocco. *Geol. Soc., Lond., Spec. Publ.*, **297**, 249-264.
- Bodnar R.J. (1988) A method of calculating fluid inclusion volumes based on vapor bubblediameters and P-V-T-X properties of inclusion fluids. *Econ. Geol.*, **78**, 535-542.
- Bodnar R.J., Vityk M.O. (1994) Interpretation of microthermometric data for NaCl-H₂O fluid inclusions. (Eds B. De Vivo, M.L. Frezzotti). *Fluid inclusions in minerals: methods and applications*. Virginia Polytechnic Inst State Univ, Blacksburg, VA. 117-131.
- Bourque H., Barbanson L., Sizaret S., Branquet Y., Ramboz C., Ennaciri A., El Ghorfi M., Badra L. (2015) A contribution to the synsedimentary versus epigenetic origin of the Cu mineralizations hosted by terminal Neoproterozoic to Cambrian formations of the Bou Azzer–El Graara inlier: New insights from the Jbel Laassel deposit (Anti Atlas, Morocco). *J. Afr. Earth Sci.*, **107**, 108-118. DOI:10.1016/j.jafrearsci.2015.04.005
- Brown P.E. (1989) FLINCOR: a microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data. *Amer. Miner.*, **74**(11-12), 1390-1393.
- Cabral A.R., Lehmann B., Kwitko-Ribeiro R., Cravo Cos-

- ta C.H. (2002) Palladium and platinum minerals from the Serra Pelada Au-Pd-Pt deposit, Carajás Mineral Province, Northern Brazil. *Can. Mineral.*, **40**(5), 1451-1463. DOI:10.2113/gscanmin.40.5.1451
- Cabral A.R., Lehmann B., Tupinambá M., Wiedenbeck M., Brauns M. (2011) Geology, mineral chemistry and tourmaline B isotopes of the Córrego Bom Sucesso area, southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil: Implications for Au-Pd-Pt exploration in quartzitic terrain. *J. Geochem. Explor.*, **110**, 260-277. DOI:10.1016/j.gexplo.2011.06.007
- Carville D.P., Leckie J.F., Moorhead C.F., Rayner J.G., Durbin A.A. (1990) Coronation Hill gold-platinum-palladium deposit (Ed. F.E. Hughes) *Geology of the mineral deposits of Australia and Papua New Guinea*. Melbourne Australasian Institute of Mining and Metallurgy, 759-762.
- Cathelineau M., Neiva D. (1985) A chlorite solid solution geothermometer the Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **91**, 235-244.
- Clark A.M., Criddle A.J. (1982) Palladium minerals from Hope's Nose, Torquay, Devon. *Mineralogical Magazine*, **46**, 371-377.
- Clauer N. (1976) Géochimie isotopique du strontium des milieux sédimentaires. Application à la géochronologie de la couverture du craton ouest-africain. Ph.D. Thesis, University of Strasbourg.
- Davis D.W., Lowenstein T.K., Spencer R.J. (1990) Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl-H₂O, NaCl-KCl-H₂O, NaCl-MgCl₂-H₂O, NaCl-CaCl₂-H₂O. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**, 591-601.
- Dubacq B., Bickle M.J., Evans K.A. (2013) An activity model for phase equilibria in the H₂O-CO₂-NaCl system. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **110**, 229-252. doi:10.1016/j.gca.2013.02.008
- El Ghorfi M., Oberthür T., Melcher F., Lüders V., 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. DOI 10.1007/s00126-006-0077-3
- El Ghorfi M., Maacha L., Ennaciri A., Baoutoul H., Zouhair M., Soulaïmani A. (2011) La minéralisation aurifère de "Blenda-Far West" (Boutonnière de Bou Azzer-El Graara, Anti-Atlas central). *Notes et mémoires du service géologique. No. 564. New geological and mining guidebooks of Morocco*. (Eds. A. Michard, O. Saddiqi, A. Chalouan, E.C. Rjimat, A. Mouttaqi). V. 9. (Eds. A. Mouttaqi, E.C. Rjimat, L. Maacha, A. Michard, A. Soulaïmani, H. Ibouh). Main Mines of Morocco. RABAT. Éditions du service géologique du Maroc. 111-116.
- Essarraj S., Boiron M-C., Cathelineau M., Banks D.A., Benharref M. (2005) Penetration of surface-evaporated brines into the Proterozoic basement and deposition of Co and Ag at Bou Azzer (Morocco): Evidence from fluid inclusions. *J. Afr. Earth Sci.*, **41**, 25-39. https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2005.03.001
- Gasquet D., Levresse G., Cheilletz A., Azizi-Samir M.R., Mouttaqi A. (2005) Contribution to a geodynamic reconstruction of the Anti-Atlas (Morocco) during Pan-African times, with the emphasis on inversion tectonics and metallogenic activity at the Precambrian-Cambrian transition. *Precamb. Res.*, **140**, 157-182 https://doi.org/10.1016/j.precamres.2005.06.009
- Gonzalez-Jimenez J.M., Pinab R., Kerestedjanc T.N., Gerwillaa F., Borrajoe I., Farre-de Pablos J., Proenzaf J.A., Tornose F., Roquef J., Nietoa F. (2021) Mechanisms for Pd-Au enrichment in porphyry-epithermal ores of the Elatsite deposit, Bulgaria. *J. Geochem. Explor.*, **220**, 106664. https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2020.106664
- Haynes F.M., Kesler S.E. (1987) Chemical evolution of brines during mississippi valley-type mineralization; evidence from East Tennessee and Pine Point. *Econ. Geol.*, **82**(1), 53-71.
- Haynes F.M., Sterner S.M., Bodnar R.J. (1988) Synthetic fluid inclusions in natural quartz. IV. Chemical analyses of fluid inclusions by SEM/EDA: Evaluation of method. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **52**, 969-977.
- Kontak D.J. (1995) A study of fluid inclusions in sulfide and nonsulfide mineral phases from a carbonate-hosted Zn-Pb deposit, Gays River, Nova Scotia, Canada. *Econ. Geol.*, **93**(6), 793-817.
- Kontak D.J. (2004) Analysis of evaporate mounds as a complement to fluid-inclusion thermometric data: case studies from granitic environments in Nova Scotia and Peru. *Can. Miner.*, **42**, 1315-1329. DOI: 10.2113/gscanmin.42.5.1315
- Leblanc M., Billaud P. (1978) A Volcano-Sedimentary Cryop- per Deposit on a Continental Margin of Upper Proterozoic Age: Bleida (Anti-Atlas Morocco). *Econ. Geol.*, **73**, 1101-1111.
- Leblanc M. (1981) Ophiolites précambriennes et gîtes arséniés de cobalt (Bou-Azzer, Maroc). *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, **280**.
- Liu H., Beaudoin G. (2021) Geochemical signatures in native gold derived from Au-bearing ore deposits. *Ore Geol. Rev.*, **132**, 104066. DOI:10.1016/j.oregeorev.2021.104066
- Maacha L., Maamar B., Kersit M., Saquaque A., Soulaïmani A. (2011) The Bleida Copper Deposit (Bou Azzer-El Graara inlier). *Notes et mémoires du service géologique*, **564. New geological and mining guidebooks of Morocco**. (Eds. A. Michard, O. Saddiqi, A. Chalouan, E.C. Rjimat, A. Mouttaqi). V. 9. (Eds. A. Mouttaqi, E.C. Rjimat, L. Maacha, A. Michard, A. Soulaïmani, H. Ibouh). Main Mines of Morocco. RABAT. Éditions du service géologique du Maroc. 105-109.
- McFall K.A., Naden J., Stephen R., Baker T., Spratt J., McDonald I. (2018) Platinum-group minerals in the Skouries Cu-Au (Pd, Pt, Te) porphyry Deposit. *Ore Geol. Rev.*, **99**, 344-364. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.06.014
- Nielsen T.F.D., Keiding J.K., Andersen J.C.Ø., Holness M.B., Rudashevsky N.S., Rudashevsky V.N., Salmonsén L.P., Tegner C., Veksler I.V. (2014) 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.
- Olivo G.R., Gauthier M., Bardoux M. (1995) Palladium-Bearing old Deposit Hosted by Proterozoic Lake Superior-Type Iron-Formation at the Cau Iron Mine, Itabira District, Southern Sao Francisco Craton, Brazil: Geologic and Structural Controls. *Econ. Geol.*, **90**, 118-134.
- Painsi M., Diamond L.W., Akinfiyev N.N. (2008) Determination of molar volume and composition of CO₂-H₂O-NaCl fluid inclusions using combined microthermometric and optical measurements. *Proc. XIII International Conference on Thermobarogeochemistry and IV th APIFIS Symposium*, Moscow: IGM Publ. 1, 43-46. http://www.

- minsoc.ru/2008-1-7-0/
- 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>
- Plotinskaya O.Y., Azovskova O.B., Abramov S.S., Groznova E.O., Novoselov K.A., Seltmanne R., Spratte J. (2018) Precious metals assemblages at the Mikheevskoe porphyry copper deposit (South Urals, Russia) as proxies of epithermal overprinting. *Ore Geol. Rev.*, **94**, 239-260. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.01.025>
- Potter R.W. (1977) An electrochemical investigation of the system copper-sulfur. Pt II. *Econ. Geol.*, **72**(8), 1524-1542.
- Samson I.M., Walker R.T. (2000) Cryogenic raman spectroscopic studies in the system NaCl–CaCl₂–H₂O and implications for low-temperature phase behavior in aqueous fluid inclusions. *Can. Mineral.*, **38**, 35-43. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.38.1.35>
- 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**, B65-B73.
- Shepherd T.J., Bouch J.E., Gunn A.G., McKervey J.A., Jonathan N., Scrivener R.C., Styles M.T., Large D.E. (2005) Permo-Triassic unconformity-related Au-Pd mineralisation, South Devon, UK: new insights and the European perspective. *Mineral. Depos.*, **40**, 24-44. DOI 10.1007/s00126-004-0459-3
- 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.
- Smith D.G.W., Nickel E.H. (2007) A System of Codification for Unnamed Minerals: Report of the Subcommittee for Unnamed Minerals of the IMA Commission on New Minerals, Nomenclature and Classification. *Can. Mineral.*, **45**, 983-1055.
- Thomas R.J., Fekkek A., Ennih N., Errami E., Loughlin E.S., Gresse P.G., Chevallier L.P., Liégois J.P. (2004) A new lithostratigraphic framework for the Anti-Atlas orogen, Morocco. *J. Afr. Earth. Sci.*, **39**, 217-226.
- Tolstykh N., Vymazalová A., Tuhý M., Shapovalova M. (2018) Conditions of formation of Au–Se–Te mineralization in the Gaching ore occurrence (Maletoyvayam ore field), Kamchatka, Russia. *Mineral. Magazine*, **82**(3), 649-674. DOI:10.1180/mgm.2018.84
- Wafik A., Atif Y., Ait Lahna A., Benhammou A., Admou H., Baoutoul H., Bajddi A., Maacha L., El Ghorfi M. (2018) Geology and typology of the Au-Pd-Pt Mineralization of the north corridor of the Far West Bleida deposit, Bou Azzer Inlier (Central Anti-Atlas, Morocco). *Int. J. Adv. Res.*, **6**(2), 260-276. <http://dx.doi.org/10.21474/IJAR01/6437>
- Warr L.N. (2021) IMA–CNMNC approved mineral symbols. *Miner. Mag.*, **85**, 291-320. doi:10.1180/mgm.2021.43
- Wilde A.R., Mernagh T.P., Bloom M.S., Hoffmann C.F. (1989) Fluid inclusion evidence on the origin of some Australian unconformity-related uranium deposits. *Econ. Geol.*, **84**(6), 1627-1642.
- 100 °C and from 0.1 to 100MPa. *Fluid Phase Equilibria*, **295**, 104–124. <https://doi.org/10.1016/j.fluid.2010.04.007>
- Bakker R.J. (2001) Fluids: new software package to handle microthermometric data and to calculate isochors. *Memoir Geol. Soc.*, **7**, 23-25.
- Bakker R.J. (2018) AqSo_NaCl: Computer program to calculate p-T-V-x properties in the H₂O–NaCl fluid system applied to fluid inclusion research and pore fluid calculation. *Comp. Geosci.*, **115**, 122-133. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2018.03.003>
- Barakat A., Marignac C., Boiron M.-C., Bouabdelli M. (2002) Caractérisation des paragenèses et des paléocirculations fluides dans l'indice d'or de Bleida (Anti-Atlas, Maroc). *C. R. Geosci.*, **334**, 35-41. [https://doi.org/10.1016/S1631-0713\(02\)01709-1](https://doi.org/10.1016/S1631-0713(02)01709-1)
- Barton P.B. Jr.; Skinner R.J. (1979) Sulphide mineral stabilities. (Ed. H.L. Barnes), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. Wiley, N.Y., USA. 278-403.
- Belkabar A., Jébrak M., Maacha L., Samir M.R.A., Madi A. (2008) Gold mineralization in the Proterozoic Bleida ophiolite, Anti-Atlas, Morocco. *Geol. Soc., Lond., Spec. Publ.*, **297**, 249-264.
- Bodnar R.J. (1988) A method of calculating fluid inclusion volumes based on vapor bubblediameters and P-V-T-X properties of inclusion fluids. *Econ. Geol.*, **78**, 535-542.
- Bodnar R.J., Vityk M.O. (1994) Interpretation of microthermometric data for NaCl–H₂O fluid inclusions. (Eds B. De Vivo, M.L. Frezzotti). *Fluid inclusions in minerals: methods and applications*. Virginia Polytechnic Inst State Univ, Blacksburg, VA. 117-131.
- Borisenko A.S. (1982) Analysis of the Salt Composition of Solutions of Gas-liquid Inclusions in Minerals by Cryometric Method. *Fluid Inclusions Study for the Search and Study of Ore Deposits*. Moscow, Nedra Publ., 37-47. (In Russ.)
- Borisenko A.S., Borovikov A.A., Pospelova L.N. (1994) Study of the composition of fluid inclusions by cryometry and micro X-ray spectral analysis. *Geol. Geofiz.*, **11**, 22-24. (In Russ.)
- Borovikov A.A., Gushchina L.V., Borisenko A.S. (2002) Cryometric determination of dissolved iron. (II), iron (III), and zinc in fluid inclusions. *Geokhimiya*, **40**(1), 63-71. (In Russ.)
- Bourque H., Barbanson L., Sizaret S., Branquet Y., Ramboz C., Ennaciri A., El Ghorfi M., Badra L. (2015) A contribution to the synsedimentary versus epigenetic origin of the Cu mineralizations hosted by terminal Neoproterozoic to Cambrian formations of the Bou Azzer–El Graara inlier: New insights from the Jbel Laassel deposit (Anti Atlas, Morocco). *J. African Earth Sciences*, **107**, 108-118. DOI:10.1016/j.jafrearsci.2015.04.005
- Brown P.E. (1989) FLINCOR: a microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data. *Amer. Miner.*, **74**(11-12), 1390-1393.
- 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, Carajás Mineral Province, Northern Brazil. *Can. Mineral.*, **40**, 5, 1451-1463. DOI:10.2113/gscanmin.40.5.1451
- Cabral A.R., Lehmann B., Tupinambá M., Wiedenbeck M., Brauns M. (2011) Geology, mineral chemistry and tourmaline B isotopes of the Córrego Bom Sucesso area, southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil: Implications for Au-Pd-Pt exploration in quartzitic terrain.

REFERENCES

- J. Geochem. Explor.*, **110**, 260-277. DOI:10.1016/j.gexplo.2011.06.007
- Carville D.P., Leckie J.F., Moorhead C.F., Rayner J.G., Durbin A.A. (1990) Coronation Hill gold-platinum-palladium deposit (Ed. F.E. Hughes) *Geology of the mineral deposits of Australia and Papua New Guinea*. Melbourne Australasian Institute of Mining and Metallurgy, 759-762.
- Cathelineau M., Neiva D. (1985) A chlorite solid solution geothermometer the Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **91**, 235-244.
- Clark A.M., Criddle A.J. (1982) Palladium minerals from Hope's Nose, Torquay, Devon. *Mineralogical Magazine*, **46**, 371-377.
- Clauer N. (1976) Géochimie isotopique du strontium des milieux sédimentaires. Application à la géochronologie de la couverture du craton ouest-africain. Ph.D. Thesis, University of Strasbourg.
- Davis D.W., Lowenstein T.K., Spencer R.J. (1990) Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl-H₂O, NaCl-KCl-H₂O, NaCl-MgCl₂-H₂O, NaCl-CaCl₂-H₂O. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**, 591-601.
- Dubacq B., Bickle M.J., Evans K.A. (2013) An activity model for phase equilibria in the H₂O-CO₂-NaCl system. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **110**, 229-252. doi:10.1016/j.gca.2013.02.008
- El Ghorfi M., Oberthür T., Melcher F., Lüders V., 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 DOI 10.1007/s00126-006-0077-3
- El Ghorfi M., Maacha L., Ennaciri A., Baoutoul H., Zouhair M., Soulaïmani A. (2011) La minéralisation aurifère de "Blenda-Far West" (Boutonnière de Bou Azzer-El Graara, Anti-Atlas central). *Notes et mémoires du service géologique. No. 564. New geological and mining guidebooks of Morocco*. (Eds A. Michard, O. Saddiqi, A. Chalouan, E.C. Rjimati, A. Mouttaqi). V. **9**. (Eds A. Mouttaqi, E.C. Rjimati, L. Maacha, A. Michard, A. Soulaïmani, H. Ibouh). Main Mines of Morocco. RABAT. Éditions du service géologique du Maroc. 111-116.
- Essarraj S., Boiron M.-C., Cathelineau M., Banks D.A., Benharref M. (2005) Penetration of surface-evaporated brines into the Proterozoic basement and deposition of Co and Ag at Bou Azzer (Morocco): Evidence from fluid inclusions. *J. Afr. Earth Sci.*, **41**, 25-39. https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2005.03.001
- Gasquet D., Levresse G., Cheilletz A., Azizi-Samir M.R., Mouttaqi A. (2005) Contribution to a geodynamic reconstruction of the Anti-Atlas (Morocco) during Pan-African times, with the emphasis on inversion tectonics and metallogenic activity at the Precambrian - Cambrian transition. *Precamb. Res.*, **140**, 157-182. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2005.06.009
- Gonzalez-Jimenez J.M., Pinab R., Kerestedjanc T.N., Gervillaa F., Borrajoe I., Farre-de Pablos J., Proenzaf J.A., Tornose F., Roquef J., Nietoa F. (2021) Mechanisms for Pd-Au enrichment in porphyry-epithermal ores of the Elatsite deposit, Bulgaria. *J. Geochem. Explor.*, **220**, 106664. https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2020.106664
- Haynes F.M., Kesler S.E. (1987) Chemical evolution of brines during mississippi valley-type mineralization; evidence from East Tennessee and Pine Point. *Econ. Geol.*, **82**(1), 53-71.
- Haynes F.M., Sterner S.M., Bodnar R.J. (1988) Synthetic fluid inclusions in natural quartz. IV. Chemical analyses of fluid inclusions by SEM/EDA: Evaluation of method. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **52**, 969-977.
- Kontak D.J. (1995) A study of fluid inclusions in sulfide and nonsulfide mineral phases from a carbonate-hosted Zn-Pb deposit, Gays River, Nova Scotia, Canada. *Econ. Geol.*, **93**(6), 793-817.
- Kontak D.J. (2004) Analysis of evaporate mounds as a complement to fluid-inclusion thermometric data: case studies from granitic environments in Nova Scotia and Peru. *Can. Miner.*, **42**, 1315-1329. DOI: 10.2113/gscanmin.42.5.1315
- Kotelnikov A.R., Suk N.I., Kotelnikova Z.A., Shchekina T.I., Kalinin G.M. (2012) Mineral geothermometers for low temperature parageneses. *Vestn. Otd. Nauk o Zemle RAN*, **4**, NZ9001. (In Russ.) doi: 10.2205 / 2012NZ_ASEMPG
- Kuznetsov S.K., Mayorova 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 Komi NTs UrO RAN*, **12**, 39-45. (In Russ.) DOI: 10.19110/2221-1381-2018-12-39-45
- Lebedev V.I., Kalinin Yu.A. (2020) Minerals-indicators of the arsenide hydrothermal process of formation of cobalt deposits of the Bou Offro-El Graara ore belt in the province of Anti-Atlas (Morocco). *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **62**(6), 1-25. (In Russ.)
- Lebedev V.I., Maacha L. (2018) Cobalt arsenide deposits of the Bou Azzer - El Graara (Maroc) ore belt. Rep. (Ed. V.V. Yarmolyuk). IGM SB RAS, Compagnie de Tifnout-Tiranimine "ONA" Managem group. Moscow, De'Libri Publ., 279. (In Russ.)
- Leblanc M. (1981) Ophiolites précambriennes et gîtes arsénisés de cobalt (Bou-Azzer, Maroc). *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, 280.
- Leblanc M., Billaud P. (1978) A Volcano-Sedimental Cropper Deposit on a Continental Margin of Upper Proterozoic Age: Bleida (Anti-Atlas Morocco). *Econ. Geol.*, **73**(6), 1101-1111.
- Liu H., Beaudoin G. (2021) Geochemical signatures in native gold derived from Au-bearing ore deposits. *Ore Geol. Rev.*, **132**, 104066. DOI:10.1016/j.oregeorev.2021.104066
- Maacha L., Maamar B., Kersit M., Saquaque A., Soulaïmani A. (2011) The Bleida Copper Deposit (Bou Azzer-El Graara inlier). *Notes et mémoires du service géologique. No. 564. New geological and mining guidebooks of Morocco*. (Eds A. Michard, O. Saddiqi, A. Chalouan, E.C. Rjimati, A. Mouttaqi). V. **9**. (Eds A. Mouttaqi, E.C. Rjimati, L. Maacha, A. Michard, A. Soulaïmani, H. Ibouh). In Main Mines of Morocco. RABAT. Éditions du service géologique du Maroc. 105-109.
- McFall K.A., Naden J., Stephen R., Baker T., Spratt J., McDonald I. (2018) Platinum-group minerals in the Skouries Cu-Au (Pd, Pt, Te) porphyry Deposit. *Ore Geol. Rev.*, **99**, 344-364. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.06.014
- Nielsen T.F.D., Keiding J.K., Andersen J.C.Ø., Holness M.B., Rudashevsky N.S., Rudashevsky V.N., Salmonsens L.P.,

- Tegner C., Veksler I.V. (2014) 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.
- Nikolaeva L.A., Nekrasova A.N., Milyaev S.A., Yablokova S.V., Gavrilov A.M. (2013) Geochemical features of native gold deposits of various ore-formational types. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **55**(3), 203-213. (In Russ.) DOI:10.1134/S1075701513030045
- Olivo G.R., Gauthier M., Bardoux M. (1995) Palladium-Bearing old Deposit Hosted by Proterozoic Late Superior-Type Iron-Formation at the Cau Iron Mine, Itabira District, Southern Sao Francisco Craton, Brazil: Geologic and Structural Controls. *Econ. Geol.*, **90**, 118-134.
- Onishchenko S.A., Kuznetsov S.K. (2019) Palladium-gold sulfide mineralization in andesites at the Chudnoye deposit (Subpolar Urals). *Vestnik IG Komi NTs UrO RAS*, **6**, 20-27. (In Russ.) DOI: 10.19110 / 2221-1381-2019-6-20-27
- Painsi M., Diamond L.W., Akinfiyev N.N. (2008) Determination of molar volume and composition of CO₂-H₂O-Na-Cl fluid inclusions using combined microthermometric and optical measurements. *Proceedings of XIII International Conference on Thermobarogeochemistry and IV th APIFIS Symposium*, Moscow, IGM Publ., **1**, 43-46. <http://www.minsoc.ru/2008-1-7-0/>
- Pal'yanova G.A. (2020) Gold and silver minerals in sulfide ore. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **62**(5), 383-406. (In Russ.)
- Pal'yanova G.A., Murzin V.V., Belyaeva T.V., Kuznetsov S.K., Borovikov A.A. (2020) Palladium gold: chemical composition, mineral associations, deposit types. *Collection of theses of reports scientific and methodological foundations of forecasting, prospecting, evaluation of deposits of diamonds, precious and non-ferrous metals. XI International Scientific and Practical Conference*. 183-185. (In Russ.)
- Pal'yanova G., Murzin V., Borovikov A., Karmanov N., Kuznetsov S. (2021) Native Gold in the Chudnoye Au-Pd-REE Deposit (Subpolar Urals, Russia): Composition, Minerals in Intergrowth and Genesis. *Minerals*, **11**, 451. <https://doi.org/10.3390/min11050451>
- Plotinskaya O.Y., Azovskova O.B., Abramov S.S., Groznova E.O., Novoselov K.A., Seltmanne R., Spratte J. (2018) Precious metals assemblages at the Mikheevskoe porphyry copper deposit (South Urals, Russia) as proxies of epithermal overprinting. *Ore Geol. Rev.*, **94**, 239-260. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.01.025>
- Potter R.W. (1977) An electrochemical investigation of the system copper-sulfur. Pt II. *Econ. Geol.*, **72**(8), 1524-1542.
- Redder E. Fluid inclusions in minerals. Translation from English D.N. Khitarov (Ed. L.S. Borodin). Moscow, Mir Publ., V. 1, 558 p.
- Samson I.M., Walker R.T. (2000) Cryogenic raman spectroscopic studies in the system NaCl-CaCl₂-H₂O and implications for low-temperature phase behavior in aqueous fluid inclusions. *Can. Mineral.*, **38**, 35-43. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.38.1.35>
- 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**, B65-B73.
- Shepherd T.J., Bouch J.E., Gunn A.G., McKervey J.A., Jonathan N., Scrivener R.C., Styles M.T., Large D.E. (2005) Permo-Triassic unconformity-related Au-Pd mineralisation, South Devon, UK: new insights and the European perspective. *Mineral. Depos.*, **40**, 24-44. DOI 10.1007/s00126-004-0459-3
- Sluzhenikin S.F., Mokhov A.V. (2015) Gold and silver in PGE-Cu-Ni and PGE ores of the Noril'sk deposits, Russia. *Miner. Dep.*, **50**(4), 465-492.
- Smith D.G.W., Nickel E.H. (2007) A System of Codification for Unnamed Minerals: Report of the Subcommittee for Unnamed Minerals of the IMA Commission on New Minerals, Nomenclature and Classification. *Can. Mineral.*, **45**: 983-1055.
- Thomas R.J., Fekkak A., Ennih N., Errami E., Loughlin E.S., Gresse P.G., Chevallier L.P., Liégeois J.P. (2004) A new lithostratigraphic framework for the Anti-Atlas orogen, Morocco. *J. Afr. Earth. Sci.*, **39**, 217-226.
- Tolstykh N., Vymazalová A., Tuhý M., Shapovalova M. (2018) Conditions of formation of Au-Se-Te mineralization in the Gaching ore occurrence (Maletouyayam ore field), Kamchatka, Russia. *Miner. Mag.*, **82**(3), 649-674. DOI:10.1180/mgm.2018.84
- Wafik A., Atif Y., Ait Lahna A., Benhammou A., Admou H., Baoutoul H., Bajddi A., Maacha L., El Ghorfi M. (2018) Geology and typology of the Au-Pd-Pt mineralization of the north corridor of the Far West Bleida deposit, Bou Azzer Inlier (Central Anti-Atlas, Morocco). *Int. J. Adv. Res.*, **6**(2), 260-276. <http://dx.doi.org/10.21474/IJAR01/6437>
- Warr L.N. (2021) IMA-CNMNC approved mineral symbols. *Miner. Mag.*, **85**, 291-320. doi:10.1180/mgm.2021.43
- Wilde A.R., Mernagh T.P., Bloom M.S., Hoffmann C.F. (1989) Fluid inclusion evidence on the origin of some Australian unconformity-related uranium deposits. *Econ. Geol.*, **84**, 1627-1642.

Реконструкция петрофизической зональности золоторудного месторождения Благодатное в Енисейском кряже: геодинамический и физико-химический аспекты

Ю. В. Колмаков^{1, 2}, А. М. Сазонов³

¹Томский политехнический университет, 634050, г. Томск, пр. Ленина, 30, e-mail: kolmakovyv@tpu.ru

²Томский государственный университет, 634050, г. Томск, пр. Ленина, 36

³Сибирский федеральный университет, 660041, г. Красноярск, пр. Свободный, 79

Поступила в редакцию 16.05.2022 г., принята к печати 26.06.2022 г.

