

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 № 4 2022 Июль–Август

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. 4 2022 July–August

Founded in 2001
Issued 6 times a year

Литосфера, 2022. Том 22, № 4

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. Демезко, 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. 4

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, Syktyvkar, Russia); Vsevolod N. Anfilogov (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. Demezko (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. Martyshko (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, № 4, 2022

- Венд Южного Урала: обзор исследований начала XXI в.
А. В. Маслов 409
- Первая находка *Skeletognathus norrisi* в ассоциации со спорами высших растений и брахиоподами в пограничных живецско-франских отложениях, вскрытых скважиной № 8 Царичанская (Восточно-Оренбургское сводовое поднятие, Русская платформа)
О. В. Артюшкова, О. П. Тельнова, Л. И. Мизенс, А. Г. Мизенс 432
- Железисто-глиноземистые метapelиты Северо-Енисейского кряжа: палеообстановки формирования, природа и возраст протолита
И. И. Лиханов, П. С. Козлов, Н. В. Попов 448
- Геологическое строение и медное оруденение Тектурмасского офиолитового пояса и смежных территорий Центрального Казахстана
И. Ю. Сафонова, Р. М. Антонюк, А. В. Гурова, В. М. Калугин, И. А. Савинский, А. П. Внуковский, Т. Ж. Орынбек 472
- Гидротермально-бактериальные постройки с фауной брахиопод на поверхности Тессельского палеовулкана (Южный берег Крыма)
В. И. Лысенко, С. А. Садыков, Т. В. Михайличенко 497
- О принципиальной возможности использования бактериальной и катагенетической гипотез происхождения нефти при оценке ее ресурсов
В. Ф. Гришкевич 512
- Высокотемпературная электропроводность хромититов как функция их состава и метаморфизма (на примере Алапаевского ультрамафитового массива, Средний Урал)
В. В. Бахтерев 526
- Детальные геофизические исследования Илыч-Чикшинской системы разломов (Ижма-Печорская моноклираль)
Ю. Е. Езимова, В. В. Удоратин, А. Ш. Магомедова 536

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. 4, 2022

Vendian of the Southern Urals: a review of research at the beginning of the 21st century <i>A. V. Maslov</i>	409
The first finding of <i>Skeletognathus norrisi</i> in association with higher plant spores and brachiopods in the Givetian-Frasnian boundary deposits drilled by borehole No. 8 Tsarichanskaya (East Orenburg uplift, Russian Platform) <i>O. V. Artyushkova, O. P. Telnova, L. I. Mizens, A. G. Mizens</i>	432
Ferruginous-aluminous metapelites of the North Yenisei Ridge: Formation paleosettings, nature and age of protolith <i>I. I. Likhanov, P. S. Kozlov, N. V. Popov</i>	448
Geological structure and copper mineralization of the Tekturmas ophiolite belt and related structures of central Kazakhstan <i>I. Yu. Safonova, R. M. Antonyuk, A. V. Gurova, V. M. Kalugin, I. A. Savinsky, A. P. Vnukovsky, T. Zh. Orynbeke</i>	472
Hydrothermal-bacterial structures with a brachiopod fauna on the surface of Tessel paleovolcano (South coast of Crimea) <i>V. I. Lysenko, S. A. Sadykov, T. V. Mikhailichenko</i>	497
On the fundamental possibility of using the bacterial and catagenetic hypotheses of the origin of oil in assessing its resources <i>V. F. Grishkevich</i>	512
High-temperature electrical conductivity of chromite ores from the Alapaevsky hyperbasite massif, Middle Urals, as a function of their composition and metamorphism <i>V. V. Bakhterev</i>	526
Detailed geophysical studies of the Ilych-Chikshinskaya fault system (Izymba-Pechora Monocline) <i>Yu. E. Ezimova, V. V. Udoratin, A. Sh. Magomedova</i>	536

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 Южного Урала: обзор 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 17.02.2022 г., принята к печати 04.04.2022 г.

Объектами исследования являются раздел по стратиграфии венда Западно-Башкирской подзоны, написанный для Объяснительной записки к листу N-40 – Уфа Госгеолкарты Российской Федерации 1000/3, а также результаты, полученные при различных тематических (стратиграфических, палеонтологических, литогеохимических, палеомагнитных и др.) исследованиях осадочных последовательностей венда указанной подзоны Башкирского мегантиклинория. *Материалы и методы.* Материалы – факты и аргументы в пользу тех или иных выводов и представлений различных авторов. Метод – сопоставление и анализ фактов, выводов и представлений предшественников. *Результаты.* Высказано предположение, что исследования архитектуры разрезов венда Южного Урала, по всей видимости, почти достигли совершенства, хотя принадлежность разных свит к региональным ярусам венда Восточно-Европейской платформы до сих пор трактуется по-разному. Исследования вендской макро- и микрофауны на западном склоне Южного Урала можно считать находящимися только в начале пути. Датирование обломочных цирконов из песчаников ашинской серии должно быть, несомненно, продолжено. Для венда западного склона Южного Урала сделаны первые шаги в отношении датирования цирконов из вулканических туфов/пеплов. Эти работы все еще далеки до завершения. Пик палеомагнитных исследований осадочных толщ венда Южного Урала в определенной мере, возможно, пройден, тем не менее их также необходимо продолжать. Наконец, первые шаги были сделаны более 20 лет назад в исследовании химического состава минералов тяжелой фракции, позволившие получить принципиально новую информацию о составе и эволюции источников кластики для осадочных последовательностей ашинской серии. Работы подобного плана также требуют продолжения. *Заключение.* Анализ опубликованных в двух первых десятилетиях XXI в. результатов исследования осадочных толщ венда Южного Урала позволил выявить их сильные и слабые стороны и наметить возможные направления дальнейших работ.

Ключевые слова: Южный Урал, венд, результаты исследований, XXI век

Источник финансирования

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

Vendian of the Southern Urals: a review of research at 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 17.02.2022, accepted 04.04.2022

Research subject. The author investigates sections of the Vendian stratigraphy in the West Bashkirian subzone, written for an Explanatory Note to sheet N-40 – Ufa of the State Geological Map 1000/3 of the Russian Federation, as well as the results obtained with various thematic (stratigraphic, paleontological, lithogeochemical, paleomagnetic, etc.) studies of the Vendian sedimentary sequences of the indicated subzone of the Bashkirian meganticlinorium. *Materials and methods.* A comparison and analysis of research materials was conducted. The research materials included facts, ideas and arguments in favor of certain conclusions and ideas of various authors. *Results.* A suggestion was made that studies into the architecture of the Vendian deposits of the Southern Urals, apparently, had almost reached perfection. At the same time, the affiliation of different formations to the regional stages of the Vendian of the East European Platform is still interpreted differently. Studies into the Vendian macro- and microfauna on the western slope of the Southern Urals can only be considered at their nascent stage. The dating of detrital zircons from sandstones of the Asha Group should undoubtedly be continued.

Для цитирования: Маслов А.В. (2022) Венд Южного Урала: обзор исследований начала XXI века. *Литосфера*, 22(4), 409–431. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-4-409-431>

For citation: 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>

For the Vendian of the western slope of the Southern Urals, the first steps have been taken regarding the dating of zircons from volcanic tuffs/ashes. These works are still far from being completed. The peak of paleomagnetic studies into the sedimentary sequences of the Vendian, to a certain extent, may have been passed; nevertheless, these research works should also be continued. Finally, only preliminary steps were taken more than 20 years ago in the study of the chemical composition of heavy minerals, which made it possible to obtain fundamentally new information on the composition and evolution of the sources of clastic material for the sedimentary sequences of the Asha Group. Works of this kind also needs to be continued. *Conclusion.* The conducted analysis of the studies into the Vendian sedimentary sequences of the Southern Urals published in the first two decades of the 21st century made it possible to identify their strengths and weaknesses, as well as to outline directions for further work.

Keywords: *Southern 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 to N.G. Vorobieva, E.Yu. Golubkova, O.Yu. Melnichuk, V.N. Podkovyrov and E.G. Raevskaya for their assistance in the preparation of this work. Illustrations for the article were made by N.S. Glushkova.

ВВЕДЕНИЕ

Геологические исследования в России ведутся в рамках двух в той или иной мере взаимопереплетающихся потоков – это выполняемые Геологической службой России картосоставительские работы разных масштабов и тематические исследования, проводимые преимущественно в организациях Российской академии наук и отчасти в вузах. Есть тематические работы и в институтах Федерального агентства по недропользованию РФ (ВСЕГЕИ, ВНИГНИ, ВИМС, ЗапСибНИИГГ и др.).

Главным продуктом Геологической службы России являются государственные геологические карты Российской Федерации масштабов 1 : 200 000 (Госгеолкарта-200) и 1 : 1 000 000 (Госгеолкарта-1000), выступающие основой геологического картографического фонда страны (Геологический словарь, 2010–2012). Они включают в себя комплекты регламентированных по содержанию и оформлению обязательных карт геологического содержания соответствующих масштабов с объяснительными записками. Карты составляются по отдельным номенклатурным листам и сериям листов (уральская, западно-сибирская, мезенская, центрально-европейская и др.) государственной топографической основы в типовых условных обозначениях и издаются в качестве официального государственного документа. Для серий листов разрабатываются серийные легенды – системы картируемых геологических подразделений (комплексов, серий, свит и др.) и отдельных геологических объектов, а также набор соответствующих условных знаков (Геологический словарь, 2010–2012).

Госгеолкарта-1000 представляет собой результат сводного геологического картографирова-

ния/генерализации карт геологического содержания крупного и среднего масштабов (прежде всего Госгеолкарты-200) (Геологический словарь, 2010–2012). Как отмечено О.В. Петровым с соавторами (2016), вопрос об обновлении Госгеолкарты масштаба 1 : 1 000 000 встал перед Госгеолслужбой РФ в 1990-х гг.; необходимость подготовки нового (третьего) поколения такой карты была обусловлена рядом обстоятельств, прежде всего моральным старением. Главной задачей работ по созданию Госгеолкарты-1000/3 выступало “формирование банка фундаментальной геологической информации, обеспечивающей развитие геологической науки, общих знаний о геологическом строении и минерагеническом потенциале земной коры, динамике геологических процессов и явлений, необходимых для разработки и реализации стратегических вопросов изучения и рационального использования недр” (Петров и др., 2016, с. 23). 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.). Сопровождающие эти работы 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, служащих объектами картографирования, а среди целевых назначений указаны обеспечение развития прикладной геологической науки, общих знаний о геологическом строении (разрядка наша. – А. М.) и минерагеническом потенциале регионов страны, изуче-

ние и рациональное использование недр (Методическое руководство..., 2009).

Главный продукт тематических исследований с недавних пор – промежуточные (каждый год) и окончательные отчеты по регистрируемым в Единой государственной информационной системе учета научно-исследовательских, опытно-конструкторских и технологических работ гражданского назначения темам, а также статьи в рецензируемых отечественных и зарубежных журналах и, в существенно меньшей степени, монографии.

При внимательном знакомстве с содержанием обоих потоков информации – фундаментальных знаний о недрах – можно отметить, что степень их пересекаемости и взаимообогащаемости часто оставляет желать лучшего. Далее сделана попытка показать это на ряде примеров из Объяснительной записки к комплекту карт листа N-40 – Уфа (Князев и др., 2013), охватывающего всю область распространения верхнедевонских отложений Южного Урала¹, а также различных публикаций².

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

Для уральской серии листов Гостгеолкарты-1000 (третье поколение) актуализированная легенда подготовлена А.В. Ждановым (2009). Наиболее полные осадочные последовательности венда известны, в соответствии с ней, в Западно-Башкирской и Язьвинско-Косьювинской подзонах Башкирского и Кваркушко-Каменногорского мегантиклинориев (структурно-фациальных зон) (рис. 1). Вендские картируемые подразделения (КП) указанных подзон скоррелированы в легенде следующим образом (рис. 2). Дворецкая толща, танинская, гарёвская, койвенская, бутонская и низы керносской свиты Язьвинско-Косьювинской подзоны аналогов на западном склоне Южного Урала не имеют. Верхи керносской свиты, а также старопечнинская и переваловская свиты сопоставляются с бакеевско-басинским интервалом Западно-Башкирской подзоны. Верхние границы басинской и переваловской свит, по мнению А.В. Жданова, по-видимому, примерно синхронны. Черно-

¹ Автор никогда тесно не соприкасался с работой специалистов Геологической службы России, не знает многих тонкостей их работы и положений инструкций, ее регламентирующих. В его распоряжении есть только текст Объяснительной записки и личные знания о предмете исследований – вендских осадочных последовательностях Башкирского мегантиклинория – и геологической литературе, им посвященной.

² За неимением достаточного места в последнем случае использованы не все известные нам литературные источники. Надеемся на понимание их авторов.

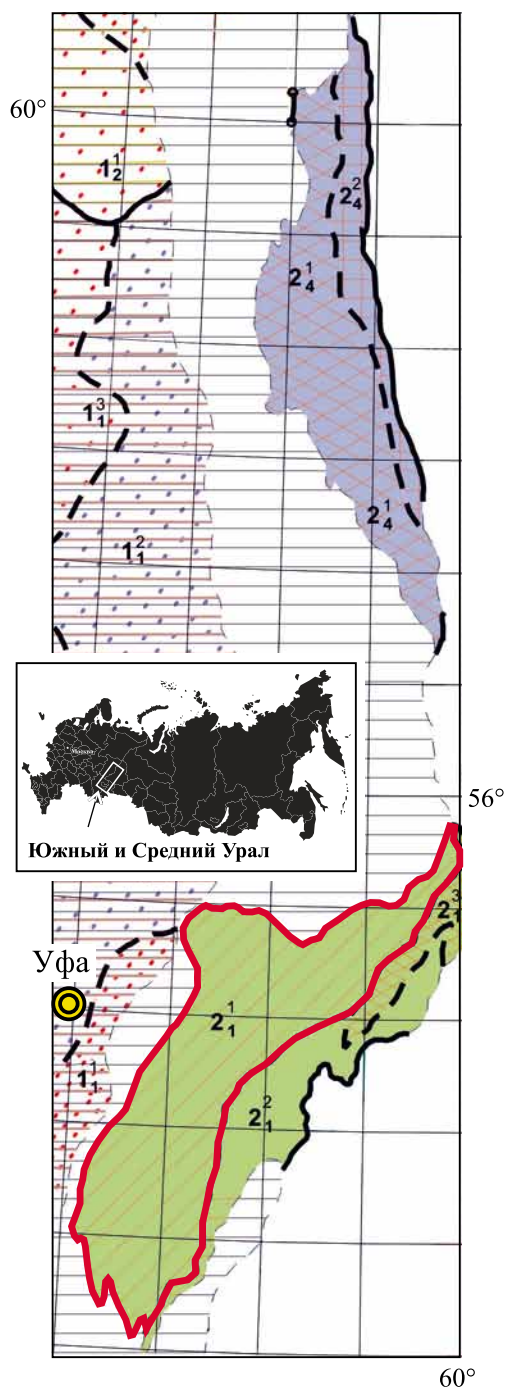


Рис. 1. Положение Западно-Башкирской (2_1^1 , контуры обозначены жирной красной линией) и Язьвинско-Косьювинской (2_4^1) подзон в структуре Южного и Среднего Урала (Жданов, 2009, с упрощениями).

1_1^1 – Кушкульско-Шиханская подобласть; 1_2^1 – Камско-Уфимская подобласть; 1_3^1 – Икско-Обвинская подобласть; 1_4^1 – Верхнекамская подобласть; 2_1^1 – Восточно-Башкирская подзона; 2_2^1 – Златоустовская подзона; 2_3^1 – Усьвинско-Синегорская подзона. Горизонтальная штриховка – участок земной коры с залеганием досреднекембрийских образований на большой глубине, их формационная принадлежность и корреляция дискуссионны. Обзорная карта России заимствована с сайта <https://sklyarov.studio/projects/vector-map-russia>.

Fig. 1. Position of the West Bashkirian (2_1^1 , contours are underlined with a bold red line) and Yaz'va-Kos'va (2_4^1) subzones in the structure of the Southern and Middle Urals (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_1^2 – East Bashkirian subzone; 2_1^3 – Zlatoust subzone; 2_4^2 – 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>.

каменная и усть-сылвицкая свиты скоррелированы с куккараукской и зиганской свитами. Стратиграфический объем обеих пар литостратиграфических единиц одинаков.

Посвященный венду стратиграфический раздел Объяснительной записки к листу N-40 – Уфа (Князев и др., 2013) почти полностью основывается на указанной легенде, хотя имеет и некоторые особенности. Объяснительная записка рекомендована к печати НРС Роснедра 7 июня 2011 г., соответственно, последние учтенные ее авторами публикации и фондовые работы датированы 2010 г. Так как написать, т. е. полностью переписать во избежание неправомерных заимствований своими словами, весь анализируемый текст невозможно, то далее есть, несомненно, заимствования и фрагменты, близкие по содержанию к оригинальному тексту указанной Объяснительной записки.

В Западно-Башкирской подзоне венд, по данным (Князев и др., 2013), представлен обоими отделами, однако в тексте Записки нет каких-либо упоминаний о региоярусах верхнего венда и лапландском гляциогоризонте. На подстилающих породах рифея (укская свита) отложения венда (бакеевская свита) залегают с отчетливым стратиграфическим несогласием и существенным размывом. Ни о толпаровской, ни о суировской свитах, с существенным размывом залегающих на отложениях верхнего рифея (размыв вплоть до катавской свиты) в бассейне р. Зилим в районе д. Толпарово (см., например (Келлер и др., 1984)) и перекрываемых согласно породами урюкской свиты, в Объяснительной записке к листу N-40 – Уфа не сказано ни слова.

Картируемых подразделений в венде авторами выделено два. Первое КП включает объединенные (так как мощность большинства свит венда невелика, то с учетом масштаба карты они требуют объединения) бакеевскую, урюкскую и басинскую свиты, принадлежащие и нижнему и верхнему венду. Это преимущественно олигомиктовые песчаники, алевролиты и глинистые породы, часто с глауконитом, возраст которого равен, по данным публи-

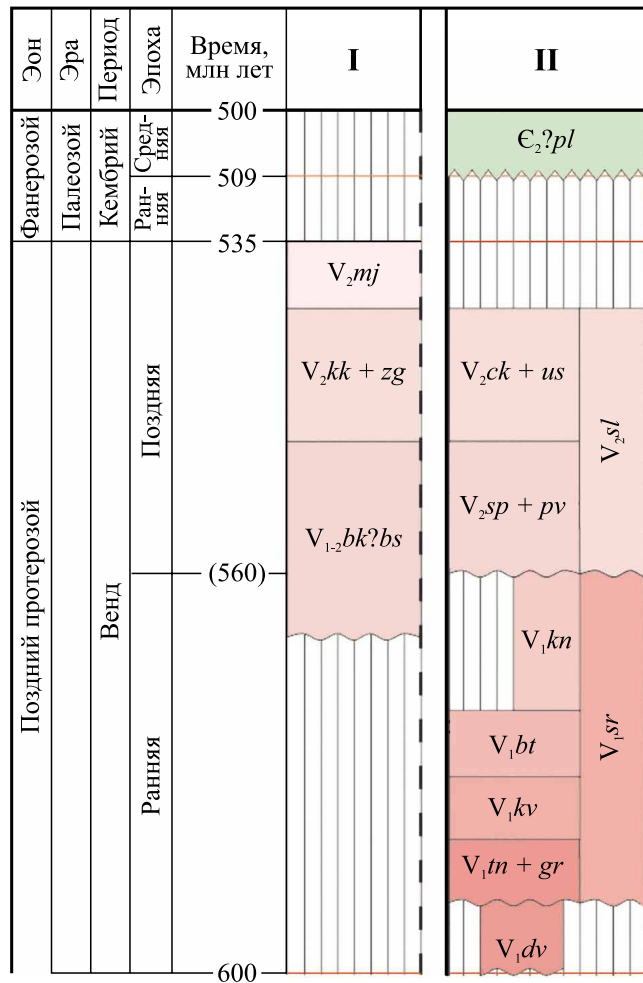


Рис. 2. Схема корреляции вендских стратонев Западно-Башкирской (I) и Язьвинско-Косьюинской (II) подзон в легенде Уральской серии листов Госгеолкарты-1000/3 (Жданов, 2009).

$V_{1-2}bk?bs$ – бакеевская, урюкская и басинская свиты; $V_2kk + zg$ – куккараукская и зиганская свиты; V_2mj – малоямантауская свита; V_1sr – серебрянская серия; V_2sl – сылвицкая серия; V_1dv – дворецкая толща; $V_1tn + gr$ – танинская и гарёвская 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; $\epsilon_2^?pl$ – полудовская свита.

Fig. 2. Correlation scheme of the Vendian stratigraphic units of the West Bashkirian (I) and Yaz'va-Kos'va (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 (Gosgeolkarta-1000/3) (Zhdanov, 2009).

$V_{1-2}bk?bs$ – Bakeevo, Uryuk and Basa formations; $V_2kk + zg$ – Kukkarauk and Zigan formations; V_2mj – Malyy Yamantau Formation; 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; $\epsilon_2^?pl$ – Polyudovo Formation.

кации (Glasmacher et al., 2001)³, 605 и 609 млн лет (бакеевская свита, мощность 100–200 м). В нижней части бакеевской свиты можно видеть прослои конгломератов и гравелитов; в ряде разрезов присутствуют пропластки и гнезда гематита. Урюкская свита (более 250 м) сложена светло-, желтовато- и розовато-серыми кварцевыми или олигомиктовыми (редко аркозовыми или полимиктовыми) крупнозернистыми песчаниками, гравелитами и конгломератами. С перекрывающей басинской свитой этот компонент разреза венда Западно-Башкирской подзоны связан постепенным переходом. Басинская свита (700–900 м) представлена преимущественно полимиктовыми и кварцевыми песчаниками, чередующимися с алевролитами, аргиллитами или глинистыми сланцами. Изотопный возраст (К-Аг метод) глауконита из песчаников и алевролитов басинской свиты в разрезе по р. Басу (ниже хут. Кулмас) составляет 600 млн лет, а в разрезе по руч. Киселев Ключ – 557 млн лет. Ссылка здесь дается на работу, опубликованную более 60 (!!!) лет назад – (Полевая и др., 1960). С перекрывающей куккараукской свитой басинская свита имеет постепенный переход. Глинистые породы бакеевской и басинской свит содержат микрофоссилии. Список их таксонов приведен, но анализ вертикального распространения отсутствует. Судя по номеру ссылки (104), названия микрофоссилий, присутствующих в породах басинской свиты, заимствованы авторами Объяснительной записки из работы (Иванов, 1949), но это совершенно точно не так.

Второе КП состоит из объединенных куккараукской и зиганской свит, принадлежащих верхнему венду. Куккараукская свита (450–750 м) включает в себя крупнозернистые и гравийные граувакковые или кварцевые песчаники с прослоями алевролитов, аргиллитов, линзами гравелитов, мелко- и среднегалечных конгломератов. С перекрывающей зиганской свитой она имеет постепенный переход. Зиганская свита (300–400 м) объединяет граувакковые песчаники и алевролиты, чередующиеся с углисто-глинистыми аргиллитами. Есть в ее разрезе также прослои и линзы гравийных конгломератов⁴. В зиганской свите описаны микрофоссилии и нитчатые водоросли. Здесь в тексте Объяснительной записки дана ссылка на литературный источник 143 – (Маслов, Ишерская, 1998), так как первый ее автор и автор данной публикации – одно и то же лицо, можем заверить в ошибочности ссылки. Отложения второго КП перекрыты с выражен-

ным угловым и стратиграфическим несогласием разновозрастными отложениями палеозоя.

Имеющаяся в легенде уральской серии листов (Жданов, 2009) малоямантауская свита в рассматриваемой Объяснительной записке отсутствует. Причину этого найти нам не удалось. Нет в тексте также такого крупного стратона, как ашинская серия. Каких-либо аргументов в пользу этого, довольно вольного, обращения с традиционной уральской региональной стратиграфией мы также обнаружить не смогли. Остается предположить, что то, что отнесено в рассматриваемой работе к венду, не отвечает, вероятно, понятию “серия”, т. е. не является крупным циклом осадконакопления и/или охарактеризовано общими условиями формирования, не имеет преобладания определенных пород и не обладает их направленной сменной или особой ритмичностью и т. п. (Стратиграфический кодекс..., 2019). В нашем предположении есть определенный смысл, но если и авторы Объяснительной записки пришли к такому же выводу, то он, несомненно, требует внятных аргументов.

Базируясь на приведенной информации и выходя “за рамки” своего миллионного листа, авторы Объяснительной записки в итоге предложили следующее видение истории геологического развития территории: “В самом конце рифея (поздний кудаш⁵) возникает новая континентально-рифтовая система, на этот раз субмеридионального (близуральского) простирания, существующая и в раннем венде. Она характеризуется типичным “пестрым” набором формаций⁶ с существенной ролью контрастных по основности и щелочности вулканитов и интрузивных пород (преимущественно гипабиссальных). Последние на рассматриваемой территории представлены позднерифейскими инзерским габбро-долеритовым, миселинско-авашлинским сиенитовым и барангуловским габбро-гранитовым, а также ранневендским криволукско-мисаелгинским габ-

³ Ссылка на работу немецких специалистов при указании на возраст глауконита бакеевской свиты выглядит довольно странно, так как подобную информацию можно вполне найти и в отечественных публикациях.

⁴ Что это такое – понять трудно: по-видимому, и не гравелиты, и не конгломераты.

⁵ Данный термин давно исчез из Общей стратиграфической шкалы докембрия России (Стратиграфический кодекс..., 2019, с. 62). Странно, что авторы, по всей видимости, либо об этом не знают, либо вынуждены следовать серийной легенде (Жданов, 2009), где такое подразделение, наряду с кипчаком и тангауром – подразделениями верхнего рифея (также неудачными, на наш взгляд), присутствует.

⁶ Это совершенно замечательный тезис, но неясно, что авторы понимают под “пестрым набором формаций”. Бакеевская свита, хотя и не распространена на всей территории Западно-Башкирской подзоны, но прослеживается от г. Усть-Катав (Челябинская обл.) до бассейна р. Зилим, как минимум. Урюкская свита в этой же подзоне присутствует примерно в одних и тех же фациях от того же г. Усть-Катав на севере до бассейна р. Урюк на юге. Следовательно, нет на этом уровне “пестрого набора формаций”, как, скорее всего, и “континентально-рифтовой системы”.

бро-пикродолеритовым комплексами. С большой степенью уверенности можно говорить о существенном предвендском размыве⁷, поскольку осадки (преимущественно обломочные), соответствующие описываемому эпизоду, появляются только в раннем венде (бакеевская, криволюкская и другие свиты); иногда фиксируются коры выветривания (мощностью до 130 м) в основании системы” (Князев и др., 2013, с. 224–225).

Далее авторы вновь выходят за рамки листа N-40 и пишут следующее: “Во внутренней [части рифта]⁸ (за пределами площади, в Зауралье) почти синхронно возникает глубокий раздвиг с образованием коры субокеанического типа, а чуть позже – и зачатки энсиматической островной дуги... Этот линеймент разделяет единую до этого мегаплиту на два палеоконтинента, расхождение которых друг от друга, вероятно, было сравнительно небольшим (а на юге Урала, скорее всего, отвечало лишь “красноморской” стадии рифтообразования). При сближении континентов (в конце раннего венда) и последующей коллизии (поздний венд–начало кембрия) происходит обдукция древних офиолитов и островодужных комплексов; начинает формироваться орогенный пояс. Продукты размываемых байкалид⁹ образуют мощные толщи разнообломочных терригенных осадков, слагающих межгорные депрессии (за восточной рамкой листа) и заполняющих “Предраннеуральский” передовой прогиб в более западных районах... Внутренние части орогена в конце венда–раннем кембрии оставались еще нестабильными; в них спорадически проявлялась вулканическая деятельность – аршинская свита...¹⁰

⁷ Этот тезис авторов Объяснительной записки также выглядит странным. Да, бакеевская свита имеет, по всей видимости, ранневендский возраст. Да, она залегает с перерывом и размывом на известняках укской свиты верхнего рифея. Что из этого следует? На чем основано предположение авторов о “существенном предвендском перерыве”? Для глауконита из укской свиты ими указано: “Радиоизотопный возраст глауконитов из основания свиты 620–640 млн лет”. Эти данные заимствованы из работы (Гаррис, 1964). Если возраст глауконита из бакеевской свиты, как пишут авторы Записки, составляет 609–605 млн лет, то длительность перерыва между укской и бакеевской свитами можно оценить примерно в 10–15 млн лет. Это действительно много?

⁸ Если в квадратных скобках приведен текст, то это наша расшифровка различных авторских сокращений.

⁹ Это для Урала устаревший термин.

¹⁰ Здесь следует отметить, что возраст аршинской свиты, которая развита в пределах Уралтауской структурно-фациальной зоны, принимается авторами Записки вендским, в том числе со ссылкой на источник “Лист N-40-XVIII / Жданов А.В. 2003” (что это такое – понять трудно, так как не ясно, где указано на наличие в графитистых сланцах свиты вендских микрофоссилий. Какими-либо данными изотопного возраста сви-

Еще западнее, во внешней зоне прогиба накапливались типичные амагматичные молассы (ашинская серия¹¹ на Южном Урале, севернее – сыльвицкая и чурочная серии)” (Князев и др., 2013, с. 225).

ПОТОК II (ТЕМАТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ)

Современные тематические исследования вендских осадочных последовательностей Южного Урала можно датировать концом XX–началом XXI в. Выполнялись они специалистами Института геологии Уфимского НЦ РАН (г. Уфа) и Института геологии и геохимии УрО РАН (г. Екатеринбург) в кооперации с немецкими, американскими и австралийскими коллегами, а также сотруниками Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН (г. Новосибирск), ГИН РАН и Института физики Земли РАН (г. Москва). Во избежание излишней дробности повествования попытаемся дать информацию по направлениям работ, указывая что, кем и для какого региона сделано. Несколько ранее подобная попытка была предпринята авторами монографии (Иванцов и др., 2018), но ряд вопросов остался вне поля их зрения. Мы не стремимся так или иначе оценить полученные разными авторами результаты и сделанные на их основе выводы. Наша задача более скромная – собрать вместе разные или сходные точки зрения и акцентировать внимание читателей на публикациях, внесших в познание венда Южного Урала существенный или принципиально новый вклад.

Расчленение и корреляция осадочных последовательностей

Конструкция разрезов венда западного склона Южного Урала по результатам исследований последних более чем 20 лет не претерпела каких-либо кардинальных изменений. Соотношение различных литостратиграфических единиц венда Южного Урала с региональными ярусами венда Восточно-Европейской платформы в работе (Гражданкин, Маслов, 2015) трактуется следующим образом (рис. 3). Урюкская (присутствие в мелкогалечниковых конгломератах основания урюкской свиты обломков алевролитов с глауконитом, похожих по

та в тексте записки не охарактеризована. В более “молодой”, чем все учтенные авторами Объяснительной записки публикации, работе (Краснобаев и др., 2012) изотопный возраст циркона из метабазальтов аршинской свиты/серии определен в интервале 735–705 млн лет, следовательно, это – верхнерифейское подразделение.

¹¹ Такой серии во всем тексте Объяснительной записки до данного момента (с. 225) нет. Здесь невозможно удержаться от иронии: по-видимому, это также что-то из зарамочных объектов.

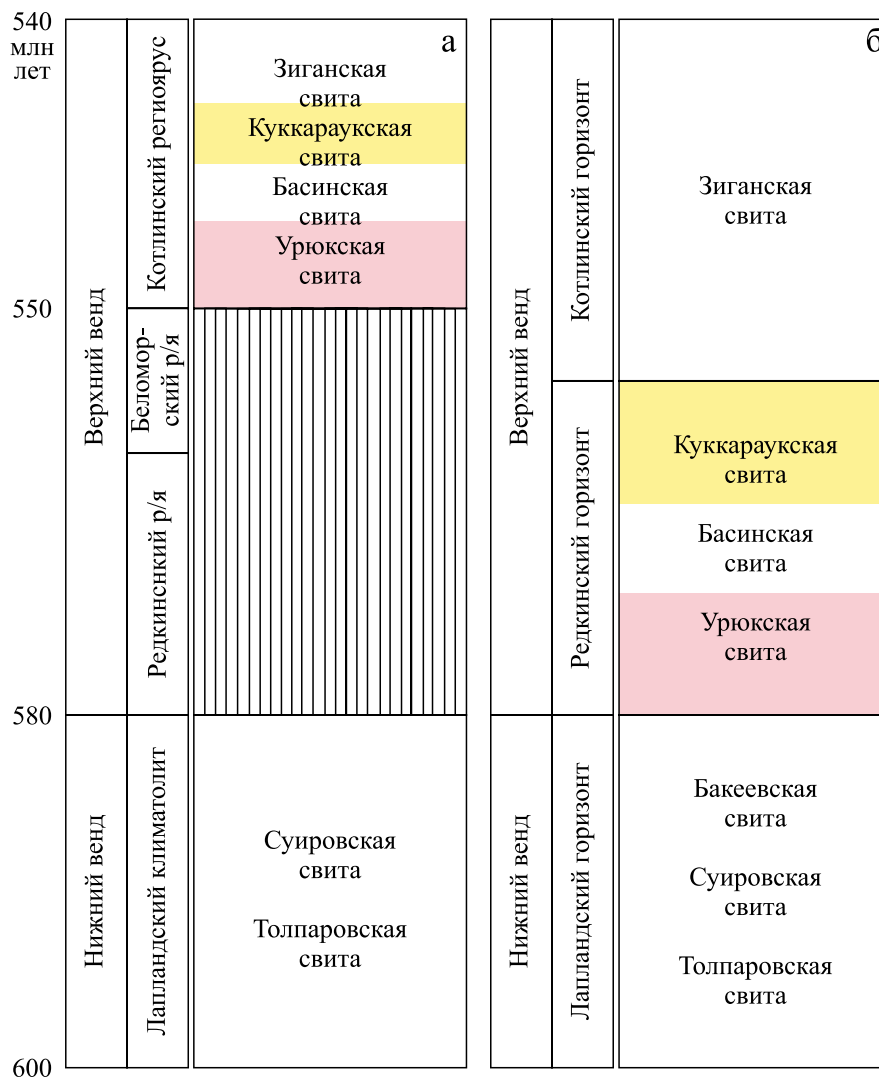


Рис. 3. Принадлежность литостратиграфических единиц ашинской серии Южного Урала региоярусам венда по представлениям разных авторов.

а – (Гражданкин, Маслов, 2015), б – (Иванцов и др., 2018).

Fig. 3. Assignment of lithostratigraphic units of the Asha Group of the Southern Urals to Vendian regional stages according to the ideas of different authors.

а – (Grazhdankin, Maslov, 2015), б – (Ivantsov et al., 2018).

облику на породы бакеевской свиты, дает основание предполагать размыв в ее основании), басинская (вулканические пеплы с U-Pb-изотопным возрастом цирконов 548 ± 4 млн лет из разреза “Шанхай” в г. Усть-Катав считались Д.В. Гражданкиным принадлежащими ее нижней части), куккараукская и зиганская свиты ашинской серии сопоставлены с котлинским региоярусом, а толпаровская и суировская свиты – с лапландским. В монографии (Иванцов и др., 2018, рис. 2, с. 83) приведена иная схема корреляции отложений венда северо-восточного и восточного обрамления Восточно-Европейской платформы и Западного Урала (см. рис. 3). Она

основывается на модифицированных представлениях предшественников. К нижнему венду отнесены бакеевская, толпаровская и суировская свиты Южного Урала. Урюкская, басинская и куккараукская свиты принадлежат редкинскому горизонту. Зиганская свита считается авторами работы (Иванцов и др., 2018) имеющей котлинский возраст.

При оценке сказанного следует помнить, что незадолго до этого толпаровская и суировская свиты считались сходными с терригенным комплексом Криволукского грабена и, следовательно, возраст их принимался ранневендским (Клюжина, 1991). Бакеевская свита, по мнению М.Л. Клюжи-

ной, напротив, не может быть нижневендским подразделением. Присутствие в отложениях зиганской свиты трубчатых водорослей и фауны эдиакарского типа позволяло сопоставлять ашинскую серию с редкинским горизонтом венда, тогда как аналогов котлинского и ровенского горизонтов на Урале нет. Граница рифея и венда отвечает кровле карбонатной укской свиты и, следовательно, все терригенные толщи выше нее имеют вендский возраст.

Общие особенности формирования осадочных толщ

А.В. Сочава (1996) обратил внимание на то, что чернокаменная, басинская и зиганская свиты Среднего и Южного Урала традиционно рассматриваются как моласса, но вместе с тем многие авторы отмечали их 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 принадлежности к турбидитовым осадкам континентального склона. Формирование всех перечисленных граувакковых ассоциаций, по видимому, не связано с завершающей стадией развития позднедокембрийских океанических бассейнов Урала и Тимана, а отмечает переход от стадии рифтогенеза к спредингу.

Анализируя поздневендский этап тектонического развития Урала, С.Н. Иванов и А.И. Русин (2000) указали, что природа поздневендской орогении понимается специалистами разных школ неоднозначно. Смысл дискуссии – завершились ли процессы континентального рифтогенеза энсиалическим континентальным орогенезом или рифтогенез продолжался и в позднем венде – раннем кембрии? Авторы полагают следующее: “Весьма вероятно, что контакт ордовикских и докембрийских толщ в восточной части Башкирского антиклинория, который всегда рассматривался как главное свидетельство доордовикской орогенной складчатости, в действительности является отделителем, возникшим при растяжении земной коры, предшествовавшим ее разрыву” (Иванов, Русин, 2000, с. 25). При этом высокобарический метаморфизм (следствие поздневендской орогении), по их мнению, на западном склоне Урала отсутствует.

В монографии (Пучков, 2000) к вендской молассе была отнесена не вся ашинская серия, а только басинская, куккараукская и зиганская свиты. Именно для слагающих их песчаников характерен полимиктовый/граувакковый состав. Урюкская свита принадлежит к молассе с определенной долей условности. В бакеевской и нижележащих свитах еще преобладает нехарактерная для молассы “кварцитовая компонента”, а минералы тяжелой фракции принципиально не отличаются от тех, что при-

сутствуют и в подстилающих отложениях. Резкое изменение состава терригенных образований происходит в позднем венде. Предполагается, что присутствующие в конгломератах куккараукской свиты гальки метаморфизованных терригенных пород, карбонатов, основных эффузивов, разнообразных гранитов и красных яшмоидов указывают на то, что источником их был поздневендский антиклинорий. Присутствие в породах молассы высокобарических слюд (фенгитов, здесь дана ссылка на публикацию (Алексеев, Алексеева, 1999)) прямо свидетельствуют о поступлении кластики за счет разрыва Белорецкого поднятия – метаморфического купола.

Принципиально иную трактовку положения источников обломочного материала для ашинской серии предложили авторы работы (Кузнецов и др., 2012б). Они указывают, что преобладающие среди обломочных цирконов ашинской серии кристаллы с мезо- и палеопротерозойскими возрастными сопоставимы по возрасту с кристаллическими комплексами Свеко-Норвежской и Свеко-Фенской областей (северо-запад Восточно-Европейской платформы). Однако расстояние от названных областей до современного западного склона Южного Урала превышает 2000 км. Следовательно, “значительная удаленность области аккумуляции обломочного материала от его источника неминуемо должна приводить к “засорению” детрита материалом областей, через которые происходила его “транспортровка”. Это означает, что в ашинских породах доля “волго-уральских” цирконов должна быть существенно более весомой, чем “западно-балтийских”, в действительности же фиксируется противоположная ситуация. Все это дает нам основание предполагать, что обломочные породы ашинской серии сформировались из кластики, поступающей преимущественно не из фундамента (Восточно-Европейской платформы) и не из местных источников, т. е. кластика, слагающая породы ашинской серии, имеет преимущественно *небалтийское* происхождение” (Кузнецов и др., 2012б, с. 74). Исходя из сказанного и привлекая ряд дополнительных аргументов, Н.Б. Кузнецов с соавторами (2012б) считают, что таким небалтийским источником являлся метаморфический комплекс Кап Ривер в Квинсленде (Австралия), соответственно Уральский край Балтики и Квинслендский край Австралии располагались в венде в непосредственной близости друг от друга.

Макрофауна

Находки разнообразных представителей вендской макрофауны на западном склоне Южного Урала известны в основном благодаря работам Ю.Р. Беккера (Беккер, Кишка, 1989, 1991; Беккер, 1996, 2010, 2013; и др.). Однако, как отмечено в

статье (Kolesnikov et al., 2015), в опубликованных в 1990–2013 гг. трудах Ю.Р. Беккера в отложениях ашинской серии Южного Урала идентифицировано в общей сложности 84 вида макрофоссилий (включая следы ползання). При внимательном рассмотрении по крайней мере 26 из этих таксонов можно считать псевдофоссилиями. Кроме того, 11 таксонов, описанные по не слишком выразительным гипорельефным дисковидным отпечаткам, переинтерпретированы как ископаемые микробные колонии. В итоге после ревизии список таксонов макрофоссилий ашинской серии включает в себя фрондоморфные организмы (*Aspidella terranovica*), нескольких разновидностей палеопасихнид, арумбериеморфные структуры, простые горизонтальные следы ползання, а также *Bergaueria* и горизонтальные следы с двухлопастной поперечно-сегментированной базальной поверхностью (*Didymaulichnus* sp.). Кроме того, авторами названной работы были обнаружены слепки сжатых сегментированных трубок, составные слепки различных фрондоморфов, окаменелости с бородавчатой структурой поверхности, углефицированные сдавленные макрофоссилии и мелкие углефицированные фоссилии.

В грубозернистых песчаниках куккараукской свиты Южного Урала Н.Б. Кузнецовым и А.В. Шаццелло (2011) описан фосфатный детрит, представляющий собой, по мнению названных авторов, обломки раковин брахиопод среднего кембрия. Такой вывод идет вразрез с традиционными представлениями о принадлежности всей ашинской серии к венду и, несомненно, нуждается в верификации дополнительными аргументами.

По данным авторов публикаций (Колесников и др., 2012; Беккер, 2013), в породах средней и верхней частей зиганской свиты присутствуют ихнофоссилии и отпечатки арумбериеморфных организмов.

А.А. Разумовский с соавторами (2015) описали “новое вендское ископаемое” *Kuckaraukia multituberculata* из басинской свиты, которое, по всей видимости, представляло собой двухслойный диск, состоящий из относительно менее стойкого, возможно, бесструктурного верхнего слоя и плотного структурированного нижнего, имеющего бугорчатую поверхность или сложенного из сближенных сферических элементов. По мнению авторов, *Kuckaraukia multituberculata* можно рассматривать и как унитарный организм, и как колонию бентосных неподвижных организмов.

Микрофауна

За последние 20 лет появилась только одна (!) работа, посвященная исследованию микрофоссилий в отложениях венда западного склона Южного Урала. По данным А.Ф. Вейса с соавторами (2003), в толпаровской и суировской свитах присутствуют “своеобразные, существенно различающиеся по

обилию и таксономическому составу ассоциации микрофоссилий... При этом ассоциация толпаровских форм¹² обладает большим подобием с другими встреченными ниже по разрезу южноуральскими каратавскими микробиотами, а суировских¹³ – с вендскими микробиотами Русской плиты¹⁴” (Вейс и др., 2003, с. 38).

Литогеохимические исследования

Работы в этом направлении в основном проводились автором этих строк и его соавторами. Здесь можно отметить публикацию (Маслов, 2014), в которой показано, что песчаники ашинской серии сопоставимы со средним протерозойским кратонным песчаником только по средним содержаниям оксида кремния. Концентрации остальных оксидов в них как заметно выше, так и ниже. Определенные отличия валового химического состава от состава PAAS (PAAS – средний постархейский австралийский глинистый сланец (Taylor, McLennan, 1985)) характерны и для глинистых пород ашинской серии. Снизу вверх по разрезу серии средние составы псаммитов эволюционируют от сублитаренитов (толпаровская и суировская свиты) к аркозам и субаркозам (урюкская свита) и лититам (басинский уровень). На смену последним в куккараукское время приходят вновь сублитарениты, а затем – лититы (зиганская свита). Следовательно, в сводном разрезе ашинской серии намечаются два цикла изменения состава песчаников. Первый отвечает толпаровско-басинскому интервалу, второй – куккараукско-зиганскому. Кларки концентрации подавляющего большинства редких и рассеянных элементов в глинистых породах ашинской серии не превышают 2UCC (UCC – верхняя континентальная кора (Rudnick, Gao, 2003)). Особенности распределения нормированных по RPSC (RPSC – составная проба глинистых сланцев Русской платформы (Мигдисов и др., 1994)) спектров РЗЭ

¹² Акритархи *Leiosphaeridia* (в том числе *L. kulgunica* Jank.), *Valeria*, *Satka*, *Pterospermopsimorpha*, *Trahyhystrichosphaera parva* Mikh., *Spumosina*, коккоидные *Muxococcoides* и ?*Sphaerocongregus*, нитчатые чехлы *Eomycetopsis*, *Leiotrichoides* и *Polytrichoides*.

¹³ *Leiosphaeridia*, *Spumosina*, объемные *Bavlinella* и *Retiforma*, коккоидные *Muxococcoides*, а также тонкие нитчатые чехлы *Pomoria* с характерным “ромбическим” рисунком на поверхности.

¹⁴ Как подчеркнуто авторами, *Bavlinella*, *Retiforma* и *Pomoria* не известны в более древних, чем суировская свита, отложениях стратотипа рифея, поэтому “с микробиологических позиций наиболее приемлем вывод Н.С. Михайловой о включении толпаровских форм в последовательность верхнерифейских микрофоссилий региона и об исключении из этой последовательности суировской микробиоты, принадлежащей к венду ...” (Вейс и др., 2003, с. 41).

в глинистых сланцах и аргиллитах подтверждают представления о смене состава пород источников питания во время накопления осадочных образований ашинской серии, сделанные на основе анализа минералого-петрографических особенностей псаммитов и возрастов обломочных цирконов. В целом по минералого-петрографическим и литогеохимическим данным формирование осадочного выполнения южноуральского сегмента вендского Предуральского/Тиманского предгорного прогиба в определенной степени сходно с формированием аналогичных структур Альпийского складчатого пояса. В названной статье показано также, что климатические обстановки формирования осадочных образований ашинской серии определяются по валовому химическому составу глинистых пород не вполне однозначно. Неопределенными представляются полученные по данным о валовом химическом составе песчаников и глинистых пород выводы о палеогеодинамическом режиме формирования отложений ашинской серии.

В более поздней работе (Маслов и др., 2018) выполнено сопоставление литогеохимических характеристик глинистых пород верхнего венда востока, северо-востока и севера Восточно-Европейской платформы, позволившее установить отсутствие каких-либо принципиальных вариаций основных параметров осадконакопления (соотношение поступающего с палеоводосборов литогенного и петрогенного материала, состав пород на палеоводосборах, палеогеодинамические и палеоклиматические обстановки, окислительно-восстановительные обстановки в придонных слоях бассейнов осадконакопления, отсутствие признаков влияния подводных эксгаляций и др.) на всей указанной территории. Таким образом, наблюдаемые в позднем венде крупные этапы макроэволюционных и макроэкологических преобразований не были, по всей видимости, связаны с эволюцией процессов осадконакопления, а являлись внутрисистемными кризисными экологическими перестройками, демонстрирующими начало широкого распространения мягкотелых организмов, последующее исчезновение основных групп и постепенное угасание всего биоразнообразия к началу кембрия.

Датирование обломочных цирконов

Массовое датирование обломочных цирконов венда Южного Урала на современной методической основе выполнено Н.Б. Кузнецовым с соавторами в начале 2010-х гг., но пионерами этого направления следует считать А. Вилльнера с соавторами (Willner et al., 2003; и др.). Основываясь на результатах совместных с немецкими специалистами минералого-петрографических исследований и первых определениях возраста обломочных цирконов, В.Н. Пучков (2010) отмечает, что цирконы из

пород венда Башкирского мегантиклинория представлены двумя группами. Цирконы первой группы, имеющие возраста 2058–1898, 1932, 1847, 1788 и 1483 млн лет, заимствованы при орогенических поднятиях из отложений рифея. Возраст цирконов второй группы варьирует от 643 до 512 млн лет. По мнению В.Н. Пучкова, “наличие этих цирконов, имеющих отчетливо магматическое происхождение, четко указывает на восточный источник сноса, поскольку на западе интрузии этого возраста, совпадающего со временем образования орогена, отсутствуют, и не было предпосылок для их образования” (2010, с. 33).

Минимальный возраст обломочных цирконов, выделенных из песчаников басинской свиты, составляет 755 ± 25 млн лет (Кузнецов и др., 2012а). Пики (три зерна и более) на кривой плотности вероятности имеют в исследованной совокупности возраст 2000, 1907, ≈ 1500 , 1213 и 1027 млн лет (Кузнецов и др., 2012б). Минимальный возраст таких же цирконов из песчаников куккараукской свиты равен 617 ± 10 млн лет (Кузнецов и др., 2012а). Возраст пиков на кривой плотности вероятности для данной совокупности составляет 2825, 2695, 1987, 1465, 1195 млн лет (Кузнецов и др., 2012а).

Позднее Н.Б. Кузнецов с соавторами (2019, 2022) опубликовали результаты изучения возраста обломочных цирконов из “песчаников верхневендской бакеевской свиты”¹⁵. Минимальный возраст цирконов этой популяции равен 889 ± 21 млн лет. На кривой плотности вероятности наблюдаются хорошо выраженные пики с возрастными 1172 и 1418 млн лет и несколько менее представительные пики (в работе 2022 г. пики имеют возраст 2868, 2052, 1803, 1574, 1419, 1219, 1037 и 942 млн лет). Таким образом, и во время формирования песчаников бакеевской свиты, и позднее – в басинское и куккараукское время – в область осадконакопления поступал обломочный материал, содержащий мезопротерозойские и раннеопротерозойские цирконы. Как и в более ранних публикациях, Н.Б. Кузнецов считает, что, так как кристаллические комплексы с такими возрастными “известны в настоящее время только в северо-западной части ВЕП... отстоящей от (Башкирского Поднятия) более чем на 2000 км, рассматривать их в качестве доминирующего/основного источника кластики для песчаников ашинской серии нет оснований. Это позволило высказать предположение о появлении в

¹⁵ Авторами работы 2019 г. указано, что изученный ими “разрез бакеевской свиты расположен на правом берегу р. Зилим, сразу ниже сел. Толпарово”. Однако это ошибка. Непосредственно ниже д. Толпарово на правом берегу р. Зилим вскрывается разрез толпаровской свиты (Маслов и др., 2001; Горожанин и др., 2015). Последняя имеет, как считает большинство специалистов, ранневендский возраст.

конце венда нового – “небалтийского” – источника кластики, располагавшегося в современных координатах восточнее Башкирского Поднятия” (Кузнецов и др., 2019, с. 308). В работе 2022 г. указано, что “сравнение характера распределения возрастов [обломочного циркона] из толщ типового разреза рифея, представленного в [Башкирском поднятии] и ашинской серии, указывает на существенную палеогеографическую перестройку, произошедшую в пределах рассматриваемого региона на этапе, непосредственно предшествовавшем накоплению ашинской серии, содержащей остатки сложно устроенных живых систем эдиакарского типа”¹⁶ (Кузнецов и др., 2022, с. 247). Мы не можем подтвердить или опровергнуть данное утверждение, но приведем один пример. По данным (Paszowski et al., 2021), в породах нагорянской свиты венда Подольского Приднестровья возраст обломочных цирконов отвечает интервалу $\approx 1.80\text{--}1.49$ млрд лет. Предполагается, что они поступали из Фенноскандии. Расстояние от долины р. Днестр до северо-западных районов Восточно-Европейской платформы также составляет порядка 2000 км или несколько более.

Критический разбор представлений об источниках обломочных цирконов в отложениях верхнего докембрия Южного Урала можно найти в работах (Краснобаев и др., 2019а, б). Авторы указывают, что “новые интерпретации” в основном ограничиваются “формальным сопоставлением вещественно-возрастных характеристик обломочных кристаллов с любыми весьма удаленными модельными объектами” (Краснобаев и др., 2019а, с. 413). Роль местных источников, по мнению А.А. Краснобаева с соавторами, при таком подходе в существенной степени недоучитывается. Они считают, что распределение U-Pb-изотопных возрастов и содержания U и Th в первичных цирконах из вулканитов рифея и пород Тараташского комплекса (Южный Урал) и обломочных цирконах, выделенных из песчаников ашинской серии венда и айской свиты нижнего рифея, позволяет сделать вывод, что “возрастные вариации цирконов – и источников, и кластики – во многом сопоставимы. Отсюда следует, что возрастные характеристики первичных цирконов из вулканитов рифея и архейских пород Тараташского комплекса как источников обломочных цирконов для вендских и рифейских песчаников на Южном Урале регулируются процессами переотложения, хотя влияние удаленных источников не исключается” (Краснобаев и др., 2019а, с. 413). Также, по мне-

нию авторов, “основным источником обломочных цирконов в рифейских и вендских песчаниках на Южном Урале служат местные (рифейские и тараташские) комплексы пород. Появление цирконо-вой кластики в песчаниках этих толщ определяется процессами переотложения на месте их образования¹⁷. Можно констатировать, что для этого не требуется привлечения более удаленных и экзотических источников” (Краснобаев и др., 2019б, с. 23).

Как итог сказанного необходимо отметить, что сейчас известно около 10 определений U-Pb-изотопного возраста обломочных цирконов из песчаников различных свит рифея и венда (для венда – 3 определения) Южного Урала (т. е. примерно для 1250 млн лет геологической истории всего 10 определений). Ни для одного литостратиграфического уровня рифея или венда нет “развертки” таких данных по латерали. Между тем сделать такие работы крайне важно (Маслов, 2021). Поясним это одним примером. Для форландового (как вендский Предуральский/Предтимаанский) бассейна Белт в Скалистых горах Северной Америки показано, что его осадочное выполнение плохо перемешано и гетерогенно по отношению к возрастным популяциям обломочных цирконов. Тогда как осадочные последовательности прослеживаются на значительные расстояния внутри бассейна, популяции обломочных цирконов в пространстве меняются быстро (быстрее, чем в современных крупных реках). Это предполагает постоянное добавление материала из проксимальных источников (Parker, Winston, 2017).

Датирование вулканических туфов/пеплов

Не будет преувеличением считать, что большинство использованных при подготовке раздела по эдиакарскому периоду в монографии “Geologic Time Scale 2020” радиоизотопных датировок (Xiao, Narbonne, 2020, table 18.1) получены по цирконам из вулканических туфов/пеплов. На западном склоне Южного Урала прослой вулканических туфов/пеплов среди осадочных последовательностей венда были обнаружены в 2008 г. Д.В. Гражданкиным в окрестностях г. Усть-Катав. U-Pb-изотопный возраст цирконов из одного такого прослоя составляет 548 ± 8 млн лет (Гражданкин и др., 2011). В публикации (Levashova et al.,

¹⁶ Считая так, авторы упускают из виду многократно подтвержденный ранее факт принципиального отличия по составу обломочных компонентов песчаников толпаровской и урюкской свит (низы ашинской серии) от песчаников басинской и зиганской свит (верхи ашинской серии).

¹⁷ Здесь невозможно удержаться только от одной ремарки – никаких геологических признаков размыва пород Тараташского комплекса при формировании отложений, например, машакской или зильмердакской свит нет. В такой ситуации мы вынуждены довольствоваться аргументами из категории “слово против слова”. Поэтому нужны дополнительные, в определенной степени независимые факты, которые могли бы направить обсуждение данной проблемы в более конструктивное русло.

2013) погрешности несколько меньше: ± 4 млн лет. Стратиграфическая принадлежность этого прося туфов трактуется авторами названных работ, однако, по-разному. Если Д.В. Гражданкин считает их залегающими в нижней части басинской свиты¹⁸, то Н.М. Левашова и ее соавторы относят их к низам зиганской свиты.

Цирконы из вулканических туфов/пеплов, присутствующих в разрезе басинской свиты по новой дороге Петровское–Кулгунино (этот отрезок дороги обходит с юга водопад Куккараук), имеют, по данным (Разумовский и др., 2020), возраст 573 ± 2 млн лет (U-Th-Pb метод, SHRIMP II). В указанном разрезе, вскрывающем отложения басинской, куккараукской и зиганской свит, известно несколько горизонтов вулканических туфов, но датировать все из них оказалось методически трудным. Полученная авторами датировка дает основание предполагать, что отнесение всей урюкско-зиганской последовательности только к котлинскому региону (Гражданкин, Маслов, 2015) может быть пересмотрено.

Датирование других объектов

Первое Rb-Sr определение возраста (617 ± 12 млн лет) глауконита, присутствующего в песчаниках бакеевской свиты, приведено в статье (Козлов, Горожанин, 1993). По данным (Зайцева и др., 2011), изохронные Rb-Sr возрасты конечных членов мелкозернистой фракции аргиллитов толпаровской свиты составляют 593 ± 15 млн лет (субфракция 0.3–0.6 мкм) и 481 ± 9 млн лет (субфракция < 0.1 мкм). Первое значение соответствует, по представлениям авторов, возрасту аутигенного иллита первой генерации и, по-видимому, отражает время диагенеза осадков, второе – отвечает возрасту аутигенного иллита второй генерации, сформированного в постдиагенетическую стадию. Датировка 593 ± 15 млн лет находится в интервале $584 \pm 9 \dots 522 \pm 9$ млн лет, характеризующем катагенез погружения глинистых осадков бакеевской свиты (Зайцева и др., 2012).

Через 20 лет после работы В.И. Козлова и В.М. Горожанина опубликована Rb-Sr изохронная датировка (638 ± 13 млн лет, время раннего диагенеза вмещающих осадков) глауконита из той же свиты (Zaitseva et al., 2013). Авторами работы (Кузнецов и др., 2014) эта датировка условно рассматривалась как определяющая возраст нижней гра-

ницы венда¹⁹. Позднее было показано, что Rb–Sr возраст глауконитов бакеевской свиты равен 642 ± 9 млн лет (Зайцева и др., 2019). Основываясь на минералого-геохимических характеристиках глауконита и теоретических расчетах, авторы полагают, что “стратиграфическая значимость этого возраста представляется достаточно обоснованной. Первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в среде глауконитизации равно 0.7080 ± 0.0009 и в пределах погрешности согласуется с этим отношением в морской воде венда. Таким образом, нижняя граница венда на Южном Урале имеет возраст около 640 млн лет” (Зайцева и др., 2019, с. 82).

Термохронологические исследования калиевых полевых шпатов, присутствующих в песчаниках и конгломератах венда Южного Урала, позволили в конце 1990-х гг. определить возраст микроклина из галек гранитов, находящихся в конгломератах куккараукской свиты ($550\text{--}530$ млн лет, Ar-Ag метод), и ортоклаза из песчаников зиганской свиты ($630\text{--}590$ млн лет, Ar-Ag метод) (Glasmacher et al., 1999).

В 2000 г. из пород урюкской свиты (разрез в 4.5–5.0 км восточнее д. Бакеево) нами отобраны слабоокатанные гальки, представляющие фрагменты альбитизированных микроклиновых жил (члены некоего граносиенитового – монцогаббро-сиенит-гранитного комплекса) (Маслов и др., 2008). А.И. Степановым в ИГГ УрО РАН классическим (с трассером Ar^{38}) K-Ag методом был определен возраст микроклина из указанных галек как 1094 ± 21 млн лет. Полученные данные позволяют считать, что в областях сноса в урюкское время присутствовали позднемезопротерозойские комплексы граносиенитов. Эти данные близки Ar-Ag возрасту галек калиевого полевого шпата из конгломератов бирьянской подсвиты зильмердакской свиты (Glasmacher et al., 1999), но способность калиевых полевых шпатов спонтанно терять радиогенный Ag не исключает и более раннего времени их образования.

В публикациях (Краснобаев и др., 2019в; Сергеева и др., 2019) приведена датировка циркона (714 ± 6 млн лет, U-Pb метод, SHRIMP) из галек плагиигранитов, риолитовых порфиров, гранит-порфиров и крупнокристаллических гранитов, отобранных из конгломератов куккараукской свиты в окрестностях д. Габдюково. По мнению авторов, эта датировка “свидетельствует о том, что в вендское время в области сноса происходил размыв магматических (гранитоидных) пород, близких по возрасту к гранитам Мазаринского массива – $710\text{--}740$ млн лет... и Барангуловского габбро-гранитного комплекса – 725 ± 5 млн лет..., расположенных в северной части зоны Уралтау на Южном Урале... Тем самым намечаются как область

¹⁸ Напомним, что конгломераты куккараукской свиты, разделяющие в большинстве других районов Башкирского мегантиклинория басинскую и зиганскую свиты, здесь либо не обнажены, либо, как предполагали классики уральской геологии М.И. Гарань и А.П. Тяжева, отсутствуют (Путеводитель..., 1995).

¹⁹ Такой подход представляется несколько странным, поскольку возраст нижней границы венда следует устанавливать в его стратотипической местности.

осадконакопления, так и область размыва. Последняя принадлежала восточному (в современных координатах) краю обнаженной части орогена тимаид" (Сергеева и др., 2019, с. 29).

Палеомагнитные исследования

Итоги масштабных исследований палеомагнетизма верхнего докембрия Южного Урала подведены в начале 1980-х гг. в одном из разделов (авторы – Н.Ф. Данукалов, Р.А. Комиссарова и П.Н. Михайлов) двухтомной монографии "Стратотип рифея". Однако, несмотря на кажущуюся стройность представлений авторов, во введении к монографии (Стратотип..., 1982) А.Н. Храмов написал так: "Раздел... посвященный палеомагнитной характеристике разрезов рифея и венда Южного Урала, представляет особый интерес. Предложенная авторами магнитостратиграфическая шкала венда и рифея Южного Урала является первой и пока единственной схемой и вполне может рассматриваться как рабочая схема местной стратиграфии исследованных толщ. Ее возможное региональное, межрегиональное или планетарное значение во многом будет определяться дальнейшими успехами развития проблемы метахронной намагниченности допалеозойских образований Урала. ...одним из важнейших результатов работы является вывод о стабильном положении палеомагнитных полюсов в течение позднего докембрия... Между тем палеомагнитные данные по различным областям развития докембрия ... свидетельствуют о сложных и больших перемещениях полюсов. Такой контраст можно объяснить одним из трех предположений: 1) авторская трактовка возраста намагниченности верна. Следовательно, все кратоны быстро двигались относительно полюса и один относительно другого в течение позднего докембрия, но Урал все это время стоял на месте; 2) время образования всех древних немых толщ Урала охватывает небольшой интервал... около 100 млн лет... 3) ...выделенная намагниченность не синхронная, а метахронная и может быть отчасти вендской, отчасти палеозойской. <...> Первое предположение с точки зрения геотектоники почти невероятно... второе возвращает нас к тем временам, когда древние немые толщи Урала считали палеозойскими и неоднократно повторяющимися в разрезе... третье предположение означает, что составленная магнитостратиграфическая схема может иметь, по крайней мере в своей рифейской части, лишь местное значение и своим строением отражает не столько историю геомагнитного поля в рифее и венде, сколько зональность проявления наложенных процессов перемагничивания пород. Последнее предположение на данном этапе исследований кажется наиболее вероятным" (Стратотип..., 1982, с. 5). Такая же оценка палеомагнитных исследований верхнего докем-

брия Южного Урала почти дословно повторена и в капитальном труде "Палеомагнитология" (Храмов и др., 1982).

Современный этап палеомагнитных исследований "древних толщ" Урала начинается в самом конце первого десятилетия XX в., когда в материалах VIII межрегиональной геологической конференции (г. Уфа, 2010 г.) появляется заметка "Перспективы изучения вендских комплексов Южного Урала палеомагнитным методом" (Голованова и др., 2010), авторы которой справедливо отмечают, что пригодных для суждений о перемещениях Восточно-Европейской платформы в венде по палеомагнитным данным и неизученных объектов на самой платформе не осталось. В связи со сказанным необходимо изучать деформированные в ходе позднепалеозойской орогении разрезы верхнерифейской и вендских отложений Башкирского мегантиклинория, но, как подчеркивают авторы, несмотря на современную методику, им не удалось пока ни доказать, ни опровергнуть на пилотных коллекциях гипотезу о, например, полном перемагничивании басинских отложений в палеозое (Стратотип..., 1982).

Годом позже авторы уже обсуждают результаты повторного исследования палеомагнетизма басинской свиты на основе коллекции из более 300 образцов (Голованова и др., 2011). Ступенчатое размагничивание (до 700°C) позволило им выделить стабильную высокотемпературную компоненту (ВТК) намагниченности (обе полярности) в 25 сайтах. Стандартные палеомагнитные тесты дали основание считать ее первичной, но рассчитанный по ней палеомагнитный полюс находится вблизи позднеордовикско-раннесилурийского отрезка кривой миграции палеомагнитного полюса Балтики. Сказанное привело авторов к выводу, принципиально не отличающемуся от выводов 1970–1980-х гг. (Комиссарова, 1970; Стратотип..., 1982): породы басинской свиты, по-видимому, испытали перемагничивание в палеозое.

В работе (Голованова и др., 2014), основанной на результатах исследования около 1000 образцов, отобранных из серии разрезов от г. Усть-Катав на севере до с. Максютово на юге, указано, что пилотные образцы пород бакеевской свиты не дали интерпретируемых данных. Это же характерно для песчаников нижней части урюкской свиты, тогда как в песчаниках верхней части выделяется только компонента, совпадающая по направлению с направлением позднепалеозойского перемагничивания. Примерно в половине из более 500 образцов пород басинской свиты четко выделяется биполярная ВТК, хорошо сгруппированная внутри большинства сайтов. Несмотря на то что ряд палеомагнитных тестов указывает на ее первичность, вычисленный по ней полюс примерно соответствует позднеордовикско-раннесилурийскому отрезку

кривой миграции палеомагнитного полюса Балтики. Это, по мнению авторов, может указывать на перемагничивание пород басинской свиты в палеозое. Для песчаников нижней части куккараукской свиты, как и для нескольких десятков галек из конгломератов ее верхней части, согласованные данные также не получены. В серых и зеленовато-серых песчаниках зиганской свиты в ходе ступенчатого терморазмагничивания не удалось получить ни одной статистически значимой ВТК. В серовато-бурых и бурых песчаниках, напротив, такая ВТК выделяется. Вычисленный средний палеомагнитный полюс по зиганской свите неплохо согласуется с полюсом, установленным по разрезам верхнего венда Беломорья. Среднее направление ВТК соответствует палеошироте $7.8 \pm 2.5^\circ$ ($10 \pm 3^\circ$) северного или южного полушария, т. е. в конце венда/эдиакария Восточно-Европейская платформа находилась в приэкваториальных широтах (Levashova et al., 2013; Федорова и др., 2013). Кроме того, в породах зиганской свиты выявлена высокая частота инверсий (смена полярности – 20–25 раз за миллион лет) магнитного поля Земли. Аналогичный феномен характерен только для близкоодновозрастных отложений Зимнего берега Белого моря и лопатинской свиты Енисейского кряжа.

М.Л. Баженов с соавторами (Bazhenov et al., 2016) подробно проанализировали этот феномен, изучили ряд возможных причин указанного явления, но не пришли к конкретным выводам, считая, что необходимы дополнительные исследования. В другой работе, датированной тем же годом, Дж. Меерт с соавторами (Meert et al., 2016) предположили, что геодинамические события конца эдиакария–начала кембрия могли быть причиной или одной из причин “кембрийского взрыва”. Названные авторы считают, что можно связать не только котлинский кризис конца венда–терминального эдиакария, но и кембрийскую революцию субстратов, а также появление и диверсификацию биоминерализации с усилением воздействия ультрафиолетового излучения на мелководные/фотические зоны морских бассейнов вследствие ослабления магнитного поля Земли.

Для пород урюкской свиты направление ВТК совпадает в пределах ошибок с аналогичным направлением для басинской свиты (Данукалов и др., 2017). Это может свидетельствовать о первичности полученной компоненты. Вместе с тем “существенное отличие этих палеомагнитных направлений от... результатов палеомагнитного изучения... зиганской свиты... оставляет нерешенным вопрос о тектонической или геомагнитной причине такого несоответствия” (Данукалов и др., 2017, с. 134).

Доизучение (отбор образцов через 0.2 м) фрагмента разреза зиганской свиты на новом отрезке дороги Петровское–Кулгунино подтвердило “справедливость полученного ранее палеополюса и во-

прос о первичности намагниченности и о палеопозиции (Восточно-Европейского) кратона на данном этапе исследований можно считать решенным” (Голованова и др., 2020, с. 34). В красноцветных породах зиганской свиты мощностью 74 м подтверждено присутствие около 32 смен магнитной полярности. Циклостратиграфический анализ данных позволил авторам считать, что в указанном разрезе наблюдаются циклические вариации этого параметра с различными периодами; предполагается, что их можно сопоставить с циклами Миланковича. Рассчитанная длительность накопления опробованной последовательности составляет ≈ 1.6 млн лет. Таким образом, средняя частота инверсий равна 19–20 млн лет. Это в 2–3 раза больше, чем максимальная известная ранее в фанерозое частота инверсий (Bazhenov et al., 2016; Данукалов и др., 2019; Голованова и др., 2020, 2021). На отдельных участках разреза данный параметр может увеличиваться до 46 инверсий и более за 1 млн лет. В работе (Левашова и др., 2021) эти оценки были скорректированы до 12–13 инверсий на 1 млн лет. Однако и такая частота инверсий может рассматриваться, по мнению авторов, как аномально высокая; соответственно, и ранее сделанный вывод о том, что конец венда/эдиакария был периодом аномально высокой частоты инверсий магнитного поля Земли, не претерпел существенного изменения.

Исследования химического состава минералов тяжелой фракции

Для венда Южного Урала исследования в этом направлении были выполнены на рубеже XX и XXI вв. и продолжения, на удивление, не получили. Так, в работах (Willner et al., 2001, 2004) рассмотрен химический состав белых слюд, турмалина, эпидота, хлорита и биотита. Показано, что химический состав обломочных турмалинов венда предполагает поступление их в осадки из слабо-метаморфизованных метапсаммопелитов с низким содержанием Al (такого рода образования не могут быть метаморфизованными эквивалентами рифейских отложений). Роль гранитоидов в источниках сноса в это время была невелика. Состав эпидотов в породах рифея и венда сопоставим; их источниками выступали метабазиты, в той или иной степени измененные процессами метаморфизма. Обломочные хлориты принадлежат четырем разным группам, что хорошо видно по соотношению в них Mn, Ti и K. Обломочные биотиты в породах рифея и венда также существенно различаются по химическому составу. Авторами сделан вывод, что обломочные компоненты для осадочных толщ нижнего венда поступали с запада (эрозия цоколя Восточно-Европейского кратона). Их высокая структурная и химическая зрелость указывает на многократную переработку. В урюкское время источник детри-

та резко изменился на “рециклированный орогенный”. Низкая структурная и химическая зрелость песчаников верхнего венда указывает на короткие пути миграции слагающей их кластики, заимствованной из новой, недалеко расположенной области сноса. Определение Ag-Ag возраста белых слюд из отложений венда Южного Урала позволило установить, что они принадлежат двум возрастным группам (Glasmacher et al., 1999). Слюды первой группы (возраст 609–571 млн лет) – это фенгиты. Считается, что они прямо указывают на разрыв высокобарических метаморфических комплексов так называемого Белорецкого купола (фрагмента растущего кадомского орогена) или подобных ему по составу образований. Возраст слюд второй группы (только мусковит) 732–645 млн лет. Источником их являлись, вероятно, доорогенные рифейские толщи.

ВЫВОДЫ

Подводя итог, можно сделать вывод, что научного обобщения и интерпретации полученных ранее геологических, геохимических и других материалов с учетом последних достижений геологической науки, как этого требует (Методическое руководство..., 2009), у авторов Объяснительной записки к листу Госгеолкарты-1000/3 N-40 – Уфа в отношении венда не получилось. Шанс у них, несомненно, был, но, видимо, в силу того что в авторском коллективе не оказалось ни одного специалиста по геологии западного склона Южного Урала, этого не было сделано ни для венда, ни для рифея. Это несмотря на то, что “древние толщи” Западной Башкирии являются стратотипической местностью для одного из крупнейших подразделений Общей стратиграфической шкалы России – рифея (Стратотип..., 1983).

Исследования особенностей архитектуры разрезов венда западного склона Южного Урала, по всей видимости, почти достигли совершенства в том, что касается последовательности литостратиграфических единиц. Однако нет ясности в понимании соотношения бакеевской, толпаровской и суировской свит и способе решения этого вопроса. Соотношение свит венда Южного Урала с региональными ярусами венда Восточно-Европейской платформы до сих пор трактуется разными авторами по-разному. Возможно, пролить свет на эту проблему поможет синтез данных по макрофауне, составу и возрасту обломочных цирконов, химическому составу минералов тяжелой фракции и составу ассоциаций микрофоссилий.

Общие особенности формирования осадочных последовательностей венда Башкирского мегантиклинория в целом также ясны. Диссонанс (или изюминку) в устоявшиеся к концу XX в. представления внесли исследования U-Pb-изотопного возраста обломочных цирконов. Однако считать, что они

позволили построить полностью непротиворечивую модель, нельзя. Более того, появление указанных данных заставляет и далее работать в этом направлении, так как из семи свит ашинской серии датировки обломочных цирконов имеются только для трех, а рассмотрение таких данных по латерали и вкрест простираения осадочных толщ и вовсе отсутствует.

Исследования вендской макрофауны на западном склоне Южного Урала можно считать находящимися только в самом начале пути. Общее впечатление о таксономическом составе биоты получено. Оно соответствует современному мировому уровню, но полноценное описание и сравнение отдельных представителей биоты в литературе пока отсутствует. Нет и понимания того, как сопоставить “котлинский облик макрофауны” (урюкско)-басинско-зиганской последовательности с более древней датировкой цирконов из вулканических туфов в басинской свите. Важно также продолжить подобные исследования на ключевых участках, там, где есть, возможно, шанс определить положение границы докембрия и кембрия – в верховьях руч. Караньюрт (к востоку от д. Аскино Архангельского района Республики Башкортостан) и на хр. Мал. Ямантау (бассейн широтного течения р. Белая)²⁰.

Очевидно, что кочующая из работы в работу (наиболее ярко это видно при знакомстве с Объяснительной запиской к листу Госгеолкарты-1000/3 N-40 (Князев и др., 2013)) – Уфа информация о присутствующих в породах венда микрофоссилиях давно нуждается в ревизии. По мнению специалистов, указываемые для бакеевской свиты микрофоссилии являются либо транзитными, либо невалидными таксонами; достоверных вендских таксонов в породах этой свиты, по-видимому, нет. Микрофоссилии *Bavlinella faveolata* Schepeleva, характерные, по данным авторов Объяснительной записки, для пород басинской и зиганской свит, известны из отложений венда Восточно-Европейской платформы, а таксон *Omalophyma gracilis* Golub невалиден. Представления А.Ф. Вейса с соавторами (2003) о том, что ассоциация микрофоссилий толпаровской свиты в достаточной степени подобна микробиотам каратауской серии Южного Урала, а ассоциация микрофоссилий суировской свиты ближе к вендским микробиотам Русской плиты, по всей видимости, также в той или иной степени прошли мимо внимания большинства специалистов.

Полученные к настоящему времени литогеохимические данные для осадочных последователь-

²⁰ Малоямантауская свита, залегающая выше зиганской на крайнем юге Башкирского мегантиклинория в хр. Мал. Ямантау, рассматривалась Ю.Р. Беккером (2010, 2013) как кембрийский стратон.

ностей венда Южного Урала (в основном по глинистым породам) пока не требуют каких-либо дополнительных работ, но это точка зрения того, кто их в основном и проводил. Может быть, только детальный анализ Sm-Nd систематики глинистых пород и песчаников позволит получить более стройную картину воздымания южной части Тиманского орогена или каких-либо иных источников кластики для ашинской серии.

Датирование обломочных цирконов из песчаников ашинской серии должно быть, несомненно, продолжено. Три совокупности данных о U-Pb изотопных возрастах обломочных цирконов для семи свит, полученные за 10 лет, уже непредставительны. Ранее в тексте мы неслучайно привели пример подобного рода работ для, по всей видимости, форландового (т. е. сходного по механизму и особенностям формирования с вендским Предуральским/Предгиманским бассейном) бассейна Белт в Скалистых горах (США, Канада). Для него несколько лет назад показано, что осадочное выполнение весьма гетерогенно в том, что касается возрастных популяций обломочных цирконов. Как обстоит дело с этим у нас – пока сказать трудно, поскольку нет соответствующей фактуры.

Для венда западного склона Южного Урала сделаны первые шаги в отношении датирования цирконов из вулканических туфов/пеплов. С 2008 г. получены две (!) такие датировки, тогда как прословены вулканических пеплов и в окрестностях г. Усть-Катав, где они были впервые обнаружены, и по новой дороге из Петровского в Кулгунино известно по крайней мере в 3–4 раза больше. Следовательно, нужно продолжать работы и в данном направлении.

Широкое поле деятельности существует и для датирования галек магматических пород в конгломератах урюкской, куккараукской и зиганской свит.

Современный этап палеомагнитных исследований осадочных толщ венда, проводимый специалистами ИГ УНЦ УФИЦ РАН и ГИН РАН вместе с американскими коллегами, насчитывает уже более 10 лет. Для ряда стратиграфических уровней (главным образом для зиганской свиты) получены интересные результаты, позволившие более или менее обоснованно установить положение Восточно-Европейского кратона в самом конце венда/эдиакария в приэкваториальных широтах, а также выявить для названного отрезка времени высокую частоту инверсий магнитного поля. Это провоцирует появление ряда интересных гипотез, одна из которых связывает “кембрийский взрыв”, котлинский кризис, кембрийскую “революцию субстратов” и возникновение биоминерализации с возрастанием влияния ультрафиолетового излучения Солнца на мелководные зоны морских бассейнов во время ослабления магнитного поля Земли. Есть ощу-

щение, что пик палеомагнитных исследований осадочных толщ венда западного склона Южного Урала в определенной мере пройден, тем не менее их необходимо продолжать.

Наконец, на рубеже XX и XXI вв. опубликованы первые результаты исследования химического состава ряда минералов тяжелой фракции, позволившие получить принципиально новую информацию о составе и эволюции комплексов пород-источников кластики для осадочных последовательностей ашинской серии. Это было многообещающее начало, но, так как подобные работы требовали хорошего аналитического оборудования, они с уходом немецких специалистов на другие проекты быстро прекратились. Возможность такого рода исследований (обзор и анализ см.: Бадида и др., 2020а, б) недавно появилась вновь, и ею обязательно нужно воспользоваться.

Благодарности

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев А.А., Алексеева Г.В. (1999) Фенгитовые мусковиты и фенгиты в кристаллических сланцах Белорецкого метаморфического комплекса. *Ежегодник-1997*. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 178-184.
- Бадида Л.В., Маслов А.В., Мизенс Г.А. (2020а) Реконструкция состава пород питающих провинций. Ст. 3. Современные методы исследования тяжелых обломочных минералов (гранатов, турмалинов, хромшпинелидов, рутила и др.). *Литосфера*, **20**(2), 149-167. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-2-149-167>
- Бадида Л.В., Маслов А.В., Мизенс Г.А. (2020б) Реконструкция состава пород питающих провинций. Ст. 4. Современные методы исследования тяжелых обломочных минералов (цирконов, апатитов). *Литосфера*, **20**(3), 363-385. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-3-363-385>
- Беккер Ю.Р. (1996) Открытие эдиакарской биоты в кровле венда Южного Урала. *Регион. геология и металлогения*, (5), 111-131.
- Беккер Ю.Р. (2010) Геологический потенциал древних ихнофоссилий в стратотипе позднего докембрия Южного Урала. *Регион. геология и металлогения*, (43), 18-35.
- Беккер Ю.Р. (2013) Ихнофоссилии – новый палеонтологический объект в стратотипе позднего докембрия Урала. *Литосфера*, (1), 52-80.
- Беккер Ю.Р., Кишка Н.В. (1989) Открытие эдиакарской биоты на Южном Урале. *Теоретические и прикладные аспекты современной палеонтологии*. ВПО ХХХIII сессия. Л.: Наука, 109-120.
- Беккер Ю.Р., Кишка Н.В. (1991) Ископаемые следы в верхневендских отложениях Южного Урала. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, (6), 66-78.

- Вейс А.Ф., Козлов В.И., Сергеева Н.Д., Воробьева Н.Г. (2003) Микрофоссилии типового разреза верхнего рифея (каратавская серия Южного Урала). *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **11**(6), 20-45.
- Гаррис М.А. (1964) Геохронологическая шкала Урала и основные этапы его развития в докембрии и палеозое (по данным калий-аргонового метода). *Абсолютный возраст геологических формаций*. Междунар. геол. конгресс, 22-я сессия. Докл. сов. геологов. Пробл. 3. М.: Наука, 128-156.
- Геологический словарь (2010–2012). В 3 т. Изд. 3-е, перераб. и доп. Гл. ред. О.В. Петров. СПб.: ВСЕГЕИ. Т. 1. А–Й, 432 с.; Т. 2. К–П, 480 с.; Т. 3. Р–Я, 440 с.
- Голованова И.В., Данукалов К.Н., Баженов М.Л., Левашова Н.М., Кадыров А.Ф., Хидиятов М.М., Сальманова Р.Ю. (2014) Палеомагнетизм вендских отложений Южного Урала. *Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий*. Мат-лы и докл. 10-й межрегион. науч.-практ. конф. Уфа: Дизайн-Пресс, 14-16.
- Голованова И.В., Данукалов К.Н., Козлов В.И., Пучков В.Н., Павлов В.Э., Галле И., Левашова Н.М., Сирота Г.С., Хайруллин Р.Р., Баженов М.Л. (2011) Палеомагнетизм верхневендской басинской свиты Башкирского мегантиклинория: результаты повторного исследования. *Физика Земли*, (7), 67-79.
- Голованова И.В., Данукалов К.Н., Левашова Н.М., Баженов М.Л. (2010) Перспективы изучения вендских комплексов Южного Урала палеомагнитным методом. *Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий*. Мат-лы VIII межрегион. геол. конф. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 109-111.
- Голованова И.В., Данукалов К.Н., Сальманова Р.Ю., Парфирьев Н.П., Левашова Н.М. (2021) Верхневендский период гиперактивности магнитного поля: новые палеомагнитные данные по зиганской свите на Южном Урале. *Геол. вестн.*, (1), 46-54. <https://doi.org/10.31084/2619-0087/2021-1-5>
- Голованова И.В., Данукалов К.Н., Сальманова Р.Ю., Парфирьев Н.П., Левашова Н.М. (2020) Новые результаты палеомагнитных исследований верхневендской зиганской свиты на Южном Урале. *Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий*. Вып. 13. Мат-лы и докл. XIII межрегион. науч.-практ. конф. Уфа: Мир печати, 31-37.
- Горожанин В.М., Мичурин С.В., Канипова З.А., Биктимерова З.Р. (2015) Литологические особенности диамиктитов на границе рифея и венда в разрезе Толпарово (Южный Урал). *Геол. сборник № 12*. СПб.: Свое изд-во, 23-34.
- Гражданкин Д.В., Марусин В.В., Меерт Дж, Крупнин 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.
- Данукалов К.Н., Голованова И.В., Баженов М.Л., Сальманова Р.Ю. (2017) Палеомагнитное изучение красноцветных песчаников урюкской свиты верхнего венда. *Геол. сборник № 14*. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 130-135.
- Данукалов К.Н., Парфирьев Н.П., Голованова И.В., Сергеева Н.Д., Сальманова Р.Ю. (2019) Красноцветные песчаники зиганской свиты верхнего венда – уникальный объект палеомагнитного изучения истории Земли. *Геол. вестн.*, (3), 93-102. <https://doi.org/10.31084/2619-0087/2019-3-7>
- Жданов А.В. (2009) Легенда Уральской серии листов Госгеолкарты-1000/3 (актуализированная версия). СПб.: ВСЕГЕИ, 380 с.
- Зайцева Т.С., Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Константинова Г.В., Турченко Т.Л., Мельников Н.Н. (2012) Rb-Sr изотопная систематика глинистых минералов из осадочных пород венда Южного Урала. *Ленинградская школа литологии*. СПб.: СПбГУ, 57-59.
- Зайцева Т.С., Горохов И.М., Турченко Т.Л., Мельников Н.Н., Константинова Г.В. (2011) Изотопная систематика разноразмерного глинистого материала: аргиллиты толпаровской свиты венда Южного Урала. *Глины, глинистые минералы и слоистые материалы*. Мат-лы I Росс. рабочего совещ., посвящ. 90-летию со дня рождения Б.Б. Звягина. М.: ИГЕМ РАН, 54.
- 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>
- Иванов А.И. (1949) Обоснование сводного стратиграфического разреза древних свит Западного склона Южного Урала. *Бюлл. МОИП. Отд. геол.*, **24**(5), 31-42.
- Иванов С.Н., Русин А.И. (2000) Поздненвендский этап тектонического развития Урала. *Геотектоника*, (3), 21-32.
- Иванцов А.Ю., Разумовский А.А., Закревская М.А. (2018) Макрофоссилии верхнего венда Восточной Европы. Средний и Южный Урал. М.: ПИН РАН, 190 с.
- Келлер Б.М., Вейс А.Ф., Горожанин В.М. (1984) Толпаровский разрез верхнего докембрия (Южный Урал). *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, (9), 119-124.
- Клюжина М.Л. (1991) Вендская система Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 60 с.
- Князев Ю.Г., Князева О.Ю., Сначев В.И., Жданов А.В., Каримов Т.Р., Айдаров Э.М., Масагутов Р.Х., Арсланова Э.Р. (2013) Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Сер. Уральская. Л. N-40 – Уфа. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 512 с.
- Козлов В.И., Горожанин В.М. (1993) К вопросу о выделении бакеевской свиты и о возрасте базальных слюев ашинской серии Южного Урала. *Верхний докембрий Южного Урала и востока Русской плиты*. Уфа: УНЦ РАН, 14-23.
- Колесников А.В., Гражданкин Д.В., Маслов А.В. (2012) Арумбериоморфные текстуры в верхнем венде Урала. *Докл. АН*, **447**(1), 66-72.
- Комиссарова Р.А. (1970) Исследование древней намагнитченности некоторых осадочных пород Южного Урала в связи с проблемой метакрионного перемагничивания. Дисс. ... канд. физ.-мат. наук. М.: ИФЗ АН СССР, 140 с.
- Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Серге-

- ева Н.Д., Бушарина С.В. (2012) Новые данные по цирконовой геохронологии аршинских вулканитов (Южный Урал). *Литосфера*, (4), 127-139.
- Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В. (2019а) Источники цирконов в обломочных породах рифейских толщ Урала. *Докл. АН*, **488**(4), 413-419. <https://doi.org/10.31857/S0869-56524884413-419>
- Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В. (2019б) Природа цирконового кластического материала в песчаниках рифея и венда Южного Урала. *Георесурсы*, **21**(1), 15-25. <https://doi.org/10.18599/grs.2019.1.15-25>
- Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В. (2019в) U-Pb (SHRIMP) возраст цирконов из гранитоидной гальки конгломератов куккараукской свиты ашинской серии венда Алатауского антиклинория (Южный Урал). *Докл. АН*, **486**(5), 598-602. <https://doi.org/10.31857/S0869-5652486598-602>
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. (2014) Возможности стронциевой изотопной хемостратиграфии в решении проблем стратиграфии верхнего протерозоя (рифей и венда). *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **22**(6), 3-26.
- Кузнецов Н.Б., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Романюк Т.В., Белоусова Е.А., Сысоева А.О., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Ляпунов С.М. (2022) Характер распределения U-Pb изотопного возраста зерен детритового циркона из обломочных пород бакеевской свиты (нижний элемент сводного разреза ашинской серии) Башкирского поднятия (Южный Урал). *Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы – 2022*. Мат-лы ЛШ Тектонич. совещ. Т. 1. М.: ГЕОС, 244-249.
- Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Маслов А.В., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Каныгина Н.А., Дубенский А.С., Белоусова Е.А. (2019) Первые результаты U-Pb датирования детритовых цирконов из песчаников верхневендской бакеевской свиты Башкирского поднятия (Южный Урал). *Проблемы тектоники континентов и океанов*. Мат-лы LI тектонич. совещ. Т. 1. М.: ГЕОС, 305-310.
- Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шацилло А.В., Голованова И.В., Данукалов К.Н., Меерт Дж. (2012б) Возраст детритных цирконов из ашинской серии Южного Урала – подтверждение пространственной сопряженности уральского края Балтики и Квинслендского края Австралии в структуре Родинии (Australia upside down conception). *Литосфера*, (4), 59-77.
- Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шацилло А.В., Орлов С.Ю., Голованова И.В., Данукалов К.Н., Ипатова И.С. (2012а) Первые результаты массового U/Pb-изотопного датирования (LA-ICP-MS) детритных цирконов из ашинской серии Южного Урала: палеогеографический и палеотектонический аспекты. *Докл. АН*, **447**(1), 73-79.
- Кузнецов Н.Б., Шацилло А.В. (2011) Первые находки скелетных фоссилий в куккараукской свите ашинской серии Южного Урала и их значение для определения начала протоуральско-тиманской коллизии. *Докл. АН*, **440**(3), 378-383.
- Левашова Н.М., Голованова И.В., Рудько Д.В., Данукалов К.Н., Рудько С.В., Сальманова Р.Ю., Сергеева Н.Д. (2021) Период гиперактивности магнитного поля в конце эдиакария: оценка частоты инверсий циркостратиграфическим методом. *Физика Земли*, (2), 119-129. <https://doi.org/10.31857/S0002333721020022>
- Маслов А.В. (2014) Литогеохимический облик отложенной ашинской серии венда западного склона Южного Урала. *Литосфера*, (1), 13-32.
- Маслов А.В. (2021) Верхний докембрий Южного Урала. *Стратиграфия верхнего докембрия: проблемы и пути решения*. Мат-лы VII Росс. конф. по проблемам геологии докембрия. СПб.: Свое изд-во, 114-117.
- Маслов А.В., Ишерская М.В. (1998) Основные черты стратиграфии и палеогеографии позднего венда Западного склона Южного Урала и прилегающих районов востока Русской платформы. *Палеогеография венда-раннего палеозоя Северной Евразии*. Екатеринбург: УрО РАН, 30-43.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В. (2001) Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерогенез, геологические памятники природы). Т. IV. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 103 с.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н., Гражданкин Д.В., Колесников А.В. (2018) Верхний венд востока, северо-востока и севера Восточно-Европейской платформы: процессы осадконакопления и эволюция биоты. *Литосфера*, **18**(4), 520-542. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-4-520-542>
- Маслов А.В., Степанов А.И., Петров Г.А., Крупенин М.Т. (2008) Возраст галек граносиенитов из конгломератов урюкской свиты Южного Урала. *Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий*. Мат-лы VII межрегион. науч.-практ. конф. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 131-132.
- Методическое руководство по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третьего поколения). (2009) СПб.: ВСЕГЕИ, 288 с.
- Мигдисов А.А., Балашов Ю.А., Шарков И.В., Шерстеников О.Г., Ронов А.Б. (1994) Распространенность редкоземельных элементов в главных литологических типах пород осадочного чехла Русской платформы. *Геохимия*, (6), 789-803.
- 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.
- Полевая Н.И., Казаков Г.А., Мурина Г.А. (1960) Глаукоциты как индикатор геологического времени. *Геохимия*, (1), 3-10.
- Путеводитель геологической экскурсии по разрезам палеозоя и верхнего докембрия западного склона Южного Урала и Приуралья. (Сост. В.И. Козлов, З.А. Синицына, Е.И. Кулагина). Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1995. 177 с.
- Пучков В.Н. (2000) Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Гилем, 146 с.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- Разумовский А.А., Иванцов А.Ю., Новиков И.А., Корочанцев А.В. (2015) Kucakaraukia multituberculata: новое вендское ископаемое из басинской свиты ашинской серии Южного Урала. *Палеонтол. журн.*, (5), 3-9.

- Разумовский А.А., Новиков И.А., Рязанцев А.В., Рудько С.В., Кузнецов Н.Б., Яшунский Ю.В. (2020) Древнейшие вендские ископаемые Евразии: U-Pb изотопный возраст басинской свиты (ашинская серия, Южный Урал). *Докл. АН.*, **495**(2), 3-8. <https://doi.org/10.31857/S2686739720120099>
- Сергеева Н.Д., Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Козлова О.В., Ратов А.А. (2019) Ашинская серия венда: орогенный комплекс тиманид на Южном Урале. *Геол. вестн.*, (1), 3-34. <https://doi.org/10.31084/2619-0087-2019-1-1>
- 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.) СПб.: ВСЕГЕИ, 96 с.
- Стратотип рифея. Палеонтология. Палеомагнетизм. (1982) (Отв. ред. Б.М. Келлер). М.: Наука, 176 с.
- Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. (1983) (Отв. ред. Б.М. Келлер, Н.М. Чумаков) М.: Наука, 184 с.
- Федорова Н.М., Левашова Н.М., Баженов М.Л., Мерерт Дж.Дж., Сергеева Н.Д., Голованова И.В., Данукалов К.Н., Кузнецов Н.Б., Кадыров А.Ф., Хидиятов М.М. (2013) Восточно-Европейская платформа в конце эдиакария: новые палеомагнитные и геохронологические данные. *Геология и геофизика*, **54**(11), 1782-1794.
- Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А., Писаревский С.А., Погарская И.А., Ржевский Ю.С., Родионов В.П., Слауцитайс И.П. (1982) Палеомагнитология. Л.: Недра, 312 с.
- Bazhenov M.L., Levashova N.M., Meert J.G., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Fedorova N.M. (2016) Late Ediacaran magnetostratigraphy of Baltica: Evidence for Magnetic Field Hyperactivity? *Earth Planet. Sci. Lett.*, **435**, 124-135. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.12.015>
- Glasmacher U.A., Bauer W., Giese U., Reynolds P., Kober B., Stroink L., Alekseev A., Puchkov V.N., Willner A.P. (2001) The metamorphic complex of Beloretz, SW Urals, Russia a terrane with a polyphase Meso- to Neoproterozoic thermo-dynamic evolution. *Precamb. Res.*, **110**(1), 185-213. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(01\)00187-5](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(01)00187-5)
- Glasmacher U.A., Reynolds P., Alekseev A.A., Puchkov V.N., Taylor K., Gorozhanin V., Walter R. (1999) ⁴⁰Ar/³⁹Ar Thermochronology west of the Main Uralian fault, Southern Urals, Russia. *Geol. Rundsch.*, **87**(4), 515-525.
- Kolesnikov A.V., Marusin V.V., Nagovitsin K.E., Maslov A.V., Grazhdankin D.V. (2015) Ediacaran biota in the aftermath of the Kotlinian Crisis: Asha Group of the South Urals. *Precamb. Res.*, **263**, 59-78. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.03.011>
- Levashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G., Kuznetsov N.B., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Fedorova N.M. (2013) Paleogeography of Baltica in the Ediacaran: paleomagnetic and geochronological data from the clastic Zigan Formation, South Urals. *Precamb. Res.*, **236**, 16-30. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.06.006>
- Meert J.G., Levashova N.M., Bazhenov M.L., Landing E. (2016) Rapid changes of magnetic Field polarity in the late Ediacaran: Linking the Cambrian evolutionary radiation and increased UV-B radiation. *Gondwana Res.*, **34**, 149-157. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.01.001>
- Parker S., Winston D. (2017) Revised interpretations of detrital zircon populations in the Mesoproterozoic Belt and Purcell supergroups of Montana, Idaho and British Columbia. *Conference: Rocky Mountain Section. 69th Annual Meeting – 2017*. <https://doi.org/10.1130/abs/2017RM-293147>
- Paszowski M., Budzyn B., Mazur S., Slama J., Srodon J., Millar I.L., Shumlyanskii L., Kędzior A., Liivamagi S. (2021) Detrital zircon U-Pb and Hf constraints on provenance and timing of deposition of the Mesoproterozoic to Cambrian sedimentary cover of the East European Craton. Part II: Ukraine. *Precamb. Res.*, **362**, 106282. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106282>
- Rudnick R.L., Gao S. (2003) Composition of the Continental Crust. *Treat. Geochem.*, **3**, 1-64.
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) The Continental Crust: Its composition and evolution. Oxford: Blackwell, 312 p.
- Willner A., Sindern S., Metzger R., Ermolaeva T., Kramm U., Puchkov V., Kronz A. (2003) Typology and single grain U-Pb ages of detrital zircons from Proterozoic sandstones in the SW Urals (Russia): early time markers at the eastern margin of the Baltica. *Precamb. Res.*, **134**, 1-20. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(03\)00045-7](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(03)00045-7)
- Willner A.P., Ermolaeva T., Stroink L., Glasmacher U.A., Giese U., Puchkov V.N., Kozlov V.I., Walter R. (2001) Contrasting provenance signals in Riphean and Vendian sandstones in the SW Urals (Russia): constraints for a change from passive to active continental margin conditions in the Neoproterozoic. *Precamb. Res.*, **110**, 215-239. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(01\)00190-5](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(01)00190-5)
- Willner A.P., Wartho J.-A., Kramm U., Puchkov V.N. (2004) Laser ⁴⁰Ar-³⁹Ar ages of single detrital white mica grains related to the exhumation of Neoproterozoic and Late Devonian high pressure rocks in the Southern Urals (Russia). *Geol. Mag.*, **141**(2), 161-172. <https://doi.org/10.1017/S0016756803008628>
- Xiao S.H., Narbonne G.M. (2020) The Ediacaran Period (Eds by F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg). *Geol. Time Scale 2020*, **1**, 521-561. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-824360-2.00018-8>
- Zaitseva T.S., Kuznetsov A.B., Gorokhov I.M., Dankina K.N., Ivanovskaya T.A., Melnikov N.N., Konstantinova G.V. (2013) Globular phyllosilicates of the Vendian Bakeevo Formation, the South Urals – crystallochemical and Rb-Sr isotope data. *Proceedings of the Second International Conference Clays, clay minerals and layered materials – CMLM2013*. St.Petersburg: Falcon Print Publ., 79. (In Russ.)

REFERENCES

- Alekseev A.A., Alekseeva G.V. (1999) Phengite muscovites and phengites in crystalline schists of the Beloretsk metamorphic complex. *Yearbook-1997*. Ufa, IG USC RAS, 178-184. (In Russ.)
- Badida L.V., Maslov A.V., Mizens G.A. (2020a) Provenance reconstructions. Article 3. Modern methods of detrital minerals' research (garnet, tourmaline, chrome-spinellid, rutile, chloritoid, pyroxene and amphibole). *Lithosphere (Russia)*, **20**(2), 149-167. (In Russ.) <https://doi.org/10.1016/j.lithosphere.2020.100457>

- org/10.24930/1681-9004-2020-20-2-149-167
- Badida L.V., Maslov A.V., Mizens G.A. (2020) Provenance reconstructions. Article 4. Modern methods for investigating detrital minerals (zircon, apatite). *Lithosphere (Russia)*, **20**(3), 363-385. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-3-363-385>
- Bazhenov M.L., Levashova N.M., Meert J.G., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Fedorova N.M. (2016) Late Ediacaran magnetostratigraphy of Baltica: Evidence for Magnetic Field Hyperactivity? *Earth Planet. Sci. Lett.*, **435**, 124-135. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.12.015>
- Becker Yu.R. (1996) Discovery of the Ediacaran biota at the top of the Vendian of the Southern Urals. *Regional Geology and Metallogeny*, (5), 111-131. (In Russ.)
- Becker Yu.R. (2010) Geological potential of ancient ichnofossils in the Late Precambrian stratotype of the Southern Urals. *Regional Geology and Metallogeny*, (43), 18-35. (In Russ.)
- Becker Yu.R. (2013) Ichnofossils are a new paleontological object in the Late Precambrian stratotype of the Urals. *Lithosphere (Russia)*, (1), 52-80. (In Russ.)
- Becker Yu.R., Kishka N.V. (1989) Discovery of the Ediacaran biota in the Southern Urals. *Theoretical and applied aspects of modern paleontology*. VPO XXXIII session. Leningrad, Nauka Publ., 109-120. (In Russ.)
- Becker Yu.R., Kishka N.V. (1991) Trace fossils in the Upper Vendian deposits of the Southern Urals. *Izv. USSR AN. Ser. geol.*, (6), 66-78. (In Russ.)
- Danukalov K.N., Golovanova I.V., Bazhenov M.L., Sal'manova R.Yu. (2017) Paleomagnetic study of Upper Vendian red sandstones of the Uryuk formation. *Geological collection No. 14*. Ufa, IG USC RAS, 130-135. (In Russ.)
- Danukalov K.N., Parfir'ev N.P., Golovanova I.V., Sergeeva N.D., Sal'manova R.Yu. (2019) The red-colored sandstones of the Late Ediacaran Zigan formation – a unique object of paleomagnetic study of the Earth's history. *Geologicheskii Vestnik*, (3), 93-102. (In Russ.) <https://doi.org/10.31084/2619-0087/2019-3-7>
- Fedorova N.M., Levashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G., Sergeeva N.D., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Kuznetsov N.B., Kadyrov A.F., Khidiyatov M.M. (2013) The East European Platform in the Late Ediacaran: new paleomagnetic and geochronological data. *Russ. Geol. Geophys.*, **54**(11), 1392-1401 (translated from *Geologiya i Geofizika*, **54**(11), 1782-1794). <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2013.10.003>
- Garris M.A. (1964) Geochronological scale of the Urals and the main stages of its development in the Precambrian and Paleozoic (according to the potassium-argon method). *Absolute age of geological formations (International Geol. Congress, 22nd session. Reports of Soviet geologists. Problem 3)*. Moscow, Nauka Publ., 128-156. (In Russ.)
- Geological Dictionary. (2010–2012) In 3 volumes. (Ed. by O.V. Petrov). St.Petersburg, VSEGEI Publ. V. 1. A–I, 432 p.; V. 2. K–P, 480 p.; V. 3. R–Ya, 440 p. (In Russ.)
- Glasmacher U.A., Bauer W., Giese U., Reynolds P., Kober B., Stroink L., Alekseyev A., Puchkov V.N., Willner A.P. (2001) The metamorphic complex of Beloretzk, SW Urals, Russia a terrane with a polyphase Meso- to Neoproterozoic thermo-dynamic evolution. *Precamb. Res.*, **110**(1), 185-213. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(01\)00187-5](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(01)00187-5)
- Glasmacher U.A., Reynolds P., Alekseyev A.A., Puchkov V.N., Taylor K., Gorozhanin V., Walter R. (1999) ⁴⁰Ar/³⁹Ar ThermoChronology west of the Main Uralian fault, southern Urals, Russia. *Geol. Rundsch.*, **87**(4), 515-525.
- Golovanova I.V., Danukalov K.N., Bazhenov M.L., Levashova N.M., Kadyrov A.F., Khidiyatov M.M., Sal'manova R.Yu. (2014) Paleomagnetism of the Vendian deposits of the Southern Urals. *Geology, minerals and problems of geocology of Bashkortostan, the Urals and adjacent territories*. Materials and reports of the 10th Interregional scientific and practical conference. Ufa, DesignPress Publ., 14-16. (In Russ.)
- Golovanova I.V., Danukalov K.N., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Pavlov V.E., Gallet Y., Levashova N.M., Sirota G.S., Khairullin R.R., Bazhenov M.L. (2011) Paleomagnetism of the Upper Vendian Basu formation of the Bashkirian meganticlinorium revisited. *Izv. Physics of the Solid Earth*, **47**(7), 623-635 (translated from *Fizika Zemli*, (7), 67-79). <https://doi.org/10.1134/S1069351311070020>
- Golovanova I.V., Danukalov K.N., Levashova N.M., Bazhenov M.L. (2010) Prospects for the study of the Vendian complexes of the Southern Urals by the paleomagnetic method. *Geology, minerals and problems of geocology of Bashkortostan, the Urals and adjacent territories*. Materials of the VIII Interregional Geological Conference. Ufa, DesignPolygraphService Publ., 109-111. (In Russ.)
- Golovanova I.V., Danukalov K.N., Sal'manova R.Yu., Parfir'ev N.P., Levashova N.M. (2021) Late Ediacaran hyperactivity period: new paleomagnetic data on the Zigan formation in the Southern Urals. *Geologicheskii Vestnik*, (1), 46-54. (In Russ.) <https://doi.org/10.31084/2619-0087/2021-1-5>
- Golovanova I.V., Danukalov K.N., Sal'manova R.Yu., Parfir'ev N.P., Levashova N.M. (2020) New results of paleomagnetic studies of the Upper Vendian Zigan Formation in the Southern Urals. *Geology, minerals and problems of geocology of Bashkortostan, the Urals and adjacent territories*. Iss. 13. Materials and reports of the XIII Interregional Scientific and Practical Conference. Ufa, Mir Pechati Publ., 31-37. (In Russ.)
- Gorozhanin V.M., Michurin S.V., Kanipova Z.A., Biktime-rova Z.R. (2015) Lithological features of diamictites at the Riphean–Vendian boundary in the Tolparovo section (Southern Urals). *Geological collection No. 12*. St.Petersburg, Own publishing house, 23-34. (In Russ.)
- Grazhdankin D.V., Marusin V.V., Meert J., Krupenin M.T., Maslov A.V. (2011) Kotlin regional stage in the South Urals. *Doklady Earth Sciences*, **440**(1), 1222-1226 (translated from *Doklady Akademii 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 *Geologiya i Geofizika*, **56**(4), 703-717). <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2015.03.007>
- Guide for a geological excursion along the sections of the Paleozoic and Upper Precambrian of the western slope of the Southern Urals and the Urals. (1995) (Eds V.I. Kozlov, Z.A. Sinitsyna, E.I. Kulagina). Ufa, IG USC RAN, 177 p. (In Russ.)
- 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.)
- Ivanov A.I. (1949) Substantiation of the consolidated stratigraphic section of the ancient suites of the Western slope of the Southern Urals. *Bull. MOIP. Dep. geol.*, **24**(5), 31-42. (In Russ.)
- Ivanov S.N., Rusin A.I. (2000) Late Vendian stage of the tectonic development of the Urals. *Geotektonika*, (3), 21-32. (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.)
- Keller B.M., Weiss A.F., Gorozhanin V.M. (1984) Upper Precambrian Tolparovsky section (Southern Urals). *Izv. USSR AN. Ser. geol.*, (9), 119-124. (In Russ.)
- Khramov A.N., Goncharov G.I., Komissarova R.A., Pisarevsky S.A., Pogarskaya I.A., Rzhovsky Yu.S., Rodionov V.P., Slautsitais I.P. (1982) Paleomagnetology. Leningrad, Nedra Publ., 312 p. (In Russ.)
- Klyuzhina M.L. (1991) Vendian system of the Urals. Sverdlovsk, Ural Branch, USSR Academy of Sciences, 60 p. (In Russ.)
- Knyazev Yu.G., Knyazeva O.Yu., Snachev V.I., Zhdanov A.V., Karimov T.R., Aidarov E.M., Masagutov R.Kh., Arslanova E.R. (2013) State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1 : 1.000.000 (third generation). Ural series. Sheet N-40 – Ufa. Explanatory note. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 512 p. (In Russ.)
- 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 *Doklady Akademii Nauk*, **447**(1), 66-72). <https://doi.org/10.1134/S1028334X12110013>
- Kolesnikov A.V., Marusin V.V., Nagovitsin K.E., Maslov A.V., Grazhdankin D.V. (2015) Ediacaran biota in the aftermath of the Kotlinian Crisis: Asha Group of the South Urals. *Precamb. Res.*, **263**, 59-78. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.03.011>
- Komissarova R.A. (1970) Study of the ancient magnetization of some sedimentary rocks of the Southern Urals in connection with the problem of metachronous remagnetization. Cand. hhis-math. Sci. Diss. Moscow, IFZ AN SSSR, 140 p. (In Russ.)
- Kozlov V.I., Gorozhanin V.M. (1993) On the problem of identifying the Bakeevo Formation and the age of the basal layers of the Asha Group of the Southern Urals. *Upper Precambrian of the Southern Urals and the east of the Russian Plate*. Ufa, USC RAS Publ., 14-23. (In Russ.)
- Krasnobaev 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.)
- Krasnobaev A.A., Puchkov V.N., Sergeeva N.D., Busharina S.V. (2019a) Sources of zircons from clastic rocks of the Riphean sequences of the Urals. *Dokl. Earth Sci.*, **488**(2), 1166-1172 (translated from *Doklady Akademii Nauk*, **488**(4), 413-419). <https://doi.org/10.1134/S1028334X19100039>
- Krasnobaev A.A., Puchkov V.N., Sergeeva N.D., Busharina S.V. (2019b) Nature of zircon clastics in the Riphean and Vendian sandstones of the Southern Urals. *Georesources*, **21**(1), 15-25 (translated from *Georesursy*, **21**(1), 15-25). <https://doi.org/10.18599/grs.2019.1.15-25>
- Krasnobaev A.A., Puchkov V.N., Sergeeva N.D., Busharina S.V. (2019v) U-Pb (SHRIMP) age of zircons from granitoid pebbles of Kukkarauk conglomerates of Vendian Asha series in the Alatau anticlinorium (Southern Urals). *Dokl. Earth Sci.*, **486**, 687-691 (translated from *Doklady Akademii Nauk*, **486**(5), 598-602). <https://doi.org/10.31857/S0869-56524865598-602>
- Kuznetsov A.B., Semikhatov M.A., Gorokhov I.M. (2014) The Sr isotope chemostratigraphy as a tool for solving stratigraphic problems of the Upper Proterozoic (Riphean and Vendian). *Stratigr. Geol. Correl.*, **22**(6), 553-575 (translated from *Stratigr. Geol. Korrel.*, **22**(6), 3-26). <https://doi.org/10.1134/S0869593814060033>
- Kuznetsov N.B., Gorozhanin V.M., Gorozhanina E.N., Romanyuk T.V., Belousova E.A., Sysoeva A.O., Dubensky A.S., Sheshukov V.S., Lyapunov S.M. (2022) Distribution of the U-Pb isotopic age of grains of detrital zircon from clastic rocks of the Bakeevo Formation (lower element of the composite section of the Asha Group) of the Bashkirian uplift (Southern Urals). *Tectonics and geodynamics of the Earth's crust and mantle: fundamental problems – 2022*. Materials of the LIII Tectonic Conference, **1**. Moscow, GEOS Publ., 244-249. (In Russ.)
- Kuznetsov N.B., Orlov S.Yu., Ipat'eva I.S., Romanyuk T.V., Shatsillo A.V., Golovanova I.V., Danukalov K.N. (2012a) The first results of mass U-Pb isotope dating (LA-ICP-MS) for detrital zircons from the Asha Group, South Urals: paleogeography and paleotectonics. *Dokl. Earth Sci.*, **447**(1), 1240-1246 (translated from *Doklady Akademii Nauk*, **447**(1), 73-79). <https://doi.org/10.1134/S1028334X12110025>
- Kuznetsov N.B., Romanyuk T.V., Maslov A.V., Gorozhanin V.M., Gorozhanina E.N., Kanygina N.A., Dubensky A.S., Belousova E.A. (2019) First results of U-Pb dating of detrital zircons from sandstones of the Upper Vendian Bakeevo Formation of the Bashkir Uplift (Southern Urals). *Problems of tectonics of continents and oceans*. Materials of the LI Tectonic Conference, **1**. Moscow, GEOS Publ., 305-310. (In Russ.)
- Kuznetsov N.B., Romanyuk T.V., Shatsillo A.V., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Meert J. (2012b) The age of detrital zircons from Asha Group, Southern Ural – verification of idea about the spatial conjugation of Baltica and Australia within the Rodinia Supercontinent (a positive test of the “Australia Upside Down conception”). *Lithosphere (Russia)*, (4), 59-77. (In Russ.)
- Kuznetsov N.B., Shatsillo A.V. (2011) The first finds of skeletal fossils in the Kuk-ckarauk formation of the Asha Group (Southern Urals) and their significance for determining the beginning of the Pre-Uralian-Timianian orogeny. *Dokl. Earth Sci.*, **440**(1), 1239-1244 (translated from *Doklady Akademii Nauk*, **440**(3), 378-383). <https://doi.org/10.1134/S1028334X11090261>
- Levashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G., Kuznetsov N.B., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Fedorova N.M. (2013) Paleogeography of Baltica in the Ediacaran: paleomagnetic and geochronological data from the clastic Zigan Formation, South Urals. *Precamb. Res.*, **236**, 16-30. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.06.006>
- Levashova N.M., Golovanova I.V., Rud'ko D.V., Danukalov K.N., Rud'ko S.V., Sal'manova R.Y., Sergeeva N.D. (2021) Late Ediacaran hyperactivity peri-

- od: quantifying the reversal frequency. *Izv. Physics of the Solid Earth*, **57**(2), 247-256 (translated from *Fizika Zemli*, (2), 119-129). <https://doi.org/10.1134/S1069351321020026>
- Maslov A.V. (2014) Litho-geochemical image of the Vendian Asha Group deposits of the South Urals. *Lithosphere (Russia)*, (1), 13-32. (In Russ.)
- Maslov A.V. (2021) Upper Precambrian of the Southern Urals. *Stratigraphy of the Upper Precambrian: problems and solutions*. Proc. VII Russian Conference on problems of Precambrian geology. St.Petersburg, Own publishing house, 114-117. (In Russ.)
- Maslov A.V., Isherskaya M.V. (1998) The main features of the Late Vendian stratigraphy and paleogeography of the western slope of the Southern Urals and adjacent areas of the east of the Russian platform. *Paleogeography of the Vendian–Early Paleozoic of Northern Eurasia*. Ekaterinburg, Ural Branch, Russian Academy of Sciences Publ., 30-43. (In Russ.)
- Maslov A.V., Krupenin M.T., Gareev E.Z., Anfimov L.V. (2001) Riphean of the western slope of the Southern Urals (classical cross-sections, sedimento- and lithogenesis, minerageny, geological monuments of nature). V. IV. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 103 p. (In Russ.)
- Maslov A.V., Podkovyrov V.N., Grazhdankin D.V., Kolesnikov A.V. (2018) Upper Vendian in the east, northeast and north of East European Platform: depositional processes and biotic evolution. *Lithosphere (Russia)*, **18**(4), 520-542. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-4-520-542>
- Maslov A.V., Stepanov A.I., Petrov G.A., Krupenin M.T. (2008) Age of granosyenite pebbles from conglomerates of the Uryuk Formation of the Southern Urals. *Geology, minerals and problems of geoecology of Bashkortostan, the Urals and adjacent territories*. Materials VII Interregional. scientific and practical conferences. Ufa, Design-PolygraphService, Publ., 131-132. (In Russ.)
- Meert J.G., Levashova N.M., Bazhenov M.L., Landing E. (2016) Rapid changes of magnetic Field polarity in the late Ediacaran: Linking the Cambrian evolutionary radiation and increased UV-B radiation. *Gondwana Res.*, **34**, 149-157. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.01.001>
- Migdisov A.A., Balashov Yu.A., Sharkov I.V., Sherstenikov O.G., Ronov A.B. (1994) Distribution of rare earth elements in the main lithological types of rocks of the sedimentary cover of the Russian platform. *Geokhimiya*, (6), 789-803. (In Russ.)
- Parker S., Winston D. (2017) Revised interpretations of detrital zircon populations in the Mesoproterozoic Belt and Purcell supergroups of Montana, Idaho and British Columbia. *Conference: Rocky Mountain Section. 69th Annual Meeting – 2017*. <https://doi.org/10.1130/abs/2017RM-293147>
- Paszkowski M., Budzyn B., Mazur S., Slama J., Srodon J., Millar I.L., Shumlyanskyy L., Kędzior A., Liivamagi S. (2021) Detrital zircon U-Pb and Hf constraints on provenance and timing of deposition of the Mesoproterozoic to Cambrian sedimentary cover of the East European Craton. Part II: Ukraine. *Precamb. Res.*, **362**, 106282. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106282>
- Petrov O.V., Zubova T.N., Verbitsky V.R. (2016) State Geological Map of the Russian Federation, scale 1 : 1.000.000. *Regional Geology and Metallogeny*, (67), 19-33. (In Russ.)
- Polevaya N.I., Kazakov G.A., Murina G.A. (1960) Glauconites as an indicator of geological time. *Geokhimiya*, (1), 3-10. (In Russ.)
- Puchkov V.N. (2000) Paleogeodynamics of the Southern and the Middle Urals. Ufa, Gilem Publ., 146 p. (In Russ.)
- 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.)
- Razumovskiy A.A., Novikov I.A., Ryazantsev A.V., Rud'ko S.V., Kuznetsov N.B., Yashunskiy Y.V. (2020) The oldest Vendian (Ediacaran) fossils of Eurasia: U-Pb isotope age of the Basa formation (Asha Group, Southern Urals). *Dokl. Earth Sci.*, **495**(2), 867-871 (translated from *Doklady Akademii Nauk*, **495**(2), 3-8). <https://doi.org/10.1134/s1028334x20120090>
- Razumovsky A.A., Ivantsov A.Yu., Novikov I.A., Korochantsev A.V. (2015a) Kuckaraukia multituberculata: a new Vendian fossil from the Basin Formation of the Asha Group of the Southern Urals. *Paleontol. J.* (5), 3-9. (In Russ.) <https://doi.org/10.1134/S0031030115050111>
- Rudnick R.L., Gao S. (2003) Composition of the Continental Crust. *Treat. Geochem.*, **3**, 1-64.
- Sergeeva N.D., Puchkov V.N., Krasnobaev A.A., Kozlova O.V., Ratov A.A. (2019) Asha Series of Vendian: an orogenic complex of Timanides in the Southern Urals. *Geologicheskii Vestnik*, (1), 3-34. (In Russ.) <https://doi.org/10.31084/2619-0087-2019-1-1>
- 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.)
- Stratigraphic Code of Russia. (2019) (Eds A.I. Zhamoïda et al.). St.Petersburg, VSEGEI Publ., 96 p. (In Russ.)
- Stratotype of the Riphean. Paleontology. Paleomagnetism. (1982) (Ed. B.M. Keller). Moscow, Nauka Publ., 176 p. (In Russ.)
- Stratotype of the Riphean. Stratigraphy. Geochronology. (1983) (Eds B.M. Keller, N.M. Chumakov). Moscow, Nauka Publ., 184 p. (In Russ.)
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) The Continental Crust: Its composition and evolution. Oxford, Blackwell, 312 p.
- Weiss A.F., Kozlov V.I., Sergeeva N.D., Vorobieva N.G. (2003) Microfossils of the Upper Riphean type section (Karatav Series of the Southern Urals). *Stratigr. Geol. Korrel.*, **11**(6), 20-45. (In Russ.)
- Willner A., Sindern S., Metzger R., Ermolaeva T., Kramm U., Puchkov V., Kronz A. (2003) Typology and single grain U-Pb ages of detrital zircons from Proterozoic sandstones in the SW Urals (Russia): early time markers at the eastern margin of the Baltica. *Precamb. Res.*, **134**, 1-20. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(03\)00045-7](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(03)00045-7)
- Willner A.P., Ermolaeva T., Stroink L., Glasmacher U.A., Giese U., Puchkov V.N., Kozlov V.I., Walter R. (2001) Contrasting provenance signals in Riphean and Vendian sandstones in the SW Urals (Russia): constraints for a change from passive to active continental margin conditions in the Neoproterozoic. *Precamb. Res.*, **110**, 215-239. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(01\)00190-5](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(01)00190-5)
- Willner A.P., Wartho J.-A., Kramm U., Puchkov V.N. (2004) Laser ^{40}Ar - ^{39}Ar ages of single detrital white mica grains related to the exhumation of Neoproterozoic and Late Devonian high pressure rocks in the Southern

- Urals (Russia). *Geol. Mag.*, **141**(2), 161-172. <https://doi.org/10.1017/S0016756803008628>
- Xiao S.H., Narbonne G.M. (2020) The Ediacaran Period. (Eds F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg). *Geol. Time Scale 2020*, **1**, 521-561. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-824360-2.00018-8>
- Zaitseva T.S., Gorokhov I.M., Kuznetsov A.B., Konstantinova G.V., Turchenko T.L., Melnikov N.N. (2012) Rb-Sr isotope systematics of clay minerals from Vendian sedimentary rocks of the Southern Ural. *Leningrad School of Lithology*. St.Petersburg, St.Petersburg State University, 57-59. (In Russ.)
- Zaitseva T.S., Kuznetsov A.B., Gorokhov I.M., Dankina K.N., Ivanovskaya T.A., Melnikov N.N., Konstantinova G.V. (2013) Globular phyllosilicates of the Vendian Bakeevo Formation, the South Urals – crystallochemical and Rb-Sr isotope data. *Proceedings of the Second International Conference Clays, clay minerals and layered materials – CMLM2013*. St.Petersburg: Falcon Print Publ., 79. (In Russ.)
- Zaitseva T.S., Gorokhov I.M., Turchenko T.L., Melnikov N.N., Konstantinova G.V. (2011) Isotope systematics of clayey material of various sizes: mudstones of the Vendian Tolparovskaya Formation of the Southern Urals. *Proc. I Russian workshop "Clays, clay minerals and layered materials", dedicated to the 90th anniversary of the birth of B.B. Zvyagin*. Moscow, IGEM RAN, 54. (In Russ.)
- 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 Gosgeolkarta-1000/3 (updated version). St.Petersburg, VSEGEI Publ., 380 p. (In Russ.)

УДК 581.33:551.734.(470.4+574.1)

DOI: 10.24930/1681-9004-2022-22-4-432-447

Первая находка *Skeletognathus norrisi* в ассоциации со спорами высших растений и брахиоподами в пограничных живетско-франских отложениях, вскрытых скважиной № 8 Царичанская (Восточно-Оренбургское сводовое поднятие, Русская платформа)

О. В. Артюшкова¹, О. П. Тельнова², Л. И. Мизенс³, А. Г. Мизенс³

¹Институт геологии УФИЦ РАН, 450077, г. Уфа, ул. Карла Маркса, 16/2, e-mail: stpal@ufaras.ru

²Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 167982, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54, e-mail: telnova@geo.komisc.ru

³Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, e-mails: mizensli@yandex.ru; mizensag@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 16.02.2022 г., принята к печати 18.05.2022 г.

Объект исследования. Позднеживетские-раннефранские брахиоподы, конодонты, споры высших растений. **Материал и методы.** В основе работы лежит биостратиграфический метод: определение таксономического состава комплексов фауны и флоры, обоснование возраста вмещающих пород и корреляция. Изучены брахиоподы, конодонты и споры высших растений в верхнеживетском-нижнефранском разрезе, вскрытом скв. № 8 Царичанская (интервал 3637.00–3647.00 м). Для обработки проб спор была использована усовершенствованная методика И.Х. Шумилова и О.П. Тельновой, позволившая качественно расширить палиноспектры. **Результаты.** В разрезе выявлен комплекс конодонтов со *Skeletognathus norrisi* (Ууено) – зональным видом самой верхней зоны живетского яруса в Международной стратиграфической схеме девона. В ассоциации с конодонтами диагностированы брахиоподы и споры высших растений, характерные для верхней части тиманского горизонта. Результаты изучения фоссилий из керна скв. № 8 Царичанская дополняют характеристику пограничного интервала среднего-верхнего девона (D₂-D₃) на Русской платформе и подтверждают более широкий диапазон стратиграфического распространения зонального вида *Skeletognathus norrisi*, включая верхнетиманский подгоризонт. **Выводы.** Фоссилии морских и наземных организмов, выделенные из одних и тех же вмещающих пород, позволили дать комплексную палеонтологическую характеристику верхнетиманского подгоризонта, в котором рассматривается один из вариантов границы D₂-D₃, и выполнить межрегиональные корреляции разнофациальных отложений.

Ключевые слова: биостратиграфия, живетский и франский ярусы, средний и верхний девон, тиманский горизонт, Русская платформа, конодонты, брахиоподы, споры высших растений

Источник финансирования

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке гранта РФФИ № 20-05-00445, по темам гос. задания № гос. регистрации в НИОКТР FMRS-2022-0010 (УФИЦ РАН) и № АААА-А18-118052590032-6 (ИГГ УрО РАН)

The first finding of *Skeletognathus norrisi* in association with higher plant spores and brachiopods in the Givetian-Frasnian boundary deposits drilled by borehole No. 8 Tsarichanskaya (East Orenburg uplift, Russian Platform)

Olga V. Artyushkova¹, Olga P. Telnova², Larisa I. Mizens³, Anita G. Mizens³

¹Institute of Geology, UFRC RAS, 16/2 Karl Marx st., Ufa 450077, Russia, e-mail: stpal@ufaras.ru

²Institute of Geology, Komi SC UB RAS, 54 Pervomaiskaya st., Syktывkar 167982, Russia, e-mail: telnova@geo.komisc.ru

³A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia, e-mails: mizensli@yandex.ru; mizensag@igg.uran.ru

Received 16.02.2022, accepted 18.05.2022

Для цитирования: Артюшкова О.В., Тельнова О.П., Мизенс Л.И., Мизенс А.Г. (2022) Первая находка *Skeletognathus norrisi* в ассоциации со спорами высших растений и брахиоподами в пограничных живетско-франских отложениях, вскрытых скважиной № 8 Царичанская (Восточно-Оренбургское сводовое поднятие, Русская платформа). *Литосфера*, 22(4), 432–447. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-4-432-447>

For citation: Artyushkova O.V., Telnova O.P., Mizens L.I., Mizens A.G. (2022) The first finding of *Skeletognathus norrisi* in association with higher plant spores and brachiopods in the Givetian-Frasnian boundary deposits drilled by borehole No. 8 Tsarichanskaya (East Orenburg uplift, Russian Platform). *Lithosphere (Russia)*, 22(4), 432–447. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-4-432-447>

© О.В. Артюшкова, О.П. Тельнова, Л.И. Мизенс, А.Г. Мизенс, 2022

Research subject. Late Givetian–Early Frasnian brachiopods, conodonts and spores of higher plants from the Timan Horizon of borehole No. 8 Tsarichanskaya. **Material and methods.** The biostratigraphical method was used to isolate fossils and to determine the taxonomic compositions of brachiopods, conodonts and higher plant spores from deposits drilled by borehole No. 8 Tsarichanskaya (interval 3637.00–3647.00 m), to substantiate their age and carry out a correlation. An improved technique of I.Kh. Shumilov and O.P. Tel'nova was used when processing spore samples. **Results.** The uppermost Givetian zonal species *Skeletognathus norrisi* (Uyeno) was identified. Brachiopods and higher plant spores in association with conodonts are typical for the Upper Timan Subhorizon. The results obtained clarify the paleontological characteristics of the Givetian–Frasnian boundary interval on the Russian platform. The findings indicate a wider range of the *Skeletognathus norrisi* stratigraphical distribution (the latest Givetian–Early Frasnian), including the Upper Timan Subhorizon. **Conclusions.** The marine and terrestrial fossils isolated from the same rock samples allowed the authors to provide a complex paleontological characteristic of the Upper Timan Subhorizon, which is considered as being a variant of the D₂–D₃ boundary. It is significant for interregional correlations of different facies deposits.

Keywords: biostratigraphy, Givetian and Frasnian stages, Middle and Upper Devonian, Timan Horizon, Russian platform, conodonts, brachiopods, spores

Funding information

The work was conducted with partial financial support from the RFBR grant No. 20-05-00445 and within framework of State assignment FMRS-2022-0010 (UFRC RAS) and No. AAAA-A18-118052590032-6 (IGG UB RAS)

Acknowledgements

The realization of this work would have been impossible without the support of the Gazpromneft-Orenburg LLC geological service, which provided rock materials. The authors express their appreciation to the reviewers for careful reading of the manuscript and useful comments. The authors are also grateful to V.M. Gorozhanin for consultations and photographs of the core, as well as to K.A. Dugushkina, P.B. Shiryaev, and O.Yu. Melnichuk for assistance in photographing brachiopods.

КРАТКИЙ ИСТОРИЧЕСКИЙ ОБЗОР ПРОБЛЕМЫ ГРАНИЦЫ ЖИВЕТСКОГО И ФРАНСКОГО ЯРУСОВ

В первых редакциях **Международного стратиграфического стандарта девонской системы** граница D₂–D₃, в соответствии с Решениями Международной подкомиссии по стратиграфии девона (SDS), была согласована в основании конодонтовой зоны Lower asymmetricus с маркерными видами *Polygnathus asymmetricus* и *Ancyrodella rotundiloba* (Ziegler, Klapper, 1982, 1985; Klapper et al., 1987).

Позднее стандарт конодонтовой зональности был пересмотрен. В его основу положена эволюция платформенных конодонтов пелагических родов *Palmatolepis* и *Mesotaxis* (Sandberg et al., 1989; Ziegler, Sandberg, 1990), а границы зон проведены по первому появлению видов-индексов. В предложенной схеме граница живета и франа располагалась внутри прежней зоны Lowermost asymmetricus (рис. 1), которая была переименована в зону falsiovalis с подразделением ее на 2 подзоны. Ранняя (Early) подзона характеризуется появлением *Mesotaxis falsiovalis*. В поздней (Late) подзоне этот вид существует совместно с видом *Mes. asymmetricus* – маркером подзоны (Sandberg et al., 1989; Ziegler, Sandberg, 1990). В последующих вариантах конодонтовых шкал основание подзоны Early falsiovalis коррелируется с основанием зоны *Skeletognathus norrisi*, установленной в верхней части живетского яруса (Klapper, Johnson, 1990; Becker et al., 2012, 2020).

К настоящему времени накоплен огромный фактический материал, способствующий пересмотру конодонтовой зональности верхнего живета и нижнего франа для глубоководных разрезов. Она существенно детализирована и увязана с аммоидной шкалой (Aboussalam, Becker, 2007; Becker et al., 2012, 2020). Наибольшей полнотой палеонтологической летописи отличаются марокканские разрезы Анти-Атласа в местности Tafilalt (Aboussalam, 2003) и в Центральных Пиренеях Испании (Liao, Valenzuela-Rios, 2012; Valenzuela-Rios, 2012, 2013; Gouwy et al., 2013). Для корреляции разрезов мелководных фаций разработаны региональные конодонтовые зональности на основе эволюции родов *Icriodus* (Bultynck, 1987; Narkiewicz, Bultynck, 2007, 2010), *Ancyrodella* (Sandberg et al., 1989; Юдина, 1995; Yudina, 1995), *Polygnathus* (Ovnatanova, Kononova, 2001, 2008) и *Mesotaxis* → *Zieglerina* → *Palmatolepis* (Бардашев, Бардашева, 2012).

Проблема границы живета и франа в стратиграфии девона России давно находится в сфере особого внимания. На территории России она особенно стала очевидной в связи с решением VI пленума комиссии МСК по девонской системе об использовании в качестве Общей шкалы России международного стратиграфического стандарта с ярусами и границами, принятыми SDS (Постановление..., 1994, вып. 27). Отсутствие в этом пограничном интервале разрезов с полной конодонтовой последовательностью из-за особенностей осадконакопления, отражающих разномасштабные трансгрессивно-регрессивные эпизоды, наход-

Урал	Стандартные конodontовые зоны		Конodontовые зоны		Восточно-Европейская платформа		Тимано-Североуральский регион		Урал																																							
	(Ziegler, 1962; 1971)	(Ziegler, Sandberg, 1990)	(Klapper, 1989)	Конodontовые зоны	Восточный субрегион	с уточнениями	Палинозоны	Состояние изученности... (2008)	Западный склон	Восточный склон	(Стратиграфические схемы... 1993; Состояние изученности... 2008)																																					
Франский	Middle	punctata	MN 5	Dоманиковский (нижний)	Суртоспиритер рудкинensis – Томестенопортинчус рудкинi	G. semilucensis – P. donensis	Палинозоны	G. semilucensis – P. donensis	Суртоспиритер дисъюнктус	Доманикский	Суртоспиритер дисъюнктус	Брахноподовые зоны	Брахноподовые зоны																																			
														Lower	transitans	MN 4	Ladogia meendorffii – Hypothyridina calva – Eleutherococcoma novosibirica	Cristatisporites deliquesens – Archaeoperisaccus menneri	Ladogia meendorffii – Hypothyridina calva	Ladogia meendorffii – Hypothyridina calva	Ladogia meendorffii – Hypothyridina calva	Саргавский	Саргавский	Ladogia meendorffii – Hypothyridina calva	Ladogia meendorffii – Hypothyridina calva																							
																										Lowestpost	Late falsiovalis	MN 3	Uchtella praesemilukiana – Uchtospirifer timanicus	C.pseudodeliquesens – A. ovalis – Densosporites sorokinii	Uchtella praesemilukiana – Uchtospirifer timanicus	Uchtella praesemilukiana – Uchtospirifer timanicus	Uchtella praesemilukiana – Uchtospirifer timanicus	Кыновский	Кыновский	Uchtella praesemilukiana – Uchtospirifer timanicus	Uchtella praesemilukiana – Uchtospirifer timanicus											
																																						Early falsiovalis	MN 2	Leiorhynchus uchtensis – Uchtospirifer nalivkini	Leiorhynchus uchtensis – Uchtospirifer nalivkini	Leiorhynchus uchtensis – Uchtospirifer nalivkini	Leiorhynchus uchtensis – Uchtospirifer nalivkini	Leiorhynchus uchtensis – Uchtospirifer nalivkini	Кыновский	Кыновский	Uchtella praesemilukiana – Uchtospirifer timanicus	Uchtella praesemilukiana – Uchtospirifer timanicus
378.9	Sk. norrisi	disparilis	MN 1	Тиманский	Uchtospirifer nalivkini	Uchtospirifer nalivkini	Uchtospirifer nalivkini	Uchtospirifer nalivkini	Кыновский	Кыновский	Uchtospirifer nalivkini	Uchtospirifer nalivkini																																				
Живетский	Po. dengleri, dengleri	disparilis	MN 1	Пашийский	Uchtospirifer nalivkini	Uchtospirifer nalivkini	Uchtospirifer nalivkini	Uchtospirifer nalivkini	Пашийский	Пашийский	Uchtospirifer nalivkini	Uchtospirifer nalivkini																																				

Рис. 1. Сопоставление биоzonальных схем.

Конodontы: Ad. – Ancyrodella, Kl. – Klapperina, Mes. – Mesotaxis, Pa. – Palmatolepis, Po. – Polygnathus, Sk. – Skeletognathus. Споры: A. – Archaeoperisaccus, C. – Cristatisporites, G. – Geminispora, P. – Perotriletes.

Fig. 1. Correlation of zonal schemes.

Conodonts: Ad. – Ancyrodella, Kl. – Klapperina, Mes. – Mesotaxis, Pa. – Palmatolepis, Po. – Polygnathus, Sk. – Skeletognathus. Spores: A. – Archaeoperisaccus, C. – Cristatisporites, G. – Geminispora, P. – Perotriletes.

ки преимущественно транзитных таксонов и неопределенность их стратиграфического распространения создают неоднозначное понимание объемов региональных стратиграфических подразделений D₂-D₃ в схеме стратиграфии девона России.

На Русской платформе и Урале пограничные живетско-франские отложения изучаются давно, и до настоящего времени дискуссии все еще имеют место, поскольку разрезов с непрерывной последовательностью конодонтов мало. Многие разрезы характеризуются выраженными перебивами в осадконакоплении, имеющими различную продолжительность. Поиск разрезов с полной палеонтологической летописью в разных регионах мира актуален и крайне важен для межрегиональных корреляций.

На западном склоне Урала и Русской платформе (Решение..., 1990; Стратиграфические схемы..., 1993) рассматриваемому интервалу соответствуют пашийский и кыновский (= тиманский) горизонты. Данные региональные подразделения неравномерно охарактеризованы органическими остатками или полностью лишены фаунистической характеристики.

В пашийском горизонте, сложном терригенными образованиями, конодонты не известны (Халымбаджа, 1981; Решение..., 1990; Состояние изученности..., 2008), и положение его в схеме стратиграфии девона по этой причине не вполне ясно. В.Г. Халымбаджа (1981) включал отложения пашийского горизонта в состав кыновского (= тиманский) горизонта в качестве базальных слоев и считал его франским. На основании детальной палинологической характеристики этих стратиграфических подразделений Е.В. Чибрикова (1962) также отстаивала их франский возраст.

В публикации Б.И. Чувашова с соавторами (2002) по результатам изучения разрезов в непрерывной последовательности в стратотипической местности пашийской и кыновской свит (Средний Урал, левый берег р. Сулем) также рассматривается франский возраст пашийской свиты. Несмотря на хорошую палеонтологическую (брахиоподовую) характеристику разрезов, авторы подчеркивают, что “бывает

нелегко отчленивать пашийскую свиту от перекрывающих пород кыновской свиты”. Можно предположить, что находка *Palmatolepis* cf. *transitans* на правом берегу р. Сулем, которую авторы связывают с пашийской свитой (Чувашов и др., 2002), имеет отношение к залегающей стратиграфически выше кыновской или даже саргаевской свите. К тому же вероятность обнаружения пальматолеписов в пашийских и кыновских отложениях изначально мала, поскольку данные породы образовались в мелководных условиях, а представители этого рода чаще встречаются в глубоководных фациях. Это первая находка представителя данного рода в пашийской свите. Авторы статьи сами отмечают предварительный характер полученных данных. Таким образом, положение границы живетского и франского ярусов по-прежнему остается проблематичным, а ее палеонтологическое обоснование – предметом дискуссий.

В Тимано-Печорском регионе Русской платформы аналогом кыновского горизонта является **тиманский**. Согласно Решению Межведомственного регионального стратиграфического совещания (г. Ленинград, 1988 г.), тиманский горизонт расчленен на два подгоризонта (Решение..., 1990; Состояние изученности..., 2008). Исследователи, изучавшие этот стратон, подчеркивают, что отложения, относящиеся к нижнетиманскому подгоризонту, очень редко обнажены, обычно отличаются малой мощностью и не имеют палеонтологической характеристики, за исключением единичных находок живетских полигнатид в отдельных скважинах.

В верхнетиманском подгоризонте известны находки брахиопод зоны *Uchtospirifer timanicus* (Ляшенко, 1973) и конодонтов, представленных преимущественно транзитными живетско-франскими видами (Халымбаджа, 1981; Кузьмин, 1995; Юдина, 1999). В субрегиональной схеме девона Волго-Уральской области в колонке 25 (восточная часть Русской платформы) в фаунистической характеристике отложений, сопоставляемых с тиманским горизонтом, приведен комплекс конодонтов, включающий в себя живетскую форму *Schmidtnathus hermanni* (Решение..., 1990, Волго-Уральская область, лист 5).

По мнению М.А. Ржонсницкой, отраженному в Решении Комиссии по девонской системе по вопросу границы среднего и верхнего девона (Постановления..., 2002), “весь тиманский горизонт как в нижней части, так и в верхней охарактеризован комплексом позднедевонских циртоспириферид группы *Uchtospirifer nalivkini* – *Uch. timanicus*” ... “Возраст пашийской свиты и ее аналогов, подстилающих тиманский горизонт, следует считать позднедевонским на основании присутствия комплекса франских спор зоны *ortivus* – *krestovniko-*

vi и франских брахиопод и кораллов” (Постановления..., 2002, с. 31)¹.

Этой позиции продолжают придерживаться некоторые исследователи, несмотря на отсутствие палеонтологических доказательств по конодонтам. Имеющиеся находки спор, на которые ссылается М.А. Ржонсницкая, не могут считаться достаточной аргументацией для выяснения стратиграфического положения свиты, поскольку они не увязаны с макрофауной (отложения, содержащие споры, лишены фауны).

В Постановлениях МСК, вып. 38 (Состояние изученности..., 2008) пашийский горизонт помещен в верхнюю часть живетского яруса при полном отсутствии фаунистических данных. А.В. Кузьмин, Н.С. Овнатанова и Л.И. Кононова (Ovnatanova, Kononova, 2008) на основании изучения конодонтов в открытых разрезах и скважинах Волго-Уральской области и Тимано-Печорской провинции подчеркивают, что положение живетско-франской границы установить сложно, поскольку зональный вид *Mesotaxis falsiovalis* не зафиксирован ниже саргаевского горизонта, что, по-видимому, связано с фациальными особенностями отложений. А первые франские конодонты *Ancyrodella pristina* и *Ad. binodosa* в Волго-Уральской области представлены единичными экземплярами только в верхах тиманского горизонта (Ovnatanova, Kononova, 2008).

Франские комплексы конодонтов, найденные в верхней части тиманского горизонта (только полигнатидная ассоциация) и низах устьярегской свиты (= саргаевский горизонт), очень близки и содержат, по существу, одни и те же виды (Кузьмин, 1995). Но в целом комплекс конодонтов в устьярегской свите отличается большим разнообразием и представлен видами родов *Ancyrodella* и *Mesotaxis*, указывающих на принадлежность отложений зоне *Lower asymmetricus* франского яруса (Ovnatanova, Kononova, 2008).

Несмотря на отсутствие данных по корреляции нижнетиманской подсвиты с зоной *Early falsiovalis*, по находкам *Ancyrodella* в низах устьярегской свиты и нижележащих отложениях верхнетиманской подсвиты можно допустить, что граница живетского и франского ярусов находится внутри тиманского горизонта (Кузьмин, 1995). По уточненным более поздним данным границу проводят в подошве верхнетиманского подгоризонта (Ovnatanova, Kononova, 2008; Состояние изученности..., 2008).

¹ Палиностратиграфическое расчленение девонских отложений основано на анализе дисперсных спор, т. е. без определения филогенетического родства с растениями-продуцентами. Комплексы спор называли “франскими” только потому, что граница D₂-D₃ принималась в основании пашийского горизонта.

Материалы из разрезов Гряды Чернышева и Приполярного Урала также подтверждают эту точку зрения (Ovnatanova et al., 2017).

В современной конодонтовой зональной шкале живетско-франская граница проходит внутри зоны *Early falsiovalis* выше зоны *Skeletognathus norrisi* и совпадает с первым появлением представителей рода *Ancyrodella*. Находки *Skeletognathus norrisi* в Европейской части России единичны. Единственный экземпляр (Pb-элемент) отмечен А.В. Кузьминым (1995) в низах устьярегской (= саргаевский горизонт) свиты. На Пай-Хое вид зафиксирован в толще карбонатно-глинисто-кремнистых сланцев в низах разреза путыюской свиты на р. Кара (обн. 1644 выше устья р. Бруссяха) и Нявьерка-яха (Ovnatanova et al., 2017). Эти авторы считают, что интервал зоны *norrisi* коррелируется с нижней частью зоны *Early falsiovalis* и может отвечать пашийскому горизонту и, возможно, самой нижней части кыновского горизонта. Верхняя часть путыюской свиты содержит франский комплекс конодонтов, включающий в себя *Ancyrodella binodosa*, что дает основание для сопоставления его с зоной MN1 (Klapper, 1989) и верхней частью кыновского горизонта (Ovnatanova et al., 2017) нижнефранского подъяруса.

На восточном склоне Среднего Урала известен разрез с полной стратиграфической последовательностью в живетско-франском интервале в окрестностях с. Покровское (Наседкина и др., 1990; Наседкина, Бороздина, 1999; Наседкина, Зенкова, 1999). Он детально изучен биостратиграфически и охарактеризован разными группами фауны. Расчленение на горизонты и сопоставление с западным склоном Урала проведено по брахиоподам. Все выделенные в пограничном интервале пачки охарактеризованы конодонтами. В верхней части высотинского горизонта (вторая пачка) выявлена конодонтовая последовательность зон *hermanni*, *cristatus*, *disparilis* верхнего живета (Наседкина, Бороздина, 1999). Практически на границе с вышележащим бродовским горизонтом обнаружен комплекс конодонтов со *Skeletognathus norrisi*. Встречен он и выше – в нижней части третьей пачки в бродовском горизонте. Ассоциация конодонтов из верхней части третьей пачки включает в себя, несомненно, франские формы *Ancyrodella pristina* и *Ad. soluta*, *Mesotaxis asymmetricus* и *Mes. falsiovalis*. Таким образом, граница между живетскими и франскими отложениями проходит внутри третьей пачки бродовского горизонта.

Корреляция разреза “Покровское” с разрезами западного склона Урала и смежного с ним региона Русской платформы в значительной степени условная, поскольку интервалы второй пачки высотинского горизонта и третья пачка бродовского горизонта (слои с *Skeletognathus norrisi*) не имеют фаунистически охарактеризованных аналогов

на западном склоне Урала (Наседкина, Бороздина, 1999). Возможно, они соответствуют пашийскому и низам кыновского горизонтов.

Региональный уровень границы отделов и, соответственно, живетского и франского ярусов продолжает оставаться предметом продолжительного и всестороннего изучения седиментологических изменений, характеризующихся разнообразием фациальных обстановок, и – что особенно важно – эволюционных изменений в фаунистических и флористических сообществах. На Русской платформе информация по этой проблеме собирается по крупнякам, поэтому любая находка органических остатков, тем более включающих различные группы фауны, заслуживает внимания.

Цель нашего исследования – выяснение стратиграфической принадлежности и диапазона распространения представителей морских и наземных организмов, извлеченных из одних и тех же образцов породы, как основы для достоверных возрастных датировок и межрегиональных корреляций разнофациальных отложений. Уточнение стратиграфического распространения живетского зонального вида *Skeletognathus norrisi*, дополняющего палеонтологическую характеристику тиманского горизонта в совокупности с данными по брахиоподам и спорам высших растений, определяет задачу исследования по выявлению региональной границы живетского и франского ярусов внутри тиманского горизонта.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для биостратиграфического изучения керн разреза скв. № 8 Царичанская были привлечены две группы фауны: брахиоподы (Л.И. Мизенс и А.Г. Мизенс) и конодонты (О.В. Артюшкова), а также споры высших растений (О.П. Тельнова). При лабораторной подготовке образцов для палеонтологических исследований прежде всего отбирались брахиоподы. Остатки керна после препарирования брахиопод и целиковые штудфы были использованы для выделения конодонтов и спор. Масса проб на конодонты составляла в среднем 0.6 кг, на споры – до 50 г. Для извлечения конодонтов использована традиционная методика растворения карбонатных пород в слабokonцентрированном растворе (3–5%) муравьиной кислоты. Выделенные конодонты составляют крайне обедненные комплексы. Они исчисляются единичными экземплярами платформенных разновидностей, преимущественно принадлежащих роду *Polygnathus*. В двух образцах определено пять видов.