Объект исследования. Петрофизическая зональность золото-сульфидного месторождения Благодатное в Енисейском кряже. **Материалы и методы.** Исследованы физические поля методами магниторазведки, электроразведки и гамма-спектрометрии, петромагнитная неоднородность и минералого-геохимические (нейтронно-активационный анализ содержания редкоземельных и радиоактивных элементов, петрохимический рентгено-флуоресцентный анализ, электронно-зондовый микроанализ пиритов) особенности образований полиметаморфических комплексов, метасоматитов и руд. **Результаты.** Синколлизионное складчато-надвиговое нарушение (785 млн лет) подготовительного этапа обеспечило структурный контроль рудоносной минералообразующей системы. Признаками зон дислокационного метаморфизма являются магнитные и электрические геофизические аномалии, обусловленные пирротиновой и графитовой минерализацией зон кливажа на крыльях складок; удельного электрического сопротивления зон окварцевания в замках складок. Метасоматизм дорудного (753 млн лет) и рудного (698 млн лет) этапов осуществлялся в обстановке рифтогенеза. Дорудные кварц-мусковитовые и хлоритовые метасоматиты с углеродной минерализацией и надфоновыми содержаниями Au формировались под действием восстановительных растворов, в неизмененном виде они сохранились в непродуктивном блоке месторождения. Им свойственны повышенные содержания радиоактивных элементов и естественная электрохимическая поляризуемость. На рудном этапе Au концентрировалось благодаря флюидам гидрокарбонатно-сульфидного состава в нарушениях сбросо-сдвиговой кинематики, что привело к значительным петрофизическим преобразованиям продуктивного блока месторождения. Ранние углеродные метасоматиты в подрудных и корневых участках рудных тел были обеднены U, но сохранили свою электрохимическую активность. Уран накапливался на верхних горизонтах продуктивного блока, породы которых утратили поляризуемость вследствие проявления в них рассеянной карбонатной минерализации. В составе сульфидов кристаллизовался магнитный пирротин с закономерным увеличением его доли в корневых участках рудных тел. На заключительном этапе (368 млн лет) минерализованная зона была разбита взбросами на серию блоков с неодинаковыми вертикальными перемещениями и уровнями эрозионного среза. Это привело к выходу на дневную поверхность разноглубинных участков с контрастными петрофизическими характеристиками. **Выводы.** В формировании месторождения Благодатное выделено четыре этапа: подготовительный, два рудогенерирующих и заключительный. Петрофизические характеристики продуктов каждого этапа составили основу эволюционной петрофизической модели, апробация которой предполагается на материалах геофизических исследований территорий Енисейского кряжа.

Ключевые слова: неопротерозой, геодинамические режимы, золотое оруденение, петрофизическая зональность, условия образования, Енисейский кряж

Источник финансирования

Исследования выполнены в рамках программы развития ТПУ

Reconstruction of petrophysical zoning of the Blagodatnoye gold deposit in the Yenisei Ridge: Geodynamic and physical-chemical aspect

Yurii V. Kolmakov^{1, 2}, Anatoly M. Sazonov³

Для цитирования: Колмаков Ю.В., Сазонов А.М. (2022) Реконструкция петрофизической зональности золоторудного месторождения Благодатное в Енисейском кряже: геодинамический и физико-химический аспекты. *Литосфера*, 22(5), 667–693. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-5-667-693>

For citation: Kolmakov Yu.V., Sazonov A.M. (2022) Reconstruction of petrophysical zoning of the Blagodatnoye gold deposit in the Yenisei Ridge: Geodynamic and physical-chemical aspect. *Lithosphere (Russia)*, 22(5), 667–693. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-5-667-693>

¹Tomsk Polytechnic University, 30 Lenin Ave., Tomsk 634050, Russia, e-mail: kolmakovyv@tpu.ru²Tomsk State University, 36 Lenin Ave., Tomsk 634050, Russia³Siberian Federal University, 79 Svobodny Ave., Krasnoyarsk 660041, Russia

Received 16.05.2022, accepted 26.06.2022

Research subject. Petrophysical zoning of the Blagodatnoye gold-sulfide deposit in the Yenisei Ridge. **Aim.** To determine indicative petrophysical characteristics of the products of the main occurrence stages and to develop an evolutionary petrophysical model of the investigated deposit. **Materials and methods.** Physical fields were studied by the methods of magnetic and electrical exploration and gamma-spectrometry. The petromagnetic heterogeneity and mineralogical-geochemical features of formation of polymetamorphic complexes, metasomatites and ores were studied by a neutron activation analysis of the content of rare earth and radioactive elements, petrochemical x-ray fluorescence analysis, as well as by an electron-probe microanalysis of pyrite. **Results.** The syncollisional fold-overthrust fault (785 Ma) of the preparatory stage provided structural control over the ore-bearing mineral-forming system. The signs of zone dislocation metamorphism include geophysical anomalies: magnetic and natural electrical anomalies due to pyrrhotite and graphite mineralization of cleavage zones on fold limbs, and specific electrical resistance from silicification zones in fold hinges. The metasomatism of the pre-ore (753 Ma) and ore (698 Ma) stages took place under rifting conditions. Pre-ore quartz-muscovite and chlorite metasomatites with carbon mineralization and supra-background Au concentrations were formed under the action of reducing reaction solutions; they remained unaltered in the non-productive part of the deposit. These formations are characterized by elevated concentrations of radioactive elements and natural electrochemical polarizability. During the ore stage, Au was concentrated by fluids with hydro-carbonate-sulfide composition under the violation of the strike-slip kinematics, which caused significant petrophysical transformations of the productive part of the deposit. Early carbon metasomatites in the sub-ore and root sections of the ore bodies were depleted in terms of U, at the same time as retaining their electrochemical activity. Uranium accumulated in the upper horizons of the productive part, whose rocks lost their polarizability due to scattered carbonate mineralization. Magnetic pyrrhotite crystallized as part of sulfides with a regular increase in its proportion in the root sections of the ore bodies. At the final stage (368 Ma), the mineralized zone was broken into a series of blocks with unequal vertical displacements and levels of erosional truncation by upcasts. This led to the exposure of various-depth sections with contrast petrophysical characteristics. **Conclusions.** The Blagodatnoye deposit was formed in four stages: preparatory, two ore-generating and final. The petrophysical features of the products of each stage formed the basis for the developed evolutionary petrophysical model, which will be tested on the materials of geophysical studies of the Yenisei Ridge territories.

Keywords: neoproterozoic, geodynamic modes, gold mineralization, petrophysical zoning, formation conditions, Yenisei Ridge

Funding information

This research was supported by TPU development program

Acknowledgements

We are grateful to Reviewers and the Editorial Board members, for their comments and improvements.

ВВЕДЕНИЕ

Длительность развития золотоносных провинций с оруденением золото-сульфидно-кварцевой формации в терригенных комплексах обусловила сложную петрофизическую неоднородность месторождений с полигенными и полихронными аномальными образованиями. Нередки случаи включения индивидуальных особенностей в петрофизические характеристики месторождений. Специфичность характеристик может быть настолько существенной, что проявления отдельных месторождений в геофизических полях становятся непохожими друг на друга. Месторождения с неустановленным характером проявления в геофизических полях, вероятнее всего, будут пропущены, потому что не привлекают внимания. Уровень таких ошибок может быть значительно ниже, когда

появляются представления о генетических закономерностях петрофизической эволюции золоторудных минералообразующих систем. Развитие представлений о геологической природе аномалий физических полей на золоторудных месторождениях, когда по совокупности геофизических признаков появляется возможность предполагать условия формирования аномальных образований и связь с определенными этапами тектономагматической и металлогенической эволюции региона способствует совершенствованию петрофизических моделей и повышению достоверности геофизического прогноза перспективных участков.

В работе показаны результаты генетической реконструкции петрофизической зональности золотого оруденения в Енисейском кряже на примере месторождения Благодатное. Это крупнейшее месторождение находится в 26 км от пос. Еруда Крас-

ноярского края. Оно является чрезвычайно важным представителем оруденения золото-сульфидного типа в металлогенической провинции Енисейского кряжа: на начало 2019 г. его запасы и ресурсы составляли 270 и 500 т соответственно. На основе данных диагностики рудоконтролирующих и рудовмещающих структур и вещественного состава пород и руд приведены определения петрофизических параметров вмещающих пород, окорудных метасоматитов и руд и их неоднородностей, создающих аномалии. Рассмотрены условия формирования пород с аномальными свойствами и факторы, определяющие петрофизическую неоднородность минералообразующей системы на каждом из ключевых этапов становления месторождения. Установлена возрастная корреляция петрофизических образований с продуктами литосферной эволюции Енисейского кряжа – индикаторами геодинамических режимов его развития.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

В современных представлениях большинства исследователей Енисейский кряж рассматривается в качестве аккреционно-коллизииной структуры юго-западного складчатого обрамления Сибирского кратона (рис. 1). Палеогеодинамические реконструкции его заангарской части проводятся преимущественно в рамках двух концепций: суперконтинентальных циклов и террейновой.

Концепция суперконтинентальных циклов

Сторонники этой концепции связывают литосферную эволюцию Енисейского кряжа с процессами формирования (Лиханов и др., 2010, 2013в; Ножкин и др., 2011, 2015; Лиханов, Ревердатто, 2014) и распада (Ножкин и др., 2007, 2008, 2013; Лиханов и др., 2013б; Likhonov et al., 2017) суперконтинента Родиния.

Мезопротерозой: формирование рудовмещающих пород. Подавляющее число месторождений заангарской части Енисейского кряжа локализуется в терригенно-вулканогенных отложениях нижних и средних горизонтов сухопитской серии на уровне кординской, горбиллокской и удерейской свит, поэтому нередко история формирования золоторудного оруденения излагается с момента образования этих свит. Их накопление предварялось длительной палеопротерозойской стабилизацией тектонического режима, образованием кор выветривания и их переотложением в виде высокоглиноземистых и кремнисто-карбонатных осадков тейской серии в бассейнах шельфового типа.

В раннем мезопротерозое фиксируется интенсификация рифтогенных процессов, с этого эта-

па геологическая история региона рассматривается неразрывно с влиянием системы Татарского и Ишимбинского глубинных разломов. В погружающейся вдоль этих разломов зоне накапливались глубоководные отложения нижних и средних горизонтов сухопитской серии. В составе осадков отмечается заметный вклад ювенильного мантийного вещества (Ножкин и др., 2011) и повышенная фоновая золотоносность углеродистых сланцев (Петров, 1974), что оценивается как признак металлогенической специфики Енисейского кряжа. Обосновывается рифтогенная природа Рыбинско-Панибинского вулканического пояса (см. рис. 1), причем вулканы наиболее ранней пикробазальт-базальтовой ассоциации синхронизируются с кординским (нижним) уровнем сухопитской серии.

Орогения раннего неопротерозоя. Дальнейшее развитие перикратонной области происходило в условиях аккреционно-коллизииной обстановки, связываемой с гренвильской орогией и формированием суперконтинента Родиния. Маркерами этих событий послужили полиметаморфические комплексы, гранитогнейсовые купола и гранитоидные массивы. Временной интервал 1100–950 млн лет получен по метаморфогенным минералам разными методами и для разных геологических объектов (Ножкин и др., 2011; Лиханов и др., 2013в). Он отождествляется с началом ступенчатого регионального метаморфизма низких давлений. Его кульминация приходится на ≈ 950 млн лет (Лиханов, Ревердатто, 2014), когда в зонах амфиболитовой фации развивались гранитогнейсовые купола тейского комплекса. S-I-гранитоиды (880–870 млн лет) (Верниковская и др., 2002) и S-гранитоиды (857.0 ± 9.5 млн лет) каламинского типа связывают с поздним этапом гренвильской орогии (Ножкин и др., 2011, 2015). Важным индикатором позднего этапа являются надвиги с сопутствующими локальными зонами кианит-силлиманитового метаморфизма умеренных давлений и складчатости (863–849 млн лет) (Лиханов и др., 2010; Лиханов, Ревердатто, 2014). Надвиговые структуры выделяют еще и в связи с постгренвильской коллизией, временной диапазон этого события оценивается от 801 ± 34 до 793 ± 23 млн лет (Лиханов и др., 2013в).

Рифтогенез и внутриплитный магматизм позднего неопротерозоя. Эпизодический магматизм позднего неопротерозоя интерпретируется как следствие глубинных мантийных процессов, ответственных за распад суперконтинента Родиния. Этапы литосферной деструкции сопровождались становлением поясов даек – индикаторов обстановок растяжения. Наиболее древний из поясов (797–787 млн лет) выделен в Приенисейской региональной сдвиговой зоне (Лиханов и др., 2013б) (см. рис. 1). Два других пояса в составе ковринского (≈ 750 млн лет) и захребетнинского (700 млн лет) комплексов трансформируют зону Татарского

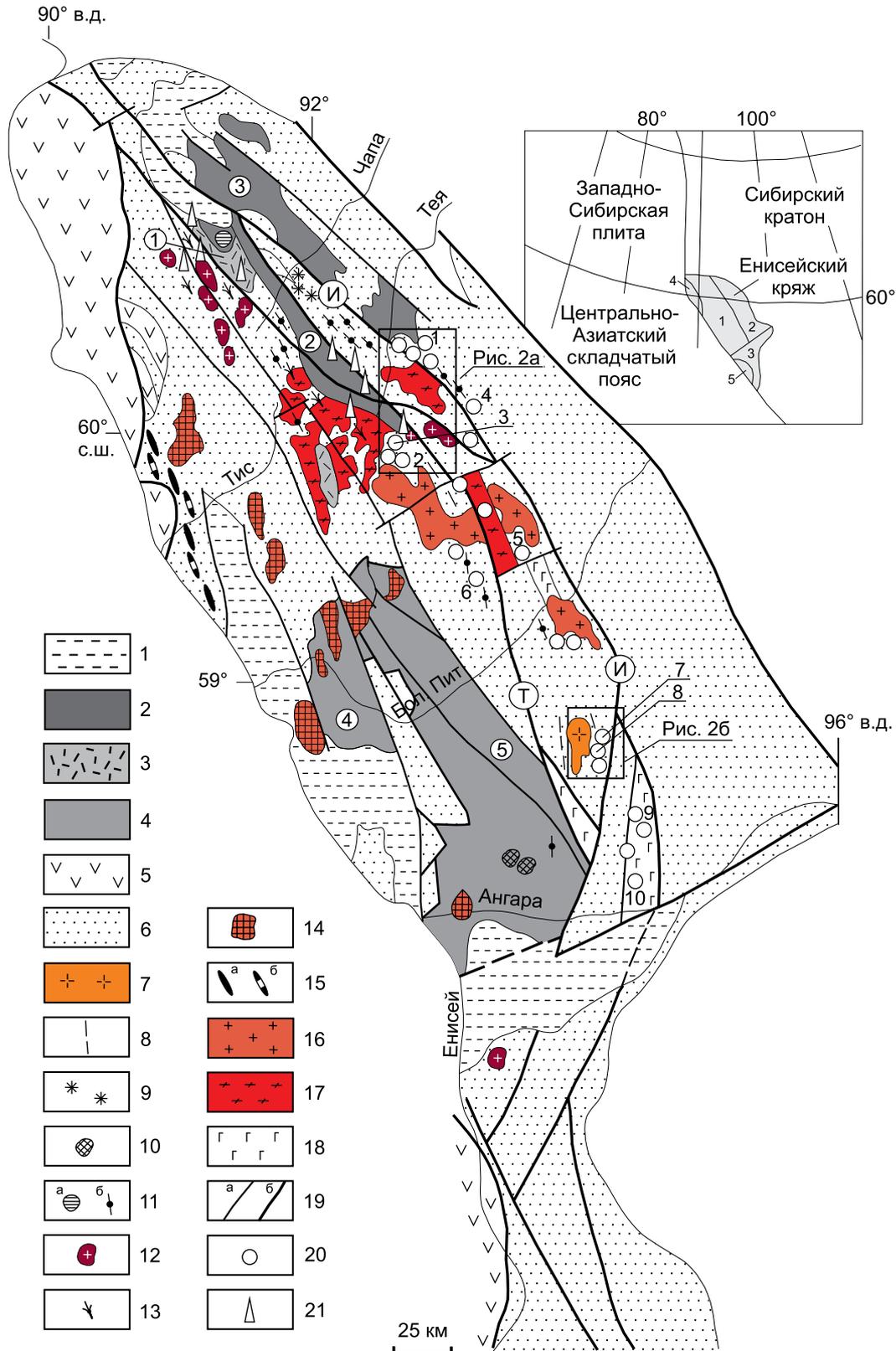


Рис. 1. Геологическая схема Енисейского кряжа, по (Верниковский, Верниковская, 2006; Ножкин и др., 2008, 2011, 2013; Лиханов и др., 2013б).

1 – чехол (PZ-KZ); 2–4 – рифтинговые терригенно-вулканогенные комплексы (NP) чингасанской (2), верхневороговской (3) и орловской (4) серий; 5 – офиолитовые и островодужные комплексы (NP); 6 – нерасчлененные отложения

докембрия (PP–NP) (канская, енисейская, тейская, сухопитская, тунгусикская, чапская серии); 7–18 – орогенные и внутриплитные комплексы: 7 – татарский – субщелочные лейкограниты (630 млн лет); 8 – карбонатитовые жилы (650 млн лет); 9 – чапинский – щелочные пикриты (670 млн лет); 10 – среднетатарский – ийолиты, фойяиты (675–620 млн лет); 11 – захребетинский – субщелочные габброиды, нефелиновые и щелочные сиениты (700 млн лет); гипабиссальные тела (а), дайки (б); 12 – кутукасский – субщелочные лейкограниты (700–690 млн лет); 13 – ковригинский – дайки риолит-порфиров и габбро-долеритов (750 млн лет); 14 – глушихинский – субщелочные лейкограниты (752–718 млн лет); 15 – дайки гранитоидного (а) и базитового (б) состава (797–787 млн лет); 16 – аяхтинский – субщелочные граниты (760–750 млн лет); 17 – орогенные граниты каламинского типа (880–857 млн лет) и гранитогнейсы тейского комплекса (950 млн лет); 18 – вулканыты Рыбинско-Панимбинского пояса; 19 – разломы (а), системы разломов (б): Т – Татарская, И – Ишимбинская; 20, 21 – месторождения: золоторудные (20), урановые и золотоурановые (21); месторождения с приводимыми в статье датировками: 1 – Советское, 2 – Олимпиадинское, 3 – Благодатное, 4 – Эльдорадинское, 5 – Панимбинское, 6 – Ведугинское, 7 – Герфед, 8 – Удерейское, 9 – Раздольнинское, 10 – Попутнинское. Цифры в кружках: 1 – Верхневогровская грабен-синклиналь; 2 – Уволжский грабен; 3–5 – Тейско-Чапский (3), Глушихинский (4) и Каитьбинский (5) прогибы. На врезке: 1–3 – тектонические блоки: Центральный (1), Восточный (2), Ангаро-Канский (3); 4, 5 – террейны: Исаковский (4), Предивинский (5).

Fig. 1. Geological pattern of the Yenisei Ridge, according to (Vernikovskii, Vernikovskaya, 2006; Nozhkin et al., 2008, 2011, 2013; Likhanov et al., 2013b).

1 – cover (PZ–KZ); 2–4 – rifting terrigenous-volcanogenic complexes (NP) of the Chingasan (2), Verkhnegorodsky (3), and Orlov (4) series; 5 – ophiolitic and island-arc complexes (NP); 6 – undivided Precambrian deposits (PP – NP) (Kansk, Yenisei, Teya, Sukhopit, Tungusiksky, Chapa series); 7–18 – orogenic and intraplate complexes: 7 – Tatar – subalkaline leucogranites (630 Ma); 8 – carbonate veins (650 Ma); 9 – Chapinsky – alkaline picrites (670 Ma); 10 – Middle Tatar – ijolites, foyaites (675–620 Ma); 11 – Zakhrebetinsky – subalkaline gabbroids, nepheline and alkaline syenites (700 Ma); hypabissal bodies (a), dikes (b); 12 – Kutukassky – subalkaline leucogranites (700–690 Ma); 13 – Kovriginsky – rhyolite-porphyry and gabbro-dolerite dikes (750 Ma); 14 – Glushikhinsky – subalkaline leucogranites (752–718 Ma) 15 – granitoid (a) and basite (b) dikes (797–787 Ma); 16 – Ayakh-ta – subalkaline granites (760–750 Ma); 17 – orogenic granitoids of the Kalaminsky type (880–857 Ma) and granite gneiss of the Teya complex (950 Ma); 18 – volcanites of Rybinsk-Panimba belt; 19 – faults (a), fault systems (b): T – Tatar; I – Ishimba; 20 – gold-ore deposits; 21 – uranium and gold-uranium deposits. Deposits with dates given in the article: 1 – Sovetskoye, 2 – Olimpiada, 3 – Blagodatnoye, 4 – Eldorado, 5 – Panimba, 6 – Veduga, 7 – Gerfed, 8 – Uderey, 9 – Razdolninskoye, 10 – Poputninskoye. Digits in circles: 1 – Verkhnevorogovskiy graben-syncline; 2 – Uvolzhskiy graben; 3–5 – Teya-Chapa (3), Glushikhinsky (4), and Kaitbinsky (5) troughs. In the inset: 1–3 – tectonic blocks. Central (1), Eastern (2), Angara-Kansk (3); 4, 5 – terrains: Isakovskiy (4), Predivinsky (5).

и Ишимбинского глубинных разломов (Ножкин и др., 2008). В приразломных зонах формировались рифтогенные прогибы с несогласным залеганием терригенно-вулканогенных отложений на более древних образованиях докембрия. Вулканиды по составу и времени проявления группируются в ряд ассоциаций: плагиориолит-базальтовая (Рыбинско-Панимбинский вулканический пояс – 780 млн лет), риолит-базальтовая (Верхневогровская грабенсинклиналь – 753 ± 6 млн лет, Глушихинский – 717 ± 15 млн лет и Каитьбинский прогибы), трахибазальт-трахитовая (Верхневогровская грабенсинклиналь, Тейско-Чапский и Уволжский прогибы – 703 ± 4 млн лет) (Ножкин и др., 2008, 2011, 2013). Граниты аяхтинского (760–750 млн лет) и глушихинского (752–718 млн лет) комплексов (Верниковская и др., 2002, 2003; Верниковский, Верниковская, 2006) синхронно с вулканидами риолит-базальтовой ассоциации интродировали в консолидированные борта рифтогенных структур. Они обладают геохимическими особенностями гранитов А-типа внутриплитного магматизма (Ножкин и др., 2011, 2013). С вулканидами трахибазальт-трахитовой ассоциации по возрасту коррелируют А-граниты кутукасского комплекса – 690 ± 8 млн лет (Ножкин и др., 2008) и щелочные породы захребетинского комплекса – 703 ± 4 млн лет (Ножкин и др., 2007). Разви-

тие щелочного магматизма выразилось в образовании чапинского комплекса пород щелочно-пикритовой ассоциации 670–650 млн лет (Ножкин и др., 2008), в образовании ийолитов, фойяитов среднетатарского комплекса – 675–620 млн лет (Свешникова и др., 1976) – и внедрении карбонатитовых жил пенченгинского комплекса – 650 ± 2 млн лет (Врублевский и др., 2003). После очередного перерыва сформировался Татарский массив субщелочных лейкогранитов (630 млн лет назад) (Верниковская и др., 2007).

Процессы ранней эволюции Палеоазиатского океана. Поздний внутриплитный магматизм Центрального блока осуществлялся параллельно с процессами ранней эволюции Палеоазиатского океана: в виде формирования островодужных комплексов Исаковского – 697 ± 4 млн лет (Верниковский и др., 2001) – и Предивинского – 620 млн лет (Ножкин и др., 2016) – террейнов Приенисейской островной дуги и их аккреции около 600 млн лет назад (Лиханов и др., 2013а).

Террейновая концепция

Ее авторы придерживаются мнения о террейновой структуре Енисейского кряжа, в его заангарской части они выделяют три террейна: Исаковский – островодужный, Восточный – разви-

вающийся в условиях пассивной континентальной окраины, Центральный – гранитно-метаморфический (см. рис. 1), и доказывают, что появление и раннее развитие Центрального террейна происходили до его вхождения в состав Сибирского кратона. Эволюция террейнов и их компоновка в единую покровно-складчатую структуру сопровождалась формированием пяти неопротерозойских гранитоидных комплексов: тейского, аяхтинского, глушихинского, татарского и приенисейского (Верниковский, Верниковская, 2006; Верниковский и др., 2016).

Доколлизийная история Центрального террейна. В тейский комплекс объединены граниты Тейского, Каламинского и Ерудинского массивов. Геохимические особенности гранитов объясняются их принадлежностью S- и I-типам, формирование (880–860 млн лет), предположительно, связывают с коллизией *островная дуга–континент*. Доказывается, что это происходило до вхождения Центрального террейна в состав Енисейского кряжа: кажущиеся магнитные полюса Сибири и Ерудинского массива на момент его остывания были разобщены по палеошироте не менее чем на 8.6°, или 1000 км (Верниковский и др., 2016).

Присоединение Центрального террейна к Сибирскому кратону инициировало коллизийный гранитоидный магматизм смешанного A-S-I-типа аяхтинского комплекса 760–750 млн лет назад. A-граниты глушихинского комплекса (752–718 млн лет) рассматриваются как постколлизийные в связи с поздней дифференциацией расплавов, сформировавших граниты A-типа в аяхтинском комплексе. Омоложение гранитоидов глушихинского комплекса в южном направлении и широкое развитие левосторонних сдвигов в условиях субширотного сжатия в пределах Центрального террейна объясняются его косою коллизией с Сибирским кратоном (Верниковский и др., 2016).

Приенисейская островная дуга Палеоазиатского океана, рифтогенез и анорогенный магматизм в прикратонной зоне. Последующая эволюция западной окраины Сибирского континента связывается с формированием Приенисейской островной дуги. В целом возраст островодужных плагиогранитов приенисейского комплекса составляет 700–620 млн лет (Верниковский и др., 2001; Ножкин и др., 2016). Синхронность формирования Приенисейской островной дуги и ее аккреции к Сибирскому континенту с заключительными тектономагматическими событиями его западной окраины – развитием рифтогенных осадочных бассейнов вдоль сутурных зон и анорогенным внутриплитным щелочным и гранитоидным магматизмом – объясняется инициацией смешанного мантийно-корового магматизма в связи с субдукцией океанской плиты и погружением слэба в астеносферный слой.

Связь тектономагматических и золоторудных процессов

Для Енисейского кряжа характерна приуроченность золотого оруденения к локальным зонам дислокационного метаморфизма умеренных давлений и складчатости надвиговых структур (рис. 2). На этом рубеже у одних месторождений рудное вещество было задействовано уже в процессе надвигообразования, у других – значительно позднее (табл. 1). Вероятно, для последних с надвигами связано только начало структурного формирования и стрессовая дифференциация регионально метаморфизованных протолитов без участия рудных компонентов. Одним из таких месторождений является Благодатное. Во вмещающих его породах отсутствуют горизонты с аутигенным $C_{орг}$ и признаками седиментогенного обогащения золотом.

Все месторождения имеют рудные этапы, синхронные эпохам неопротерозойского рифтогенеза и внутриплитного магматизма (в интерпретационных моделях концепции суперконтинентальных циклов) (см. табл. 1). Этот факт согласуется с повышенной фоновой золотоносностью вулканитов бимодального состава и ассоциирующих с ними углеродистых сланцев (2.5–50 и 10–60 мг/т соответственно) в рифтогенных структурах (Ножкин и др., 2011). Наиболее часто встречаемый на месторождениях возрастной рубеж коррелирует со временем формирования риолит-базальтовой ассоциации и гранитоидов аяхтинского и глушихинского комплексов. Окончательное рудообразование для многих месторождений связано с этапом щелочного магматизма.