Все конодонты сфотографированы на SEM Tescan Vega Compact.

Для палинологического анализа первоначально образцы были обработаны по стандартной методике извлечения спор из палеозойских осадков

(Методические рекомендации..., 1986; Тельнова, 2007), не давшей положительного результата. Палиноспектры (ПС) получены в ходе применения усовершенствованной ранее методики обработки проб палеозойских отложений (Шумилов, Тельнова, 2013а, б). Основным отличием предложенной методики является включение в циклы мацерации (после дробления породы, удаления карбонатности и глинистых составных), удаление тонких минеральных фракций с помощью тонкоячеистого сита (15 мкм), а также УЗ-обработка по очищению поверхности спор от органических загрязнений.

Палинологические препараты исследовались под биологическим микроскопом “Биолам-И” (с цифровой камерой Canon-Power Short A95) в проходящем свете с увеличением 400, 600, 100. Выделение палинокомплексов и обоснование их возраста проводились на основе общих принципов стратиграфических исследований. Для таксономического определения дисперсных спор из девонских пород использовалась наиболее распространенная в настоящее время классификация Р. Потонье и Г. Кремпа (Potonie, Kremp, 1954, 1970), основанная на морфологических признаках.

Определено 22 вида девонских спор, принадлежащих 11 родам. В связи с ревизией морфологической классификации дисперсных спор позднего палеозоя (Ошуркова, 2003) родовые названия “*Sphaerotriletes*” в настоящей работе заменены на “*Calyptrsporites*”.

Из каждого образца выделен ПС, отражающий таксономический состав спор с количествен-

ным учетом каждого таксона. В датировке вмещающих пород главную роль играли руководящие виды спор и второстепенную – их количественное содержание. Палиноспектры, полученные из керна скв. № 8 Царичанская, сравнивались прежде всего с палинокомплексами (ПК), установленными в стратотипическом разрезе тиманской свиты на Южном Тимане. Эталонные препараты хранятся в лаборатории стратиграфии Института геологии Коми НЦ УрО РАН и в музее ИГ, коллекция № 394.

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА СКВАЖИНЫ № 8 ЦАРИЧАНСКАЯ

Скв. № 8 Царичанская, пробуренная в 2013 г. ООО “Газпромнефть-Оренбург”, расположена на юго-востоке Русской платформы в пределах юго-западной части Восточно-Оренбургского сводового поднятия на Царичанском нефтегазовом месторождении (рис. 2). Она вскрыла разрез верхнедевонских карбонатно-терригенных отложений общей мощностью до 300 м. Фаунистически отложения не были охарактеризованы. По каротажу выделены образования верхнефранского подъяруса, представленные терригенно-карбонатной (колганской) толщей (~150 м), и карбонатные отложения, отнесенные к тиманскому горизонту нижнего франа (~80 м). Подстилающими являются песчаники и алевролиты, отнесенные к пашийскому горизонту.

Задача наших исследований заключалась в палеонтологическом обосновании рекомендованных

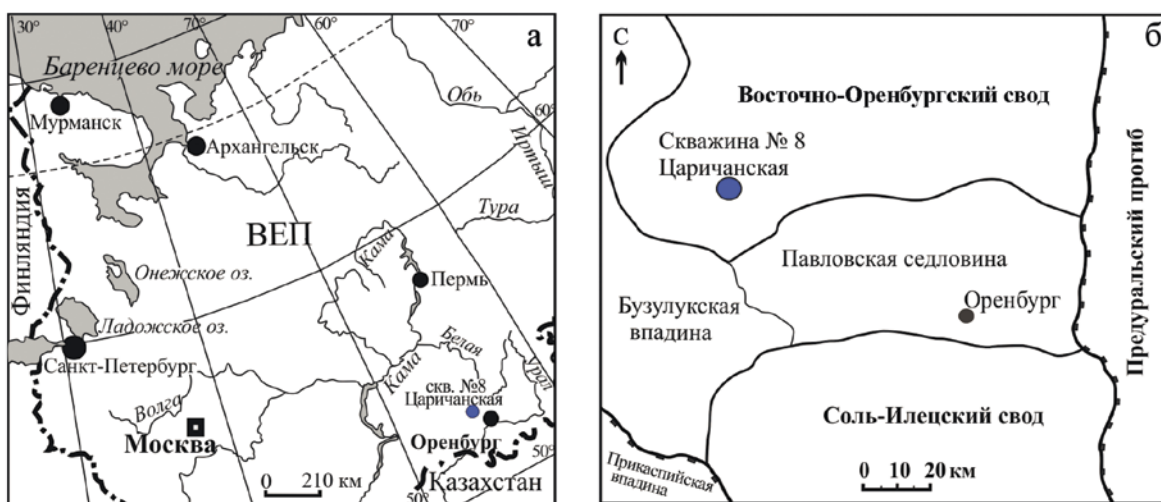


Рис. 2. Местоположение скв. № 8 Царичанская (показано синим кружком).

а – на карте Восточно-Европейской (Русской) платформы, б – на тектонической карте юго-востока Русской платформы в пределах Оренбургской области.

Fig. 2. Tsarichanskaya location (is shown with a blue circle).

а – on the map of the East European (Russian) platform, б – on the tectonic map of the south-east of the Russian Platform within the Orenburg region.

к изучению фрагментов пород и определению их стратиграфической принадлежности.

По скв. № 8 Царичанская в интервале глубин 3637.00–3647.00 м авторами изучен новый палеонтологический материал, дополняющий характеристику тиманского горизонта в пределах Волго-Уральской области. В трех пробах № 24, 23 и 22, отобранных последовательно снизу вверх, обнаружены фоссилии брахиопод. В ассоциации с ними в

перечисленных пробах найдены конодонты и споры высших растений. Далее приводится описание изученного фрагмента разреза (рис. 3, 4).

В обр. 24 (гл. 3643.37 м) в глинистом, битуминозном известняке темно-серого цвета были найдены брахиоподы *Leiorhynchus* aff. *uch-tensis* (Ljasch.) и *Mennespirifer* ex gr. *tichonovitchi* (Ljasch.). Вид *Leiorhynchus uchtensis* является зональным для нижнетиманского подгоризонта,

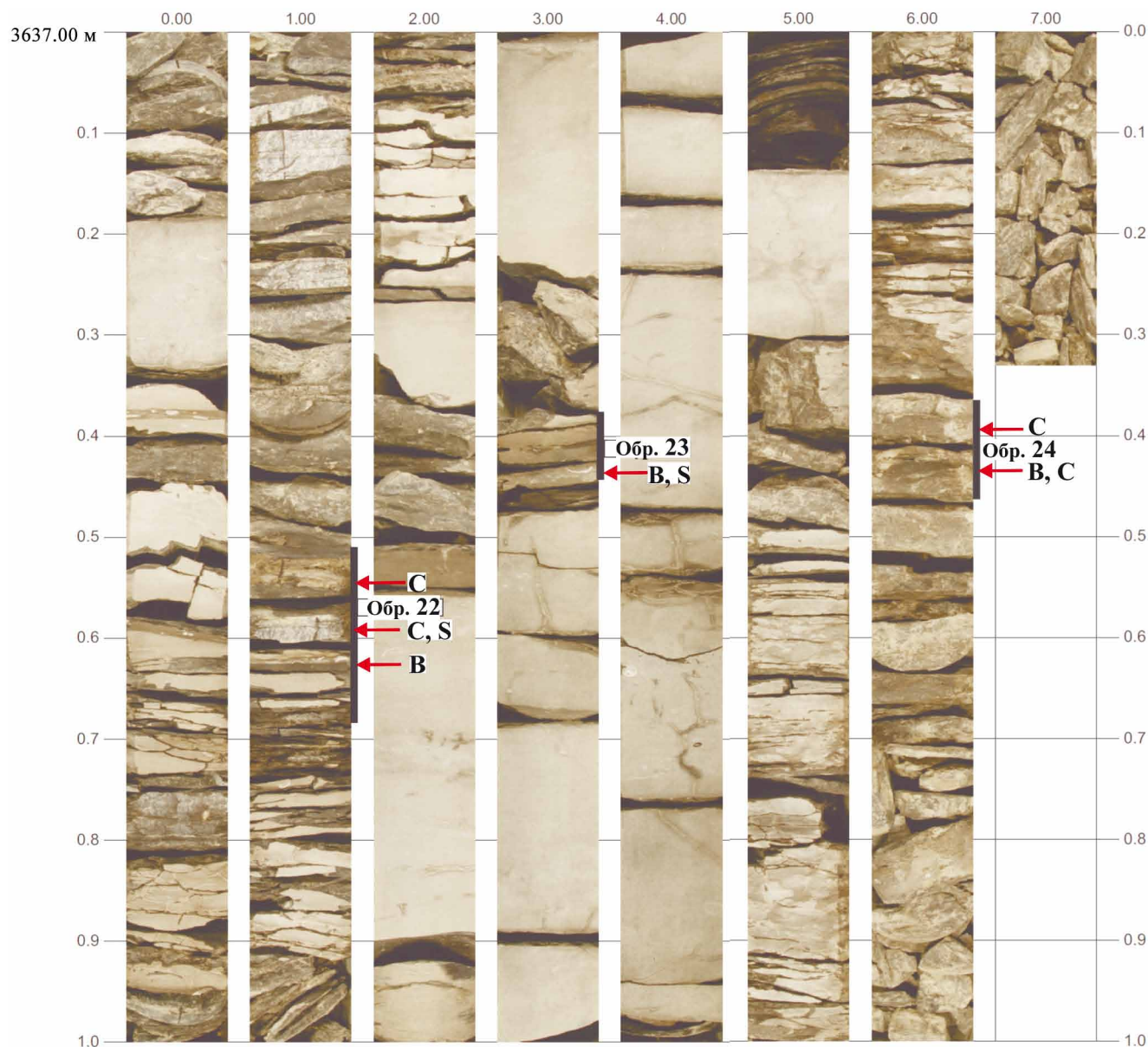


Рис. 3. Керн скв. № 8 Царичанская в интервале глубин 3637.00–3647.00 м.

Места отбора образцов с фауной: обр. 22 – гл. 3638.52 м, обр. 23 – гл. 3640.38 м, обр. 24 – гл. 3643.37 м. Места находок: В – брахиопод, С – конодонтов, S – спор.

Fig. 3. Core of the borehole No. 8 Tsarichanskaya in the depth interval 3637.00–3647.00 m.

Sampling sites with fauna: sample 22 – depth 3638.52 m, sample 23 – 3640.38 m, sample 24 – depth 3643.37 m. Places of fauna finds: B – brachiopods, C – conodonts, S – spores.

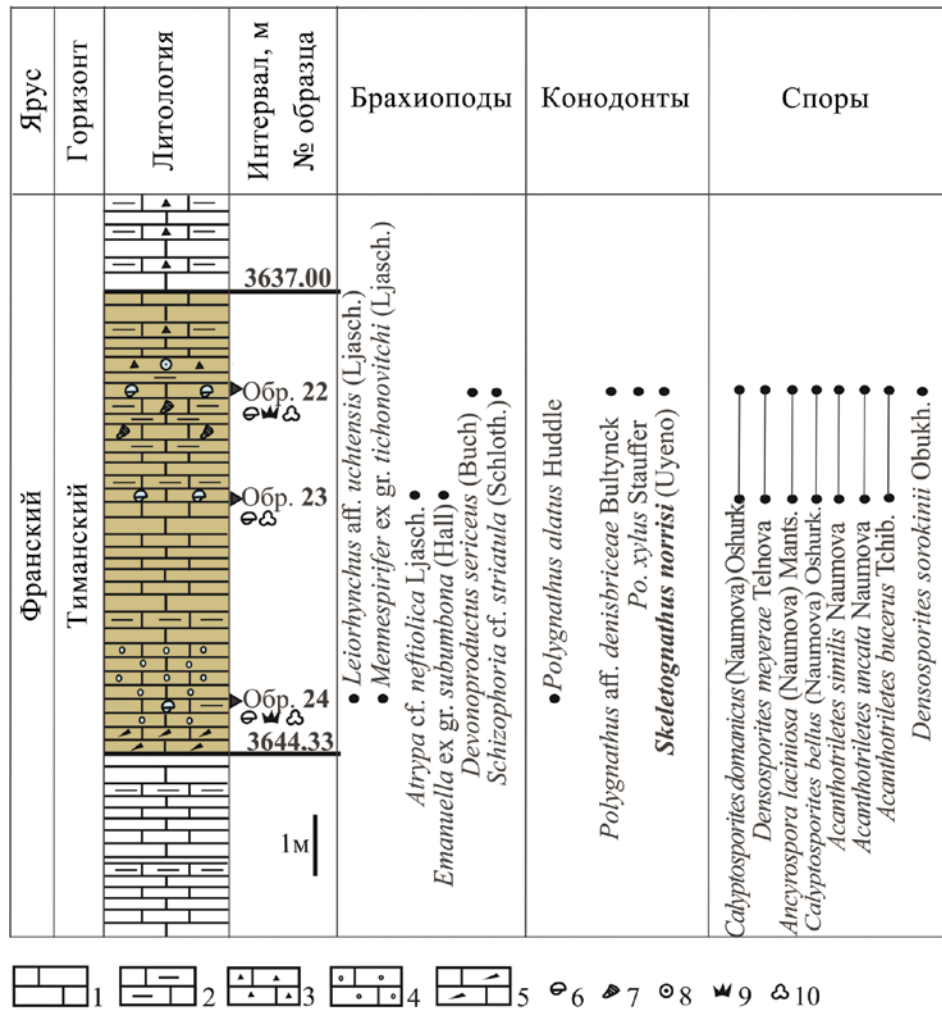


Рис. 4. Литологическая колонка фрагмента разреза скв. № 8 Царичанская (верхнетиманский подгоризонт).

1 – известняки, 2 – глинистые известняки, 3 – битуминозные известняки, 4 – пятнистые известняки, 5 – известняки зоны дробления, 6 – брахиоподы, 7 – тентакулиты, 8 – криноидеи, 9 – конодонты, 10 – споры.

Fig. 4. Lithological column of the No. 8 borehole Tsarichanskaya fragment section (Upper Timanian Subhorizon).

1 – limestones, 2 – argillaceous limestones, 3 – bituminous limestones, 4 – spotted limestones, 5 – limestones of crushed zone, 6 – brachiopods, 7 – tentaculites, 8 – crinoides, 9 – conodonts, 10 – spores.

Mennespirifer tichonovitchi описан из низов устья-регской свиты Южного Тимана и саргаевского горизонта Волго-Уральской области. Поскольку раковины брахиопод были определены в открытой номенклатуре (рис. 5д-и, к-о), то однозначный вывод о возрасте вмещающих известняков по брахиоподам сделать сложно. Однако можно определенно говорить, что вмещающие известняки образовались в поздне-тиманское-саргаевское время, на что указывают данные по распространению только в этом временном интервале представителей рода *Mennespirifer* Ljaschenko, 1973.

Здесь же найден один экземпляр конодонта *Polygnathus alatus* Huddle (рис. 6), стратиграфический диапазон распространения которого – от вер-

хов живетского яруса среднего девона до среднего франа верхнего девона (Klapper et al., 1991). В Волго-Уральской провинции этот вид описан в верхнетиманском подгоризонте, саргаевском и доманиковом горизонтах (Ovnatanova, Kononova, 2008). Спорами данный образец не охарактеризован.

Стратиграфически выше в обр. 23 (гл. 3640.38 м) в аналогичных известняках (см. рис. 4, 5) также встречены мелкие беззамковые брахиоподы и два вида из отрядов атрипида и спирифериды: *Atrypa* cf. *neftiolica* Ljasch. (рис. 5в) и *Emanuella* ex gr. *subumbona* (Hall). Первый вид описан А.И. Ляшенко из верхнетиманского подгоризонта в верхней части тиманской свиты Южного Тимана. В Волго-Уральской области этот вид также известен в верх-

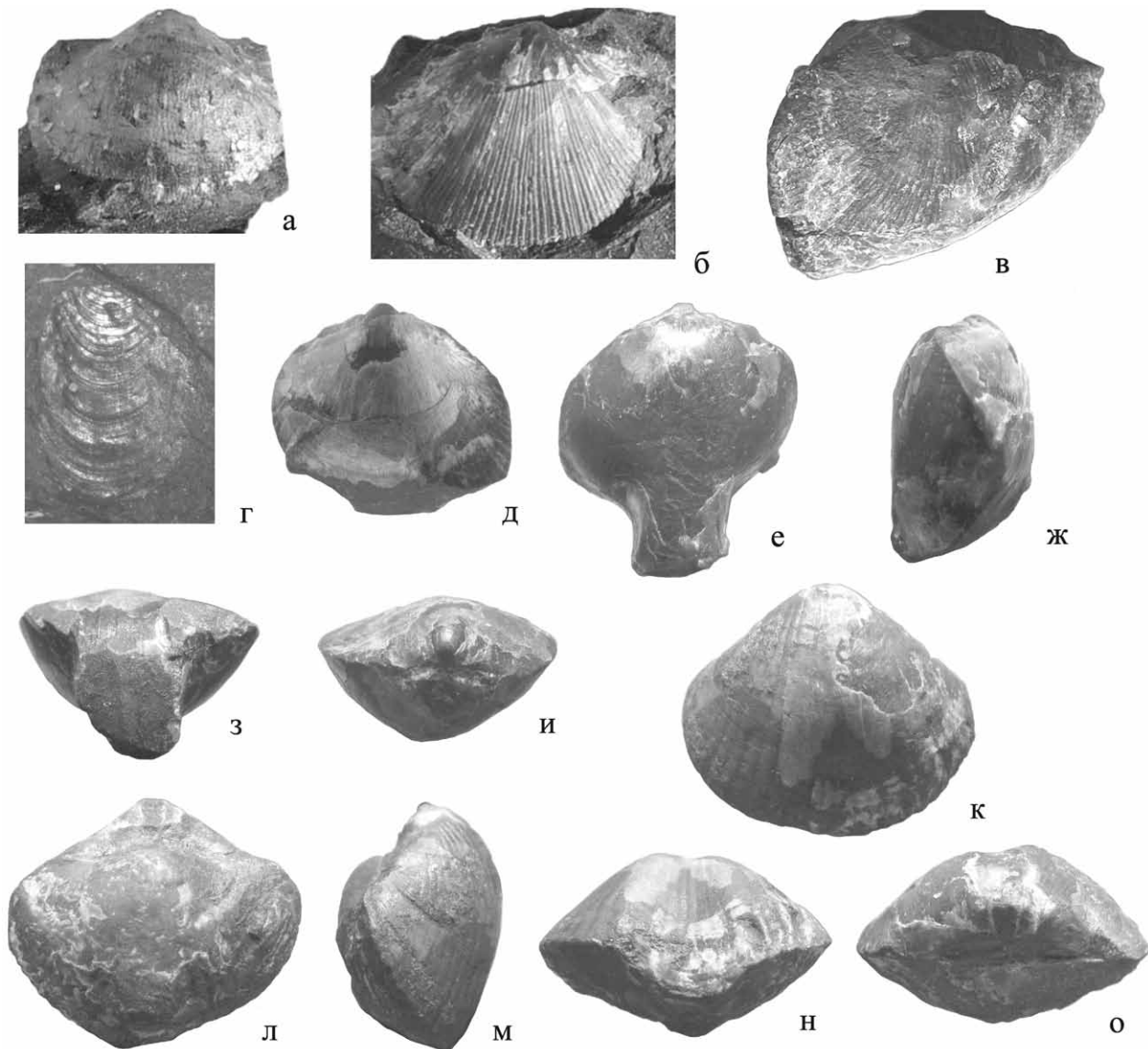


Рис. 5. Брахиоподы из скв. № 8 Царичанская из интервала 3637.00–3647.00 м.

а – *Devonoproductus sericeus* (Buch), $\times 3$, брюшная створка, обр. 22; б – *Schizophoria* cf. *striatula* (Schloth.), $\times 3$, спинная створка, обр. 22; в – *Atrypa* cf. *nefiologica* Ljasch., брюшная створка, обр. 23; г – беззамковая брахиопода подтипа Linguliformea, $\times 20$, обр. 23; д–и – *Leiorhynchus* aff. *uchtensis* (Ljasch.), раковина в пяти положениях: брюшная створка, спинная створка, вид сбоку, передний край, замочный край, обр. 24; к–о – *Mennespirifer* ex gr. *tichonovitchi* (Ljasch.), раковина в пяти положениях: брюшная створка, спинная створка, вид сбоку, передний край, замочный край, обр. 24. Все экземпляры (кроме а, б, г) – $\times 2$.

Fig. 5. Brachiopods from borehole No. 8 Tsarichanskaya in the interval 3637.00–3647.00 m.

а – *Devonoproductus sericeus* (Buch), $\times 3$, ventral valve, sample 22; б – *Schizophoria* cf. *striatula* (Schloth.), $\times 3$, dorsal valve, sample 22; в – *Atrypa* cf. *nefiologica* Ljasch., ventral valve, sample 23; г – inarticulate brachiopod (subtype Linguliformea), $\times 20$, sample 23; д–и – *Leiorhynchus* aff. *uchtensis* (Ljasch.), shell in five positions: ventral valve, dorsal valve, lateral, anterior and posterior views, sample 24; к–о – *Mennespirifer* ex gr. *tichonovitchi* (Ljasch.), shell in five positions: ventral valve, dorsal valve, lateral, anterior and posterior views, sample 24. All figures (except for a, б, г) – $\times 2$.

нетиманском подгоризонте, а на западном склоне Урала встречен в кыновском горизонте. Второй вид гладких спириферид более широкого стратиграфического распространения – от эйфельского яруса среднего девона до низов фаменского яруса верхнего девона. На основе определений найден-

ных брахиопод рассматриваемые известняки относятся к верхнетиманскому подгоризонту.

Конодонты в этом образце не обнаружены.

Палиноспектр (ПС) в обр. 23 отличается хорошей насыщенностью спорами и таксономическим разнообразием: *Geminospora micromanifesta* (Nau-

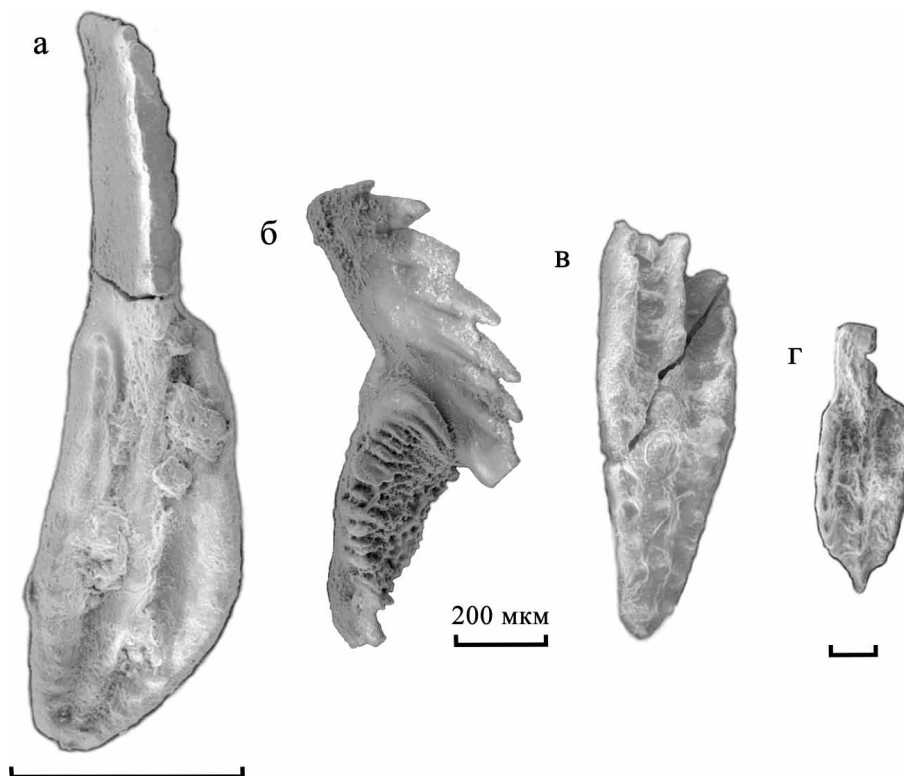


Рис. 6. Конодонты из скв. № 8 Царичанская в интервале 3637.00–3647.00 м.

а – *Polygnathus alatus* Huddle, обр. 24, гл. 3643.37 м; б – *Skeletognathus norrisi* (Uyeno), обр. 22, гл. 3638.52 м; в – *Polygnathus* aff. *denisbriceae* Bultynck, обр. 22, гл. 3638.52 м; г – *Polygnathus xylus* Stauffer (ювенильная форма), обр. 22, гл. 3638.52 м.

Fig. 6. Conodonts from borehole No. 8 Tsarichanskaya in the interval 3637.00–3647.00 m.

а – *Polygnathus alatus* Huddle, sample 24, depth 3643.37 m; б – *Skeletognathus norrisi* (Uyeno), sample 22, depth 3643.37 m; в – *Polygnathus* aff. *denisbriceae* Bultynck, sample 22, depth 3638.52 m; г – *Polygnathus xylus* Stauffer (juvenile), sample 22, depth 3638.52 m.

мова) Owens – 42 экз., *G. notata* (Naumova) Obukh. – 5 экз., *G. micromanifesta* (Naumova) Owens var. *acanthinus* Tchib. – 3 экз., *G. micromanifesta* (Naumova) Owens var. *limbatus* Tchib. – 1 экз., *G. macromanifesta* (Naumova) Arkh. – 1 экз., *G. nalivkinii* (Naumova) Obukh. – 2 экз., *Archaeozonotriletes singularis* Naumova – 1 экз., *A. timanicus* Naumova – 1 экз., *Retusotriletes retiformis* Naumova – 3 экз., *R. parvimammatus* Naumova – 2 экз., *Acanthotriletes bucerus* Tchib. – 7 экз., *Acanthotriletes uncata* Naumova – 1 экз., *A. similis* Naumova – 2 экз., *Ancyrospora laciniosa* (Naumova) Mants. – 2 экз., *Calypptosporites bellus* (Naumova) Oshurk. – 8 экз., *C. krestovnikovii* (Naumova) Oshurk. – 2 экз., *C. domanicus* (Naumova) Oshurk. – 6 экз., *Densosporites meyeri* Telnova – 2 экз. Подобная ассоциация характерна для верхней части тиманского горизонта.

Образец 22 (гл. 3638.52 м) (см. рис. 3, 4) является ключевым, поскольку содержит наиболее представительные и стратиграфически значимые комплексы фауны и микрофлоры. В этой пробе отме-

чаются прослой, обогащенные детритом с ортоцерасами и раковинами брахиопод. В пелитоморфных пиритизированных известняках черного и темно-серого цвета найдены мелкие беззачатковые брахиоподы подтипа *Linguliformea* (рис. 5г) и два вида *Devonoproductus sericeus* (Buch) и *Schizophoria* cf. *striatula* (Schloth.) отрядов продуктида и ортида (рис. 5а, б) соответственно, (подтип *Rhynchonelliformea*). Последние и близкие к ним виды широко распространены в пограничных живецко-франских отложениях на западном склоне Урала, в Тимано-Печорской области и Восточно-Европейской платформе (Ляшенко, 1959, 1973; Миценс, 2012) в стратиграфическом интервале от чеславского (D_2zv) до саргаевского (D_3f) горизонтов.

В этом же образце обнаружены единичные конодонты *Polygnathus* aff. *denisbriceae* Bultynck, *Polygnathus xylus* Stauffer (ювенильная форма) и *Skeletognathus norrisi* (Uyeno) (Pb – элемент) (см. рис. 6б). Несмотря на то что комплекс обедненный, в нем присутствует очень характерный таксон *Skeletognathus*

norrisi, зональный вид одноименной зоны в самых верхах живетского яруса. Стратиграфическое распространение этого вида в большинстве разрезов мира ограничивается зоной *norrisi* (= основание зоны *falsiovalis*), хотя в некоторых регионах, в том числе в Тимано-Североуральском регионе, он отмечен в совместном нахождении с *Palmatolepis transitans* (Sandberg et al., 1989; Кузьмин, 1995). Сопутствующие конодонты имеют аналогичный диапазон распространения от верхов живета до низов франа включительно.

Палиноспектр (ПС) в обр. 22 содержит следующие таксоны спор (см. рис. 4, 7): *Geminospora micromanifesta* (Naumova) Owens – 2 экз., *Acanthotriletes similis* Naumova – 2 экз., *Calyptosporites bellus* (Naumova) Oshurk. – 4 экз., *C. domanicus* (Naumova) Oshurk. – 1 экз., *Ancyrospora laciniosa* (Naumova) Mants. – 1 экз., *Densosporites sorokinii* Obukh. – 1 экз. Выделенный ПС соответствует по таксономическому составу палинокомплексу (ПК) из верхней части тиманской свиты в стратотипическом разрезе на Южном Тимане (Тельнова, 2007). В разрезах Западной Европы ПК, подобный описанному ПК из керн скважины № 8 Царичанская, соответствует верхней части оппель-зоны *triangulatus–concinna* (TCo), охватывающей пограничный живетско-франский интервал (Streel et al., 2021).

По ассоциациям разных групп фауны стратиграфическая принадлежность изученного интервала определяется в объеме верхнетиманского подгоризонта.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Отправной точкой в анализе биостратиграфических данных в изученном интервале послужила находка *Skeletognathus norrisi* (Uyeno) в обр. 22 – зонального вида самой верхней конодонтовой зоны в живетском ярусе Глобальной шкалы (Becker et al., 2020). По этой причине был изучен керн скважины № 8 Царичанская в свете проблемы положения границы живетского и франского ярусов в разрезах Русской платформы.

Комплексное биостратиграфическое исследование керн скв. № 8 Царичанская в интервале 3637.00–3647.00 м с привлечением базовых групп фауны брахиопод и конодонтов, а также спор высших растений позволило выяснить стратиграфическую принадлежность отложений, хотя не все изученные образцы охарактеризованы в равной степени.

В нижней части интервала (обр. 24) конодонты представлены всего одним экземпляром, имеющим широкий диапазон распространения – в верхнем живете, в нижнем и среднем фране. По единичным брахиоподам, несмотря на определения в открытой номенклатуре, выявляется их принадлежность к верхнетиманскому подгоризонту–саргаев-

скому горизонту. Палинологические данные отсутствуют.

Средняя часть интервала (обр. 23) конодонтами не охарактеризована. Брахиоподовый комплекс представлен единичными экземплярами, среди которых определена *Atrypa* cf. *neftiolica* Ljasch., руководящая форма для верхнетиманского подгоризонта. Здесь же выделен богатый комплекс спор, сходный с позднетиманским ПК Южного Тимана на основании присутствия в нем *Densosporites sorokinii* Obukh.

В верхней части интервала брахиоподы, найденные в обр. 22, имеют широкий диапазон распространения в живетско-нижнефранском интервале.

Конодонты представлены единичными экземплярами видов, имеющих распространение в верхней части живетского яруса и в нижнем фране – в тиманском и саргаевском горизонтах. Находка *Skeletognathus norrisi* (Uyeno), вида-индекса одноименной зоны в самых верхах живета, из-за фрагментарности керн не позволяет установить факт его первого появления в разрезе скважины № 8 Царичанская и “сузить” стратиграфический интервал вмещающих отложений.

Палиноспектры из обр. 22 и 23 близки и сходны с палинокомплексом, установленным в верхней части тиманской свиты в стратотипическом разрезе на Южном Тимане (Тельнова, 2007). Здесь была описана последовательность ПК, охарактеризованных тремя палинозонами, выделенными по первому появлению таксонов спор в геологическом разрезе (снизу вверх): *Calyptosporites bellus–Densosporites meyeriae*, *Perotriletes vermiculatus–Calyptosporites domanicus*, *Densosporites sorokinii*.

ПС из обр. 22 содержит зональный вид *Densosporites sorokinii*. Аналогичные ПС (палинозона *Densosporites sorokinii*) описаны из естественных обнажений усть-чиркинской свиты на Среднем Тимане (Tel'nova, Shumilov, 2019; Тельнова, Шумилов, 2019). Отличительными чертами ПС, выделенных из керн скважины № 8 Царичанская, являются отсутствие в них спор *Perotriletes vermiculatus* Med., характерных для обсуждаемого стратиграфического интервала в Тимано-Североуральском регионе, и разное процентное содержание некоторых характерных видов (*Archaeoperisaccus verrucosus* Pask., *Archaeozonotriletes variabilis* Naumova).

В целом следует отметить, что ПС, выделенные из образцов керн скважины № 8 Царичанская, по своему таксономическому составу ближе к ПК, описанным в Тимано-Североуральском регионе, и отличаются от известных на смежных территориях Западной Башкирии и западного склона Южного Урала (Чибрикова, 1962, 1977). Возможная причина такого отличия заключается в методике технической обработки образцов.

В палинокомплексах в пограничном живетско-франском интервале наиболее значительные изме-



Рис. 7. Характерные виды спор высших растений в палинокомплексе, установленном в керне скв. № 8 Царицанской площади (3637.00–3647.00 м).

а – *Densosporites sorokinii* Obukh., обр. 22; б – *Densosporites meyeræ* Telnova, обр. 23; в – *Calyptosporites domanicus* (Naumova) Oshurk., обр. 22; г – *Calyptosporites krestovnikovii* (Naumova) Oshurk., обр. 23; д – *Calyptosporites bellus* (Naumova) Oshurk., обр. 22; е – *Geminospora micromanifesta* (Naumova) Owens, обр. 22; ж – *Archaeoperisaccus verrucosus* Pashk., обр. 23; з – *Geminospora micromanifesta* (Naumova) Owens var. *limbatus* Tchib., обр. 23.

Fig. 7. Typical species of spores of higher plants in the palynological complex established in the core of borehole No. 8 Tsarichanskaya (3637.00–3647.00 m).

а – *Densosporites sorokinii* Obukh., sample 22; б – *Densosporites meyeræ* Telnova, sample 23; в – *Calyptosporites domanicus* (Naumova) Oshurk., sample 22; г – *Calyptosporites krestovnikovii* (Naumova) Oshurk., sample 23; д – *Calyptosporites bellus* (Naumova) Oshurk., sample 22; е – *Geminospora micromanifesta* (Naumova) Owens, sample 22; ж – *Archaeoperisaccus verrucosus* Pashk., sample 23; з – *Geminospora micromanifesta* (Naumova) Owens var. *limbatus* Tchib., sample 23.

нения, выражающиеся в обновлении таксономического состава на видовом и родовом уровнях, происходят в позднетиманское время (Тельнова, 2007). Доминирующей группой являются споры археоптерисовых растений (*Geminospora* – до 50%), но вместо субдоминантной в позднеживетское время группы *Acanthotrilletes* в тиманском горизонте существенное развитие (с 5 до 16%) получают споры с пленчатым периспорием (*Calyptosporites*, *Densosporites*, *Hymenozonotrilletes*, *Ancyrospora* и др.), которые выше по разрезу в саргаевском горизонте входят в число родов-доминантов.

Комплексы конодонтов из верхней части тиманской и нижней части устьярегской свит близки по своему составу. Вид *Ancyrodella binodosa* встречается спорадически в интервале зон *Lowermost asymmetricus* и *Lower asymmetricus* (Кузьмин, 1995), который в современной конодонтовой шкале сопоставляется с зонами *Early–Late falsiovalis*. *Ancyrodella pristina* – зональный вид, фиксирующий раннефранский этап осадконакопления, в ассоциации со спорами растений до сих пор не установлен, поэтому палинозоны, описанные в пограничном интервале, сопоставлены с конодонтовыми зонами в некоторой степени условно.

В результате проведенных исследований керн скв. № 8 Царичанская выяснено, что вид *Skeletognathus norrisi* имеет более широкий диапазон распространения, не ограниченный интервалом одноименной зоны. Об этом свидетельствуют факты находок вида вместе с франскими таксонами (Кузьмин, 1995; Наседкина, Бороздина, 1999). По совокупности данных по брахиоподам и спорам высших растений изученные отложения датируются поздним тиманом.

Проблема стратиграфического объема верхнетиманского подгоризонта, равно как и границы живетского и франского ярусов, остается нерешенной. Косвенно по отсутствию в разрезе таксонов *Mesotaxis* и *Ancyrodella* можно поддержать точку зрения о положении этой границы внутри верхнетиманского подгоризонта.

ВЫВОДЫ

Керн скв. № 8 Царичанская в интервале 3637.00–3647.00 м содержит уникальную ассоциацию морских (брахиоподы, конодонты) и наземных организмов (споры высших растений) в одних и тех же образцах. Новые данные по скв. № 8 дополняют характеристику пограничного интервала среднего-верхнего девона и подтверждают более широкий диапазон стратиграфического распространения (верхний живет–нижний фран) зонального вида *Skeletognathus norrisi*, включая верхнетиманский подгоризонт.

Анализ результатов по фауне, к сожалению, не дает однозначного ответа о стратиграфической принадлежности вмещающих отложений как из-за минимального таксономического разнообразия в комплексах конодонтов и брахиопод, так и по количественным характеристикам. Палинологические данные наиболее информативны и свидетельствуют о позднетиманском возрасте изученного керна. Именно в это время в палинокомплексах произошли наиболее значимые изменения, выражающиеся в обновлении таксономического состава на видовом и родовом уровнях (Тельнова, 2007) и позволяющие сделать вывод о фито-стратиграфическом рубеже в смене живетских растительных сообществ на франские.

Совокупность данных по изученным отложениям дополняет палеонтологическую характеристику тиманского горизонта и приближает к пониманию положения региональной границы живетского и франского ярусов внутри верхнетиманского подгоризонта.

Благодарности

Выполнение настоящей работы было бы невозможно без поддержки геологической службы ООО “Газпромнефть-Оренбург”, предоставившей каменный материал. Особая признательность рецензентам за внимательное прочтение рукописи, полезные замечания и рекомендации. Авторы благодарны В.М. Горожанину за консультации и фотографии керна, а также К.А. Дугушкиной, П.Б. Ширяеву, О.Ю. Мельничуку – за помощь в фотографировании брахиопод.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бардашев И.А., Бардашева Н.П. (2012) Платформенные конодонты из пограничных живет-франских отложений (средний-верхний девон). Душанбе: Дониш, 90 с.
- Кузьмин А.В. (1995) Нижняя граница франского яруса на Русской платформе. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **3**(3), 111-120.
- Ляшенко А.И. (1959) Атлас брахиопод и стратиграфия девонских отложений центральных областей Русской платформы. М.: Гостоптехиздат, 452 с.
- Ляшенко А.И. (1973) Брахиоподы и стратиграфия нижнефранских отложений Южного Тимана и Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. М.: Недра, 280 с.
- Методические рекомендации к технике обработки осадочных пород при спорово-пыльцевом анализе. (1986) Л.: ВСЕГЕИ, 77 с.
- Мизенс А.Г. (2012) Брахиоподы и биостратиграфия верхнего девона Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 325 с.
- Наседкина В.А., Бороздина Г.Н. (1999) Конодонты из пограничных отложений среднего и верхнего девона на восточном склоне Среднего Урала. *Проблемы стратиграфии и палеонтологии Урала*. Сб. науч. тр. (Под. ред. К.К. Золоева, Н.Я. Анцыгина). Екатеринбург: УГГУ, 45-51.
- Наседкина В.А., Зенкова Г.Г. (1999) Биостратиграфия верхнего девона на восточном склоне Среднего и Северного Урала. *Проблемы стратиграфии и палеонтологии Урала*. Сб. науч. тр. (Под. ред. К.К. Золоева, Н.Я. Анцыгина). Екатеринбург: УГГУ, 51-73.
- Наседкина В.А., Зенкова Г.Г., Абрамова А.Н. (1990) Проблемы стратиграфии девона на Урале. *Проблемы стратиграфии Урала. Девонская система*. (Препринт). Свердловск: УГИ, 2-9.
- Ошуркова М.В. (2003) Морфология, классификация и описание форма-родов миоспор позднего палеозоя. СПб.: ВСЕГЕИ, 377 с.
- Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий (1994). СПб.: ВСЕГЕИ, **27**, 28-30.
- Решение Межведомственного регионального стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы (Ленинград, 1988) с региональными стратиграфическими схемами. (1990) Девонская система. (Под. ред. М.А. Ржонницкой, В.Ф. Куликовой). Л.: ВСЕГЕИ.
- Состояние изученности стратиграфии докембрия и фанерозоя России. Задачи дальнейших исследований. (2008) Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 38. СПб.: ВСЕГЕИ, 131 с.
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). (1993) Объяснительная записка. Екатеринбург: Межведомственный стратиграфический комитет России, 151 л., 139 с.
- Тельнова О.П. (2007) Миоспоры из средне-верхне-девонских отложений Тимано-Печорской провинции. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 136 с.
- Тельнова О.П., Шумилов И.Х. (2019) Терригенные отложения среднего-верхнего девона бассейна р. Цильма (Средний Тиман) и их палинологическая характеристика. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **27**(1), 31-56. <https://doi.org/10.31857/S0869-592X27131-56>
- Халымбаджа В.Г. (1981) Конодонты верхнего девона востока Русской платформы, Южного Тимана, Полярного Урала и их стратиграфическое значение. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 212 с.
- Чибрикова Е.В. (1962) Споры терригенной толщи девона Западной Башкирии и западного склона Южного Урала. *Брахиоподы, остракоды и споры среднего и верхнего девона Башкирии*. Сб. науч. тр. (Отв. ред. А.И. Олли). М.: АН СССР, 353-476.
- Чибрикова Е.В. (1977) Стратиграфия девонских и более древних палеозойских отложений Южного Урала и Приуралья. М.: Наука, 191 с.
- Чувашов Б.И., Черных В.В., Мизенс Л.И., Мизенс А.Г. (2002) Биостратиграфия пограничных отложений живетско-франских отложений бассейна р. Чусовой. *Тр. ИГГ УрО РАН*. Вып. 149, 3-9.
- Шумилов И.Х., Тельнова О.П. (2013а) Методика обработки углисто-глинистых девонских пород для палинологического анализа (часть I). *Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН*, **5**, 12-15.
- Шумилов И.Х., Тельнова О.П. (2013б) Методика обработки углисто-глинистых девонских пород для палинологического анализа (часть II). *Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН*, **6**, 11-14.
- Юдина А.Б. (1995) Конодонты франского яруса северной части гряды Чернышева. *Экостратиграфия и ископаемые сообщества палеозоя и мезозоя европейского северо-востока России*. Тр. ИГ Коми НЦ УрО РАН. Вып. 86, 31-40.
- Юдина А.Б. (1999) Биостратиграфия и конодонты верхнего девона гряды Чернышева и Приполярного Урала. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 220 с.
- Aboussalam Z.S. (2003) Das "Taghanic-Event" im höheren Mitteldevon von West-Europa und Marokko. *Münster-sche Forschungen zur Geologie und Paläontologie*, **97**, 332 p.
- Aboussalam Z.S., Becker R.T. (2007) New upper Givetian to basal Frasnian conodont faunas from the Tafilalt (Anti-Atlas, Southern Morocco). *Geol. Quart.*, **51**(4), 345-374.
- Becker R.T., Gradstein F.M., Hammer O. (2012) The Devonian Period. (Eds F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg). *The Geologic Time Scale 2012*, (2). Amsterdam: Elsevier, 559-601.
- Becker R.T., Marshall J.E.A., Da Silva A.-C. (2020) The Devonian Period. (Eds F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg). *The Geologic Time Scale 2020*, (2). Amsterdam: Elsevier, 733-810.
- Bultynck P. (1987) Pelagic and neritic conodont successions from the Givetian of pre-Sahara Morocco and the Ardennes. *Bulletin van het Koninklijk Belgisch Instituut voor Natuurwetenschappen. Aardwetenschappen*, **57**, 149-181.
- Gouwy S., Liao J.-C., Valenzuela-Ríos J.I. (2013) Eifelian (Middle Devonian) to Lower Frasnian (Upper Devonian) conodont biostratigraphy in the Villech section (Spanish Central Pyrenees). *Bull. Geosci.*, **88**(2), 315-338. <https://doi.org/10.3140/bull.geosci.1341>
- Klapper G. (1989) The Montagne Noire Frasnian (Upper Devonian) conodont succession. *Can. Soc. Petr. Geol., Mem.*, **14**(III), 451-470.

REFERENCES

- Klapper G., Feist R., House M.R. (1987) Decision on Boundary Stratotype for the Middle–Upper Devonian Series Boundary. *Episodes*, **10**(2), 179–183.
- Klapper G., Johnson J.G. (1990) Lower and Middle Devonian brachiopod-dominated communities of Nevada, and their position in a biofacies-province-realm model. *J. Paleont.*, **64**(6), 902–941.
- Klapper G., Sweet W.C., Ziegler W. (1991) Catalogue of Conodonts. (Ed. W. Ziegler). Stuttgart: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung. Vol. V, 212 p.
- Liao J.-C., Valenzuela-Rios J.I. (2013) The Middle and Upper Devonian conodont sequence from La Guardia D'Ares Sections (Spanish Central Pyrenees). *Bull. Geosci.*, **88**(2), 339–368.
- Narkiewicz K., Bultynck P. (2007) Conodont biostratigraphy of shallow marine Givetian deposits from the Radom-Lublin area, SE Poland. *Geol. Quart.*, **51**(4), 419–443.
- Narkiewicz K., Bultynck P. (2010) The Upper Givetian (Middle Devonian) subterminus conodont Zone in North America, Europe and North Africa. *J. Paleontol.*, **84**(4), 588–625. <https://doi.org/10.1666/10-029.1>
- Ovnatanova N.S., Kononova L.I. (2008) Frasnian conodonts from the Eastern Russian Platform. *J. Paleontol.*, **42**(10), 997–1166.
- Ovnatanova N.S., Kononova L.I., Kolesnik L.S., Gatovsky Yu.A. (2017) Upper Devonian Conodonts of North-eastern European Russia. *J. Paleontol.*, **51**(10), 973–1165.
- Potonic R., Kremp G. (1954) Die Gattungen der palaozoischen Sporae dispersae und ihre Stratigraphie. *Geol. Jahrb.*, (69), 111–194.
- Potonic R., Kremp G. (1970) Synopsis der Gattungen des Sporae dispersae. VI Teil. Beih. *Geol. Jahrb.*, (94), 1–195.
- Sandberg C.A., Ziegler W., Bultynck P. (1989) New Standard Conodont Zones and Early Ancyrodella Phylogeny across Middle–Upper Devonian boundary. *Courier Forsch.-Inst. Senckenberg*, **110**, 195–230.
- Streel M., Boulvain F., Duser M., Loboziak S., Steemans P. (2021) Updating Frasnian miospore zonation from the Boulonnais (Northern France) and comparison with new data from the Upper Palaeozoic cover on the Brabant Massif (Western Belgium). *Geol. Belgica*, **24**(1–2), 69–84. DOI: 10.20341/gb.2020.024
- Tel'nova O.P., Shumilov I.Kh. (2019) Palynological characteristics of Givetian–Frasnian stratigraphic interval on the Southern and Middle Timan. *Vestnik IG Komi SC UB RAS*, **10**, 23–27. <https://doi.org/10.19110/2221-1381-2019-10-23-27>
- Iudina A.B. (1995) Genus Ancyrodella succession in earliest Frasnian (?) of the northern Chernyshev Swell. *Geolines* (Praha), **3**, 17–20.
- Ziegler W., Klapper G. (1982) The disparilis Conodont Zone, the proposed level for the Middle–Upper Devonian boundary. *Courier Forsch.-Inst. Senckenberg*, **55**, 463–491.
- Ziegler W., Klapper G. (1985) Stages of the Devonian System. *Episodes*, **8**(2), 104–109.
- Ziegler W., Sandberg C.A. (1990) The Late Devonian Standard Conodont Zonation. *Courier Forsch.-Inst. Senckenberg*, **121**, 1–115.
- Aboussalam Z.S. (2003) Das “Taghanic–Event” im höheren Mitteldevon von West–Europa und Marokko. *Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie*, **97**, 332 p.
- Aboussalam Z.S., Becker R.T. (2007) New upper Givetian to basal Frasnian conodont faunas from the Tafilalt (Anti-Atlas, Southern Morocco). *Geol. Quart.*, **51**(4), 345–374.
- Bardashev I.A., Bardasheva N.P. (2012) Platform conodonts from the Givetian–Frasnian boundary (Middle–Upper Devonian). Dushanbe, Donish Publ., 90 p. (In Russ.)
- Becker R.T., Gradstein F.M., Hammer O. (2012) The Devonian Period. (Eds F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg). *The Geologic Time Scale 2012*, (2). Amsterdam, Elsevier, 559–601.
- Becker R.T., Marshall J.E.A., Da Silva A.-C. (2020) The Devonian Period. (Eds F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg). *The Geologic Time Scale 2020*, (2). Amsterdam, Elsevier, 733–810.
- Bultynck P. (1987) Pelagic and neritic conodont successions from the Givetian of pre–Sahara Morocco and the Ardennes. *Bulletin van het Koninklijk Belgisch Inst. voor Natuurwetenschappen. Aardwetenschappen*, **57**, 149–181.
- Chibrikova Ye.V. (1962) Spores from the terrigenous Devonian strata of Western Bashkiria and Western slope of South Urals. *Middle and Upper Devonian Brachiopods, Ostracodes and Spores in Bashkiria*. (Ed. A.I. Oli). Moscow, AS USSR, 353–476. (In Russ.)
- Chibrikova Ye.V. (1977) Stratigraphy of the Devonian and older Paleozoic deposits of the Southern Urals and Pre-Urals. Moscow, Nauka Publ., 191 p. (In Russ.)
- Chuvashov B.I., Chernykh V.V., Mizens L.I., Mizens A.G. (2002) Biostratigraphy of Givetian–Frasnian boundary deposits in Chusovaya River basin. *Tr. IGG UrO RAN*. Vyp. 149, 3–9. (In Russ.)
- Guidelines for the technique of processing sedimentary rocks in spore-pollen analysis. (1986) Leningrad, VSEGEI, 77 p. (In Russ.)
- Khalymbadzha V.G. (1981) Conodonts from the Upper Devonian of the Eastern Russian Platform, Southern Timan, Polar Ural Mountains and their stratigraphical significance. Kazan, 212 p. (In Russ.)
- Klapper G. (1989) The Montagne Noire Frasnian (Upper Devonian) conodont succession. *Can. Soc. Petr. Geol., Mem.*, **14**(III), 45–470.
- Klapper G., Feist R., House M.R. (1987) Decision on Boundary Stratotype for the Middle. Upper Devonian Series Boundary. *Episodes*, **10**(2), 179–183.
- Klapper G., Johnson J.G. (1990) Lower and Middle Devonian brachiopod-dominated communities of Nevada, and their position in a biofacies-province-realm model. *J. Paleont.*, **64**(6), 902–941.
- Klapper G., Sweet W.C., Ziegler W. (1991) Catalogue of Conodonts. (Ed. W. Ziegler). Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung. Vol. V, 212 p.
- Kuz'min A.V. (1995) Lower boundary of Frasnian Stage in Russian platform. *Stratigr. Geol. Correl.*, **3**(3), 111–120. (In Russ.)
- Liao J.-C., Valenzuela-Rios J.I. (2013) The Middle and Upper Devonian conodont sequence from La Guardia

- D'Àres Sections (Spanish Central Pyrenees). *Bull. Geosci.*, **88**(2), 339-368.
- Lyashenko A.I. (1959) Atlas of Brachiopods and Stratigraphy of the Devonian deposits of central regions of Russian Platform. Moscow, Gostopizdat Publ., 452 p. (In Russ.)
- Lyashenko A.I. (1973) Brachiopods and stratigraphy of the Lower Frasnian deposits of Southern Timan and the Volga-Ural Oil and Gas-bearing Province. Moscow, Nedra Publ., 280 p. (In Russ.)
- Mizens A.G. (2012) Brachiopods and Stratigraphy of the Upper Devonian of the Middle and Southern Urals. Ekaterinburg, RIO UrO RAN Publ., 325 p. (In Russ.)
- Narkiewicz K., Bultynck P. (2007) Conodont biostratigraphy of shallow marine Givetian deposits from the Radom-Lublin area, SE Poland. *Geol. Quart.*, **51**(4), 419-443.
- Narkiewicz K., Bultynck P. (2010) The Upper Givetian (Middle Devonian) subterminus conodont Zone in North America, Europe and North Africa. *J. Paleontol.*, **84**(4), 588-625. <https://doi.org/10.1666/10-029.1>
- Nasedkina V.A., Borozdina G.N. (1999) Conodonts from Middle –Upper Devonian boundary deposits in the eastern slope of Middle Urals. *Problems of the Uralian stratigraphy and paleontology*. (Eds K.K. Zoloyev, N.Ya. Antsygin). Ekaterinburg, 45-51. (In Russ.)
- Nasedkina V.A., Zenkova G.G. (1999) Upper Devonian biostratigraphy in the Eastern slope of Middle and North Urals. *Problems of the Uralian stratigraphy and paleontology*. (Eds K.K. Zoloyev, N.Ya. Antsygin). Ekaterinburg, 51-73. (In Russ.)
- Nasedkina V.A., Zenkova G.G., Abramova A.N. (1990) Problems of the Ural's Devonian stratigraphy. *Problems of the Uralian stratigraphy*. Devonian system (Preprint). Sverdlovsk, 2-9. (In Russ.)
- Oshurkova M.V. (2003) Morfology, classification and description of Late Palaeozoic miospores forma-genuses. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 377 p. (In Russ.)
- Ovnatanova N.S., Kononova L.I. (2008) Frasnian conodonts from the Eastern Russian Platform. *Paleontol. J.*, **42**(10), 997-1166.
- Ovnatanova N.S., Kononova L.I., Kolesnik L.S., Gatovsky Yu.A. (2017) Upper Devonian Conodonts of Northeastern European Russia. *Paleontol. J.*, **51**(10), 973-1165.
- Potonie R., Kremp G. (1954) Die Gattungen der palaeozoischen Sporae dispersae und ihre Stratigraphie *Geol. Jahrb.*, Bd. 69, 111-194.
- Potonie R., Kremp G. (1970) Synopsis der Gattungen des Sporae dispersae VI Teil. Beih. *Geol. Jahrb.*, Bd. 94, 1-195.
- Resolution of the Interdepartmental Regional Stratigraphic Meeting on the Middle and Upper Paleozoic of the Russian Platform (Leningrad, 1988), with the Regional Stratigraphic Schemes. Devonian System. (Eds M.A. Rzhonznitskaya, V.F. Kulikova). (1990) Leningrad, VSEGEI. (In Russ.)
- Resolution of the Interdepartmental Stratigraphic Committee and its constant Commissions. (1994) St.Petersburg, VSEGEI, Iss. **27**, 29-30. (In Russ.)
- Resolution of the Interdepartmental Stratigraphic Committee and its constant Commissions. (2002) St.Petersburg, VSEGEI, Iss. **33**, 29-34. (In Russ.)
- Sandberg C.A., Ziegler W., Bultynck P. (1989) New Standard Conodont Zones and Early Ancyrodella Phylogeny across Middle–Upper Devonian boundary. *Courier Forsch.-Inst. Senckenberg*, **110**, 195-230.
- Shumilov I.Kh., Tel'nova O.P. (2013a) Methods of treating Devonian carbonaceous clay rocks for palynological analysis (Pt 1). *Vestnik IG Komi SC UB RAS*, **5**, 12-15. (In Russ.)
- Shumilov I.Kh., Tel'nova O.P. (2013b) Methods of treating Devonian carbonaceous clay rocks for palynological analysis (Pt 2), *Vestnik IG Komi SC UB RAS*, **6**, 11-14. (In Russ.)
- Streel M., Boulvain F., Dusar M., Loboziak S., Steemans P. (2021) Updating Frasnian miospore zonation from the Boulonnais (Northern France) and comparison with new data from the Upper Palaeozoic cover on the Brabant Massif (Western Belgium). *Geol. Belgica*, **24**(1-2), 69-84. <https://doi.org/10.20341/gb.2020.024>
- Tel'nova O.P. (2007) Miospores from Middle-Upper Devonian deposits of Timan-Pechora Province. Ekaterinburg, RIO UrO RAN Publ., 136 p. (In Russ.)
- Tel'nova O.P., Shumilov I.Kh. (2019a) Palynological characteristics of Givetian–Frasnian stratigraphic interval on the Southern and Middle Timan. *Vestnik IG Komi SC UB RAS*, **10**, 23-27. (In Russ.) <https://doi.org/10.19110/2221-1381-2019-10-23-27>
- Tel'nova O.P., Shumilov I.Kh. (2019b) Middle–Upper Devonian Terrigenous Rocks of the Tsil'ma River Basin and Their Palynological Characteristics. *Stratigr. Geol. Korrel.*, **27**(1), 31-56. (In Russ.) <https://doi.org/10.31857/S0869-592X27131-56>
- The State of knowledge on the Precambrian and Phanerozoic Stratigraphy in Russia. Tasks for further research. Resolutions of the Interdepartmental Stratigraphic Committee and its Costant Committees. (2008) St.Petersburg, VSEGEI, Iss. **38**, 131 c. (In Russ.)
- Yudina A.B. (1995) Frasnian conodonts of the northern part of the Chernyshev Ridge. Ecostratigraphy and fossil communities of the Paleozoic and Mesozoic of the European northeast of Russia. *Tr. IG Komi SC UB RAS*. Iss. **86**, 31-40. (In Russ.)
- Iudina A.B. (1995) Genus *Ancyrodella* succession in earliest Frasnian (?) of the northern Chernyshev Swell. *Geolines (Praha)*, **3**, 17-20.
- Yudina A.B. (1999) Upper Devonian biostratigraphy and conodonts in Chernyshev Range and Pre-Polar Urals. Cand. geol. and min. sci. diss. Syktyvkar, IG Komi SC UB RAS, 220 p. (In Russ.)
- Ziegler W., Klapper G. (1982) The disparilis Conodont Zone, the proposed level for the Middle-Upper Devonian boundary. *Courier Forsch.-Inst. Senckenberg*, **55**, 463-491.
- Ziegler W., Klapper G. (1985) Stages of the Devonian System. *Episodes*, **8**(2), 104-109.
- Ziegler W., Sandberg C.A. (1990) The Late Devonian Standard Conodont Zonation. *Courier Forsch.-Inst. Senckenberg*, **121**, 1-115.

Железисто-глиноземистые метапелиты Северо-Енисейского кряжа: палеообстановки формирования, природа и возраст протолита

И. И. Лиханов¹, П. С. Козлов², Н. В. Попов³

¹Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, г. Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3, e-mail: likh@igm.nsc.ru

²Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15

³Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, 630090, г. Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3

Поступила в редакцию 14.03.2022 г., принята к печати 11.04.2022 г.

Предмет исследования. Изучались неоднородные по *P-T* условиям метаморфизма железисто-глиноземистые метапелиты тейского, гаревского и приангарского комплексов Северо-Енисейского кряжа (западная окраина Сибирского кратона). **Методы исследования.** На основании анализа новых геохронологических (*U-Pb* SHRIMP-II датирование по цирконам) и геохимических данных по распределению главных и редких элементов в породах проведена реконструкция состава, условий формирования и возраста их протолита. **Результаты.** Железисто-глиноземистые метапелиты Северо-Енисейского кряжа представляют собой переотложенные и метаморфизованные продукты докембрийских кор выветривания преимущественно каолинитового, а не латеритного типа, как считалось ранее. Химическое выветривание пород в раннем протерозое на Енисейском кряже не достигало глубокой стадии латеритизации с образованием зон конечного разложения алюмосиликатов, а ограничивалось формированием продуктов выветривания преимущественно каолинит-иллит-монтмориллонит-кварцевого состава. **Выводы.** Петро- и геохимические характеристики изученных метапелитов обусловлены главным образом особенностями осадконакопления при формировании протолита, образование которого могло происходить за счет размыва нижнепротерозойских микрогнейсов Сибирского кратона с возрастными в диапазоне 2043–1962 млн лет с примесью материала кислых и основных пород (сухопитская серия) и последующего накопления в окраинно-континентальных мелководных бассейнах в условиях гумидного климата и спокойного тектонического режима. Полученные выводы о природе и составе протолита этих пород согласуются с данными литолого-фациального анализа и геодинамическими реконструкциями эволюции геологических комплексов Северо-Енисейского кряжа в докембрии.

Ключевые слова: метапелиты, геохимия, палеообстановки, протолиты, *U-Pb* датирование циркона, Северо-Енисейский кряж

Источник финансирования

Работа выполнена за счет средств гранта Российского научного фонда (проект № 21-77-20018) с частичной поддержкой полевых работ по госзаданиям ИГМ СО РАН и ИГГ УрО РАН (AAAA-A18-118052590032-6)

Ferruginous-aluminous metapelites of the North Yenisei Ridge: Formation paleosettings, nature and age of protolith

Igor I. Likhanov¹, Pavel S. Kozlov², Nikolai V. Popov³

¹V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, 3 Akad. Koptyug av., Novosibirsk 630090, Russia, e-mail: likh@igm.nsc.ru

²A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia

³A.A. Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, 3 Akad. Koptyug av., Novosibirsk 630090, Russia

Received 14.03.2022, accepted 11.04.2022

Research subject. Fe- and Al-rich metapelites of the Teya, Garevka and Angara complexes of the North Yenisei Ridge (western margin of the Siberian craton) were studied. **Research methods.** Recently-obtained geochronologic (SHRIMP II *U-Pb* zircon dating) and geochemical data on the distribution of major and trace elements were used to reproduce the composition and age of the protolith, along with the paleofacies formation conditions. **Results.** The ferruginous-aluminous metapelites of the North Yenisei Ridge constitute redeposited and metamorphosed products of Precambrian weathering

Для цитирования: Лиханов И.И., Козлов П.С., Попов Н.В. (2022) Железисто-глиноземистые метапелиты Северо-Енисейского кряжа: палеообстановки формирования, природа и возраст протолита. *Литосфера*, 22(4), 448–471. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-4-448-471>

For citation: Likhanov I.I., Kozlov, P.S. Popov N.V. (2022) Ferruginous-aluminous metapelites of the North Yenisei Ridge: Formation paleosettings, nature and age of protolith. *Lithosphere (Russia)*, 22(4), 448–471. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-4-448-471>

crusts predominantly of the kaolinite rather than lateritic type, as was previously thought. The chemical weathering of rocks in the Early Proterozoic on the Yenisei Ridge did not reach the deep stage of lateritization with the formation of zones of final decomposition of aluminosilicates; however, this process was limited to the formation of weathering products of predominantly kaolinite-illite-montmorillonite-quartz composition. *Conclusions.* The petro- and geochemical characteristics of the studied metapelites are mainly due to the features of sedimentation during the formation of the protolith, which could have been formed due to the erosion of the Lower Proterozoic microgneisses of the Siberian craton with ages in the range of 1962-2043 Ma with the involvement of granitoid and volcanic admixture of mafic rocks into the erosion area and subsequent accumulation in marginal continental shallow basins under the conditions of a humid climate and a calm tectonic regime. These results are consistent with the data of lithofacies analysis and geodynamic reconstructions of the Precambrian evolution of geological complexes in the North Yenisei Ridge.

Keywords: *metapelites, geochemistry, protoliths, paleosettings, U-Pb zircon dating, North Yenisei Ridge*

Funding information

This research was funded by Russian Science Foundation (RSF), grant No. 21-77-20018 with additional support of field works in the framework of the state tasks of the Institute of Geology and Mineralogy (Novosibirsk) and Institute of Geology and Geochemistry (Ekaterinburg) (AAAA-A18-118052590032-6)

ВВЕДЕНИЕ

Интерес к метаморфическим комплексам Северо-Енисейского кряжа обусловлен фундаментальными и прикладными аспектами. Минералы группы силлиманита – кианит, андалузит и силлиманит – важнейшие индикаторы метаморфизма горных пород. При одинаковом химическом составе они имеют разную кристаллическую структуру, стабильную при различных *P-T* параметрах. На основе таких трендов изменения температуры с глубиной и соотношения этих трендов на *P-T* диаграмме с полями устойчивости полиморфов Al_2SiO_5 выделяются разные “барические” типы метаморфизма (Ревердатто и др., 2017). Андалузит устойчив при низких давлениях и температурах, с повышением давления он сменяется кианитом, а при увеличении температуры они оба замещаются силлиманитом. Это приводит к формированию зональных метаморфических комплексов, что используется для выделения фациальных серий низких и умеренных давлений. “Тройная точка”, соответствующая равновесному сосуществованию всех полиморфов Al_2SiO_5 , является одним из наиболее важных инвариантных узлов в метаморфической петрологии, а минеральные ассоциации с участием полиморфов “тройной точки” информативны для калибровки геотермобарометров. В то же время Северо-Енисейский кряж Сибири – один из наиболее перспективных регионов с потенциальными источниками высокоглиноземистого сырья, представляющими особый интерес для производства глинозема, силумина и алюминия (Kozlov, 2017).

Глинистые сланцы и продукты их метаморфизма в отношении поведения ряда микроэлементов могут рассматриваться как индикаторы состава континентальной коры, а их геохимическая летопись позволяет проследить ее эволюцию (Тейлор,

Мак-Леннан, 1988). Геохимические особенности глинистых отложений широко используются для расшифровки состава пород областей сноса и условий их выветривания. В последние годы одним из эффективных методов таких реконструкций становится анализ содержаний редкоземельных элементов (РЗЭ) и ряда индикаторных соотношений, рассчитанных по другим микроэлементам (Маслов и др., 2004, 2005, 2007, 2020). Это связано с тем, что относительно инертные редкие элементы, включая РЗЭ, мало фракционируются в процессах седиментации, литогенеза и метаморфизма, и осадочные толщи даже в условиях высоких давлений гранулитовой фации наследуют геохимические особенности, свойственные исходным породам в области эрозии (Сох, Lowe, 1995). Гомогенизирующий эффект осадочного процесса приводит к смешению продуктов выветривания при формировании глинистых пород, характеризующихся низкой проницаемостью для постседиментационных флюидов, что обуславливает устойчивый уровень концентраций РЗЭ и других микроэлементов (Taylor, McLennan, 1985, 1995).

Значительную долю в строении докембрийских метаморфических комплексов в складчатом обрамлении юго-западной окраины Сибирского кратона составляют пелиты специфического железисто-глиноземистого состава, метаморфизм которых приводил к появлению редких минеральных парагенезисов с участием экстремально железистых минералов (Likhanov et al., 2004). Геохимическая специфика этих пород, особенно в отношении индикаторных для выяснения геодинамических особенностей формирования протолита микроэлементов, изучена недостаточно, что отражается в противоречии взглядов на их происхождение. По литературным данным, такой специфический состав пород интерпретируется как результат латеритного характера процессов выветривания (например, (Го-

ловенок, 1977)), что расходится с частым отсутствием полнопрофильных кор такого выветривания в докембрийских разрезах (Юдович, Кетрис, 2000) и вызывает повышенный интерес к происхождению этих пород. В последние годы наметился прогресс в накоплении и анализе прецизионных аналитических данных о содержании индикаторных микроэлементов в метапелитах, сформированных в разных геодинамических обстановках (Лиханов и др., 2006б, 2008; Likhanov, Reverdatto, 2007). Этот прогресс открывает новые возможности для расшифровки их первичной природы. Перспективным продолжением этих исследований является изучение геохимических, петрологических и геохронологических аспектов методами локального микроанализа, открывающими новые возможности для реконструкции процессов формирования и эволюции пород. Дальнейшее накопление и анализ геохимических данных по химически контрастным типам метапелитов, сформированным в разных геодинамических обстановках, внесут свой вклад в решение этой проблемы. В то же время современные изотопные датировки, весьма ограниченные для метаморфических пород региона, необходимы для понимания геодинамической эволюции юго-западной окраины Сибирского кратона. В частности, исследования состава и особенностей развития Енисейского кряжа имеет большое значение для решения широко дискутируемого в современной литературе вопроса о вхождении Сибирского кратона в состав древних суперконтинентов – Нуны и Родинии (Likhanov, Santosh, 2017, 2019).

В данной статье на основе анализа геохимической и геохронологической информации по железисто-глиноземистым метапелитам Северо-Енисейского кряжа предпринята попытка реконструировать состав и основные черты формирования их протолита, в том числе тектонические обстановки, и определить возраст источников сноса вещества.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Енисейский кряж представляет собой древний ороген коллизионно-аккреционного типа, расположенный на западной окраине Сибирского кратона. Он вытянут в субмеридианальном направлении вдоль р. Енисей почти на 700 км при ширине от 50 до 200 км (рис. 16). Геофизические данные свидетельствуют о вертикальном утолщении и транспрессионной обстановке; ширина складчатой области Енисейского кряжа на глубине более 10 км вдвое уменьшается, что придает ему грибовидную форму. Глубина залегания поверхности Мохоровича под Енисейским кряжем, по сравнению с соседними регионами, увеличена от 40 до 50 км (Саль-

ников, 2009). Таким образом, этот ороген обладает структурой с утолщенной корой, сохранившейся в течение длительного геологического времени. Коллизионная модель формирования структуры земной коры в регионе подтверждается данными сейсмического профилирования и обосновывается “скупиванием” пород неопротерозойских формаций (Козлов и др., 2020). В строении Енисейского кряжа выделяются два крупных сегмента – Южно-Енисейский и Северо-Енисейский, разделенные субширотным Нижнеангарским региональным разломом (Ножкин и др., 2016а). К югу от этого разлома выделяются два структурных элемента – палеопротерозойский кратонный Ангаро-Канский блок и неопротерозойский островодужный Предивинский террейн (Ножкин и др., 2016б; Лиханов и др., 2016) (рис. 1а). К северу от Нижнеангарского разлома, в заангарской части, Северо-Енисейский кряж сложен палеопротерозойскими и мезо-неопротерозойскими породами, составляющими Восточный и Центральный кратонные блоки и Исаковский (западный) островодужный террейн (Ножкин и др., 2019). Все тектонические блоки и пластины разделены крупными региональными разломами – системами дизъюнктивов преимущественно северо-западного простирания с субвертикальным падением (Лиханов и др., 2021). Отличительной особенностью приразломных структур Северо-Енисейского кряжа является развитие специфического комплекса тектонитов – бластомилонитов и катаклазитов, прослеживающихся через весь кряж в виде ряда мощных зон субмеридианального простирания (Козлов и др., 2012). Региональные разломы (Приенисейский, Татарско-Ишимбинский и др.) часто сопровождаются оперяющими структурами более высокого порядка, вблизи которых происходит столкновение мелких блоков с образованием надвигов (Егоров, 2004). Последнее вызывает неоднородный по давлению региональный метаморфизм, выраженный сочетанием двух фациальных серий низких и умеренных давлений (Лиханов и др., 2005, 2006а).

Условия и время заложения региональных глубинных разломов в регионе остаются неясными. Однако интерпретация геохронологических данных разновозрастных популяций монацитов в тектонитах, испытавших перекристаллизацию в ходе последовательных деформационных процессов, указывает на неоднократную активизацию Приенисейской региональной сдвиговой зоны в диапазоне 1.54–0.6 млрд лет назад (Лиханов, Reverdatto, 2015). Это также обосновано тектоническим совмещением разновозрастных блоков высоко- и слабометаморфизованных кристаллических пород, характером взаимоотношений разломов с разновозрастными магматическими комплексами и наблюдениями синтетектонической зональности дислокационных процессов.

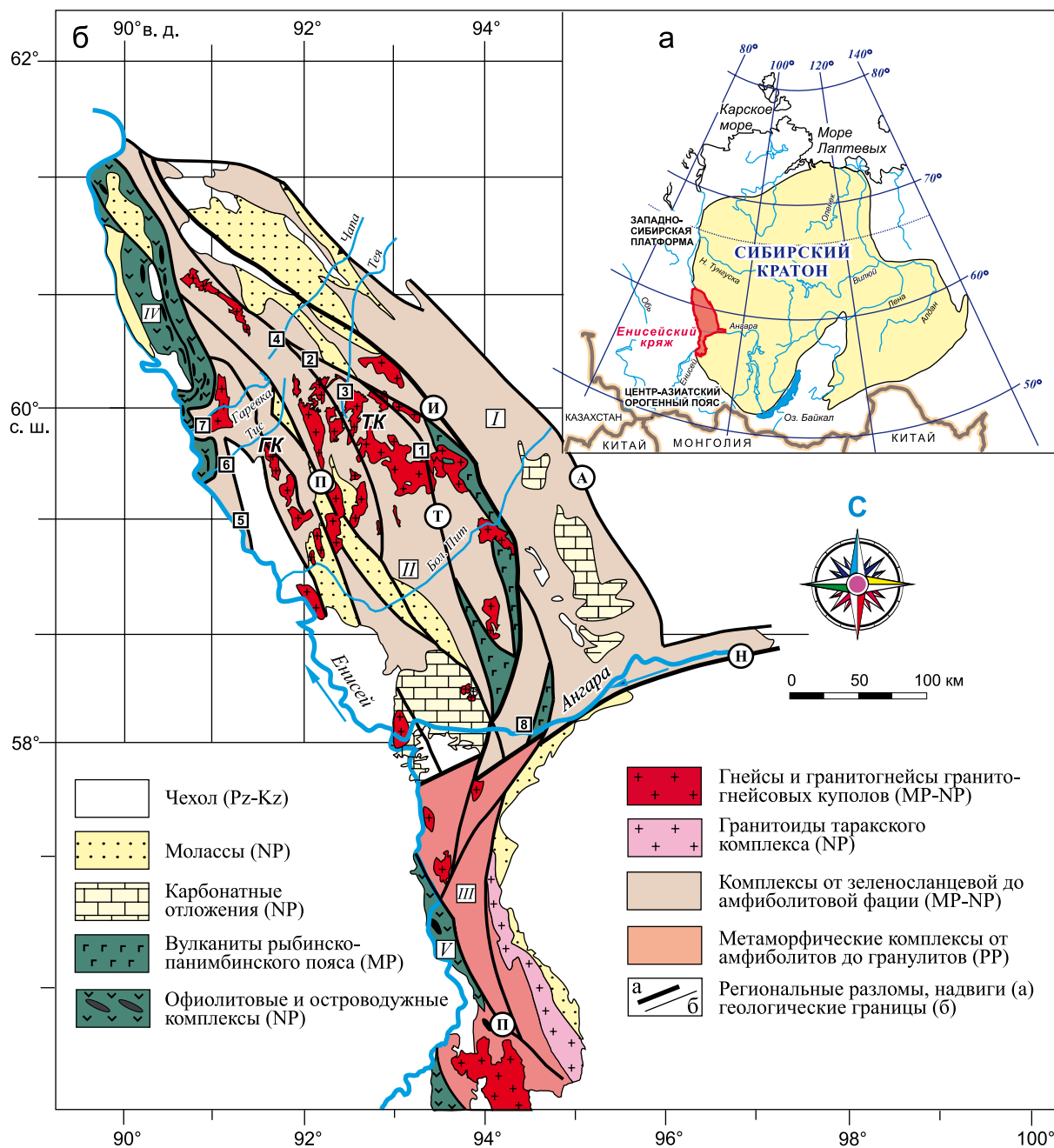


Рис. 1. Схематическая тектоническая карта Енисейского кряжа и местоположение объектов исследования.