Хотя рудные процессы длились вплоть до венда, характерно отсутствие месторождений золота в породах тунгусикской серии раннего неопротерозоя, что, предположительно, может быть связано со следующими причинами. Практически все месторождения Заангарья сосредоточены в зоне влияния Татарско-Ишимбинской системы разломов. К эпохе накопления отложенной тунгусикской серии уже произошла инверсия тектонического режима. Глубоководное суходитское осадконакопление сменилось мелководным тунгусикским, осуществлявшимся за счет размыва крупного поднятия, образованного на месте зоны влияния Татарско-Ишимбинской системы разломов (Хоментовский, 2007). Поэтому в большей части территории этой зоны отложений тунгусикской серии нет. Там, где они имеются, выявлены только пункты минерализации, например, между Ведугинским и Таврикульским рудными узлами. Проявление более масштабного оруденения не произошло, вероятно, в связи с их структурной неподготовленностью: ког-

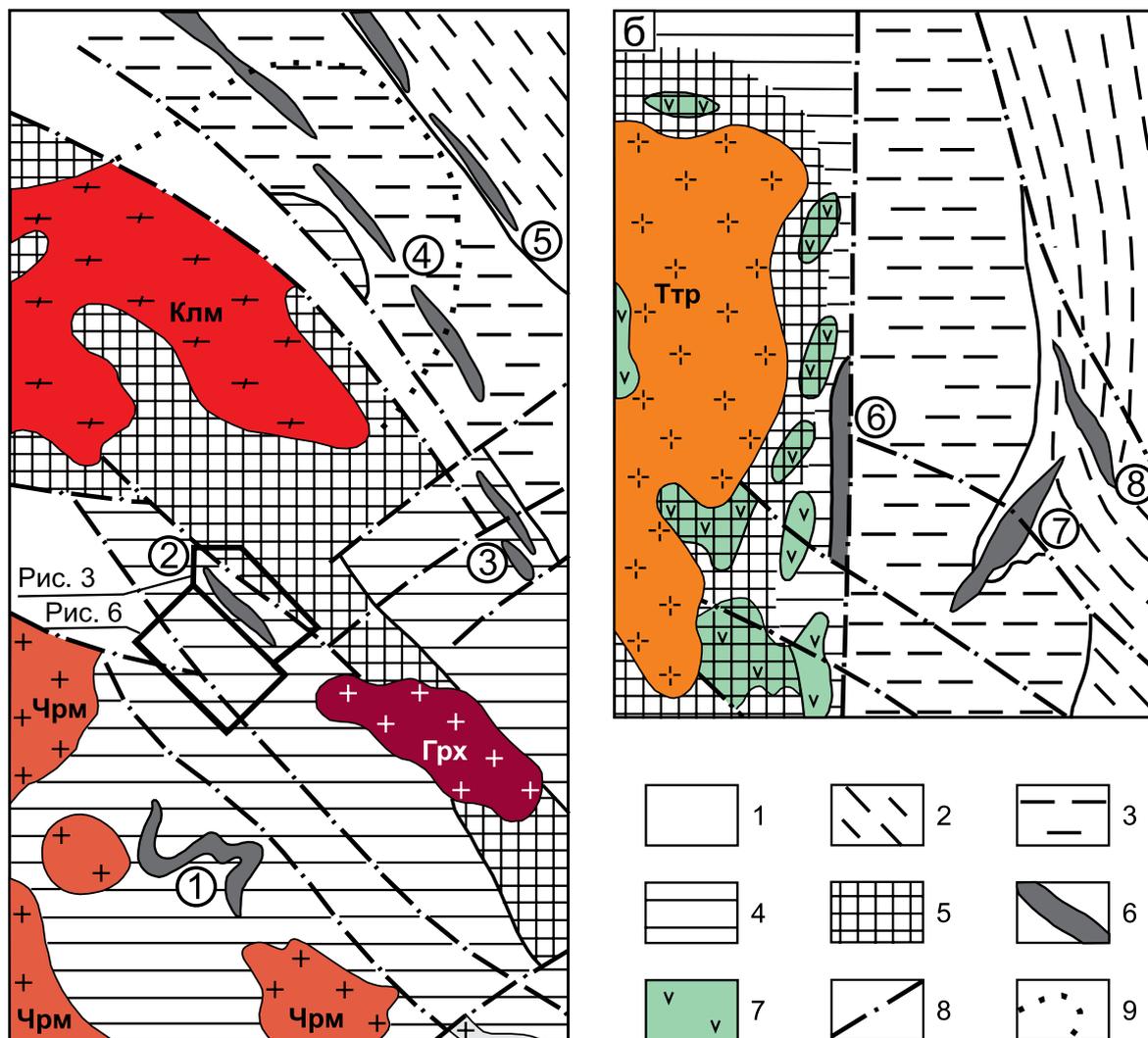


Рис. 2. Схема метаморфической зональности в Северо-Енисейском (а) и Южно-Енисейском (б) золоторудных районах. Составлена А.М. Сазоновым с дополнениями.

1 – палеозойские отложения в грабенах; 2–5 – метаморфические зоны (возраст протолитов): 2 – метагенеза (MP–NP), 3 – филлитов (MP), 4 – биотитовой субфации (PP–MP); 5 – эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций (PP–MP); 6 – рудоносные зоны на участках локального дислокационного метаморфизма (цифры в кружках): 1 – Верхне-Енашиминская, 2 – Благодатнинская, 3 – Перевальнинская, 4 – Александро-Агеевская, 5 – Советская, 6 – Герфед-Николаевская, 7 – Васильевско-Удередейская, 8 – Бабгоринская; 7 – метабазиты индыглинского комплекса; 8 – разрывные нарушения; 9 – скрытая часть Каламинского массива по гравиметрическим данным (Константинов и др., 1999). Гранитоидные массивы: Клм – Каламинский, Чрм – Чиримбинский, Грх – Гурахтинский, Ттр – Татарский. Остальные обозначения – см. рис. 1.

Fig. 2. Pattern of metamorphic zonation in the North-Yenisei (a) and South-Yenisei (b) gold ore districts. Compiled by A.M. Sazonov as amended.

1 – Paleozoic deposits in grabens; 2–5 – metamorphic zones (age of protoliths): 2 – metagenesis (MP–NP), 3 – phyllites (MP), 4 – biotite subfacies (PP–MP); 5 – epidote-amphibolite and amphibolite facies (PP–MP); 6 – ore zones in the areas of local dislocation metamorphism (figures in cercles): 1 – Verkhne-Yenashiminsky, 2 – Blagodatnoye, 3 – Perevalninsky, 4 – Aleksandro-Ageyevsky, 5 – Sovetskoe, 6 – Gerfed-Nikolayevsky, 7 – Vasilievsko-Uderinsky, 8 – Babgorinsky; 7 – metabasites of the Indygilinsky complex; 8 – faults; 9 – hidden part of the Kalaminsky massif based on gravity data (Konstantinov et al., 1999). Granitoid massifs: Klm – Kalaminsky, Chrm – Chirimbinsky, Grkh – Gurakhtinsky, Ttr – Tatar. Other symbols see in Fig. 1.

да нижние и средние толщи сухопитской серии подверглись раннепротерозойским процессам регионального и локального дислокационно-

го метаморфизма с заложением рудовмещающих структур, тунгусикские отложения еще только накапливались.

Таблица 1. Корреляция возрастных рубежей золотого оруденения с тектономагматическими событиями неопротероэоя, по (Ножкин и др., 2011) с изменениями и дополнениями**Table 1.** Correlation of gold mineralization ages with Neoproterozoic tectonomagmatic events, according to (Nozhkin et al., 2011), as amended and changed

| Месторождения | Этапы тектономагматизма и рубежи формирования месторождений (млн лет) | | | | | | |
|----------------|--|--|---|---|---|--|--|
| | Региональный метаморфизм (1100–1000) Гранитоиднейсовые купола тейского типа (955) Гранитоиды Каламинского типа (880–860) | Надвиги, локальный динамометаморфизм и складкообразование (856–793) | Плагиориоданит-базальтовая ассоциация (780) | Аяхтинский комплекс А- и S-I-гранитов (761, 750) Риолит-базальтовая ассоциация (753, 717) Бимодальный коваргинский комплекс (750) Глушихинский комплекс А-гранитов (752–718) | Грахибазальт-грахитовая ассоциация (703 ± 4) Захребетинский комплекс (700) Кутукасский комплекс А-гранитов (700, 690 ± 8) | Нефелиновые сиениты, ургиты, ийолиты среднетатарского комплекса (675–620) Карбонатиты (650) Татарский массив субщелочных гранитов А-типа (630) | Средневогровский комплекс щелочных гранитов и сиенитов (620–625) |
| Советское | 890 ¹ 850 ¹ | 830–820 ¹ 820.3 ± 8.2 ¹ | 775.8 ± 8.1 ¹ | | 730 ¹ | | |
| Эльдорадинское | | 795 ² | 780 ² | | | | |
| Олимпиадинское | 870 ± 35 ² | 794 ± 15 ³ | | | | | 615 ± 15 ³ |
| Панимбинское | 996 ± 32.9 ⁴ 889 ± 26.6 ⁴ | 817.2 ± 5.3 ¹ 815 ± 37.6 ⁴ | | 762.3 ± 33.3 ¹ | 744 ± 17 ¹ | | |
| Ведугинское | | 805 ± 15 ¹ | 770 ± 15 ² | | 720 ± 15 ² 715 ² | 691 ² | |
| Удерейское | | | | | 711.6 ± 3.4 ¹ | | 684.4 ± 5.6 ¹ 670.1 ± 5.6 ¹ 676.6 ± 2.8 ¹ 643.2 ± 2.8 ¹ 659.1 ± 5.7 ¹ |
| Раздольнинское | | | | | 735 ² | | |
| Попутнинское | | | | 762 ² | 733 ² 717 ± 6 ¹ 712 ± 6 ¹ | 705 ² | |

Примечания. Методы датирования.

¹ ⁴⁰Ar/³⁹Ar по серициту (мусковиту) проводился на месторождениях: Советское (Томиленко и др., 2006); Ведугинское, Удерейское, Попутнинское (Ножкин и др., 2011); Панимба (Сазонов и др., 2016).² K/Ar по серициту проводился на месторождениях: Эльдорадо (Сазонов, 1998), Олимпиада (Новожилов, Гаврилов, 1999), Ведуга (Сазонов и др., 1994; Чугаев и др., 2001), Раздольнинское, Попутнинское (Неволько, 2009).³ Rb-Sr по фракциям кварц-серицит-карбонатных (ранних) и кварц-серицитовых (поздних) метасоматитов на месторождении Олимпиада (Новожилов, Гаврилов, 1999).⁴ U-Pb SHRIMP II по цирконам на месторождении Панимба (Сазонов и др., 2016).

Notes. Dating methods.

¹ ⁴⁰Ar/³⁹Ar on sericite (muscovite) was carried out at the following deposits: Sovetskoye (Tomilenko et al., 2006), Veduginskoye, Uderiskoye, Poputninskoye (Nozhkin et al., 2011), Panimba (Sazonov et al., 2016).² K/Ar on sericite was carried out at the following deposits: Eldorado (Sazonov, 1998), Olimpiada (Novozhilov, Gavrilov, 1999), Veduga (Sazonov et al., 1994, Chugaev et al., 2001), Razdolninskoye, Poputninskoye (Nevolko, 2009).³ Rb-Sr on the fractions of quartz-sericite-carbonate (early) and quartz-sericite (late) metasomatites at the Olimpiada deposit (Novozhilov, Gavrilov, 1999).⁴ U-Pb SHRIMP II on zircons at the Panimba deposit (Sazonov et al., 2016).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Комплексные геофизические исследования месторождения Благодатное включали в себя магниторазведку, гамма-спектрометрию (ГСМ), электро-разведку методом потенциалов (U_{sp}) естественного поля (ЕП) и измерение магнитной восприимчивости (χ) пород и руд на керне разведочных скважин. Исследование поля эффективных удельных электрических сопротивлений $\rho_{эф}$ (Ом·м) в зоне надвига на участке Коноваловском проводилось методом радиоэлектромагнитного профилирования.

Аналитические исследования осуществлялись в целях определения содержания петрогенных компонентов (мас. %), редкоземельных и радиоактивных элементов РЗЭ и РАЭ (г/т) в составе исходных пород, метасоматитов и руд, а также для изучения химического состава пиритов (мас. %). Концентрации РЗЭ и РАЭ устанавливались методом нейтронно-активационного анализа (НАА) в лаборатории изотопного анализа и технологий Томского политехнического университета (г. Томск). Петрохимический состав определялся методом силикатного рентгенофлуоресцентного анализа РФА в Институте геологии и минералогии Сибирского отделения РАН (г. Новосибирск), там же проводился электронно-зондовый микроскопический анализ пиритов.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Геологическое строение, породы и рудная минерализация месторождения Благодатное

Месторождение Благодатное находится в осевой части Центрального блока (см. рис. 1), по своим запасам и ресурсам оно в Енисейском кряже уступает только уникальному месторождению Олимпиада, значительно превосходя все остальные месторождения. В его строении участвуют осадочные отложения рязановской свиты тейской серии и кординской свиты сухопитской серии (рис. 3). Осадочные толщи претерпели региональный метаморфизм низких давлений на уровне эпидот-амфиболитовой ступени, локальный дислокационный метаморфизм и гидротермально-метасоматические изменения трех этапов: до-рудного, рудного и заключительного. Главное разрывное нарушение рудного поля – фрагмент Борзцовской синколлизийной системы надвигов – сопровождается зонами динамометаморфизма умеренных давлений и складчатости на фронте надвига. Дорудный метасоматизм проявился в дислокационных зонах интенсивного расщепления, высокая активность калия приводила к мусковитизации пород, растворению–переотложению железомagneзиальных минералов и выносу оснований. В результате на месте гранат-двуслю-

данных кристаллосланцев формировались кварц-мусковитовые метасоматиты с неравномерной углеродизацией и турмалином (до 3%). Железо, выносимое при мусковитизации, накапливалось в *хлоритовой зоне*, которая формировалась в качестве сопряженной зоны базификации (табл. 2). Хлоритизация является наиболее выраженным процессом преобразования пород продуктивной части минерализованной зоны на ее дорудном этапе развития. Рудовмещающая минерализованная зона контролируется сбросо-сдвиговым нарушением и представляет собой линейную зону рассеянной сульфидной минерализации (Тишин и др., 2005) с небольшим количеством кварцевых и кварц-карбонатных прожилков. Кроме того, она контролирует участки метасоматически измененных пород рудного этапа с мощностью до первых десятков метров. Метасоматический парагенезис (сидерит + мусковит + кварц ± альбит ± апатит + сульфиды) занимает 30–85 % от объема пород. Рудная минерализация проявлена в составе трех сульфидных парагенезисов: пирит-пирротинового – на дорудном этапе, арсенопирит-пирит-пирротинового – на рудном этапе и галенит-сфалеритового на – заключительном (рис. 4). На заключительном этапе тектонической активизации проявились субмеридиональные взбросы, разбившие минерализованную зону на серию блоков с различными амплитудами вертикального перемещения и уровнем эрозионного среза.

Физические поля

На месторождении выявлены естественные электрические (ЕП), радиогеохимические (U, Th, K) и магнитные (ΔT) аномалии (рис. 5). Заметно сходство структурного строения поля ЕП с полями распределения РАЭ – в них проявлены аномалии двух порядков. В поле ЕП аномалия площадного характера (1-го порядка) представлена зоной повышенных градиентов потенциалов, меняющихся в южном направлении от –300 до +10 мВ. В северо-западной части месторождения с ней совпадает радиогеохимическая зона 1-го порядка с высокими содержаниями всех РАЭ. По элементной специализации зона разделяется на северо-западную часть с преимущественным накоплением Th и K и юго-восточную, обогащенную U. Граница между ними резкая, проходит поперек направления главных структурных элементов месторождения, что очень выразительно проявлено в поле Th/U.

На фоне аномалий 1-го порядка выделяются аномалии 2-го порядка от рудовмещающей минерализованной зоны. В поле ЕП это локальные линейные возмущения с амплитудами от –250 до +30 мВ. В радиогеохимических полях ореолы 2-го порядка имеют отчетливое зональное распределение; непродуктивное окончание минерализован-

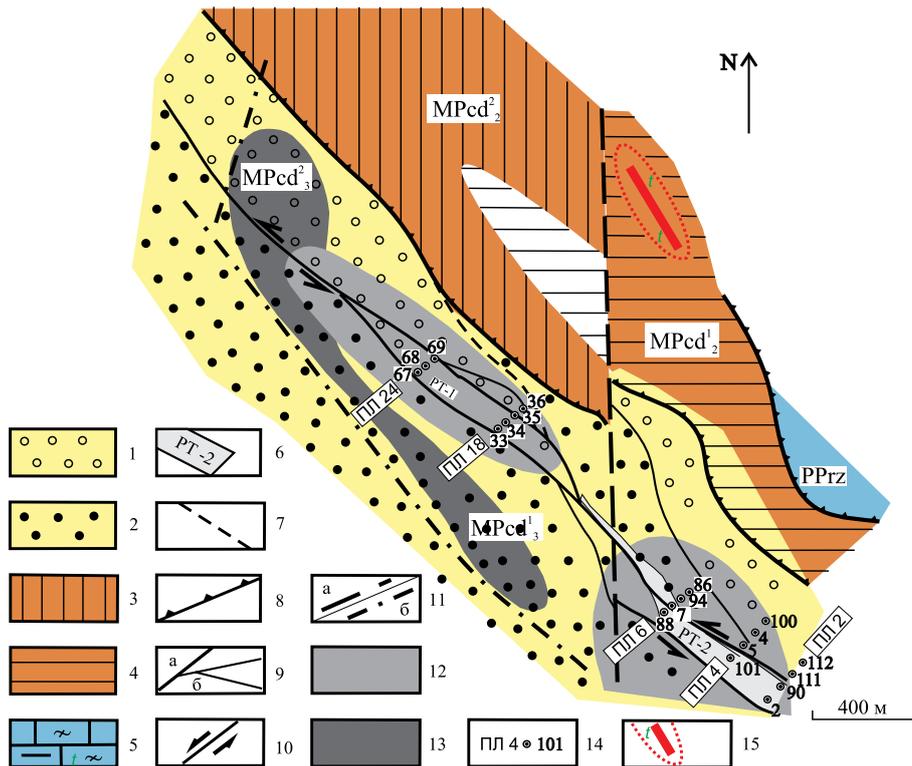


Рис. 3. Геологическая схема месторождения Благодатное. Составлена А.М. Сазоновым с дополнениями.

1, 2 – верхнекординская подсвита (MPcd₃): 1 – гранат-двусланцы верхней пачки, 2 – ставролитовые метапсефиты нижней пачки; 3, 4 – среднекординская подсвита (MPcd₂): 3 – кварцитовидные сланцы верхней пачки, 4 – аркозовые метаалевролиты нижней пачки; 5 – рязановская свита (PPrz) – кальцифиты; 6 – рудные тела; 7 – геологические границы; 8 – надвиги предполагаемые; 9 – сбросо-сдвиги: главные (а) и второстепенные (б); 10 – направление движения блоков вдоль сместителя; 11 – взбросы: предполагаемые (а) и скрытые под вышележащими отложениями (б); 12 – локальные аномалии ускорения силы тяжести Δg; 13 – комплексный ореол максимального накопления Th и K; 14 – поисковые линии, разведочные скважины и их номера; 15 – дайка гранитов с метасоматическим ареалом турмалина.

Fig. 3. Geological pattern of the Blagodatnoye deposit. Compiled by A.M. Sazonov, as amended.

1, 2 – Upper Kordinsky subsuite (MPcd₃): 1 – garnet-two-mica schists of the upper member, 2 – staurolitic metapsephites of the lower member; 3, 4 – Middle Kordinsky subsuite (MPcd₂): 3 – quartzitic schists of the upper member, 4 – arkosic metasiltstones of the lower member; 5 – Ryazanov suite (PPrz) – calciphyres; 6 – ore bodies; 7 – geological boundaries; 8 – assumed thrusts; 9 – strike-slips: major (a) and secondary (b); 10 – direction of block movement along the fault plane; 11 – upcasts: assumed (a) and hidden under overlying sediments (b); 12 – local anomalies of free-fall acceleration Δg; 13 – complex halo of maximum Th and K accumulation; 14 – prospecting lines, exploration boreholes and their numbers; 15 – granite dike with tourmaline metasomatic range.

ной зоны проявлено в “отрицательном” ореоле U, локальная аномалия накопления Th отвечает первому, а U – второму рудному телу. Рудовмещающая минерализованная зона имеет самый широкий диапазон значений Th/U – от 13 в ее безрудном фланге до 1 в южном рудном теле.

Исследование корреляционных связей между параметрами полей РАЭ и ЕП (табл. 3) показало, что в пределах аномалий 1-го порядка имеется тесная связь между Th и K повсеместно, а между этими элементами и потенциалами ЕП (Usp) – только за пределами эпицентров аномалий. Максимальные накопления U в этой части месторождения, наоборот, хорошо коррелируют с минимальными зна-

чениями Usp. В линейных аномалиях 2-го порядка корреляционная связь сохраняется только между Th и K, все остальные связи нарушены. В исходных породах связь между РАЭ отсутствовала.

В магнитном поле рудовмещающая минерализованная зона создает линейные аномалии ΔT с максимальными значениями в ее северо-западном безрудном блоке. Аналогичные линейные ΔT и ЕП аномалии выявлены также на северо-востоке месторождения непосредственно вблизи надвига (рис. 5). В отличие от рудоносной зоны зона надвига обеднена РАЭ, а также для нее характерны интенсивные аномалии $\rho_{эфф}$ от зон метаморфогенного окварцевания на фронте надвига (рис. 6).

Таблица 2. Химический состав исходных пород и метасоматитов, мас. %

Table 2. Chemical composition of source rocks and metasomatites, wt %

| Компонент | Исходные породы | | | Метасоматиты | | |
|------------------------------------|-----------------|--|--------------------------------|------------------------|------------|--------------------------------|
| | Кальцифиры | Кварцитовидные гранат-двуслюдяные сланцы | Гранат-двуслю- дяные сланцы | Дорудные | | Рудные |
| | | | | Кварц- мусковитовые | Хлоритовые | Кварц-мусковит- карбонатные |
| SiO ₂ | 52.76 | 79.96 | 68.63 | 59.28 | 55.23 | 55.23 |
| TiO ₂ | 0.46 | 0.28 | 0.66 | 1.12 | 0.89 | 0.96 |
| Al ₂ O ₃ | 10.07 | 7.69 | 13.25 | 21.94 | 19.53 | 19.13 |
| Fe ₂ O ₃ общ | 4.81 | 3.92 | 8.68 | 6.28 | 12.81 | 9.04 |
| MnO | 0.11 | 0.31 | 0.083 | 0.17 | 0.34 | 0.134 |
| MgO | 10.51 | 0.93 | 1.25 | 0.93 | 1.70 | 1.07 |
| CaO | 14.16 | 2.80 | 0.59 | 0.27 | 1.09 | 0.53 |
| Na ₂ O | 1.23 | 0.77 | 1.86 | 1.14 | 0.95 | 1.38 |
| K ₂ O | 3.76 | 1.76 | 2.38 | 4.69 | 3.24 | 4.35 |
| P ₂ O ₅ | 0.093 | 0.07 | 0.057 | 0.10 | 0.39 | 0.099 |
| П.п.п. | 1.98 | 1.50 | 2.55 | 4.04 | 3.52 | 8.04 |
| Сумма | 99.94 | 99.99 | 99.99 | 99.96 | 99.69 | 99.96 |

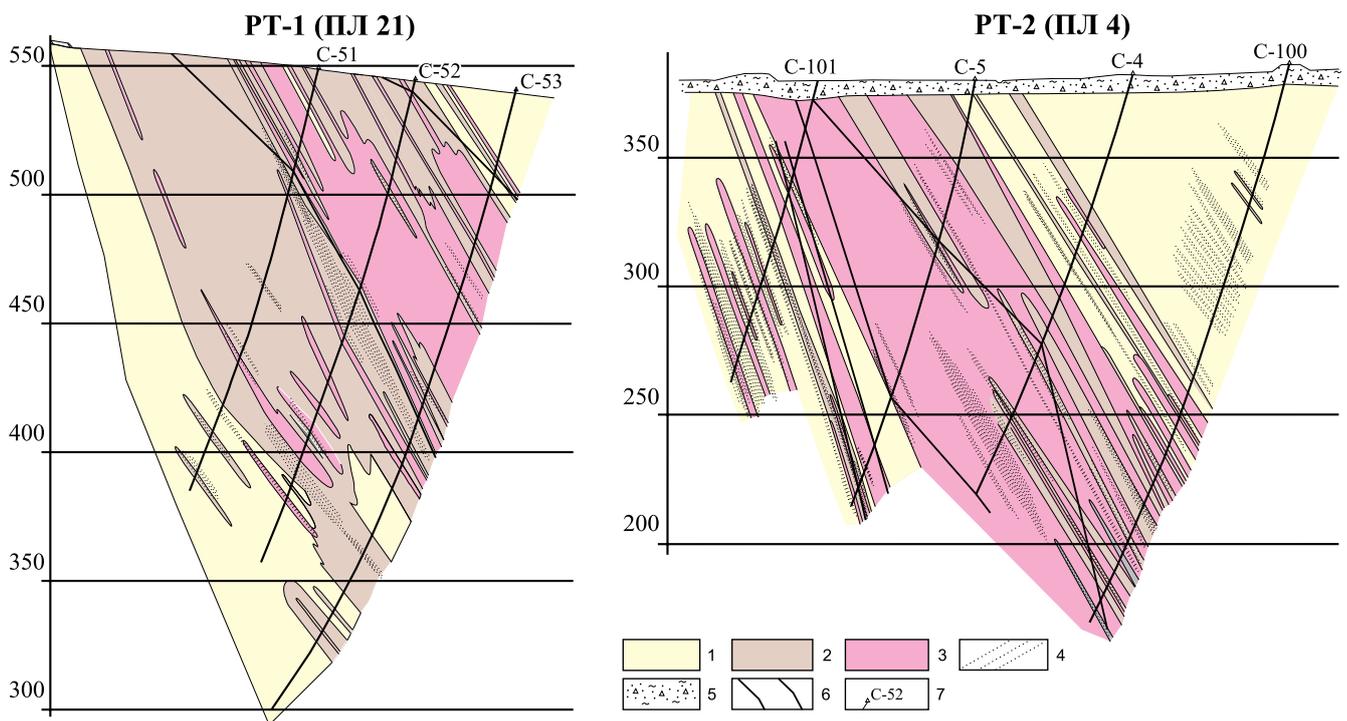


Рис. 4. Распределение сульфидных парагенезисов в поперечных сечениях рудных тел.

1–4 – сульфидные парагенезисы: 1 – пиритовый, 2 – пирит-пирротинный, 3 – арсенипирит-пирит-пирротинный, 4 – сфалерит-галенитовый; 5 – рыхлые отложения; 6 – границы рудных тел; 7 – разведочные скважины.

Fig. 4. Distribution of sulfide parageneses in cross-sections of the ore bodies.

1–4 – sulfide parageneses: 1 – pyrite, 2 – pyrite-pyrrhotite, 3 – arsenopyrite-pyrite-pyrrhotite, 4 – sphalerite-galenite; 5 – loose deposits; 6 – boundaries of the ore bodies; 7 – exploration boreholes.

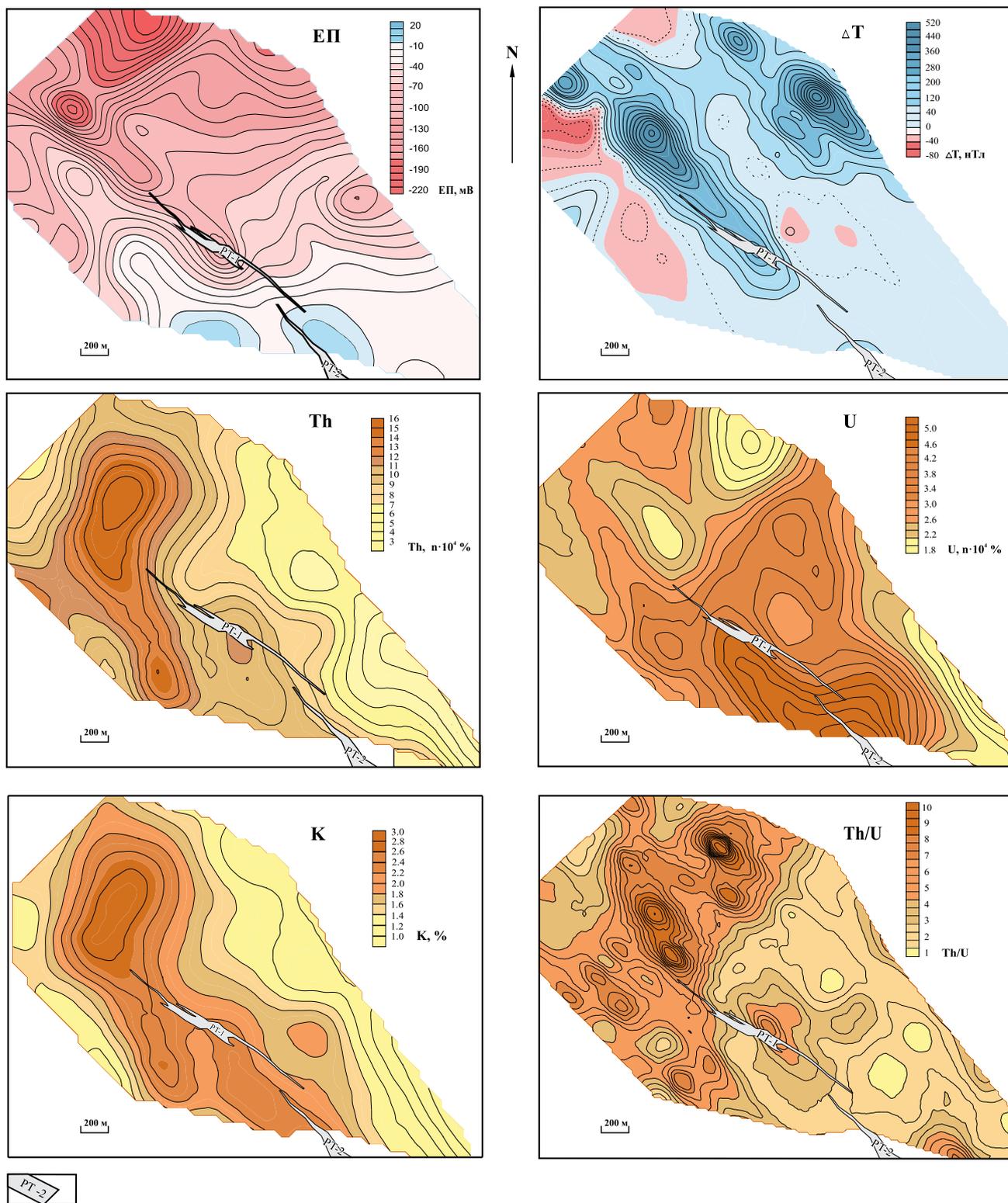


Рис. 5. Геофизические поля месторождения Благодатное: естественные электрические (ЕП), радиогеохимические (U, Th) и магнитные аномалии (ΔT).

PT-1, PT-2 – рудные тела.

Fig. 5. Geophysical fields of the Blagodatnoye deposit.

PT-1, PT-2 – ore bodies.

Таблица 3. Связи РАЭ* и потенциалов ЕП (Usp) в породах и рудах месторождения

Table 3. RAE* and Usp relationships in the rocks and ores of the deposit

| Объект изучения (количество определений) | | Коэффициент корреляции | | | | | |
|--|------------------------------|------------------------|-------------|-------|--------------|--------------|--------------|
| | | Th-U | Th-K | U-K | Th-Usp | K-Usp | U-Usp |
| Исходные породы | PP rz (15) | -0.24 | -0.25 | -0.14 | - | - | - |
| | MP kd ₂ (75) | -0.36 | -0.07 | 0.21 | - | - | - |
| | MP kd ₃ (47) | -0.14 | 0.17 | 0.04 | - | - | - |
| Ореолы РАЭ 1-го порядка (76) | За пределами эпицентров (51) | -0.24 | 0.68 | 0.11 | -0.73 | -0.71 | -0.28 |
| | В эпицентрах (25) | | | | 0.13 | 0.08 | -0.67 |
| Ореолы 2-го порядка (86) | | -0.17 | 0.66 | 0.15 | -0.21 | -0.15 | 0.09 |

*Данные ГСМ

*GRS data

Магнитная характеристика рудомещающей минерализованной зоны и отдельных сульфидных парагенезисов

Зональность магнитных образований в сечениях рудных тел выражается в увеличении магнитной восприимчивости χ к центру и по падению. Золото сконцентрировано внутри магнитного ореола, но не в самих магнитных рудах, что особенно заметно в южном рудном теле (рис. 7). Такое распределение Au сохраняется в масштабах всего месторождения: северное рудное тело характеризуется наиболее высокой χ , но 4/5 запасов Au находится в южном, менее магнитном, рудном теле. Согласно выявленному увеличению χ по падению рудных тел, можно предположить большую глубину эродированности северного блока месторождения, особенно его безрудного окончания, по значительному увеличению амплитуды магнитной аномалии (см. рис. 5).

Ранние сульфидные парагенезисы образуют последовательный по возрастанию χ ряд: пиритовый – пирит-пирротинный – пирит-арсенопирит-пирротинный. Локальные проявления галенит-сфалерит-халькопиритового парагенезиса в породах и рудах с пирротинном приводят к их размагничиванию (рис. 8а). В каждом разрезе пирит-арсенопирит-пирротинный парагенезис выделяется повышенными значениями χ (см. рис. 4 и 7). Выявлена отчетливая взаимосвязь между количеством пирротина в рудных парагенезисах, их χ и стехиометрическим отношением S/Fe в ассоциирующих пиритах (табл. 4, рис. 9). В ранних разновидностях пирита наиболее высокие значения S/Fe-отношения достигаются на южном фланге месторождения, а максимальные величины свойственны пириту завершающей галенит-сфалерит-халькопиритовой ассоциации. При этом отчетливо проявляется тенденция снижения магнитной восприимчивости пород по мере возрастания количества серы в пиритах.

Распределение РАЭ и РЗЭ в породах и рудных телах месторождения

Самые низкие содержания РАЭ свойственны кальцифирам рязановской свиты, в породах кординской свиты содержания РАЭ возрастают по мере увеличения в их составе доли слюдястых минералов (табл. 5). Кварц-мусковитовые дорудные метасоматиты выделяются максимальными содержаниями всех РАЭ. Мусковит-хлоритовые разновидности дорудных метасоматитов по содержаниям РАЭ уступают кварц-мусковитовым, но превосходят все исходные породы.

В рудных телах отмечаются более высокие концентрации РАЭ в южном рудном теле (табл. 6) и одинаковая зональность в вертикальных сечениях: верхние горизонты обогащены U, а нижние – Th (табл. 7). В распределении РЗЭ наблюдается увеличение их общего содержания и степени фракционирования в южном рудном теле. При этом в рудных телах очень сильно различается связь Th с РЗЭ. В северном рудном теле Th коррелирует с Се. В южном теле его связь с Се полностью утрачивается, но заметно повышается корреляция с Lu (см. табл. 6).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Отдельные этапы петрофизической эволюции и общая модель месторождения рассматриваются на основе результатов исследований физических свойств и вещественного состава пород, приводимых в настоящей работе. Также использовались опубликованные данные по возрасту (Сазонов и др., 2003) и условиям образования горных пород и кинематике разрывных нарушений (Gertner et al., 2011; Тишин и др., 2005).

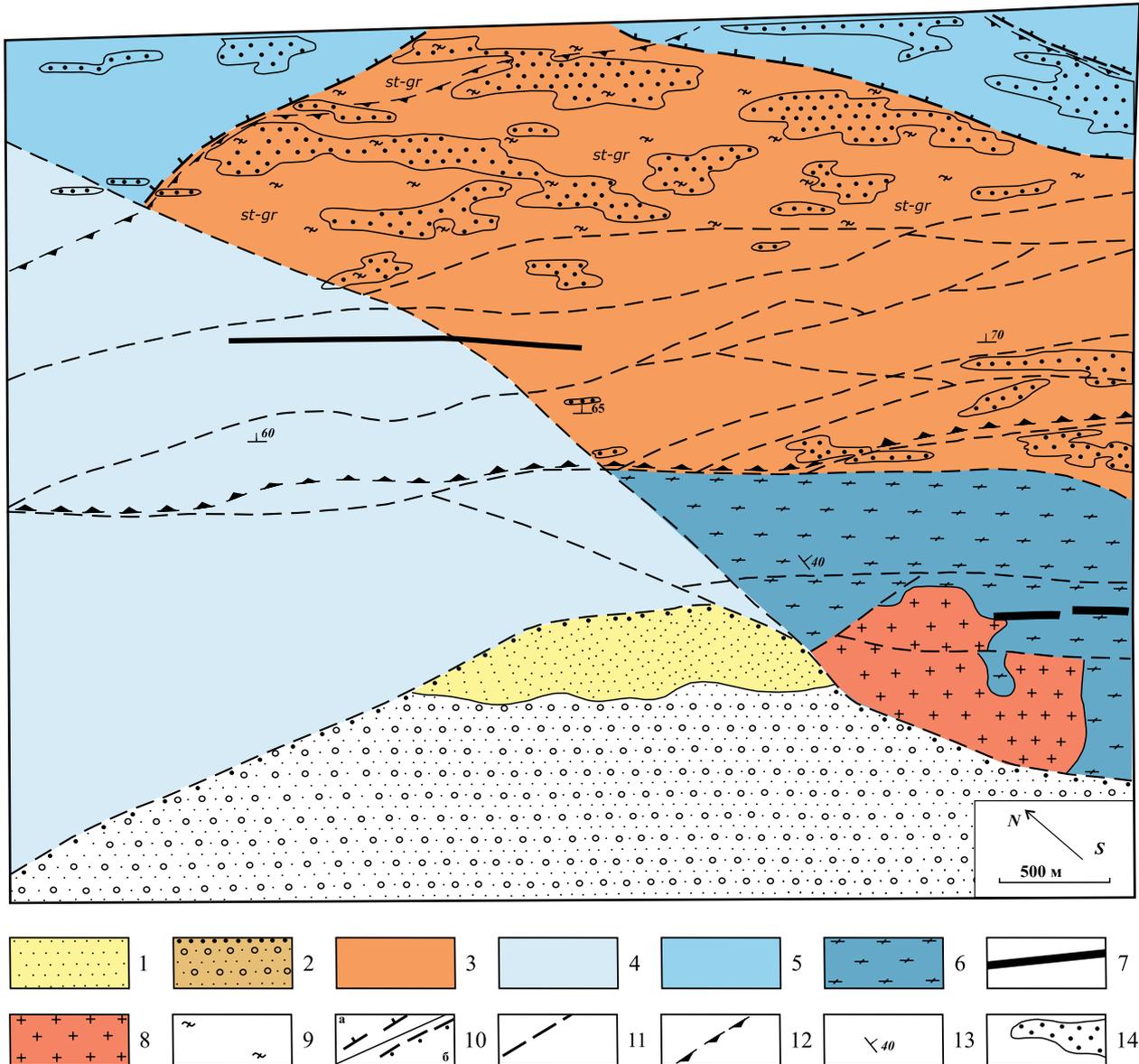


Рис. 6. Проявление зон локального динамометаморфизма в электрическом поле, участок Коноваловский Северо-Енисейского рудного района.

1, 2 – чингасанская серия (поздний NP): 1 – карьерная свита – песчаники, алевролиты, 2 – лопатинская свита – конгломераты, песчаники; 3 – кординская свита (MP) – слюдисто-хлоритовые сланцы; 4, 5 – тейская серия (поздний PP): 4 – пенчегинская свита – биотит-гранат-амфиболовые кристаллосланцы, 5 – свита хр. Карпинского – биотит-гранатовые кристаллосланцы; 6 – гаревская метаморфическая серия (ранний PP?) – плагиогнейсы, ортоамфиболиты, мраморы; 7 – захребетнинский комплекс (700 млн лет) – дайки трахидолеритов; 8 – граниты (комплекс?); 9 – зоны динамометаморфизма (символы индекс-минералов: *st* – ставролит, *gr* – гранат); 10 – границы несогласного залегания в зонах надвигов (а) и рифтогенных структур (б); 11 – разрывные нарушения; 12 – минерализованная зона с литогеохимическими ореолами Au и As; 13 – элементы залегания пород; 14 – высокоомные зоны метаморфогенной кварцевой минерализации.

Fig. 6. Occurrence of local dynamometamorphism zones in the electric field, Konovalovskiy area of the North-Yenisei ore district.

1, 2 – Chingasan series (late NP): 1 – Karyerny suite – sandstones, siltstones, 2 – Lopatin suite – conglomerates, sandstones; 3 – Kordinsky suite (MP) – mica-chlorite schists; 4, 5 – Teya series (late PP): 4 – Penchenginsky suite – biotite-garnet-amphibole crystalline schists, Karpinsky Ridge suite – biotite-garnet crystalline schists; 6 – Garevsky metamorphic series (early PP?) – plagiogneiss, orthoamphibolites, marble; 7 – Zakhrebetninsky complex (700 Ma) – trachydolerite dikes; 8 – granites (complex?); 9 – zones of dynamometamorphism (index mineral symbols: *st* – staurolite, *gr* – garnet); 10 – boundaries of non-conformity of rocks in the zones of thrusts (a) and rifting structures (b); 11 – discontinuities; 12 – mineralized zone with lithogeochemical halos of Au and As; 13 – dip and strike; 14 – high-ohm zones of metamorphogenic quartz mineralization.

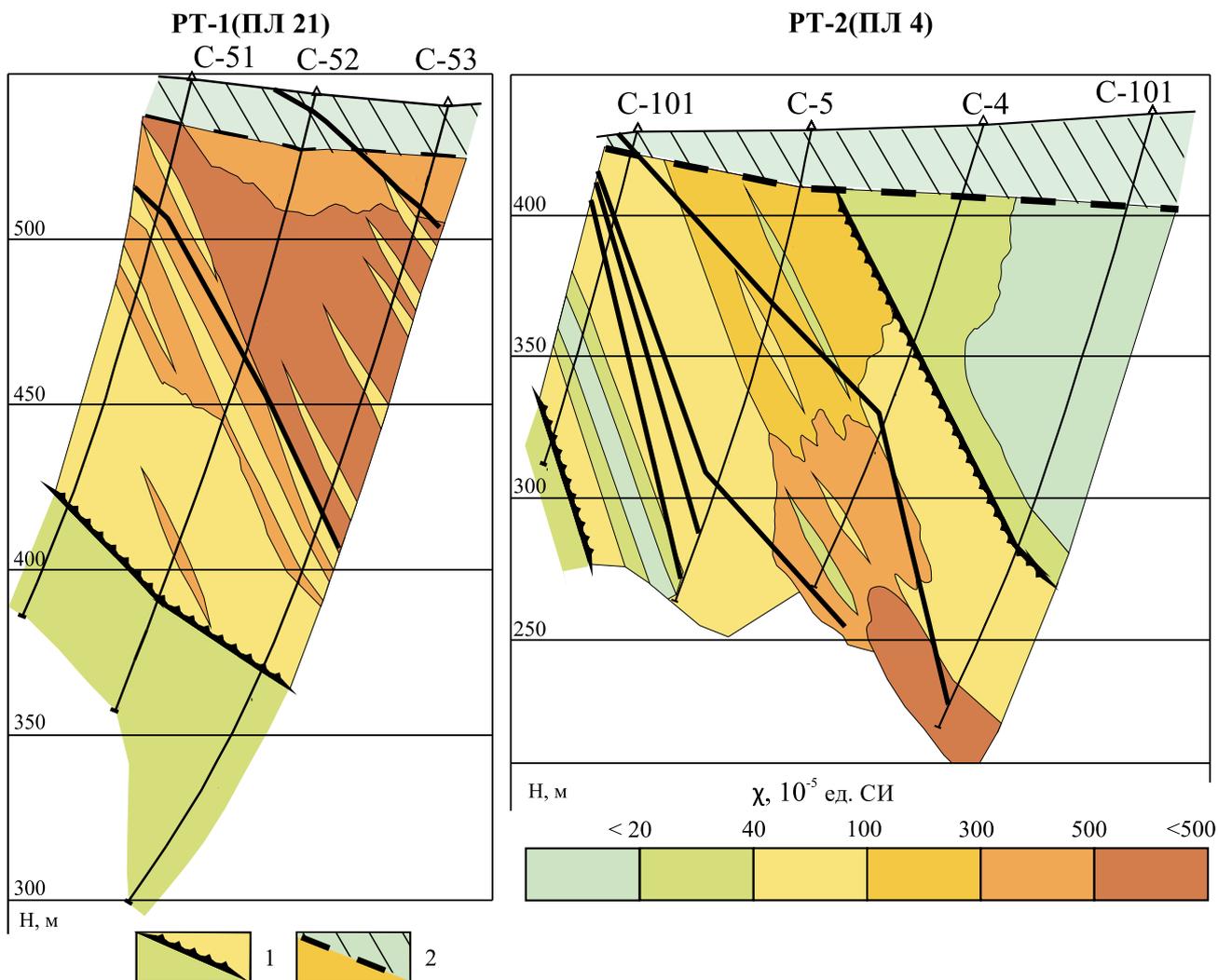


Рис. 7. Петромагнитная зональность рудных тел.

1 – границы: магнитных пород и руд, 2 – зоны окисления пирротина. Остальные условные обозначения – см. рис. 4.

Fig. 7. Petromagnetic zoning of the ore bodies.

1 – boundaries: magnetic rocks and ores, 2 – pyrrhotite oxidation zone. Other symbols – see Fig. 4.

Региональный метаморфизм и исходные породы месторождения

Изменения пород на различных этапах становления месторождения происходили на фоне исходных образований, каковыми являются породы кординской и рязановской свит, регионально метаморфизованные при средних температурах 640–650°C и низком давлении 4 кбар 1030–1000 млн лет назад в обстановке начального этапа орогенеза. Неоднородность исходных пород по содержанию РАЭ обусловлена соотношением известково-кремнистой и глиноземистой составляющих (см. табл. 2 и 5), что можно наблюдать на безаномальных, не охвачен-

ных рудными процессами, флангах месторождения (см. рис. 3 и 5). Минимальными содержаниями всех РАЭ отличаются кальцифиры рязановской свиты в юго-восточной части месторождения. Здесь же хорошо заметен фоновый контраст между кварцитовидными сланцами среднекординской подсвиты и более богатыми РАЭ гранат-двуслюдяными сланцами верхнекординской подсвиты, тектонически контактирующими по сместителю надвига. Исходные породы месторождения немагнитные ($\chi < 50 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, приращения вектора магнитной индукции ΔT имеют значения, близкие к 0 нТл), не содержат осадочного органического вещества или содержат его в очень малых, визуально неразличи-

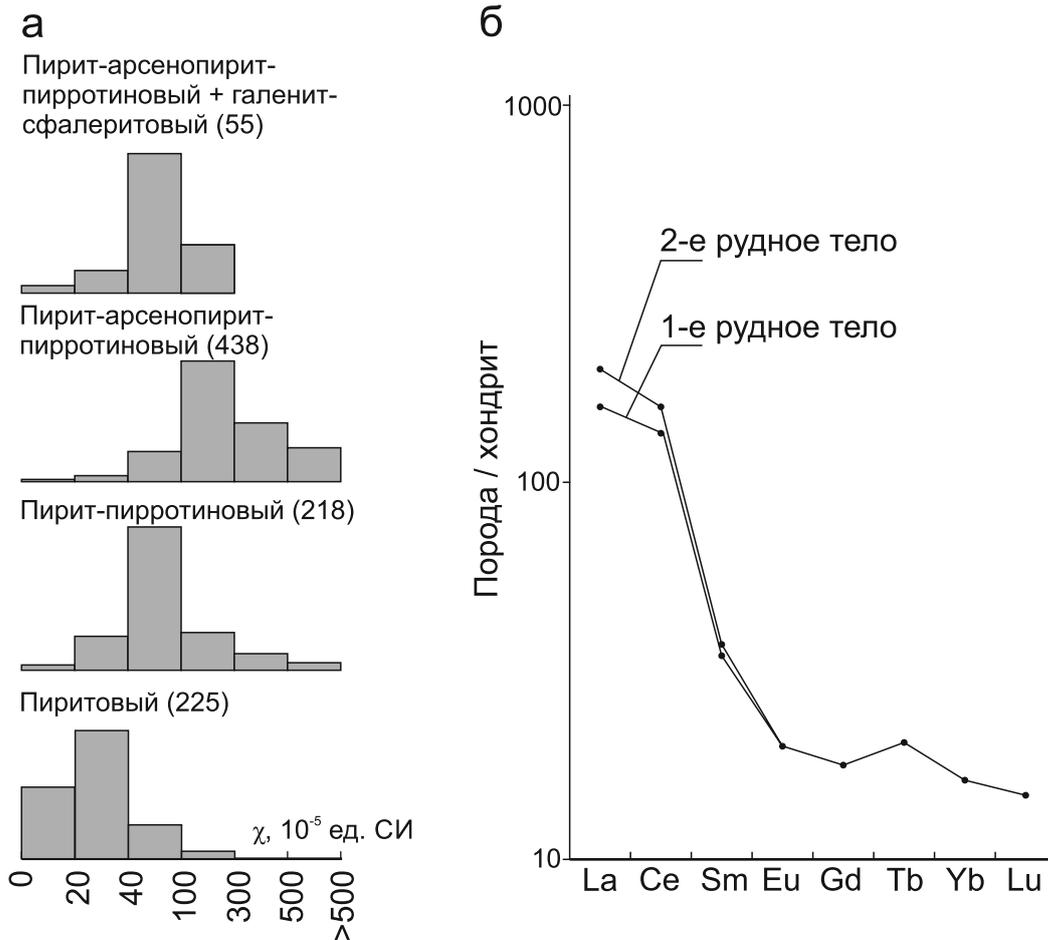


Рис. 8. Магнитная восприимчивость сульфидных парагенезисов (а) и распределение РЗЭ (б) в рудных телах. В скобках указано количество определений. Нормирование по хондриту, (Taylor, McLennan, 1985).

Fig. 8. Magnetic susceptibility of sulfide parageneses (a) and REE distribution (б) in ore bodies.

Numbers in parentheses show the number of definitions. Normalization to chondrite, after (Taylor, McLennan, 1985).

мых количествах. Метаморфизм углеродистого вещества приводит к его графитизации (Русинова и др., 1996), что наделяет породу аномальной электрохимической поляризуемостью и способностью создавать аномалии ЕП. В силу низкой концентрации углеродистого вещества значения отрицательных потенциалов ЕП для регионально метаморфизованных отложений кординской свиты не превышают десятков мВ, что также наблюдается на удаленных юго-восточном и запад-северо-западном флангах месторождения. Кальцифиры рязановской свиты не поляризуются совсем.

Дислокационный метаморфизм

Заложение структурного плана месторождения связано с одним из фрагментов синколлизийной Борзеевской группы надвигов, когда толщи кор-

динской свиты были смяты с образованием многопорядковых складок при температуре 520–551°C и умеренном давлении 5–6 кбар. Возраст этого события 785–780 млн лет. На участках максимальных напряжений в крыльях складок формировались кливажные швы с концентрацией слюдяных, рудных минералов и органического детрита. Фазовая перестройка пород в этих условиях сопровождалась выделением избыточного кремнезема (Лиханов, Ревердатто, 2011) и формированием сопряженных участков окварцевания в замках складок, как в зонах декомпрессии. Линейные аномалии в естественном электрическом и магнитном полях вдоль надвига обусловлены концентрированием графитовой и пирротиновой минерализации в кливажных швах. Участки окварцевания контрастно выделяются аномалиями высоких электрических сопротивлений (рис. 10).

Таблица 4. Магнитная восприимчивость сульфидных парагенезисов и химический состав ассоциирующих пиритов
Table 4. Magnetic susceptibility of sulfide parageneses and chemical composition of associated pyrite

| Сульфидный парагенезис | Рудный блок | Номер пробы | χ , 10^{-5} ед. СИ | Химический состав пирита, мас. % | | | | | | | |
|---|------------------|-------------|---------------------------|----------------------------------|------|------|-------|-------|--------|--------|-------|
| | | | | Fe | Cu | Ni | Co | Sb | S | Сумма | S/Fe |
| Пирит-пирротининовый + арсенопирит-пирит-пирротининовый | Северный | 35/13286 | 240 | 47.15 | 0.01 | 0.04 | 0 | 0.006 | 52.94 | 100.14 | 1.955 |
| | | 35/13371 | 47 | 47.0 | 0.02 | 0.04 | 0 | 0 | 53.08 | 100.14 | 1.967 |
| | | 35/13371 | 43 | 47.06 | 0.03 | 0.06 | 0 | 0 | 53.52 | 100.67 | 1.981 |
| | | 36/13398 | 520 | 47.16 | 0.02 | 0.02 | 0 | 0 | 52.55 | 99.75 | 1.941 |
| | | 35/13415 | 81 | 46.79 | 0.01 | 0.48 | 0 | 0.012 | 52.71 | 100.0 | 1.962 |
| | | 34/13113 | 280 | 46.1 | 0.00 | 0.12 | 0 | 0 | 52.29 | 98.51 | 1.975 |
| | | 34/13115 | 320 | 46.63 | 0.03 | 0.11 | 0 | 0 | 52.47 | 99.24 | 1.960 |
| | | 34/13117 | 290 | 46.98 | 0.03 | 0.05 | 0 | 0 | 53.04 | 100.10 | 1.966 |
| | | 34/13120 | 460 | 46.7 | 0.01 | 0.05 | 0 | 0.01 | 52.54 | 99.304 | 1.959 |
| | | 34/13126 | 430 | 46.05 | 0.01 | 0.29 | 0.05 | 0 | 52.19 | 98.59 | 1.974 |
| | | 34/13136 | 40 | 47.02 | 0.03 | 0.04 | 0 | 0.002 | 53.77 | 100.86 | 1.992 |
| | | 68/15912 | 560 | 47.24 | 0.05 | 0.05 | 0 | 0 | 52.68 | 100.01 | 1.942 |
| | | 35/13309 | 70 | 47.06 | 0 | 0.27 | 0 | 0 | 53.65 | 100.98 | 1.985 |
| | | 35/13325 | 370 | 46.97 | 0.02 | 0.04 | 0 | 0.023 | 52.93 | 99.98 | 1.962 |
| | 36/16306 | 150 | 47.06 | 0.01 | 0.06 | 0 | 0.015 | 52.96 | 100.10 | 1.960 | |
| | 69/16132 | 729 | 47.02 | 0.02 | 0.02 | 0 | 0.012 | 52.23 | 99.30 | 1.934 | |
| | Южный | 4/56.2 | 39 | 46.42 | 0 | 0.00 | 0.02 | 0 | 53.31 | 99.75 | 2.00 |
| | | 90/96 | 135 | 45.88 | 0 | 0.11 | 0.21 | 0 | 52.72 | 98.92 | 2.001 |
| | | 86/196.7 | 35 | 46.19 | 0 | 0.02 | 0.02 | 0 | 52.91 | 99.14 | 1.995 |
| | | 90/33.7 | 480 | 46.1 | 0.03 | 0 | 0.05 | 0 | 52.68 | 98.90 | 1.990 |
| 111/59.3 | | 390 | 46.01 | 0.02 | 0 | 0.07 | 0 | 52.85 | 99.03 | 1.997 | |
| 90/64.5 | | 410 | 45.91 | 0.01 | 0 | 0.01 | 0 | 52.28 | 98.21 | 1.983 | |
| 7/83.5 | | 61 | 45.63 | 0.04 | 0.08 | 0.34 | 0 | 52.87 | 98.96 | 2.018 | |
| Галенит-сфалеритовый | Северный + южный | 35/13407 | 32 | 45.93 | 0.02 | 1.12 | 0.00 | 0 | 53.00 | 100.07 | 2.010 |
| | | 88/109.2 | 63 | 45.7 | 0.01 | 0.00 | 0.38 | 0 | 54.22 | 100.31 | 2.066 |
| | | 4.100.9 | 68 | 46.22 | 0 | 0.28 | 0.04 | 0.01 | 53.65 | 100.20 | 2.021 |
| | | 7/61.3 | 65 | 45.01 | 0 | 0.43 | 0.30 | 0 | 52.81 | 98.55 | 2.043 |
| | | 7/64.3 | 58 | 44.86 | 0 | 0.64 | 0.30 | 0 | 52.76 | 98.56 | 2.048 |

Дорудный метасоматизм

На следующем этапе в условиях регрессивного изменения термодинамических параметров ($P = 2.3-3.8$ кбар, $T = 311-424^\circ\text{C}$) были проявлены метасоматиты кварц-мусковитового и хлоритового состава с неравномерной углеродной (в том числе и графитовой) минерализацией и первичным обогащением Au (Полева, Сазонов, 2012). Их возраст 754–752 млн лет соотносится с эпохой рифтогенного вулканизма риолит-базальтовой ассоциации, внутриплитного магматизма А-гранитов ахтинского и глушихинского комплексов и даек бимодального ковригинского комплекса (см. табл. 1). Вулканитам и ассоциирующим с ними углеродистым сланцам свойственна надфоновая золото-

носность повышенные содержания щелочей, РАЭ и РЗЭ (Ножкин и др., 2011). Обогащенность РАЭ характерна и для дорудных метасоматитов месторождения Благодатное (см. табл. 6). Их кварц-мусковитовые разновидности диагностируются на северо-западном фланге месторождения по максимальным содержаниям Th и K в ореолах первого порядка (см. рис. 5).