а – положение Енисейского кряжа в структуре Сибирского кратона.

б – ГК и ТК – гаревский и тейский метаморфические комплексы (арабские цифры в квадратах). Участки тейского комплекса (ТК): 1 – маяконский, 2 – полканский, 3 – тейский, 4 – чапский; участки гаревского комплекса (ГК): 5 – енисейский, 6 – тисский, 7 – гаревский; 8 – ангарский комплекс. Блоки (римские цифры в квадратах): I – Восточный и II – Центральный блоки Заангарья; III – Исаковский и IV – Предивинские островодужные террейны; V – Ангаро-Канский блок. Региональные разломы (буквы в кружках): И – Ишимбинский, Т – Татарский, П – Приенисейский, А – Анкиновский, Н – Нижнеангарский.

Fig. 1. Geological sketch map of the Yenisey Ridge showing location of the study areas.

а – the inset map shows position of the Yenisey Ridge in Siberian craton.

б – GK and TK are the Garevka and Teya respectively metamorphic complexes (arabic numbers in squares). Teya complex (TK): 1 – Mayakon, 2 – Polkan, 3 – Teya, 4 – Chapa; Garevka complex (GK): 5 – Yenisey, 6 – Tis, 7 – Garevka; 8 – Angara complex. Locations of the five tectonic blocks discussed in the text (roman numerals in squares): I – East (platform) and II – Central blocks of the Transangarian segment; III – Isakovka and IV – Predivinsk island-arc blocks; V – South-Yenisey (Angara-Kan) block. Regional faults (letter in circles): И – Ishimbai, Т – Tatarka, П – Cis-Yenisei, А – Ankinov, Н – Lower Angara.

Детальный обзор геохронологии, тектонической позиции и геодинамической природы комплексов, участвующих в строении региона, приведены в работах (Лиханов и др., 2018, 2021; Козлов и др., 2020). Там же представлена хронологическая последовательность крупных этапов и событий в геологической истории Енисейского кряжа, сформировавших его тектонический облик.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

В качестве объектов исследования выбраны четыре участка в пределах тейского комплекса (маяконский, полканский, чапский и тейский), три участка в пределах гаревского комплекса (тисский, енисейский и гаревский) и ангарский участок в составе приангарского комплекса Северо-Енисейского кряжа (см. рис. 1). Первые и вторые площади приурочены к линейным зонам смятия вдоль Татарско-Ишимбинской и Приенисейской систем разломов соответственно. Выходы пород приангарского комплекса локализованы в тектонических зонах, трасирующих Татарско-Ишимбинскую и Нижнеангарскую системы разломов. Эти зоны представляет собой систему сближенных субпараллельных разломов сдвиговой, взбросовой и надвиговой кинематики, концентрирующих деформации сдвига, а также их комбинаций с проявлениями приразломного катаклаза, меланжирования и динамометаморфизма породных массивов (Козлов и др., 2020). Их протяженность определяется сотнями километров при ширине зоны стресс-метаморфизма от сотен метров до первых десятков километров. Как правило, эти линеаментные зоны играют роль швов, разделяющих тектонические блоки региона и являющихся областями их активного взаимодействия.

В разрезе складчатых структур Центрального блока гаревский комплекс – наиболее древний, в его составе выделены немтихинская и малогаревская метаморфические толщи (Попов и др., 2010). Гаревский комплекс в западной части Центрального блока надстраивается тейским комплексом, в результате чего малогаревская толща перекрывается нижнепротерозойскими отложениями свиты хребта Карпинского тейской серии. В геологическом строении приангарского комплекса принимают участие осадочно-метаморфические толщи сухопитской серии мезопротерозоя и залегающие на них с несогласием верхнерифейские отложения широкинской серии (Лиханов и др., 2016). В тектоническом отношении район развития тейского комплекса располагается главным образом в пределах осевой части Центрального блока, складчатая структура которого осложнена серией дизъюнктивов северо-западного простирания, которые относятся к Татарскому глубинному разлому,

а также рядом второстепенных надвигов преимущественно субмеридианального направления. Гаревский комплекс располагается в пределах Приенисейской региональной сдвиговой зоны, разделяющей Центральный кратонный блок и Исаковский островодужный террейн (Likhanov et al., 2018). Приангарский комплекс расположен в области сочленения комплексов Заангарья и Ангаро-Канского выступа Енисейского кряжа (междуречье Ангары, Енисея, Тасеевой и Бол. Сполошной).

Важнейшей особенностью изученных метаморфических комплексов является неоднородность метаморфизма по режиму давления, выраженная в региональном метаморфизме двух фациальных серий: *And-Sil* (низких давлений) и *Ky-Sil* (умеренных давлений). Наиболее характерным примером совмещенной зональности двух фациальных серий является тейский участок (рис. 2), расположенный в среднем течении р. Теи в междуречье Курепы и Уволги (Лиханов и др., 2012).

В геологическом строении этого района принимают участие протерозойские регионально-метаморфические образования тейской и сухопитской серий. В ядре Тейской антиклинали, запрокинутой на юго-запад под углом 50–65°, обнажены наиболее древние метаморфизованные метакarbonатно-терригенные породы тейской серии нижнего протерозоя, прорванные гранитоидами Каламинского массива. Крылья антиклинали сложены менее метаморфизованными породами кординской и горбилокской свит сухопитской серии нижнего–среднего рифея. В строении региона с юго-запада на северо-восток выделяются четыре зоны регионального метаморфизма со следующей последовательностью предельных минеральных ассоциаций: 1) $Bt + Ms + Chl + Qz + Pl$ (*Bt* зона); 2) $Grt + Bt + Ms + Chl + Qz + Pl$ (*Grt* зона); 3) $St + Grt + Bt + Ms + Chl + Qz + Pl + Crd \pm And$ (*St-And* зона) и 4) $Sil + St + Grt + Bt + Ms + Qz + Pl \pm And \pm Crd$ (*Sil* зона) (см. рис. 2). Здесь и далее в тексте символы минералов приведены по (Whitney, Evans, 2010). В пределах *St-And* зоны в малоглиноземистых недосыщенных K_2O метатерригенных породах рязановской свиты иногда устойчивы жедрит и куммингтонит в ассоциации с гранатом и кордиеритом. В целом в изученном районе региональный метаморфизм характеризуется симметричной зональностью в структуре Тейской антиклинали и отличается ростом степени метаморфизма по направлению к ядру антиклинали. По характеру метаморфической зональности прогрессивный метаморфизм изученных пород относится к сравнительно малоглубинному *LP/HT* андалузит-силлиманитовому типу (бьюкенский тип зональности), промежуточному между пиренейским и мичиганским типами зональности по классификации А. Хитанен (Hietanen, 1967). Его *P-T* условия соответствуют переходу от фации зеленых сланцев до

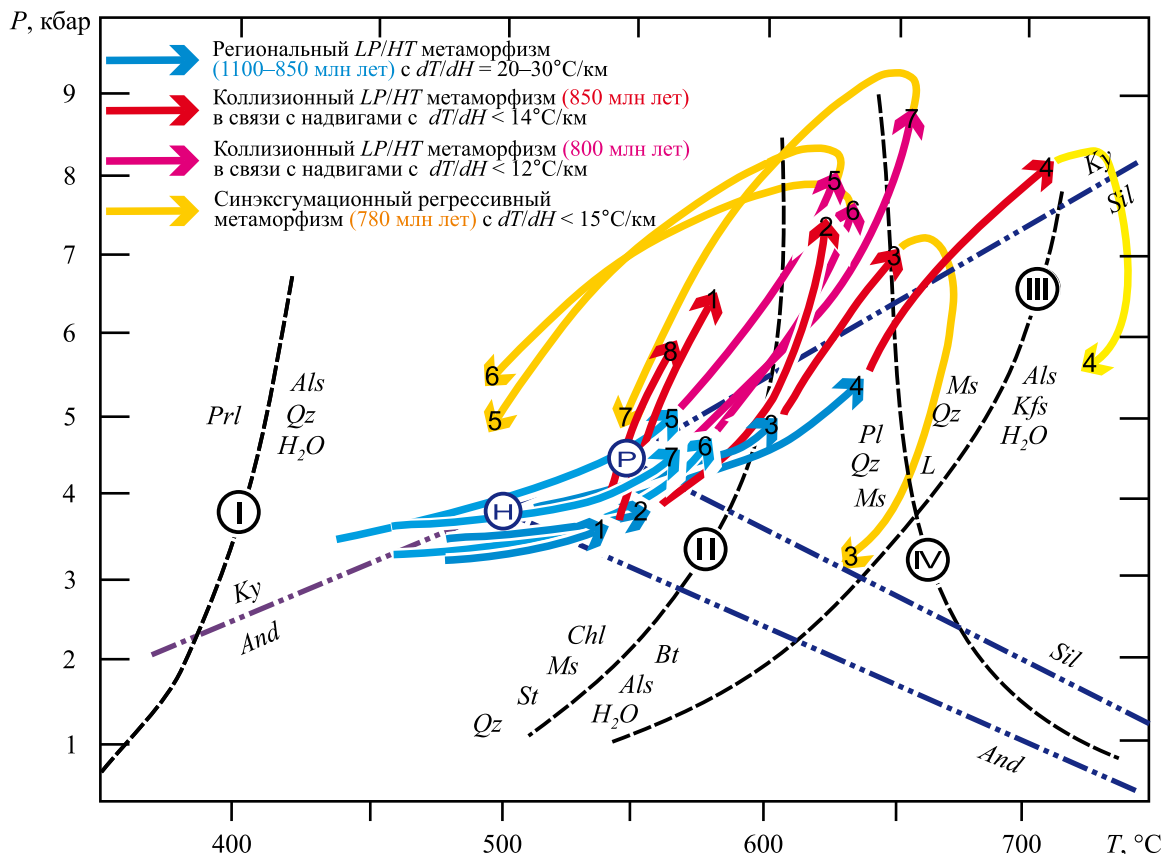


Рис. 2. *P-T* диаграмма с обобщенными *P-T* трендами метаморфизма для высокоглиноземистых метапелитов Тейского, Гаревского и Ангарского комплексов Северо-Енисейского кряжа.

Арабские цифры на сегментах *P-T* траекторий соответствуют изученным регионам Енисейского кряжа: тейский комплекс (ТК): 1 – маяконский, 2 – полканский, 3 – тейский, 4 – чапский; гаревский комплекс (ГК): 5 – енисейский, 6 – тисский и 7 – гаревский участки; 8 – ангарский комплекс (АК). Пунктирными линиями с римскими цифрами приведены известные минеральные равновесия для метапелитовой системы: I – (Haas, Holdaway, 1973), II – (Pattison, 2001), III – (Chatterjee, Johannes, 1974), IV – (Le Breton, Thompson, 1988). Координаты тройной точки и линии моновариантных равновесий полиморфов Al_2SiO_5 приведены по (Pattison, 1992) (P) и (Holdaway, 1971) (H). Символы минералов приведены по (Whitney, Evans, 2010). Номера объектов исследования показаны в соответствии с рис. 1.

Fig. 2. *P-T* diagram showing the generalized *P-T* path calculations for highly aluminous metapelites in the Teya, Garevka and Angara complexes of the North Yenisey Ridge.

Arabic numerals on the segments of the *P-T* paths correspond to the studied regions of the Yenisey Ridge: Teya complex (TC): 1 – Mayakon, 2 – Polkan, 3 – Teya, 4 – Chapa; Garevka complex (GC): 5 – Yenisei, 6 – Tis and 7 – Garevka sites; 8 – Angara complex (AK). Dotted lines with Roman numerals show well-known mineral equilibria for the metapelitic system: curve I (Haas, Holdaway, 1973), curve II (Pattison et al., 2002), curve III (Chatterjee, Johannes, 1974), curve IV (Le Breton, Thompson, 1988). The coordinates of the aluminum silicate triple point and univariant equilibrium curves of Al_2SiO_5 polymorphs are after Pattison (1992) (P) and Holdaway (1971) (H). Mineral symbols are given according to (Whitney, Evans, 2010). The numbers of the objects of study are shown in accordance with Fig. 1.

границы между эпидот-амфиболитовой и амфиболитовыми фациями. С приближением к надвигу породы *St-And* и *Sil* зон испытывают наложенный метаморфизм. Этот переход фиксируется по появлению в регионально-метаморфических породах кианита и фибролита – волокнистой игольчатой разновидности силлиманита (изограда кианита) с развитием предельной ассоциации $Ky + St + Grt + Ms + Bt + Qz + Pl + Sil + Fi$ с реликтами *And*. Временные соотношения между появлением кианита и

фибролита не установлены. Область распространения пород кианит-ставролитовой субфации фации кианитовых сланцев ограничена разломом северо-западного простирания и не превышает в ширину 4–5 км, что наряду с секущим характером новых изоград свидетельствует о локальном характере наложенного метаморфизма. Появление *Ky* и развитие новых деформационных структур свидетельствуют о том, что наложенный метаморфизм проходил в обстановке повышенного давления и мо-

жет быть отнесен к *Ky-Sil* типу (барровианский тип зональности). Региональный метаморфизм *And-Sil* типа осуществлялся в широком диапазоне пиковых температур от 510°C в биотитовой зоне до 640°C в силлиманитовой зоне при изменении давления от 3.9 до 5.1 кбар, что свидетельствует о метаморфическом градиенте $dT/dH = 25\text{--}35^\circ\text{C}/\text{км}$. Наложенный метаморфизм умеренных давлений *Ky-Sil* типа происходил при постепенном повышении давления от 5.65 до 7.15 кбар и незначительном повышении максимальной температуры (от 660 до 700°C) по мере приближения к надвигу, что указывает на весьма низкое значение $dT/dH \leq 10\text{--}12^\circ\text{C}/\text{км}$ (Лиханов и др., 2011).

Относительно местоположения тейского участка, полканский и чапский участки располагаются северо-западнее в 40 и 70 км соответственно; маяконский участок находится в 80 км на юго-восток, а тисский участок – в 100 км на юго-запад (см. рис. 1).

Тисский участок, расположенный в нижнем течении р. Тис, является типичным для Гаревского комплекса, включающего в себя также енисейский и гаревский участки (см. рис. 1). В районе исследования его породы представлены интенсивно деформированными и мигматизированными гнейсами и кристаллическими сланцами с предельной ассоциацией $Grt + Bt + Ms + Pl + Qz \pm St \pm Ilm \pm Ky \pm Sil \pm \pm And \pm Ep$ состава, пронизанными крутопадающими рассланцеванными дайками гранитов и габброидов (Лиханов и др., 2013). Отличительной особенностью изученных метапелитов является развитие специфических порфиробласт граната с тремя контрастными зонами. Ядра сложены гранатом округлой или эллипсоидной формы с хаотически ориентированными включениями минералов основной массы. Их обрамляет средняя зона деформированного граната с обилием черных микровключений ильменита и графита. Внешняя оболочка сложена идиоморфным гранатом. Наряду с обильными включениями минералов основной массы практически во всех зонах гранатов присутствует монацит, а ксенотим и эпидот встречаются только во внутренней зоне (Likhanov, 2019).

Для всех изученных участков с ассоциацией “тройной точки” наблюдается похожая закономерность в изменении набора минеральных ассоциаций в аналогичных по температуре метаморфических зонах, но с различным соотношением реликтовых и новообразованных минералов и степенью деформации пород. Некоторые минералогические отличия обусловлены отсутствием кордиерита (чапский, тисский и полканский участки) и развитием хлоритоида (полканский и маяконский участки) на самых низких ступенях метаморфизма. Появление редких парагенезисов ($Cld + Bt$ и $Cld + Bt + And$) и изменение характера зональности в метапелитах *And-Sil* типа полканского и маяконского участков

могут быть связаны с большей устойчивостью Mn-граната на средних ступенях метаморфизма (Likhanov, 1988).

В геологическом строении приангарского региона принимают участие осадочно-метаморфические толщи сухопитской серии мезопротерозоя и залегающие на них с несогласием верхнерифейские отложения широкинской серии (Ножкин и др., 2021). Из пород сухопитской серии в районе исследования наиболее широко распространены отложения удерейской свиты (р. Тасеева), представленные глинистыми сланцами с прослоями алевролитов, песчаников, линз известняков и кварцитов. В составе широкинской серии выделяется две свиты – горевская и сухохребтинская. Горевская свита образована известняками, глинистыми углеродистыми и доломитистыми их разновидностями. Перекрывающая ее сухохребтинская свита сложена кварцитовидными олигомиктовыми песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, лавами и туфами базальтов. Отложения широкинской серии коррелируют с чингасанской серией верхнерифейского возраста (≈ 750 млн лет) (Ножкин и др., 2021).

В метапелитах выделены биотитовая, гранатовая, ставролитовая, андалузитовая и силлиманитовая зоны регионального метаморфизма. По характеру зональности прогрессивный метаморфизм изученных пород относится к андалузит-силлиманитовому типу низких давлений/высоких температур. Локально в приразломных полях Татарско-Ишимбинской сдвиговой зоны эти породы подверглись наложенному метаморфизму с формированием бластомилонитов. На лево- и правобережье р. Ангары проявлены две зоны деформаций (мощность около 1.5–2.0 км) субмеридианального простирания, в которых зафиксированы изограды появления хлоритоида и кианита, что соответствует условиям фации кианитовых сланцев. Основными минералами бластомилонитов являются гранат, ставролит, биотит, кианит, мусковит, кварц и плагиоклаз; акцессорные минералы – монацит, апатит, ильменит и рутил.

P-T ПАРАМЕТРЫ И *P-T-t* ЭВОЛЮЦИЯ МЕТАПЕЛИТОВ

По результатам геолого-структурных, минералого-петрологических и изотопно-геохронологических исследований метаморфических комплексов Северо-Енисейского кряжа были выделены несколько этапов в их развитии, различающиеся термодинамическими режимами и величинами метаморфических градиентов (см. рис. 2). Во всех изученных случаях неопротерозойский *Ky-Sil* метаморфизм умеренных давлений накладывался на регионально-метаморфические андалузитсодержащие породы низких давлений (Лиханов и др., 2011). Зональные метаморфические комплексы низких

давлений *LP/HT* ($P = 3.9\text{--}5.1$ кбар, $T = 510\text{--}640^\circ\text{C}$) андалузит-силлиманитового типа сформировались при типичном для орогенеза метаморфическом градиенте $dT/dH = 20\text{--}30^\circ\text{C}/\text{км}$. В последовательности пород *Ky-Sil* метаморфизма тейского комплекса наиболее высокобарические и высокотемпературные метапелиты чапского ($P = 5.8\text{--}8.4$ кбар, $T = 630\text{--}710^\circ\text{C}$, $dT/dH = 12\text{--}14^\circ\text{C}/\text{км}$), тейского ($P = 5.65\text{--}7.15$ кбар, $T = 650\text{--}700^\circ\text{C}$, $dT/dH = 10\text{--}12^\circ\text{C}/\text{км}$) и полканского ($P = 5.0\text{--}7.3$ кбар, $T = 575\text{--}645^\circ\text{C}$, $dT/dH = 8\text{--}10^\circ\text{C}/\text{км}$) участков встречаются на севере региона и приурочены к более древним нижнепротерозойским толщам тейской серии. По сравнению с ними метапелиты маяконского участка, залегающие южнее среди более молодых среднерифейских пород кординской свиты, отличаются несколько пониженными значениями *P-T* параметров и метаморфического градиента ($P = 4.5\text{--}6.7$ кбар, $T = 560\text{--}600^\circ\text{C}$, $dT/dH = 6\text{--}7^\circ\text{C}/\text{км}$) (см. рис. 2). Метапелиты тисского участка гаревского комплекса занимают промежуточное положение ($P = 4.8\text{--}7.4$ кбар, $T = 580\text{--}640^\circ\text{C}$, $dT/dH = 8\text{--}10^\circ\text{C}/\text{км}$). Максимальные значения *P-T-t* параметров свойственны метапелитам чапского участка, характеризующимся повсеместным присутствием силлиманита практически во всех метаморфических зонах. В других проявлениях метаморфизма *Ky-Sil* типа силлиманит встречается реже. Фибролит, как правило, появляется локально вблизи гранитов (маяконский и тейский участок), что может свидетельствовать о его контактово-метаморфическом происхождении при внедрении магматических расплавов.

Метаморфизм пород ангарского участка отвечал условиям эпидот-амфиболитовой фации и параметрам ее перехода к амфиболитовой фации. Данные оценки приближаются к *P-T* условиям кианит-силлиманитового метаморфизма тейского комплекса вблизи Татарско-Ишимбинского разлома. Об этом свидетельствуют вычисленные *P-T* тренды эволюции метапелитов с повышением давления при приближении к надвигу от 4.1 до 5.6 кбар при слабом повышении температуры от 530 до 560°C, что указывает на почти изотермическое погружение пород с низким метаморфическим градиентом dT/dH не более 12°C/км (Likhanov, Reverdatto, 2011).

Полицикличность проявлений метаморфизма разных типов в Заангарье Енисейского кряжа, различающихся термодинамическими режимами и величинами метаморфических градиентов, подтверждается *in-situ* U-Pb SHRIMP-II и $^{40}\text{Ar}\text{--}^{39}\text{Ar}$ датировками (см. рис. 2). На первом этапе сформировались высокоградиентные зональные комплексы низких давлений *And-Sil* типа с гренвилевским возрастом $\approx 1050\text{--}950$ млн лет при обычном для орогенеза метаморфическом градиенте $dT/dH = 25\text{--}35^\circ\text{C}/\text{км}$ (Лиханов и др., 2012). На втором этапе эти породы подверглись неопротерозойскому (с двумя

пиками – 854–862 и 798–802 млн лет) (Лиханов и др., 2011) коллизионному метаморфизму умеренных давлений *Ky-Sil* типа с локальным повышением давления вблизи надвигов, в результате чего происходило прогрессивное замещение $And \rightarrow Ky \pm Sil$ и образование новых минеральных ассоциаций и деформационных структур. Формирование более древних метаморфических комплексов *Ky-Sil* типа (маяконский, тейский, чапский и приангарский участки) имело место в результате надвига на Енисейский кряж блоков пород со стороны Сибирского кратона на рубеже ≈ 850 млн лет, что подтверждается геофизическими данными. Поздний повторный коллизионный метаморфизм с возрастом ≈ 800 млн лет обусловлен встречными движениями мелких блоков восточного направления в зоне опережающих разломов более высокого порядка (гаревский, енисейский и тисский участки) в результате аккреционно-коллизионных событий вальгальской складчатости. Заключительный этап сопровождался синэксгумационным динамометаморфизмом (785–776 млн лет) с $dT/dH \leq 15^\circ\text{C}/\text{км}$, отражающим тектонические обстановки быстрого подъема блоков пород в сдвиговых зонах и зонах растяжения коры (Лиханов и др., 2013).

Вблизи гранитоидных плутонов в гигабиссальных условиях (тейский и маяконский участки) локально проявлен наложенный термальней метаморфизм позднерифейского возраста в условиях высокого метаморфического градиента с $dT/dH > 100^\circ\text{C}/\text{км}$ (Лиханов, 2020). Привнос дополнительного тепла со стороны Каламинского и Чиримбинского интрузивных массивов мог служить причиной появления *Fi \pm Sil* ассоциации в метапелитах умеренных давлений, изначально не отвечающих *P-T* области стабильности фибролита и силлиманита.

На заключительном этапе эволюции региона происходило постепенное существенное уменьшение общего давления метаморфизма почти на 3–5 кбар при незначительном уменьшении температуры (не более 120°C), что согласуется с постепенным снижением концентрации гроссулярового компонента и одновременным увеличением содержания алмандинового минала. Это, вероятно, свидетельствует о режиме декомпрессионного остывания пород при низком метаморфическом градиенте с $dT/dH \leq 15^\circ\text{C}/\text{км}$ и может быть объяснено быстрой эксгумацией высокометаморфизованных блоков пород одновременно с регрессивным низкотемпературным метаморфизмом (Reverdatto et al., 2019).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И АНАЛИТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕДУРЫ

Содержания главных элементов в породах получены рентгенофлуоресцентным методом в ИГМ

СО РАН на рентгеноспектральном анализаторе VRA-20R фирмы "Carl Zeiss Jena". П.п.п. определены обычным методом по потере массы при температуре 1000°C. Аналитические ошибки для компонентов не превышают 5 отн. %.

Концентрации редких и редкоземельных элементов установлены методом ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT (Finigan Mat) с ультразвуковым распылителем U-5000AT+. Работы выполнены в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Измельченные пробы пород массой около 100 мг разлагали сплавлением с метабора́том лития при температуре 1000°C с последующим растворением в 5%-й азотной кислоте с коэффициентом разбавления исходной пробы, равным 6250. В качестве внутреннего стандарта использовался индий (¹¹⁵In), который добавлялся в разбавленный раствор. Внешний стандарт и "холостой" раствор измерялись последовательно через каждые 5 аналитических процедур в целях учета флуктуационных изменений характеристик прибора и контроля очистки системы ввода раствора в прибор. В качестве внешнего стандарта использовались стандарты BCR-1 и JB-3 (Геологическая служба США и Японии). Пределы обнаружения редкоземельных и высокозарядных элементов от 0.005 до 0.1 мкг/г. Точность анализа составляла в среднем 2–7 отн. %. Результаты см. в табл. 1 и 2.

Химический состав минеральных фаз пород изучен с использованием рентгеноспектрального микроанализатора Jeol JXA-8100 в ИГМ СО РАН и приведен в работах (Лиханов и др., 2011; Козлов и др., 2012; Лиханов, Ревердатто, 2016). Присутствие графита в метапелитах и практически чистого ильменита в каждой породе означает, что окислительный потенциал был достаточно низок и содержание Fe³⁺ в железосодержащих силикатах было незначительно (Likhonov et al., 1994). В соответствии с этим уточнением вычислялась минеральная стехиометрия.

Петрохимические данные в сочетании с особенностями распределения микроэлементов в породах позволяют определить состав и природу протолитов и провести реконструкции обстановок их формирования. Для этих целей была использована система петрохимических модулей и генетических диаграмм (Неслов, 1980; Предовский, 1980; Юдович, Кетрис, 2000), а также известные петрохимические отношения – индекс химического изменения CIA = $[\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})] \times 100$ (Nesbitt, Young, 1982), химический индекс выветривания CIW = $[\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})] \times 100$ (Harnois, 1988), индекс зрелости осадков IVC = $[(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2) / \text{Al}_2\text{O}_3]$ (Cox et al., 1995) и индекс степени преобразования плагиоклазов PIA = $[(\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O}) / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} +$

$+ \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O})] \times 100$ (Fedo et al., 1995) (см. табл. 1, 2). В отношении PЗЭ и редких элементов наиболее информативными для этих целей являлись: сумма PЗЭ; отношение суммы легких редких земель к тяжелым (LPЗЭ/TPЗЭ), что трактуется как индикатор палеоклимата (Балашов, 1976); отношение $\text{Eu}/\text{Eu}^* = \text{Eu}_n / (\text{Sm}_n + \text{Gd}_n)0.5$ и $\text{Ce}/\text{Ce}^* = \text{Ce}_n / (\text{Ln}_n + \text{Pr}_n)0.5$ – индикатор седиментационных обстановок (Murray et al., 1990); отношение $(\text{La}/\text{Yb})_n$ – наклон спектра распределения содержаний PЗЭ, и $(\text{Gd}/\text{Yb})_n$ – индикатор степени деплетированности тяжелых PЗЭ; последние контролируются преимущественно составом пород источников сноса и локальной тектоникой (Condie, 1993); а также ряд их индикаторных отношений (La/Sc , Th/Sc , La/Th , Co/Th , Th/U) (табл. 3, 4). Определение геодинамических обстановок формирования протолита осуществлено с помощью известных дискриминационных диаграмм: $\text{Eu}/\text{Eu}^* - (\text{Gd}/\text{Yb})_n$ (Taylor, McLennan, 1995) и $\text{La} - \text{Th}$ (McLennan, 1989). Полученные результаты сопоставлялись с имеющимися литературными данными по литолого-фациальному анализу и современными геодинамическими реконструкциями эволюции геологических комплексов Енисейского кряжа в докембрии.

Выделение цирконов для U-Pb изотопных исследований проведено по стандартной методике, основанной на сочетании магнитной сепарации, разделения в тяжелых жидкостях и ручном отборе зерен под бинокулярным микроскопом. Изучение морфологии и внутреннего строения кристаллов цирконов осуществлялось в проходящем и отраженном свете, а также по катодолюминесцентным изображениям.

U-Pb изотопное датирование цирконов осуществлено на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) по стандартной методике с использованием эталонных цирконов "91500" и "Темора" (Williams, 1998; Larionov et al., 2004). Для выбора участков (точек) датирования использовались оптические и катодолюминесцентные изображения (КЛ), отражающие внутреннюю структуру и зональность цирконов. Интенсивность первичного пучка молекулярного кислорода составляла 4 нА, диаметр пятна (кратера) – 25 мкм. Обработка полученных данных выполнена с использованием программы SQUID (Ludwig, 2000). Изотопные U-Pb отношения нормализовались по значению 0.0668, соответствующему стандарту циркона TEMORA с возрастом 416.75 млн лет. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне 1σ, погрешности вычисленных значений конкордантных возрастов и пересечений с конкордией – на уровне 2σ. Построение графиков с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT (Ludwig, 1999).

Таблица 1. Химический состав (мас. %) и основные петрохимические модули и индексы представительных проб метапелитов Тейского комплекса (свита хребта Карпинского)

Table 1. Whole-rock major element data (wt %), petrochemical modules, and indexes of representative rock samples of the Teya Complex (Karpinsky Range Formation)

Оксиды и модули	Метапелиты									
	регионального метаморфизма		коллизийного метаморфизма							
	Номера образцов									
	266	264	244	269	271	250	252	274	280	284
SiO ₂	58.73	58.62	58.75	59.14	59.19	59.63	59.84	60.51	61.12	60.53
TiO ₂	2.31	1.27	0.99	1.17	1.08	1.58	1.14	0.98	0.99	1.01
Al ₂ O ₃	21.43	21.76	21.42	21.77	21.49	21.64	22.02	22.32	21.69	21.82
Fe ₂ O ₃	7.21	7.37	7.74	7.62	8.45	7.84	8.14	7.88	8.62	8.77
MnO	0.14	0.14	0.15	0.16	0.15	0.16	0.17	0.14	0.15	0.17
MgO	1.62	1.71	1.07	1.02	1.13	1.45	1.72	1.35	1.79	1.89
CaO	0.47	0.49	0.46	0.54	0.62	0.73	0.77	0.79	0.94	0.95
Na ₂ O	0.33	0.41	0.49	0.52	0.39	0.31	0.29	0.25	0.37	0.28
K ₂ O	3.39	3.27	3.56	2.99	2.79	2.84	2.74	2.98	2.58	2.82
P ₂ O ₅	0.14	0.12	0.11	0.10	0.18	0.15	0.12	0.09	0.12	0.17
П.п.п.	4.23	4.54	5.16	4.77	4.53	3.77	3.05	2.51	1.72	1.59
Сумма	100.0	99.7	99.9	99.8	100.0	100.1	100.0	99.9	100.1	100.0
ГМ	0.53	0.52	0.51	0.52	0.52	0.52	0.52	0.52	0.51	0.52
АМ	0.36	0.37	0.36	0.37	0.36	0.36	0.37	0.37	0.35	0.36
ФМ	0.15	0.15	0.15	0.15	0.16	0.16	0.16	0.15	0.17	0.18
ТМ	0.108	0.058	0.046	0.054	0.050	0.073	0.052	0.044	0.046	0.046
КМ	0.16	0.15	0.17	0.14	0.13	0.13	0.12	0.13	0.12	0.13
ЩМ	0.10	0.13	0.14	0.17	0.14	0.11	0.11	0.08	0.14	0.10
НКМ	0.17	0.17	0.19	0.16	0.15	0.15	0.14	0.14	0.14	0.14
ЖМ	0.31	0.33	0.35	0.34	0.38	0.34	0.36	0.34	0.39	0.39
СІА	83.65	83.92	82.61	84.31	84.97	84.80	85.28	84.74	84.79	84.34
СІW	96.40	96.03	95.75	95.36	95.51	95.41	95.41	95.55	94.30	94.66
ІVС	0.72	0.67	0.67	0.64	0.67	0.68	0.67	0.64	0.70	0.72

Таблица 2. Химический состав (мас. %) и основные петрохимические модули и индексы представительных проб метапелитов Ангарского комплекса

Table 2. Whole-rock major element data (wt %), petrochemical modules, and indexes of representative rock samples of the Angara Complex

Оксиды и модули	р. Ангара					р. Тасеева		
	Номера образцов							
	540	549	553	3473	3471	1225	1223	662
SiO ₂	63.68	59.69	60.38	59.72	63.39	50.98	57.91	53.65
TiO ₂	0.85	0.96	0.75	1.01	1.06	1.58	1.33	0.96
Al ₂ O ₃	18.32	20.38	19.69	18.81	18.45	27.95	22.39	23.69
Fe ₂ O ₃	8.63	9.87	9.96	10.54	7.76	13.47	13.06	18.03
MnO	0.07	0.04	0.05	0.10	0.07	0.17	0.07	0.15
MgO	1.80	2.49	2.04	2.38	1.64	1.86	1.87	1.90
CaO	0.19	0.28	0.32	1.19	0.96	0.68	1.01	0.50
Na ₂ O	0.30	0.49	0.47	1.33	0.94	0.62	0.63	0.85
K ₂ O	2.89	3.02	2.51	2.99	3.63	1.89	1.85	1.43
P ₂ O ₅	0.11	0.14	0.08	0.10	0.07	0.29	0.12	0.22
П.п.п.	3.10	2.97	3.28	2.43	2.27	0.79	0.56	0.80
Сумма	100.1	100.4	99.91	100.7	100.4	100.3	100.1	100.3
ГМ	0.44	0.52	0.50	0.51	0.43	0.84	0.64	0.80
АМ	0.29	0.34	0.33	0.31	0.29	0.55	0.39	0.44
ФМ	0.16	0.21	0.20	0.22	0.15	0.30	0.26	0.37
ТМ	0.05	0.05	0.04	0.05	0.06	0.06	0.06	0.04
КМ	0.16	0.15	0.13	0.16	0.20	0.07	0.08	0.06
НКМ	0.17	0.17	0.15	0.23	0.25	0.09	0.11	0.10
СІW	97.4	96.5	96.1	88.2	90.7	95.6	93.2	94.6
ІVС	0.80	0.84	0.81	1.03	0.87	0.72	0.88	1.00
PIA	96.9	95.9	95.6	86.3	88.6	95.3	92.6	94.3

Таблица 3. Содержание редкоземельных и редких элементов (г/т) и их индикаторные отношения в метапелитах Тейского комплекса (свита хребта Карпинского)**Table 3.** Trace and REE contents (ppm) and their elemental ratios for metapelites of the Teya Complex (Karpinsky Range Formation)

Элементы и отношения	Метапелиты									
	регионального метаморфизма	коллизийного метаморфизма								
		Номера образцов								
	266	264	244	269	271	250	252	274	280	284
Sc	24	31	19	26	24	19.5	20	19	21	27
Co	5.5	7.5	8.7	7.3	8.8	6.5	4.1	12	18	22
Ni	18.4	7.1	21	18.0	27	13.8	14	24	20	24
Rb	123	106	103	180	137	92	134	112	122	89
Sr	89	158	94	68	78	81	82	60	74	52
Y	34	40	30	31	37	32	36	41	29	31
Zr	179	238	224	237	229	210	208	248	242	219
Nb	12.3	16	15.9	17.3	16.1	15.7	15.6	17.8	16.7	15.2
Ba	400	445	378	476	422	322	334	570	537	398
Cs	5.1	5.8	4.9	4.7	5.9	6.1	5.2	5.7	4.8	5.3
La	98	94	74	58	66	53	39	44	37	26
Ce	157	169	144	105	84	94	71	53	58	43
Pr	16.4	19.4	10.3	12.0	11.2	9.8	8.0	7.6	6.6	4.6
Nd	51	64	38	40	37	30	26	23	23	17
Sm	9.4	10.0	5.9	6.2	5.2	4.5	4.0	4.3	3.9	3.3
Eu	1.30	1.63	0.99	1.01	0.61	0.75	0.82	0.74	0.71	0.68
Gd	6.2	7.3	3.9	4.7	4.4	3.9	3.8	3.2	3.4	3.7
Tb	1.07	1.20	0.79	0.86	0.67	0.66	0.73	0.69	0.59	0.47
Dy	7.1	6.8	4.8	5.1	4.7	4.6	5.0	3.9	2.9	3.3
Ho	1.09	1.43	1.19	1.08	0.99	1.15	1.23	0.88	0.75	0.66
Er	4.9	4.6	3.1	3.2	2.7	4.0	4.4	2.8	2.3	2.2
Tm	0.80	0.72	0.62	0.52	0.64	0.67	0.73	0.65	0.53	0.45
Yb	4.4	4.9	3.9	3.2	3.7	3.7	3.8	3.1	2.8	2.1
Lu	0.71	0.72	0.55	0.47	0.61	0.57	0.53	0.41	0.32	0.33
Hf	4.5	5.8	5.8	5.9	5.4	5.3	5.4	6.5	5.7	4.9
Ta	1.10	1.24	1.21	1.23	0.98	1.10	1.17	1.37	1.26	1.17
Th	32	29	21	22	24	18	16	24	22	19
U	2.5	3.2	2.8	2.7	2.1	2.2	1.8	2.2	2.3	2.4
(La/Yb) _n	15.02	12.93	12.79	12.22	12.03	9.66	6.92	9.57	8.91	8.35
(Gd/Yb) _n	1.14	1.20	0.81	1.19	0.96	0.85	0.81	0.83	0.98	1.42
Eu/Eu*	0.49	0.56	0.59	0.55	0.38	0.54	0.63	0.59	0.58	0.59
Ce/Ce*	0.86	0.90	1.10	0.91	0.68	0.93	0.92	0.64	0.83	0.88
ЛРЗЭ/ТРЗЭ	4.44	4.49	4.47	4.00	3.85	3.27	2.43	2.94	3.17	2.49
Σ РЗЭ	359.4	385.7	241.3	292	222.4	211.3	169	148.3	142.8	107.8
La/Sc	4.083	3.032	3.053	2.846	2.75	2.718	1.95	2.316	1.762	0.963
Th/Sc	1.333	0.935	1.105	0.846	1.000	0.903	0.82	1.242	1.029	0.689
La/Th	3.063	3.241	2.762	3.364	2.75	3.011	2.378	1.864	1.713	1.398
Co/Th	0.172	0.259	0.414	0.332	0.367	0.369	0.25	0.508	0.833	1.183

Примечание. Eu* = Eu_n/(Sm_n + Gd_n)0.5; f = (FeO + 0.9 × Fe₂O₃)/(FeO + 0.9 × Fe₂O₃ + MgO).Note. Eu* = Eu_n/(Sm_n + Gd_n)0.5; f = (FeO + 0.9 × Fe₂O₃)/(FeO + 0.9 × Fe₂O₃ + MgO).

Таблица 4. Содержание редких элементов (г/т) и их индикаторные отношения в метапелитах Ангарского комплекса
Table 4. Trace and REE contents (ppm) and their elemental ratios for metapelites of the Angara Complex

Элементы и отношения	р. Ангара					р. Тасеева		
	Номера проб					1225	1223	662
	540	549	553	3473	3471			
Rb	143	103	121	120	138	72	96	54
Sr	90	119	120	94	55	46	76	8.1
Y	38	31	37	31	26	54	32	51
Zr	217	231	237	153	246	187	175	57
Nb	15	19	18	16.4	24	25	18.5	24
Cs	5.4	4.8	4.7	4.3	2.1	1.91	3.1	1.01
Ba	400	598	570	469	667	303	252	61
La	70	30	33	36	15.7	69	39	13.0
Ce	119	57	76	69	33	66	75	28
Pr	17	7.6	8.6	8.8	4.1	17.4	9.4	3.6
Nd	56	25	28	30	13.9	59	32	13.6
Sm	10	4.5	5.2	5.4	2.7	10.5	5.4	3.5
Eu	1.8	0.91	0.96	1.27	0.72	2.0	1.13	0.66
Gd	8.9	4.3	4.7	5.9	3.5	11.9	5.8	3.9
Tb	1.3	0.64	0.74	0.93	0.62	1.68	0.92	0.93
Dy	7.5	4	4.5	5.0	4.1	9.2	5.5	6.9
Ho	1.5	0.85	0.91	0.96	0.85	1.66	1.02	1.57
Er	4.5	2.6	2.7	2.9	2.6	4.7	3.0	4.6
Tm	0.71	0.43	0.46	0.43	0.40	0.71	0.45	0.73
Yb	4.5	2.7	3.1	2.8	2.6	4.5	3.0	4.5
Lu	0.68	0.4	0.46	0.42	0.39	0.67	0.43	0.71
Hf	7.2	6.9	6.7	3.8	6.2	9.3	4.4	1.57
Ta	1.3	1.6	1.7	1.05	1.37	1.92	1.24	1.78
Th	18	23	24	12.0	11	22	12	6.6
U	2.7	2.4	2.7	2.1	1.9	4.1	2.6	5.6
f	0.81	0.83	0.82	0.80	0.81	0.87	0.86	0.62
(La/Yb) _n	10.5	7.49	7.18	9.23	4.33	11.0	9.33	2.07
(La/Sm) _n	4.40	4.19	3.99	4.27	3.72	4.21	4.63	2.38
(Gd/Yb) _n	1.60	1.28	1.22	1.74	1.11	2.19	1.60	0.72
Eu/Eu*	0.57	0.62	0.58	0.68	0.71	0.54	0.61	0.54
Ce/Ce*	0.81	0.89	1.06	0.92	0.98	0.93	0.93	0.98
ЛРЗЭ/ТРЗЭ	10.6	9.11	10.1	8.80	5.40	9.36	9.16	3.08
Σ РЗЭ	303	141	169	170	85.2	329	182	86

Примечание. $Eu^* = Eu_n / (Sm_n + Gd_n) \cdot 0.5$; $Ce/Ce^* = Ce_n / 0.5(La_n + Pr_n)$; $f = (FeO + 0.9 \times Fe_2O_3) / (FeO + 0.9 \times Fe_2O_3 + MgO)$.

Note. $Eu^* = Eu_n / (Sm_n + Gd_n) \cdot 0.5$; $Ce/Ce^* = Ce_n / 0.5(La_n + Pr_n)$; $f = (FeO + 0.9 \times Fe_2O_3) / (FeO + 0.9 \times Fe_2O_3 + MgO)$.

**ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИФИКА, ПРИРОДА
И ВОЗРАСТ ПРОТОЛИТА**

**Содержания главных элементов, состав
протолита и палеогеографические обстановки
бассейнов седиментации**

Данные для образцов метапелитов тейского комплекса, находящихся на разном расстоянии от надвига (см. табл. 1), показывают следующие вариации состава (мас. %): SiO₂ (58.62–61.12), CaO (0.46–0.95), Na₂O (0.25–0.52) и K₂O (2.58–3.56). При пересчете составов на “сухую” породу без потерь при прокаливании и приведения сумм к 100% диапазоны составов несколько уменьшаются: SiO₂ (61.32–

62.61), CaO (0.49–0.97), Na₂O (0.26–0.55) и K₂O (2.62–3.76). Уменьшение п.п.п. при приближении к надвику можно объяснить реакциями дегидратации. Колебания содержания других оксидов менее существенны, и в целом метаморфизм в толще пород приближался к изохимическому типу, что согласуется с заключениями о характере коллизионного метаморфизма в других районах Северо-Енисейского кряжа (Лиханов и др., 2006б; Козлов и др., 2012; Лиханов, Ревердатто, 2016). Некоторые различия в количестве кремния, кальция, натрия и калия могут быть объяснены первичной химической неоднородностью пород, выраженной в разных содержаниях кварца, слюд и плагиоклаза. Несмотря на эти особенности, в целом эти породы и породы ангарского

участка относятся к низкокальциевым (<1 мас. %) и умеренно насыщенным K_2O метапелитам, одновременно обогащенным Fe и Al. Для диагностики этого типа пород Г. Хошеком (Hoschek, 1969) были предложены критерии, удовлетворяющие следующим соотношениям компонентов: $(FeO + MgO)/(FeO + MgO + Al_2O_3) < 0.63$ и $FeO/(FeO + Al_2O_3) < 0.58$. На петрохимической диаграмме Г. Симмса и Дж. Ферри (Symmes, Ferry, 1992) эти породы относятся к железистым ($X_{Fe} = FeO/(FeO + MgO + MnO) = 0.65-0.85$) на мольной основе и глиноземистым ($X_{Al} = (Al_2O_3 - 3K_2O)/(Al_2O_3 - 3K_2O + FeO + MgO + MnO) = 0.3-0.6$) по сравнению со средними составами типичных метапелитов (Shaw, 1956) и РААС (постаршейских австралийских сланцев) (Тейлор, Мак-Леннан, 1988) характеризующихся более низкими значениями $X_{Fe} = 0.52$ и $X_{Al} = 0.13$. На треугольной диаграмме АFМ (Thompson, 1957) область таких химических составов располагается выше коннды гранат-хлорит (рис. 3). Наряду с отмеченными повышенными содержаниями общего железа и глинозема, они характеризуются несколько пониженной концентрацией TiO_2 , MgO , CaO и Na_2O относительно средних составов типичных метапелитов (Shaw, 1956).

Изученные метапелиты тейского комплекса характеризуются близкими значениями гидратизантного модуля $ГМ = (Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_{3tot} + MnO)/SiO_2$ в интервале 0.51–0.53, железного модуля $ЖМ = (Fe_2O_{3tot} + MnO)/(TiO_2 + Al_2O_3)$ в интервале 0.31–0.39, алюмокремниевое модуля $АМ = Al_2O_3/SiO_2$ в интервале 0.35–0.37 и фемического модуля $ФМ = (Fe_2O_{3tot} + MnO + MgO)/SiO_2$ в интервале 0.15–0.18, что в целом позволяет их классифицировать как нормо- и суперсиаллиты (Юдович, Кетрис, 2000). Данные совместного использования щелочного модуля $ЩМ = Na_2O/K_2O$ (0.08–0.17) и калиевого модуля $КМ = K_2O/Al_2O_3$ (0.12–0.17) указывают на преобладание в исходных глинистых отложениях гидрослюда и хлорита. Однако на диаграммах для разделения глинистых отложений ФМ–НКМ (Юдович, Кетрис, 1980), где НКМ (модуль нормированной щелочности) $= (Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$, и ФАК (Предовский, 1980) с координатами $F = (Fe_2O_{3tot} + MgO)/SiO_2$, $A = Al_2O_3 - K_2O - Na_2O - CaO$ и $K = K_2O - Na_2O$, эти породы в основном локализируются в поле составов с доминирующей ролью каолинита (рис. 4), что может быть обусловлено палеогеографическими условиями осадконакопления. Пониженная щелочность в модуле НКМ $= 0.14-0.19$ в сочетании с низкими значениями MgO (<1.90 мас. %) и повышенным содержанием K_2O (>2.58 мас. %) свидетельствует о присутствии в детритовом материале продуктов эрозии богатых калием пород без существенной примеси вулканогенного материала основного состава. Высокие величины титанового модуля $ТМ = TiO_2/Al_2O_3$ (до 0.11) типичны для

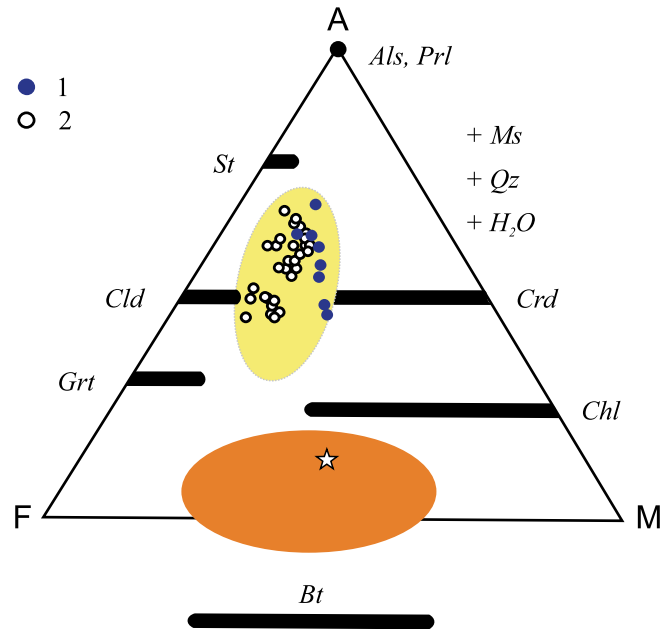


Рис. 3. Диаграмма АFМ, иллюстрирующая химические составы типичных пород и минералов (оранжевый эллипс, вытянутый в направлении F–M) и железисто-глиноземистых метапелитов (желтый эллипс, вытянутый в направлении вершины А).

A = $Al_2O_3 - 3K_2O$; F = FeO, M = MgO. Звездочкой показан средний состав типичных метапелитов (Symmes, Ferry, 1992). 1 – метапелиты Ангарского комплекса, 2 – метапелиты Тейского и Гаревского комплексов.

Fig. 3. AFM diagram projected from muscovite, quartz, and water showing schematically the positions of common (typical) metapelites (orange ellipsis elongated in the F–M direction, below the Grt–Chl tie line) and highly aluminous pelites and other related aluminous rock types (yellow ellipsis elongated towards the A top, above the Grt–Chl tie line).

A = $Al_2O_3 - 3K_2O$; F = FeO, M = MgO. Asterisk denotes the average composition of typical metapelites after (Symmes, Ferry, 1992). 1 – metapelites of the Angarsk complex, 2 – metapelites of the Teya and Garev complexes.

накопления исходных осадков в прибрежных мелководных бассейнах в условиях гумидного климата, что хорошо согласуется с данными литолого-фациального анализа (Сараев, 1986).

Высокие значения индексов CIA и CIW в интервалах 82.6–96.4 обычно свидетельствуют об образовании пелитов за счет продуктов переотложенных кор выветривания в обстановке тепло-го и влажного климата. Этот вывод подтверждается данными по величине индекса IVC (0.64–0.72), отсутствием положительной корреляции между железным и титановым модулями с повышенными значениями гидратизантного модуля, свидетельствующими о размыве и поступлении в область се-

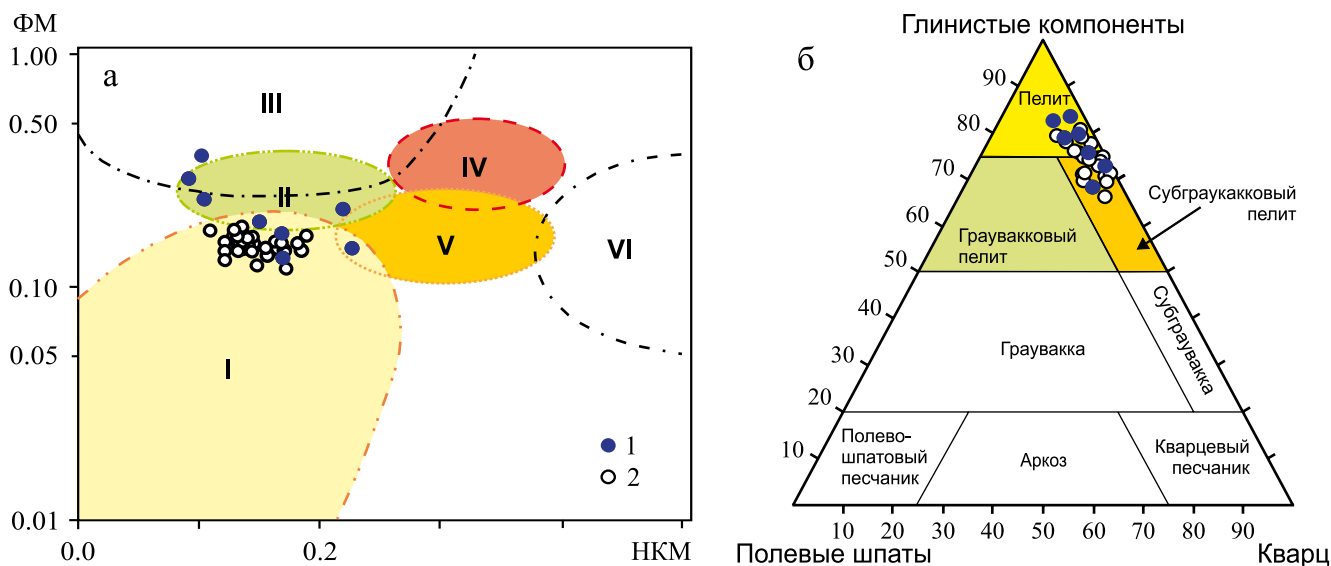


Рис. 4. Положение точек составов метапелитов на модульной диаграмме ФМ–НКМ (Юдович, Кетрис, 2000).

а. Масштаб для ФМ логарифмический. Поля составов глинистых пород: I – преимущественно каолиновые глины, II – монтмориллонит-каолинит-гидрослюдистые глины, III – существенно хлоритовые глины с подчиненной ролью Fe-гидрослюда, IV – хлорит-гидрослюдистые глины, V – хлорит-монтмориллонитовые глины, VI – преимущественно гидрослюдистые глины со значительной примесью полевых шпатов.

б. MINLITH-нормативный состав метапелитов свиты хребта Карпинского в координатах: полевые шпаты (плагиоклаз + ортоклаз)–глинистые минералы (монтмориллонит + иллит + хлорит + каолинит)–кварц.

1 – метапелиты Ангарского комплекса, 2 – метапелиты Тейского и Гаревского комплексов.

Fig. 4. Data points of metapelites Angara, Teya and Garevka complexes plotted in the FM–NKM module diagram (Yudovich, Ketris, 2000).

a. FM is represented on a logarithmic scale. Predominant clay minerals in the fields are: I – kaolinite, II – montmorillonite with minor abundance of kaolinite and hydromica, III – chlorite with minor abundance of Fe-hydromica, IV – chlorite and hydromica, V – chlorite, smectite, and hydromica, VI – hydromica with appreciable amount of potassium feldspar.

б. MINLITH-normative composition of metapelites on a feldspar (plagioclase + orthoclase)–clay minerals (montmorillonite + illite + chlorite + kaolinite)–quartz triangular plot.

1 – metapelites of the Angarsk complex, 2 – metapelites of the Teya and Garev complexes.

диментации геохимически зрелого эродированного материала. Нормативный кварц (24–27 мас. %)–иллит (29–38 мас. %)–монтмориллонит (8–15 мас. %)–каолиновый (9–21 мас. %) состав метапелитов свиты хребта Карпинского, рассчитанный с помощью программы MINLITH (Розен, Аббясов, 2003), соответствует зрелым осадочным породам (пелитам) (см. рис. 4б).

На ангарском участке, в южной части Северо-Енисейского кряжа, метапелиты удерейской свиты (р. Тасеева), по сравнению с метапелитами широкинской серии, содержат повышенные концентрации Al_2O_3 (до 28 мас. %) и Fe_2O_3 (до 18 мас. %) и пониженное количество SiO_2 и K_2O (см. табл. 2). Это позволяет классифицировать породы широкинской серии как нормо- и суперсиаллиты, а метапелиты сухопитской серии – как гипо- и псевдогидролизаты (Юдович, Кетрис, 2000). На диаграмме для разделения глинистых отложений ФМ–НКМ (Юдович, Кетрис, 2000) породы широкинской серии локализуются в поле составов с доминирующей ро-

лью каолинита, тогда как фигуративные точки составов метапелитов сухопитской серии располагаются в полях хлорита с примесью железистых гидрослюда и монтмориллонитовых глин с каолинитом и гидрослюдой (см. рис. 4а). Это может быть обусловлено палеогеографическими условиями осадконакопления, где ближе к области сноса в континентальной обстановке могли накапливаться каолиновые глины, а в прибрежные части морских бассейнов выносился более тонкий глинистый материал хлорит-гидрослюдистого состава (Лиханов и др., 2006б). Высокие величины титанового модуля типичны при накоплении исходных осадков в мелководных бассейнах в условиях гумидного климата. Это согласуется с высокими значениями ТМ, индексов CIW, IVC и PIA, указывающих на образование пелитов за счет продуктов переотложенных кор выветривания каолинового типа в обстановке теплого и влажного климата (Likhanov, Reverdatto, 2007). Таким образом, метапелиты существенно железисто-глиноземистого состава из-

начально представляли собой переотложенные и метаморфизованные продукты докембрийских кор выветривания каолининового, а не латеритного типа, как считалось ранее (Головенко, 1977; Franceschelli et al., 2003). Химическое выветривание пород в раннем протерозое на Енисейском крыже не достигало глубокой стадии латеритизации с образованием зон конечного разложения алюмосиликатов, а ограничивалось формированием продуктов выветривания преимущественно каолинит-иллит-монтмориллонит-кварцевого состава с примесью нормативного хлорита.

Редкие элементы и природа пород питающих провинций

Совокупности распределения РЗЭ, нормированные по составу хондрита, для изученных образцов разных комплексов характеризуются отрицательной европиевой аномалией: $Eu/Eu^* = 0.38-0.71$, и имеют существенный отрицательный наклон, о чем свидетельствуют повышенные величины отношений $(La/Yb)_n$, $(Gd/Yb)_n$ и ЛРЗЭ/ТРЗЭ (рис. 5; табл. 3, 4). Эти особенности характерны для постархейских глинистых сланцев и могут быть обусловлены присутствием в детритовом материале продуктов эрозии гранитоидов, образование которых сопровождалось уменьшением содержания Eu^{2+} при седиментации реститового плагиоклаза (Тейлор, Мак-Леннан, 1988).

Концентрации литофильных (Rb, Cs, Ba, Sr) элементов в изученных метапелитах несколько ниже, чем в PAAS, в отличие от содержаний практически всех высокозарядных некогерентных (Zr, Hf, Y, Ta, Th) элементов. Для группы переходных металлов характерны более высокие содержания Sc и пониженные концентрации Co и Ni в сравнении с PAAS (Лиханов, Ревердатто, 2014). Выявленные закономерности подчеркивают как влияние рециклирования осадков, так и наличие продуктов разрушения гранитоидов в областях эрозии (о чем свидетельствуют величины отношения $Eu/Eu^* < 0.85$) и интенсивность их выветривания. На размыв пород кислого состава указывают также повышенные значения отношения Th/U и пониженные отношения La/Th относительно среднего состава PAAS. На диаграммах Eu/Eu^* – $(Gd/Yb)_n$ (Taylor, McLennan, 1995) (рис. 6a) и La–Th (McLennan, 1989) (рис. 6б) точки составов метапелитов локализованы преимущественно в поле постархейских кратонных отложений и гранитоидов, обогащенных ТРЗЭ и обедненных Co и Ni по сравнению с кислыми магматическими породами архея. Такой же вывод следует и из рассмотрения положения точек составов этих пород на диаграмме $(La/Yb)_n$ – Yb_n (Martin, 1986), где они сконцентрированы в области постархейских гранитоидов, обогащенных тяжелыми РЗЭ и обедненных Co и Ni по сравнению с кислыми магматическими породами архея (Лиханов и др., 2008). Отношение

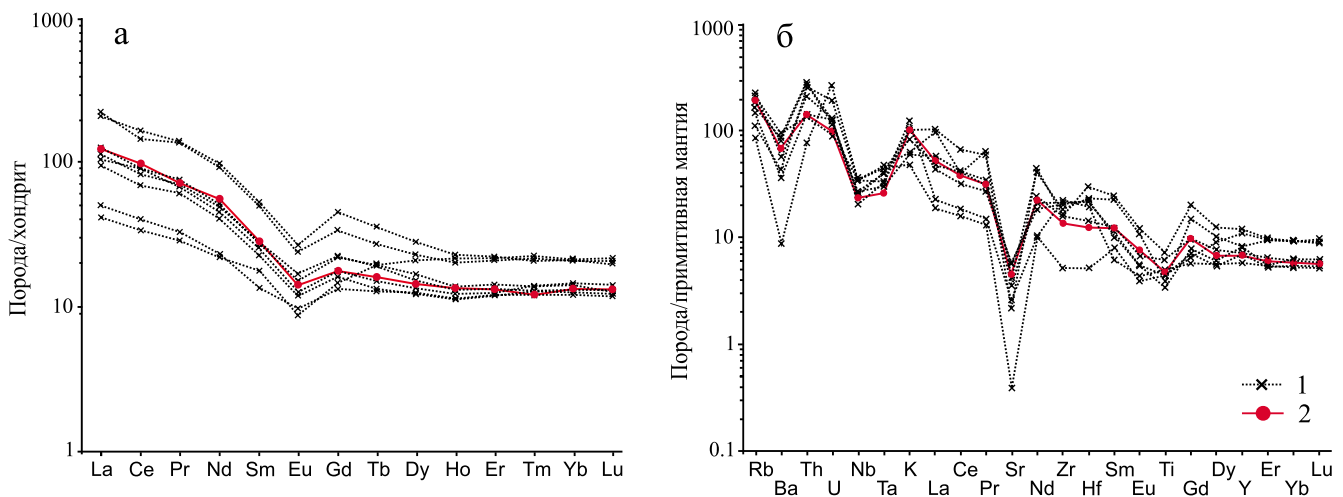


Рис. 5. Спектры распределения редкоземельных элементов, нормированные по хондриту (Boynnton, 1984) (а) и спайдердиаграммы содержаний микроэлементов, нормированных по составу примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989) для представительных метапелитов Северо-Енисейского крыжа относительно среднего состава PAAS, по (Тейлор, Мак-Леннан, 1988) (б).

1 – метапелиты, 2 – PAAS.

Fig. 5. Chondrite-normalized REE patterns (Boynnton, 1984) (a) and primitive mantle-normalized spidergrams (Sun, McDonough, 1989) for the representative metapelites of the North Yenisey Ridge compared to the PAAS (post-Archean Australian schists) (Teylor, McLennan, 1985) (б).

1 – metapelites, 2 – PAAS.

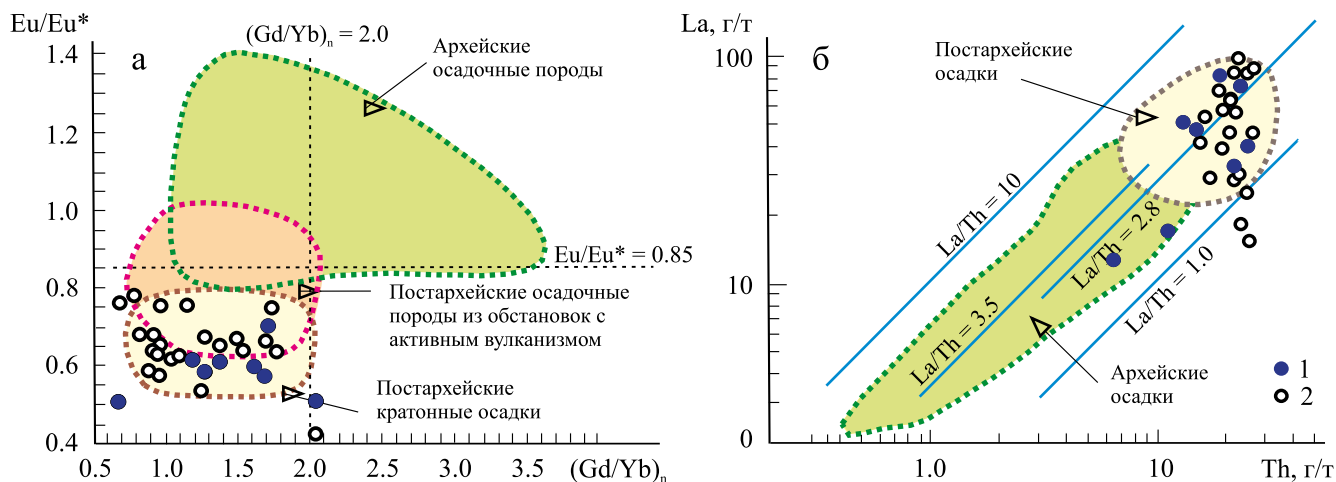


Рис. 6. Положение точек составов изученных пород на диаграммах.

а – $Eu/Eu^*-(Gd/Yb)_n$ (Taylor, McLennan, 1995), б – $La-Th$ (McLennan, 1989).
 1 – метапелиты Ангарского комплекса, 2 – метапелиты Тейского и Гаревского комплексов.

Fig. 6. Data on metapelites reported in the different plots and diagrams.

а – Eu/Eu^* versus $(Gd/Yb)_n$ (Taylor, McLennan, 1995), б – La versus Th plot (McLennan, 1989).
 1 – metapelites of the Angarsk complex, 2 – metapelites of the Teya and Garev complexes.

Ce/Ce^* в метапелитах варьирует в диапазоне 0.64–1.10, что совместно с использованием отношений $LP3Э/TP3Э = 2.43-4.49$ (Балашов, 1976) может указывать на вероятное накопление исходных осадков на прибрежном мелководном шельфе в условиях гумидного климата и спокойного тектонического режима, способствующих проявлению выветривания пород (Murraу et al., 1990). Об этом же, как было отмечено выше, свидетельствуют петрохимические особенности пород и данные литолого-фациального анализа (Сараев, 1986).

Возраст протолита и геодинамические следствия

Для определения возраста источников сноса, участвующих в формировании осадочного протолита метапелитов, было проведено $U-Pb$ датирование детритовых цирконов из микрогнейсов, обнаруженных в крупноплитчатом элювии с водораздела рек Ниж. Ведуга и Колорома из центральной части немтихинского комплекса (координаты $60^{\circ}23'15.33''$ с. ш., $91^{\circ}33'57.44''$ в. д.). Под микроскопом установлено, что эти породы представляют собой метапесчаники с мелкопсаммитовой структурой. Судя по минеральному парагенезису $Qz + Ms + Chl + Ep \pm Pl$, метаморфизм пород не превышал фации зеленых сланцев. По валовому химическому составу порода соответствует аркозу – продукту разрушения гранитоидов повышенной калиевости.

Циркон представлен прозрачными призматическими кристаллами гиадинтового габитуса разме-

ром от 80 до 200 мкм. В катодолюминесцентном изображении они характеризуются наличием длиннопризматических ядер с секториальной зональностью и внешних оболочек с нечеткой зональностью (рис. 7). Дискордия, построенная по семи точкам из ядер и краевых частей цирконов, имеет верхнее пересечение с конкордией 2043.0 ± 8.1 млн лет (табл. 5, рис. 8). Несколько меньшее значение получено для трех зональных конкордантных ядер и оболочки – 1962 ± 21 млн лет (см. рис. 8, врезка). Эти данные могут быть использованы, чтобы обосновать постархейский (нижнепротерозойский) возраст пород питающих провинций для формирования осадочного протолита метапелитов.

Полученные выводы согласуются с геологической историей развития Енисейского кряжа в докембрии: позднепротерозойскому этапу предшествовала эпоха континентального режима с пепленизацией и формированием кор выветривания (Лиханов и др., 2021). Рубеж раннего–позднего докембрия соответствовал субплатформенной стадии с накоплением железисто-глиноземистых терригенных и глинисто-карбонатных отложений тейской серии в энсиалических бассейнах рифтового типа, сформированных за счет размыва раннепротерозойских кристаллических и осадочных комплексов Сибирского кратона и продуктов их переработки (Ножкин и др., 2020). Обширные территории, окончательно кратонизированные к концу палеопротерозоя, в течение раннего рифея характеризовались относительно спокойным тектоническим режимом, но осложненным процессами риф-

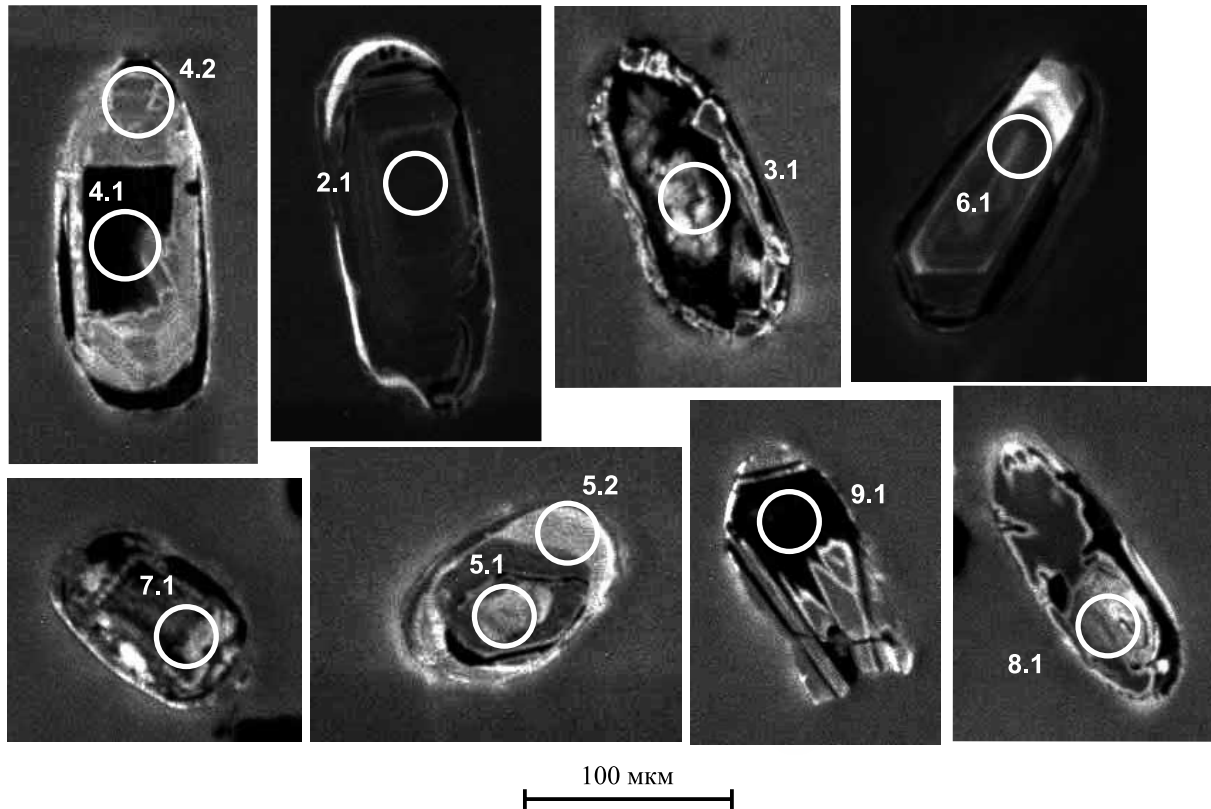


Рис. 7. Катодолуминесцентное изображение цирконов из микрогнейсов немтихинской толщи с указанием точек измерений (номера см. табл. 5).

Fig. 7. Cathodoluminescence images for analyzed zircons from microgneisses of the Nemtikha Group (the dating spots denotes by the open circles with the numbers from Table 5).

тинга, постепенно нараставшим на границе ранне-го и среднего рифея (Likhanov, Santosh, 2019). Отличие состава раннепротерозойских метапелитов, в сравнении с железисто-глиноземистыми породами позднепротерозойских серий юго-западного обрамления Сибирского кратона, может быть объяснено большим поступлением в область осадконакопления гранитоидного материала (Ножкин и др., 2008). Отмеченная тенденция к снижению содержания Th, легких лантаноидов и обогащению переходными металлами во времени отражает характер эволюции верхней континентальной коры в докембрии, свидетельствующий о вовлечении в область эрозии ювенильной мафической коры в среднем рифее и венде. Принимая во внимание эти данные, можно сделать вывод, что питающей провинцией бассейна седиментации во время накопления осадочных отложений также могли быть гранито-гнейсовые блоки (комплексы) Сибирского кратона, характеризующиеся аналогичным раннепротерозойским возрастом ≈ 2.0 млрд лет и отличающиеся повышенной геохимической дифференцированностью и, в частности, ториеносностью (до 32 г/т), что свидетельствует о геохимической зрелости раз-

мывающейся коры низов кратона (Бибилова и др., 1993; Ножкин и др., 2008, 2009). Это подтверждается результатами изучения Sm-Nd изотопной систематики метапелитов из наиболее представительных разрезов докембрия Енисейского кряжа (Попов и др., 2010).

КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

На примере полиметаморфических комплексов высокоглиноземистых метапелитов Северо-Енисейского кряжа, характеризующихся присутствием полиморфов Al_2SiO_5 , обоснованы геолого-структурные, минералого-петрологические и изотопно-геохронологические свидетельства их полиметаморфической истории. В изученных ореолах наложение более поздних минеральных ассоциаций на ранние в ходе разных геодинамических событий четко фиксируется по реакционным структурам и химической зональности минералов, конфигурации $P-T$ трендов и изотопным датировкам. Выявленные индикаторные признаки свидетельствуют о последовательном росте полиморфов Al_2SiO_5 в результате сложной полиметаморфической исто-

Таблица 5. U-Pb SHRIMP изотопные данные для цирконов из микрогнейсов немтихинской толщи Гарецкого комплекса
 Table 5. Zircon SHRIMP isotope dating results for the microgneiss sample from the Nemtikh sequence of the Garevka Complex

Точка	U, г/г	Th, г/г	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$^{206}\text{Pb}_c$, %	$^{206}\text{Pb}^*$, г/г	Изотопные отношения**				Rh ₀	Возраст, млн лет		D, %	
						$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm\%$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	$\pm\%$		$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	$\pm\%$		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$
9.1 с	1727	1778	1.06	0.25	377	0.11991	0.4	4.186	1.4	0.2532	1.4	1455	1955	34
8.1 с	724	159	0.23	0.24	159	0.12145	0.72	4.274	1.6	0.2552	1.4	1465	1978	35
4.1 с	495	181	0.38	0.45	131	0.1239	1.3	5.23	1.9	0.3063	1.4	1722	2013	17
6.1 с	298	131	0.45	0.17	87	0.1248	0.87	5.84	1.8	0.3394	1.5	1884	2026	8
4.2 г	848	370	0.45	2.06	115	0.1135	1.5	2.414	2.1	0.1541	1.5	924	1858	101
3.1 с	2432	23	0.01	0.02	737	0.11845	0.25	5.762	1.4	0.3528	1.4	1948	1933	-1
5.1 с	551	90	0.17	0.03	169	0.12106	0.6	5.947	1.5	0.3563	1.4	1965	1972	0
5.2 г	288	80	0.29	0.00	89	0.1196	1.1	5.95	1.9	0.3608	1.6	1986	1950	-2
2.1 с	491	179	0.38	0.07	156	0.12642	0.67	6.43	1.6	0.3687	1.4	2023	2049	1
7.1 с	3297	1414	0.44	0.00	1090	0.12645	0.22	6.706	1.4	0.3847	1.4	2098	2049	-2

Примечание. В обозначении точек: с – ядро, г – оболочка. Ошибки приведены на уровне 1σ. Pb_c и Pb* – обыкновенный и радиогенный свинец соответственно. Ошибка калибровки стандарта не превышает 0.63%. **Поправка на обыкновенный свинец проведена по измеренному ^{204}Pb . D – дискордантность. Rh₀ – коэффициент корреляции отношения $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$.

Note. In the designation of points: g – rim, c – core. Errors are 1σ. Pb_c and Pb* indicate the common and radiogenic portions, respectively. Error in Standard calibration is 0.63%. **Common Pb corrected using measured ^{204}Pb . D – discordance. Rh₀ – error correlation between the $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ and $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ ratios.

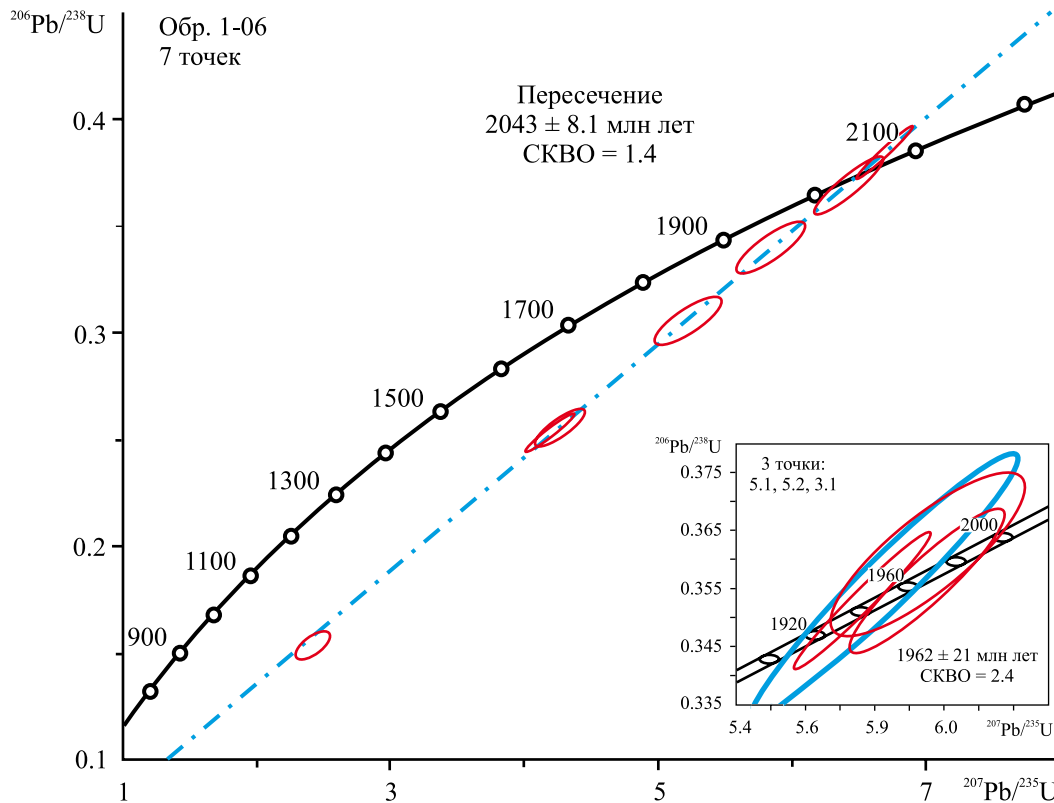


Рис. 8. U-Pb диаграммы с дискордией и конкордией (*врезка*) для цирконов из микрогнейсов немтихинской толщи Гаревского комплекса.

Fig. 8. Concordia and discordia diagrams for zircons from the microgneisses (Sample 1-06) collected from an outcrop in the Nemtikha Group of the Garevka Complex.

рии, обусловленной сменой разных тектонических обстановок.

Железисто-глиноземистые метапелиты Северо-Енисейского кряжа представляют собой переотложенные и метаморфизованные продукты докембрийских кор выветривания преимущественно каолинового, а не латеритного типа, как считалось ранее. Химическое выветривание пород в раннем протерозое на Енисейском кряже не достигало глубокой стадии латеритизации с образованием зон конечного разложения алюмосиликатов, а ограничивалось формированием продуктов выветривания преимущественно каолинит-иллит-монтмориллонит-кварцевого состава.

Петро- и геохимические характеристики изученных метапелитов обусловлены главным образом особенностями осадконакопления при формировании протолита, образование которого могло происходить за счет размыва нижнепротерозойских микрогнейсов Сибирского кратона с возрастными в диапазоне 2043–1962 млн лет с вовлечением в область эрозии гранитоидной и вулканогенной примеси пород основного состава (сухопитская серия) и последующего накопления в окраинно-

континентальных мелководных бассейнах в условиях гумидного климата и спокойного тектонического режима. Полученные выводы о природе и составе протолита этих пород согласуются с данными литолого-фациального анализа и геодинамическими реконструкциями эволюции геологических комплексов Енисейского кряжа в докембрии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Балашов Ю.А. (1976) Геохимия редкоземельных элементов. М.: Недра, 266 с.
- Бибикова Е.В., Грачева Т.В., Макаров В.А., Ножкин А.Д. (1993) Возрастные рубежи в геологической эволюции раннего докембрия Енисейского кряжа. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **1**, 35-40.
- Головенко В.К. (1977) Высокоглиноземистые формации докембрия. Л.: Недра, 268 с.
- Егоров А.С. (2004) Глубинное строение и геодинамика литосферы северной Евразии (по результатам геолого-геофизического моделирования вдоль геотрансверсов России). СПб.: ВСЕГЕИ, 199 с.
- Козлов П.С., Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Зиновьев С.В. (2012) Тектоно-метаморфическая эволюция гаревского полиметаморфического комплекса

- Енисейского кряжа. *Геология и геофизика*, **53**(11), 1476-1496.
- Козлов П.С., Филиппов Ю.Ф., Лиханов И.И., Ножкин А.Д. (2020) Геодинамическая модель эволюции Приенисейской палеосубдукционной зоны в неопротерозое (западная окраина Сибирского кратона), Россия. *Геотектоника*, **54**(1), 62-78.
- Коробейников С.Н., Полянский О.П., Лиханов И.И., Свердлов В.Г., Ревердатто В.В. (2006) Математическое моделирование надвига как причины формирования андалузит-кианитовой метаморфической зональности в Енисейском кряже. *Докл. РАН*, **408**(4), 512-516.
- Лиханов И.И. (2020) Метаморфические индикаторы геодинамических обстановок коллизии, растяжения и сдвиговых зон земной коры. *Петрология*, **28**(1), 4-22.
- Лиханов И.И., Зиновьев С.В., Козлов П.С. (2021) Бластомилонитовые комплексы западной части Енисейского кряжа (Восточная Сибирь, Россия): геологическая позиция, эволюция метаморфизма и геодинамические модели. *Геотектоника*, **55**(1), 41-65.
- Лиханов И.И., Козлов П.С., Попов Н.В., Ревердатто В.В., Вершинин А.Е. (2006а) Коллизионный метаморфизм как результат надвигов в заангарской части Енисейского кряжа. *Докл. АН*, **411**(2), 235-239.
- Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Крылов А.А., Козлов П.С., Хиллер В.В. (2016) Метаморфическая эволюция ультравысокотемпературных железисто-глиноземистых гранулитов Южно-Енисейского кряжа и тектонические следствия. *Петрология*, **24**(4), 423-440.
- Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Савко К.А. (2018) Аккреционная тектоника западной окраины Сибирского кратона. *Геотектоника*, **52**(1), 28-51.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В. (2011) Нижнепротерозойские метапелиты северной части Енисейского кряжа: природа и возраст протолита, поведение вещества при коллизионном метаморфизме. *Геохимия*, **49**(3), 239-267.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В. (2014) Геохимия, возраст и особенности петрогенезиса пород гаревского метаморфического комплекса Енисейского кряжа. *Геохимия*, **52**(1), 3-25.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В. (2015) Неопротерозойские комплексы-индикаторы континентального рифтогенеза как свидетельство процессов распада Родинии на западной окраине Сибирского кратона. *Геохимия*, **53**(8), 675-694.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В. (2016) Геохимия, особенности происхождения и возраст метаморфизма пород Приангарья в зоне сочленения северного и южного сегментов Енисейского кряжа. *Геохимия*, **54**(2), 143-164.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Вершинин А.Е. (2006б) Геохимические свидетельства природы протолита железисто-глиноземистых метапелитов Кузнецкого Алатау и Енисейского кряжа. *Геология и геофизика*, **47**(1), 119-131.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Вершинин А.Е. (2008) Железисто-глиноземистые метапелиты тейской серии Енисейского кряжа: геохимия, природа протолита и особенности поведения вещества при метаморфизме. *Геохимия*, **46**(1), 20-41.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С. (2011) Коллизионные метаморфические комплексы Енисейского кряжа: особенности эволюции, возрастные рубежи и скорость эксгумации. *Геология и геофизика*, **52**(10), 1593-1611.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С. (2012) U-Pb и ⁴⁰Ar-³⁹Ar свидетельства гренвилльских событий на Енисейском кряже при формировании Тейского полиметаморфического комплекса. *Геохимия*, **50**(6), 607-614.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Зиновьев С.В. (2013) 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., Селятицкий А.Ю. (2005) Минеральные равновесия и P-T диаграмма для железисто-глиноземистых метапелитов в системе KFMASH (K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O). *Петрология*, **13**(1), 81-92.
- Маслов А.В. (2007) Метатерригенные породы архея (основные геохимические ограничения). *Геохимия*, **45**(4), 370-389.
- Маслов А.В., Гареев Э.З., Крупенин М.Т. (2005) Терригенные осадочные последовательности типового разреза рифея: соотношение процессов рециклинга и привноса "first cycle" материала. *Геохимия*, (2), 158-181.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л., Гареев Э.З., Лепихина О.П., Попова О.Ю. (2004) Тонкозернистые алломогилитокластические образования стратотипического разреза среднего рифея Южного Урала: особенности формирования, состав и эволюция источников сноса. *Литология и полезн. ископаемые*, (4), 414-441.
- Маслов А.В., Мельничук О.Ю., Мизенс Г.А., Титов Ю.В., Червяковская М.В. (2020) Реконструкция состава пород питающих провинций. Ст. 2. Лито- и изотопно-геохимические подходы и методы. *Литосфера*, **20**(1), 40-62. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-1-40-62>
- Неелов А.Н. (1980) Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 100 с.
- Ножкин А.Д., Дмитриева Н.В., Лиханов И.И., Серов П.А., Козлов П.С. (2016б) 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., Козлов П.С., Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Крылов А.А. (2021) Геохимия, обстановки формирования и рудоносность вулканогенно-осадочных комплексов Приангарья Енисейского кряжа. *Докл. АН*, **501**(2), 149-155.
- Ножкин А.Д., Маслов А.В., Подковыров В.Н., Туркина О.М., Летникова Е.Ф., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Дмитриева Н.В., Гареев Э.З., Лепихина О.П. (2009) Геохимические особенности терригенных пород рифея Южного Урала и Сибири и вариации зрелости континентальной коры. *Геология и геофизика*, **50**(2), 95-114.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И. (2020) Формирование и эволюция докембрийской коры юго-

- западной части Сибирского кратона. *Мат-лы Всерос. конф. с межд. участием, посвящ. 90-летию ИГЕМ РАН*. М.: ИГЕМ РАН, 400-402.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И., Дмитриева Н.В. (2016а) Позднепалеопротерозойские вулканические ассоциации на юго-западе Сибирского кратона (Ангаро-Канский блок). *Геология и геофизика*, **57**(2), 312-332.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И., Савко К.А. (2019) Палеопротерозойские метавулканогенно-осадочные толщи енисейского метаморфического комплекса на юго-западе Сибирского кратона (Ангаро-Канский блок): расчленение, состав, U-Pb возраст цирконов. *Геология и геофизика*, **60**(10), 1384-1406.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Маслов А.В., Дмитриева Н.В., Ковач В.П., Ронкин Ю.Л. (2008) Sm-Nd изотопная систематика метапелитов докембрия Енисейского кряжа и вариации возраста источников сноса. *Докл. АН*, **423**(6), 795-800.
- Попов Н.В., Лиханов И.И., Ножкин А.Д. (2010) Мезопротерозойский гранитоидный магматизм в заангарской части Енисейского кряжа: результаты U-Pb исследований. *Докл. АН*, **431**(4), 509-515.
- Попов Н.В., Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Савко К.А. (2020) Палеопротерозойский гранитоидный магматизм в тектонической истории Ангаро-Канского блока юго-западного обрамления Сибирской платформы. *Докл. АН*, **490**(2), 39-44.
- Предовский А.А. (1980) Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука, 152 с.
- Ревердатто В.В., Лиханов И.И., Полянский О.П., Шепелев В.С., Колобов В.Ю. (2017) Природа и модели метаморфизма. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 331 с.
- Розен О.М., Аббясов А.А. (2003) Количественный минеральный состав осадочных пород: расчет по петрохимическим данным, анализ достоверности результатов (компьютерная программа). *Литология и полезные ископаемые*, **34**, 299-312.
- Сальников А.С. (2009) Сейсмологическое строение земной коры платформенных и складчатых областей Сибири по данным региональных сейсмических исследований преломленными волнами. Новосибирск: Изд-во СНИИГГиМС, 132 с.
- Сараев С.В. (1986) Литология и петрохимия глинистых пород рифея Енисейского кряжа *Глинистые минералы в осадочных породах Сибири*. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 78-85.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2000) Основы литохимии. СПб.: Наука, 479 с.
- Boynton W.V. (1984) Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. *Rare earth element geochemistry*. (Ed. P. Henderson). Amsterdam: Elsevier, 63-114.
- Chatterjee N.D., Johannes W.S. (1974) Thermal stability and standard thermodynamic properties of synthetic $2M_1$ -muscovite, $KAl_2Al_3Si_3O_{10}(OH)_2$. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **48**, 89-114.
- Condie K.C. (1993) Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chem. Geol.*, **104**, 1-37.
- Cox R., Lowe D.R. (1995) Controls on sediment composition on a regional scale: a conceptual review. *J. Sediment. Res.*, **A65**, 1-12.
- Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L. (1995) The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in southwestern United States. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**, 2919-2940.
- Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M. (1995) Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, **23**, 921-924.
- Franceschelli M., Puxeddu M., Gattiglio M. (2003) Geochemistry and origin of chloritoid schists from the Alpi Apuane, Italy: evidence of a prevailing lateritic signature. *Eur. J. Mineral.*, **15**, 575-588.
- Haas H., Holdaway M.J. (1973) Equilibria in the system Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O involving the stability limits of pyrophyllite, and thermodynamic data of pyrophyllite. *Amer. J. Sci.*, **273**, 348-357.
- Harnois L. (1988) The CIW index: a new chemical index of weathering. *Sediment. Geol.*, **55**, 319-322.
- Hietanen A. (1967) On the facies series in various types of metamorphism. *J. Geol.*, **75**, 187-214.
- Holdaway M.J. (1971) Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. *Amer. J. Sci.*, **271**, 97-131.
- Hoschek G. (1969) The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **22**, 208-232.
- Kozlov P.S. (2017) Metamorphism, P-T-t conditions of formation, and prospects for the practical use of Al_2O_3 polymorphs, chloritoid, and staurolite (Yenisei Ridge). *IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci.*, **110**, 012010.
- Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G. (2004) The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite. *The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica* (Eds D.G. Gee, V.L. Pease). *Geol. Soc. Lond. Mem.*, **30**, 69-74.
- Le Breton N., Thompson A.B. (1988) Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **99**, 226-237.
- Likhanov I.I. (1988) Chloritoid, staurolite and gedrite of the high-alumina hornfelses of the Karatash pluton. *Int. Geol. Rev.*, **30**, 868-877.
- Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I. (2004) Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia. *J. Metamorph. Geol.*, **22**(8), 743-762.
- Likhanov I.I., Régnier J.-L., Santosh M. (2018) Blueschist facies fault tectonites from the western margin of the Siberian Craton: Implications for subduction and exhumation associated with early stages of the Paleo-Asian Ocean. *Lithos*, **304-307**, 468-488.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V. (2007) Provenance of Precambrian Fe- and Al-rich metapelites in the Yenisey Ridge and Kuznetsk Alatau, Siberia: geochemical signatures. *Acta Geol. Sinica (Engl. Ed.)*, **81**(3), 409-423.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Memmi I. (1994) Short-range mobilization of elements in the biotite zone of contact aureole of the Kharlovo gabbro massif (Russia). *Eur. J. Mineral.*, **6**(1), 133-144.
- Likhanov I.I., Santosh M. (2017) Neoproterozoic intraplate magmatism along the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Rodinia super-

- continent. *Precambr. Res.*, **300**, 315-331.
- Likhanov I.I., Santosh M. (2019) A-type granites in the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Precambrian supercontinents Columbia/Nuna and Rodinia. *Precambr. Res.*, **328**, 128-145.
- Ludwig K.R. (1999) User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Isochronology Spec. Publ., 1, 46 p.
- Ludwig K.R. (2000) SQUID 1.00. User's manual. Berkeley Isochronology Spec. Publ., 2, 2455 p.
- Martin H. (1986) Effect of stepper Archean geothermal gradients on geochemistry of subduction related magmas. *Geology*, **14**, 753-756.
- McLennan S.M. (1989) Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*. (Eds B.R. Lipin, G.A. McKay). Washington D.C.: Miner. Soc. Amer., 169-200.
- Murray R.W., Buchholtz ten Brink M.R., Jones D.L. (1990) Rare earths elements as indicator of different marine depositional environments in chert and shale. *Geology*, **18**, 268-272.
- Nesbitt H.W., Young G.M. (1982) Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lullites. *Nature*, **299**, 715-717.
- Pattison D.R.M. (1992) Stability of andalusite and sillimanite and the Al_2SiO_5 triple point: constraints from the Ballachulish aureole. *Scott. J. Geol.*, **100**, 423-446.
- Reverdatto V.V., Likhanov I.I., Polyansky O.P., Sheplev V.S., Kolobov V.Yu. (2019) The nature and models of metamorphism. Springer, Chum, 330 p.
- Shaw D.M. (1956) Geochemistry of pelitic rocks. Pt III: Major elements and general geochemistry. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **67**, 913-934.
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, **42**, 313-345.
- Symmes G.H., Ferry J.M. (1992) The effect of whole-rock MnO content on the stability of garnet in pelitic schists during metamorphism. *J. Metamorph. Geol.*, **10**, 221-237.
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Oxford, Blackwell, 312 p.
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1995) The geochemical evolution of the continental crust. *Rev. Geophys.*, **33**, 241-265.
- Thompson J.B. Jr. (1957) The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists. *Amer. Miner.*, **42**, 842-858.
- Whitney D.L., Evans B.W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Amer. Miner.*, **95**, 185-189.
- Williams I.S. (1998) U-Th-Pb geochronology by ion-microprobe. *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes*. (Eds M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley). *Rev. Econ. Geol.*, **7**, 1-35.
- kin A.D. (1993) Age Boundary in the Precambrian Geological Evolution of the Yenisei Range. *Stratigr. Geol. Korrel.*, **1**(1), 35-40. (In Russ.)
- Boynton W.V. (1984) Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. *Rare earth element geochemistry*. (Ed. P. Henderson). Amsterdam, Elsevier, 63-114.
- Chatterjee N.D., Johannes W.S. (1974) Thermal stability and standard thermodynamic properties of synthetic $2M_1$ -muscovite, $KAl_2Al_3Si_3O_{10}(OH)_2$. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **48**, 89-114.
- Condie K.C. (1993) Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chem. Geol.*, **104**, 1-37.
- Cox R., Lowe D.R. (1995) Controls on sediment composition on a regional scale: a conceptual review. *J. Sediment. Res.*, **A65**, 1-12.
- Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L. (1995) The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in southwestern United States. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**, 2919-2940.
- Egorov A. S. (2004) Deep-Seated Structure and Geodynamics of the Lithosphere of Northern Eurasia: Evidence from Geological-Geophysical Modeling along the Geotraverses of Russia. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 199 p. (In Russ.)
- Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M. (1995) Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosoils, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, **23**, 921-924.
- Franceschelli M., Puxeddu M., Gattiglio M. (2003) Geochemistry and origin of chloritoid schists from the Alpi Apuane, Italy: evidence of a prevailing lateritic signature. *Eur. J. Mineral.*, **15**, 575-588.
- Golovenok V.K. (1977) Precambrian Aluminous Rock Associations. Leningrad, Nedra Publ., 268 p. (In Russ.)
- Haas H., Holdaway M.J. (1973) Equilibria in the system Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O involving the stability limits of pyrophyllite, and thermodynamic data of pyrophyllite. *Amer. J. Sci.*, **273**, 348-357.
- Harnois L. (1988) The CIW index: a new chemical index of weathering. *Sediment. Geol.*, **55**, 319-322.
- Hietanen A. (1967) On the facies series in various types of metamorphism. *J. Geol.*, **75**, 187-214.
- Holdaway M.J. (1971) Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. *Amer. J. Sci.*, **271**, 97-131.
- Hoschek G. (1969) The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **22**, 208-232.
- Korobeinikov S.N., Polyansky O.P., Likhanov I.I., Sverdlova V.G., Reverdatto V.V. (2006) Mathematical modeling of overthrusting fault as a cause of andalusite-kyanite metamorphic zoning in the Yenisei Ridge. *Dokl. Earth Sci.*, **408**(1), 652-656 (translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **408**(4), 512-516).
- Kozlov P.S. (2017) Metamorphism, *P-T-t* conditions of formation, and prospects for the practical use of Al_2O_3 polymorphs, chloritoid, and staurolite (Yenisei Ridge). *IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci.*, **110**, 012010.
- Kozlov P.S., Filippov Yu.F., Likhanov I.I., Nozhkin A.D. (2020) Geodynamic model of the Neoproterozoic evolution of the Yenisei paleosubduction zone (western margin of the Siberian Craton), Russia. *Geotectonics*, **54**(1), 54-67.
- Kozlov P.S., Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Zinov'ev S.V. (2012) Tectonometamorphic evolution of the Garevka

REFERENCES

- Balashov Yu.A. (1976) *Geochemistry of Rare-Earth Elements*. Moscow, Nedra Publ., 266 p. (In Russ.)
- Bibikova E.V., Gracheva T.V., Makarov V.A., Nozh-

- polymetamorphic complex (Yenisei Ridge). *Russ. Geol. Geophys.*, **53**(11), 1133-1149.
- Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G. (2004) The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite. *Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica*. (Eds D.G. Gee, V.L. Pease). *Geol. Soc. Lond. Mem.*, **30**, 69-74.
- Le Breton N., Thompson A.B. (1988) Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **99**, 226-237.
- Likhanov I.I. (1988) Chloritoid, staurolite and gedrite of the high-alumina hornfelsites of the Karatash pluton. *Int. Geol. Rev.*, **30**, 868-877.
- Likhanov I.I. (2020) Metamorphic indicators for collision, extension and shear zones geodynamic settings of the Earth's crust. *Petrology*, **28**(1), 1-16.
- Likhanov I.I., Kozlov P.S., Popov N.V., Reverdatto V.V., Vershinin A.E. (2006a) Collision metamorphism as a result of thrusting in the Transangara region of the Yenisei Ridge. *Dokl. Earth Sci.*, **411**(1), 1313-1317.
- Likhanov I.I., Nozhkin A.D., Reverdatto V.V., Krylov A.A., Kozlov P.S., Khiller V.V. (2016) Metamorphic evolution of ultrahigh-temperature Fe- and Al-rich granulites in the south Yenisei Ridge and tectonic implications. *Petrology*, **24**(4), 392-408.
- Likhanov I.I., Nozhkin A.D., Savko K.A. (2018) Accretionary tectonics of rock complexes in the western margin of the Siberian Craton. *Geotectonics*, **52**(1), 22-44.
- Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I. (2004) Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia. *J. Metamorph. Geol.*, **22**(8), 743-762.
- Likhanov I.I., Régnier J.-L., Santosh M. (2018) Blueschist facies fault tectonites from the western margin of the Siberian Craton: Implications for subduction and exhumation associated with early stages of the Paleo-Asian Ocean. *Lithos*, **304-307**, 468-488.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V. (2007) Provenance of Precambrian Fe- and Al-rich metapelites in the Yenisey Ridge and Kuznetsk Alatau, Siberia: geochemical signatures. *Acta Geol. Sinica (Engl. Ed.)*, **81**(3), 409-423.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V. (2011) Lower Proterozoic metapelites in the northern Yenisei Range: nature and age of protolith and the behaviour of material during collisional metamorphism. *Geochem. Int.*, **49**(3), 224-252.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V. (2014) Geochemistry, age and petrogenesis of rocks from the Garevka metamorphic complex, Yenisey Ridge. *Geochem. Int.*, **52**(1), 1-21.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V. (2015) Evidence of Middle Neoproterozoic extensional tectonic settings along the western margin of Siberian craton: implications for the breakup of Rodinia. *Geochem. Int.*, **53**(8), 671-689.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V. (2016) Geochemistry, petrogenesis and age of metamorphic rocks of the Angara complex at the junction of south and north Yenisei Ridge. *Geochem. Int.*, **54**(2), 127-148.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S. (2011) Collision-related metamorphic complexes of the Yenisei Ridge: their evolution, ages, and exhumation rate. *Russ. Geol. Geophys.*, **52**(10), 1256-1269.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S. (2012) U-Pb and ⁴⁰Ar-³⁹Ar evidence for Grenvillian activity in the Yenisey Ridge during formation of the Teya metamorphic complex. *Geochem. Int.*, **50**(6), 551-557.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Zinov'ev S.V. (2013) The Neoproterozoic Trans-Angara dike belt, Yenisei Range, as an indicator of extension and breakup of Rodinia. *Dokl. Earth Sci.*, **450**(2), 613-617.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Memmi I. (1994) Short-range mobilization of elements in the biotite zone of contact aureole of the Kharlovo gabbro massif (Russia). *Eur. J. Mineral.*, **6**(1), 133-144.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Selyatizkii A.Y. (2005) Mineral equilibria and P-T diagram for Fe- and Al-rich metapelites in the KFMASH system (K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O). *Petrology*, **13**(1), 73-83.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Vershinin A.E. (2006b) Geochemical evidences for protolith origin of Fe- and Al-rich metapelites from Kuznetsk Alatau and Yenisey Ridge. *Russ. Geol. Geophys.*, **47**(1), 120-133.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Vershinin A.E. (2008) Fe- and Al-rich metapelites of the Teya sequence, Yenisei Range: geochemistry, protoliths and the behavior of their matter during metamorphism. *Geochem. Int.*, **46**(1), 17-36.
- Likhanov I.I., Santosh M. (2017) Neoproterozoic intraplate magmatism along the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Rodinia supercontinent. *Precamb. Res.*, **300**, 315-331.
- Likhanov I.I., Santosh M. (2019) A-type granites in the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Precambrian supercontinents Columbia/Nuna and Rodinia. *Precamb. Res.*, **328**, 128-145.
- Likhanov I.I., Zinoviev S.V., Kozlov P.S. (2021) Blastomylonite complexes of the western Yenisei Ridge (Eastern Siberia, Russia): geological position, metamorphic evolution, and geodynamic models. *Geotectonics*, **55**(1), 36-57.
- Ludwig K.R. (1999) User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Isochronology Spec. Publ., 1, 46 p.
- Ludwig K.R. (2000) SQUID 1.00. User's manual. Berkeley Isochronology Spec. Publ., 2, 2455 p.
- Martin H. (1986) Effect of stepper Archean geothermal gradients on geochemistry of subduction related magmas. *Geology*, **14**, 753-756.
- Maslov A.V. (2007) Archean metaterrigenous rocks: major geochemical constraints. *Geochem. Int.*, **45**, 327-344.
- Maslov A.V., Gareev E.Z., Krupenin M.T. (2005) Terrigenous Sedimentary Sequences in the Riphean Stratotype: Contribution of Recycling and Input of the First Cycle Material. *Geochem. Int.*, **43**(2), 131-152.
- Maslov A.V., Krupenin M.T., Ronkin Yu.L., Gareev E.Z., Lepikhina O.P., Popova O.Yu. (2004) Fine-grained aluminosiliciclastic rocks of the Middle Riphean stratotype section in the Southern Urals: formation conditions, composition and provenance evolution. *Lithol. Mineral Res.*, **39**(4), 357-381.
- Maslov A.V., Melnichuk O.Yu., Mizens G.A., Titov Yu.V., Chervyakovskaya M.V. (2020) Provenance reconstructions. Article 2. Litho- and isotope-geochemical approaches and methods. *Lithosphere (Russia)*, **20**(1), 40-62. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-1-40-62>
- McLennan S.M. (1989) Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes.

- ses. In: Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements. (Eds B.R. Lipin, G.A. McKay). Washington D.C., *Mineral. Soc. Amer.*, 169-200.
- Murray R.W., Buchholtz ten Brink M.R., Jones D.L. (1990) Rare earths elements as indicator of different marine depositional environments in chert and shale. *Geology*, **18**, 268-272.
- Neelov A.N. (1980) Petrochemical Classification of Metamorphosed Sedimentary and Volcanic Rocks. Leningrad, Nauka Publ., 100 p. (In Russ.)
- Nesbitt H.W., Young G.M. (1982) Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lulites. *Nature*, **299**, 715-717.
- Nozhkin A.D., Dmitrieva N.V., Likhanov I.I., Serov P.A., Kozlov P.S. (2016b) 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.
- Nozhkin A.D., Kozlov P.S., Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Krylov A.A. (2021) Geochemistry, formation settings, and ore potential of the volcano-sedimentary complexes of Pryangarya, Yenisei Ridge. *Dokl. Earth Sci.*, **501**(2), 1023-1028.
- Nozhkin A.D., Maslov A.V., Podkovyrov V.N., Turkina O.M., Letnikova E.F., Ronkin Yu.L., Krupenin M.T., Dmitrieva N.V., Gareev E.Z., Lepikhina O.P. (2009) Geochemistry of Riphean terrigenous rocks in the Southern Urals and Siberia and variations of the continental-crust maturity. *Russ. Geol. Geophys.*, **50**(2), 71-86.
- Nozhkin A.D., Turkina O.M., Likhanov I.I. (2020) Formation and evolution of the Precambrian crust of the southwestern part of the Siberian Craton. *Proceedings of the All-Russian Conference with international participation, dedicated to the 90th anniversary of IGE M RAS*. Moscow, IGE M RAN Publ., 400-402. (In Russ.)
- Nozhkin A.D., Turkina O.M., Likhanov I.I., Dmitrieva N.V. (2016a) Late Paleoproterozoic volcanic associations in the southwestern Siberian craton (Angara-Kan block). *Russ. Geol. Geophys.*, **57**(2), 247-264.
- Nozhkin A.D., Turkina O.M., Likhanov I.I., Savko K.A. (2019) Paleoproterozoic Metavolcanosedimentary Sequences of the Yenisey Metamorphic Complex, Southwestern Siberian Craton (Angara-Kan block): subdivision, composition, U-Pb zircon age. *Russ. Geol. Geophys.*, **60**(10), 1101-1118.
- Nozhkin A.D., Turkina O.M., Maslov A.V., Dmitrieva N.V., Kovach V.P., Ronkin Yu.L. (2008) Sm-Nd isotopic systematics of Precambrian metapelites from the Yenisei Range and age variations of their provenances. *Dokl. Earth Sci.*, **423**(9), 1495-1500.
- Pattison D.R.M. (1992) Stability of andalusite and sillimanite and the Al₂SiO₅ triple point: constraints from the Ballachulish aureole. *Scott. J. Geol.*, **100**, 423-446.
- Popov N.V., Likhanov I.I., Nozhkin A.D. (2010) Mesoproterozoic granitoid magmatism in the Trans-Angara Segment of the Yenisei Range: U-Pb evidence. *Dokl. Earth Sci.*, **431**(2), 418-423.
- Popov N.V., Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Savko K.A. (2020) Proterozoic granitoid magmatism at the southwestern margin of the Siberian platform in the tectonic history of the Angara-Kan block. *Dokl. Earth Sci.*, **490**(2), 81-86.
- Predevsky A.A. (1980) Reconstruction of the Conditions of the Early Precambrian Sedimentation and Volcanism. Leningrad, Nauka Publ., 152 p. (In Russ.)
- Reverdatto V.V., Likhanov I.I., Polyansky O.P., Sheplev V.S., Kolobov V.Yu. (2017) The nature and models of metamorphism. Novosibirsk, Siberian Branch Publ., 331 p. (In Russ.)
- Reverdatto V.V., Likhanov I.I., Polyansky O.P., Sheplev V.S., Kolobov V.Yu. (2019) The nature and models of metamorphism. Springer, Chum, 330 p.
- Rosen O.M., Abbyasov A.A. (2003) The Quantitative Mineral Composition of Sedimentary Rocks: Calculation from Chemical Analyses and Assessment of Adequacy (MINLITH Computer Program). *Lithol. Miner. Res.*, **38**, 252-264.
- Sal'nikov A.S. (2009) Seismological structure of the Earth's crust in the platform and folded areas of Siberia based on regional refraction seismic data. Novosibirsk, Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources Press, 132 p. (In Russ.)
- Saraev S.V. (1986) Lithology and Petrochemistry of the Riphean Clay Rocks of the Yenisei Range. *Clay Minerals in the Sedimentary Rocks of Siberia*. Novosibirsk, IGIG SO AN SSSR, 78-85. (In Russ.)
- Shaw D.M. (1956) Geochemistry of pelitic rocks. Pt III: Major elements and general geochemistry. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **67**, 913-934.
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, **42**, 313-345.
- Symmes G.H., Ferry J.M. (1992) The effect of whole-rock MnO content on the stability of garnet in pelitic schists during metamorphism. *J. Metamorph. Geol.*, **10**, 221-237.
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Oxford, Blackwell, 312 p.
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1995) The geochemical evolution of the continental crust. *Rev. Geophys.*, **33**, 241-265.
- Thompson J.B. Jr. (1957) The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists. *Amer. Miner.*, **42**, 842-858.
- Whitney D.L., Evans B.W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Amer. Miner.*, **95**, 185-189.
- Williams I.S. (1998) U-Th-Pb geochronology by ion-microprobe. *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes*. (Eds M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley). *Rev. Econom. Geol.*, **7**, 1-35.
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2000) Basics of lithochemistry. St.Petersburg, Nauka Publ., 479 p. (In Russ.)

УДК 551.1/.4+553.072(574)

DOI: 10.24930/1681-9004-2022-22-4-472-496

Геологическое строение и медное оруденение Тектурмасского офиолитового пояса и смежных территорий Центрального Казахстана

И. Ю. Сафонова^{1,2}, Р. М. Антонюк³, А. В. Гурова^{1,4}, В. М. Калугин¹, И. А. Савинский⁴,
А. П. Внуковский⁴, Т. Ж. Орынбек³

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, г. Новосибирск, пр-т Коптюга, 3,
e-mails: inna03-64@mail.ru, sushka386@gmail.com

²Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15

³ТОО Институт проблем комплексного освоения недр, 100000, Республика Казахстан, г. Караганда,
ул. Ипподромная, д. 5, e-mail: r.antonjuk@ipkon.kz

⁴Новосибирский государственный университет, 630090, г. Новосибирск, ул. Пирогова, д. 1, e-mail: sushka386@gmail.com

Поступила в редакцию 21.01.2022 г., принята к печати 25.04.2022 г.

Аннотация. В статье дан обзор основных этапов магматизма и месторождений и рудопроявлений меди и других металлов Тектурмасского офиолитового пояса (ТОП) и смежных структур Центрального Казахстана. Обсуждаются возраст, состав и вероятные тектонические обстановки формирования связанного с сульфидной минерализацией Cu-Ni оруденения Центрального Казахстана. ТОП состоит из свет трех литологических типов: преимущественно базальтовых (карамурунская и кузекская), кремнистых (тектурмасская и базарбайская) и обломочных (сарытаусская, аиртаусская и ермекская). Потенциальная рудоносность самого Тектурмасского офиолитового пояса связана с плутоническими основными и ультраосновными породами офиолитового разреза в пределах Тектурмасского и Базарбайского сегментов. Смежная с ТОП Успенская рифтовая зона включает в себя три вулканогенно-осадочные толщи ранне-среднесилурийского, ранне-среднедевонского и позднедевонско-раннекарбонового возраста. Успенское месторождение меди приурочено к самой молодой толще. Геологическое строение территории, включающей в себя магматические тела с Cu-Ni оруденением, является основой комплексного подхода к изучению рудообразующих систем. Наиболее перспективные на медную минерализацию локации в пределах ТОП и Успенской рифтовой зоны – месторождения Камкор и Успенское–Белла, рудопроявления Ургынжал, Ордобасы и Шопа – связаны с основными и ультраосновными интрузивными комплексами. Приведены основные геологические характеристики районов этих месторождений и рудопроявлений и типы минерализации. Показано, что Центральный Казахстан имеет мало перспектив для обнаружения крупных медных месторождений, но обнаружение средних и мелких месторождений такого типа вполне возможно. Находка новых значимых объектов Су-порфинового типа в районе ТОП также маловероятна, но интерес может представлять доизучение и открытие новых рудных тел в районе уже известных месторождений и рудопроявлений.

Ключевые слова: Центрально-Азиатский складчатый пояс, Успенское месторождение, месторождение Камкор, медное оруденение, рифтовые зоны, надсубдукционные комплексы

Источник финансирования

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект № 20-77-10051, обзор рудопроявлений), госзадания Министерства науки и образования РФ (проекты № 0330-2019-0003 ИГМ СО РАН, геологическое строение, и № АААА-А19-119072990020-6 ИГГ УрО РАН, минерагения руд) и Министерства науки и образования Казахстана (проект № AP08855920, металлогения)

Geological structure and copper mineralization of the Tekturmas ophiolite belt and related structures of central Kazakhstan

Inna Yu. Safonova^{1,2}, Rostislav M. Antonyuk³, Aleksandra V. Gurova^{1,4}, Valery M. Kalugin¹,
Ilya A. Savinsky⁴, Aleksandr P. Vnukovsky⁴, Tlegen Zh. Orynbek³

¹V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, 3 Koptuyuga ave., Novosibirsk 630090, Russia,
e-mails: inna03-64@mail.ru, sushka386@gmail.com

Для цитирования: Сафонова И.Ю., Антонюк Р.М., Гурова А.В., Калугин В.М., Савинский И.А., Внуковский А.П., Орынбек Т.Ж. (2022) Геологическое строение и медное оруденение Тектурмасского офиолитового пояса и смежных территорий Центрального Казахстана. *Литосфера*, 22(4), 472–496. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-4-472-496>

For citation: Safonova I.Yu., Antonyuk R.M., Gurova A.V., Kalugin V.M., Savinsky I.A., Vnukovsky A.P., Orynbek T.Zh. (2022) Geological structure and copper mineralization of the Tekturmas ophiolite belt and related structures of central Kazakhstan. *Lithosphere (Russia)*, 22(4), 472–496. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-4-472-496>

© И.Ю. Сафонова, Р.М. Антонюк, А.В. Гурова, В.М. Калугин, И.А. Савинский, А.П. Внуковский, Т.Ж. Орынбек, 2022

²A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia

³Institute for the Problems of Integrated Development of Subsoil, 5 Ippodromnaya st., Karaganda 100000, Republic of Kazakhstan, e-mail: r.antonyuk@ipkon.kz

⁴Novosibirsk State University, 1 Pirogova st., Novosibirsk 630090, Russia, e-mail: sushka386@gmail.com

Received 21.01.2022, accepted 25.04.2022

Abstract. The article presents an overview of the main stages of magmatism and ore mineralization of copper and other metals of the Tekturmas ophiolite belt and related structures of Central Kazakhstan. The age, composition and probable tectonic settings during the formation of Cu-Ni deposits in Central Kazakhstan associated with sulfide mineralization are discussed. The Tekturmas ophiolite belt includes formations of three lithological types: basaltic Karamurun and Kuzek formations, siliceous Tekturmas and Bazarbai formations and clastic Sarytau, Airtau and Yermek formations. The potential ore mineralization of the Tekturmas ophiolite belt is associated with plutonic mafic and ultramafic rocks of the ophiolite section, within the Karamurun and Kuzek formations of the Tekturmas and Bazarbai segments, respectively. The Uspenka rift zone, which is adjacent to the Tekturmas ophiolite belt, includes three volcanogenic-sedimentary associations of Early-Middle Silurian, Early-Middle Devonian and Late Devonian-Early Carboniferous ages. The Uspenska copper deposit is related to the youngest Late Devonian-Early Carboniferous association. The geological structure of the territory, which includes magmatic bodies with Cu-Ni ore mineralization, should serve as a basis for an integrated approach to studying ore-forming systems. The most promising locations of copper mineralization within the Tekturmas ophiolite belt and Uspenska rift zone are the Kamkor and Uspenska-Bella deposits and the Urtynjal, Ordobasy and Shopa ore occurrences. All these deposits are associated with mafic and ultramafic intrusive complexes. The main regional and local geological characteristics of these deposits and ore occurrences, along with the types of ore mineralization, are discussed. It is argued that Central Kazakhstan has limited prospects for the discovery of large Cu deposits; however, the discovery of medium-size and small-size deposits of that type is quite possible. The discovery of new large Cu-porphyry deposit in the Tekturmas ophiolite belt is also unlikely; however, additional prospecting works aimed at identification of new ore bodies in the vicinity of already known deposits and ore occurrences presents research interest.

Keywords: Central Asian orogenic belt, Uspenskoye, Kamkor deposits, ore mineralization, rift zones, suprasubduction complexes

Funding information

The work was supported by the Russian Science Foundation (project No. 20-77-10051, review of ore occurrences), the state order of the Ministry of Science and Education of the Russian Federation (project No. 0330-2019-0003 IGM SB RAS, geological structure, and No. AAAA-A19-119072990020-6 IGG UB RAS, minerageny of ores) and the Ministry of Science and Education of Kazakhstan (project No. AP08855920, metallogeny)

ВВЕДЕНИЕ

Центральный Казахстан является одной из крупнейших меднорудных провинций Центральной Азии. На его территории известны многочисленные месторождения и проявления меди и других цветных металлов, которые относятся к различным генетическим типам (Ермолов, 1999; Yakubchuk et al., 2004; Seltmann et al., 2010; Ермолов и др., 2016). Среди месторождений меди большое значение имеют медно-порфировые, гидротермальные, колчеданные, а также связанные с медистыми песчаниками. Кроме того, Центральный Казахстан – это перспективный регион для поиска платино-медно-никелевых месторождений, связанных с основными и ультраосновными интрузивными комплексами. Примером является разведанное месторождение Камкор в Каркаралинском районе Карагандинской области, Босшасорская вулканотектоническая структура в Акмолинской области, а также месторождение Южный Максут, которое разрабатывается в соседнем Восточно-Казахстанском регионе (Распаев, Филимонова, 1967; Антоненко и др., 2009; Байдалинов, Хамзин, 2012; Магретова и др., 2020). В настоящее время в Тектурмасском оphiолитовом поясе (ТОП) и смежных регионах из-

вестно сравнительно небольшое количество месторождений и рудопроявлений меди. В них медная минерализация связана с магматическими породами, образованными в различных тектонических обстановках. Точная диагностика тектонических обстановок необходима для оценки металлогенических перспектив того или иного региона, и она невозможна без детальных полевых работ и дорогостоящих высокоточных аналитических исследований. Более того, не все габброидные массивы маркируются проявлениями на поверхности сульфидных руд, часто они находятся в пределах разных тектонических структур, что усложняет их типизацию. Поэтому при постановке исследований на современном уровне таких месторождений может быть найдено больше. Месторождения меди и других цветных металлов могут быть генетически связаны с проявлением мантийного плюма во внутриплитных океанических и континентальных обстановках, а также с активными процессами внутриконтинентального рифтинга (Mao et al., 2008; Lu et al., 2019; и др.) и с надсубдукционным магматизмом (Ripley et al., 2005; Thakurta et al., 2008).

Наиболее перспективным районом, содержащим надсубдукционные и океанические внутриплитные обстановки и окраинно-континентальный

рифтинг, является Тектурмаский офиолитовый пояс, включающий в себя серпентинитовый меланж, одноименный аккреционный комплекс и расположенную южнее Успенскую рифтовую зону (Якубчук, 1991; Степанец, 2016; Дегтярев и др., 2017; Khassen et al., 2020). В северной части Центрального Казахстана ТОП протягивается с запада на восток на расстояние более 200 км при ширине 3–13 км. Он состоит из нескольких тектонических пластин, надвинутых к северу под углом 45–75°, сложенных раннепалеозойскими магматическими и осадочными породами (рис. 1–3). В состав пояса входят как перидотиты, габбро, и базальты, образованные в обстановках срединно-океанического хребта, океанического острова/плато, в надсубдукционных обстановках, так и их метаморфизован-

ные аналоги, связанные с образованием серпентинитового меланжа, а также габброидные тела постколлизийного происхождения. Среди магматических комплексов ультраосновного и основного состава по-прежнему остается множество объектов, чья геодинамическая позиция пока остается неизвестной.

Тектурмаская зона серпентинитового меланжа содержит эксгумированные блоки габброидов, несущих оруденение. Актуальной задачей является поиск и картирование таких блоков с последующим изучением пород на предмет их потенциальной рудоносности. Второй перспективный район – большая область нерасчлененных палеозойских вулканитов, примыкающая к ТОП с востока. В настоящее время ясные представления о генезис-

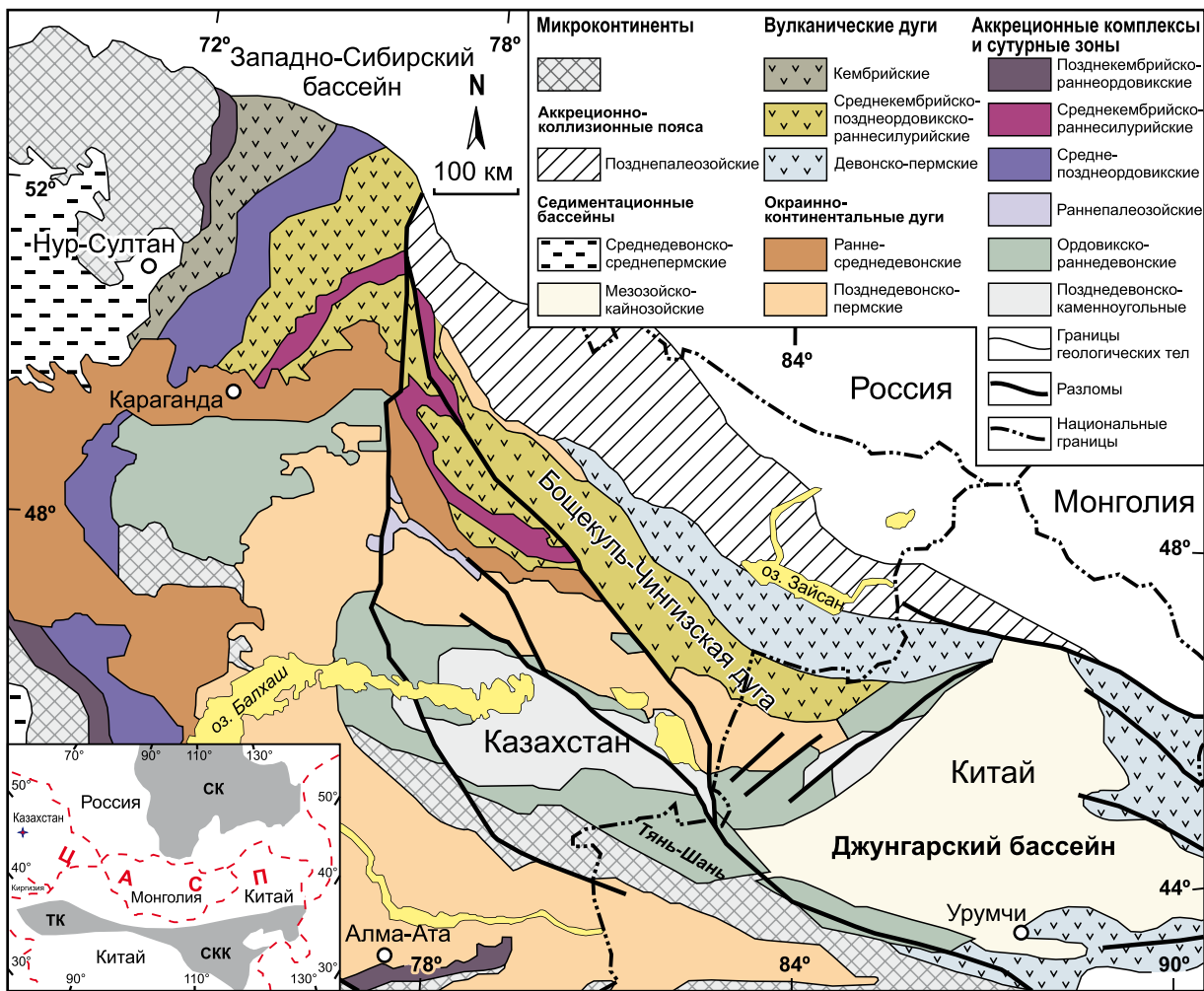


Рис. 1. Геотектоническая карта западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса, по (Windley et al., 2007).

На нижней врезке крестиком показано положение ТОП.

Fig. 1. Geotectonic map of the western Central Asian Orogenic Belt, according to (Windley et al., 2007).

In the lower inset, an cross shows the position of the TOP.

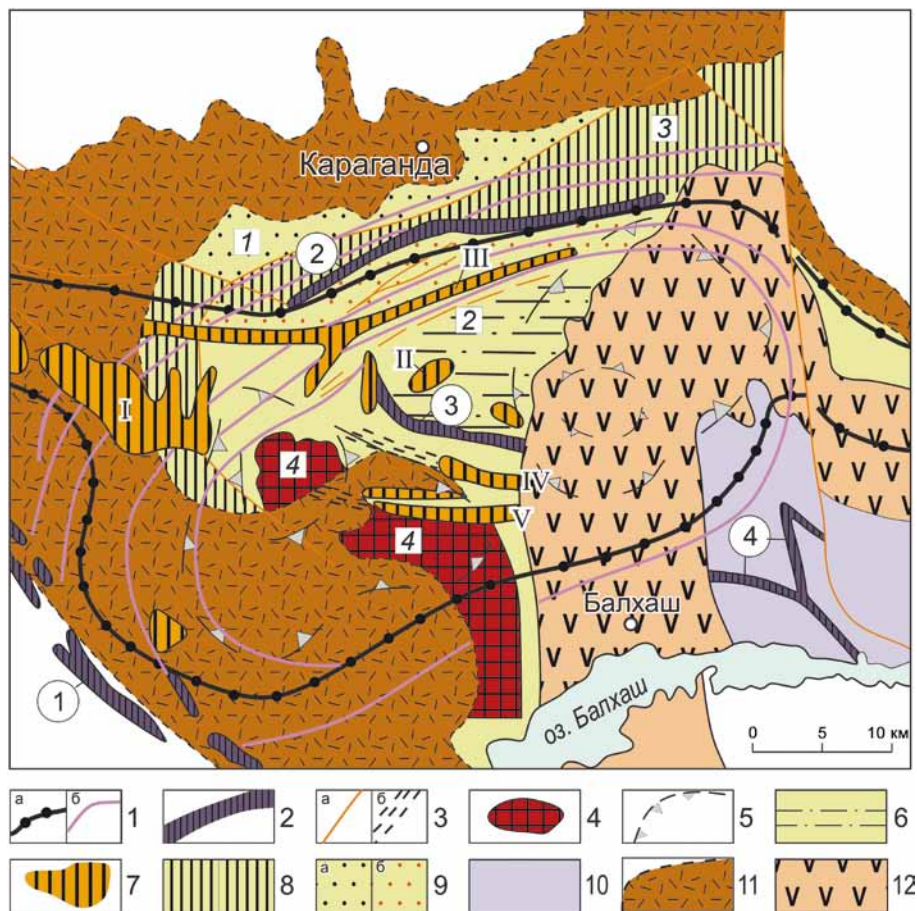


Рис. 2. Геодинамическая схема Центрального Казахстана (Шабалина, 2005).

1 – регион гравитационного минимума: изолинии равных значений Δg (а), граница палеорифтовой системы (б); 2 – оphiолитовые и аккреционные пояса (цифры в кружках: 1 – Жалаир-Найман, 2 – Тектурмас, 3 – Талдыэспетау, 4 – Итмурунды); 3 – разломы (а) и зоны смятия (б); 4 – докембрийский фундамент; 5 – реликты гранито-гнейсовых куполов фундамента; 6 – флишиодные прогибы на сиалическом основании; 7 – рифты, D_3-C_1 (I – Жаилмин, II – Кайрактин, III – Успенская, IV – Акжал, V – Акбастау); 8 – Спасский окраинно-континентальный пояс рифтогенного (D_1-D_2gv) и островодужного (D_2gv) происхождения; 9 – прогибы: задуговые (а), преддуговые (б); 10 – Кентерлау-Матайская зона спрединга нерасчлененная; 11 – девонский вулканический пояс Центрального Казахстана, 12 – Балхаш-Илийский вулканический пояс. Цифры в квадратах: 1 – Жаман-Сарьсуйский антиклинорий; 2 – Карасорский синклиний, 3 – Нуринский синклиний, 4 – Актау-Моинтинский микроконтинент.

Fig. 2. Geodynamic scheme of Central Kazakhstan (Shabalina, 2005).

1 – regional gravitational minimum: isolines of equal values Δg (a), boundary of the paleorift system (b); 2 – ophiolite and accretionary belts. Figures in circles: 1 – Zhalair-Naiman, 2 – Tekturmas, 3 – Taldyespetau, 4 – Itmurunda); 3 – faults (a) and crumple zones (b); 4 – Precambrian basement; 5 – relics of granite-gneiss domes of the foundation; 6 – flysh-filled troughs on sialic basement; 7 – rifts, D_3-C_1 (I – Jailmin, II – Kairaktin, III – Uspenska, IV – Akzhal, V – Akbastau); 8 – Spassky marginal continental belt of rift (D_1-D_2gv) and island-arc (D_2gv) origin; 9 – troughs: back-arc (a), fore-arc (b); 10 – Kenterlau-Matai spreading zone undivided; 11 – Devonian volcanic belt; 12 – Balkhash-Yili volcanic belt. Numbers in squares: 1 – Zhaman-Sarysui anticlinorium; 2 – Karasor synclinorium, 3 – Nurin synclinorium, 4 – Aktau-Mointin microcontinent.

се вулканитов отсутствуют, но именно в этой области находится месторождение Камкор, что однозначно указывает на ее перспективность. В настоящей статье представлены данные по составу магматических пород, взятые из публикаций (Khassen et al., 2020; Degtyarev et al., 2021), а также данные по оруденению Cu-Ni и других металлов на основе

фондовых и опубликованных материалов для оценки перспективности выделения в Центральном Казахстане новой медно-никелевой провинции. Среди них известное месторождение Камкор, менее известные месторождения Успенское и Белла, рудопроявление Уртынжал, а также малоизученные рудопроявления Ордобасы и Шопа.

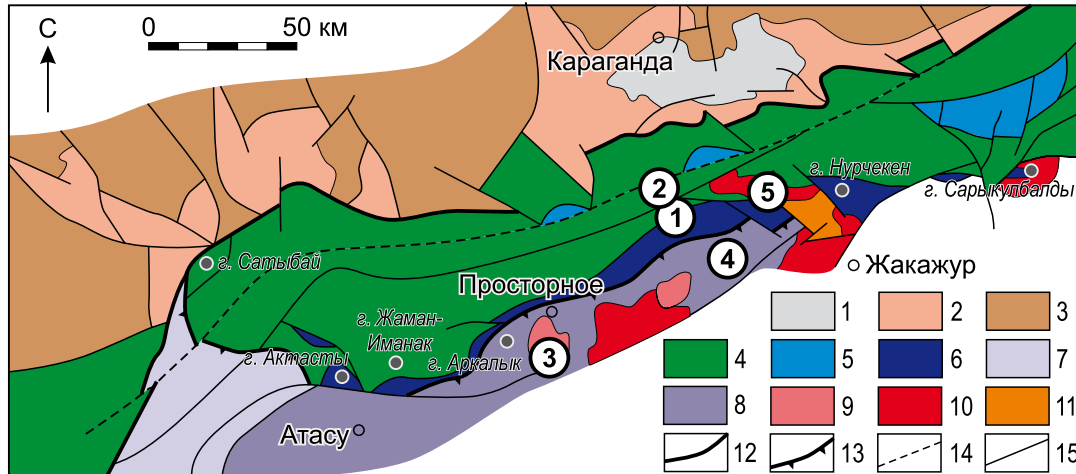


Рис. 3. Геодинамическая схема ТОП и смежных территорий Джунгаро-Балхашской складчатой системы (Антонюк и др., 1995; Степанец, 2016).

1 – мезозойский чехол (J); 2 – углисто-терригенно-карбонатные отложения (D_3-C_2); 3 – девонский вулканоплутонический пояс (D_{1-2}); 4 – образования преддугового Нурина бассейна (O_3-D_3), 5 – Байдаулетовская активная континентальная окраина (O_{2-3}); 6 – ТОП, включая аккреционный комплекс; отложения Сарысуейского бассейна: 7 – турбидиты Атасуйской зоны, 8 – терригенный флиш; 9 – гранодиориты D_2 ; 10 – гранитоиды C_2 ; 11 – риолиты и риодациты Успенского рифта; 12 – Карагандинский надвиг; 13 – Тектурмасский надвиг; 14 – зона смятия; 15 – разломы. Цифры в кружках: 1 – Тортаульская долина, 2 – урочище Базарбай, 3 – рудопроявление Ордабасы, 4 – рудопроявление Шопы, 5 – рудопроявление Уртынжал.

Fig. 3. Geodynamic scheme of the Tekturmas ophiolite belt and adjacent territories of the Dzhungar-Balkhash folded system (Antonyuk et al., 1995; Stepanets, 2016).

1 – Mesozoic cover (J); 2 – carbonaceous-terrigenous-carbonate deposits (D_3-C_2); 3 – Devonian volcano-plutonic belt (D_{1-2}); 4 – formations of the Nura fore-arc basin (O_3-D_3), 5 – Baidaulet active continental margin (O_{2-3}); 6 – Tekturmas ophiolite belt and accretionary complex; Sarysu basin: 7 – turbidites, 8 – terrigenous flysch; 9 – granodiorites (D_2); 10 – granites (C_2); 11 – rhyolites and rhyodacites of the Uspensky rift; 12 – Karaganda thrust; 13 – Tekturmas thrust; 14 – shear zone; 15 – faults. Numbers in circles: 1 – Tortaul valley, 2 – Bazarbai tract, 3 – Ordabasy ore locality, 4 – Shopa ore locality, 5 – Urtynjal ore locality.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ТЕКТУРМАССКОГО ПОЯСА И УСПЕНСКОЙ ЗОНЫ

Тектурмасский пояс

В Центральном Казахстане (см. рис. 1, 2) для поиска медных месторождений, в том числе наиболее ценных с платино-медно-никелевой минерализацией, перспективны районы распространения средне- и позднепалеозойских магматических комплексов, образованных в обстановке конвергентной окраины тихоокеанского типа и включающих в себя вулканические и плутонические породы океанического, надсубдукционного (островные дуги) и постколлизийного (внутриплитного) происхождения (Khassen et al., 2020; Degtyarev et al., 2021), в частности, потенциально рудоносные базит-гипербазитовые интрузии. Один из наиболее перспективных районов, в котором проявлены все эти геодинамические обстановки, – Тектурмасский офиолитовый пояс.

ТОП и смежный с ним аккреционный комплекс расположены в северной части Центрального Ка-

захстана. Тектонические пластины, формирующие структуру ТОП, сложены раннепалеозойскими магматическими и осадочными породами (океанические кремнистые осадки – кремни, кремнистые аргиллиты и алевролиты и терригенные – песчаники и туфопесчаники). Большая часть ТОП представляет собой серпентинитовый меланж, образованный в результате аккреционно-коллизийных процессов. В его состав входят породы океанической литосферы и островных дуг, поднятые с больших глубин в процессе эксгумации серпентинитов и метаморфических пород высоких давлений. Это создает благоприятные условия для формирования рудоносных интрузий, образованных в связи с процессами орогении тихоокеанского типа и/или постколлизийного растяжения. В настоящее время рудоносные интрузии могут входить в состав аккреционных, надсубдукционных и внутриплитных комплексов.

ТОП протягивается вдоль субширотной ветви девонского вулканоплутонического пояса (см. рис. 1, 2) и обрамляет с юга Нурина преддуговой прогиб. Он относится к Джунгаро-Балхашской складчатой системе, включающей в себя четыре

основных домена: 1) пограничный Девонский вулканоплутонический пояс и связанный с ним Нуринский преддуговой прогиб (S_2-D_3), 2) Тектурмасский офиолитовый пояс и/или меланж (O_3-S_1) и Сарысуйский флиш ($S_{1,2}$), 3) Балхаш-Илийский вулканоплутонический пояс и связанный с ним Кентаралаусский преддуговой прогиб (D_1-P_1), 4) Итмурундинский офиолитовый пояс и аккреционный комплекс (O_1-S_1) (см. рис. 1). Все эти структуры имеют свое продолжение на территории северо-западного Китая (Китайская Джунгария), но под другими названиями (Дегтярев, 1999; Windley et al., 2007; Xiao et al., 2010, 2013; Сафонова и др., 2019; Degtyarev et al., 2021).

На юго-западном фланге ТОП в горах Аркалык и Тортаульской долине образования аккреционного комплекса надвинуты на смятые в складки вулканогенно-осадочные отложения Нуринского прогиба, в основании которого обнажаются Базарбайские офиолиты. На восточном фланге, в районе гор Нурчекен, поверхность надвига выполаживается до горизонтального положения. С юго-востока на аккреционный комплекс надвинуты терригенные отложения Сарысуйского бассейна, в основании которых вскрываются мощные разрезы турбидитов, наполненных глубоководными кремнистыми фациями (см. рис. 3). Общая последовательность отложений включает в себя (снизу вверх) пиллоу-лавы, ленточные пелагические кремни (ранее называемые яшмами, фтанитами или силицилитами), гемипелагические кремнистые аргиллиты, алевролиты и в самом верху разреза – песчаники, часто в составе турбидитовой ассоциации (Антонюк, 1974; Khassen et al., 2020). Стоит ТОП из трех сегментов, разделенных разломами, – Нуринско-Базарбайского, Тектурмасского и Сарысуйского (рис. 4). Тектурмасский и Базарбайский сегменты вместе представляют собой образования ТОП и аккреционного комплекса.

Тектурмасский сегмент занимает осевое положение и протягивается с юго-запада на северо-восток на расстояние более чем 40 км, и включает в себя серпентинитовый меланж в основании и отложения карамурунской, тектурмасской и сарытаусской свит (см. рис. 3, 4). В состав серпентинитового меланжа входят гарцбургиты, дуниты, полосчатые габбро, габбро-амфиболиты, габбро-диориты, фрагменты родингитов, базальтов и кремнистых пород, погруженных в серпентинитовый матрикс. Самая древняя карамурунская свита (C_1-O_2kr) состоит преимущественно из вулканических пород основного состава (базальтов) типа OIB (базальты океанических островов) (Khassen et al., 2020; Degtyarev et al., 2021). Встречаются тектонически фрагментированные и деформированные пиллоу-лавы, базальтовые лавобрекчии и туфы с линзами и прослоями кремней и кремнистых сланцев мощностью до 0.1–0.5 м. Базальты массивные и минда-

лекаменные, как правило, изменены постмагматическими процессами. Мощность потоков пиллоу-лав достигает 20–50 м. Общая мощность свиты – от 150–200 до 500–600 м. Возраст, определенный по конодонтам из кремнистых осадочных пород, охватывает интервал от нижнего до среднего ордовика (Новикова и др., 1991).

В состав более молодой *тектурмасской свиты* ($O_{2,3tk}$) входят преимущественно красные, розовые и шоколадные ленточные кремни, часто смятые в складки, будинированные и с признаками Z-складчатости, т. е. оползания по склону, с тонкими прослоями кремнистых аргиллитов, серых кремнистых алевролитов и сланцев. Мощность отдельных слоев кремней 0.5–2.0 м, а кремнистых аргиллитов и алевролитов – 0.5–1.0 см (Khassen et al., 2020). Кремни часто перекрывают магматические породы и встречаются в виде фрагментов в составе Сарытаусской олистостромы (см. рис. 4). Четких взаимоотношений между тектурмасской свитой и другими формациями зоны не задокументировано. Ее средне- и верхнеордовикский возраст определен по конодонтам трех комплексов: нижний дарривилл, верхний дарривилл и нижний сандбий (Курковская, 1985; Новикова и др., 1991; Гридина, 2003). Мощность свиты оценивается в 500 м.

Сарытаусская свита (S_{1st}) представляет собой олистоstromу, состоящую из алевроглинистого и алевропесчанистого матрикса и олистолитов кремней, базальтов, габброидов, перидотитов и серпентинитов (см. рис. 4) (Новикова и др., 1991; Якубчук, 1991). Матрикс рассланцован, отмечаются оползневые текстуры, найдены позднеордовикские конодонты и раннесилурийские граптолиты (Герасимов и др., 1992).

Базарбайский сегмент расположен севернее и северо-восточнее Тектурмасского и включает породы кузекской и базарбайской свит (см. рис. 4) (Антонюк, 1974; Якубчук и др., 1988; Khassen et al., 2020). Кузекская свита (O_{2kz}) представлена пиллоу-лавами базальтов типа OIB и MORB (Khassen et al., 2020; Degtyarev et al., 2021), перекрытыми океаническими осадками. Среди них кремнистые алевролиты и туффиты, содержащие конодонты верхнего дарривилла (средний ордовик) и нижнего сандбия (верхний ордовик) (Дегтярев и др., 2017). Но доминирующим типом лав Базарбайского сегмента являются базальты с надсубдукционными геохимическими характеристиками (Degtyarev et al., 2021). Кремнистые алевролиты и туффиты вместе с базальтами перекрывают дайковый комплекс и плагиограниты. U-Pb возраст плагиогранитов Тортаульского и Базарбайского комплексов составляет 473 ± 2 и 453 ± 2 млн лет соответственно (Degtyarev et al., 2021).

Базарбайская свита ($O_{2,3bz}$) состоит из ленточных кремней, местами с прослоями туфов, кремнистых аргиллитов и алевролитов, туффитов, базаль-

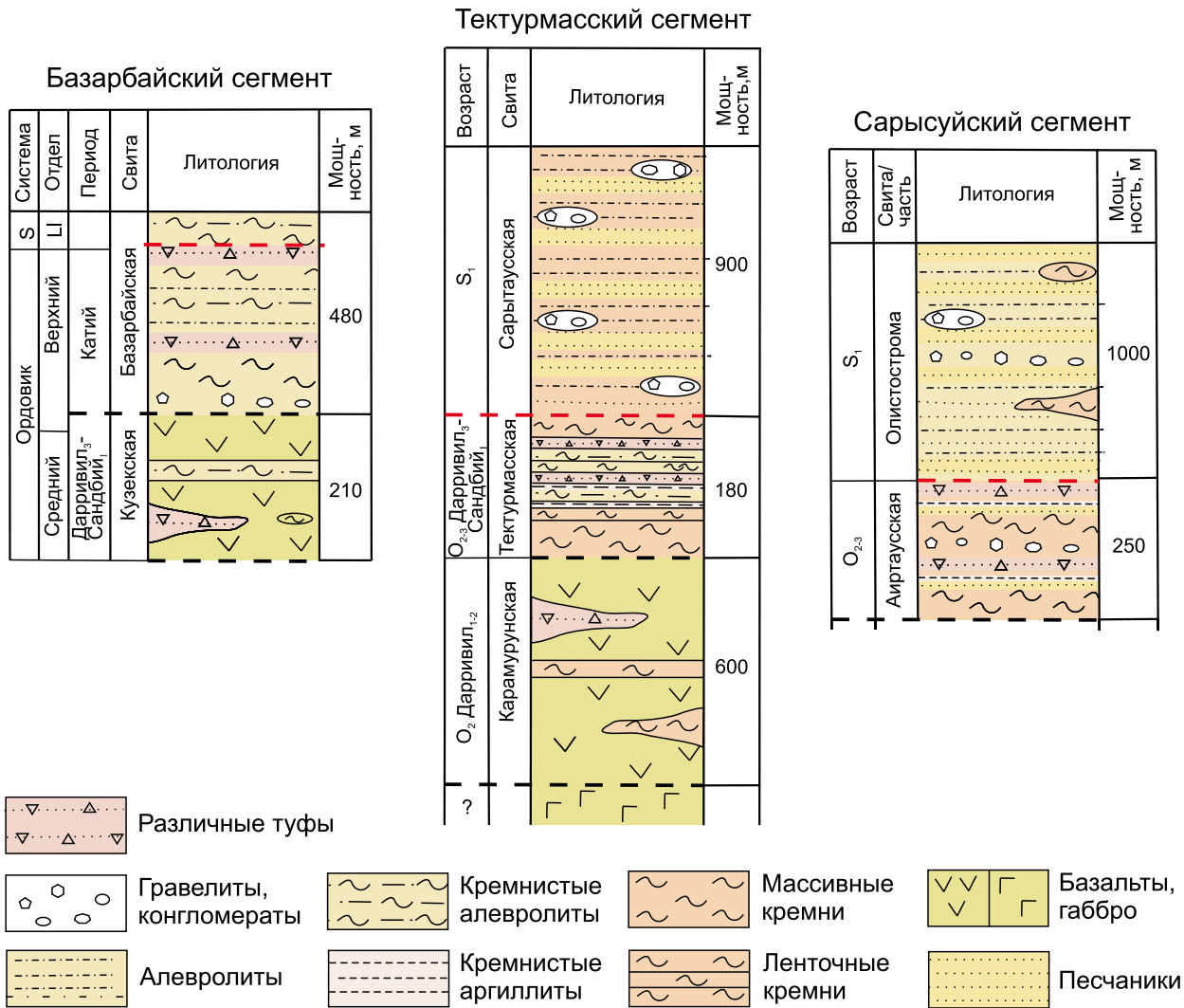


Рис. 4. Обобщенные литостратиграфические колонки Тектурмасской зоны Северного Казахстана, по (Khassen et al., 2020).