Наличие в дорудных метасоматитах углеродных и фторсодержащих минералов (акцессорного турмалина и породообразующего мусковита) позволяет предполагать восстановительную реакцию раствора и повышенную активность в нем фтора. В таких растворах транспортировка РАЭ возможна во фторидных комплексах и в соединении с органическими аддендами (Наумов, 1998). В

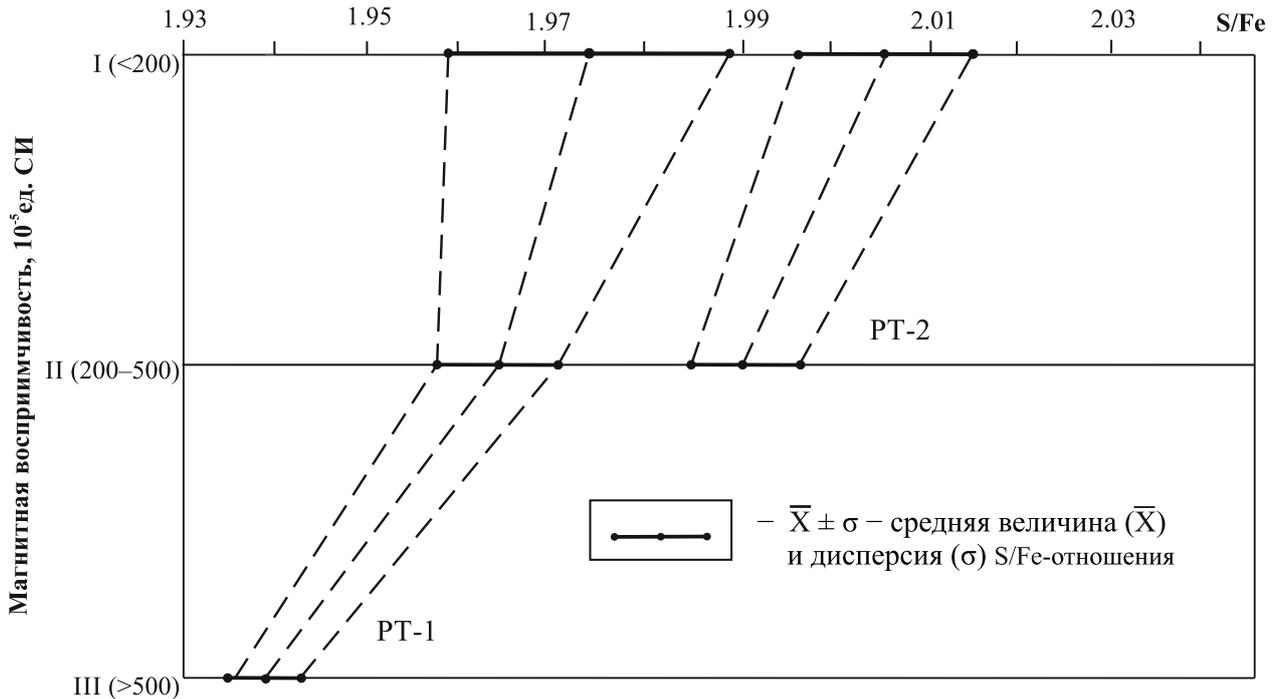


Рис. 9. Стехиометрия пиритов в магнитных неоднородностях пирит-пирротинового и пирит-пирротин-арсенопиритового парагенезисов.

Fig. 9. Stoichiometry of pyrite in magnetic heterogeneities of the pyrite-pyrrhotite and pyrite-pyrrhotite-arsenopyrite parageneses.

Таблица 5. Радиоактивные элементы в исходных породах и метасоматитах месторождения Благодатное

Table 5. Radioactive elements in the source rock and metasomatites of the Blagodatnoye deposit

| Породы | | U, г/т | Th, г/т | K, % | Метод (кол-во определений) |
|---|---|--------|---------|----------|-------------------------------|
| Исходные | Кальцифиры, PP, rz | 2.37 | 3.16 | 0.67 | ГСМ (15) |
| | | – | – | – | НАА (0) |
| | Кварцитовидные гранат-двуслюдяные сланцы, MP, kd ₂ | 2.89 | 6.46 | 1.76 | ГСМ (75) |
| | | 3.20 | 9.52 | 2.41 | НАА (8) |
| Ставролитовые метапсефиты, гранат-двуслюдяные сланцы, MP, kd ₃ | 3.01 | 9.18 | 1.66 | ГСМ (47) | |
| | 3.91 | 15.82 | 3.36 | НАА (12) | |
| Дорудные метасоматиты | Мусковит-хлоритовые | 4.43 | 15.22 | 3.03 | ГСМ (23) |
| | | 4.64 | 21.26 | 2.96 | НАА (9) |
| | Кварц-мусковитовые | 3.74 | 18.0 | 3.23 | ГСМ (16) |
| | | 6.55 | 29.9 | 3.85 | НАА (6) |

геофизических полях это выражается тесной корреляцией РАЭ с U_{sp} в аномалиях 1-го порядка (см. табл. 3), что подтверждает предположение об одновременном поступлении углеродистого вещества и радиоактивных элементов на дорудном этапе. Интенсивные аномалии ЕП и РАЭ являются типичными характеристиками дорудных метасоматитов (рис. 11). Сопряженность мусковитовой и хлоритовой

минерализации подчеркивается зональностью геофизических аномалий: тория и калия – в кварц-мусковитовых метасоматитах кислотного выщелачивания и ускорения силы тяжести Δg – на участке с хлоритовой минерализацией как от высокоплотной зоны базификации (см. рис. 3). Неизменные дорудные метасоматиты сохранились на северо-западном фланге месторождения (рис. 12).

Таблица 6. Редкоземельные и радиоактивные элементы в рудных телах, г/т

Table 6. Rare earth and radioactive elements in the ore bodies, ppm

| La | Ce | Sm | Eu | Gd | Tb | Yb | Lu | U | Th | La/Yb | LREE/HREE* | Σ PЗЭ | Коэффициенты корреляции | |
|---------------------------------------|-------|------|------|------|------|------|------|-----|------|-------|------------|--------|-------------------------|-------|
| | | | | | | | | | | | | | Th–Ce | Th–Lu |
| Северное рудное тело (34 определения) | | | | | | | | | | | | | | |
| 56.19 | 128.2 | 7.85 | 1.92 | 5.25 | 1.51 | 4.12 | 0.54 | 4.7 | 20.9 | 13.6 | 39.6 | 205.58 | 0.66 | 0.59 |
| Южное рудное тело (33 определения) | | | | | | | | | | | | | | |
| 66.72 | 143.2 | 8.86 | 1.64 | 5.41 | 1.60 | 3.81 | 0.55 | 5.7 | 26.0 | 17.5 | 48.1 | 231.79 | 0.07 | 0.69 |

*В силу определения неполного набора PЗЭ в состав LREE (легких PЗЭ) входят La и Ce, в состав HREE (тяжелых PЗЭ) – Yb и Lu.

*LREE (light REE) include La and Ce, and HREE (heavy REE) include Yb and Lu due to the determination of a REE incomplete set.

Таблица 7. Распределение U и Th в вертикальных сечениях рудных тел, г/т

Table 7. Distribution of U and Th in vertical sections of the ore bodies, ppm

| Интервал глубин отбора проб | Северное рудное тело | | Южное рудное тело | |
|-----------------------------|----------------------|-------|-------------------|-------|
| | U | Th | U | Th |
| 0–50 | 6.52 | 18.93 | 6.16 | 25.62 |
| 50–100 | 4.24 | 16.37 | 7.89 | 25.97 |
| 100–150 | 4.51 | 20.1 | 5.56 | 27.37 |
| >150 | 3.48 | 22.63 | 5.76 | 29.89 |

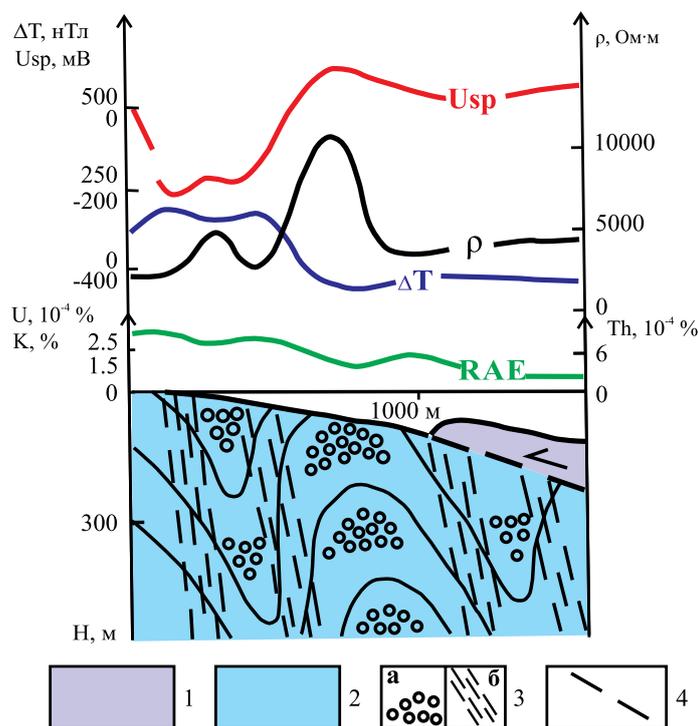


Рис. 10. Физико-геологическая модель надвиговой структуры.

1 – кальцифилы рязановской свиты, 2 – сланцы кординской свиты, 3 – зоны окварцевания (а) и графитовой и пирротитовой минерализации в кливажных швах (б), 4 – сместитель надвига.

Fig. 10. Physical and geological model of the thrust structure.

1 – calciphyres of the Ryazanovsky suite, 2 – schists of the Kordinsky suite, 3 – zones of silicification (a) and graphite and pyrrhotite mineralization in the cleavage joints (b), 4 – thrust fault plane.

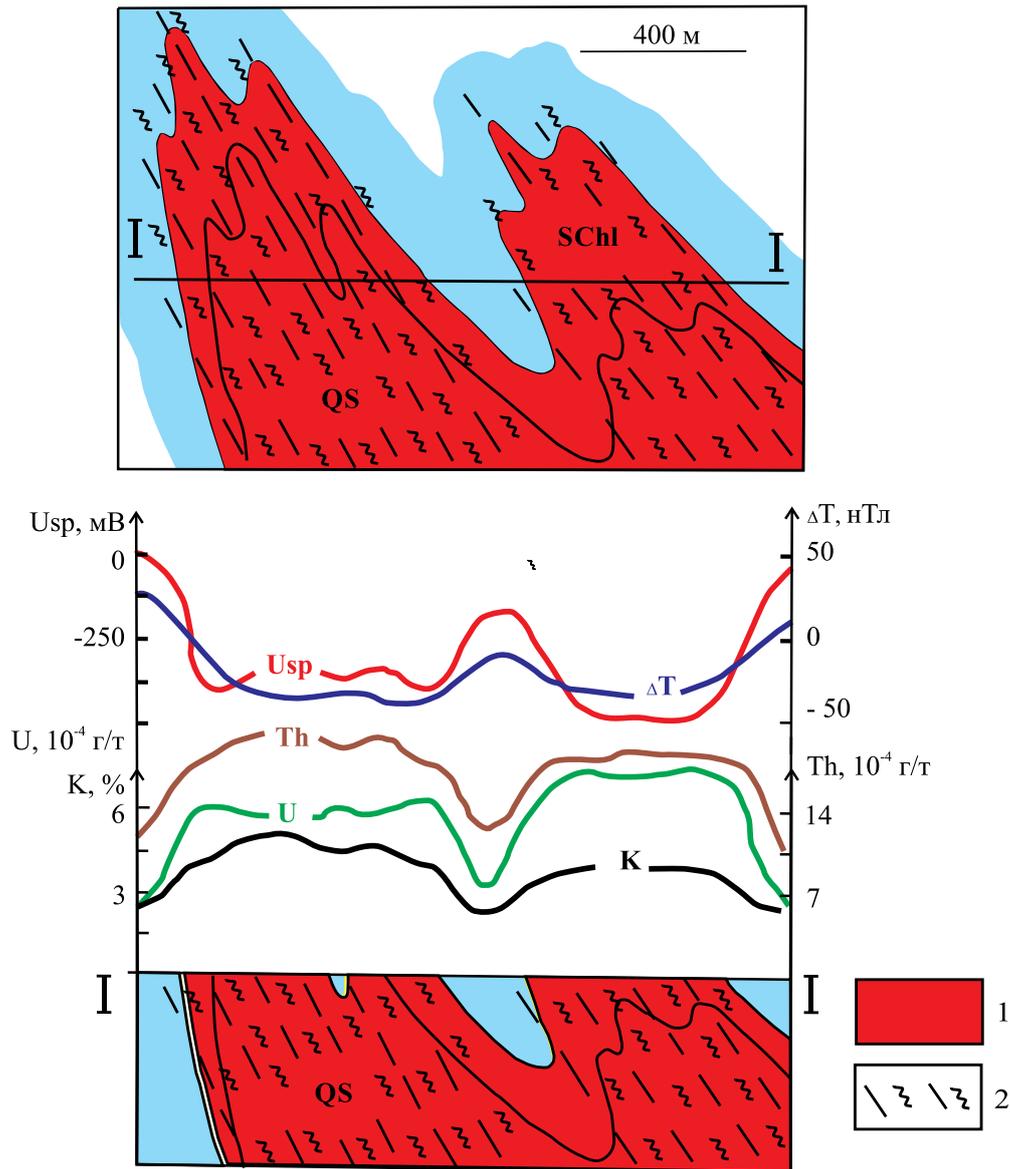


Рис. 11. Физико-геологическая модель дорудных метасоматитов.

1 – дорудные углеродистые метасоматиты кварц-серицитового (QS) и серицит-хлоритового (SChl) состава, 2 – повышенная трещиноватость в зонах кливажа.

Fig. 11. Physical and geological model of pre-ore metasomatites.

1 – pre-ore carbonaceous metasomatites of quartz-sericite (QS) and sericite-chlorite (SChl) composition; 2 – increased fracturing in cleavage zones.

Рудный и заключительный этапы

Петрофизическая зональность рудного этапа формировалась под действием растворов гидрокарбонатного состава (Томиленко, Гибшер, 2006) при $T = 280\text{--}564^\circ\text{C}$ 698 млн лет назад. Эта датировка соотносится с возрастом вулканитов трахибазальт-трахитовой ассоциации в рифтогенных прогибах, субщелочных гранитоидов кутукаского и

щелочных пород захребетнинского комплексов в консолидированных бортах рифтинговых структур (см. табл. 1). Метасоматизм рудного этапа выразился в замещении железосодержащих алюмосиликатов ассоциацией сидерита, мусковита и кварца при значительных вариациях карбонатной составляющей: от кварц-серицит-карбонатных метасоматитов и рассеянной карбонатной минерализации в продуктивном блоке рудовмещающей

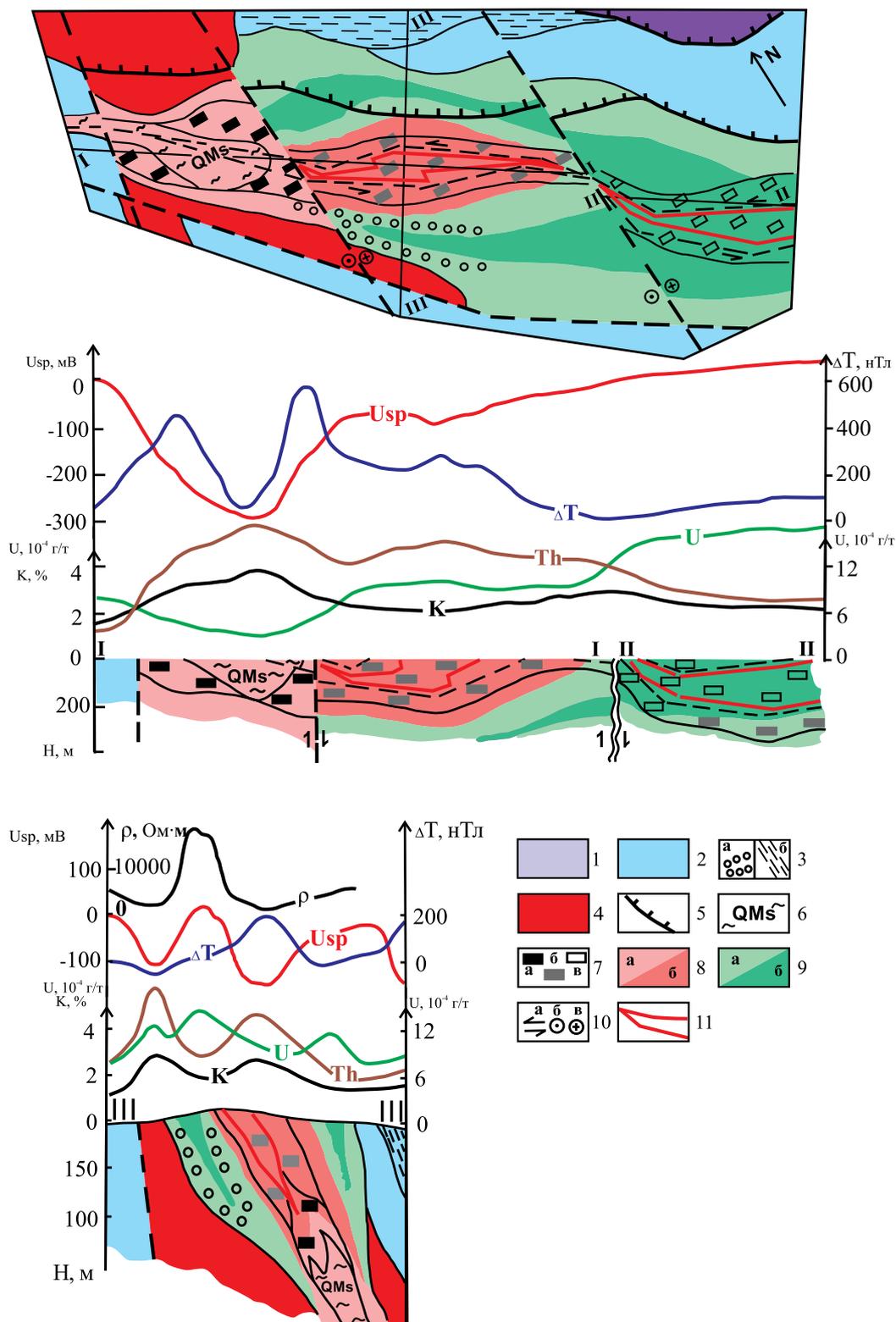


Рис. 12. Образование рудного этапа и общая петрофизическая модель месторождения.

1 – кальциферы рязановской свиты; 2 – сланцы кординской свиты; 3 – динамометаморфические зоны: окварцевания (а), графитовой и пирротиновой минерализации в кливажных швах (б); 4 – дорудные углеродистые метасоматиты; 5 – синколлизонные надвиги; 6 – среднетемпературные кварц-мусковитовые метасоматиты рудного этапа; 7 – интенсивность и магнитная восприимчивость пирротиновой минерализации: максимальная (а), средняя (б), слабая (в); 8,

9 – Th/U-отношения: очень высокие (8а) и высокие (8б); низкие (9а) и очень низкие (9б); 10 – перемещение блоков в плане (а), вверх (2б); вниз (2в); 11 – рудные тела.

Fig. 12. Formations of the ore stage and general petrophysical model of the deposit.

1 – calciphyres of the Ryazanovsky suite; 2 – schists of the Kordinsky suite; 3 – dynamometamorphic zones: of silicification (а), graphite and pyrrhotite mineralization in the cleavage joints (б); 4 – pre-ore carbonaceous metasomatites; 5 – syncollisional thrusts; 6 – medium-temperature quartz-muscovite metasomatites of the ore stage; 7 – intensity and magnetic susceptibility of pyrrhotite mineralization: maximum (а), medium (б), weak (с); 8, 9 – Th/U ratios: very high (8а) and high (8б); low (9а) and very low (9б); 10 – block movement in plan (а), up (2б); down (2в); 11 – ore bodies.

зоны до полного исчезновения карбонатов в ее безрудном северо-западном блоке.

Дорудные метасоматиты, поляризующиеся и обогащенные РАЭ, под действием растворов гидротермального состава приобрели очень контрастную петрофизическую неоднородность. Ведущей формой переноса РАЭ и РЗЭ в таких растворах являются карбонатные комплексы. По их устойчивости Th уступает U и более сопоставим с REE, у которых устойчивость комплексов напрямую зависит от концентрации углекислоты в растворе, при этом комплексы тяжелых РЗЭ прочнее, чем легких РЗЭ (Wood, 1990). Геохимическая близость Th и РЗЭ сильно зависит от температуры. При высоких температурах Th ассоциирует с легкими РЗЭ, а при низких – с тяжелыми (Невский и др., 1972). Возможно, что появление тонкорассеянной карбонатной минерализации, изолирующей отдельные чешуйки графита или их агрегаты, приводит к тому, что порода утрачивает способность к естественной электрической поляризации. Очевидно, что наличие, концентрация и фугитивность углекислоты в растворах рудного этапа играли чрезвычайно важную роль в петрофизических преобразованиях минералообразующей системы. Расход углекислоты связан с кристаллизацией карбонатов в процессе уравнивания раствора с твердой фазой. Распределение H_2CO_3 между флюидом и твердой фазой при постоянном P регулируется температурой системы, с ее ростом уменьшается доля CO_2 , связываемого в карбонатах и все большее его количество остается в равновесном растворе. При достаточно высоких температурах образование карбонатов будет подавлено даже в условиях очень больших (десятки–сотни моль/л) концентраций H_2CO_3 (Рыженко и др., 1996), следствием чего будет сохранность поляризационных свойств у графитизированных пород.

Высокая корреляция Th с Ce в северном рудном теле и с Lu в южном рудном теле (см. табл. 6) может являться признаком того, что северное рудное тело формировалось в условиях больших температур. Там, где достигались максимальные температуры, по дорудным углеродным метасоматитам формировались среднетемпературные бескарбонатные кварц-мусковитовые метасоматиты рудного этапа. Подавление реакции образования кар-

бонатов сохранило в них способность к электрохимической поляризации и созданию локальной линейной аномалии ЕП. Их геофизическим отличием от дорудных метасоматитов является обеднение РАЭ, особенно U, и самые высокие значения Th/U. Образование южного рудного тела при более низких температурах сопровождалось связыванием CO_2 в рассеянной карбонатной минерализации и нарушением электрохимической активности пород (см. рис. 5 и 12). Расходование CO_2 сказывалось на миграции легких РЗЭ: увеличение Σ РЗЭ в южном рудном теле происходило только за их счет (см. табл. 6, рис. 8б). В распределении РАЭ проявилась более высокая миграционная способность U по сравнению с Th: нижние горизонты рудных тел обогащены Th, а верхние – U (см. табл. 7). Такая зональность позволяет интерпретировать неодинаковое проявление рудных тел в полях РАЭ – в локальном ореоле Th северного и в ореоле U южного рудного тела – как увеличение глубины эрозионного среза в северном направлении (см. рис. 5).

На заключительном этапе (368 ± 23 млн лет) минерализованная зона была разбита меридиональными взбросами на блоки с различными амплитудами вертикального перемещения и глубиной эрозионного среза. Нарушения, по которым осуществлялись блоковые перемещения, наиболее уверенно прослеживаются по аномалиям высоких градиентов 1-го и 2-го порядка в поле Th/U (см. рис. 5 и 12). В локальных геофизических аномалиях проявляется специфика вертикальной петрофизической неоднородности рудовмещающей минерализованной зоны. В северо-западном блоке на поверхность выходят корневые и подрудные участки рудных тел, в южном – верхние продуктивные горизонты. Рудовмещающая минерализованная зона имеет северо-восточное падение, поэтому наиболее приподнятые и глубокоэродированные блоки и аномалии от них ступенчато смещаются в этом же направлении.

Сульфидная и золотая минерализация

В отличие от исходных пород породы и руды минерализованной зоны месторождения обладают повышенной χ и создают локальные аномалии ΔT (см. рис. 5, 7 и 8а). На месторождении выявлен

единственный ферромагнитный минерал – пирротин, поэтому сделано допущение, что магнитная восприимчивость пород пропорциональна концентрации пирротина в них.

Фазовые равновесия пирит-пирротинового парагенезиса зависят от температуры, фугитивности (f) или валовой концентрации (m_s общ) серы (Иванов и др., 2004). Анализ приведенных в той же работе диаграмм $\lg m_{s\text{общ}} - \lg fO_2$, $\lg fS_2 - \lg fO_2$ системы Fe–S–O₂–H₂O при $P = 1$ кбар и различных температурах позволил сделать следующие выводы. При fO_2 , равновесных пирит-пирротин-магнетитовому буферу, пирит-пирротинное равновесие изотермической системы полностью определяется fS . С уменьшением m_s в растворе равновесие фаз может сохраняться только при соответствующем снижении температуры, иначе это влечет за собой преимущественное выделение пирротина. При неизменной m_s отклонения температуры в большую или меньшую сторону от равновесного состояния приводят к доминированию пирротина или пирита соответственно.

Транспортировка Au в гидротермальных растворах с сульфидной серой осуществляется в комплексах AuS^+ , $AuHS^0$ и $Au(HS)_2^-$ (Пальянова, Колонин, 2007). Для мобильности и концентрирования Au большое значение имеет содержание CO₂, отмечается согласованность концентрации CO₂ во флюиде и Au в рудах (Mernagh, Bierlein, 2008). Вероятно, что высокая фугитивность конкурирующего аниона HCO₃⁻ сдерживает сульфидообразование, обеспечивая тем самым сохранность диссоциатов сероводорода, а также устойчивость и накопление $AuHS^0$, $Au(HS)_2^-$ в растворе. После связывания углекислоты в карбонатах происходит массовая кристаллизация пирита и арсенопирита, что приводит к дестабилизации $AuHS^0$, $Au(HS)_2^-$ и выделению Au в самородной форме (Горячев и др., 2008). Возможно, этим объясняется постоянная разобщенность кварц-мусковит-карбонатных метасоматитов с золото-сульфидными прожилками.

На месторождении была выявлена тенденция к увеличению χ сульфидных парагенезисов по мере уменьшения S/Fe в составе ассоциирующих пиритов (см. табл. 4 и рис. 9). Вариации состава пирита можно рассматривать в качестве показателя температуры гидротермальных растворов и фугитивности серы. Считается, что увеличение в нем S/Fe-отношения связано с ростом фугитивности серы, что может происходить на фоне снижения температуры (Коробейников и др., 1993). Более высокотемпературные условия рудного этапа сказались на повышенной концентрации пирротина в составе пирит-арсенопирит-пирротинового парагенезиса и его повышенной магнитной восприимчивости (см. рис. 4, 7, 8а) с образованием наиболее магнитных пород в корневых участках рудных тел и подрудном пространстве, где достигались максималь-

ные температуры (см. рис. 12). Интенсивное замещение пирита пирротинном сопровождалось высвобождением сульфидной серы и повышением подвижности Au. Накопление Au в средне- и слабомагнитных рудах вызвано наращиванием fS при снижении температуры и ее массовом связывании в пирите и арсенопирите и дестабилизацией $AuHS^0$, $Au(HS)_2^-$.

ВЫВОДЫ

На основе геолого-геофизических, петрофизических данных и результатов системного изучения вещества пород с аномальными свойствами выполнена поэтапная реконструкция петрофизической зональности золото-сульфидного месторождения Благодатное.

Заложение структуры месторождения обязательно синколлизонному складчато-надвиговому разрушению (785 млн лет) мезопротерозойских регионально метаморфизованных толщ. Фронтальные динамометаморфические зоны надвига сопровождаются линейными геофизическими аномалиями: магнитными и естественными электрическими – от кливажных зон с пирротиновой и графитовой минерализацией и удельного электрического сопротивления – от сопряженных зон окварцевания.

Петрофизические неоднородности дорудного (753 млн лет) и рудного (698 млн лет) этапов проявились в обстановке периодической активизации процессов рифтогенного и внутриплитного магматизма соответственно 760–750 и 700–690 млн лет.

На этапе дорудного образования надфоновых концентраций золота под действием восстановленных растворов формировались кварц-мусковитовые и сопряженные с ними мусковит-хлоритовые метасоматиты с углеродной минерализацией. Им свойственны высокие концентрации РАЭ и аномальная электрохимическая поляризуемость, пониженная плотность кварц-мусковитовых и повышенная – мусковит-хлоритовых разновидностей. Появление характерных физических свойств дорудных метасоматитов обусловлено дополнительным поступлением РАЭ, образованием графита, выщелачиванием и перераспределением оснований.

На рудном этапе происходило концентрирование золота при участии растворов гидрокарбонатно-сульфидного состава. Широкий диапазон температур растворов обусловил чрезвычайно контрастные петрофизические характеристики образований рудного этапа. Среднетемпературные кварц-мусковитовые метасоматиты подрудных участков, формировавшиеся по дорудным метасоматитам, сохранили способность создавать аномалии ЕП. Они обеднены U и имеют самые высокие значения Th/U. Породы с низкотемпературной рассеянной

карбонатной минерализацией, вмещающие кварц-серцит-карбонатные метасоматиты и рудные тела, характеризуются отсутствием аномалий ЕП, зональным распределением Th и U относительно рудных тел и широким диапазоном значений Th/U. Рудам свойственна аномальная магнитная восприимчивость, достигающая максимальных значений в корневых участках рудных тел.

Неодинаковые вертикальные перемещения отдельных блоков минерализованной зоны по меридиональным нарушениям на заключительном этапе привели к тому, что на современную дневную поверхность выведены ее разноглубинные участки с контрастными петрофизическими характеристиками.

Благодарности

Авторы глубоко признательны рецензентам и членам редколлегии за критический анализ, комментарии, конструктивные замечания и рекомендации, способствовавшие значительному улучшению первоначального варианта статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Даценко В.М., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Яковлева С.З. (2002) Гранитоиды Ерудинского и Чиримбинского массивов Заангарья Енисейского кряжа – индикаторы неопротерозойских коллизионных событий. *Геология и геофизика*, **43**(3), 259-272.
- Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Палесский С.В., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Яснев А.М. (2003) Неопротерозойские постколлизионные гранитоиды глушихинского комплекса Енисейского кряжа. *Петрология*, **11**(1), 54-68.
- Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Вингейт М.Т.Д. (2007) Лейкогранитный магматизм А-типа в эволюции континентальной коры западного обрамления Сибирского кратона. *Геология и геофизика*, **48**(1), 2-21.
- Верниковский В.А., Верниковская А.Е. (2006) Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского кряжа. *Геология и геофизика*, **47**(1), 35-52.
- Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Черных А.И., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Федосеенко А.М. (2001) Порожнинские гранитоиды Приенисейского офиолитового пояса – индикаторы неопротерозойских событий на Енисейском кряже. *Докл. РАН*, **381**(6), 806-810.
- Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е., Матушкин Н.Ю., Казанский А.Ю., Кадильников П.И., Романова И.В., Вингейт М.Т.Д., Ларионов А.Н., Родионов Н.В. (2016) Неопротерозойская тектоническая структура Енисейского кряжа и формирование западной окраины Сибирского кратона на основе новых геологических, палеомагнитных и геохронологических данных. *Геология и геофизика*, **57**(1), 63-90.
- Врублевский В.В., Покровский Б.Г., Журавлев Д.З., Аношин Г.Н. (2003) Вещественный состав и возраст пенченгинского линейного комплекса карбонатитов, Енисейский кряж. *Петрология*, **11**(2), 145-163.
- Горячев Н.А., Викентьева О.В., Бортников Н.С., Прокофьев В.Ю., Алпатов В.А., Голуб В.В. (2008) Наталкинское золоторудное месторождение мирового класса: распределение РЗЭ, флюидные включения, стабильные изотопы кислорода и условия формирования руд. *Геология руд. месторождений*, **50**(5), 414-444.
- Иванов И.П., Шаповалов Ю.Б., Каширцева Г.А. (2004) Термодинамический анализ парагенезисов минералов на основе системы Fe–S–O₂–H₂O. *Экспериментальная минералогия: некоторые итоги на рубеже столетий*, Т.1, М.: Наука, 283-297.
- Константинов М.М., Данковцев Р.Ф., Симкин Г.С., Черкасов С.В. (1999) Глубинное строение и закономерности размещения месторождений Северо-Енисейского золоторудного района (Россия). *Геология руд. месторождений*, **41**(5), 425-436.
- Коробейников А.Ф., Нарсеев В.А., Пшеничкин А.Я., Арифулов Ч.Х. (1993) Пириты золоторудных месторождений. М.: ЦНИГРИ, 213 с.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В. (2011) Нижнепротерозойские метапелиты северной части Енисейского кряжа: природа и возраст протолита, поведение вещества при коллизионном метаморфизме. *Геохимия*, (3), 239-267.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В. (2014) P–T–t эволюция метаморфизма в Заангарье Енисейского кряжа: петрологические и геодинамические следствия. *Геология и геофизика*, **55**(3), 385-416.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Зиновьев С.В., Ножкин А.Д. (2013а) Возраст бластомилонитов Приенисейской региональной сдвиговой зоны как свидетельство вендских аккреционно-коллизионных событий на западной окраине Сибирского кратона. *Докл. АН*, **450**(2), 199-203.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Зиновьев С.В. (2013б) Неопротерозойский дайковый пояс Заангарья Енисейского кряжа как индикатор процессов растяжения и распада Родинии. *Докл. АН*, **450**(6), 685-690.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Травин А.В. (2010) Верхнерифейский возраст кианит-силлиманитового метаморфизма в Заангарье Енисейского кряжа (по ⁴⁰Ar–³⁹Ar данным). *Докл. АН*, **433**(6), 522-527.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Хиллер В.В. (2013в) Реконструкция неопротерозойской метаморфической истории Заангарья Енисейского кряжа по данным Th–U–Pb-датирования монацита и кенотима в зональных гранатах. *Докл. АН*, **450**(3), 329-334.
- Наумов Г.Б. (1998) Миграция урана в гидротермальных растворах. *Геология руд. месторождений*, **40**(4), 307-325.
- Неволько П.А. (2009) Геологические и физико-химические условия формирования сурьмяной минерализации на золоторудных месторождениях Енисейского кряжа: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 16 с.
- Невский В.А., Гинзбург А.И., Козлова П.С., Онтюев Д.О., Апельцин Ф.Р., Куприянова И.И., Кудрин В.С., Эпштейн Е.М. (1972) Геология постмагматических то-

- риево-редкометалльных месторождений. М.: Атомиздат, 408 с.
- Новожилов Ю.И., Гаврилов А.М. (1999) Золото-сульфидные месторождения в углеродисто-терригенных толщах. Золото-сульфидные месторождения основных промышленных типов. Золото-сульфидно-сурьмяный (ртутно-вольфрам-сурьмяный) тип. Месторождение Олимпиадинское. М.: ЦНИГРИ, 175 с.
- Ножкин А.Д., Борисенко А.С., Неволько П.А. (2011) Этапы позднепротерозойского магматизма и возрастные рубежи золотого оруденения Енисейского кряжа. *Геология и геофизика*, **52**(1), 158-181.
- Ножкин А.Д., Дмитриева Н.В., Лиханов И.И., Серов П.А., Козлов П.С. (2016) Геохимические и изотопно-геохронологические свидетельства субсинхронного островодужного магматизма и терригенной седиментации (Предивинский террейн Енисейского кряжа). *Геология и геофизика*, **57**(11), 1992-2014.
- Ножкин А.Д., Качевский Л.К., Дмитриева Н.В. (2013) Позднепротерозойская рифтогенная метариолит-базальтовая ассоциация Глушихинского прогиба (Енисейский кряж): петрогеохимический состав, возраст и условия образования. *Геология и геофизика*, **54**(1), 58-71.
- Ножкин А.Д., Попов Н.В., Дмитриева Н.В., Стороженко А.А., Васильев Н.Ф. (2015) Неотерозойские коллизионные S-гранитоиды Енисейского кряжа: петрогеохимические особенности, U-Pb, Ar-Ar и Sm-Nd изотопные данные. *Геология и геофизика*, **56**(5), 881-889.
- Ножкин А.Д., Постников А.А., Наговицин К.Е., Травин А.В., Станевич А.М., Юдин Д.С. (2007) Чинганская серия неопротерозоя Енисейского кряжа: новые данные о возрасте и условиях формирования. *Геология и геофизика*, **48**(12), 1307-1320.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Постников А.А., Травин А.В., Эрнст Р.Е. (2008) Неотерозойский рифтогенный и внутриплитный магматизм Енисейского кряжа как индикатор процессов распада Родинии. *Геология и геофизика*, **49**(7), 666-688.
- Пальянова Г.А., Колонин Г.Р. (2007) Геохимическая подвижность Au и Ag в условиях гидротермального переноса и отложения (термодинамическое моделирование). *Геохимия*, (8), 814-828.
- Петров В.Г. (1974) Условия золотоносности северной части Енисейского кряжа. Новосибирск: Наука, 138 с.
- Полева Т.В., Сазонов А.М. (2012) Геология золоторудного месторождения Благодатное в Енисейском кряже. М.: Экон. газ., 290 с.
- Русинова О.В., Королев Ю.М., Васильева М.Е. (1996) Рентгенографические характеристики углеродистого вещества золоторудных месторождений в черносланцевых толщах. *Литология и полезн. ископаемые*, **31**(1), 89-96.
- Рыженко Б.Н., Барсуков В.Л., Князева С.Н. (1996) Химические характеристики (состав, pH, Eh) системы порода-вода. I. Система гранитоиды-вода. *Геохимия*, (5), 436-454.
- Сазонов А.М. (1998) Золоторудный процесс в метаморфических толщах. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ИМГРЭ, 58 с.
- Сазонов А.М., Гертнер И.Ф., Тишин П.А., Звягина Е.А., Врублевский В.В., Краснова Т.С. (2003) Возрастные рубежи формирования золото-сульфидного рудопроявления Благодатное (Енисейский кряж). *Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза*. СПб: ЦИК, 447-450.
- Сазонов А.М., Некрасова Н.А., Звягина Е.А., Тишин П.А. (2016) Геохронология гранитов, вмещающих сланцев и руд месторождения золота "Панимба" (Енисейский кряж). *Журн. СВУ*, **9**(2), 174-188.
- Сазонов А.М., Романовский А.Э., Шведов Г.И., Леонтьев С.И., Звягина Е.А. (1994) Ведугинское золото-сульфидное месторождение (Енисейский кряж). *Руды и металлы*, (2), 86-97.
- Свешникова Е.В., Семенов Е.И., Хомяков А.П. (1976) Заангарский щелочной массив, его породы и минералы. М.: Наука. 80 с.
- Тишин П.А., Гертнер И.Ф., Сазонов А.М., Звягина Е.А., Колмаков Ю.В., Леонтьев С.И. (2004) Структурная эволюция метаморфогенной золотосульфидной минерализации на примере месторождения Благодатного (Енисейский кряж). *Петрология магматических и метаморфических комплексов*. Томск: ЦНТИ, 283-289.
- Томиленко А.А., Гибшер Н.А. (2006) Флюидные включения в золотокварцевых жилах рудопроявления Благодатного (Енисейский кряж, Россия). *Золото Сибири: геохимия, технология, экономика*. Мат-лы IV Междунар. симпоз. Красноярск: КНИИГиМС, 30-31.
- Томиленко А.А., Гибшер Н.А., Травин А.В. (2006) ⁴⁰Ar/³⁹Ar возраст серицитов из золотоносных и безрудных кварцево-жильных зон Советского месторождения, Енисейский кряж, Россия. *Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма*. М.: ГЕОС, 345-349.
- Хоментовский В.В. (2007) Верхний рифей Енисейского кряжа. *Геология и геофизика*, **48**(9), 921-933.
- Чугаев А.В., Белов А.Н., Чернышов И.В. (2001) Изотопный состав Sr и эволюция источника гидротермальных растворов (на примере золоторудного месторождения Ведуга, Енисейский кряж). *Докл. АН*, **377**(5), 680-683.
- Gertner I., Tishin P., Vrublevsky V., Sazonov A., Zvyagina E., Kolmakov Y. (2011) Neoproterozoic Alkaline Igneous Rocks, Carbonatites and Gold Deposits of the Yenisei Ridge, Central Siberia: Evidence of Mantle Plume Activity and Late Collision Shear Tectonics Associated with Orogenic gold Mineralisation. *Resource Geol.*, **61**(4), 316-343.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Savko K.A. (2017) Bimodal Intraplate Magmatism of the Yenisei Ridge as Evidence of Breakup of Rodinia and Opening of the Paleasian Ocean at the Western Margin of the Siberian Craton. *Dokl. Earth Sci.*, **476**(2), 1217-1221.
- Mernagh T.P., Bierlein F.P. (2008) Transport and precipitation of gold in Phanerozoic metamorphic terranes from chemical modeling of fluid-rock interaction. *Econ. Geol.*, **103**, 1613-1640.
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford. 312 p.
- Wood S.A. (1990) The aqueous geochemistry of the rare-earth elements and yttrium: 2. Theoretical predictions of speciation in hydrothermal solutions to 350°C at saturation water vapor pressure. *Chem. Geol.*, **88**(15), 99-125.

REFERENCES

- Chugaev A.V., Belov A.N., Chernyshov I.V. (2001) Sr isotopic composition and evolution of the source of hydrothermal solutions (by the example of the Veduga gold deposit, Yenisei Ridge). *Dokl. Akad. Nauk*, **377**(5), 680-683. (In Russ.)
- Gertner I., Tishin P., Vrublevsky V., Sazonov A., Zvyagina E., Kolmakov Y. (2011) Neoproterozoic Alkaline Igneous Rocks, Carbonatites and Gold Deposits of the Yenisei Ridge, Central Siberia: Evidence of Mantle Plume Activity and Late Collision Shear Tectonics Associated with Orogenic gold Mineralisation. *Resource Geol.*, **61**(4), 316-343.
- Goryachev N.A., Vikent'eva O.V., Bortnikov N.S., Prokof'ev V.Yu., Alpatov V.A., Golub V.V. (2008) The World-Class Natalka gold deposit, northeast Russia: REE patterns, fluid inclusions, stable oxygen isotopes, and formation conditions of ore. *Geol. Ore Dep.*, **50**(5), 362-390. (Translated from *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **50**(5), 414-444).
- Ivanov I.P., Shapovalov Yu.B., Kashirtseva G.A. (2004) Thermodynamic analysis of parageneses based on the system Fe-S-O₂-H₂O. *Experimental Mineralogy: Some Results at the Turn of the Century*. Moscow, Nauka Publ., 283-297. (In Russ.)
- Khomentovskii V.V. (2007) The Upper Riphean of the Yenisei range. *Russ. Geol. Geophys.*, **48**(9), 711-720. (Translated from *Geol. Geofiz.*, **48**(9), 921-933).
- Konstantinov M.M., Dankovtsev R.F., Simkin G.S., Cherkasov S.V. (1999) Deep structure of the North Enisei gold district (Russia) and setting of ore deposits. *Geol. Ore Dep.*, **41**(5), 387-397. (Translated from *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **41**(5), 425-436).
- Korobeinikov A.F., Narseev V.A., Pshenichkin A.Ya., Arifulov Ch.Kh. (1993) *Pyrite at Gold Deposits*. Moscow, TsNIGRI, 1-213. (In Russ.)
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V. (2011) Lower Proterozoic metapelites of the northern part of the Yenisei Ridge: nature and age of the protolith and behavior of the matter during collisional metamorphism. *Geokhimiya*, (3), 239-267. (In Russ.)
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V. (2014) *P-T-t* constraints on the metamorphic evolution of the Transangarian Yenisei ridge: geodynamic and petrological implications. *Russ. Geol. Geophys.*, **55**(3), 299-322. (Translated from *Geol. Geofiz.*, **55**(3), 385-416).
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Khiller V.V. (2013c) Neoproterozoic metamorphic evolution in the Transangarian Yenisei ridge: evidence from monazite and xenotime geochronology. *Dokl. Earth Sci.*, **450**(1), 556-561. (Translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **450**(3), 329-334).
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Travin A.V. (2010) Upper riphean age of kyanite-sillimanite metamorphism in the Transangarian Yenisei ridge: evidence from ⁴⁰Ar/³⁹Ar data. *Dokl. Earth Sci.*, **433**(2), 1108-1113. (Translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **433**(6), 522-527).
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Savko K.A. (2017) Bimodal Intraplate Magmatism of the Yenisei Ridge as Evidence of Breakup of Rodinia and Opening of the Paleasian Ocean at the Western Margin of the Siberian Craton. *Dokl. Earth Sci.*, 2017, **476**(2), 1217-1221.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Zinov'ev S.V., Kozlov P.S. (2013b) The neoproterozoic Trans-Angara dike belt, Yenisei ridge, as an indicator of extension and breakup of Rodinia. *Dokl. Earth Sci.*, **450**(2), 613-617. (Translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **450**(6), 685-690).
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Zinov'ev S.V., Nozhkin A.D. (2013a) Age of blastomylonites of the Yenisei regional shear zone as evidence of the vendian accretionary-collision events at the western margin of the Siberian craton. *Dokl. Earth Sci.*, **450**(1), 489-493. (Translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **450**(2), 199-203).
- Mernagh T.P., Bierlein F.P. (2008) Transport and precipitation of gold in Phanerozoic metamorphic terranes from chemical modeling of fluid-rock interaction. *Econ. Geol.*, **103**, 1613-1640.
- Naumov G.B. (1998) Uranium migration in hydrothermal solutions. *Geol. Ore Dep.*, **40**(4), 307-325. (Translated from *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **40**(4), 273-289).
- Nevol'ko P.A. (2009) Geological and physicochemical conditions of antimony mineralization formation in the gold ore deposits of the Yenisei Ridge. *Cand. geol. and min. sci* thesis. Novosibirsk, IGM SO RAN, 16 p. (in Russ.)
- Nevskii V.A., Ginzburg A.I., Kozlova P.S., Ontoev D.O., Apel'tsin F.R., Kupriyanova I.I., Kudrin V.S., Epshtein E.M. (1972) *Geology of Postmagmatic Thorium-Rare-Metal Deposits*. Moscow, Atomizdat Publ., 407 p. (In Russ.)
- Novozhilov Y.I., Gavrilov A.M. (1999) Gold-sulfide deposits in carbonaceous-terrigenous strata. Gold-sulfide deposits of the main industrial types. Gold-sulfide-antimony (mercury-phosphorus-antimony) type Olimpiada deposit. Moscow, TsNIGRI, 175 p. (In Russ.)
- Nozhkin A.D., Borisenko A.S., Nevol'ko P.A. (2011) Stages of late proterozoic magmatism and periods of au mineralization in the Yenisei ridge. *Russ. Geol. Geophys.*, **52**(1), 124-143. (Translated from *Geol. Geofiz.*, **52**(1), 158-181).
- Nozhkin A.D., Dmitrieva N.V., Likhanov I.I., Serov P.A., Kozlov P.S. (2016) Geochemical, isotopic, and geochronological evidence for subsynchronous island-arc magmatism and terrigenous sedimentation (Predivinsk terrane of the Yenisei ridge). *Russ. Geol. Geophys.*, **57**(11), 1570-1590. (Translated from *Geol. Geofiz.*, **57**(11), 1992-2014).
- Nozhkin A.D., Dmitrieva N.V., Popov N.V., Storozhenko A.A., Vasil'ev N.F. (2015) Neoproterozoic collisional S-type granitoids of the Yenisei ridge: petrogeochemical composition and U-Pb, Ar-Ar, and Sm-Nd isotope data. *Russ. Geol. Geophys.*, **56**(5), 689-695. (Translated from *Geol. Geofiz.*, **56**(5), 881-889).
- Nozhkin A.D., Kachevskii L.K., Dmitrieva N.V. (2013) The late neoproterozoic rift-related metarhyolite-basalt association of the Glushikha trough (Yenisei ridge): petrogeochemical composition, age, and formation conditions. *Russ. Geol. Geophys.*, **54**(1), 44-54. (Translated from *Geol. Geofiz.*, **54**(1), 58-71).
- Nozhkin A.D., Travin A.V., Yudin D.S., Postnikov A.A., Nagovitsin K.E., Stanevich A.M. (2007) Neoproterozoic chingasan group in the Yenisei ridge: new data on age and deposition environments. *Russ. Geol. Geophys.*, **48**(12), 1015-1025. (Translated from *Geol. Geofiz.*, **48**(12), 1307-1320).
- Nozhkin A.D., Turkina O.M., Travin A.V., Bayanova T.B., Berezhnaya N.G., Larionov A.N., Postnikov A.A., Ernst R.E. (2008) Neoproterozoic rift and within-plate magmatism in the Yenisei ridge: implications for the breakup of Rodinia. *Russ. Geol. Geophys.*, **49**(7), 503-519. (Translated

- from *Geol. Geofiz.*, **49**(7), 666-688).
- Pal'yanova G.A., Kolonin G.R. (2007) Geochemical mobility of Au and Ag during hydrothermal transfer and precipitation: Thermodynamic simulation. *Geochem. Int.* **45**(8), 744-757. (Translated from *Geokhimiya*, (8), 814-828).
- Petrov S.G. (1974) Conditions of gold mineralization in the northern part of the Yenisei Ridge. Novosibirsk, Nauka Publ., 138 p. (in Russ.)
- Poleva T.V., Sazonov A.M. (2012) *Geology of the Blagodatnoe Gold Deposit, Yenisei Ridge*. Moscow, Ekon. Gaz., 290 p. (In Russ.)
- Rusinova O.V., Korolev Yu.M., Vasil'eva M.E. (1996) X-ray Diffraction Characteristics of Carbonaceous Matter from Gold Ore Deposits in Black Shales. *Lithol. Miner. Res.*, **31**(1), 79-85. (Translated from *Litol. Polezn. Iskop.*, **31**(1), 89-96)
- Ryzhenko B.N., Barsukov V.L., Knyazeva S.N. (1996) Chemical characteristics (composition, pH, and Eh) of a rock-water system: 1. The granitoids-water system. *Geokhimiya*, (5), 436-454. (In Russ.)
- Sazonov A.M. (1998) Gold-ore process in metamorphic strata. Doc. geol. and min. sci. diss. Moscow, IMGRE, 58p. (In Russ.)
- Sazonov A.M., Gertner I.F., Tishin P.A., Zvyagina E.A., Vrublevskii V.V., Krasnova T.S. (2003) Age ranges of formation of the Blagodatnoye gold-sulfide ore occurrence (Yenisei Ridge). *Isotopic geochronology in solving problems of geodynamics and ore genesis*. St.Petersburg, Center of Information Culture Publ., 447-450. (In Russ.)
- Sazonov A.M., Nekrasova N.A., Zvyagina E.A., Tishin P.A. (2016) Geochronology of granites, host schists and ores of the Panimba gold deposit (Yenisei ridge). *Zh. Siberian Federal University*, **9**(2), 174-188. (In Russ.)
- Sazonov A.M., Romanovskii A.E., Shvedov G.I., Leont'ev S.I., Zvyagina E.A. (1994) Veduginskoye gold-sulfide deposit (Yenisei ridge). *Rudy i Metally*, (2), 86-97. (In Russ.)
- Sveshnikova E.V., Semenov E.I., Khomyakov A.P. (1976) Trans-Angara alkaline massif, its rocks and minerals. Moscow, Nauka Publ. 80 p. (In Russ.)
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford. 312 p.
- Tishin P.A., Gertner I.F., Sazonov A.M., Zvyagina E.A., Kolmakov Yu.V., Leont'ev S.I. (2004) Structural evolution of metamorphogenic on the example of the Blagodatnoye deposit (Yenisei Ridge). *Petrology of igneous and metamorphic complexes*. Tomsk, TsNTI, 283-289.
- Tomilenko A.A., Gibscher N.A. (2006) Fluid inclusions in the gold-quartz veins of the Blagodatnoe ore occurrence (Yenisei Ridge, Russia). *The Gold of Siberia: Geochemistry, Technology and Economics (Proc. IV Int. Symp.)* Krasnoyarsk, KNIIGiMS Publ., 30-31. (In Russ.)
- Tomilenko A.A., Gibscher N.A., Travin A.V. (2006) ⁴⁰Ar/³⁹Ar age of sericites from gold-bearing and ore-free quartz-vein zones of the Sovetskoye deposit, Yenisei Ridge, Russia. *Isotopic dating of the ore formation, magmatism, sedimentation, and metamorphism processes*. Moscow, GEOS Publ., 345-349. (In Russ.)
- Vernikovskaya A.E., Vernikovskii V.A., Sal'nikova E.B., Datsenko V.M., Kotov A.B., Kovach V.P., Travin A.V., Yakovleva S.Z. (2002) Granitoids of the Yeruda and Chirimbinsky massifs of the Trans-Angara region of the Yenisei Ridge – indicators of Neoproterozoic collisional events. *Geol. Geofiz.*, **43**(3), 259-272. (In Russ.)
- Vernikovskaya A.E., Vernikovskiy V.A., Salnikova E.B., Kotov A.B., Kovach V.P., Travin A.V., Palessky S.V., Yakovleva S.Z., Fedoseyenko A.M., Yasenev A.M. (2003) Neoproterozoic postcollisional granitoids of the Glushikha complex of the Yenisei Ridge. *Petrology*, **11**(1), 48-61. (Translated from *Petrologiya*, **11**(1), 54-68).
- Vernikovskaya A.E., Vernikovskiy V.A., Travin A.V., Sal'nikova E.B., Kotov A.B., Kovach V.P., Wingate M.T.D. (2007) A-type leucogranite magmatism in the evolution of continental crust on the western margin of the Siberian craton. *Russ. Geol. Geophys.*, **48**(1), 3-16. (Translated from *Geol. Geofiz.*, **48**(1), 2-21).
- Vernikovskii V.A., Vernikovskaya A.E. (2006) Tectonics and evolution of granitoid magmatism of the Yenisei Ridge. *Geol. Geofiz.* **47**(1), 35-52. (In Russ.)
- Vernikovskiy V.A., Metelkin D.V., Vernikovskaya A.E., Matushkin N.Y., Kadilnikov P.I., Romanova I.V., Kazansky A.Y., Wingate M.T.D., Larionov A.N., Rodionov N.V. (2016) Neoproterozoic tectonic structure of the Yenisei ridge and formation of the western margin of the Siberian craton based on new geological, paleomagnetic, and geochronological data. *Russ. Geol. Geophys.*, **57**(1), 47-68. (Translated from *Geol. Geofiz.*, **57**(1), 63-90).
- Vernikovskii V.A., Vernikovskaya A.E., Chernykh A.I., Sal'nikova E.B., Kotov A.B., Kovach V.P., Yakovleva S.Z., Fedoseenko A.M. (2001) Porozhninsky granitoids of the Yenisei ophiolitic belt – indicators of Neoproterozoic events in the Yenisei Ridge. *Dokl. Akad. Nauk*, **381**(6), 806-810. (In Russ.)
- Vrublevskiy V.V., Pokrovskiy B.G., Zhuravlev D.Z., Anoshin G.N. (2003) Material composition and age of the Penchenginsky linear carbonatite complex, Yenisei Ridge. *Petrology*, **11**(2), 130-146. (Translated from *Petrologiya*, **11**(2), 145-163).
- Wood S.A. (1990) The aqueous geochemistry of the rare-earth elements and yttrium: 2. Theoretical predictions of speciation in hydrothermal solutions to 350°C at saturation water vapor pressure. *Chem. Geol.*, **88**(15), 99-125.