Штриховыми линиями показаны тектонические границы.

Fig. 4. Generalized litho-stratigraphic columns of the Tekturmas zone of Northern Kazakhstan (Khassen et al., 2020).

The dashed line shows the tectonic boundaries.

товых и андезитовых туфов, туфопесчаников, полимиктовых и вулканомиктовых песчаников (граувакк) (Антонюк, 1971). Среднеордовикский (позднекарадокский–раннеашгильский) возраст свиты определен по радиоляриям и беззамковым брахиоподам, а также конодонтам в кремнях (Новикова и др., 1991; Дегтярев и др., 2017). Базарбайская свита несогласно перекрывает отложения серпентинитового меланжа и перекрывается силурийским флишем (Антонюк, 1971; Антонюк, 1974; Якубчук и др., 1988) (см. рис. 3, 4). Мощность базарбайской свиты оценивается в 489–500 м. По возрасту и литологическому составу базарбайскую свиту можно сопоставить с кремнистой тектурмасской свитой.

Сарысуйский сегмент расположен к югу и юго-западу от Тектурмасского (см. рис. 2) и включает в себя кремнисто-терригенные образования аиртаусской свиты и олистоstroma ермекской свиты (см. рис. 4). *Аиртаусская свита* (O₂₋₃air) сложена лиловыми и красными кремнями с прослоями туфов, зеленоватыми кремнистыми аргиллитами, песчаниками и гравелитами. По составу она сходна с кластическими осадками верхов тектурмасской свиты в пределах Тектурмасского сегмента. Олистоstroma ермекской свиты включает в себя серые и зеленовато-серые полимиктовые песчаники (граувакки) с прослоями и линзами кремнистых аргиллитов, турбидитов, гравелитов и конгломератов, а

также олистолиты кремней и базальтов. По составу и возрасту она сходна с Сарытаусской олистостромой Тектурмасского сегмента. В других работах раннесилурийские обломочные осадочные породы всех сегментов рассматриваются как сарытаусская свита без дополнительного выделения аиртаусской и ермекской свит (Degtyarev et al., 2021).

По геофизическим данным, Тектурмасскому поясу соответствует зона градиентов силы тяжести, которая падает к северу под углом 60° в верхней части земной коры и 25° – в нижней (см. рис. 2). Породы офиолитовой ассоциации прослеживаются геофизическими методами до глубины 40 км. Мощность гранитно-метаморфического слоя варьирует от 4–5 км в висячем боку Тектурмасского разлома (угол падения 60°) до 8–23 км в лежащем. Сарысуйский бассейн характеризуется неоднородным гравитационным полем. Выделяются субширотные полосы локальных минимумов, фиксирующие Успенский рифт, и полосы максимумов, соответствующих Атасуйскому поднятию (см. рис. 3). Мощность коры в пределах бассейна составляет 42–44 км, а соотношение мощности гранитно-метаморфического и вулканогенно-осадочного слоев – около 1.5 (Шабалина, 2005).

Таким образом, Тектурмасский пояс фактически состоит из свит трех литологических типов: преимущественно базальтовых (карамурунская и кузекская), кремнистых (тектурмасская и базарбайская) и обломочных (сарытаусская, аиртаусская и ермекская). Потенциальная рудоносность связана с плутоническими основными и ультраосновными породами офиолитового разреза Тектурмасского и Базарбайского сегментов, которые показаны единой зоной на рис. 3 (см. схемы в (Khasse et al., 2020; Degtyarev et al., 2021)).

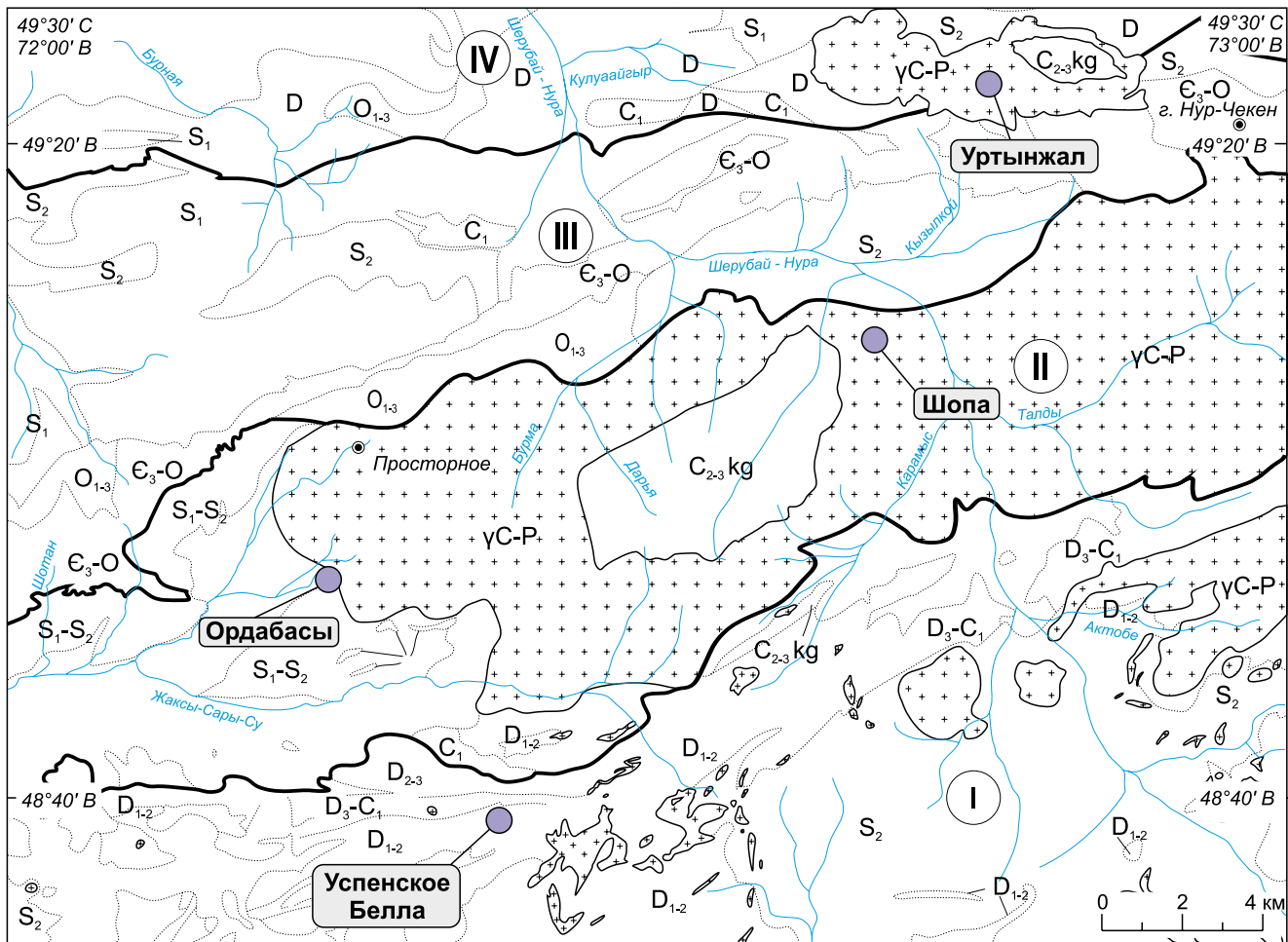
Успенская зона

Одной из наиболее значимых и протяженных смежных с ТОП структур является Успенская рифтовая зона или рифтогенный прогиб девонского возраста (рис. 5). В Центральном Казахстане девонско-раннекарбонный рифтогенез проявлен фрагментарно. Заложение Жаильминского, Спасского и Успенского рифтов началось с раннего девона. Рифтогенез охватил и области распространения девонского вулканоплутонического пояса (см. рис. 1) и смежный Атасуйский район с крупными уникальными месторождениями Каражал, Ушкаты, Жайрем и др. (см. рис. 2, 3). Вулканогенные серии рифтов сложены андезибазальтами, базальтами и андезитами, меньше (до 10%) – дацитами, риолитами и трахитами. Петрохимическая особенность вулкаников заключается в примерно равных соотношениях в разрезе пород нормальной и повышенной щелочности, глиноземистости и титанистости. Осадочные отложения формировались за счет раз-

рушения и последующего переотложения продуктов синхронного вулканизма, а также за счет размыва более древних пород бортовых частей рифтов (Коробкин, Буслов, 2011).

По геофизическим данным, образования вулканогенно-осадочного слоя Успенского рифта (см. рис. 2) подвинуты под Тектурмасский разлом на глубину 25–30 км на север и под Успенский разлом – на глубину 30 км к югу (Шабалина, 2005). Граница между Тектурмасской и Успенской зонами фиксируется локальным линейным минимумом силы тяжести, ориентированным параллельно Тектурмасскому офиолитовому шву и соответствующим прогибу кровли гранитно-метаморфического слоя. Успенский рифт отличается большой мощностью вулканогенно-осадочного слоя и малой – гранитно-метаморфического слоя, что характерно для коры субокеанического типа. Структура рифта характеризуется четко выраженными гравитационными минимумами, а краевые части континентов – максимумами, что типично для современных активных континентальных окраин. В целом фаменская система рифтов всего Центрального Казахстана согласна его раннепалеозойской структуре (Шабалина, 2005) (см. рис. 5).

Первые данные по Успенскому синклинию или внутриконтинентальному рифту в современной терминологии и связанными с ним рудопроявлениями появились еще середине прошлого века. В книге Ф.И. Вольфсона (1945) было представлено Успенское месторождение, расположенное в Джана-Аркинском районе Карагандинской области, в 150 км к югу от Караганды (см. рис. 3). В геологическом строении Успенского рифта (см. рис. 5) преобладают магматические породы: вулканы среднего и кислого состава, в том числе порфиры и альбитофиры, и сопутствующие туфы, туфобрекчии и туффиты. Осадочные породы представлены конгломератами, песчаниками, глинистыми сланцами и известняками трех толщ разного возраста: раннего-среднего силура, раннего-среднего девона и позднего девона-раннего карбона (Вольфсон, 1945). Эффузивно-осадочная толща раннего-среднего силура перекрывается с резким угловым несогласием эффузивно-осадочной толщей раннего-среднего девона. Эти эффузивно-осадочные толщи, в свою очередь, перекрыты пестрой по литологическому составу толщей позднего девона-раннего карбона, к которой приурочено Успенское месторождение. Вмещающие породы месторождения представлены (сверху вниз): 1) известняками; 2) глинистыми сланцами; 3) аркозовыми песчаниками, туфопесчаниками и конгломератами; 4) эффузивными порфирами, порфиридами и их туфами. И вулканические, и осадочные породы подвержены процессам тектонических деформаций (складчатости, надвигообразования), приведших в том числе и ко вторичным изменени-



C₂₋₃ kg	Керегетасская свита: андезитовые и диабазовые порфиры; альбитофиры, туфы, туфопесчаники, кварцевые порфиры	S₁	Пестроцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты
a C₁ / б D	Девонский вулканический пояс: а – перекрывающие карбонаты; б – песчаники, туфопесчаники, конгломераты, порфиры, туфы	O₁₋₃	Ордовикские базальты, кремни, вулканические брекчии, кремнистые алевролиты и аргиллиты, турбидиты
D₃-C₁	Успенская свита: известняки, кремнистые и углистые сланцы, алевролиты, песчаники, базальтовые и кварцевые порфиры	E₃-O	Уртынжалская серия: базальты, долериты, кремнистые аргиллиты, алевролиты, кремни, туфы; плагиограниты, габбро, серпентиниты
D₁₋₂	Кайдаульская свита: альбитофиры, кварцевые порфиры, туфы, порфиры, песчаники	YC-P	Позднепалеозойские гранитоиды: гранодиориты, кварцевые диориты, тоналиты, граниты, граносиениты
S₁-S₂	Песчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки	а б	а – тектонические границы зон, б – стратиграфические и литологические границы
S₂	Песчаники, туфопесчаники, конгломераты, алевролиты, аргиллиты, линзы известняков	а б	а – номера зон, б – месторождения.

Рис. 5. Геологическое строение района ТОП и Успенской рифтовой зоны, по (Геологическая карта..., 1961).
Зоны: I – Успенская, II – Атасу-Сарысуйская, III – Тектурмасская, IV – Спасско-Нурина.

Fig. 5. Geological structure of the TOB and Uspenska rift zone, according to (Geological Map..., 1961).
Zones: I – Uspenska, II – Atasu-Sarysui, III – Tekturmas, IV – Spassk-Nura.

ям в виде серицитизации, карбонатизации, хлоритизации и эпидотизации (Вольфсон, 1945). Эти деформации, вероятно, связаны с каледонской и герцинской орогенными эпохами, что привело к развитию систем надвигов, проходящих параллель-

но осям складок, зон смятия. Деформации предшествовали рудной минерализации, которая локализована рядом с зонами смятия. Осадки позднего девона–раннего карбона прорваны дайками и штоками гранит-порфиров, сиенит-порфиров и

гранодиоритов. Точный возраст гранитоидов неизвестен, но Ф.И. Вольфсон предполагал, что они также связаны с герцинской орогенцией. Фаменские базальты Успенской зоны изливались в условиях внутриконтинентального рифта на уже консолидированной континентальной коре, о чем свидетельствует высокая общая щелочность пород. Состав базальтов типичен для вулканитов рифтовых зон: присутствуют низкощелочные толеиты, щелочно-земельные и щелочные разности (Бурштейн и др., 1996).

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ

Уже с 70-х гг. прошлого столетия магматические породы гор Тектурмас сопоставлялись с древней океанической корой (Антонюк, 1974; Якубчук и др., 1988; Турманидзе и др., 1991; Степанец и др., 1998). Габбро-перидотиты встречаются в составе серпентинитового меланжа (см. рис. 3–5). Судя по возрасту осадочных пород, контактирующих с океаническими базальтами карамурунской свиты, вулканические породы верхней части офиолитового разреза образовались в возрастном интервале от раннего до среднего ордовика (средний флю-поздний даррив). В южной гряде Сарытау (см. рис. 3) в серпентинитах встречаются подиформные тела хромитов. Все контакты перидотитов и габброидов с базальтами карамурунской толщи являются тектоническими (Антонюк, 1974; Авдеев, 1986; Магматические комплексы..., 1988).

Среди вулканических пород ТОП преобладают базальты с массивной и миндалекаменной текстурой и афировой и порфиоровой микроструктурами. Субвулканические разновидности представлены долеритами, часто присутствующими в центральных частях лавовых потоков или больших “подушек” пиллоу-лав. Вулканические и субвулканические породы часто метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев. Наиболее распространенными вторичными минералами являются альбит, хлорит, кальцит, эпидот, пренит, актинолит, лейкоксен, непрозрачные минералы и халцедон.

К настоящему времени результаты исследований химического состава вулканических и субвулканических пород Тектурмаса весьма ограничены. В данной статье мы приводим данные, опубликованные в (Khassen et al., 2020; Degtyarev et al., 2021), а также несколько новых данных по концентрациям породообразующих окислов в породах карамурунской и кузекской свит. В целом по петрохимическому составу (рис. 6) в ТОП диагностированы три группы вулканических и субвулканических пород щелочной, толеитовой и известково-щелочной серий ($\text{SiO}_2 = 43.9\text{--}59.2$, $\text{TiO}_2 = 0.55\text{--}3.40$, $\text{MgO} = 1.5\text{--}9.5$, $\text{CaO} = 1.6\text{--}12$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 12.4\text{--}$

19.1 мас. %, $\text{Mg\#} = 10\text{--}67^1$): высоко-Ti ($\text{TiO}_2 > 1.9$ мас. %), средне-Ti ($\text{TiO}_2 = 1.4\text{--}1.7$ мас. %) и низко-Ti ($\text{TiO}_2 < 1$ мас. %) (Khassen et al., 2020). Преобладают щелочные и субщелочные базальты и базальтовые андезиты, хотя встречаются пикриты и андезиты (см. рис. 6а). Все изученные породы относятся к толеитовой серии (см. рис. 6б, в). Породы трех групп в разной степени содержат легкие РЗЭ (рис. 7а), характеризуясь обогащенными, деплетированными и плоскими спектрами ($\text{La/Yb}_N = 3.8\text{--}7.7$ для высоко-Ti образцов карамурунской свиты и $\text{La/Yb}_N = 0.7\text{--}1.8$ для низко-Ti образцов кузекской свиты). Породы высоко-Ti группы значительно обогащены Nb, Th и Zr по сравнению с группами 2 и 3, что дает положительные аномалии по Nb относительно La и Th ($\text{Nb/La}_{pm} = 1.2\text{--}1.5$, $\text{Nb/Th}_{pm} = 1.4\text{--}1.8$). Для низко-Ti образцов характерны минимумы по Nb относительно Th и La ($\text{Nb/La}_{pm} = 0.2\text{--}0.6$, $\text{Nb/Th}_{pm} = 0.2\text{--}0.6$) (рис. 7б). Базальты карамурунской и кузекской свит характеризуются положительными значениями ϵNdt . Таким образом, высоко-Ti образцы обогащены LREE и Nb и имеют широковарьирующие значения ϵNdt , что типично для базальтов типа OIB или базальтов плюмового типа (Sun, McDonough, 1989; Safonova, Santosh, 2014). Средне-Ti базальты по вещественному и изотопному составу похожи на MORB и образовались в зоне COX. Низко-Ti образцы обладают геохимическими особенностями, характерными для вулканических и субвулканических пород, сформированных в надсубдукционных условиях (Safonova et al., 2017). Часть низко-Ti образцов обогащена MgO (7.2–9.5 мас. %), истощена REE и имеет самые низкие содержаниями Nb, что указывает на их происхождение в обстановке внутриокеанической дуги (Khassen et al., 2020).

ОБЗОР ИЗВЕСТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РУДОПРОЯВЛЕНИЙ

ТОП и смежные районы представляют собой мозаику из фрагментов океанической коры, островных дуг, задуговых и преддуговых бассейнов, которые были сгущены в результате аккреционных и коллизионных процессов (Дегтярев, 1999; Windley et al., 2007; Safonova, Santosh, 2014; Safonova et al., 2017). Поэтому подавляющая часть месторождений и рудопроявлений данного района связана либо с магматизмом океанических обстановок (срединно-океанические хребты и внутриокеанические поднятия) и рифтовых зон, либо территорий с магматизмом островных дуг и континентальных окраин. Это подтверждается наличием большого количества вулканогенных рудопроявлений и месторождений меди и полиметаллов (например, Успенское месторождение, см. рис. 5). Широ-

¹ $\text{Mg\#} = \text{MgO}/40 / (\text{Fe}_2\text{O}_3 \times 0.9/72 + \text{MgO}/40) \times 100$.

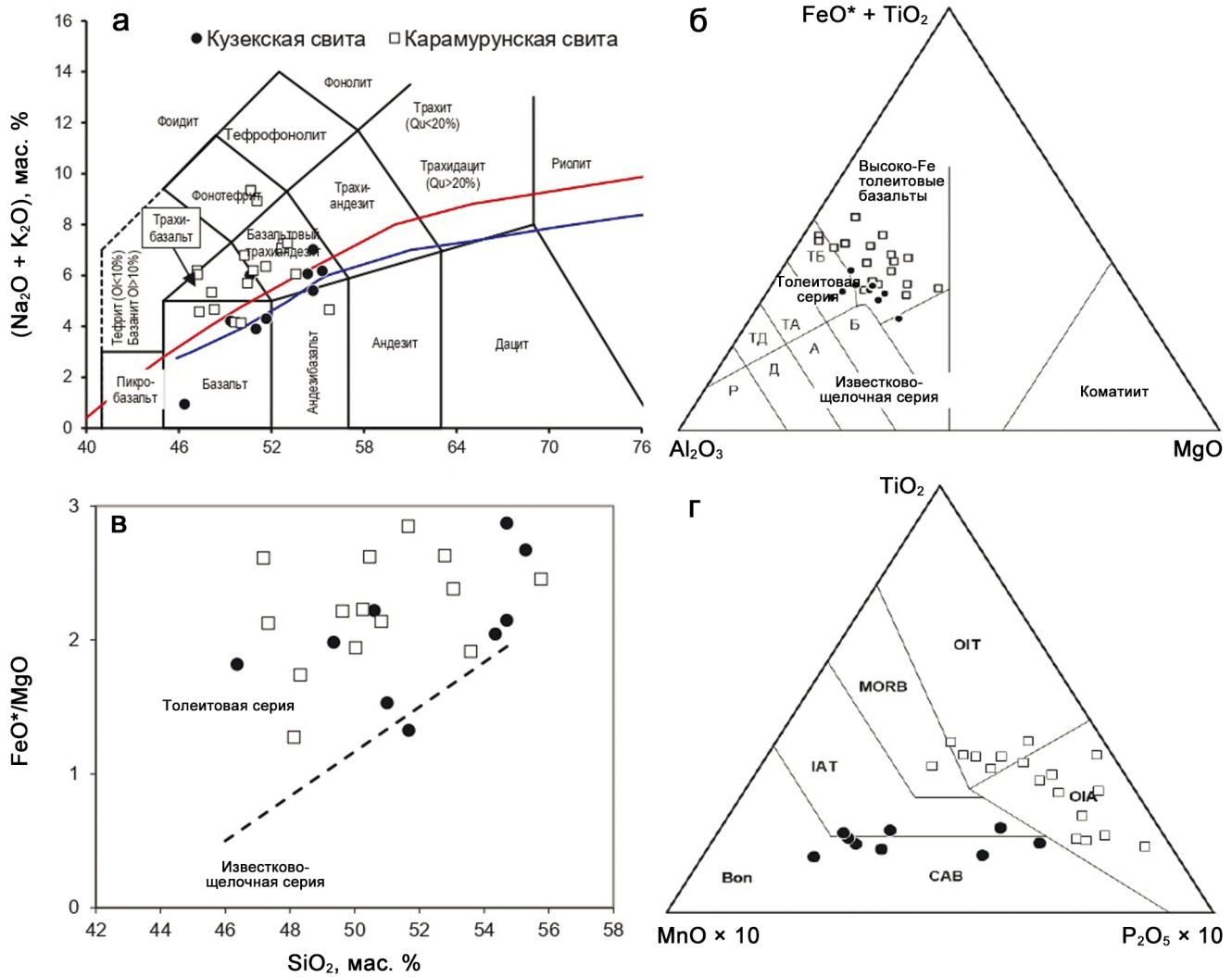


Рис. 6. Классификационные диаграммы для вулканических пород Тектурмасского офиолитового пояса.

а – диаграмма TAS (Le Maitre et al., 2002); б – диаграмма $Al_2O_3-FeO^* + TiO_2-MgO$ (Jensen, 1976), толеитовая серия: ТА – андезит, ТД – дацит, известково-щелочная серия: Б – базальт, А – андезит, Д – дацит, Р – риолит; в – график SiO_2-FeO^*/MgO для разделения составов на толеитовую и известково-щелочную серии; г – тектоническая диаграмма $MnO-TiO_2-P_2O_5$ (Cloos, 1984); Bon – бониниты, OIT – толеиты океанических островов/симаунтов, OIA – щелочные базальты океанических островов, IAT – островодужные толеиты, CAB – известково-щелочные базальты, MORB – базальты срединно-океанических хребтов. Все данные – по (Khassen et al., 2020; Degtyarev et al., 2021).

Fig. 6. Classification diagrams for volcanic rocks of the Tekturmas ophiolite belt.

а – TAS diagram (Le Maitre et al., 2002); б – diagram $Al_2O_3-FeO^* + TiO_2-MgO$ (Jensen, 1976), tholeiitic series: TA – andesite, ТД – dacite, calc-alkaline series: Б – basalt, А – andesite, Д – dacite, R – rhyolite; в – SiO_2-FeO^*/MgO graph for separating compositions into tholeiitic and calc-alkaline series; г – tectonic diagram $MnO-TiO_2-P_2O_5$ (Cloos, 1984); Bon – boninite, OIT – oceanic island/seamount tholeiites, OIA – oceanic island/seamount alkaline basalt, IAT – island arc tholeiites, CAB – calc-alkaline basalts, MORB – mid-ocean ridge basalt. The data were borrowed from (Khassen et al., 2020; Degtyarev et al., 2021).

кое распространение имеют также рудопроявления меди, пространственно связанные с гранитными и гранодиоритовыми массивами. Местами развитие медно-порфировой и медно-никелевой минерализации сопряжено с блоками габброидов в серпентинитовом меланже. Кроме того, имеются гидротермальные рудопроявления меди и золота (Ермо-

лов и др., 2019; Антонюк и др., 2020), для которых трудно достоверно установить связь с конкретными магматическими комплексами. Однако нередко они также пространственно приурочены к гранитоидным массивам и заслуживают внимания как возможные объекты золото-медно-порфирового оруденения (табл. 1). Неожиданно для такой геологи-

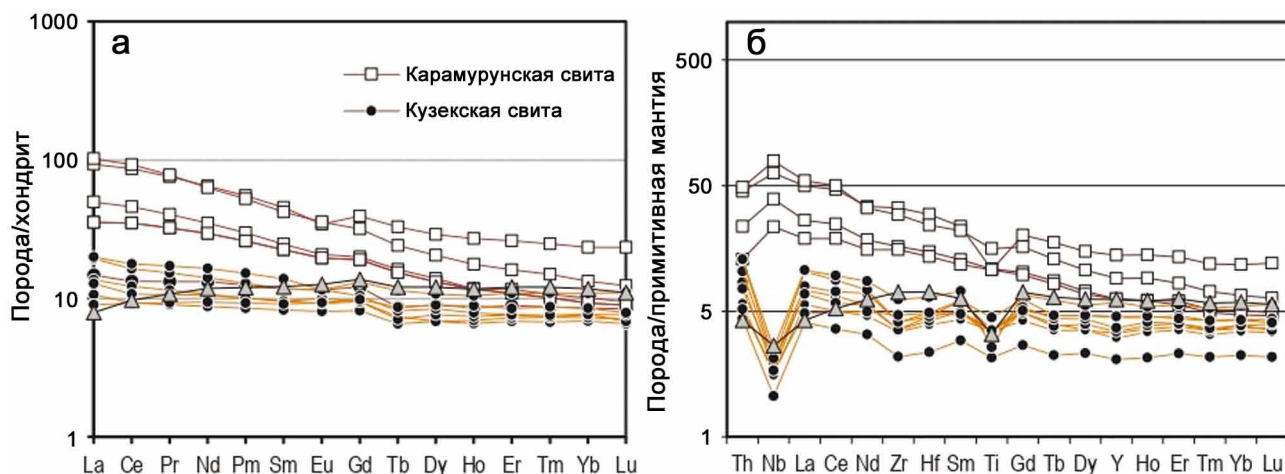


Рис. 7. Нормированные по хондриту кривые распределения редкоземельных элементов (а) и нормированные по примитивной мантии мультиэлементные спектры распределения редких элементов (б) для вулканических пород Тектурмаса.

Нормировочные значения взяты из (Sun, McDonough, 1989). Линия с треугольниками – базальт типа MORB кузекской свиты. Все данные – из (Khassen et al., 2020; Degtyarev et al., 2021).

Fig. 7. Chondrite-normalized rare-earth element patterns (a) and primitive mantle-normalized multi-component trace element patterns (b) for Tekturmas volcanic and sedimentary rocks.

Normalization values are from (Sun, McDonough, 1989). The line with triangles is for a MORB-type basalt of the Kuzek Fm. The data were borrowed from (Khassen et al., 2020; Degtyarev et al., 2021).

Таблица 1. Концентрации основных рудных элементов месторождений Тектурмасского офиолитового пояса и смежных территорий

Table 1. Main ore components and their concentrations for ore deposits of the Tekturmas ophiolite belt and adjacent areas

Элемент	Месторождение, рудопроявление				
	Камкор	Успенское–Белла	Ургынжал	Ордобасы	Шопа
ЭПГ	Pt = 0.23–0.6, Pd = 0.46–1.07 г/г	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Au	Н.о.	Н.о.	0.4–3 г/г	0.002–0.04 г/г	0.05 г/г
Ag	Н.о.	Н.о.	0.001 мас. %	Н.о.	1–6 г/г
Cu	0.85 мас. %	0.9–5.0 мас. %	0.6–1.0 мас. %	0.25–0.80 мас. %	0.1–0.6 мас. %
Bi	Н.о.	Н.о.	0.3 мас. %	Н.о.	0.01–0.03 мас. %
Te	Н.о.	Н.о.	0.3 мас. %	Н.о.	Н.о.
(Ni) Mo, W	Н.о.	Н.о.	Ni = 1 мас. %	Mo = 12–60, W = 400–600 г/г	Н.о.
Рудные минералы	Прн, ХП, Пл, Пнд, Куб, Мгт, Мкз, Вио, Вал	Хз, Бо	ХП, ПР, Бо, Ви, Тд, Прн, Пнд, Куб, Хз, Ко, Мх, Мл	Пр, ХП, Мо	ХП, Пр, Мх Ку, Ко, Хз
Тип оруденения	СМН	ПГт	ПГт	ПГт	Гт

Примечание. Рудные минералы: Бо – борнит, Вал – вальерит, Ви – висмутин, Вио – виоларит, Ку – куприт, Куб – кубанит, Ко – ковеллин, Мгт – магнетит, Мкз – марказит, Мл – миллерит, Мо – молибденит, Мх – малахит, Пл – полидимит, Пнд – пентландит, Пр – пирит, Прн – пирротин, Тд – тетрадимит, Хз – халькозин, ХП – халькопирит. Тип оруденения: СМН – сульфидный медно-никелевый, ПГт – плутоногенно-гидротермальный, Гт – гидротермальный. Н.о. – не обнаружено.

Note. Ore minerals: Бо – bornite, Вал – vallerite, Ви – bismutite, Вио – violarite, Ку – cuprite, Куб – cubanite, Ко – covellite, Мгт – magnetite, Мкз – marcassite, Мл – millerite, Мо – molybdenite, Мх – malachite, Пл – polydymite, Пнд – pentlandite, Пр – pyrite, Прн – pirrhpptite, Тд – tetradymite, Хз – chalcocite, ХП – chalcopyrite. Type of mineralization: СМН – sulfide copper-nickel, ПГт – plutonogenic-hydrothermal, Гт – hydrothermal. Н.о. – not found.

ческой ситуации появление сульфидного медно-никелевого месторождения Камкор, которое находится на восточном фланге ТОП и связано с раннекарбонными интрузивами (Байдалинов, Хамзин, 2012). Хотя мафит-ультрамафитовые интрузии в целом характерны для офиолитов и не являются редкостью для континентальных окраин, сульфидные медно-никелевые месторождения в таких обстановках встречаются редко. Более ожидаемо появление платиновых месторождений, связанных с зональными массивами Урало-Аляскинского типа (Ripley et al., 2005). Однако такие массивы в районе не обнаружены.

Помимо месторождения Камкор другие проявления сульфидного медно-никелевого оруденения в районе не известны, хотя ранее высказывалось предположение о том, что сульфидная медно-никелевая минерализация присутствует в эксгумированных блоках амфиболитизированных габброидов и ультраосновных пород непосредственно в зоне серпентинитового меланжа. В качестве примера приводилось рудопоявление Уртынжал (Ермолов и др., 2019). Поскольку в глубокометаморфизованных породах серпентинитового меланжа сложно определить источник рудного вещества, возможно, имеются и другие сульфидные медно-никелевые рудопоявления, которые были отнесены к плутоногенно-гидротермальному генетическому типу. В районе ТОП и на прилегающих территориях основными являются рудопоявления и месторождения Cu-порфирирового колчеданного и сульфидного медно-никелевого типа. Приведем примеры месторождений и рудопоявлений перечисленных генетических типов ТОП и прилегающих районов: Камкор, Успенское–Белла, Уртынжал, Ордобасы и Шопа. В табл. 1 представлена общая характеристика этих объектов.

Месторождение Камкор

Месторождение Камкор расположено в восточной части региона (см. рис. 3, 5). Изучение месторождения с оценкой запасов проведено Карагайлинской группой партий (А.К. Распаев) в 1963–1965 гг. В 1996 г. осуществлено доизучение, в том числе буровые работы (Байдалинов, Хамзин, 2012). Месторождение принадлежит к дифференцированному Камкорскому мафит-ультрамафитовому комплексу раннего карбона, залегающему в верхнепалеозойской карбонатно-терригенной толще (рис. 8) (Распаев, Филимонова, 1967; Байдалинов, Хамзин, 2012; Магретова и др., 2020). Комплекс представлен биотит-роговообманковыми перидотитами, габбро-норитами, норитами, габбро и габбро-диоритами. Рудные тела локализованы в перидотитах. В разрезе комплекса присутствуют биотит-роговообманковые перидотиты, меланократовые оливиновые и безоливиновые роговообманковые

габбро-нориты, нориты, биотит-роговообманковые габбро, пегматоидные габбро и габбро-диориты. Рудные тела локализованы в крупнозернистых перидотитах. Сульфидная минерализация присутствует в габбро и порфирировидных калишпатизированных габбро-диоритах. Структура рудоносных пород панидиоморфная, неравномернозернистая, крупнозернистая и призматически-зернистая. Текстура массивная, такситовая и атакситовая.

Рудные залежи связаны с двумя блоками интрузии, которые разобщены и повернуты относительно друг друга на 90° , но имеют одинаковое строение (см. рис. 8). С северным блоком связана залежь № 1, с южным – залежь № 2. Мощность залежей 50.6 и 40.7 м соответственно. В рудной залежи № 1 по бортовому содержанию меди 0.2 мас. % выделено четыре рудных тела, представляющих собой пластообразные, реже линзообразные тела непостоянной мощности, погружающиеся в южном направлении. В некоторых разрезах они имеют куполовидные поднятия и впадины, осложняющие общую моноклиналиную структуру. Самое большое имеет длину 920 м при средней мощности 25.9 м. Ширина рудной залежи в проекции на горизонтальную плоскость 280 м. Залежь № 2 находится в южном крыле корытообразной структуры, вытянутой в субширотном направлении. Угол падения в южном борту составляет $45\text{--}60^\circ$. Залежь по мере погружения в северном направлении выполаживается и на глубине имеет субгоризонтальное залегание. В этой залежи выделяется пять рудных тел. Самое большое прослежено на 540 м при средней мощности 18.4 м. В районе месторождения возможно обнаружение третьей рудной залежи в 300–400 км к северо-востоку от залежи № 1.

Cu-Ni минерализация представлена гнездовыми, вкрапленными и прожилково-вкрапленными рудами (Распаев, Филимонова, 1967). Гнездовые руды развиты в серпентинизированных перидотитах, габбро-норитах и норитах. Размеры гнезд от 0.1×0.2 до 1×2 см. Преобладают гнезда размером 0.3×0.6 см. Рудные минералы представлены пирротинитом, халькопиритом, пенландитом, кубанитом, магнетитом, марказитом, виоларитом и валлериитом, вкрапленные руды – гидротермально-измененными перидотитами и габбро-норитами с тонкой вкрапленностью сульфидов размером до 0.05 мм. Основными рудными минералами являются пирротин, халькопирит и полидимит. Гидротермальные изменения выражены в отальковании и хлоритизации пород. Прожилково-вкрапленное оруденение связано со шширами и прожилками калишпат-прениит-хлоритового и эпидот-прениитового составов в измененных биотит-роговообманковых габбро. Размеры сульфидных вкрапленников, представленных пирротинитом и халькопиритом, колеблются от сотых до десятых долей сантиметра. Каждому типу оруденения соответствует своя параге-

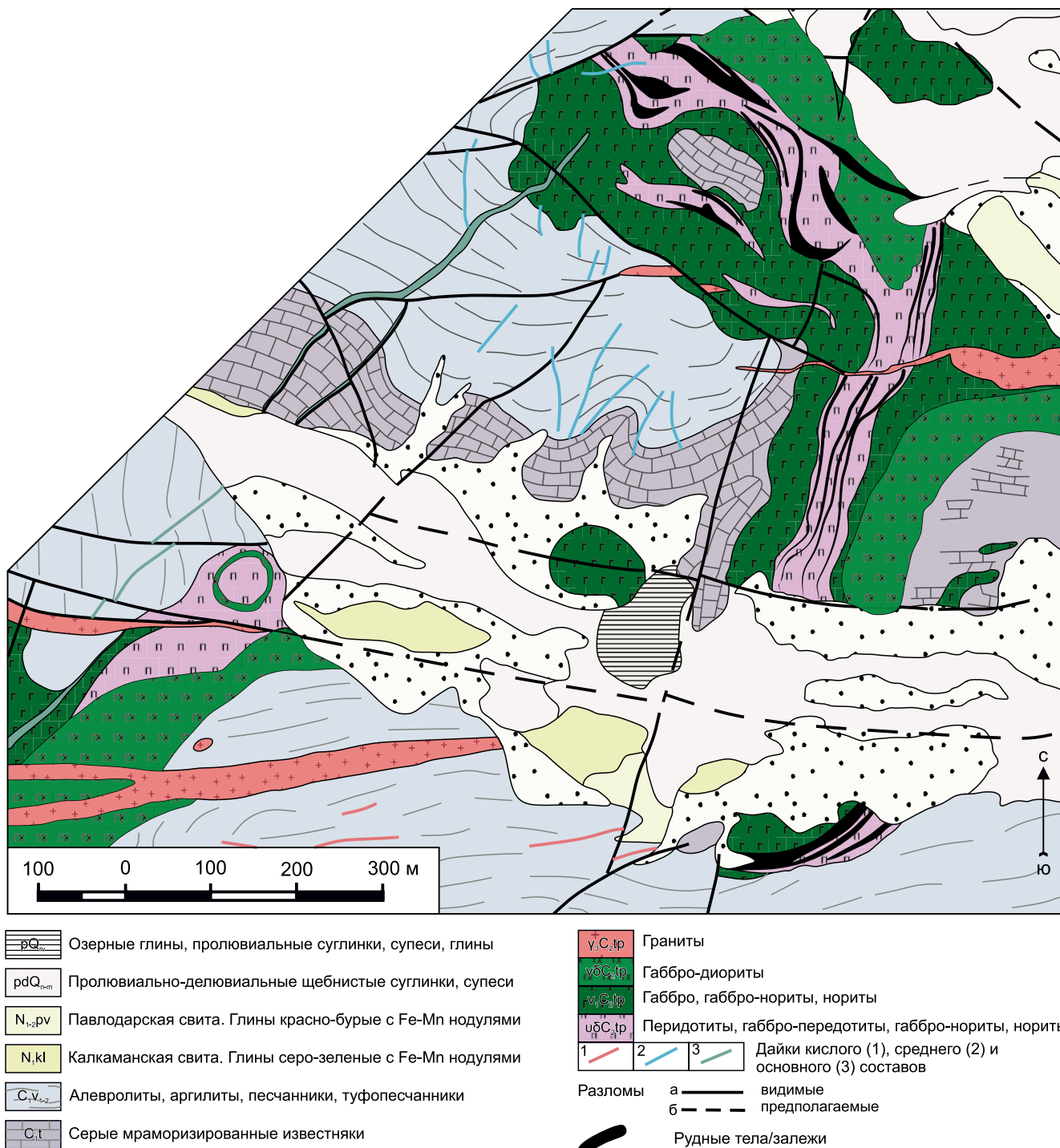


Рис. 8. Геологическое строение месторождения Камкор (Байдалинов, Хамзин, 2012). Рудные залежи – северная (№ 1) и южная (№ 2) (пояснения см. в тексте).

Fig. 8. Geological structure of the Kamkor deposit (Baidalinov, Khamzin, 2012). Ore bodies – northern (No. 1) and southern (No. 2) (explanations see the text).

нетическая ассоциация. Для первого типа характерны две ассоциации: пентландит-халькопирит-пирротиновая с кубанитом и виоларит-марказит-магнетитовая с валлериитом. Эти минеральные ас-

социации распространены в северной части месторождения, где обнаружены интенсивные положительные магнитные аномалии, вероятно вызванные присутствием второй ассоциации, содер-

жащей магнетит. Для второго типа руд характерна полидимит-пирротин-халькопиритовая ассоциация, для третьего – полидимит-миллерит-виоларит-халькопирит-пиритовая.

Процесс минералообразования можно разделить на два этапа – магматический и гидротермальный. На магматическом этапе кристаллизовался титаномагнетит в перидотитах и норитах и ильменит – в габбро-норитах и габбро. Сульфидное минералообразование происходило на гидротермальном этапе в три стадии. С первой стадией связано образование руд с гнездовой структурой. На этой стадии происходило замещение магнетита пирротинном, а породообразующих силикатных минералов – оливина, ромбического пироксена, роговой обманки и биотита – актинолитом и хлоритом на контакте с сульфидами. Последнее указывает на сравнительно низкую температуру кристаллизации сульфидов первой стадии. Период образования минералов второй стадии отделен от первой тектоническими подвижками. Для второй стадии минералообразования характерна приуроченность сульфидной минерализации к зонам тектонических нарушений и тесная связь сульфидов (пирротина и халькопирита) с тальком, хлоритом, актинолитом, эпидотом и магнезитом. Третья, наиболее поздняя, стадия подразделяется на рудную, при которой произошло отложение полидимит-миллерит-виоларит-халькопирит-пиритовой ассоциации минералов вместе с пренитом и хлоритом, и безрудную – пренит-кальцит-цеолитовую (Филимонова, 1978).

Наиболее важными попутными компонентами медно-никелевых руд месторождения Камкор являются элементы группы платины. Однако систематического изучения распределения этих элементов в разрезе рудных тел и интрузии не проводилось. О наличии и концентрации этих элементов можно судить по минералогическим данным, полученным рентгеноспектральными методами, а также по анализу шлиховых концентратов. Так, например, в скв. 34, в биотит-роговообманковых габбро (инт. 121.2–122.7 м) установлено сравнительно высокое содержание платины – 0.6 г/т (Хамзин, 2003). В образцах габбро, отобранных из керна этой скважины с глубины 116 и 120 м, обнаружены очень мелкие зерна минерала ряда пильзенита-хедлейита, представляющего собой висмутотеллурид с примесью платины (Сидоренко, 2008). Содержания Pt и Pd во вкрапленных рудах определялись пробирным методом с атомно-эмиссионным финишем. Из крупнообъемной пробы вкрапленных руд на концентрационном столе была выделена тяжелая фракция, которая была разделена по размерности зерен на две части (–0.2 и +0.2 мм). Для фракции –0.2 мм содержание Pt составляет 0.35 г/т, содержание Pd – 1.07 г/т. Для фракции +0.2 мм содержание этих элементов равно 0.23 и 0.46 г/т со-

ответственно (Сидоренко, 2008). Оценка запасов месторождения Камкор проводилась Каргайлинской партией (А.К. Распаев, 1963–1965 гг.). Запасы меди оценены в 30.6 тыс. т при среднем содержании 0.85% (Байдалинов, Хамзин, 2012). Требуется проведение дополнительных исследований в целях установления закономерностей распределения платины и палладия в рудах месторождения.

Месторождение Успенское–Белла

К фрагментам палеорифтовых систем Центрального Казахстана – Атасуйской, Успенской, Спасской (см. рис. 2, 5) – тяготеют рудопроявления и геохимические ореолы меди, полиметаллов, черных и редких металлов. Образование руд полиметаллов и черных металлов связано с фаментурнейским этапом рифтогенеза, а редких металлов – с позднепалеозойским коллизионным этапом. Оруденение второго типа формировалось в осевых частях рифтовых долин при их наибольшем раскрытии. Заложение в раннем палеозое структур Атасуйской и Успенской рифтовых зон происходило на коре океанического типа. Рудные компоненты отлагались на дне бассейна в переуглубленных впадинах в следующей последовательности: в придонной части Cu, Zn, Pb – в восстановительных (Успенское месторождение), а выше по уровню бассейна Fe и Mn – в окислительных условиях среды (Атасуйское месторождение).

Успенское месторождение известно с 1847 г. (Паталаха и др., 1967). Месторождение и расположенное восточнее его рудопроявление Белла находятся в пределах Успенской рифтовой структуры (Вольфсон, 1945; Дегтярев, 1999; Шабалина, 2005) и приурочены к контакту песчаников и конгломератов франского яруса со сланцами фамена (см. рис. 5). Месторождение включает в себя два рудных тела: Главное и Святая сопка, главными рудными минералами которых являются халькозин и борнит. Рудные тела находятся в толще вулканогенно-осадочных пород, которые представлены преимущественно красноцветными прибрежно-морскими терригенными отложениями (рис. 9). Нижняя часть разреза сложена песчаниками, алевролитами, вулканомиктовыми и полимиктовыми конгломератами, с линзами и потоками кислых вулканитов, литокластических и пепловых туфов трахириолитового и более щелочного состава (рис. 10). Породы преимущественно красноцветные. В верхней части разреза происходит постепенная смена красноцветных алевролитов сероцветными и возрастание вверх по разрезу доли карбонатных и глинисто-карбонатных пород с нижнефаменской морской фауной. На продолжении рудной зоны, вмещающей главное тело, поисковой скважиной было вскрыто новое рудное тело медно-полиметаллических руд. Самыми богатыми по со-

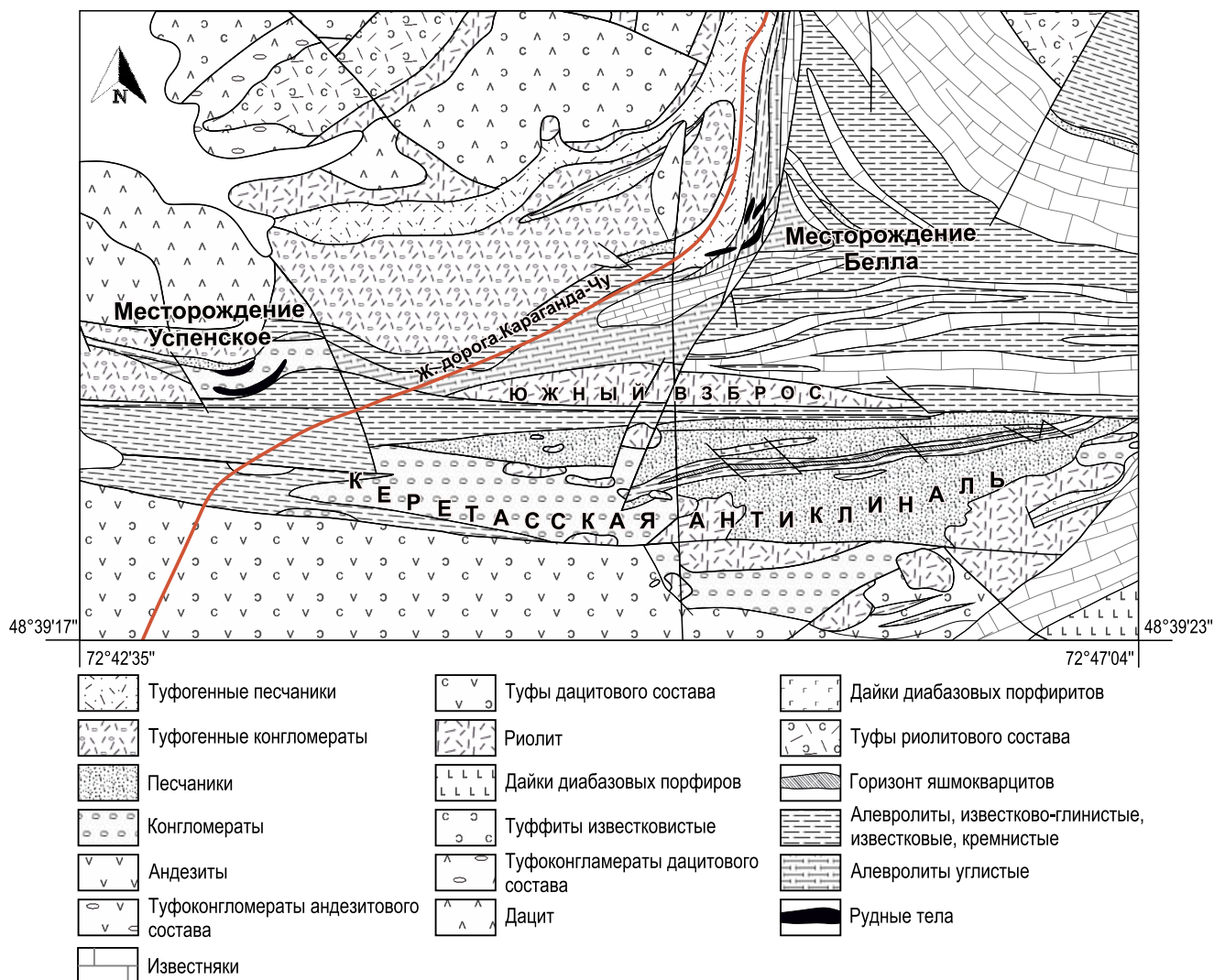


Рис. 9. Геологическая схема района месторождений Успенское и Белла (Вольфсон, 1945).

Fig. 9. Geological scheme of the Uspenskoye and Bella deposits after (Wolfson, 1945).

держанию цветных металлов являются апикальные зоны антиклинальных структур первого и второго порядка – структурные ловушки, в которых происходило накопление металлов и формирование рудных тел (Результаты поисков..., 1994).

Рудопроявление Белла находится в 2.5 км к востоку от Успенского месторождения и по строению рудных тел, составу руд, особенностям структурного контроля оруденения является полным его аналогом (см. рис. 9, 10). Протяженность продуктивной зоны составляет 400 м при мощности 20–60 м. На рудопроявлении выделено шесть линзообразных рудных тел, расположенных на двух участках: Западном и Восточном. На Западном участке оруденение прослежено на 150 м при мощности рудных тел 0.9–9.5 м, на Восточном – на 270 м при мощности рудных тел 0.2–13.8 м. Содержание ме-

ди в рудных телах от 0.9 до 3.83 мас. %. Основными рудными минералами являются борнит и халькозин (Отчет..., 2007).

Хотя рудные тела Успенского месторождения и рудопроявления Белла локализованы во фрагментах позднедевонских терригенных отложений, процесс оруденения был связан с активным вулканизмом рифтовой зоны, который проявлялся на протяжении всего девонского времени. Вулканическая активность началась в раннем девоне с образования лавовых потоков и туфов мунглинской свиты, состав которых меняется от андезибазальтов до трахидацитов и трахитов. В среднем–позднем девоне проявился второй импульс вулканизма с более широким диапазоном состава от базальтов до трахиандзитов, трахидацитов, трахириолитов, пантелеритов и комендитов. При этом состав лав вто-

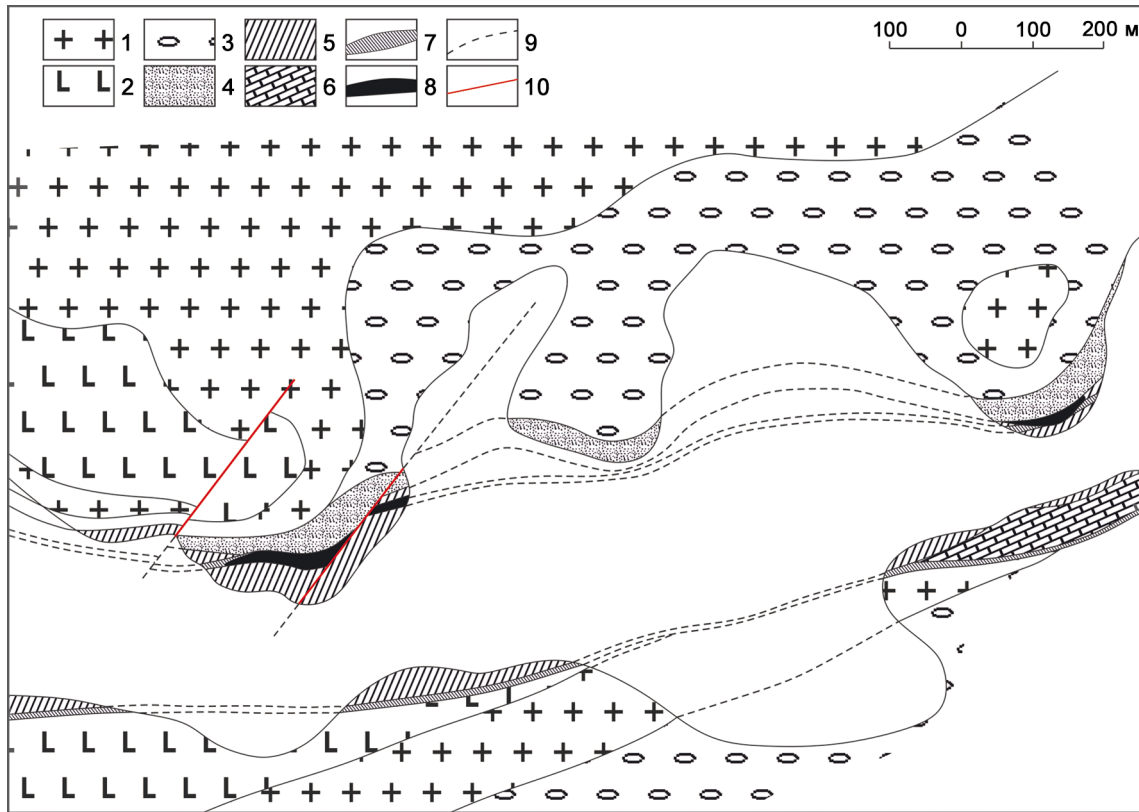


Рис. 10. Структурная схема Успенского месторождения (Вольфсон, 1945).

1 – порфиры, 2 – порфириты, 3 – конгломераты, 4 – песчаники, 5 – сланцы, 6 – известняки, 7 – зоны смятия, 8 – рудные тела, 9 – пострудные нарушения, 10 – разлом.

Fig. 10. Structural scheme of the Uspenskoye deposit (Wolfson, 1945).

1 – porphyry, 2 – porphyrite, 3 – conglomerate, 4 – sandstone, 5 – shale, 6 – limestone, 7 – shear zones, 8 – ore bodies, 9 – post-mineralization faults, 10 – fault.

рого импульса менялся циклично (Лурье, 1988). Генезис руд связан с вулканизмом, сопровождавшимся эманациями сероводорода, что привело к формированию сплошных сульфидных руд. В концентрации и перераспределении рудного вещества заметную роль играли метасоматические процессы, что предполагает плутоногенно-гидротермальный генетический тип месторождения (Отчет..., 2007).

В целом в пределах Успенской рифтовой структуры распространены три типа месторождений: существенно полиметаллические, комплексные полиметаллические-железомарганцевые и существенно железомарганцевые. По модели формирования оруденения в Красноморском рифте (Guennoc et al., 1988) оруденение первого типа проявилось в рифтовых бассейнах, возникших на блоках сиалической коры на начальной стадии ее дезинтеграции, когда заложение глубоких рифтовых долин еще не произошло. Осаждение рудных компонентов протекало в восстановительных условиях. По данным МД “Центрразнедра”, в 1994 г. прогнозные ресурсы оценены в 80–100 тыс. т с содержанием меди

3–5 мас. %. Во время этих работ на глубоких горизонтах Успенского месторождения на продолжении Главного рудного тела поисковой скважиной было вскрыто новое рудное тело, что свидетельствует о перспективности данного района на дальнейшие поиски медных руд.

Рудопроявления Уртынжал, Ордобасы и Шопа

Рудопроявление Уртынжал известно многочисленными находками сульфидных руд, представленных серпентинитовыми сланцами с неравномерной преимущественно халькопиритовой вкрапленностью. Рудопроявление находится в осевой части зоны меланжа Тектурмасского офиолитового пояса (см. рис. 3, 5). В районе рудопроявления осевая часть Тектурмасской зоны является хребтом, господствующие высоты которого сложены базальтами карамурунской свиты и красными кремнями тектурмасской свиты (см. рис. 3, 4). С двух сторон от хребта находятся впа-

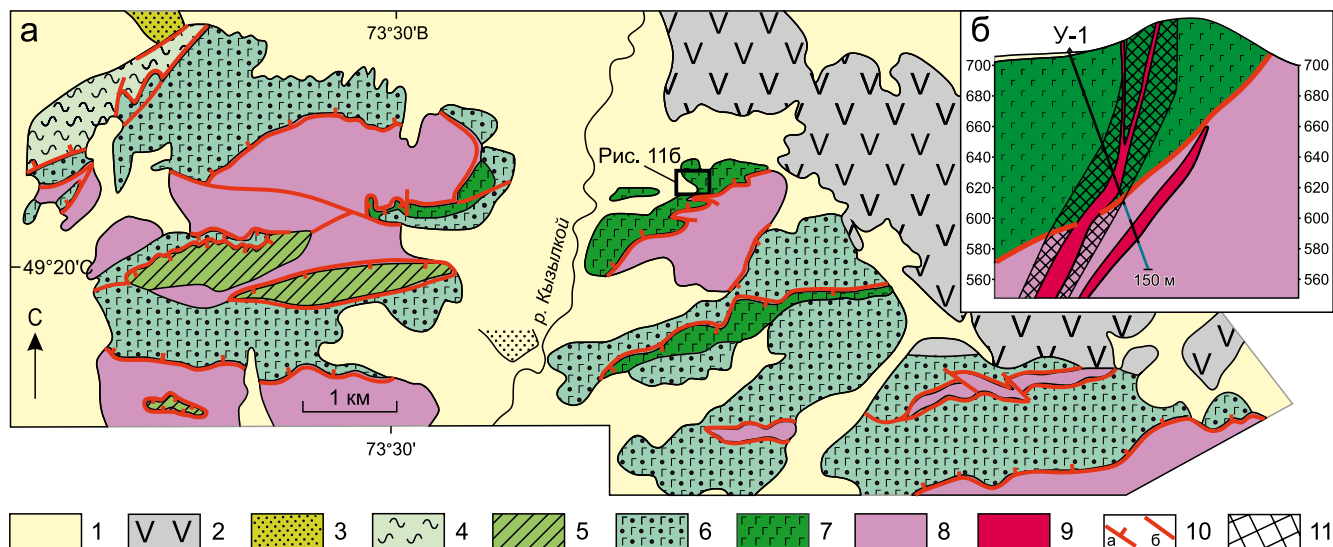


Рис. 11. Геологическое строение района месторождения Уртынжал (а) и разрез района скважины (б).

1 – кайнозойские отложения; 2 – вулканогенно-осадочные толщи и гранитоиды (C_1); 3 – терригенные толщи (S_1); 4 – кремнисто-туфогенные толщи (O_3-S_1 , базарбайская свита); 5 – кремнистые толщи (O_{2-3} , тектурмасская свита); 6 – долериты и габбро-долериты (O_2); 7 – габброиды (O_2); 8 – серпентинизированные дуниты и гарцбургиты; 9 – дайки лампрофиров; 10 – разрывные нарушения: а – надвиги, б – прочие разломы; 11 – минерализованная зона с рудными телами.

Fig. 11. Geological structure of the region of the Urtynzhal deposit (a) and a bore-hole based cross-section (b).

1 – Cenozoic sediments; 2 – volcanogenic-sedimentary formations and granitoids (C_1); 3 – terrigenous formations (S_1); 4 – siliceous-tuff sediments (O_3-S_1 , Bazarbai Fm.); 5 – siliceous sediments (O_{2-3} , Tekturmas Fm.); 6 – dolerite and gabbro-dolerite (O_2); 7 – gabbroids (O_2); 8 – serpentinitized dunite and harzburgite; 9 – lamprophyre dikes; 10 – faults: a – thrust, b – other; 11 – mineralized zones with ore bodies.

дины, выполненные олистостромами и известково-щелочными вулканитами (рис. 11а). Сульфидная минерализация наблюдается в серпентинитах, амфиболитах и апогарцбургитовых сланцах среднего ордовика на площади 2 км². Минерализация связана с турмалин-кварцевыми жилами, которые секут габбро-амфиболиты и серпентиниты. По данным бурения амфиболитизированных габбро, последние (рис. 11б) на глубине 100 м сменяются серпентинизированными ультрамафитами. Серпентинитовые тектонические брекчии на контакте габбро и ультрамафитов содержат Au-Cu оруденение. Габбро и серпентиниты прорваны дайками лампрофиров. Ультрамафиты пронизаны карбонатными прожилками, местами замещенными тальком, с вкрапленниками и прожилками рудных минералов (магнетит, хромит, пентландит, пирит, халькопирит, миллерит) (см. табл. 1). Выявлено шесть зон дробления, насыщенных жилами, которые прослеживаются по простиранию на 30–120 м. Мощность жил составляет от 1.0 до 2.5 м. Строение жил сложное: они разветвляются, образуя апофизы мощностью от 2 до 30 см. В некоторых жилах также выявлены халькопирит, пирит, борнит, висмутин, тетрадимит, пирротин, кубанит, халькозин, ковеллин, малахит и самородная медь. В пробах из поверхностных выработок было зафиксировано содержа-

ние меди до 1 мас. %, серебра – до 0.001, висмута – до 0.3, теллура – до 0.3 мас. % и золота – до 0.4 г/т. В пробах из керна скважин содержание меди достигало 0.6 мас. %, никеля – 1 мас. %, золота – 3 г/т. Генетический тип рудопроявления определен как плутоногенно-гидротермальный (Отчет..., 2016).

Рудопроявление Ордабасы находится в гранодиоритах позднедевонского Просторненского комплекса, вблизи небольшого разлома северо-западного простирания (см. рис. 3, 5). В районе разлома находилась область окварцованных калишпатизированных и хлоритизированных гранодиоритов с примазками малахита. По результатам ГДП-200 в гранодиоритах выявлена зона кварцевого штокверка, прослеживающегося в северо-западном направлении на 500 м при ширине 150–200 м. В зоне штокверка были пробурены картировочные и поисковые скважины. В пробах из картировочных скважин содержание меди не превышало 0.1–0.2, молибдена – 0.001–0.002 мас. %. Поисковой скважиной № 22 вскрыты среднезернистые гранодиориты, пронизанные прожилками кварца и кальцита мощностью 0.1–1.0 см с гнездами пирита, халькопирита, редко молибденита. В скважине выявлены интервалы с содержанием меди 0.10–0.25, молибдена – 0.001–0.015 мас. % мощностью от 1.2 до 8.8 м. В скважине № 30, пробуренной на северо-

западном фланге зоны, установлено три интервала мощностью от 2 до 4 м с аналогичным содержанием меди и молибдена. В сборно-сколовых пробах из зоны штокверка выявлены содержания $\text{Cu} - 0.25-0.80$, $\text{Mo} - 0.0012-0.0060$, вольфрама $- 0.04-0.06$ мас. %, $\text{Au} = 0.002-0.040$ г/т. Генетический тип рудопроявления определен как плутоногенно-гидротермальный (Отчет..., 2007).

Рудопроявление Шопа находится на сочленении Тектурмасского офиолитового пояса и Успенской рифтовой зоны (см. рис. 3, 5) и связано с зоной кварцевых жил в гранодиоритах. В эндоконтакте массива гранодиоритов диорит-гранодиорит-гранитного Топарского комплекса среднего девона с осадочными отложениями силура проходит дайка мелкозернистых лампрофиров субмеридианального простирания мощностью до 5 м. В восточном контакте дайки с гранодиоритами находится зона с кварцевыми жилами, шириной 15–20 см, прослеженная на 200 м. На севере зона выклинивается, а на юге перекрывается рыхлыми отложениями. Оруденение связано с кварцевыми жилами и представлено неравномерной вкрапленностью халькопирита, пирита, малахита, куприта, ковелина и халькозина. Область с кварцевыми жилами вскрыта двумя канавами. Южной канавой вскрыто два кварцевых прожилка мощностью 5 и 26 см: первый – в крупнозернистых гранодиоритах, второй – на контакте гранодиоритов с дайкой. Северной канавой в гранодиоритах вскрыт кварцевый прожилок мощностью 15 см, в котором неравномерно, но преимущественно в залбандах жил находятся гнезда халькопирита и пирита размером до 0.5 см. В аншлифах обнаружены халькопирит, куприт, ковеллин, халькозин, пирит, лимонит и малахит. Халькопирит встречается в виде включений неправильной формы и тонкой вкрапленности в кварце. Лимонит образует каймы и развивается по трещинам в зернах халькопирита. Малахит образует включения неправильной формы размером до 5 мм. Куприт, ковеллин, халькозин и пирит встречаются в виде мелких зерен в сростаниях с лимонитом. Спектральным анализом в бороздовых пробах, отобранных в кварцевых жилах, установлены следующие содержания полезных компонентов: $\text{Cu} - 0.1-0.6$, $\text{V} - 0.01-0.03$ мас. %, $\text{Au} - 0.05$, $\text{Ag} - 1-6$ г/т. Пробирным анализом подтверждено содержание $\text{Ag} - 6.6$ г/т. Рудопроявления Шопа, имеющее гидротермальное генезис, может представлять интерес как медно-золотое (Малахов, Соболевская, 1981; Отчет..., 2016).

ПЕРСПЕКТИВЫ РУДОНОСНОСТИ ТОП И СМЕЖНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Среди многочисленных месторождений и рудопроявлений меди различных генетических типов Центрального Казахстана наиболее известны месторождение медистых песчаников Джекказгана,

серия колчеданных месторождений гидротермального и медно-порфирикового генезиса (Yakubchuk, 2004; Seltnann et al., 2010). Некоторые месторождения разрабатывались с XIX в. Поэтому в Центральном Казахстане многократно проводились поиски, разведка и доизучение различных перспективных районов и конкретных месторождений. Наиболее очевидными и простыми для обнаружения являются вулканогенные колчеданные месторождения. Они, вероятно, связаны с магматизмом океанических рифтовых структур и являются наиболее распространенными среди вулканогенных пород сопредельных районов. Поэтому ранне- и среднепалеозойские вулканогенно-осадочные толщи района ТОП и Успенской зоны (см. рис. 2, 3), несомненно, являются наиболее перспективными для обнаружения месторождений такого типа. В то же время данный регион перспективен и на обнаружение Pt-Cu-Ni месторождений в основных и ультраосновных интрузивных комплексах как показало открытие и разработка месторождения Камкор (см. рис. 8). Несмотря на большой интерес к этому месторождению, вопрос о тектонических условиях формирования рудоносной интрузии и источнике рудного вещества до сих пор не обсуждался. Требуется специальные исследования для выяснения геодинамической обстановки формирования и возраста рудоносной мафит-ультрамафитовой интрузии, а также условий формирования сульфидного оруденения. Эти исследования могут помочь в выявлении других объектов медно-никелевого оруденения в районе Тектурмасского пояса и в Центральном Казахстане в целом.

Крупные месторождения медно-никелевых руд формируются, как правило, в платформенной обстановке (Naldrett, 2004). К ним относятся Норильск в России, Бушвелд в ЮАР и Джинчуан в Китае. Особняком стоит группа месторождений Садбери в Канаде, формирование которых, возможно, произошло в результате импактного события. На Скандинавском щите в пределах раннепротерозойской палеорифтовой системы находится месторождения, связанные с коматиитами (Смолякин и др., 1995), т. е. с древними зеленокаменными поясами. Но до сих пор не ясно, образовались они в условиях континентальной коры (Arndt, Jenner, 1986) или на дне примитивного океана (de Witt et al., 1987). Месторождение Войсис Бэй в Канаде связано с позднепротерозойской интрузией возрастом 1334 млн лет, пересекающей коллизийную зону между раннепротерозойским блоком Черчилл и архейским блоком Нэйн (Ryan, 2000). Другим примером крупного месторождения на континентальной окраине является месторождение Дьюк Айленд. Оно связано с одноименным интрузивным комплексом, состоящим из более чем 30 интрузий мелового возраста на северо-западном побережье США и относится к уралоякскому типу (Thakurta et al., 2008).

Ранее интрузии урало-аляскинского типа, являющиеся источником платинометальной минерализации, не рассматривались как возможный источник медно-никелевого оруденения. Считается, что интрузии урало-аляскинского типа образуются в условиях сжатия и низкой активности серы, что исключает появление значимого количества сульфидов. Однако в результате бурения интрузий Дьюк Айленд обнаружилось большое количество низкосортных массивных и вкрапленных сульфидных руд (Ripley et al., 2005). Это свидетельствует о том, что в окраинно-континентальных обстановках могут возникать условия для отделения и накопления сульфидной жидкости. Для этого нужен источник серы, которым, как правило, являются вмещающие осадочные породы океанического происхождения, и условия для накопления сульфидной жидкости в магматическом канале (Naldrett, 2004). Таким образом, месторождение Дьюк Айленд доказывает возможность формирования сульфидных медно-никелевых месторождений в обстановке активной континентальной окраины (Ripley et al., 2005).

Исходя из приведенных примеров, можно утверждать, что Центральный Казахстан не имеет серьезных перспектив для обнаружения крупных Pt-Cu-Ni месторождений. Однако перспективы обнаружения средних и мелких месторождений в этом регионе недооценены. Показательно открытие китайскими геологами десятков малых рудоносных интрузий в Синьцзян-Уйгурском автономном округе, в районе месторождения Калатонг. Некоторые из них не имели видимого оруденения на поверхности или вообще не выходили на поверхность. Ранее считалось, что они генетически связаны с Таримским мантийным плюмом или процессами внутриконтинентального сдвигообразования и рифтинга. Однако в последнее время появляется все больше данных об их связи с субдукционными процессами (Mao et al., 2008). Этот пример показывает, что перспективными для поиска Pt-Cu-Ni месторождений в Центральном Казахстане могут быть районы распространения средне- и позднепалеозойских магматических комплексов, образованных в обстановке конвергентной окраины тихоокеанского типа и включающих в себя вулканические и плутонические породы океанического, надсубдукционного и постколлизийного (внутриплитного) происхождения. В таких районах могут быть локализованы потенциально рудоносные базит-гипербазитовые интрузии, сформированные в геодинамических обстановках срединно-океанических хребтов, островных или континентальных дуг, рифтинга и внутриплитного магматизма. Наиболее перспективным районом, в котором находятся участки коры, соответствующие всем перечисленным геодинамическим обстановкам, является Тектурмасский офиолитовый пояс и прилегающие вулканогенные структуры.

Рудопроявления района находятся на территориях, смежных с ТОП, и связаны либо с внутриплитным магматизмом океанического дна и рифтовых зон, либо с магматизмом островных дуг и континентальных окраин. В пределах собственно ТОП оруденение крайне скудное. В меланже Тектурмасской зоны найдены глыбы хромитов с платиной. Апогарцбургиты содержат мелкие кристаллы алмазов (до 0.5 карат на тонну) и рассеянную Cu-Ni минерализацию. В пределах ТОП находится рудопроявление Уртынжал с наложенной Cu-Au минерализацией неуставленного возраста. За пределами ТОП, в Прибалхашье, разведано мелкое месторождение меди кипрского типа – Тесиктас (Двойнин, 1980). На восточном фланге Успенской зоны находится законсервированное мелкое месторождение Байское, а севернее станции Карагайлы – мелкое месторождение Кокташ-жал. Южнее ТОП имеются многочисленные проявления медно-порфировой минерализации, нередко сопровождающиеся молибденитом, например рудопроявление Ордабасы. Рудопроявления золота представлены кварцевыми жилами и штокверками. Кроме того, имеются рудопроявления меди и золота, представляющие собой кварцевые жилы и штокверки с полезной минерализацией. Многие из них, как и проявления с молибденитом, пространственно связаны с гранитоидными интрузиями. К таким объектам относится рудопроявление Шопа. Хотя генезис его неоднозначен, оно может представлять собой удаленные части зональных Cu-порфириновых рудообразующих систем (Sillitoe, 2010). Учитывая наличие многочисленных проявлений кварцевых жил и штокверков с Cu минерализацией, пространственно связанных с гранитоидными интрузиями, необходимы специальные работы по изучению данных проявлений в целях картирования уже известных зональных и поиска новых Cu-порфириновых систем. В связи с высокой степенью изученности района и наличием уже отработанных колчеданных месторождений находка новых значимых объектов такого типа в районе ТОП маловероятна. Интерес может представлять доизучение и открытие новых рудных тел в районе уже известных месторождений и рудопроявлений, что было продемонстрировано на примере месторождения Успенское и рудопроявления Белла (Результаты поисков..., 1994). Недооцененными являются перспективы открытия новых Cu-порфириновых месторождений и рудопроявлений. В настоящее время севернее ТОП разрабатываются месторождения Нурказган (Самарское) и Бозшаколь, медно-порфирировое оруденение которых связано, скорее всего, с додевонскими энсиматическими островодужными магматическими комплексами, которые, кроме меди, также содержат золото и платиноиды (Степанец и др., 2015).