УДК 551.735.552.54.2

DOI: 10.24930/1681-9004-2022-22-5-694-704

Палеопочвы в отложениях Каширского горизонта на юго-востоке Русской плиты (Республика Башкортостан): характеристика, палеоэкологическая и стратиграфическая значимость

Р. В. Мирнов¹, Т. В. Алексеева²

¹ООО “РН-БашНИПИ-нефть” 450006, г. Уфа, ул. Ленина, 86/1, e-mail: MirnovRV@bnipi.rosneft.ru

²Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, 142290, г. Пушкино, Московская обл., ул. Институтская, 2, e-mail: alekseeva@issp.serpukhov.su

Поступила в редакцию 14.04.2022 г., принята к печати 09.06.2022 г.

Объект исследования. Палеопочвы в отложениях каширского горизонта московского яруса карбона на территории юга Восточно-Европейской платформы. **Цель.** Изучение особенностей строения палеопочв и их вещественного состава. **Материалы и методы.** Работа основана на изучении керн глубоких скважин. Исследования включали в себя детальное описание керн и шлифов, рентгенофазовый анализ и растровую электронную микроскопию. **Результаты.** Суммарно в разрезе каширского горизонта выделены семь уровней развития палеопочв, которые прослеживаются на расстоянии до 120 км. Среди них различают четыре типа палеопочв, три из которых развиты на доломитовом субстрате. Доломиты имеют следующие характерные особенности: микрокристаллическая структура с размером кристаллов 5–10 мкм, преимущественно идиоморфная форма кристаллов, высокая межкристаллическая пористость (до 38%), включения галита, гипса и ангидрита, повсеместное распространение нитевидных образований сепиолита. В палеопочвах на известняковом субстрате обнаружены бета-калькреты с *Microcodium*. Изучение ископаемых корней растений (ризолитов) показало связь их типов с составом субстрата. Так, на доломитовом субстрате встречены петрифицированные ризолиты и ризолиты-слепки, заполненные осадочной породой, часто с развитыми глинистыми кутанами, тогда как на известняковом субстрате развиты кальцитовые трубки-тубулы вокруг корневых каналов, к которым приурочены многочисленные образования *Microcodium*. **Выводы.** Выявленные особенности состава и строения палеопочв, такие как присутствие инситного галита и сульфатов (ангидрита и гипса), сепиолита, а также развитие бета-калькретов, позволяют сделать вывод о семиаридном климате в каширском веке на изучаемой территории.

Ключевые слова: Восточно-Европейская платформа, каширский горизонт, поздний карбон, палеопочвы, ризолиты, калькреты, микрокодии

Paleosols in the Kashira deposits in the south of the East European Craton (Republic of Bashkortostan): characteristics, paleoecological and stratigraphic significance

Roman V. Mirnov¹, Tatiana V. Alekseeva²

¹ООО “RN-BashNIPI-neft” 86/1 Lenin st., Ufa 450006, Russia, e-mail: MirnovRV@bnipi.rosneft.ru

²Institute of Physicochemical and Biological Problems in Soil Science of Russian Academy of Sciences, 2 Institutskaya st., Pushchino, Moscow region 142290, Russia, e-mail: alekseeva@issp.serpukhov.su

Received 14.04.2022, accepted 09.06.2022

Research subject. Paleosols discovered in the Kashira sequence of the Pennsylvanian in the southeastern part of the East European platform. **Aim.** To study the structure and composition of the paleosols. **Materials and methods.** Core material from wells was studied by X-ray analysis, scanning electron microscopy and a detailed description of the core and thin sections. **Results.** Four types of paleosols were identified, three of which are developed on a dolomite substrate. The dolomites are characterized by the following features: microcrystalline structure with a crystal size of 5–10 microns; predominantly euhedral form of crystals, high intercrystalline porosity (up to 38%), inclusions of in situ halite, gypsum and

Для цитирования: Мирнов Р.В., Алексеева Т.В. (2022) Палеопочвы в отложениях Каширского горизонта на юго-востоке Русской плиты (Республика Башкортостан): характеристика, палеоэкологическая и стратиграфическая значимость. *Литосфера*, 22(5), 694–704. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-5-694-704>

For citation: Mirnov R.V., Alekseeva T.V. (2022) Paleosols in the Kashira deposits in the south of the East European Craton (Republic of Bashkortostan): characteristics, paleoecological and stratigraphic significance. *Lithosphere (Russia)*, 22(5), 694–704. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-5-694-704>

© Р.В. Мирнов, Т.В. Алексеева, 2022

anhydrite, ubiquitous filaments of sepiolite. In paleosols based on a limestone substrate, beta-calcretes with *Microcodium* were found. The study of fossil roots (rhizoliths) revealed the correlation between their types and substrate composition. Thus, petrified rhizoliths and root casts filled with sedimentary rock and developed clay cutans were found on a dolomite substrate, while calcite tubules around root channels were developed on a limestone substrate. The latter show the presence of abundant *Microcodium* formations. *Conclusions.* The revealed morphological and compositional features of the paleosols under study, such as the presence of in situ halite and sulfates (anhydrite and gypsum), sepiolite, and beta calcretes, point to the semiarid climate during the Kashira age on the area under study.

Keywords: East European Craton, Kashira deposits, Late Carboniferous, paleosols, rhizoliths, calcretes, *Microcodium*

ВВЕДЕНИЕ

Ископаемые почвы являются индикаторами перерывов в осадконакоплении и содержат важную информацию о палеоклимате, палеорельефе, палеоэкологии, времени и условиях их формирования. Исследование состава и распространения палеопочв (ПП) позволяет прогнозировать характер диагенетических преобразований пород субстрата и, как следствие, изменения их фильтрационно-емкостных свойств.

Палеопочвенные комплексы в толще терригенно-карбонатных морских осадков имеют низкий потенциал сохранности, обусловленный в первую очередь эрозионными процессами на стадии морских трансгрессий. Сохранению палеопочв в московском веке карбона способствовали условия выровненного рельефа Восточно-Европейской платформы, на большей части которой развивалось мелководное эпиконтинентальное море.

В статье рассмотрены особенности строения палеопочв каширского горизонта московского яруса, выявленные по результатам изучения материала керна глубоких скважин, пробуренных на территории Бирской седловины и западной части Башкирского свода. Современные методы отбора изолированного керна позволили сохранить полные разрезы изучаемых отложений, включая сыпучие породы, поэтому приведенный материал является уникальным объектом исследования.

В литературе подробно описаны палеопочвы московского яруса, в том числе каширского горизонта в стратотипической местности (Kabanov, 2003; Kabanov, Varanova, 2007; Kabanov et al., 2010; Алексеева и др., 2010; Алексеева, 2020а). Учитывая огромные размеры эпиконтинентального бассейна каширского времени (Иванова, Хворова, 1955), изучение разновозрастных палеопочв на 1200 км к востоку от упомянутых представляет несомненный научный интерес. Он отчасти обусловлен нарастающим вниманием к исследованию континентальных отложений (в том числе палеопочв) для целей детализации обстановок осадконакопления, а также стратиграфии (педостратиграфии) (Retallack, 2009; и др.). Педостратиграфический подход давно

и успешно используется для целей стратиграфии и корреляции четвертичных отложений, в частности при изучении лессового-почвенных комплексов плейстоцена. В отношении дочетвертичных отложений, для которых лито-, био- и отчасти событийная стратиграфия является основной, применение данного инструмента остается на стадии разработки (Алексеева, 2020а). Педостратиграфический подход, например, был использован Б.П. Кабановым с соавторами (Kabanov, 2003; Kabanov, Varanova, 2007) для детализации стратиграфической шкалы московского и касимовского ярусов карбона для территории Подмосквовного осадочного бассейна. Авторами выделены 10 уровней палеопочв этого временного интервала. Детально рассмотренная палеопочва в кровле васькинской свиты подольского горизонта московского яруса, прослеженная и морфологически выдержанная в трех карьерах на территории Коломенского района Московской области, выступает яркой демонстрацией перспективности этого инструмента (Алексеева и др., 2010; Kabanov et al., 2010).

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Основой исследований послужил керновый материал скважин диаметром 100 мм на северо-западе Республики Башкортостан. Выполнены детальное литологическое описание более 500 пог. м материала керна и изучение прозрачных шлифов под поляризационном микроскопом. Результаты оценки керна сопоставлены с каротажными кривыми, проведен циклостратиграфический анализ. Благодаря детальной корреляции скважин с керном удалось проследить латеральную изменчивость пород и получить сводный непрерывный разрез каширского горизонта.

Для исследования структурных особенностей и химического состава пород проводилось исследование сколов на растровом электронном микроскопе (РЭМ) марки Q250 SEM FEI (Thermo Fisher Scientific) с микрозондированием. Для образцов применялось напыление золотом. Минералогический состав палеопочв изучен методом рентгеновской дифрактометрии (ДРОН-3, CuK α -излучение, Ni-фильтр).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Отложения каширского горизонта на изучаемой территории имеют горизонтальное залегание, характеризуются выдержанной мощностью около 70–80 м. Разрез сложен циклически построенными карбонатными осадками. Каждый цикл мощностью от 6 до 15 м представлен набором литологических типов пород – от спонголитов и пелитоморфных известняков в подошве циклитов до микрорхизмальных доломитов и органогенно-обломочных известняков с признаками субаэрально-го перерыва в кровле.

Всего в разрезе каширского горизонта выделены семь уровней палеопочв, которые прослеживаются на больших расстояниях (до 120 км). В первую очередь они маркируются по наличию прослоев углеродистых глин. Уровням развития палеопочв отвечают максимумы на гамма-каротажной кривой, позволяющие проводить их корреляцию при отсутствии каменного материала (рис. 1). Палеопочва 7 (ПП7) приурочена к кровле каширского горизонта и совпадает с границей каширских и подольских отложений, палеонтологически обоснованной по фауне фораминифер (Архипова, 1999; Юнусов и др., 2000).

В керне встречаются многочисленные признаки выхода пород на поверхность. На рис. 2 представлено фото шлифа из образца органогенно-обломочного известняка (уровень ПП5) с признаками нахождения в вадозной зоне – выше уровня грунтовых вод. В образце наблюдаются характерные типы кальцитового цемента, образованные за счет просачивания метеорных вод через пористый осадок: микросталактитовый (синонимы: гравитационный, висячий) цемент в виде кристаллизованных капель, а также менисковый цемент, представляющий собой минерализованные пленки, соединяющие структурные компоненты породы.

Изученные палеопочвы разделены на четыре основные морфологические типа (рис. 3). Наиболее часто встречается разрез типа А: массивные микрорхизмальные доломиты, в кровле брекчированные, имеющие резкую границу с перекрывающим их прослоем углеродистых глин. В отдельных случаях вместо слоя глин наблюдается тонкослоистая строматолитоподобная корка доломитового состава (тип Б). Разрез типа В сложен микрорхизмальными доломитами, слоистыми за счет развитых субгоризонтальных стилолитовых швов, с многочисленными ризолитами по корням мелких растений. Глинистость пород постепенно увеличивается к кровле, где разрез завершается тонким слоем глинистого темно-серого доломита. Разрез типа Г представлен плохо отсортированными органогенно-обломочными известняками, содержащими фрагменты разрушенного калькрета. Разрез увенчан прослоем темно-серых углеро-

дистых глин. В известняках отмечаются многочисленные образования *Microcodium*.

Выделенные типы палеопочв не приурочены к конкретным почвенным горизонтам – часто один тип сменяется другим по латерали. Пестрота почвенного покрова, вероятно, контролировалась палеорельефом, составом субстрата, степенью отдаленности от береговой линии и другими факторами.

В кровельной части палеопочв типов А, В и Г залегает маломощный рыхлый слой глин или глинистых известняков темно-серого цвета, представляющий собой сохранившуюся кровлю палеопочвы, материал которой обогащен органическим углеродом.

На рис. 4 представлена дифрактограмма материала, слагающего кровлю ПП3 – характерного образца для такого слоя. Палеопочва ПП3 отнесена к типу А (см. рис. 3). Основу образца составляет кальцит, дополнительно содержатся кварц и минералы глин (смектит, слюда и высокомагнезиальный силикат – сепиолит). Главным слоистым силикатом является смектит, насыщенный натрием ($d_{001} = 12.81 \text{ \AA}$). Насыщение образца катионом Mg с последующим насыщением этиленгликолем привело к набуханию решетки смектита со смещением базального рефлекса к 17 \AA . Такие обработки позволили выявить в образце незначительное содержание сепиолита, который диагностируется по пику 12.10 \AA . Второй низкоинтенсивный пик сепиолита имеет $d = 3.20 \text{ \AA}$. При прокаливании образца до 550°C решетки и смектита, и сепиолита сжимаются до 10 \AA .

Исследование данного образца электронно-микроскопическим методом выявило наличие гипса. Синтезу сепиолита, по-видимому, предшествовала кристаллизация гипса, при которой в системе возросла концентрация иона Mg. Полагаем, что сепиолит является вторичным по отношению к смектиту минералом. В образце отсутствует доломит, несмотря на то что ПП3 залегает непосредственно на микрорхизмальных доломитах.

Как уже говорилось, в изучаемом районе палеопочвы развиты преимущественно на доломитовом субстрате. Подстилающие палеопочвы доломиты имеют следующие характерные особенности строения:

- микрорхизмальная структура (размер кристаллов составляет в среднем 5–10 мкм);
- идиоморфная, реже гипидиоморфная форма кристаллов;
- высокая межкристаллическая пористость, в отдельных образцах достигающая до 38%;
- в составе пород присутствуют инситный галит, составляющий до 10%, а также гипс и ангидрит в виде желваков причудливой формы, субвертикальных жил и скоплений отдельных шестоватых кристаллов;
- в доломитах повсеместно распространены нитевидные образования сепиолита.

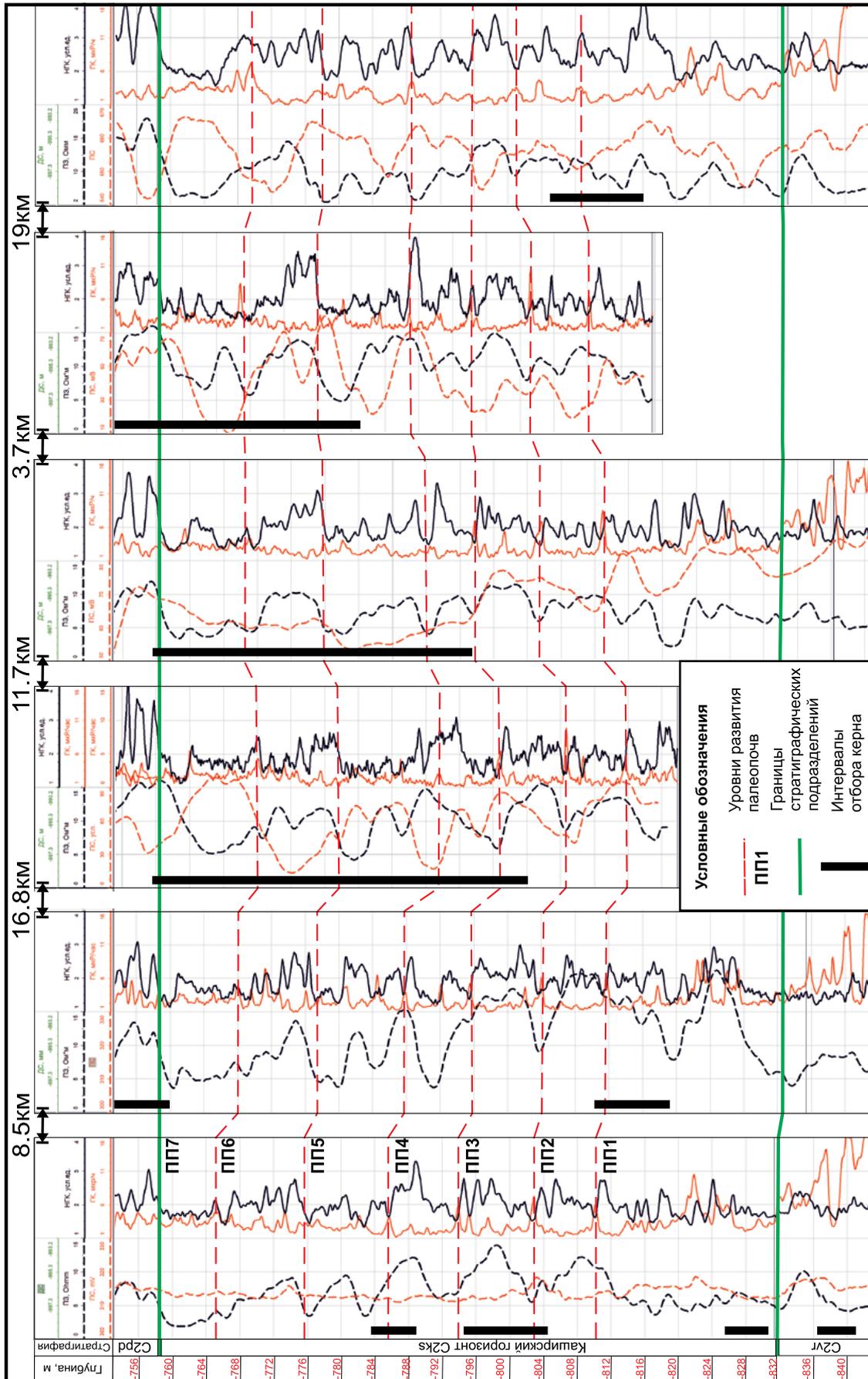


Рис. 1. Схема корреляции скважин с выделенными уровнями палеопочв.

Fig. 1. Well correlation scheme with marked levels of paleosol.

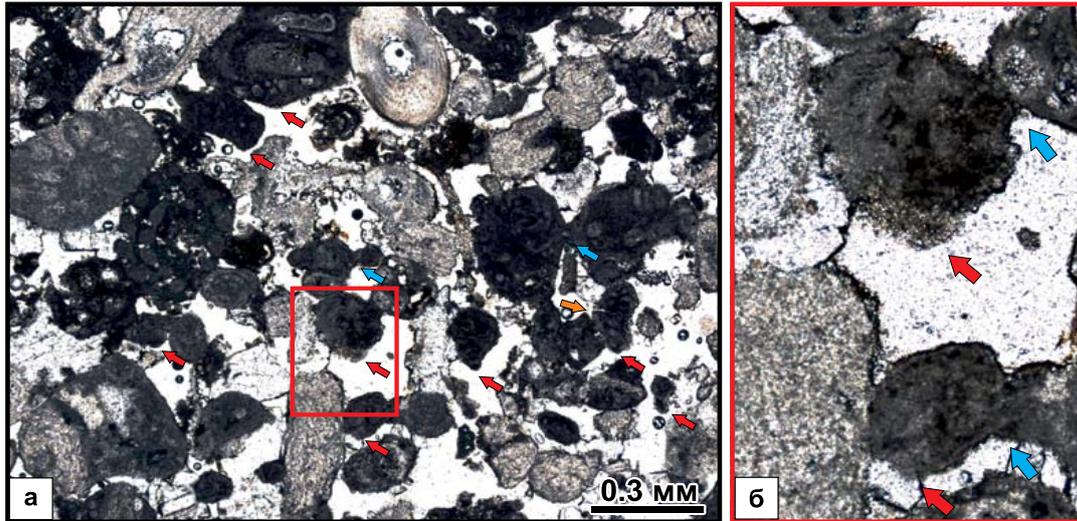


Рис. 2. Пористый органогенно-обломочный известняк (уровень палеопочвы ПП5).
а – менисковый (синие стрелки) и микросталактитовый (красные стрелки) кальцитовый цемент, б – увеличенный фрагмент показан красным прямоугольником. Фото шлифа без анализатора.

Fig. 2. Porous bioclastic limestone (level of paleosol ПП5).
а – with meniscus (blue arrows) and microstalactitic (red arrows) calcite cement, б – magnified fragment is marked with a red rectangle. Photo of a thin section in plane polarized light.

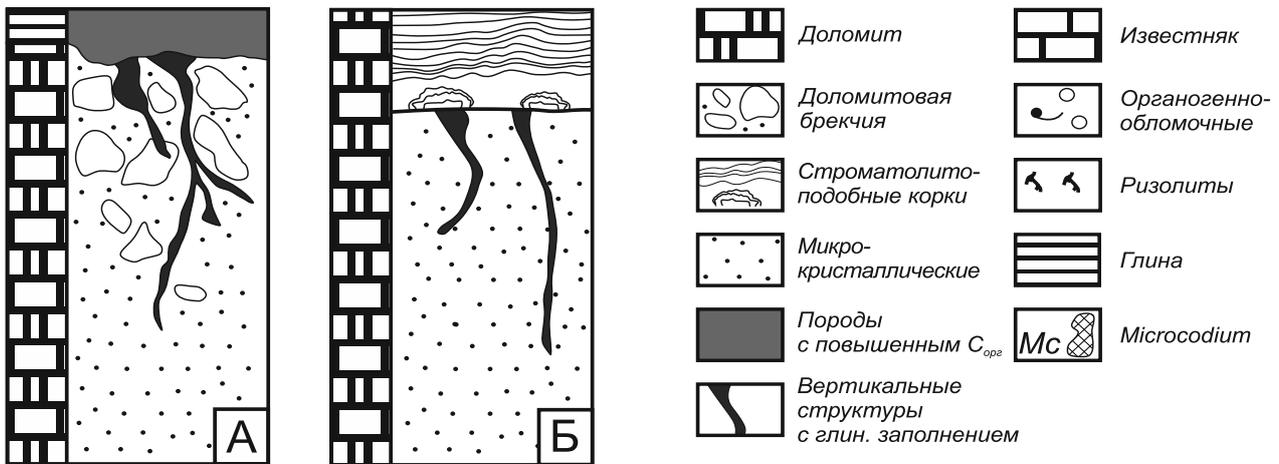


Рис. 3. Типы палеопочв каширского горизонта.
Пояснения см. в тексте.

Fig. 3. Types of paleosols of the Kashira sub-stage.
See text for explanations.

Пласты микрокристаллических доломитов имеют мощность до 10 м, при этом сепиолиты распространены равномерно вне зависимости от расположения относительно уровня палеопочв. Сепиолиты определяются по характерной морфологии и химическому составу при изучении методом РЭМ с микрозондированием. Нити этого минерала имеют диаметр сечения в среднем 100–300 нм. Они

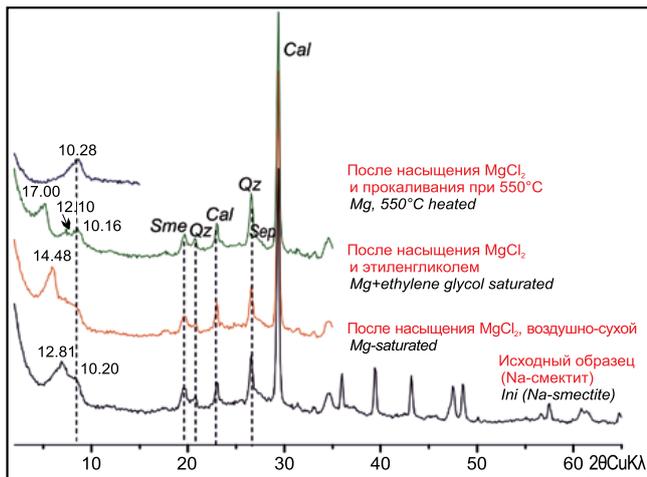


Рис. 4. Дифрактограмма образца углистых глин из кровли ППЗ.

Sme – смектит, *Qz* – кварц, *Cal* – кальцит, *Sep* – сепиолит.

Fig. 4. X-ray diffraction pattern of a sample of coaly clays from the top of paleosol ППЗ.

Sme – smectite, *Qz* – quartz, *Cal* – calcite, *Sep* – sepiolite.

развиты как в межкристаллическом пространстве, так и на поверхности кристаллов доломита, окутывают их плотной сетью (рис. 5).

В палеопочвах типа В на доломитовом субстрате встречаются многочисленные ризолиты – остатки корней высшей наземной растительности, которые являются ценным источником информации о существовавшем растительном покрове (Алексеева, 2020б). Преобладают мелкие ризолиты длиной 1–5 см, характерна их послойная локализация. Выделены три уровня их развития и более (рис. 6а). В соответствии с классификацией К.Ф. Клаппа (Кларра, 1980), ризолиты в палеопочвах этого типа отнесены к петрифицированным ризолитам и ризолитам-слепок. На рис. 6б показан поперечный срез петрифицированного ризолита в прозрачном шлифе с глинистыми кутанами, развитыми по его поверхности. Они имеют разнообразное заполнение, в том числе чистый гипс. Ризолиты-слепки сложены карбонатно-глинистым материалом с примесью гипса (рис. 6в), а также глиной, обогащенной органическим веществом. Наряду со слепами характерной для ризолитов морфологии встречаются полости причудливой формы, выполненные преимущественно глинистыми углеродсодержащими осадками (рис. 6г). Они интерпретированы как ризолиты-слепки или мелкие ихнофоссилии – следы ползания насекомых или червей.

В доломитах палеопочв типов А и Б отмечается сильная брекчированность, а также часто наблюдаются деформации в виде субвертикальных структур длиной до 30–40 см, неравномерно за-

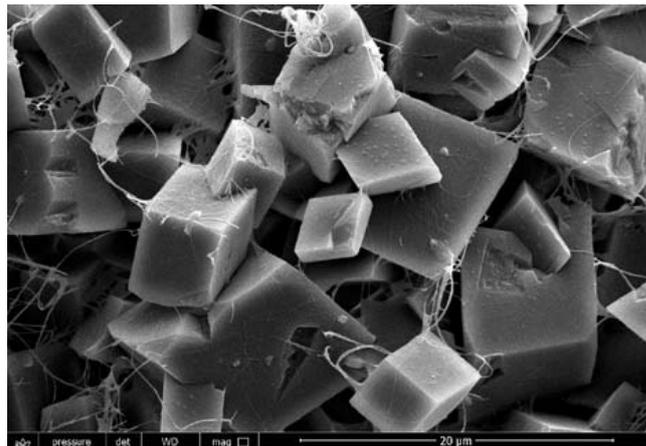


Рис. 5. Идиоморфные кристаллы доломита, окутанные нитевидными образованиями сепиолита (данные РЭМ).

Fig. 5. Euhedral dolomite crystals shrouded in filamentous sepiolite formations (SEM data).

полненных глинисто-карбонатным материалом (рис. 7). Возможно, эти деформации являются следами воздействия более крупных корней растений на подстилающие породы.

Палеопочвы типа Г на известняковом субстрате характеризуются развитием калькретов и широким распространением образований *Microcodium*. Ризолиты в палеопочвах этого типа имеют принципиально отличное строение. Они представлены трубками-губулами, сформированными вокруг корневых каналов, сцементированными кальцитом. На рис. 8а изображен шлиф из прослоя частично доломитизированного калькрета с многочисленными округлыми и овальными пустотами, вокруг которых развиты радиально-лучистые удлиненные кристаллы кальцита. Присутствуют также фрагменты минерализованных растительных остатков, имеющих сходную морфологию. При детальном рассмотрении структуры трубчатых пустот видны аналогичные радиально-лучистые агрегаты кальцита изометричной и удлиненной формы без пустот внутри (рис. 8б), морфологически напоминающие *Microcodium*.

На рис. 8в представлена фотография шлифа с разнообразными формами “микрোকodieвидных” агрегатов кальцита – удлиненной, веерообразной и изометричной розетковидной с растворенными центрами (альвеолами). Возможно, такой вид микрোকодий связан с доломитизацией калькрета, который по преобладающему минералу можно классифицировать как долокрет.

В горизонтах калькрет без доломитовой составляющей *Microcodium* имеют более узнаваемые черты. На рис. 8г представлена фотография шлифа с характерной структурой *Microcodium* (corn-cob)

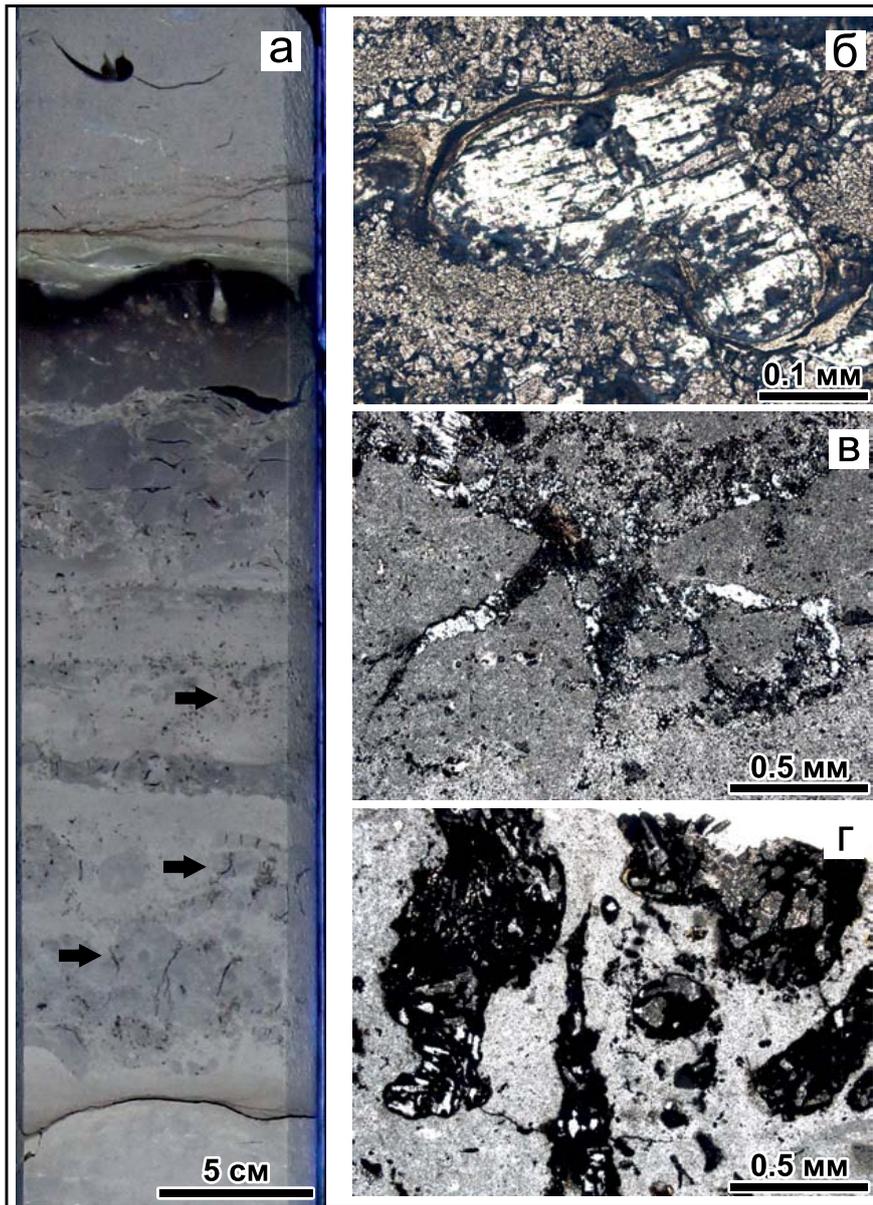


Рис. 6. Особенности строения ризолитов каширского горизонта.

а – мелкие корни наземных растений в керне (палеопочва типа В, фото керна в ультрафиолетовом свете); б–г – строение ризолитов в шлифах (фото без анализатора): б – глинистые кутаны на внешней поверхности петрифицированного гипсом ризолита (поперечное сечение), в – слепок мелкого корня, сложенный глинистыми минералами и гипсом, г – полости причудливой формы, сложенные глинистым материалом и органическим веществом.

Fig. 6. Features of the structure of rhizoliths of the Kashirskian sequence.

а – small roots of terrestrial plants in the core (paleosol type B, photo of the core in ultraviolet light); б–г – structure of rhizoliths in thin sections (photo in plane polarized light): б – clay cutans on the outer surface of gypsum-petrified rhizolite (cross section), в – cast of a small root composed of clay minerals and gypsum, г – bizarrely shaped vugs, filled with clay and organic matter.

вокруг центра правильной формы, сложенного пелитоморфным кальцитом. Вероятно, он образован вокруг слепка корня, выполненного карбонатным осадком.

Таким образом, встреченные *Microcodium* преимущественно приурочены к остаткам корней высшей наземной растительности, что подтверждает их биологическую природу (Кларра, 1978; Košir, 2004; Kabanov et al., 2008; Антошкина, 2014). Калькреты каширского горизонта следует относить к бета-калькретам (Wright, Tucker, 1991) ввиду наличия в них кальцифицированных трубок-тубул и *Microcodium*, гранулярной структуры и других признаков.

Не всегда в керне можно наблюдать палеопочвы с сохранившимся полным профилем. Встречаются несогласия с отдельными почвенными признаками в слагающих их отложениях. На рис. 9 приведен такой пример, где сильно преобразованный ги-

пергенными процессами брекчированный микрокристаллический доломит имеет резкую неровную границу с перекрывающим его органогенно-обломочным косслоистым известняком. В перекрывающем известняке наблюдаются интракласты удлиненной формы, сложенные доломитом, идентичным подстилающему субстрату. Здесь же присутствуют интракласты черного цвета (“черные гальки”), представляющие собой фрагменты гумусоаккумулятивного слоя размытой палеопочвы.

Среди интракластов в таких породах встречаются также фрагменты “твердой корки” (duricrust) палеопочвенных горизонтов. На рис. 10 представлена фотография шлифа органогенно-обломочного известняка с таким фрагментом. Удлиненный интракласт имеет слоистую внутреннюю текстуру, а также несет следы приповерхностной дедо-

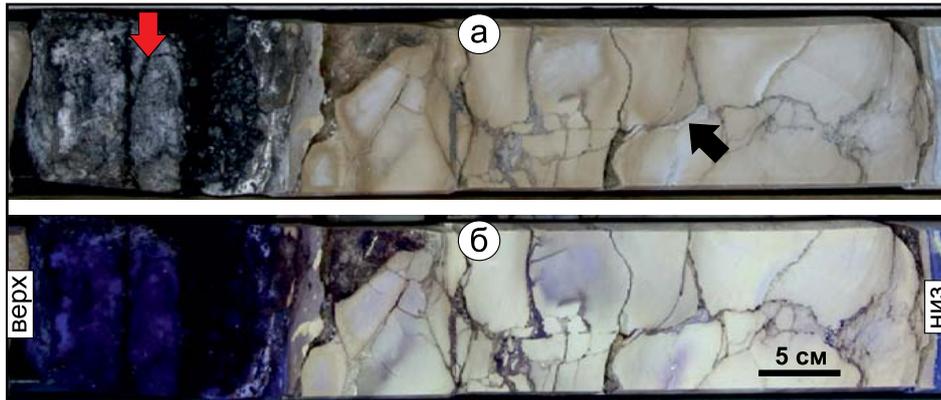


Рис. 7. Прослой углеродистых глинистых известняков (*красная стрелка*) в сильно измененных микрокристаллических доломитах (ППЗ, тип А).

Фото ядра в дневном (а) и ультрафиолетовом (б) свете. Видны субвертикальные структуры, заполненные глинисто-карбонатным материалом (*черная стрелка*).

Fig. 7. Interlayer of coaly argillaceous limestones (*red arrow*) in highly altered microcrystalline dolomites (ППЗ, type A). Photo of the core in daylight (a) and ultraviolet (б) light. Note subvertical structures filled with clay-carbonate material (*black arrow*).

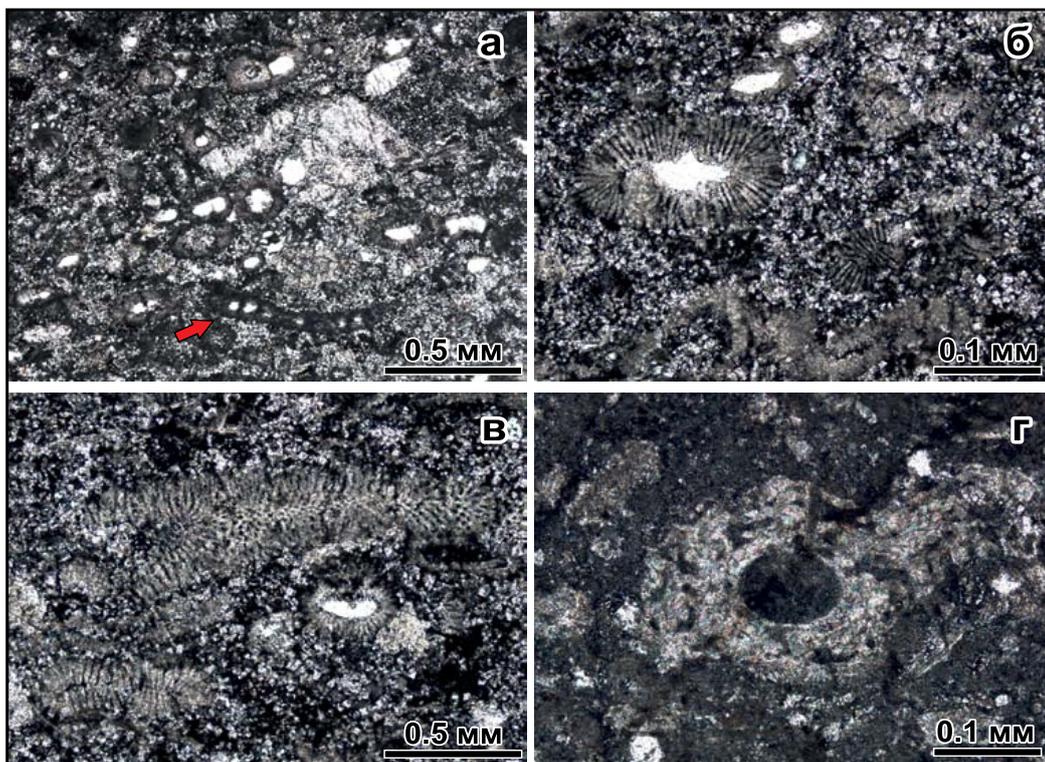


Рис. 8. Агрегаты кальцита в калькретах каширского горизонта (уровень ПП1).

а – частично доломитизированный калькрет с многочисленными трубчатыми пустотами и кальцитизированными остатками наземных растений (*красная стрелка*); б – розетковидные агрегаты удлиненных кристаллов кальцита преимущественно с растворенными центрами; в – разновидности микрокодиевидных агрегатов кальцита: удлиненные, изометрические розетковидные, веерообразные; г – *Microcodium* вокруг центра, сложенного пелитоморфным кальцитом. Фото шлифов без анализатора.

Fig. 8. Calcite aggregates in calcrites of the Kashirskian sequence (level of paleosol ПП1).

а – Partially dolomitized calcrite with numerous tubular voids and calcitized remnants of terrestrial plants (*red arrow*); б – rosette-shaped aggregates of elongated calcite crystals, predominantly with dissolved cores; в – varieties of *Microcodium*-like calcite aggregates: elongated, isometric rosette-shaped, fan-shaped; г – *Microcodium* around a center composed of micritic calcite. Photo of thin sections in plane polarized light.



Рис. 9. Выраженная граница между сильно измененным доломитом микрокристаллическим и известняком органогенно-обломочным (ПП5, тип А).

Видны интракласты доломита (красная стрелка) и “черные гальки” (черные стрелки). Цена деления линейки – 1 мм.

Fig. 9. Sharp boundary between highly altered microcrystalline dolomite and bioclastic limestone (ПП5, type А).

Dolomite intraclasts (red arrow) and “black pebbles” (black arrows) are visible. Scale division – 1 mm.

ломитизации (раздоломичивания). Внутри интракласта наблюдаются сферулы кальцита, окрашенные в ржавые тона, а также уплощенные пустоты такой же формы. Ржавый цвет сферулитовых агрегатов кальцита обусловлен осаждением аморфных оксидов-гидроксидов Fe, присутствующего в доломитах в качестве микропримесей (Tanner, 2010).

В данном случае дедоломитизация связана с растворением сульфатов метеорными водами в приповерхностных условиях, при котором повышается соотношение $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ в поровых флюидах. При этом возможны растворение доломита и одновременное осаждение кальцита.

ВЫВОДЫ

Описанные особенности строения и состава палеопочв позволяют сделать вывод о господстве семиаридного климата в каширском веке на изучаемой территории. На это указывает присутствие галита и сульфатов (ангидрита и гипса) в микрокристаллических доломитах, углеродистых глинах и ризолитах. Развитые в микрокристаллических доломитах и глинистых прослоях палеопочв высокомагнезиальные силикаты сепиолиты также являются индикаторами аридного литогенеза. Дополнительным подтверждением этому служат наличие бета-калькретов и малый (часто микроскопический) размер ризолитов.

Изученные палеопочвы залегают преимущественно на доломитовом субстрате. Вероятно, в периоды снижения уровня моря на выровненном рельефе сохранялись неглубокие эфемерные водоемы, в которых шло образование седиментационно-раннедиагенетических доломитов в парагенезе с эвапоритовыми минералами и сепиолитом. Осушенное дно водоемов колонизировала мелкая наземная растительность, и таким образом развивались почвы.

Встреченные редкие полные профили палеопочв сохранились, вероятно, благодаря плоскому рельефу и/или крайне пологому уклону, которые обеспечили их медленное затопление и захоронение. Палеопочвы, расположенные в восточных районах изучаемой территории, залегают на известняковом субстрате, часто в них отмечаются признаки частичного размыва.

Изучение ризолитов показало прямую связь между составом субстрата и типом сформировавшегося ризолита. Так, на доломитовом субстрате встречены слепки корней, заполненные осадочной породой, часто с развитыми глинистыми кутанами, тогда как на известняковом субстрате развиты кальцитовые трубки-тубулы, сформированные вокруг корневых каналов. К ним приурочены многочисленные образования *Microcodium*.

Обращает на себя внимание сходство палеопочв каширского горизонта платформенного Башкортостана с одновозрастными палеопочвами Московской области, описанными в работах (Алексеева и др., 2010; Kabanov et al., 2010): минералогический состав, наличие бета-калькрет, сходная морфология ризолитов, распространение *Microcodium*. Эти данные указывают на однотипность климата и близкие условия осадконакопления, существовавшие на указанных территориях в каширское время.

Уровни развития палеопочв маркируют границы циклотем, а по каротажным данным просле-

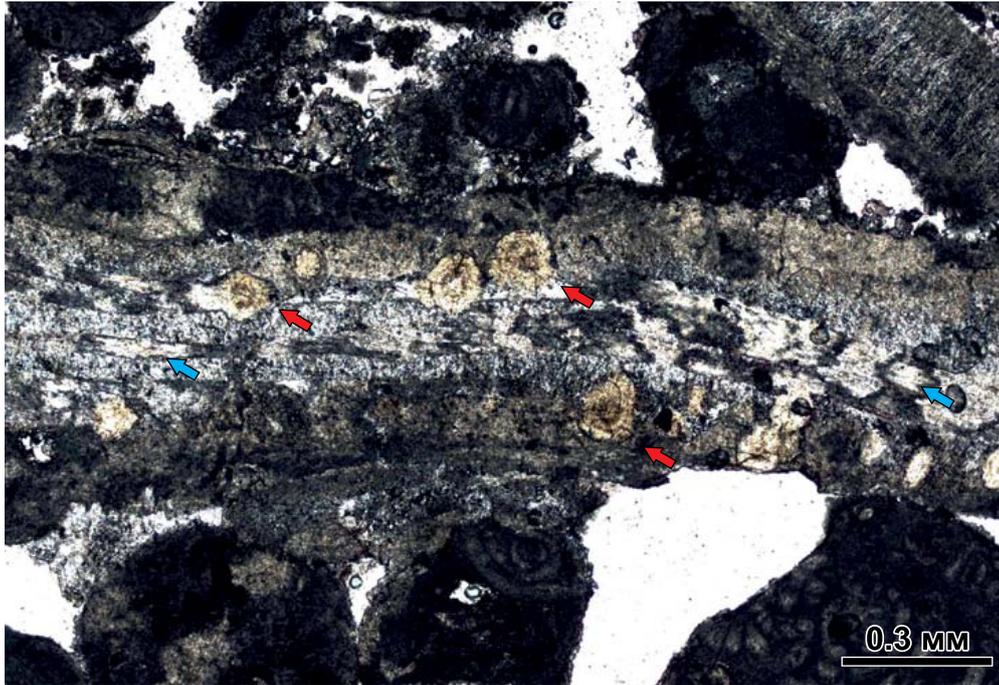


Рис. 10. Фрагмент удлиненного интракласта с признаками дедоломитизации (ПП5, тип А).

Видны сферулы кальцита, окрашенного в ржавые тона (*красные стрелки*), и сплюснутые пустоты аналогичной формы (*синие стрелки*).

Fig. 10. Fragment of an elongated intraclast with signs of dedolomitization (ПП5, type A).

Rust-colored spherules of calcite (*red arrows*) and flattened voids of a similar shape (*blue arrows*) are visible.

живаются на больших расстояниях, что позволяет использовать их в качестве инструмента для более дробного стратиграфического расчленения каширского горизонта. Выделение границ распространения фораминиферовых комплексов на изучаемой территории часто бывает затруднено из-за высокой доли доломитов в разрезе, которые формируют слои и пачки мощностью до 10 м и более (Архипова 1999), при этом средняя продолжительность фузулинидовой зоны превышает продолжительность накопления одной циклотемы.

Цикличность в отложениях каширского горизонта, проявляющаяся в повторении литотипов и наличии палеопочв, отражает глобальные эвстатические колебания уровня моря. Учитывая незначительную фаціальную изменчивость отложений протяженного эпиконтинентального бассейна каширского времени, описанные палеопочвы и циклиты имеют высокий потенциал прослеживания на региональном уровне. Кроме детализации местной стратиграфической шкалы, количество циклотем и палеопочв в разрезе московского яруса может помочь оценить относительную продолжительность каждого из горизонтов (Кабанов, Алексеев, 2011; Kabanov, Varanova 2007). Таким образом, педостратиграфический подход, наряду с циклостратиграфическим, может успешно применяться для решения комплекса за-

дач, включая детальную стратификацию толщи, на местном и региональном уровнях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеева Т.В. (2020a) Почвообразование и почвы в девоне и карбоне на территории Северной Евразии: строение, типы, биота, палеоклиматические архивы и стратиграфическая значимость. Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М.: ПИН РАН, 355 с.
- Алексеева Т.В. (2020b) Ризолиты в палеопочвах девона и раннего карбона и их палеоэкологическая значимость. *Почвоведение*, **53**(4), 398-413.
- Алексеева Т.В., Алексеев А.О., Кабанов П.Б. и др. (2010) Палеопочвы карбона московской синеклизы: гуминовые вещества, минералогические и геохимические свойства. *Палеопочвы и индикаторы континентального выветривания в истории биосферы*. (Отв. ред. С.В. Рожнов, В.А. Демкин). М.: ПИН РАН, 76-94.
- Антошкина А.И. (2014) Палеомикрокодии: новый взгляд на их генезис. *Палеонтол. журн.*, **4**, 15-31.
- Архипова В.В. (1999) Палеонтологическое обоснование каротажных реперов московского яруса по фораминиферам. *Тр. БашНИПИнефть*, **99**, 29-34.
- Иванова Е.А., Хворова И.В. (1955) Развитие фауны средне- и верхнекаменноугольного моря западной части Московской синеклизы в связи с его историей. В 3 кн. Кн. 1. *Стратиграфия среднего и верхнего карбона западной части Московской синеклизы*. М.: АН СССР, 283 с.
- Кабанов Б.П., Алексеев А.С. (2011) Каширский подъя-

- рус среднего карбона Окско-Цнинского вала: опорные разрезы, корреляция и циклостратиграфия. *Бюл. МОИП. Отд. геол.*, **86**(4), 32-51.
- Юнусов М.А., Архипова В.В., Юнусова Г.М. (2000) Литолого-стратиграфические реперы в разрезе палеозоя Башкортостана. *Тр. БашНИПИнефть*, **100**, 22-41.
- Kabanov P. (2003) The Upper Moscovian and Basal Kasimovian (Pennsylvanian) of Central European Russia: Facies, subaerial exposures and depositional models. *Facies*, **49**(1), 243-270. <https://doi.org/10.1007/s10347-003-0034-x>
- Kabanov P.B., Alekseeva T.V., Alekseeva V.A., Alekseev A.O., Gubin S.V. (2010) Paleosols in late Moscovian (Carboniferous) marine carbonates of the East European craton revealing "great calcimagnesian plain" paleolandscapes. *J. Sedimentary Res.*, **80**(3), 195-215. <https://doi.org/10.2110/jsr.2010.026>
- Kabanov P., Anadon P., Krumbein W.E. (2008) Microcodium: an extensive review and a proposed non-rhizogenic biologically induced origin for its formation. *Sedimentary Geol.*, **205**(3), 79-99. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2008.02.003>
- Kabanov P., Baranova D. (2007) Cyclothems and stratigraphy of the Upper Moscovian-basal Kasimovian (Pennsylvanian) succession of central and northern European Russia. *Proc. XV Int. Congress on Carboniferous and Permian*. Amsterdam, The Royal Netherlands Academy of Arts and Sciences, 147-160.
- Klappa C.F. (1978) Biolithogenesis of Microcodium: Elucidation. *Sediment.*, **25**(4), 489-522. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1978.tb02077.x>
- Klappa C.F. (1980) Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance. *Sedimentology*, **27**(6), 613-629. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1980.tb01651.x>
- Košir A. (2004) Microcodium revisited: Root calcification products of terrestrial plants on carbonate-rich substrates. *J. Sedimentary Res.*, **74**(6), 845-857. <https://doi.org/10.1306/040404740845>
- Retallack G.J. (2009) Cambrian, Ordovician and Silurian pedostratigraphy and global events in Australia. *Austral. J. Earth Sci.*, **56**(4), 571-586. <https://doi.org/10.1080/08120090902806321>
- Tanner L.H. (2010) Continental Carbonates as Indicators of Paleoclimate. *Develop. Sedimentol.*, **62**, 179-214. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(09\)06204-9](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(09)06204-9)
- Wright V.P., Tucker M.E. (1991) Calcretes: An introduction. *Int. Assoc. Sedimentol., Reprint Ser.*, **2**, 1-22. <https://doi.org/10.1002/9781444304497.ch>
- Antoshkina A.I. (2014) Palaeomicrocodium: A new view on its origin. *Paleontol. J.*, **48**(4), 353-368. (Translated from *Paleontol. Zhurn.*, 4, 15-31). <https://doi.org/10.1134/S0031030114040030>
- Arkipova V.V. (1999) Paleontological substantiation of logging benchmarks of the Moscow stage based on foraminifers. *Tr. BashNIPIneft'*, **99**, 29-34. (In Russ.)
- Ivanova E.A., Khvorova I.V. (1955) Development of the Fauna of the Middle and Upper Carboniferous Sea in the Western Part of the Moscow Syncline in Connection with Its History. In 3 books. B. 1. *Stratigraphy of the Middle and Upper Carboniferous of the western part of the Moscow Syncline*. Moscow, AN USSR, 283 p. (In Russ.)
- Kabanov P. (2003) The Upper Moscovian and Basal Kasimovian (Pennsylvanian) of Central European Russia: Facies, subaerial exposures and depositional models. *Facies*, **49**(1), 243-270. <https://doi.org/10.1007/s10347-003-0034-x>
- Kabanov P.B., Alekseev A.S. (2011) Kashira Substage of the Middle Carboniferous of the Oka-Tsna Swell: reference sections, correlation and cyclostratigraphy. *Bull. Moscow Society of Naturalists. Department of Geology.*, **86**(4), 32-51. (In Russ.)
- Kabanov P., Baranova D. (2007) Cyclothems and stratigraphy of the Upper Moscovian-basal Kasimovian (Pennsylvanian) succession of central and northern European Russia. *Proc. XV Int. Congress on Carboniferous and Permian*. Amsterdam, The Royal Netherlands Academy of Arts and Sciences, 147-160.
- Kabanov P., Anadon P., Krumbein W.E. (2008) Microcodium: an extensive review and a proposed non-rhizogenic biologically induced origin for its formation. *Sedimentary Geol.*, **205**(3), 79-99. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2008.02.003>
- Kabanov P.B., Alekseeva T.V., Alekseeva V.A., Alekseev A.O., Gubin S.V. (2010) Paleosols in late Moscovian (Carboniferous) marine carbonates of the East European craton revealing "great calcimagnesian plain" paleolandscapes. *J. Sediment. Res.*, **80**(3), 195-215. <https://doi.org/10.2110/jsr.2010.026>
- Klappa C.F. (1978) Biolithogenesis of Microcodium: Elucidation. *Sedimentology*, **25**(4), 489-522. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1978.tb02077.x>
- Klappa C.F. (1980) Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis Klappa C.F. (1980) Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance. *Sedimentology*, **27**(6), 613-629. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1980.tb01651.x>
- Košir A. (2004) Microcodium revisited: Root calcification products of terrestrial plants on carbonate-rich substrates. *J. Sediment. Res.*, **74**(6), 845-857. <https://doi.org/10.1306/040404740845>
- Retallack G.J. (2009) Cambrian, Ordovician and Silurian pedostratigraphy and global events in Australia. *Austral. J. Earth Sci.*, **56**(4), 571-586. <https://doi.org/10.1080/08120090902806321>
- Tanner L.H. (2010) Continental Carbonates as Indicators of Paleoclimate. *Develop. Sedimentol.*, **62**, 179-214. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(09\)06204-9](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(09)06204-9)
- Wright V.P., Tucker M.E. (1991) Calcretes: An introduction. *Int. Assoc. Sedimentol., Reprint Ser.*, **2**, 1-22. <https://doi.org/10.1002/9781444304497.ch>
- Yunusov M.A., Arkipova V.V., Yunusova G.M. (2000) Lithological and stratigraphic markers in the Paleozoic section of Bashkortostan. *Tr. BashNIPIneft'*, **100**, 22-41. (In Russ.)

REFERENCES

ЛИТОСФЕРА Том 22 № 5

Сентябрь–Октябрь 2022

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 Министерстве цифрового развития, связи и массовых коммуникаций
Российской Федерации

Технический редактор Е.И. Богданова
Корректоры Н.М. Катаева, М.О. Тюлюкова
Оригинал-макет А.Ю. Одинцовой
Макет обложки А.Ю. Савельевой

| | | | |
|-----------------------|-------------------------------|--|------------------------------------|
| РИО ИГГ УрО РАН № 116 | Дата выхода в свет 31.10.2022 | Формат 60 × 84 ¹ / ₈ | Печать офсетная |
| Усл. печ. л. 19,5 | Уч.-изд. л. 19,5 | Тираж 100 | Цена 1056 руб. 15 коп. Заказ _____ |

Институт геологии и геохимии УрО РАН Екатеринбург, 620110, ул. Акад. Вонсовского, 15

Отпечатано с готового оригинал-макета в типографии
ООО Универсальная Типография “Альфа Принт”
620049, г. Екатеринбург, переулок Автоматики, 2ж
Тел.: 8 (800) 330-16-00
www.alfaprint24.ru

LITHOSPHERE (Russia) Vol. 22 No. 5

September–October 2022

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
Ministry of Digital Development, Communications and Mass Media
of the Russian Federation

Technical editor E.I. Bogdanova
Correctors N.M. Kataeva, M.O. Tulukova
Original-layout A.Yu. Odintsova
Cover layout A.Yu. Savelieva

IPD IGG UB RAS № 116 Signed in print 31.10.2022 Format 60 × 84½ Offset print
Cond. print. sh. 19,5 Found.-publ. sh. 19,5 Circulation 100 Price 1056 rub. 15 kopecks Order _____

Institute of Geology and Geochemistry UB RAS 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg, 620110

Printed from the ready-made original layout in typography
OOO Universal Printing House “Alpha Print”
2ж Automation Lane, Ekaterinburg, 620049
Тел.: 8 (800) 300-16-00
www.alfaprint24.ru