ВЫВОДЫ

Тектурмасский офиолитовый пояс и связанный с ним аккреционный комплекс являются частями складчатого пояса тихоокеанского типа позднекембрийско-ордовикского возраста, образованного на активной окраине Палеоазиатского океана. Вся структура представляет собой мозаику из фрагментов океанической коры, островных дуг, задуговых и преддуговых бассейнов, совмещенных в пространстве процессами аккреции и последующей коллизии. В меланже ТОП диагностируются фрагменты пелагической части океанической коры, включая океанические острова, и фрагменты коры задугового бассейна. Магматические породы ТОП образовались в различных тектонических обстановках – срединно-океанического хребта, океанических островов/симаунтов и над зоной субдукции. Магматические породы смежных территорий, возможно, сформировались в процессе рифтинга и внутриплитного магматизма, но для определения их возраста и уточнения генезиса требуются дополнительные исследования. В районе ТОП и смежных территорий распространены месторождения меди, никеля, платиноидов, золота, марганца, полиметаллов сульфидно-медно-никелевого, колчеданного и плутоногенно-гидротермального типа. Большинство известных месторождений ТОП и смежный районов связано с магматизмом рифтовых зон и активных континентальных окраин. Находка новых колчеданных месторождений маловероятна, но доизучение руд минералов платиновой группы на месторождении Камкор и в районе ТОП, а также поиск медно-порфировых месторождений представляются весьма перспективными.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авдеев А.В. (1986) Геология офиолитовых зон Казахстана. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 32 с.
- Антоненко А.А., Герцен Л.Е., Левин В.Л., Омарбекова А., Павлова З.Н. (2009) Формы нахождения элементов-примесей в рудах месторождения Камкор. *Изв. НАН РК, Сер. Геол.*, (4), 28-36.
- Антонюк Р.М. (1971) Вулканогенно-кремнистые формации Центрального Казахстана. *Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня*. М.: Изд-во МГУ, 152-160.
- Антонюк Р.М. (1974) Океаническая кора эвгеосинклинальной области востока Центрального Казахстана. *Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса*. М.
- Антонюк Р.М., Евсеенко Р.Д., Степанец В.Г., Гранки М.С., Мальченко Е.Г. (1995) Геодинамическая карта Казахстана. Серия Центрально-Казахстанская. Масштаб 1 : 1 500 000. М., 251 с.
- Антонюк Р.М., Хасен Б.П., Лис С.Н., Касимов А.А., Орынбек Т.Ж. (2020) Глубинный прогноз, поиски и разведка участков минерализации в Тектурмасском офиолитовом поясе. Отчет о НИР. Караганды: ИПКОН, 80 с. (Не опубликовано.)
- Байдалинов А.Т., Хамзин Б.С. (2012) Об условиях образования медно-никелевого месторождения Камкор. *Геология и охрана недр*, **45**(4), 39-44.
- Бурштейн Е.Ф., Кошелева И.А., Тевелев А.В. (1996) Ультракалийевый вулканизм Центрального Казахстана: распространение, условия проявления, металлогеническое значение. *Московская школа геологов в Казахстане*. М.: Изд-во Моск. ун-та, 94-109.
- Вольфсон Ф.И. (1945) Главнейшие полиметаллические и некоторые медные месторождения Центрального Казахстана. М.: Изд-во АН СССР, 119 с.
- Геологическая карта СССР. (1961) Серия Карагандинская. Масштаб 1 : 200 000. Лист М-43-XXV.
- Герасимова Н.А., Новикова М.З., Курковская А.А. (1992) Новые данные по стратиграфии нижнего палеозоя Тектурмасского офиолитового пояса. *Бюлл. МОИП. Отд. геол.*, **67**(3), 60-76.
- Гридина Н.М. (2003) Конодонты в кремнистых отложениях северо-востока Центрального Казахстана. *Геонауки в Казахстане. МГК-32. Доклады казахстанских геологов*. Алматы: КазГЕО, 135-140.
- Двойнин В.В. (1980) Геологическое строение и условия локализации оруденения на медно-колчеданном месторождении Тесиктас (Центральный Казахстан). Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГиГ СО РАН, 16 с.
- Дегтярев К.Е. (1999) Тектоническая эволюция раннепалеозойской активной окраины в Казахстане. М.: Наука, 123 с.
- Дегтярев К.Е., Толмачева Т.Ю., Третьяков А.А., Котов А.Б., Якубчук А.С., Сальникова Е.Б., Ван К.Л. (2017) Полихронность формирования офиолитовой ассоциации Тектурмасской зоны Центрального Казахстана: результаты геохронологических и биостратиграфических исследований. *Докл. АН*, **472**(3), 301-305.
- Ермолов П.В. (1999) Ресурсы металлов платиновой группы Центрального Казахстана и прилегающих районов. Отчет по теме № 18. Караганда: ИПКОН. (Не опубликовано.)
- Ермолов П.В., Дегтярев К., Котов А. (2016) Геодинамика и металлогения Жонгаро-Балхашского террейна в палеозое. *Науки о Земле в Казахстане. МГК-35. Доклады казахстанских геологов*. Алматы: КазГЕО, 57-68.
- Ермолов П.В., Хасен Б.П., Антонюк Р.М., Лис С.Н., Балтабекова Г.М., Касимов А.А., Орынбек Т.Ж., Табылдина Т.Ж., Пак Б.К. (2019) Глубинный прогноз, поиски и разведка участков минерализации в тектурмасском офиолитовом поясе. Промежуточный отчет о научно-исследовательской работе. Караганды: ИПКОН, 53 с. (Не опубликовано.)
- Коробкин В.В., Буслов М.М. (2011) Геодинамика и тектоника западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (палеозойды Казахстана). *Геология и геофизика*, **52**(12), 2032-2055.
- Курковская Л.А. (1985) Комплекс конодонтов из кремнистых и вулканогенных отложений ордовика Центрального Казахстана. *Геология раннегеосинклинальных комплексов Центрального Казахстана*. М.: Изд-во МГУ, 164-177.
- Лурье А.М. (1988) Генезис медистых песчаников и слан-

- цев. М.: Наука, 182 с.
- Магматические комплексы Центрального Казахстана. (1988) Путеводитель экскурсии IV Казахстанского петрографического совещания. Караганда, 62 с.
- Магретова Л.И., Исмаилов Х.К., Маслова И.Г., Якименко Р.Д., Курчатов А.М., Гуревич Д.В. (2020) Медно-никелевое оруденение с платиноидами Бозшасорской вулcano-тектонической структуры северо-востока Центрального Казахстана. *Геология и охрана недр*, **2**(75), 20-29.
- Малахов В.С., Соболевская Н.И. (1981) Кадастр месторождений и рудопроявлений. *Фонды МД "Центрказнедра"*. Караганда. (Не опубликовано).
- Новикова М.З., Герман Л.Л., Кузнецов И.Е., Якубчук А.С. (1991) Офиолиты Тектурмасской зоны. *Магматизм и рудоносность Казахстана*. Алма-Ата: Гылым, 92-102.
- Отчет о результатах проведения ГДП-200 на территории листов М-42-XXX, XXXVI; М-43- XXV в 2004–2007 гг. (2007) *Фонды МД "Центрказнедра"*. Караганда. (Не опубликовано).
- Отчет по объекту "Геологическое доизучение с оценкой прогнозных ресурсов листов М-43-XX, XXI (Карагандинская область)" в 2014–2016 гг. (2016) *Фонды МД "Центрказнедра"*. Караганда. (Не опубликовано).
- Паталаха Е.И., Филимонова Л.Е., Яренская М.А. (1967) Месторождение Успенское. *Геология и металлогения Успенской тектонической зоны (Центральный Казахстан)*. В 6 т. Т. 3: *Месторождения цветных металлов*. Алма-Ата: Наука, 136-148.
- Результаты поисков скрытых залежей медных и полиметаллических руд на площади Успенского и Шоинтасского рудных полей в Агадырском районе Жезказганской области в 1989–1994 гг. Нельдинская. (1994) *Фонды МД "Центрказнедра"*. Караганда. (Не опубликовано).
- Распаев А.К., Филимонова Л.Е. (1967) Месторождение Камкор. *Геология и металлогения Успенской тектонической зоны*. Алма-Ата: Наука, 181-193.
- Сафонова И.Ю., Перфилова А.А., Обут О.Т., Савинский И.А., Черный Р.И., Петренко Н.А., Гурова А.В., Котлер П.Д., Хромых С.В., Кривоногов С.К., Маруяма Ш. (2019) Итмурундинский аккреционный комплекс (северное Прибалхашье): геологическое строение, стратиграфия и тектоническое происхождение. *Тихоокеан. геология*, **38**(3), 102-117. <https://doi.org/10.1134/S1819714019030072>
- Сидоренко И.С. (2008) К вопросу о платиноносности руд месторождения Камкор. *Тр. Карагандинского ГТУ*, **31**, 46-48.
- Смолюкин В.Ф., Митрофанов, Ф.П., Аведисян А.А., Балашев Ю.А., Балаганский В.В., Борисов А.Е., Борисова В.В., Волошина З.М., Козлова Н.Е., Кравцов Н.А., Негруца В.З., Мокроусов В.А., Петров В.П., Радченко А.Т., Скуфьин П.К., Федотов Ж.А. (1995) Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтовой структуры. Апатиты: Изд-во Кольского НЦ РАН, 256 с.
- Степанец В.Г. (2016) Офиолиты Казахстана. *Геология и геодинамика. Респ. Молдова: Ламберт*, 251 с.
- Степанец В.Г., Гридина Н.М., Коник В.Е. (1998) Верхнеордовикские олистостромы и стратиграфия вулканогенно-кремнистых комплексов гор Агырек и Косгомбай (Центральный Казахстан). *Геология Казахстана*. Т. 1, 12-23.
- Степанец В.Г., Макат Д.К., Савельева Н.А. (2015) Геология, минералогия и геодинамическая природа платиноносного месторождения Нурказган (Центральный Казахстан). *Геология, минералогия и перспективы развития минерально-сырьевых ресурсов Республики Казахстан и стран СНГ*. Тр. Междунар. науч.-практ. конф. Алматы, 375-381 с.
- Турманидзе Т.Л., Гришин Д.М., Печерский Д.М., Степанец В.Г. (1991) Палеомагнитная информация об ордовикских офиолитах из аллохтонных массивов Караулчеку, Толпак и Базарбай (Центральный Казахстан). *Геотектоника*, (4), 54-69.
- Филимонова Л.Е. (1978) Месторождение Камкор. *Металлогения Казахстана. Рудные формации. Месторождения руд меди*. Алма-Ата: Наука, 33-36.
- Хамзин Б.С. (2003) Новые данные о платиноносности медно-никелевого рудопроявления Камкор. *Геология и охрана недр*, (3), 25-27.
- Шабалина Л.В. (2005) Глубинное строение и закономерности размещения полезных ископаемых Центрально-Казахстанской палеорифтовой системы. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Алма-Ата: Ин-т геол. наук им. К.И. Сатпаева, 16 с.
- Якубчук А.С. (1991) Тектоническая позиция и строение офиолитов Центрального Казахстана на примере Тектурмасской и юго-западной части Майкаин-Кызылтасской зоны. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: Изд-во МГУ, 16 с.
- Якубчук А.А., Степанец В.Г., Герман Л.Л. (1988) Рои субпараллельных пластинчатых даек в офиолитовых массивах – свидетели спрединга. *ДАН СССР*, **298**(5), 1193-1197.
- Arndt N.T., Jenner G.A. (1986) Crustally contaminated komatiites and basalts from Kambalda, Western Australia. *Chem. Geol.*, **56**, 229-255. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(86\)90006-9](https://doi.org/10.1016/0009-2541(86)90006-9)
- Cloos M. (1984) Flow mélange and structural evolution of accretionary wedges. *Mélanges: Their Nature, Origin, and Significance: Boulder, Colorado*. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, **198**, 71-80.
- De Witt M.J., Hart R.A., Hart R.J. (1987) The Jamestown Ophiolite Complex, Barberton mountain belt (and the Middle East): A section through the 3.5 Ga oceanic crust. *J. Afric. Earth Sci.*, **6**, 681-730.
- Degtyarev K.E., Luchitskaya M.V., Tretyakov A.A., Piliysyna A.V., Yakubchuk A.S. (2021) Early Paleozoic suprasubduction complexes of the North Balkhash ophiolite zone (Central Kazakhstan): Geochronology, geochemistry and implications for tectonic evolution of the Junggar-Balkhash Ocean. *Lithos*, 380-381, 105818. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105818>
- Geological map of SSSR. (1961) Ser. Karaganda. Scale 1 : 200 000. Sheet V-43-XXV.
- Guenoc P., Spouit G., Nawab Z. (1988) The Red Sea: history and associated mineralization. Triassic-Jurassic rifting. Parts A and B. *Dev. Geotecton.*, **22**, 957-982.
- Jensen L.S. (1976) A new cation plot for classifying sub-alkalic volcanic rocks. Ontario: Ministry of Natural Resources, 22 p.
- Khassen B.P., Safonova I.Yu., Yermolov P.V., Antonyuk R.M., Gurova A.V., Obut O.T., Perfilova A.A., Savinskiy I.A., Tsujimori T. (2020) The Tekturmas

- ophiolite belt of central Kazakhstan: Geology, magmatism, and tectonics. *Geol. J.*, **55**, 2363-2382. <https://doi.org/10.1002/gj.3782>
- Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B., Le Bas M.J., Bonin B., Bateman P., Bellieni G., Dudek A., Efremova S., Keller J., Lamere J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Woolley A.R. (2002) *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms, Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee of the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge University Press, 236 p.
- Lu Y., Leshar C.M., Deng J. (2019) Geochemistry and genesis of magmatic Ni-Cu-(PGE) and PGE-(Cu)-(Ni) deposits in China. *Ore Geol. Rev.*, **107**, 863-887. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.03.024>
- Mao J.W., Pirajno F., Zhang Z.H., Chai F.M., Wu H., Chen S.P., Cheng L.S., Yang J.M., Zhang C.Q. (2008) A review of the Cu-Ni sulphide deposits in the Chinese Tianshan and Altay orogens (Xinjiang Autonomous Region, NW China): Principal characteristics and ore-forming processes. *J. Asian Earth Sci.*, **32**, 184-203. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2007.10.006>
- Naldrett A.J. (2004) *Magmatic sulfide deposits – geology, geochemistry and exploration*. Springer, Berlin, 724 p.
- Ripley E.M., Li C., Thakurta J. (2005) Magmatic Cu-Ni-PGE mineralization at a convergent plate boundary: Preliminary mineralogic and isotopic studies of the Duke Island Complex, Alaska. *Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge*. Springer, Berlin, Heidelberg, 49-51.
- Ryan B. (2000) The Nain-Churchill Boundary and the Nain Plutonic Suite: A Regional Perspective on the Geologic Setting of the Voisey's Bay Ni-Cu-Co Deposit. *Econ. Geol.*, **95**, 703-724. <https://doi.org/10.2113/95.4.703>
- Safonova I., Kotlyarov A., Krivonogov S., Xiao W. (2017) Intra-oceanic arcs of the Paleo-Asian Ocean. *Gondwana Res.*, **50**, 167-194. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.04.005>
- Safonova I.Y., Santosh M. (2014) Accretionary complexes in the AsiaPacific region: Tracing archives of ocean plate stratigraphy and tracking mantle plumes. *Gondwana Res.*, **25**, 126-158. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.10.008>
- Seltmann R., Soloviev S., Shatov V., Pirajno F., Naumov E., Cherkasov S. (2010) Metallogeny of Siberia: Tectonic, geologic and metallogenic settings of selected significant deposits. *Austral. J. Earth Sci.*, **57**(6), 655-706. <https://doi.org/10.1080/08120099.2010.505277>
- Sillitoe R.H. (2010) Porphyry copper systems. *Econ. Geol.*, **105**, 3-41. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.3>
- Sun S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the Ocean Basins*. Geol. Soc. Lond., Spec. Publ., **42**, 313-345.
- Thakurta J., Ripley E.M., Li C. (2008) Geochemical constraints on the origin of sulfide mineralization in the Duke Island Ultramafic Complex, southeastern Alaska. *Geochem., Geophys., Geosyst.*, **9**, Q07003. <https://doi.org/10.1029/2008GC001982>
- Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W., Kröner A., Badarch G. (2007) Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt. *J. Geol. Soc. Lond.*, **164**, 31-47. <https://doi.org/10.1144/0016-76492006-022>
- Xiao W.J., Huang B.C., Han C.M., Sun S., Li J.L. (2010) A review of the western part of the Altaids: A key to understanding the architecture of accretionary orogens. *Gondwana Res.*, **18**, 253-273. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2010.01.007>
- Xiao W.J., Windley B.F., Allen M.B., Han C. (2013) Paleozoic multiple accretionary and collisional tectonics of the Chinese Tianshan orogenic collage. *Gondwana Res.*, **23**, 1316-1341. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.01.012>
- Yakubchuk A.S. (2004) Architecture and mineral deposit settings of the Altaid orogenic collage: a revised model. *J. Asian Earth Sci.*, **23**, 761-779. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2004.01.006>

REFERENCES

- Antonenko A.A., Gertsen L.E., Levin V.L., Omarbekova A., Pavlova Z.N. (2009) Modes of occurrence of trace elements in ores of the Kamkor deposit. *Izv. NAN RK, Geol. Ser.*, (4), 28-36. (In Russ.)
- Antonyuk R.M. (1971) Volcanic-siliceous formations of Central Kazakhstan. *Precambrian stratigraphy of Kazakhstan and Tien Shan*. Moscow, Moscow State University Publ., 152-160. (In Russ.)
- Antonyuk R.M. (1974) Oceanic crust of the eastern Central Kazakhstan eugeosyncline. *Tectonics of the Ural-Mongolian fold belt*. Moscow. (In Russ.)
- Antonyuk R.M., Evseenko R.D., Stepanets V.G., Graniki M.S., Mal'chenko E.G. (1995) Geodynamic map of Kazakhstan. Central Kazakhstan Series. Moscow, 1 : 1 500 000, 251 p. (In Russ.)
- Antonyuk R.M., Khasen B.P., Lis S.N., Kasimov A.A., Orynbek T.Zh. (2020) In-depth forecast, prospecting and exploration of mineralization of the Tekturmas ophiolite belt. Research report. Karagandy, IPKON, 80 p. (In Russ.)
- Arndt N.T., Jenner G.A. (1986) Crustally contaminated komatiites and basalts from Kambalda, Western Australia. *Chem. Geol.*, **56**, 229-255. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(86\)90006-9](https://doi.org/10.1016/0009-2541(86)90006-9)
- Avdeev A.V. (1986) Geology of ophiolite zones in Kazakhstan. Diss. Cand. geol. and min. sci. Novosibirsk, IGG SO RAN, 32 p. (In Russ.)
- Baidalinov A.T., Khamzin B.S. (2012) Conditions of formation of the Kamkor copper-nickel deposit. *Geol. Okhrona Nedr*, **45**(4), 39-44. (In Russ.)
- Burshtein E.F., Kosheleva I.A., Tevelev A.V. (1996) Ultrapotassium volcanism of Central Kazakhstan: distribution, manifestation, metallogenic prospects. *Moscow School of Geologists in Kazakhstan*. Moscow, Moscow State University Publ., 94-109. (In Russ.)
- Cloos M. (1984) Flow mélange and structural evolution of accretionary wedges. *Mélanges: Their Nature, Origin, and Significance: Boulder, Colorado*. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, **198**, 71-80.
- De Witt M.J., Hart R.A., Hart R.J. (1987) The Jamestown Ophiolite Complex, Barberton mountain belt (and the Middle East): A section through the 3.5 Ga oceanic crust. *J. Afric. Earth Sci.*, **6**, 681-730.
- Degtyarev K.E. (1999) Tectonic evolution of the Early Paleozoic active margin in Kazakhstan. Moscow, Nauka Publ., 123 p. (In Russ.)
- Degtyarev K.E., Luchitskaya M.V., Tretyakov A.A., Pilitayna A.V., Yakubchuk A.S. (2021) Early Paleozoic suprasubduction complexes of the North Balkhash ophiolite zone (Central Kazakhstan): Geochronology, geo-

- chemistry and implications for tectonic evolution of the Junggar-Balkhash Ocean. *Lithos*, 380-381, 105818. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105818>
- Degtyarev K.E., Tolmacheva T.Yu., Tret'yakov A.A., Kotov A.B., Yakubchuk A.S., Sal'nikova E.B., Van K.L. (2017) Polychronous formation of the ophiolite association in the Tekturmas zone of Central Kazakhstan inferred from geochronological and biostratigraphic data. *Dokl. Earth Sci.*, **472**, 26-30 (translated from *Doklady RAN*, **472**, 301-305).
- Dvoinin V.V. (1980) Geological structure and conditions of mineralization localization at Tesiktas copper pyrite deposit (Central Kazakhstan). Autoref. Diss. Cand. geol. and min. sci. Novosibirsk, IGG SO RAN Publ., 16 p. (In Russ.)
- Ermolov P.V. (1999) Resources of platinum group metals in Central Kazakhstan and adjacent regions. Report on theme No. 18. Karagandy, IPKON. (In Russ., unpublished)
- Ermolov P.V., Degtyarev K., Kotov A. (2016) Geodynamics and metallogeny of the Junggar-Balkhash terrane in the Paleozoic. *Geosciences in Kazakhstan. MGK-35. Reports of Kazakh geologists*. Almaty, KazGEO Publ., 57-68. (In Russ.)
- Ermolov P.V., Khasen B.P., Antonyuk R.M., Lis S.N., Baltabekova G.M., Kasimov A.A., Orynbek T. Zh., Tabyl'dina T.Zh., Pak B.K. (2019) Deep forecast, prospecting and exploration of areas of mineralization in the Tekturmas ophiolite belt. Interim research report. Karagandy, IPKON, 53 p. (In Russ., unpublished)
- Filimonova L.E. (1978) Kamkor deposit. *Metallogeny of Kazakhstan. Ore formations. Deposits of copper ores*. Almaty, Nauka Publ., 33-36. (In Russ.)
- Gerasimova N.A., Novikova M.Z., Kurkovskaya A.A. (1992) New data on the Lower Paleozoic stratigraphy of the Tekturmas ophiolite belt. *Bull. MOIP. Otd. Geol.*, **67**(3), 60-76. (In Russ.)
- Gridina N.M. (2003) Conodonts in siliceous deposits of northeastern Central Kazakhstan. *Geosciences in Kazakhstan. MGK-32. Reports of Kazakh geologists*. Almaty, KazGEO Publ., 135-140. (In Russ.)
- Guennoc P., Spout G., Nawab Z. (1988) The Red Sea: history and associated mineralization. Triassic-Jurassic rifting. Parts A and B. *Dev. Geotecton.*, **22**, 957-982.
- Jensen L.S. (1976) A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario: Ministry of Natural Resources, 22 p.
- Khamzin B. S. (2003) New data on the platinum content of the copper-nickel ore occurrence Kamkor. *Geol. i Okhrana Nedr*, (3), 25-27. (In Russ.)
- Khasen B.P., Safonova I.Yu., Yermolov P.V., Antonyuk R.M., Gurova A.V., Obut O.T., Perfilova A.A., Savinskiy I.A., Tsujimori T. (2020) The Tekturmas ophiolite belt of central Kazakhstan: Geology, magmatism, and tectonics. *Geol. J.*, **55**, 2363-2382. <https://doi.org/10.1002/gj.3782>
- Korobkin V.V., Buslov M.M. (2011) Tectonics and geodynamics of the western Central Asian Fold Belt (Kazakhstan Paleozoides). *Russian Geology and Geophysics*, **52**(12), 1600-1618 (translated from *Geologiya i Geofizika*, **52**(12), 2032-2055).
- Kurkovskaya L.A. (1985) Complex of conodonts from siliceous and volcanogenic Ordovician deposits of Central Kazakhstan. *Geology of early geosynclinal complexes of Central Kazakhstan*. Moscow, Moscow State University Publ., 164-177. (In Russ.)
- Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B., Le Bas M.J., Bonin B., Bateman P., Bellieni G., Dudek A., Efremova S., Keller J., Lamere J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Woolley A.R. (2002) *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms, Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee of the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge University Press, 236 p.
- Lu Y., Leshner C.M., Deng J. (2019) Geochemistry and genesis of magmatic Ni-Cu-(PGE) and PGE-(Cu)-(Ni) deposits in China. *Ore Geol. Rev.*, **107**, 863-887. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.03.024>
- Magmatic complexes of Central Kazakhstan. (1988) Excursion guide for the IV Kazakhstan Petrographic Meeting. Karagandy, 62 p. (In Russ.)
- Magretova L.I., Ismailov Kh.K., Maslova I.G., Yakimenko R.D., Kurchavov A.M., Gurevich D.V. (2020) Copper-nickel mineralization with platinoids of the Bozshasor volcano-tectonic structure of the north-east of Central Kazakhstan. *Geol. i Okhrana Nedr*, **2**(75), 20-29. (In Russ.)
- Malakhov V.S., Sobolevskaya N.I. (1981) Kadastre of mineral deposits and occurrences. Tsentrekaskhnedra. Karagandy (In Russ., unpublished)
- Mao J.W., Pirajno F., Zhang Z.H., Chai F.M., Wu H., Chen S.P., Cheng L.S., Yang J.M., Zhang C.Q. (2008) A review of the Cu-Ni sulphide deposits in the Chinese Tianshan and Altay orogens (Xinjiang Autonomous Region, NW China): Principal characteristics and ore-forming processes. *J. Asian Earth Sci.*, **32**, 184-203. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2007.10.006>
- Naldrett A.J. (2004) *Magmatic sulfide deposits – geology, geochemistry and exploration*. Springer, Berlin, 724 p.
- Novikova M.Z., German L.L., Kuznetsov I.E., Yakubchuk A.S. (1991) Ophiolites of the Tekturmas zone. *Magmatism and ore content of Kazakhstan*. Almaty, Gyl'm Publ., 92-102. (In Russ.)
- Patalakha E.I., Filimonova L.E., Yarenskaya M.A. (1967) The Uspenskoe deposit. *Geology and metallogeny of the Uspenskaya tectonic zone (Central Kazakhstan). V. 3: Deposits of non-ferrous metals*. Almaty, Nauka Publ., 136-148. (In Russ.)
- Report on the 2004–2007 GDP-200 geological surveys, sheets M-42-XXX, XXXVI; M-43-XXV. (2007) Funds of MD “Tsentrkaznedra”, Karagandy. (In Russ., unpubl.)
- Report on the results of the 2014–2016 additional geological surveys and estimated reserves for sheets M-43-XX, XXI, Karaganda region, for an area of 10706 sq. km. (2016) Funds of MD “Tsentrkaznedra”. Karagandy. (In Russ., unpubl.)
- Results of the 1989–1994 prospect survey for hidden copper and polymetallic ores deposits in the Uspensk and Shointass ore fields, Agadyr district, Jezkazgan region. Neldinskaya. (1994) Funds of MD “Tsentrkaznedra”. Karagandy. (In Russ. unpubl.)
- Ripley E.M., Li C., Thakurta J. (2005) Magmatic Cu-Ni-PGE mineralization at a convergent plate boundary: Preliminary mineralogic and isotopic studies of the Duke Island Complex, Alaska. *Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge*. Springer, Berlin, Heidelberg, 49-51.
- Ryan B. (2000) The Nain-Churchill Boundary and the Nain

- Plutonic Suite: A Regional Perspective on the Geologic Setting of the Voisey's Bay Ni-Cu-Co Deposit. *Econ. Geol.*, **95**, 703-724. <https://doi.org/10.2113/95.4.703>
- Raspaev A.K., Filimonova L.E. (1967) The Kamkor deposit. Geology and metallogeny of the Uspenskaya tectonic zone. Almaty, Nauka Publ., 181-193. (In Russ.)
- Safonova I., Kotlyarov A., Krivonogov S., Xiao W. (2017) Intra-oceanic arcs of the Paleo-Asian Ocean. *Gondwana Res.*, **50**, 167-194. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.04.005>
- Safonova I.Yu., Perfilova A.A., Obut O.T., Savinskii I.A., Chernyi R.I., Petrenko N.A., Gurova A.V., Kotler P.D., Khromykh S.V., Krivonogov S.K., Maruyama Sh. (2019) The Itmurundy accretionary complex, Northern Balkhash area: geological structure, stratigraphy and tectonic origin. *Rus. J. Pac. Geol.*, **38**(3), 283-296 (translated from *Tikhookean. Geol.*, **38**(3), 102-117). <https://doi.org/10.1134/S1819714019030072>
- Safonova I.Y., Santosh M. (2014) Accretionary complexes in the Asia Pacific region: Tracing archives of ocean plate stratigraphy and tracking mantle plumes. *Gondwana Res.*, **25**, 126-158. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.10.008>
- Seltmann R., Soloviev S., Shatov V., Pirajno F., Naumov E., Cherkasov S. (2010) Metallogeny of Siberia: Tectonic, geologic and metallogenic settings of selected significant deposits. *Austral. J. Earth Sci.*, **57**(6), 655-706. <https://doi.org/10.1080/08120099.2010.505277>
- Shabalina L.V. (2005) Deep structure and patterns of distribution of minerals of the Central Kazakhstan paleorift system. Diss. Cand. Geol. and Min. Sci. Almaty, Satpaev Institute of Geological Sciences, 16 p. (In Russ.)
- Sillitoe R.H. (2010) Porphyry copper systems. *Econ. Geol.*, **105**, 3-41. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.3>
- Sidorenko I.S. (2008) About the platinum-bearing ores of the Kamkor deposit. *Proc. Karaganda State. Tekhnic. Univ.*, **31**, 46-48. (In Russ.)
- Smol'kin V.F., Mitrofanov F.P., Avedisyan A.A., Balashev Yu.A., Balaganskii V.V., Borisov A.E., Borisova V.V., Voloshina Z.M., Kozlova N.E., Kravtsov N.A., Negrutsa V.Z., Mokrousov V.A., Petrov V.P., Radchenko A.T., Skuf'in P.K., Fedotov Zh. A. (1995) Magmatism, sedimentation and geodynamics of the Pechenga paleorift. Apatity, Kola Science Center RAS, 256 p. (In Russ.)
- Stepanets V.G. (2016) Ophiolites of Kazakhstan. Geology and geodynamics. Republic of Moldova, Lambert Publ., 251 p. (In Russ.)
- Sun S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the Ocean Basins*. Geol. Soc. Lond., Spec. Publ., **42**, 313-345.
- Thakurta J., Ripley E.M., Li C. (2008) Geochemical constraints on the origin of sulfide mineralization in the Duke Island Ultramafic Complex, southeastern Alaska. *Geochem., Geophys., Geosyst.*, **9**, Q07003. <https://doi.org/10.1029/2008GC001982>
- Turmanidze T.L., Grishin D.M., Pechersky D.M., Stepanets V.G. (1991) Paleomagnetic information on Ordovician ophiolites from the Karaulcheku, Tolpak and Bazarbai allochthonous massifs (Central Kazakhstan). *Geotektonics*, **4**, 54-69. (In Russ.)
- Vol'fon F.I. (1945) Major polymetallic and copper deposits of Central Kazakhstan. Proc of Geological Institute. Moscow, Academy of Sciences SSSR Publ., 119 p. (In Russ.)
- Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W., Kröner A., Badarch G. (2007) Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt. *J. Geol. Soc. Lond.*, **164**, 31-47. <https://doi.org/10.1144/0016-76492006-022>
- Xiao W.J., Huang B.C., Han C.M., Sun S., Li J.L. (2010) A review of the western part of the Altaids: A key to understanding the architecture of accretionary orogens. *Gondwana Res.*, **18**, 253-273. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2010.01.007>
- Xiao W.J., Windley B.F., Allen M.B., Han C. (2013) Paleozoic multiple accretionary and collisional tectonics of the Chinese Tianshan orogenic collage. *Gondwana Res.*, **23**, 1316-1341. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.01.012>
- Yakubchuk A.S. (1991) Tectonic position and structure of ophiolites of Central Kazakhstan on the example of the Tekturmas and southwestern parts of the Maykain-Kyzyltass zone. Cand. geol. and min. sci. diss. Moscow, Moscow State University, 16 p. (In Russ.)
- Yakubchuk A.S. (2004) Architecture and mineral deposit settings of the Altaid orogenic collage: a revised model. *J. Asian Earth Sci.*, **23**, 761-779. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2004.01.006>
- Yakubchuk A.A., Stepanets V.G., German L.L. (1988) Swarms of subparallel blade dikes in ophiolite massifs – evidence of spreading. *Dokl. AN SSSR*, **298**(5), 1193-1197. (In Russ.)

УДК 552.551.217(477.75)

DOI: 10.24930/1681-9004-2022-22-4-497-511

Гидротермально-бактериальные постройки с фауной брахиопод на поверхности Тессельского палеовулкана (Южный берег Крыма)

В. И. Лысенко¹, С. А. Садыков², Т. В. Михайличенко³

¹Филиал Московского государственного университета, 299009, г. Севастополь, ул. Героев Севастополя, 7, e-mail: niagara_sev@mail.ru

²Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, 456317, г. Миасс, e-mail: sadykov@mineralogy.ru

³Федеральный исследовательский центр “Морской гидрофизический институт РАН”, 299011, г. Севастополь, ул. Капитанская, 2, e-mail: mhi.tamara@yandex.ru

Поступила в редакцию 20.01.2022 г., принята к печати 24.04.2022 г.

Объект исследования. Впервые публикуемые результаты исследования гидротермально-бактериальных карбонатных построек и банок брахиопод на поверхности Тессельского палеовулкана. **Методы.** Изучение петрографических шлифов проводилось с помощью микроскопа Olympus BX 5 с фотокамерой Olympus DP 12. Геохимические анализы выполнялись методом ICP-MS. Изотопный состав углерода определялся масс-спектрометрическим методом на приборе Deltaplus Advantage. **Результаты.** Данные изучения геологии, геохимии и изотопного состава подтверждают существование симбиоза между брахиоподами и простейшими. Первичное образование органического вещества и карбоната происходило за счет переработки палеофлюидов бактериями и археями. Норийский возраст палеовулканизма установлен по находкам брахиопод *Worobiella* ex gr. *caucasica* Dagys и аммонита *Megaphyllites insectus* (Mojsisovics). **Выводы.** По геологическим признакам образования на поверхности Тессельского палеовулкана относятся к карбонатам метанового просачивания (hydrocarbon seeps-carbonate) и их кратко можно называть метанолитами триаса.

Ключевые слова: археи, прокариоты, палеофлюиды, карбонатные гидротермально-бактериальные постройки, геохимия, изотопный состав, метан, метанолиты, карбонаты просачивания углеводородов

Источник финансирования

Работа выполнена в рамках государственного задания по теме № 0555-2021-0003 “Оперативная океанология” и в соответствии с планом по государственной бюджетной теме Института минералогии Южно-Уральского федерального научного центра минералогии и геоэкологии УрО РАН “Минералого-геохимическая эволюция и металлогения гидротермальных, аутигенных и гипергенных рудообразующих систем” № АААА-А19-119061790049-3

Hydrothermal-bacterial structures with a brachiopod fauna on the surface of Tessel paleovolcano (South coast of Crimea)

Vitalii I. Lysenko¹, Sergei A. Sadykov², Tamara V. Mikhailichenko³

¹Branch of M.V. Lomonosov Moscow State University, 7 Sevastopol's Heroes st., Sevastopol 299009, Russia, e-mail: niagara_sev@mail.ru

²South Ural Federal Research Center for Mineralogy and Geoecology, UB RAS, Miass 456317, Russia, e-mail: sadykov@mineralogy.ru

³Federal Research Center Marine Hydrophysical Institute of RAS, 2 Kapitanskaya st., 299011 Sevastopol, Russia, e-mail: mhi.tamara@yandex.ru

Received 20.01.2022, accepted 24.04.2022

Research subject. For the first time, the results of a study of hydrothermal-bacterial carbonate structures and a shell bank of brachiopods on the surface of the effusive sequence of the Late Triassic Tessel paleovolcano are presented. **Methods.** Petrographic thin sections were studied using an Olympus BX 5 microscope with an Olympus DP 12 camera. Geochemical in-

Для цитирования: Лысенко В.И., Садыков С.А., Михайличенко Т.В. (2022) Гидротермально-бактериальные постройки с фауной брахиопод на поверхности Тессельского палеовулкана (Южный берег Крыма). *Литосфера*, 22(4), 497-511. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-4-497-511>

For citation: Lysenko V.I., Sadykov S.A., Mikhailichenko T.V. (2022) Hydrothermal-bacterial structures with a brachiopod fauna on the surface of Tessel paleovolcano (south coast of Crimea). *Lithosphere (Russia)*, 22(4), 497-511. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-4-497-511>

© В.И. Лысенко, С.А. Садыков, Т.В. Михайличенко, 2022

vestigations were performed according to the conventional methodology by an inductively coupled plasma mass spectrometer (ICP-MS). The isotopic composition of carbon was determined by isotope ratio mass spectrometry (IRMS) by a DeltaPlus Advantage instrument. The mass spectrometer was paired with an EA Flash1112 analyzer and a TC/EA convector. When measuring, the NBS-19, NBS-18, and IAEA-C-3 standards were used. *Results.* The data obtained on the geology, geochemistry, and isotopic composition of the studied materials confirm the existence of a symbiosis between brachiopods and protozoa. The primary formation of organic matter and carbonate of bacterial structures occurred due to the processing of paleofluids by the community of bacteria and archaea. These organisms created carbonate, sulfide and organic matter in a suboxide environment of hydrogen sulfide and methane. The biocenosis of the shell bank of brachiopods was characterized by a poor taxonomic composition and a high biological productivity. The formation of a shell bank of brachiopods with bacterial carbonate edifices took place during the period of volcanic activity and continued during breaks in eruptions. The results of geochemistry and the carbon isotopic composition of the carbonate of bacterial buildups confirm the deep nature of the paleofluids. The Norian age of paleovolcanism was determined from finds on the surface of the terrigenous-volcanic sequence of brachiopods *Worobiella* ex gr. *caucasica* Dagys and ammonite *Megaphyllites insectus* (Mojsisovics). *Conclusions.* According to geological features, the material of the shell bank of brachiopods with bacterial carbonate structures on the surface of the Tessel paleovolcano belongs to the ancient hydrocarbon seeps-carbonate. Based on their genesis and formation material, these formations should be referred to as Triassic methanoliths. Signs of allocation of similar formations in other time intervals and regions are given. Emissions of fluids with hydrogen sulfide and methane by the Tessel paleovolcano in the Late Triassic may have been related to the causes of the “global extinction”.

Keywords: *archaea, prokaryotes, paleofluids, carbonate hydrothermal-bacterial edifices, geochemistry, isotopic composition, methane, methanoliths, hydrocarbon seeps-carbonates*

Funding information

The work was carried out within the framework of the state assignment on the topic No. 0555-2021-0003 “Operational Oceanology” and in accordance with the plan for the state budget topic of the Institute of Mineralogy of the South Ural Federal Scientific Center for Mineralogy and Geoecology of the Ural Branch of the RAS “Mineralogical and geochemical evolution and metallogeny of hydrothermal, authigenic and supergene ore-forming systems” No. AAAA-A19-119061790049-3

Acknowledgements

The authors are grateful to V.V. Maslennikov, Professor and Corresponding Member RAS, V.V. Arkadiev, Professor and Dr. Sci (Geol.-Mineral.), and Yu.S. Repin, Cand. Sci. (Geol.-Mineral.) for their advice and assistance in the study of the breeds and the definition of the fauna.

ВВЕДЕНИЕ

Сегодня большое внимание уделяется проблемам глобального потепления, связанным с увеличением парниковых газов в атмосфере. Значительную роль в этих процессах играет поступление метана и углекислого газа из недр (Judd et al., 2002). Оно связано с флюидами разгрузки действующих вулканов, рифтовых систем и холодных углеводородных просачиваний на дне морей и океанов (Aharon, 1994; Judd et al., 2002). К таким выходам углеводородов приурочены оазисы жизни, где микроорганизмы являются “санитарами” по защите атмосферы и гидросферы от этих газов (Arquit, 1990). За счет процессов хемосинтеза сообщества микроорганизмов перерабатывают метан, сероводород и другие флюиды в сульфаты, карбонаты, сульфиды и органическое вещество. Имеются минералогические и морфологические различия в постройках около горячих гидротермальных источников и холодных углеводородных просачиваний. Это связано с составом флюидов и их температурой (Campbell, 2006). Обычно рядом с сульфидными постройками “черных курильщиков” отмечаются поля бактериальных матов, изучению которых уделяется недостаточно внимания (Богданов и др., 2006). Их питание осуществляется за счет просачи-

вания остывших углеводородных флюидов. Поэтому вблизи центров действующих вулканов на морском дне совместно существуют постройки горячих источников и холодного углеводородного просачивания (Леин, 2004). Внешнее описание таких строений приводится при обследовании склонов вулкана Пийпа с помощью глубоководного обитаемого аппарата “Мир” (Богданов и др., 2006). В образовании построек из сульфидов и карбонатов участвуют сообщества архей и бактерий. После прекращения поступления флюидов “мертвые” сульфидные и карбонатные строения становятся памятниками этим процессам (Ames et al., 1993). Изучению таких образований в древних породах посвящено много научных работ, поскольку такие исследования имеют значительные преимущества перед осмотром современных аналогов на больших глубинах в океанах (Campbell, 2006).

Подобные разнообразные по минеральному составу и морфологии гидротермально-бактериальные образования были обнаружены В.И. Лысенко на поверхности Тессельского осадочно-вулканогенного комплекса андезитов верхнего триаса (Лысенко, 2019а, б) Морфология и минералогия бактериальных построек зависит от состава и температур палеофлюидов. Наиболее высокотемпературные сульфидно-карбонатные образования

трубчатой и лепешковидной форм были созданы сообщества прокариот и архей на поверхности лав. “Жильные” плоские кварц-сульфид-карбонатные и карбонат-кварц-сульфидные гидротермально-бактериальные образования встречаются на поверхности туфовой толщи (Лысенко, 2019). С “холодным” диффузионным просачиванием углеводородных флюидов связано формирование карбонатного бактериального обрастания и создание органического вещества для питания брахиопод и другой крупной фауны. Актуальность данной работы заключается в исследовании условий жизни вблизи флюидов углеводородного просачивания на поверхности палеовулкана.

Целью данной статьи является определение генезиса и условий образования карбонатных гидротермально-бактериальных построек и ракушечной банки брахиопод на поверхности эффузивной толщи по результатам детального изучения их геологического строения, минералогии, геохимии и изотопного состава.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Обнажения Тессельского осадочно-вулканогенного комплекса андезитов верхнего триаса являются самыми западными выходами эффузивных пород южной зоны Крымских гор. Они располагаются над пос. Тессели на южном склоне Главной гряды в интервале абсолютных отметок от 140 до 450 м. На площади около 2 км² было выполнено детальное геологическое картирование, результаты которых приведены в более ранних работах (Лысенко 2019а, б). При исследовании выходов эффузивных пород особое внимание уделялось пространственному положению палеопотоков лав, туфовой толще, их контактов с ракушечной банкой брахиопод и бактериальными обрастаниями. Во время выполнения работ геологического картирования был собран богатый материал по гидротермально-бактериальным палеопостройкам различной морфологии и разнообразной фауны. Он использовался для выполнения геохимических анализов. Из представительных образцов изготавливались полированные спилы, шлифы и аншлифы, которые изучались на микроскопе Olympus BX 5 с фотокамерой Olympus DP 12 в Институте минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс.

Геохимические анализы построек выполнялись по стандартной методике в лаборатории упомянутого выше Института минералогии на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой (ICP ELAN-9000 фирмы Perkin Elmer). Одна проба была отобрана из боковой части карбонатной постройки, а другая – из центральной зоны.

Для определения изотопного состава углерода в Институте минералогии использовался масс-спектрометрический метод измерения изотопных

отношений (IRMS) на приборе Deltaplus Advantage. Масс-спектрометр сопряжен с элементным анализатором EA Flash1112 и высокотемпературным конвектором TC/EA. Элементный анализатор и конвектор сопрягались с масс-спектрометром посредством ConFloIII. Проба предварительно взвешивалась. Ее масса составляла 100 мкг. Навеска упаковывалась в оловянный тигель, который помещался в автосамплер. Затем проба подавалась в элементный анализатор, где она сжигалась в потоке гелия с добавкой кислорода. Температура в процессе сжигания доходила до 1800°C. Полученная смесь газов разделялась в хроматографической колонке. Через интерфейс ConFloIII газ подавался в масс-спектрометр, где происходило измерение изотопных отношений. При измерении использовались стандарты NBS-19, NBS-18, IAEA-C-3. Ошибка измерения составляла меньше 0.15‰ VPDB. Было отобрано две пробы карбоната из разных участков бактериального обрастания и одна – из материала ракушек брахиопод. Кроме этого исследовался изотопный состав углеводородов из материала растворения в кислотах антраконита гидротермально-бактериальных построек и брахиопод. Для этой цели из центральных частей построек и банки брахиопод отбирались обломки антраконита и ракушки. Материал предварительно выдерживался в сушильном шкафу при температуре 200°C, а затем растворялся в соляной кислоте. После промывки в дистиллированной воде и просушки нерастворимый осадок использовался для анализов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАКУШЕЧНОЙ БАНКИ БРАХИОПОД И ГИДРОТЕРМАЛЬНО-БАКТЕРИАЛЬНЫХ ПОСТРОЕК

Выходы магматических пород Тессельского осадочно-вулканогенного комплекса андезитов верхнего триаса являются самыми западными проявлениями вулканизма южной зоны Крымских гор. В полосе протяженностью около 3 км, приуроченной к южным склонам Главной гряды, было выявлено 35 выходов эффузивных пород. Они образовали три прерывистые субпараллельные зоны субширотного простирания: южную, центральную и северную (Лысенко, 2019а, б). Характерной особенностью эффузивного комплекса являются андезитовый состав и фациальное разнообразие вулканокластических пород. Они представлены лавами, кластолавами, лавобрекчиями, ксенотефрами, ксенотуфами и гиалокластами. Их образование связано с эксплозивными выбросами и лавовыми излияниями в подводной среде. Подобные породы описаны в других регионах (Hammond, 1990; Seliverstov et al., 1994). Детальная характеристика Тессельского вулканогенного комплекса андезитов верхнего триаса приводится

в более ранних работах одного из авторов статьи (Лысенко, 2019а, б).

Ракушечная банка брахиопод была обнаружена в западной части центральной зоны на восточном борту оврага Биюк-Дере. Здесь находится выход палеолав андезитов лав, перекрытых с двух сторон туфовой толщей. Ракушечная банка приурочена к западному контакту лавового палеопотока с толщей аквагенных ксенотуфов. На первичную высокую газонасыщенность туфового материала и лав указывают многочисленные обломки пемзы (витрокласты) и находки в них довольно крупных жезд и прожилков, выполненных кальцитом, халцедоном и антраконитом (Лысенко, 2019а, б). В 2 метрах от ракушечной банки брахиопод находится зона гидротермальной проработки пород, которая имеет почти вертикальные контакты и меридиональную ориентацию. В этой зоне породы окварцованы и пиритизированы. В них отмечаются многочисленные разноориентированные карбонат-кварцевые прожилки с пиритовой минерализацией. Пиритовая минерализация в гидротермальных породах имела полигенную природу и была представлена фрамбоидами в витрокластах, пленками вокруг некоторых литокластов, рудокластами, крупными кристаллами кубической формы в карбонат-кварцевых прожилках и многочисленными мелкими вкраплениями в основной массе.

Ракушечная банка брахиопод представляет собой холмообразную возвышенность площадью около 10 м². Она является своеобразным свалом крупнообломочного материала слабо-окатанных андезитов и гидротермально измененных пород. Эти глыбы размером до 0.5 м цементированы ракушечным материалом брахиопод и карбонатом гидротермально-бактериальных построек. Крупнообломочный материал имеет резкие контакты с карбонатной цементной массой, которая содержит брахиоподы. Внешняя часть цемента на контакте с обломками представлена материалом бактериального обрастания. Некоторые ее части имеют сходство с полосчатыми “строматолитами”. Наружная поверхность бактериальных построек обладает бугристым строением (рис. 1а), и иногда на ней отмечаются скульптуры трубчатых червей, выполненных карбонатом (рис. 1б). Бактериальные карбонатные обрастания имеют расплывчатые внутренние границы с раковинами брахиопод, которые формируют основную часть банки (рис. 1в). В центральной части ракушечной банки часто встречаются подобные бактериальные строения, которые характеризуются линзовидной “жильной” формой. У них с двух сторон наблюдаются нерезкие контакты, которые являются своеобразной формой нарастания на поверхности ракушек брахиопод (см. рис. 1в). Такие постройки имеют мощность от 2 до 30 мм, протяженность – до 100 мм. Они характеризуются сферолитовыми, микрополосчатыми

(рис. 1г, 2а) и почковидно-колломорфными текстурами, а в отдельных местах отмечаются фрагменты друзовых, гребенчатых (рис. 2б) и фрамбоидальных текстур. Колломорфная и полосчатая текстуры связаны с чередованием кальцита и антраконита, а иногда в них отмечаются отдельные прослои кварца и халцедона. В плоскости, перпендикулярной слойкам, микрополоски антраконита и кальцита имеют пятнистый рисунок сферолитовых сростаний.

Халцедон и кварц иногда встречаются в центральной части “жильных” бактериальных построек, где образуют друзовые полости линзовидной формы. Редкая сульфидная минерализация представлена фрамбоидами пирита, которые имеют равномерно глобулярную структуру (рис. 2в). Фрамбоиды пирита подчеркивают полосчатую текстуру построек, а некоторые из них наблюдаются в секущих трещинах. В карбонатном материале “жильных” построек в отдельных местах содержится пепловый материал вулканического стекла (рис. 2г).

Ракушечный материал брахиопод в цементной карбонатной массе составляет от 60 до 80%. В породе они создают плотные шаровидные скопления размером до 3.0 см, реже наблюдаются отдельные раковины (рис. 3а). Эти образования имеют текстуру репчатого лука. По краям находятся крупные раковины, которые обрастают более мелкие в центральной части. Таких лепестков раковин в некоторых образованиях бывает больше десяти. Размеры ракушек уменьшаются от 30.0 до 2.5 мм (рис. 3б). В некоторых шаровых скоплениях в центре находится несколько мелких зародышей. Раковины тонкостенные и довольно плотно прилегают друг к другу. Их поверхность покрыта коричневыми блестящими сросшимися пластинками, которые, предположительно, в прошлом имели хитиново-фосфатный состав (рис. 3в). На нижних поверхностях створок отмечаются черные пятна органического вещества. На 10 см² находится до 20 ракушек. Значительная их часть сильно сдавлена, что связано с тесным соседством. Возможно, в строении биогерма принимают участие несколько видов брахиопод, но из-за сдавленности и сплошной карбонатной цементации трудно определить их видовой состав. По данным исследований, выполненных кандидатом геол.-мин. наук Ю.С. Репиным, значительную часть брахиопод можно отнести к виду *Worobiella ex gr. caucasica* Dagys (см. рис. 3в), возраст которых датируется норийским веком (Дагис и др., 1959). Такой временной интервал подтверждается находкой в толще аммонита *Megaphyllites insectus* (Mojsisovics), определение которого выполнил доктор геол.-мин. наук В.В. Аркадьев из СПб ГУ (Астахова, 1972).

В карбонатной цементной массе отсутствует перетертый детритовый материал брахиопод и другой фауны. В нем были обнаружены единичные га-

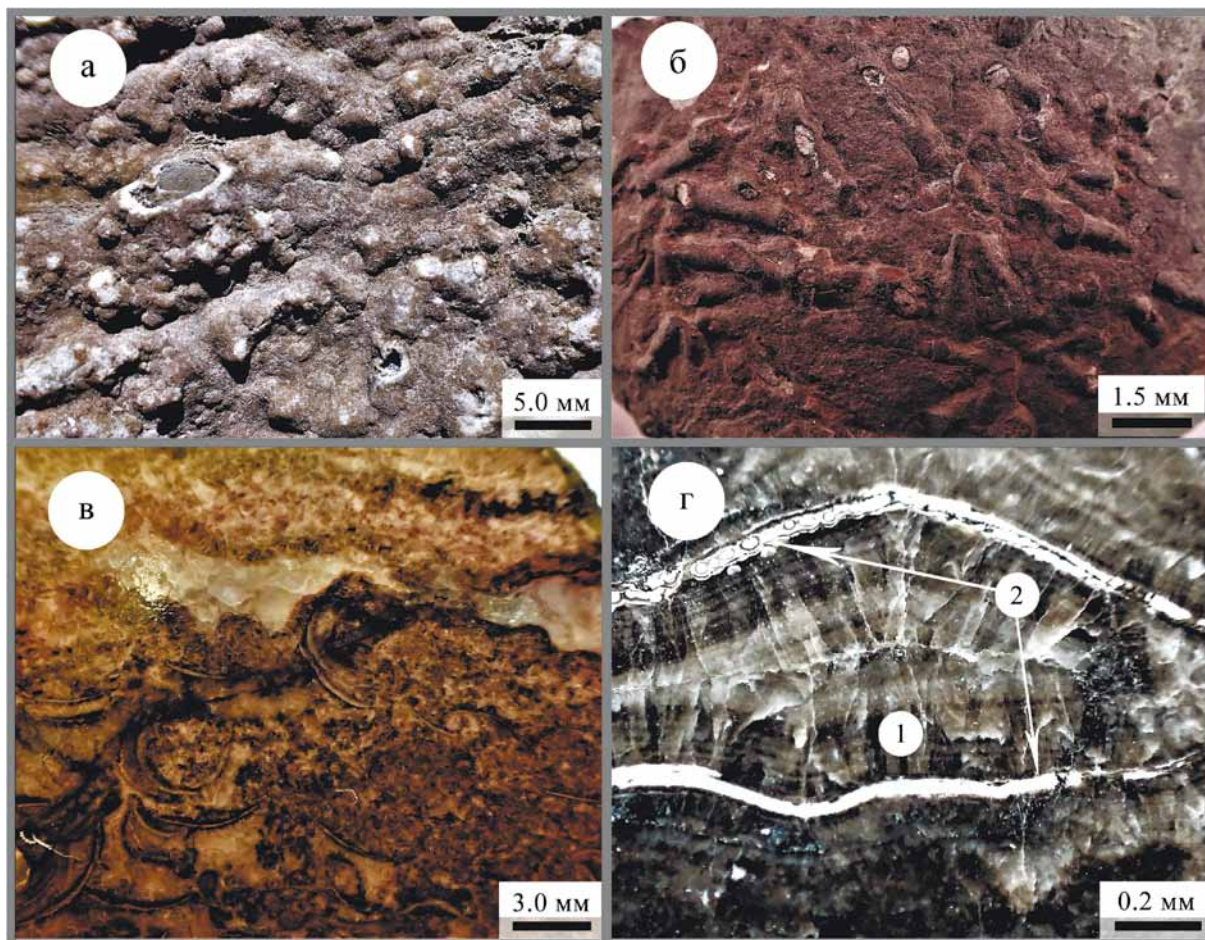


Рис. 1. Строение карбонатной гидротермально-бактериальной постройки.

а – бугристое строение внешней стенки; б – минерализованные скульптуры трубчатых червей на наружной поверхности; в – бактериальное обрастание ракушечного материала брахиопод; г – микрополосчатая (1) и сферолитовая (2) текстуры постройки. Все фотографии в статье выполнил В.И. Лысенко.

Fig. 1. Structure of a carbonate hydrothermal bacterial edifice.

а – tuberosity structure of the outer wall; б – mineralized tubeworm sculptures on the outer surface; в – bacterial overgrowth of brachiopod shell material; г – microbanded (1) and spherulitic (2) textures of the structure. Photos in the article were made by V.I. Lysenko.

строподы, створки моллюска гребешка и губки с конусообразной формой стаканов. Моллюски имеют ушки, а слабовыпуклые раковины покрыты четкой концентрической волнистой скульптурой и обладают размерами до 1.3 см (рис. 3г). По размерам и внешней морфологии они имеют сходство с описанием гребешков *Bathypecten vulkani*, которые были обнаружены вблизи “черных курильщиков” на Восточно-Тихоокеанском поднятии в 1985 г. (Лобье, 1990).

При растворении в кислотах материала бактериальных построек и стяжений брахиопод на поверхности растворов наблюдалась маслянистая пленка с радужной побелостью, а растворы приобретали черный или коричневый цвет. Через 2-3 часа на поверхности раствора оставалась тонкая радуж-

ная маслянистая пленка с запахом нефтепродуктов, а раствор становился прозрачным и бесцветным. Внизу на дне емкости находился нерастворимый осадок черного цвета, представленный высокомолекулярными смолами высокой плотности и сингенетическим рассеянным органическим веществом (биомаркеры). Подобные углеводороды содержатся в современных и древних “карбонатах просачивания” (Campbell, 2006). Легкие нефтепродукты и высокомолекулярные смолы в наших постройках являются продуктами глубинных гидротермальных флюидов (Слободский, 1981; Simoneit et al., 2004), а высокомолекулярное органическое вещество (биомаркеры) создано хемогенными микроорганизмами за счет переработки метана (Birgel, Peckmann, 2008).

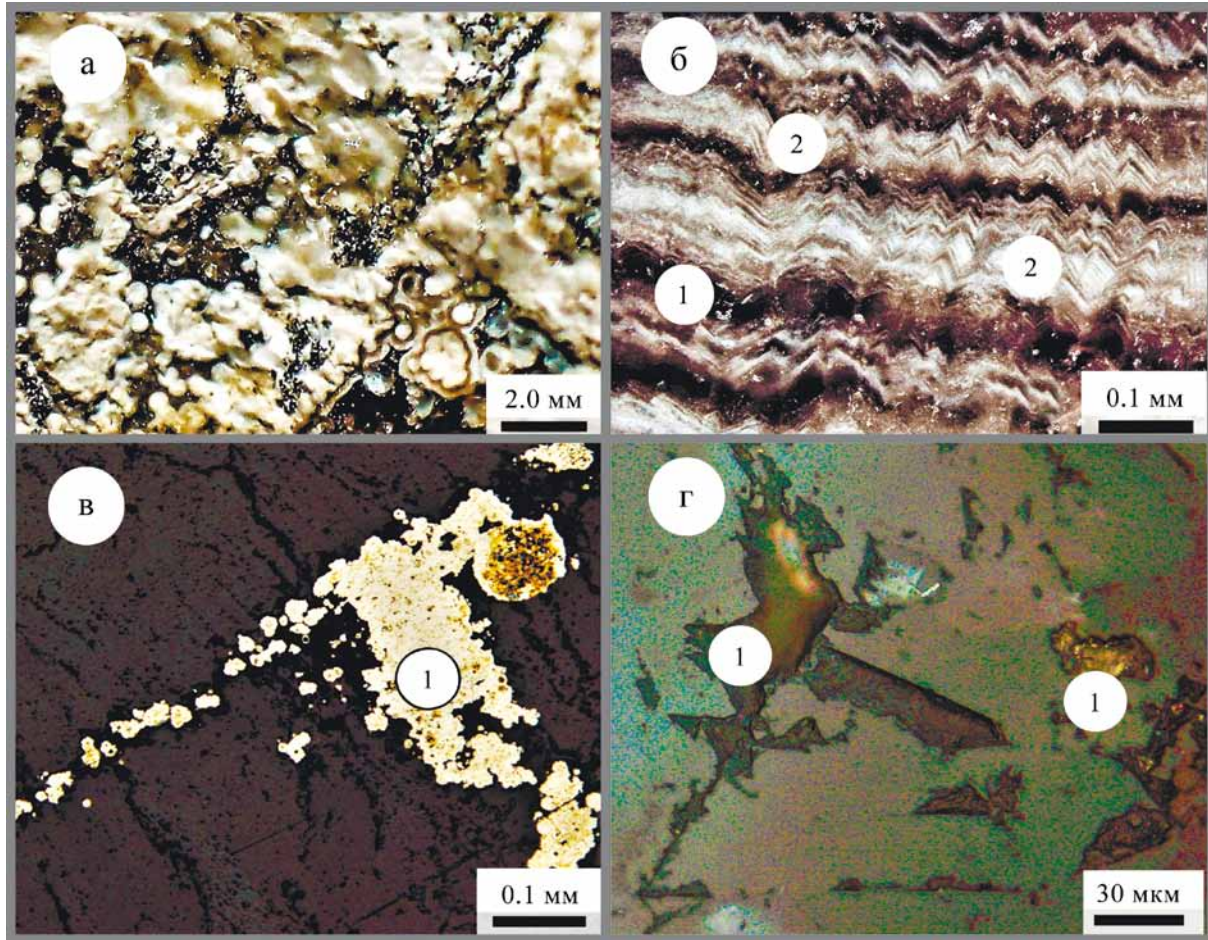


Рис. 2. Внутреннее строение карбонатной гидротермально-бактериальной постройки.

а – сферолитовые образования карбоната в приполировке центральной части бактериальной постройки; б – гребенчатая текстура чередования антраконита (1) и кальцита (2); в – фрамбониды пирита (1) равномерно глобулярной структуры подчеркивают слоистость и отмечаются в секущих трещинах; г – пепловый материал вулканического стекла (1) в кальците постройки. Рис. 2б и 2г – в проходящем свете, а рис. 2в – в отраженном.

Fig. 2. Internal structure of a carbonate hydrothermal bacterial edifice.

а – spherulitic formations of carbonate in the polishing of the central part of the bacterial structure; б – comb texture of alternation of anthraconite (1) and calcite (2); в – pyrite framboids (1) of a uniformly globular structure emphasize layering and are noted in secant cracks; г – ash material of volcanic glass (1) in the calcite of the building. Fig. 2б and 2г in transmitted light, and Fig. 2в – in reflected light.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ГЕОХИМИЧЕСКОГО И ИЗОТОПНОГО СОСТАВА

В наше время результаты геохимических исследований часто являются критериями, подтверждающими условия формирования, генезиса гидротермально-бактериальных построек и природу флюидов их образования. Пробы карбонатного материала из боковой части бактериальной постройки (Л-908) и из центра (ЛВ-880Б) с минерализацией фрамбонального пирита характеризуются довольно низкими содержаниями большинства химических элементов (табл. 1) в сравнении

с кларком карбонатных пород (Интерпретация..., 2001, с. 27, 28). В результатах анализов отмечаются некоторые различия. В карбонате из боковой части (Л-908) концентрации выше кларка характерны для Li, Sb, As, Tl, Ge, Cu, Mo и Se, а в материале с сульфидами (ЛВ-880Б) – для Li, As и Ge. По абсолютным значениям большинство содержаний геохимических элементов в пробе из центральной зоны превышает данные опробования боковой (см. табл. 1).

Анализы проб карбонатных построек характеризуются низкими концентрациями редкоземельных элементов (РЗЭ) (см. табл. 1, рис. 4, 5). Их сумма составляет от 1.8 до 3.21 г/т. Для расчета ано-

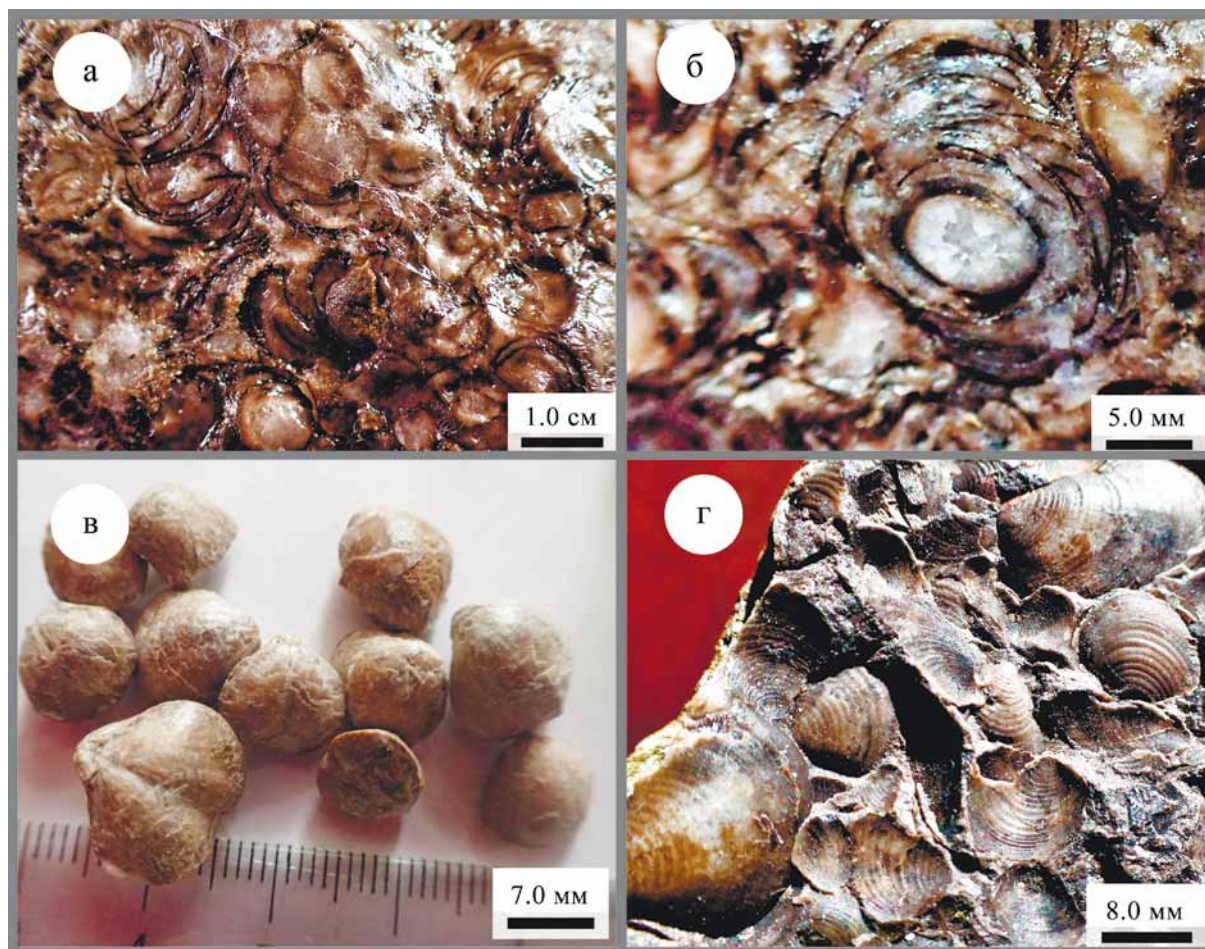


Рис. 3. Строение ракушечной банки брахиопод.

а – расположение тонкого ракушечного материала брахиопод в цементной массе палеобиогермы, б – шаровидные скопления ракушек брахиопод, в – брахиоподы *Worobiella* ex gr. *caucasica* Dagys, г – раковины гребешков, имеющих сходство с *Bathypecten vulkani*.

Fig. 3. The structure of a brachiopod shell jar.

а – location of thin shell material of brachiopods in the cement mass of the paleobioherm, б – globular clusters of brachiopod shells, в – brachiopod *Worobiella* ex gr. *caucasica* Dagys, г – scallop shells resembling *Bathypecten vulkani*.

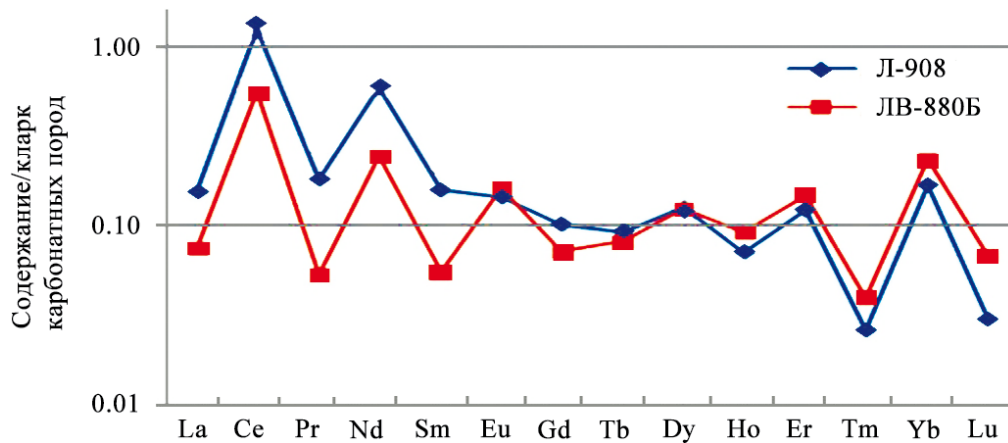
мальных содержаний европия и церия авторами использовались формулы: $Eu^*_n = 2Eu_n / (Sm_n + Gd_n)$ и $Ce^*_n = 2Ce_n / (La_n + Pr_n)$ (Интерпретация..., 2001; Shanks, 2001). Анализировались результаты вычислений с использованием нормализации по карбонатным породам и хондритам (Интерпретация..., 2001), в итоге наблюдались некоторые различия (см. рис. 4, 5). Содержания церия в анализах выше кларка карбонатных пород или приближается к этим значениям. Величины Ce^*_n карб, нормализованные по карбонату, составляют 6.1 и 6.2. Более низкие их значения получены при нормализации по хондриту (Ce^*_n хон 1.04 и 0.95). Данные Eu^*_n карб с нормализацией по карбонатным породам составляют 1.1 и 2.5, а по хондритам Eu^*_n хон – 0.8 и 1.4 (см. рис. 4, 5).

Результаты геохимических исследований опираются на два анализа из разных зон постройки, что недостаточно для статистики обсчета результатов. Обычно для решения вопросов условий образования, генезиса, состава и природы флюидов необходимо иметь данные по анализам до десяти проб, что возможно будет выполнено в дальнейшем. Полученные результаты геохимических исследований не противоречат, а в значительной части подтверждают данные геологического строения и условия образования банки брахиопод с гидротермально-бактериальными постройками.

Наиболее убедительными аргументами связи формирования органического вещества и карбоната с процессами хемосинтеза прокариот являются данные анализов изотопного состава углерода, ко-

Таблица 1. Содержание литофильных, халькофильных и редкоземельных элементов из боковой части (Л-908) и центра (ЛВ-880Б) гидротермально-бактериальной постройки, г/т**Table 1.** Content of lithophile, chalcophile, and rare earth elements in hydrothermal-bacterial edifices, ppm

Элемент	Л-908	ЛВ-880Б	Кларк	Элемент	Л-908	ЛВ-880Б	Кларк	Элемент	Л-908	ЛВ-880Б	Кларк
Li	70.0	18.3	6.9	Cr	1.13	4.51	11.0	La	0.77	0.37	5.00
Rb	0.73	2.36	5.0	Mn	85.9	106	830.0	Ce	1.25	0.55	1.00
Sr	7.87	14.6	540.0	Sb	0.89	0.26	0.3	Pr	0.218	0.064	1.20
Cs	0.062	0.190	0.4	As	26.4	58.4	1.6	Nd	0.89	0.37	1.50
Ba	15.8	46.8	53.0	Pb	1.41	1.53	8.8	Sm	0.188	0.066	1.20
Sc	0.164	0.27	2.0	Bi	0.004	0.004	0.01	Eu	0.029	0.032	0.20
Y	0.24	0.42	20.0	Tl	0.142	0.008	0.1	Gd	0.100	0.071	0.99
Zr	1.28	2.81	20.0	Cd	0.074	0.046	0.4	Tb	0.016	0.014	0.17
Nb	0.12	0.53	0.3	Ge	0.42	0.18	0.1	Dy	0.093	0.091	0.73
Hf	0.034	0.092	0.4	Ga	0.52	0.95	2.6	Ho	0.016	0.021	0.23
W	0.008	0.008	0.5	Zn	14.1	16.0	22.0	Er	0.057	0.070	0.47
Th	0.014	0.024	1.8	Cu	13.9	4.66	12.0	Tm	0.006	0.009	0.23
U	0.036	0.33	2.3	Co	0.64	0.41	1.6	Yb	0.059	0.081	0.35
Ti	52.2	147	600.0	Mo	28.5	0.06	0.5	Lu	0.005	0.012	0.17
V	0.95	5.76	19.0	Ni	2.54	3.89	12.0				

**Рис. 4.** Распределение редкоземельных элементов в карбонатных гидротермально-бактериальных постройках. Нормализация по карбонатным породам (Интерпретация..., 2001).**Fig. 4.** Distribution of rare earth elements in carbonate hydrothermal-bacterial edifices. Normalization was carried out according to carbonate rocks (Interpretation..., 2001).

торые приведены в табл. 2. Более легким изотопным составом карбоната характеризуются полосчатые бактериальные постройки обрастания, а утяжеленным $\delta^{13}\text{C}$ обладают ракушки брахиопод.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ
ОБРАЗОВАНИЯ РАКУШЕЧНОЙ БАНКИ
БРАХИОПОД И ГИДРОТЕРМАЛЬНО-
БАКТЕРИАЛЬНЫХ ПОСТРОЕК
НА ПОВЕРХНОСТИ ЭФФУЗИВОВ

Вулканы выносят из недр химические элементы Zn, Cu, Mg, Ca, K, Fe, P, S, N, H и C, которые благоприятны для формирования живых клеток микро-

организмов (Мархинин, 1980). Поэтому во время активной вулканической деятельности и после извержений начинается бурная жизнь прокариот по переработке пеплового материала и летучих газовых компонентов. Особенно активно эти процессы протекают в водных толщах морей и океанов (Ames, 1993).

Доказательством глубоководных условий формирования лав и туфов Тессельского палеовулкана является литологический состав вмещающих пород таврической серии, представленных аргиллитами и глинистыми алевролитами. Глубоководность дополнительно подтверждается низкими концентрациями транзитных элементов Ti, V, Cr и Mn (см.

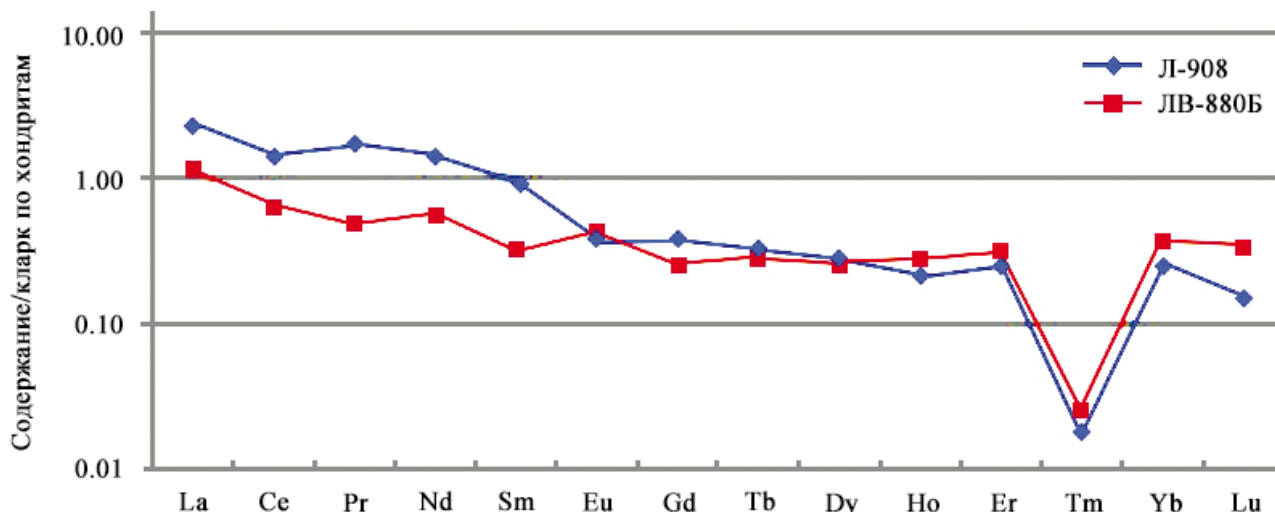


Рис. 5. Распределение редкоземельных элементов в карбонатных гидротермально-бактериальных постройках. Нормализация по хондритам (Интерпретация..., 2001).

Fig. 5. Distribution of rare earth chemical elements in carbonate hydrothermal-bacterial edifices. Normalization by chondrites (Interpretation..., 2001).

Таблица 2. Изотопный состав углерода из карбонатных гидротермально-бактериальных построек и брахиопод
 Table 2. Carbon isotope composition from carbonate hydrothermal-bacterial edifices and brachiopods

Номер пробы	Краткая характеристика проб	Изотопный состав $\delta^{13}\text{C}\%$, VPDB
ЛВ-879	Центральная часть плоских карбонатных гидротермально-бактериальных построек	-20.63
ЛВ-881	Боковая часть плоских карбонатных гидротермально-бактериальных построек	-21.08
ЛВ-880	Кислотный остаток растворения плоских карбонатных построек (органическое вещество)	-37.23
ЛВ-882	Брахиоподы из карбонатной постройки	-13.85
ЛВ-883	Кислотный остаток растворения брахиопод (органическое вещество)	-29.72

табл. 1) и соотношением $\text{Ti}/\text{Zr} = 41$ и 52 (Юдович, Кетрис, 2011; Мизенс и др., 2014). Поэтому жизнь вблизи выходов флюидов Тессельского палеовулкана протекала в афотической зоне за счет процессов хемосинтеза прокариот (Sibuet, Olu, 1998).

У нас нет данных о газовом составе палеофлюидов дегазации триасового вулканизма. Можно предположить, что он мало отличается от современных результатов изучения сопутствующих газов при извержении андезитов на вулканах Безымянном, Пийпа и др. На этих вулканах в период усиления вулканической активности в состав газов входили сероводород, метан, водород, азот, закись углерода, сернистый газ, хлор, фтор, углекислый газ и другие газы (Борисов, Никитина, 1962; Мархинин, 1980; Леин и др., 1989; Seliverstov et al., 1994). Наиболее близкие данные к реконструированным палеофлюидам имели анализы изучения вулкана Пийпа. В них преобладали

CH_4 – 80–98%, N_2 – до 17% и H_2S , а в подчиненном количестве отмечались CO_2 , O_2 , H_2 , C_2H_6 , и C_3H_8 (Seliverstov et al., 1994).

Данные наших геологических исследований позволяют сделать предположение, что магма Тессельского палеовулкана имела высокий процент содержания газов. На это указывают многократные гидроэксплозивные выбросы ксенотуфового материала, наличие сильнопористых литокластов (гиалокластов) пемзы, различных форм гидротермально-бактериальных построек и крупных миндалин в лавах и туфах (Кориневский, 2014; Лысенко, 2019а, б). Дополнительно это подтверждает соотношение $\text{Sr}/\text{Ba} = 0.31$ и 0.49 . Эти данные указывают на распреснение гидротермальных растворов, в ореолах которого происходило формирование карбонатных строений (Катченков, 1959). По предположению исследователей, образование таких флюидов связано с “субкритической фазовой

сепарацией” при подъеме глубинных растворов к поверхности (Seliverstov et al., 1994; Масленников, 1999; Богданов и др., 2006). Обычно при этом происходила потеря тяжелой фракции халькофильных элементов и обогащение их газовым составом (Богданов и др., 2006). На активность гидротермальных растворов вблизи ракушечной банки указывают зоны гидротермальных измененных пород, описанных нами выше. Предположительно, значительная часть газового состава палеофлюидов была представлена метаном и сероводородом. Доказательством этого служит широко развитая антраконитовая минерализация и значительное присутствие пирита в бактериальных постройках, лавах андезитов и туфах (Лысенко, 2019а, б). Выше приведены данные растворения карбонатов в кислоте. Они подтвердили наличие в палеофлюидах углеводородов легкой и тяжелой нефти (Слободский, 1981). По отношению V/Ni отмечаются различия их состава в разных частях постройки. В центральной зоне соотношение равно 1.48 и идет накопление легких продуктов нефти, а в боковых частях – 0.37 и аккумуляция тяжелых (Валяев, 1997). На подобное наличие нефти указывают при характеристике современных и древних карбонатов просачивания вблизи выходов углеводородных флюидов (Campbell et al., 2006).

Несмотря на слабую минерализацию палеофлюидов, они имеют глубинную природу образования. Это подтверждается высокими содержаниями значительной части халькофильных элементов в карбонатном материале построек (см. табл. 1). Для них характерен следующий ряд содержаний: As > Mo >> Zn > Cu > Ni > Pb > Ga > Sb > Co (см. табл. 1). Аномальные содержания Zn, Cu, As, Mo, Ga и Sb (см. табл. 1), соотношения Ti/Zr (41, 52), Ni/Co (3.9, 8.4) (Юдович, Кетрис, 2011), Y/Ho (14.7, 20.1) (Ван, 1996; Frimmel, 2009) и Ce/La (1.48, 1.61) (Himmeler et al., 2010), а также высокие значения Eu^*_n (1.1, 2.5) и Ce^*_n (6.1, 6.2) свидетельствуют о глубинности флюидов (Ван, 1996; Feng et al., 2009; Himmeler et al., 2010; Юдович, Кетрис, 2011). Ряд концентраций халькофильных элементов, низкие концентрации Ni и Co (Ames et al., 1993; Ван, 1996) и соотношение Cu/Zn (0.2, 0.8) указывают на их связь с андезитовым вулканизмом (Butterfield, Massoth, 1994; Масленников, 1999). Дополнительно о природе связи с вулканическими флюидами свидетельствует ряд содержаний щелочных металлов Li > Rb > Cs (см. табл. 1) (Богданов и др., 2006).

Кроме того, подтверждением глубинности флюидов является изотопный состав углерода в карбонатах бактериальных построек (–20.6 и –21.1‰) (см. табл. 2) (Horita, Berndt, 1999; Богданов и др., 2006).

Результаты наших исследований структурных форм карбоната свидетельствуют о том, что ведущую роль в образовании карбоната и первичного

органического вещества биогермы выполняют сообщества бактерий и архей. Убедительным фактом образования органического вещества и карбоната хемосинтезом из метана служат результаты анализов $\delta^{13}C$. В них имеются различия в изотопном составе углерода. В центральной части постройки $\delta^{13}C = -20.6‰$, а в боковой зоне $\delta^{13}C = -21.1‰$ (см. табл. 2). Органическое вещество бактериальных карбонатных построек характеризуется более легким составом: $\delta^{13}C = -37.2‰$. Изотопная разница органического вещества и карбонатного материала построек составляет –16.1‰. Подобная изотопная разность углерода в карбонатах и органическом веществе существовала еще 3.5–3.4 млрд лет назад и считается признаком образования органики живыми организмами (Юдович, Кетрис, 2011). Для построения карбоната построек метанотрофные и метаногенные микроорганизмы использовали тяжелый углевод, а для синтеза органического вещества – более легкий (Horita, Berndt, 1999; Amend Shock, 2001). Результаты анализов $\delta^{13}C$ подтверждают существование симбиоза прокариот с брахиоподами триаса (см. табл. 2). Подобное питание свойственно для жизни крупной фауны, находящейся рядом с современными и древними гидротермальными системами просачивания метана (Baross, Deming, 1983; Лобье, 1990; Campbell et al., 2006). Изучению подобных современных и древних образований бактериальных построек посвящено значительное количество научных работ (Alperin et al., 1988; Леин, 2004; Богданов и др., 2006; Campbell et al., 2006). В этих источниках у разных авторов отмечается разнообразие в названиях этого материала: “карбонаты просачивания углеводородов”, “метановые морские карбонаты”, “аутигенные карбонаты”, “арагонитовые тротуары”, “аутигенные карбонатные конкреции”, “карбонатные новообразования”, “литификаты”, “аутигенные карбонатные постройки” и гераклиты. В англоязычных литературных источниках чаще всего используется название “карбонаты просачивания”, а в русской – “аутигенные карбонатные постройки (образования)” (Campbell, Bottijer, 1993; Aharon, 1994; Леин, 2004; Campbell et al., 2006). Главными признаками создания карбонатных построек верхнего триаса прокариотами являлись сферолитовые и микроколломорфные структуры в них, а также фрамбоиды пирита. Подобные сферолитовые образования описываются многими исследователями в карбонатах просачивания углеводородов под разными терминами: “почки”, “сферулы”, “шарики”, “эллипсоидные стяжения”, “клубеньки”, “комковатые образования”, “микритовые узелки” и “ботриоиды” (Beauchamp, Savard, 1992; Aharon, 1994; Леин, 2004; Campbell et al., 2006; Cavalazzi et al., 2012; Amano et al., 2013). Наличие в них биомаркеров (углеродистого вещества) однозначно указывает на связь с процессами бактериального хемо-

синтеза (Conti et al., 2010). Дополнительно это подтверждают фрамбоидальные выделения пирита в постройках, образования которого большинство исследователей связывают с жизнедеятельностью прокариот (Cavalazzi et al., 2012). На связь с живыми организмами указывают отношения Zn/Cu (1.02 и 3.43) (Демина, Галкин, 2013).

Приведенные ранее данные низких содержаний Sr, Ti, Mn, Cr, U, Th и V (см. табл. 1), а также отсутствие мелкообломочного терригенного материала подтверждают высокие скорости роста карбонатных гидротермально-бактериальных построек в спокойной глубоководной обстановке (Юдович, Кетрис, 2011). Их формирование происходило почти сразу после активной вулканической деятельности и продолжалось в перерывы извержений за счет действия гидротерм. На это указывают находки пеплового материала в карбонате построек и аномального содержания лития (см. табл. 1). Создание карбоната, сульфидов и органического вещества сообществом архей и прокариот осуществлялось в субоксидной среде сероводорода и метана. На это указывают наличие органического вещества и данные соотношений в наших анализах U/Th (2.5 и 14.9), Mo/Mn (0.001 и 0.031) (Юдович, Кетрис, 2011) и Se^*_n (по карбонату – 6.1 и 6.2, по хондритам – 1.04 и 0.95) (Feng et al., 2009; Himmler et al., 2010). Подобная среда, бедная кислородом, описывается исследователями при характеристике образования современных и древних карбонатов просачивания (Campbell, 2006; Conti et al., 2010).

Выше отмечалось, что имеется сходство в строении карбонатного материала изученных построек с образованиями цианобактерий. У них одинаковые особенности строения на микроуровне, которые представлены сростками сферолитовых образований, колломорфной и полосчатой текстурами. Дополнительным сходством является присутствие органического вещества (Крылов, 1975). Это сходство можно объяснить принадлежностью сообществ метанотрофных простейших и цианобактерий к одному надцарству прокариот. Различия между ними заключаются в разных способах получения карбоната и органического вещества для продолжения жизни. Основные сообщества цианобактерий создают постройки и органическое вещество за счет энергии солнца и переработки углекислого газа (Крылов, 1975). Сообщества метаногенных и метанотрофных бактерий и архей вырабатывают продукты питания и карбонатное вещество из углеводородных флюидов просачивания фумарол. Рядом с ними всегда находятся оазисы жизни с другой крупной фауной (Aharon, 1994; Campbell, 2006). Их формирование происходило в афотической зоне и контролировалось поступлением флюидов из недр. Триасовые полосчатые карбонатные постройки имеют сходство с описанием подобных современных строматолитовых корок, найденных

на глубине 4850 м около диффузионного просачивания метана (Greinert et al., 2002).

Образование ракушечной банки брахиопод осложнялось выбросом крупных глыб из жерла палеовулкана. Раковины *Worobiella ex gr. caucasica* *Dagys* и бактериальные карбонатные постройки являлись скрепляющей цементной массой крупнообломочного материала. Жизнь брахиопод зависела от органических углеводов, созданных бактериальным хемосинтезом из флюидов. Главным подтверждением этого является изотопный состав углерода в органическом веществе: $\delta^{13}C = -29.7\%$ и карбонате ракушек: $\delta^{13}C = -13.8\%$ (см. табл. 2) Этот изотопный состав менее облегчен, чем в бактериальных постройках. Предположительно, это связано с использованием брахиоподами для строительства своих раковин углерода из окружающей воды палеоокеана и за счет разложения мягких тканей органики ракушек. Изотопная разница углерода из карбонатов и органического вещества составляет -15.9% и почти не отличается от ниже приведенных данных по бактериальным постройкам. Это является подтверждением существования симбиоза между сообществом прокариот и брахиопод (Alperin et al., 1988; Юдович, Кетрис, 2011).

На прижизненное нахождение брахиопод в ориктоценозе указывают следующие факторы: равномерное распределение органического вещества, отсутствие детритового материала и сортировки ракушки фауны, хорошая сохранность створок брахиопод и наличие разно ориентируемых плоских бактериальных построек (Бугрова, 2006). Срастание спинных и брюшных раковин в своеобразные луковички происходило при высоких скоростях формирования ракушечной банки. Для них характерны тонкие стенки раковин, которые покрыты черным углеродистым веществом биогенного происхождения (Бугрова, 2006). Имеется несколько причин незначительных габаритов брахиопод. На это влияют повышенные температуры флюидов просачивания, которые создают условия для ранней половой зрелости (Бугрова, 2006). Рост брахиопод происходил в ореолах сероводорода и метана при пониженном содержании кислорода. Частично их размеры контролировались раковинами родителей. Быстрый рост рядом карбонатных бактериальных построек часто был связан с кольматацией каналов просачивания метана. Прекращение поступления флюидов в некоторые пространства ракушечных образований приводило к приостановке процессов хемосинтеза прокариот и смерти брахиопод из-за отсутствия питания. Временной интервал образования банки брахиопод был небольшим и зависел от поступления флюидов из фумарол. Для биоценоза ракушечной банки брахиопод как для современных, так и древних карбонатов просачивания характерны бедный таксономический состав и высокая биологическая продуктивность. Кроме брахиопод, в

ней присутствуют гастроподы, моллюски, фораминиферы и губки. Подобные бокалы губок встречаются около бактериальных матов на склоне вулкана Пийпа (Seliverstov et al., 1994).

Главными условиями образования ракушечной банки брахиопод на поверхности Тессельского палеовулкана являются поступления углеводородных флюидов из недр и присутствие сообществ архей и бактерий по переработке метана в органическое углеводородное вещество и карбонат. Органика, созданная процессами хемосинтеза, служила пищей для брахиопод и другой крупной фауны. Исследуемые карбонатные постройки в палеобиогерме являются полными аналогами современных и древних карбонатов просачивания углеводородов (Seliverstov et al., 1994; Campbell, 2006). Им посвящено значительное количество работ. Имеются результаты исследований древних карбонатов просачивания углеводородов на всех континентах во временных интервалах от юры до наших дней (Campbell, 2006). С каждым годом увеличивается количество таких находок. При описании некоторых древних карбонатов просачивания углеводородов исследователи отмечали присутствие рядом в геологических разрезах эффузивных пород. Высказывалось предположение о существовании взаимосвязи между ними (Tong, Chen, 2012). Такая связь установлена авторами по результатам исследования гидротермально-бактериальных построек и ракушечной банки брахиопод. Выше отмечалось многообразие названий карбонатных образований, которые связаны с поступлением метана и сообществ микроорганизмов по его переработке. По этим двум главным признакам такие карбонатные образования правильнее называть метанолитами с учетом их возраста образования. Поэтому наши гидротермально-бактериальные карбонатные постройки можно именовать метанолитами триаса.

Впервые признаки выделения древних карбонатов просачивания углеводородов были приведены в работе К.А. Кэмпбелл и Д.Дж. Боттиер (Campbell, Bottijer, 1993). Наши исследования метанолитов триаса позволяют дополнить критерии выделения подобных образований в геологических разрезах. Главную роль в поступлении углеводородов из недр играет тектоника региона, которая контролирует объемы, температурный режим и состав флюидов. Вторым ведущим фактором является деятельность сообщества бактерий и архей по переработке углеводородов. При проведении поисковых работ для идентификации метанолитов (карбонатов просачивания) в древних породах необходимо учитывать их следующие признаки: приуроченность находок к зонам региональных разломов и вулканическим структурам; наличие в микроструктурах сферолитовых и микротрубчатых образований; присутствие биомаркеров; многочисленные

фаунистические остатки; пропитка материала углеводородами нефти и присутствие в них газодонных включений углеводородных палеофлюидов; наличие сульфидов; повышенное содержание фосфора, литофильных, халькофильных и редкоземельных элементов; облегченный изотопный состав карбонатов; изотопное фракционирование углерода из карбоната и органического вещества. Сообщества прокариот и архей для своей жизнедеятельности используют метан любого генезиса. Поэтому в каждом конкретном случае изучения пород с метанолитами требуется проведение полного комплекса геологического картирования, минералогических, геохимических и изотопных исследований, которые позволяют познать палеогеографические условия их образования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые приводятся результаты исследования геологического, геохимического и изотопного состава гидротермально-бактериальных карбонатных построек и ракушечной банки брахиопод на поверхности эффузивной толщи Тессельского палеовулкана позднего триаса в Горном Крыму. Полученные результаты подтвердили, что главными факторами их образования являлись поступления метана и наличие сообществ метанотрофных бактерий и архей. Отмечаются высокие скорости роста бактериальных строений и ракушек брахиопод в период вулканической деятельности. Жизненные процессы сообществ прокариот и брахиопод происходили в среде метана и сероводорода. В биогерме наблюдается бедный видовой состав и высокая продуктивность создания органического вещества. Главными условиями образования тессельских бактериальных образований являлись поступления метана и переработка его сообществом прокариот и архей, поэтому их кратко можно называть метанолитами триаса. По результатам исследования в работе приведены признаки их выделения в других временных геологических разрезах.

По датировкам брахиопод *Worobiella* ex gr. *caucasica* Dagys и аммонита *Megaphyllites insectus* (Mojsisovics) активная деятельность Тессельского палеовулкана датируется норийским веком позднего триаса. С этим временным периодом на Земле связывают период вулканической активизации и “великое вымирание” фауны в морской среде и на суше (Blackburn et al., 2013).

Благодарности

Авторы благодарят за консультации и оказанную помощь в изучении пород члена-корр. РАН В.В. Масленникова, за определение фауны – профессора докт. геол.-мин. наук В.В. Аркадьева и канд. геол.-мин. наук Ю.С. Репина.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Астахова Т.В. (1972) Палеонтологическая характеристика триасовых отложений Крыма. *Палеонтол. сб.*, **2**(9), 57-63.
- Богданов Ю.А., Лисицын А.П., Сагалевич А.М., Гурвич Е.Г. (2006) Гидротермальный рудогенез океанского дна. М.: Наука, 528 с.
- Борисов О.Г., Никитина И.Б. (1962) Состояние фумарол вулканов Шивелуч и Безымянного в 1960 г. *Бюлл. вулканол. станций*, **33**, 3-19.
- Бугрова И.Ю. (2006) Морские организмы индикаторы условий осадконакопления в древних бассейнах. СПб.: СПб ГУ, 104 с.
- Валяев Б.М. (1997) Углеродородная дегазация Земли и генезис нефтегазовых месторождений. *Геология нефти и газа*, **9**, 1-6.
- Дагис А.С., Дагис А.А., Казаков А.М., Курушин Н.И. (1959) Граница нижнего и среднего триаса на севере Средней Сибири. Л.: Гостоптехиздат, 360 с.
- Демина Л.Л., Галкин С.В. (2013) Биохимия микроэлементов в глубоководных гидротермальных экосистемах. М.: ГЕОС, 255 с.
- Интерпретация геохимических данных. (2001) (Ред. Е.В. Складов). Т. 1. М.: Интернет Инжиниринг, 288 с.
- Катченков С.М. (1959) Малые химические элементы в осадочных породах и нефтях. Л.: Гостоптехиздат, 271 с.
- Кориневский В.Г. (2014) Эффузивы Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 216 с.
- Крылов И.Н. (1975) Строматолиты рифея и фанерозоя СССР. М.: Наука, 243 с.
- Леин А.Ю. (2004) Аутигенное карбонатообразование в океане. *Литология и полез. ископаемые*, **1**, 3-35.
- Леин А.Ю., Гальченко В.Ф., Покровский Б.Г., Шабеева И.Ю., Черткова Л.В., Миллер Ю.М. (1989) Морские карбонатные конкреции как результат процессов микробного окисления газогидратного метана в Охотском море. *Геохимия*, **10**, 1326-1406.
- Лобье Л. (1990) Оазисы на дне океана. М.: Гидрометеоиздат, 156 с.
- Лысенко В.И. (2019а) Характеристика вулканической толщи верхнего триаса в Юго-западной части Горного Крыма. *Ученые записки Крымского федерального университета им. В.И. Вернадского. География. Геология (Симферополь)*, **5**(71), 230-253.
- Лысенко В.И. (2019б) Лавовые палеопотоки триасового вулканизма в Юго-западной части Горного Крыма. *Ученые записки Крымского федерального университета им. В.И. Вернадского. География. Геология (Симферополь)*, **5**(71), 304-325.
- Мархинин Е.К. (1980) Вулканы и жизнь. М.: Мысль, 196 с.
- Масленников В.В. (1999) Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданоносных палеогидротермальных полей. Миасс: ИМин УрО РАН, 348 с.
- Мизенс Г.А., Степанова Т.И., Кучева Н.А., Сапурин С.А. (2014) Геохимические особенности известняков и условия осадконакопления на изолированной карбонатной платформе в позднем девоне и начале карбона на восточной окраине Урала. *Литосфера*, (6), 53-76.
- Слободский Р.М. (1981) Элементоорганические соединения в магматогенных и рудообразующих процессах. *Тр. Института геологии и геофизики*. Вып. 486. Новосибирск: Наука. Сиб. отд., 134 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2011) Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 742 с.
- Aharon P. (1994) Geology and biology of modern and ancient submarine Hydrocarbon seeps and vents: an introduction. *Geo-Marine Lett.*, **14**(2), 69-73.
- Alperin M.J., Reeburgh W.S., Whiticar M.J. (1988) Carbon and hydrogen isotope fractionation resulting from anaerobic methane oxidation. *Global Biogeochem. Cycles*, **2**(3), 279-288.
- Amano K., Jenkins R.G., Sako Y., Ohara M., Kiel S.A. (2013) Paleogene deep-sea methane-seep community from Honshu, Japan. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, **387**, 126-133.
- Amend J.P., Shock E.L. (2001) Energetics of overall metabolic reactions of thermophilic and hyperthermophilic Archaea and Bacteria. *FEMS Microbiol. Rev.*, **25**, 175-243.
- Ames D.E., Franklin J.M., Hannington M.D. (1993) Mineralogy and geochemistry of active and inactive chimneys and massive sulfide, Middle Valley, northern Juan De Fuca Ridge: An evolving hydrothermal system. *Can. Mineral.*, **31**, 997-1024.
- Arquit A.M. (1990) Geological and hydrothermal controls on the distribution of megafauna in the Ashes vent field, Juan de Fuca Ridge. *J. Geophys. Res.*, **95**(8), 12947-12960.
- Baross J.A., Deming J.W. (1983) Growth of "black smoker" bacteria at temperatures of at least 250°C. *Nature*, **303**, 423-426.
- Bau M. (1996) Controls of the fractionation of isoivalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf and lanthanide tetrad effect. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **123**, 323-333.
- Beauchamp B., Savard M. (1992) Cretaceous chemosynthetic carbonate mounds in the Canadian Arctic. *Palaios*, (7), 434-450.
- Birgel D., Peckmann J. (2008) Aerobic methanotrophy at ancient marine methane seeps: A synthesis. *Org. Geochem.*, **39**, 1659-1667.
- Blackburn T.J., Olsen P.E., Bowrig S.A., Lean M.N., Kent D.V., Puffer J., Hone G., Rasbury E.T., Touhami M. (2013) Zircon U-Pb geochronology links the end – Triassic extinction with the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, **340**, 941-945.
- Butterfield D.A., Massoth G.J. (1994) Geochemistry of north Cleft segment vent fluids: Temporal changes in chlorinity and their possible relation to recent volcanism. *J. Geophys. Res.*, **99**, 4951-4968.
- Campbell K.A. (2006) Hydrocarbon seep and hydrothermal vent paleoenvironments and paleontology: Past developments and future research directions. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **232**, 362-407.
- Campbell K.A., Bottjer D.J. (1993) Fossil cold seeps. *Nat. Geogr. Res. Explor.*, (9), 326-343.
- Cavalazzi B., Barbieri R., Cady S.L., George A.D., Genaro S., Westall F., Lui A., Canteri R., Rossi A.P., Ori G.G., Taj-Eddine K. (2012) Iron-framboids in the hydrocarbon-related Middle Devonian Hollard Mound of the Anti-Atlas mountain range in Morocco: Evidence of potential microbial biosignatures. *Sediment. Geol.*, **263**, 183-193.
- Conti S., Fontana D., Mecozzi S., Panieri G., Pini G.A. (2010) Late Miocene seep-carbonates and fluid migra-

REFERENCES

- tion on top of the Montepetra intrabasinal high (Northern Apennines, Italy): Relations with synsedimentary folding. *Sediment. Geol.*, **231**, 41-54.
- Corliss J., Dymond J., Gordon L.I., Edmond J.M., von Herzen R.P., Ballard R.D., Green K., Williams D., Bainbridge A., Crane K., van Andel T.H. (1979) Submarine Thermal Springs on the Galápagos Rift. *Sci. Magazine*, **203**(4385), 1073-1083.
- Dubilier N., Bergin C., Lott C. (2008) Symbiotic diversity in marine animals: the art of harnessing chemosynthesis. *Nat. Rev. Microbiol.*, **6**, 725-740.
- Feng D., Chen D.F., Peckmann J. (2009) Rare earth elements in seep carbonates as tracers of variable redox conditions at ancient hydrocarbon seeps. *Terra Nova*, **21**, 49-56.
- Fouquet Y., Juniper S.K. (1988) Filamentous iron-silica deposits from modern and ancient hydrothermal sites. *Can. Mineral.*, **26**, 859-870.
- Frimmel H.E. (2009) Trace element distribution in Neoproterozoic carbonates as palaeoenvironmental indicator. *Chem. Geol.*, **258**, 338-353.
- Greinert J., Bohrmann G., Elvert M. (2002) Stromatolitic fabric of authigenic carbonate crust: results of anaerobic methane oxidation at cold seeps in 4.850 m water depth. *Int. J. Earth Sci.*, **91**, 698-711.
- Hammond S.R. (1990) Relationships between lava types, seafloor morphology, and the occurrence of hydrothermal venting in the ASHES Vent Field of Axial Volcano. *J. Geophysic. Res.*, **95**(B8), 12875-12893.
- Himmeler T., Bach W., Bohrmann G., Peckmann J. (2010) Rare earth elements in authigenic methane-seep carbonates as tracers for fluid composition during early diagenesis. *Chem. Geol.*, **277**, 126-136.
- Horita J., Berndt M.E. (1999) Abiogenic Methane Formation and Isotopic Fractionation Under Hydrothermal Conditions. *Science*, **285**, 1055-1057.
- Judd A.G., Hovland M., Dimitrov L.I., Garcia G.S., Jukes V. (2002) The geological methane budget at Continental Margins and its influence on climate change. *Geofluids*, (2), 109-126.
- Seliverstov N.I., Torokhov P.V., Egorov Yu.O., Dubrovsky V.N., Taran Yu.A., Kokarev S.G. (1994) Active seeps and carbonates from the Kamchatsky Gulf (East Kamchatka). *Bull. Geol. Soc. Denmark*, **41**, 50-54.
- Shanks III W.C. (2001) Stable isotopes in sea or hydrothermal systems: vent fluids, hydrothermal deposits, hydrothermal alteration, and microbial processes. *Stable Isotope Geochem. Rev. Mineral.*, **43**, 469-517.
- Sibuet M., Olu K. (1998) Biogeography, biodiversity and fluid dependence of deep-sea cold seep communities at active and passive margins. *Deep-Sea Res.*, **45**, 517-567.
- Simoneit B.R.T., Lein A.Yu., Peresyphkin V.I., Osipov G.A. (2004) Composition and origin of hydrothermal petroleum and associated lipids in the sulfide deposits of the Rainbow Field (Mid-Atlantic Ridge at 36° N). *Geochim. Cosmochim. Acta*, **68**(10), 2275-2294.
- Tong H.P., Chen D.F. (2012) First discovery and characterizations of late Cretaceous seep carbonates from Xigaze in Tibet, China. *Article Geol. November*, **57**(33), 4363-4372.
- Torokhov P.V., Taran Y.A. (1994) Hydrothermal fields of the Piip submarine volcano, Komandorsky Back-Arc Basin: Chemistry and origin of vent mineralization and bubbling gas. *B. Geol. Soc. Denmark*, **41**, 55-64.
- Aharon P. (1994) Geology and biology of modern and ancient submarine Hydrocarbon seeps and vents: an introduction. *Geo-Marine Lett.*, **14**(2), 69-73.
- Alperin M.J., Reeburgh W.S., Whiticar M.J. (1988) Carbon and hydrogen isotope fractionation resulting from anaerobic methane oxidation. *Global Biogeochem. Cycles.*, **2**(3), 279-288.
- Amano K., Jenkins R.G., Sako Y., Ohara M., Kiel S.A. (2013) Paleogene deep-sea methane-seep community from Honshu, Japan. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, **387**, 126-133.
- Amend J.P., Shock E.L. (2001) Energetics of overall metabolic reactions of thermophilic and hyperthermophilic Archaea and Bacteria. *FEMS Microbiol. Rev.*, **25**, 175-243.
- Ames D.E., Franklin J.M., Hannington M.D. (1993) Mineralogy and geochemistry of active and inactive chimneys and massive sulfide, Middle Valley, northern Juan De Fuca Ridge: An evolving hydrothermal system. *Can. Mineral.*, **31**, 997-1024.
- Arquit A.M. (1990) Geological and hydrothermal controls on the distribution of megafauna in the Ashes vent field, Juan de Fuca Ridge. *J. Geophys. Res.*, **95**(8), 12947-12960.
- Astakhova T.V. (1972) Paleontological characteristics of the Triassic deposits of the Crimea. *Paleontol. Collect.*, **2**(9), 57-63. (In Russ.)
- Baross J.A., Deming J.W. (1983) Deming, Growth of "black smoker" bacteria at temperatures of at least 250°C. *Nature*, **303**, 423-426.
- Bau M. (1996) Controls of the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf and lanthanide tetrad effect. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **123**, 323-333.
- Beauchamp B., Savard M. (1992) Cretaceous chemosynthetic carbonate mounds in the Canadian Arctic. *Palaios.*, **7**, 434-450.
- Birgel D., Peckmann J. (2008) Aerobic methanotrophy at ancient marine methane seeps: A synthesis. *Org. Geochem.*, **39**, 1659-1667.
- Blackburn T.J., Olsen P.E., Bowrig S.A., Lean M.N., Kent D.V., Puffer J., Hone G., Rasbury E.T., Touhami M. (2013) Zircon U-Pb geochronology links the end-Triassic extinction with the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, **340**, 941-945.
- Bogdanov Yu.A., Lisitsyn A.P., Sagalevich A.M., Gurvich E.G. (2006) Hydrothermal ore genesis of the ocean floor. Moscow, Nauka Publ., 528 p. (In Russ.)
- Borisov O.G., Nikitina I.B. (1962) State of fumaroles of Shiveluch and Bezymyanny volcanoes in 1960. *Bull. Volcanol. Stations*, **33**, 3-19. (In Russ.)
- Bugrova I.Yu., Bugrova E.M. (2015) Paleocene and Lower Eocene sections in the southern part of the Crimean Peninsula. *Stratigr. Geol. Korrel.*, **23**(6), 607-619. (In Russ.)
- Butterfield D.A., Massoth G.J. (1994) Geochemistry of north Cleft segment vent fluids: Temporal changes in chlorinity and their possible relation to recent volcanism. *J. Geophys. Res.*, **99**, 4951-4968.
- Campbell K.A. (2006) Hydrocarbon seep and hydrothermal vent paleoenvironments and paleontology: Past developments and future research directions. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **232**, 362-407.
- Campbell K.A., Bottijer D.J. (1993) Fossil cold seeps. *Nat. Geogr. Res. Explor.*, **9**, 326-343.

- Cavalazzi B., Barbieri R., Cady S.L., George A.D., Gennaro S., Westall F., Lui A., Canteri R., Rossi A.P., Ori G.G., Taj-Eddine K. (2012) Iron-framboids in the hydrocarbon-related Middle Devonian Hollard Mound of the Anti-Atlas mountain range in Morocco: Evidence of potential microbial biosignatures. *Sediment. Geol.*, **263**, 183-193.
- Conti S., Fontana D., Mecozzi S., Panieri G., Pini G.A. (2010) Late Miocene seep-carbonates and fluid migration on top of the Montepetra intrabasinal high (Northern Apennines, Italy): Relations with synsedimentary folding. *Sediment. Geol.*, **231**, 41-54.
- Corliss J., Dymond J., Gordon L.I., Edmond J.M., von Herzen R.P., Ballard R.D., Green K., Williams D., Bainbridge A., Crane K., van Andel T.H. (1979) Submarine Thermal Springs on the Galápagos Rift. *Sci. Magazine*, **203**(4385), 1073-1083.
- Dagis A.S., Dagis A.A., Kazakov A.M., Kurushin N.I. (1959) The boundary of the Lower and Middle Triassic in the north of Central Siberia. Leningrad, *Gostoptekhizdat.*, 360 p. (In Russ.)
- Demina L.L., Galkin S.V. (2013) Biochemistry of trace elements in deep-sea hydrothermal ecosystems. Moscow, GEOS, 255 p. (In Russ.)
- Dubilier N., Bergin C., Lott C. (2008) Symbiotic diversity in marine animals: the art of harnessing chemosynthesis. *Nat. Rev. Microbiol.*, **6**, 725-740.
- Feng D., Chen D.F., Peckmann J. (2009) Rare earth elements in seep carbonates as tracers of variable redox conditions at ancient hydrocarbon seeps. *Terra Nova*, **21**, 49-56.
- Fouquet Y., Juniper S.K. (1988) Filamentous iron-silica deposits from modern and ancient hydrothermal sites. *Can. Mineral.*, **26**, 859-870.
- Frimmel H.E. (2009) Trace element distribution in Neoproterozoic carbonates as palaeo environmental indicator. *Chem. Geol.*, **258**, 338-353.
- Greinert J., Bohrmann G., Elvert M. (2002) Stromatolitic fabric of authigenic carbonate crust: results of anaerobic methane oxidation at cold seeps in 4,850 m water depth. *Int. J. Earth Sci.*, **91**, 698-711.
- Hammond S.R. (1990) Relationships between lava types, seafloor morphology, and the occurrence of hydrothermal venting in the ASHES Vent Field of Axial Volcano. *J. Geophys. Res.*, **95**(B8), 12875-12893.
- Himmler T., Bach W., Bohrmann G., Peckmann J. (2010) Rare earth elements in authigenic methane-seep carbonates as tracers for fluid composition during early diagenesis. *Chem. Geol.*, **277**, 126-136.
- Horita J., Berndt M.E. (1999) Abiogenic Methane Formation and Isotopic Fractionation Under Hydrothermal Conditions. *Science*, **285**, 1055-1057.
- Judd A.G., Hovland M., Dimitrov L.I., García G.S., Jukes V. (2002) The geological methane budget at Continental Margins and its influence on climate change. *Geofluids*, (2), 109-126.
- Katchenkov S.M. (1959) Small Chemical Elements in Sedimentary Rocks and Oils. Leningrad, Gostoptekhizdat Publ., 271 p. (In Russ.)
- Korinevskii V.G. (2014) Effusives of the Urals. Ekaterinburg, RIO UrO RAN Publ., 216 p. (In Russ.)
- Krylov I.N. (1975) Riphean and Phanerozoic stromatolites of the USSR. Moscow, Nauka Publ., 243 p. (In Russ.)
- Lein A.Yu. (2004) Authigenic carbonate formation in the ocean. *Litol. Polezn. Iskop.*, (1), 3-35. (In Russ.)
- Lein A.Yu., Galchenko V.F., Pokrovsky B.G., Shabaeva I.Yu. (1989) Marine carbonate nodules as a result of microbial oxidation of gas hydrate methane in the Sea of Okhotsk. *Geochemistry*, **10**, 1326-1406. (In Russ.)
- Lobier L. (1990) Oases at the bottom of the ocean. Moscow, Gidrometeoizdat, 156 p. (In Russ.)
- Lysenko V.I. (2019a) Characteristics of the Upper Triassic volcanic strata in the Southwestern part of the Crimean Mountains. *Scientific notes of V.I. Vernadsky Crimean Federal University. Geography. Geology (Simferopol)*, **5**(71), 230-253. (In Russ.)
- Lysenko V.I. (2019b) Lava paleoflows of Triassic volcanism in the southwestern part of the Crimean Mountains. *Scientific notes of V.I. Vernadsky Crimean Federal University. Geography. Geology (Simferopol)*, **5**(71), 304-325. (In Russ.)
- Markhinin E.K. (1980) Volcanoes and life. Moscow, Mysl' Publ., 196 p. (In Russ.)
- Maslennikov V.V. (1999) Sedimentogenesis, halmyrolysis and ecology of pyrite-bearing paleo hydrothermal fields. Miass, IMin UrO RAN, 348 p. (In Russ.)
- Mizens G.A., Stepanova T.I., Kucheva N.A., Sapurin S.A. (2014) Geochemical features of limestones and conditions of sedimentation on an isolated carbonate platform in the late Devonian and early Carboniferous on the eastern margin of the Urals. *Lithosphere (Russia)*, (6), 53-76. (In Russ.)
- Seliverstov N.I., Torokhov P.V., Egorov Yu.O., Dubrovsky V.N., Taran Yu.A., Kokarev S.G. (1994) Active seeps and carbonates from the Kamchatsky Gulf (East Kamchatka). *Bull. Geol. Soc. Denmark.*, **41**, 50-54.
- Shanks III W.C. (2001) Stable isotopes in seafloor hydrothermal systems: vent fluids, hydrothermal deposits, hydrothermal alteration, and microbial processes. *Stable Isotope Geochem. Rev. Mineral.*, **43**, 469-517.
- Sibuet M., Olu K. (1998) Biogeography, biodiversity and fluid dependence of deep-sea cold seep communities at active and passive margins. *Deep-Sea Res.*, **45**, 517-567.
- Simoneit B.R.T., Lein A.Yu., Peresypkin V.I., Osipov G.A. (2004) Composition and origin of hydrothermal petroleum and associated lipids in the sulfide deposits of the Rainbow Field (Mid-Atlantic Ridge at 36° N). *Geochim. Cosmochim. Acta*, **68**(10), 2275-2294.
- Slobodsky R.M. (1981) Organoelement compounds in magmatogenic and ore-forming processes. *Proc. Institute of Geology and Geophysics*. Iss. 486. Novosibirsk, Nauka Publ. Sib. otd., 134 p. (In Russ.)
- Tong H.P., Chen D.F. (2012) First discovery and characterizations of Late Cretaceous seep carbonates from Xigaze in Tibet, China. *Article Geol. November*, **57**(33), 4363-4372.
- Torokhov P.V., Taran Y.A. (1994) Hydrothermal fields of the Piip submarine volcano, Komandorsky Back-Arc Basin: Chemistry and origin of vent mineralization and bubbling gas. *B. Geol. Soc. Denmark.*, **41**, 55-64.
- Valyaev B.M. (1997) Hydrocarbon degassing of the Earth and the genesis of oil and gas fields. *Geologiya Nefti i Gaza*, **9**, 1-6. (In Russ.)
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2011) Geochemical indicators of lithogenesis (lithological geochemistry). Syktyvkar, Geoprint Publ., 742 p. (In Russ.)

УДК 577:553.983:552.578.061.32:551.762.3(571.1)

DOI: 10.24930/1681-9004-2022-22-4-512-525

О принципиальной возможности использования бактериальной и катагенетической гипотез происхождения нефти при оценке ее ресурсов

В. Ф. Гришкевич

Тюменский индустриальный университет, 625000, г. Тюмень, ул. Володарского, 38,
e-mail: grishkevich.VF@gmail.com

Поступила в редакцию 21.03.2022 г., принята к печати 05.05.2022 г.

Объект исследования. Оценки ресурсов нефти Западной Сибири в бассейновом моделировании с баженовской свитой в качестве нефтематеринской толщи показали существенный дефицит ее потенциала, вычисленного по пиролитическим исследованиям кинетических параметров катагенеза. Целями исследования стали поиск параллельных катагенезу возможных механизмов генерации дополнительных объемов нефти и уточнение концептуальных основ современной теории ее органического происхождения. **Материалы и методы.** На базе литературных источников формулируется гипотеза эволюции органического вещества от флоккул осадочного потока до попадания протонефти в микротрещины автофлюидоразрыва нефтематеринской толщи. **Результаты.** Уже в самых верхних слоях неконсолидированного осадка формируются биопленки, чей полимерный матрикс служит основой будущего керогена. Битумоиды протонефти появляются как побочный продукт метаболизма микробов биопленки. Инкапсуляция и сорбция битумоидов протонефти происходят в анаэробных условиях на стадии диагенеза на поверхности, в камерах и проводящих каналах матрикса биопленок (будущего керогена). Вводится понятие локального сверхвысокого давления как движущей силы экспульсии инкапсулированных в порах зерен керогена битумоидов на заключительной стадии перехода “смектит–иллит” вмещающих глин. На стенках микротрещин битумоиды протонефти подвергаются гидропирролизу, расходуя пленку связанной воды и меняя фильность поверхности. Приводятся микрофотографии шлифов и сканирующего электронного микроскопа, иллюстрирующие следы ЛСВД-экспульсии. Нефтематеринские породы по признаку возможности такой экспульсии протонефти делятся на два типа: с пластичным и жестким минеральным каркасом. **Выводы.** Показано наличие в керогене незрелых потенциально нефтематеринских пород пористости, заполненной битумоидами. Масса инкапсулированных битумоидов выступает дополнительным источником “генерации” нефти. Их экспульсия может быть оценена по объему и привязана к определенному температурному интервалу. Намечаются направления дальнейших исследований.

Ключевые слова: биопленка, кероген, протонефть, локальное сверхвысокое давление, экспульсия, смена фильности, кинематика катагенеза, пиролит, бассейновое моделирование

On the fundamental possibility of using the bacterial and catagenetic hypotheses of the origin of oil in assessing its resources

V. F. Grishkevich

Tyumen Industrial University, 38 Volodarsky st., 625000 Tyumen, Russia, e-mail: grishkevich.VF@gmail.com

Received 21.03.2022, accepted 05.05.2022

Research subject. The estimations of oil resources in Western Siberia obtained using a basin modeling of the Bazhenov formation as an oil source stratum indicated a significant deficit of its potential, calculated based on the pyrolytic kinetic parameters of catagenesis. **Aim.** To search for possible additional oil generating mechanisms parallel to catagenesis, thus clarifying the conceptual foundations of the modern theory of the organic origin of oil. **Key points.** Based on a review of literature publications, a hypothesis was formulated about the evolution of organic matter from sedimentary flow floccules to the injection of proto-oil into the microcracks of the autofluid fracturing of source rocks. In the upper unconsolidated bottom sediment layers, biofilms appear whose microbial matrix forms a basis for future kerogen. Proto-oil bitumoids appear as a by-product of biofilm microbial metabolism under the anaerobic conditions at diagenesis stage. Proto-oil bitumoids are encapsulated and absorbed on the surfaces and inside the chambers and conducting channels of the biofilm polymer ma-

Для цитирования: Гришкевич В.Ф. (2022) О принципиальной возможности использования бактериальной и катагенетической гипотез происхождения нефти при оценке ее ресурсов. *Литосфера*, 22(4), 512-525. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-4-512-525>

For citation: Grishkevich V.F. (2022) On the fundamental possibility of using the bacterial and catagenetic hypotheses of the origin of oil in assessing its resources. *Lithosphere (Russia)*, 22(4), 512-525. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-4-512-525>

© В.Ф. Гришкевич, 2022

trix (future kerogen). Local ultra-high pressure (LUHP) inside kerogen grains appears at the final “smectite – illite” transition stage of host clays, acting as a driving force for encapsulated bitumoid expulsion from kerogen grains. On the walls of microcracks, proto-oil bitumoids undergo hydropyrolysis, consuming cohesive film water and changing the surface philicity. Microphotographs and SEM images of thin sections are provided in order to illustrate LUHP-expulsion traces. Two types of oil source rocks are differentiated based on the possibility of proto-oil LUHP expulsion: those with a plastic mineral framework and a rigid mineral framework. *Conclusion.* The presence of porous spaces filled with bitumoids was established in the kerogen of immature potentially oil source rocks. This mass of encapsulated bitumoids is an additional resource of oil generation within the “oil window”. Their expulsion volume can be estimated and attributed to a certain temperature range. Directions for further research are outlined.

Keywords: biofilm, kerogen, proto-oil, local ultra-high pressure, expulsion, surface philicity changing, catagenesis kinematics, pyrolysis, basin modeling

ВВЕДЕНИЕ

По мнению О.К. Баженовой с соавторами, широко распространенная в 1940–1950-е гг. модель нефтегазообразования, или “органическая” теория, рассматривала процесс образования нефти как преимущественно механическое отжатие глинами битуминозных (липидных) компонентов, уже образовавшихся в живом веществе и диагенезе в процессе погружения и уплотнения этих глинистых нефтематеринских пород (Баженова и др., 2000). Созданная в начале 1960-х гг. и получившая широкое развитие во всем мире в 1970–1980-е гг. термokatалитическая концепция образования нефти в основе имеет химические реакции, протекающие в сравнительно узком температурном интервале; этот главный этап образования углеводородов (УВ) нефти органическим веществом был назван Б.Н. Васюковичем (1986) главной фазой нефтеобразования (ГФН). Нефть образуется *абиогенным* путем, но источником ее является органическое вещество (ОВ), или кероген, захороненный в процессе осадконакопления (Баженова и др., 2000).

В рамках термokatалитической концепции образования нефти “существуют два основных подхода к оценке масштабов новообразования различных продуктов катагенеза РОВ. Условно их можно назвать “балансовым” и “кинетическим”. Балансовый подход дает макроописание процесса и исходит только из рассмотрения начального и конечного состояний, задаваемых элементным составом керогена, и предположения о составе соединений, образующихся в процессе перехода из первого состояния во второе... Кинетический подход основан на задании начальной массы керогена и ее распределении по компонентам с различающимися химико-кинетическими характеристиками. Он описывает динамику катагенетических превращений керогена и позволяет разделить массу соединений, образующихся в результате катагенетической деструкции керогена... во времени” (Конторович и др., 2021). Следовательно, предполагается, что геохимическая эволюция рассеянного органического вещества (РОВ), или керогена, в зоне “нефтяного окна”

(главной фазы нефтеобразования) предопределена главным образом его кинетическими термokatалитическими характеристиками. Считается, что кинетический подход обладает высокой точностью, так как он базируется на массовых данных пиролитических исследований пород. Попробуем обнажить скрытые проблемы этого метода и наметить возможные пути их разрешения за счет уточнения парадигмы органической теории происхождения нефти.

СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

Общепризнано, что бассейновое моделирование является эффективным базисом оценки ресурсов и организации поисковых работ на нефть и газ на исследуемых территориях (Тиссо, Вельте, 1981; Гаврилов, Галушкин, 2010). Обязательным этапом бассейнового моделирования выступает описание динамики генерации углеводородов из керогена на протяжении геологической истории. Лабораторное моделирование катагенетического созревания нефтематеринских пород сухим пиролизом и гидропиролизом имеет длительную историю, кинетические характеристики этих лабораторных процессов широко опробованы при бассейновом моделировании (Тиссо, Вельте, 1981; Lewan, 1985; Peters, 1986; Reyes et al., 2016).

В качестве рабочей гипотезы обычно принимается термическая эволюция (крекинг) органического вещества нефтегазоматеринских пород, а кинематические характеристики этого процесса оцениваются в ходе лабораторных пиролитических экспериментов, проводимых в интервале температур 300–700°C. Существующие программные комплексы (Temis, PetroMod и др.) для описания процесса пиролитической деструкции ОВ в УВ требуют оценки константы Аррениуса и распределения генерационного потенциала ОВ по энергиям активации.

В работах (Кашапов и др., 2019; Конторович и др., 2021) выполнены последние, наиболее тщательные, определения кинетических параметров нефтегенерации баженовской свиты на образцах

керн из скважин Южно-Сургутской и Пермьяковской площадей в центральных районах Западной Сибири. Подчеркнем, что в упомянутых публикациях кинематические исследования проводились на образцах, прошедших стандартную экстракцию.

На образцах керн скв. Пермьяковская-64 (Конторович и др., 2021) “выполнялись серии пироли- тических экспериментов с разными скоростями на- грева: 1, 3, 10, 30 и 50°C в минуту и при различных массах навески”. Обобщенные результаты пред- ставлены на врезке рис. 1. “Определенное по ре- зультатам лабораторных экспериментов распреде- ление масс исходных компонент керогена по энер- гиям активации было модифицировано путем экс- пертного увеличения массы компонент, соответ- ствующих низким энергиям активации (<51 ккал/ моль)” по аналогии с аквагенным керогеном угле- родистых глин тоара Парижского бассейна, извест- ным как Менил-1. Кероген с такими характери- стиками назвали “модифицированный кероген ИНГГ СО РАН” (см. рис. 1) и рекомендовали к использо- ванию в региональном прогнозе нефтегазосно- сти. Стоит отметить, что для двух третей масс ке- рогена энергии активации определены экспертно. По принятой модели термической эволюции ком- поненты с низкой энергией активации реализуются главным образом на начальных этапах генера- ции нефти и концентрируются в выявленных за- лежах нефти, т. е. предлагается анализ распреде- ления залежей проводить не на основании лабора-

торных данных, а с использованием экспертного расширения.

Р.С. Кашапов с коллегами (2019), исследуя керн Южно-Сургутской площади по пироли- тическим данным, установил, что он имеет $T_{\max} = 424^{\circ}\text{C}$, т. е. удовлетворяет условию: “степень зрелости ОБ должна соответствовать этапу вступления мате- ринской породы в зону нефтеобразования ($T_{\max} = 420\text{--}435^{\circ}\text{C}$, $R_0 = 0.5\text{--}0.7\%$)”. “Образец подвергли экстракции хлороформом в аппарате Сокслета в те- чение 72 ч. После экстракции он сушился при 80°C в течение 8 ч, затем для расчета кинетических па- раметров анализировался на приборе Rock-Eval 6 Turbo при трех скоростях нагрева” 5, 15 и $25^{\circ}\text{C}/\text{мин}$. В этой работе тщательно прописана методика проведения экспериментов и обработки получен- ных результатов. Их проверка осуществлена путем сравнения графиков расчетной траектории эволю- ции исследуемой нефтематеринской породы с ре- гиональной изменчивостью ее пироли- тических характеристик (рис. 2). “Массив экспериментальных данных для этой диаграммы содержит результаты пироли- тических исследований около 5000 образ- цов баженовской свиты”. Доверительный интер- вал графика естественной термической эволюции органического вещества (1) плотно заполнен точ- ками данных. График реализации генерационного потенциала, в соответствии с полученной кинети- ческой моделью (2), дискордантен по отношению к тестовым данным. Для того чтобы он попал в об-

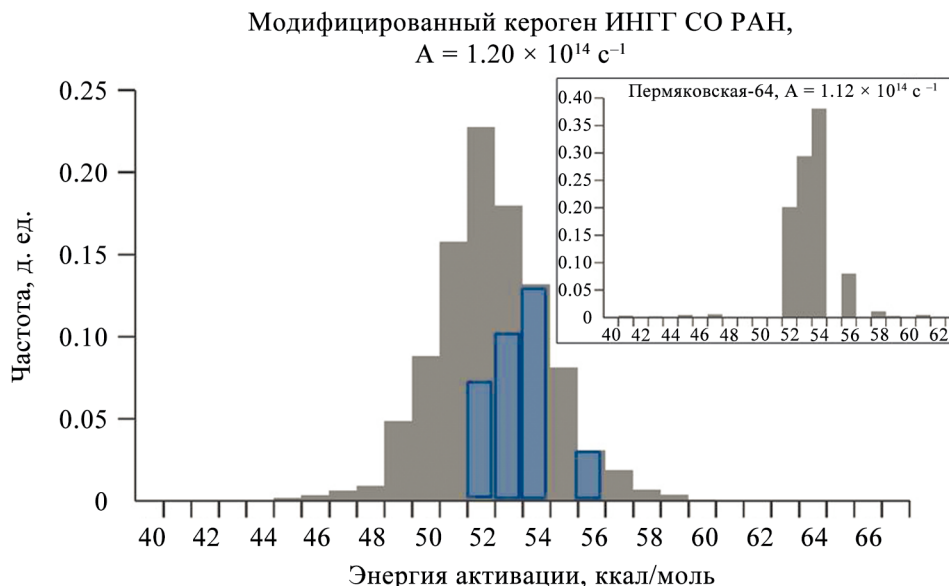


Рис. 1. Сравнение распределений относительных масс компонент керогена – источников генерации нафтидов (c_{2+}) – по энергиям активации в принятой модели и по лабораторным данным (врезка и наложенные колонки) (Конторович и др., 2021).

Fig. 1. Comparison of kerogen component's relative masses distributions by naphthides (c_{2+}) generation activation energies between accepted model and laboratory data (inset and superimposed columns) (Kontorovich et al., 2021).

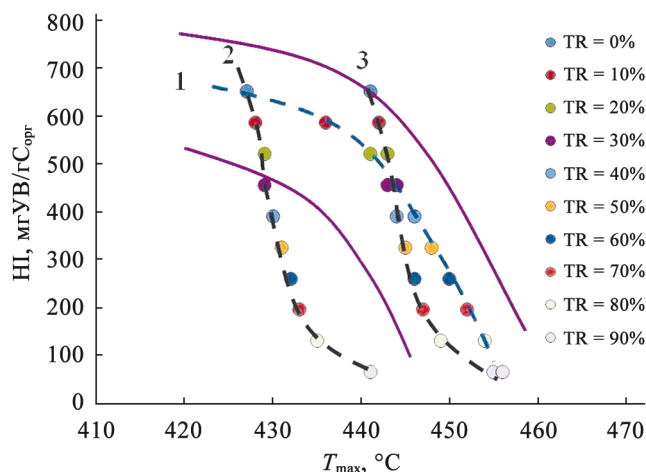


Рис. 2. График реализации генерационного потенциала.

1 – ход естественной термической эволюции органического вещества баженовской свиты и его доверительный интервал; 2 – в соответствии с исходной кинетической моделью; 3 – в соответствии со скорректированной кинетической моделью (Кашапов и др., 2019).

Fig. 2. Generation potential implementation schedule.

1 – Bazhenov formation organic matter natural thermal evolution and its confidence interval; 2 – in accordance with the original kinetic model; 3 – in accordance with the corrected kinetic model (Kashapov et al., 2019).

лако точек, потребовалась “корректировка кинетической модели путем смещения распределения генерационного потенциала в сторону более высоких энергий активации”. В результате график (3) сместился на 15°C по оси T_{max} . “...Скорректированные кинетические модели хорошо описывают реализацию генерационного потенциала при T_{max} более 435–440°C, когда степень трансформации ОВ больше 10–15%. В противном случае наблюдается большое расхождение между лабораторным и природным экспериментами” (Кашапов и др., 2019).

В обеих рассмотренных работах (Кашапов и др., 2019; Конторович и др., 2021) показана неспособность пиролитических данных описать массу генерации низкотемпературных компонентов нефти из оценок кинетики преобразования керогена. Тем не менее перед пиролитическими исследованиями из образцов путем экстракции удаляются именно эти легкие органические вещества. Кероген очищается от подвижных битумоидов как от помех, мешающих изучать кинетику чистой субстанции. Однако выполненная экстракция заведомо неполная. Широко известно, что глубокой и продолжительной экстракцией из рассеянного органического вещества нефтематеринских пород извлекается намного больше битумоидов, чем при стандартной экстракции в течение 72 ч (Баталин, Вафина, 2013; Козлова

и др., 2015). Таким образом, кинетические характеристики реально описывают динамику выделения при нагревании некой суммы новообразованных продуктов крекинга керогена и десорбции недоэкстрагированных битумоидов. В принципе, современные методы исследования нефтематеринских пород (например, “Пиро-ГХ/МС”-цепочка: “пироллизер–хроматограф–масс-спектрометрический детектор” (Герасимов, Свирский, 2019)) позволяют четко отличать продукты пиролитического крекинга от десорбатов, но это резко усложняет технологию экспериментов по исследованию каталитической кинетики. Возможен, однако, и иной подход – отдельный учет вклада сорбированных битумоидов в генерацию нефти.

ИЗВЕСТНЫЕ КОНЦЕПЦИИ БИОГЕОХИМИИ. КРАТКОЕ ИЗЛОЖЕНИЕ

Основная масса органического вещества поступает на дно водных бассейнов в виде переработанной некромассы в пеллетах организмов-фильтраторов зоопланктона или в органоминеральных флоккулах (“морского снега” (Лисицын, 1994)), “слепленных” из остатков организмов и минеральных частиц. Сапропелевый тип осадков предполагает существенное преобладание органического материала в осадочном потоке, а также бескислородный или слабокислородный режим придонного слоя вод. Обилие органических остатков в верхнем, неконсолидированном, слое осадков служит питательной базой (органическим субстратом) для развития бактериальных пленок (Плакунов, Николаев, 2016).

Биопленки – совокупность микроорганизмов разных видов, прикрепленных к твердой поверхности посредством выделяемого ими полимерного матрикса. В биопленках разложение ОВ осуществляется не монокультурой бактерий, а саморегулирующимся сообществом микроорганизмов, в котором каждый из видов микроорганизмов специализируется на одной из биохимических реакций. Остатки живых организмов содержат множество различных органических веществ, и даже их расщепление требует участия множества специализированных бактерий. Микробальное сообщество биопленок обладает механизмами поддержания материального и энергетического балансов условий совместного функционирования. При относительной бедности осадков органическим материалом формируются не сплошные пленки, а сгустки, например, вокруг единичных пеллет или флоккул. По мере роста и жизнедеятельности биопленки или сгустка в теле матрикса формируются каналы, полости и поры для водоснабжения, распределения питательных веществ и окислителей между членами сообщества и удаления отходов жизнедеятельности.

Основой для построения матрикса служит алгаэнан – наиболее устойчивый биополимер клеточных оболочек фитопланктона (зеленых водорослей) (Vandenbroucke, Largeau, 2007; Zonneveld et al., 2010). Наименее устойчивы к бактериальному разложению белки и полисахариды. Они разлагаются в водной среде гидратированными экзоферментами бактерий путем последовательного отщепления от конца цепочки биополимера радикалов сахарозы или аминокислот. В водной среде эти радикалы захватываются специальными транспортирующими ферментами – пермиазами – и доставляются в клетку бактерии. По пути через клеточную мембрану радикалы гидрогенизируются, и внутрь клетки попадают уже нейтральные аминокислоты и сахара. Часть радикалов сахарозы и аминокислот в водной среде беспорядочно полимеризуются между собой и сорбируются на алгаэнате, формируя меланоидины – “продукты поликонденсации аминокислот с сахарами, образующиеся в процессе ферментативного гидролиза углеводов и белков... Селективное сохранение – это другой механизм образования керогена посредством перехода нерастворимых и негидролизующихся компонентов биополимеров водорослей и бактерий (альгенанов и бактеранов в геополимер” (Меленевский и др., 2015). В биомассе отмерших продуцентов имеется большое количество органических соединений, имеющих полиароматические и/или полициклические ядра с прикрепленными к ним цепочками биополимеров. Эти цепочки полностью гидролизуются экзоферментами, а на циклических ядрах остается неспаренный электрон от последней генерации мономер-радикала (сахарида или аминиды). Полициклические ядра становятся моно-, би- или три-радикалами в зависимости от количества полимерных цепочек исходной молекулы, претерпевших расщепление. Полициклические ядра-радикалы полимеризуются между собой, образуя макромолекулы смол и асфальтенов, или соединяются с матриксом, образуя химические связи и таким образом входя в состав макромолекулы будущего геополимера-керогена, или сорбируются макромолекулами смол, асфальтенов либо керогена.

По мере осадконакопления, погружения, уплотнения и дегидратации осадка микробиальное сообщество биопленок изменяется, исчезают сначала аэробные формы, затем сульфатредуценты, ориентированные на минеральные окислители, и, наконец, остаются метангенерирующие археи. В анаэробной среде одним из продуктов метаболизма (отходов жизнедеятельности) бактерий являются, в частности, нормальные предельные углеводороды типично нефтяного спектра – n-алканы (Zobell, 1952; Багаева, 1998). По мере увеличения глубины захоронения снижается численность микроорганизмов от миллионов индивидуальных клеток в кубическом сантиметре наилка до единичных осо-

бей на глубинах в сотни метров (Buongiorno, 2018). Биопленки с глубиной также уплотняются за счет потери воды и селективной сорбции органических продуктов метаболизма в матриксе.

После исчерпания внутримолекулярной сорбционной емкости матрикса происходит заполнение части проводящих каналов матрикса органическими отходами жизнедеятельности – будущими битумоидами. Еще одной распространенной формой биоморфизма битумоидов является заполнение ими сохранившихся алгаэнановых оболочек микроорганизмов, эта биоморфоза имеет обобщенное название – алгинаты (alginate, рис. 3а).

Неорганические минеральные продукты метаболизма (карбонаты, фосфаты) при бурной активности биопленок выводятся за ее пределы (рис. 3б), а при затухании активности откладываются в неиспользуемых проводящих каналах матрикса в виде микроконкреций (рис. 4а).

К концу диагенеза матрикс биопленок превращается в кероген, в существенной части наследующий предшествующие биологические структуры и имеющий стабильную коллоидную мицеллярную структуру. Матрикс керогена выступает в качестве устойчивой полярной оболочки мицелляра, в центрах пустот находятся наименее полярные УВ, смолы и асфальтены образуют слои возрастающей полярности между УВ и матриксом, как в классических нефтяных дисперсных системах (Сюняев и др., 1990).

Изображения, полученные на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) (см. рис. 4), требуют пояснения. Отражающая способность витринита $R_0 = 0.5\%$ соответствует границе зон прото- и мезокатагенеза (ПК₃–МК₁) (Конторович и др., 2009). Все видимые пустоты (поры) в исходном *in situ* состоянии породы заполнены флюидами: минеральные – водными растворами, органические – битумоидами. В СЭМ все компоненты поровых флюидов, имеющие парциальное давление выше давления вакуумирования, испаряются. Из открытых пор органического вещества (Калмыков, 2016; Калмыков, Балущкина, 2017) испаряются легко- и среднемолекулярные УВ, возможно, частично – смолы. Поэтому на снимках СЭМ отображается матрикс керогена с сорбированной на его поверхности асфальтосмолистой частью битумоидов. Естественно предположить, что ранее все поры органического вещества были заполнены жидкими и газообразными УВ. Разумеется, их состав и относительный объем различаются для осадков разного генезиса, но доля их представляется достаточно значительной.

Долю легких УВ в общей массе рассеянного незрелого органического вещества можно попытаться оценить на примере образца из публикации (Рязанова и др., 2020), где рассматриваются результаты изучения РОВ в образцах из ганькинской и бе-

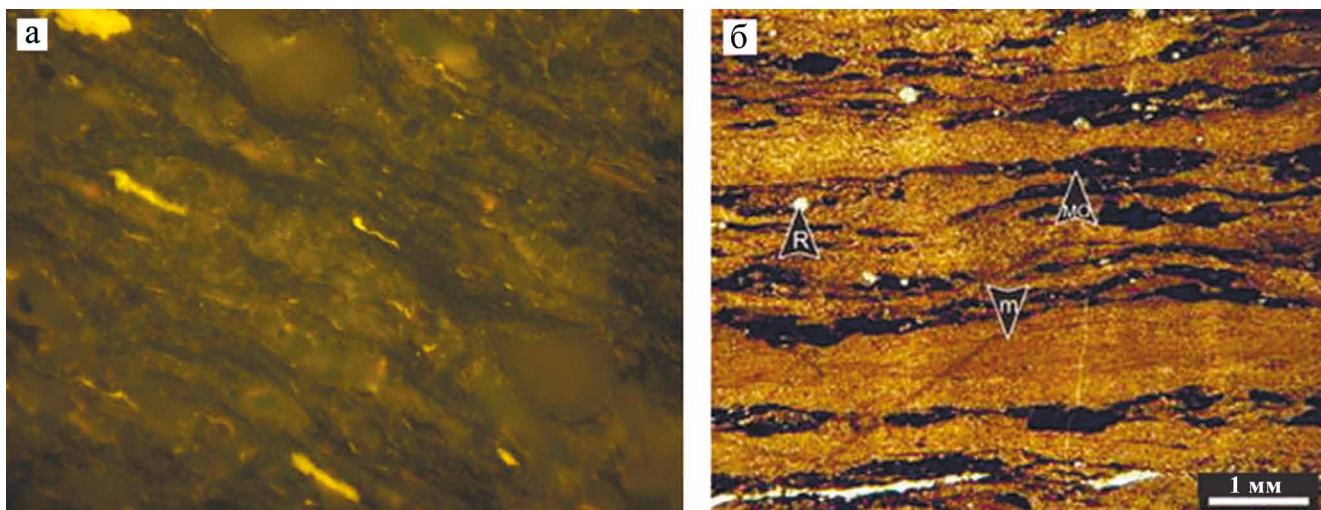


Рис. 3. Микрофотографии шлифа в УФ освещении.

а – яркие люминесцирующие полосы – алганиты, заполненные аморфным битумом: *Tasmanites* sp., *Leiosphaeridia* sp. (Reyes et al., 2016); б – слоистая микробиолитовая фация, чередование керогена и тонкослоистых известняков (разрез Canada Ancha в формации Vaca Muerta, средний титон, Аргентина) (Kietzmann et al., 2014)). R – радиоларии, MO – органический материал, m – микробиальная слоистость.

Fig. 3. Photomicrograph under UV light.

а – weak yellow fluorescing bituminite alginite: *Tasmanites* sp., *Leiosphaeridia* sp. (Reyes et al., 2016); б – beef fractures having bitumen inclusions within the calcite fibers (Canada Ancha section, Vaca Muerta formation, Middle Titon, Argentine (Kietzmann et al., 2014)). R – radiolarians, MO – organic matter, m – microbial laminae.

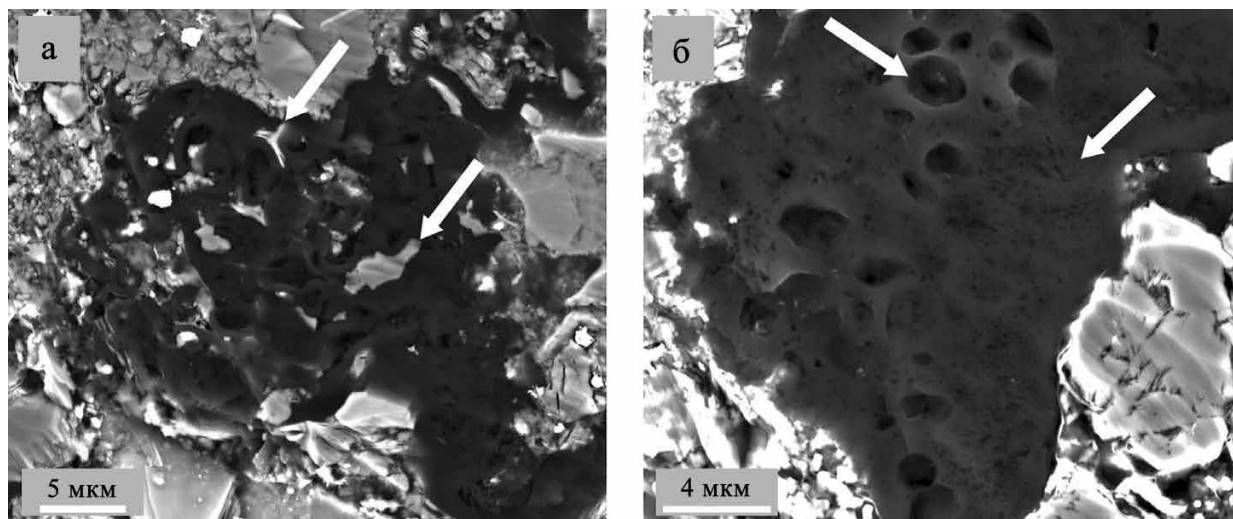


Рис. 4. Микрофотографии РЭМ.

а – органические включения разреза Стюарта, Южная Австралия. Вычисленное $R_o = 0.5\%$. Стрелками показаны поры, заполненные вторичным кварцем или апатитом. б – крупная частица глубоко переработанного ОВ. Вычисленное $R_o = 0.5\%$. Крупные сообщающиеся поры (1–2 мкм) в ней, предположительно, являются проводящими каналами и полостями биопленок, мелкие (50–200 нм) – коллоидными стяжениями (порами) внутри матрикса.

Fig. 4. SEM-images.

а – Stuart Ranges Fm L1, calc. 0.5% R_o . Pores are commonly partially filled by secondary cements such as quartz or apatite (arrows). б – Calc. 0.5% R_o . Large organic particle of unknown origin. Presumably large communicating pores (1–2 μm) are conducting channels and cavities of biofilms, and small ones (200 to 50 nm) are colloidal constrictions (pores) inside the matrix.

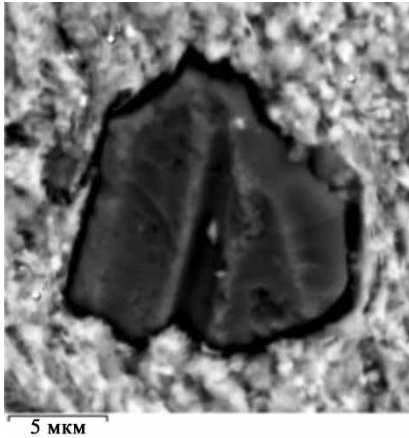


Рис. 5. Битуминозное вещество (14×16 мкм) с трещинами усыхания и порами дегазации (Западно-Игольская площадь, нижнеберезовская подсвита НБ 2-4, обр. 10).

Fig. 5. Bituminous substance (14×16 μm) with drying cracks and degassing pores (Lower Berezovskaya Subformation NB2-4, Zapadno-Igolskaya field).

резовской свит Западно-Игольской площади (юго-восток ЗСП) методами пиролизическим и растровой электронной микроскопии (РЭМ). Образцы нижнеберезовской подсвиты в этой работе имеют значения водородного индекса HI около 75–80 $\text{мгУВ/гC}_{\text{орг}}$ что характеризует начало образования газообразных УВ. T_{max} изменяется в диапазоне значений от 410 до 412°C (ПК) что соответствует началу верхней зоны газообразования. Вмещающие породы – опоковидные глины – имеют прочный силикатный цемент. На всех снимках СЭМ идентифицируются трещины усыхания частиц РОВ за счет испарения летучих компонентов (рис. 5).

Ширина трещин усыхания от 1 до 2 мкм, т. е. около 10% относительно размеров частицы, или около 30% ее общего объема. Если предположить, что ранее объем трещин усыхания был заполнены легким битумоидом, то единица (1 см^3) исходного объема частиц РОВ содержала $0.3 \text{ см}^3 \times 0.7 \text{ г/см}^3 = 0.21 \text{ г}$ улетучившихся УВ. При этом тот же единичный объем содержит около $0.7 \text{ см}^3 \times 1.5 \text{ г/см}^3 = 1.05 \text{ г}$ дегазированного керогена. Объем потерь летучих компонентов составляет $0.21 \text{ г}/1.05 \text{ г} \approx 200 \text{ мг/гC}_{\text{орг}}$, при том что пиролизический выход УВ составляет около $\text{HI} = 75\text{--}80 \text{ мгУВ/гC}_{\text{орг}}$. Однако подвижные (экстрагируемые) битумоиды включают в себя не только летучие УВ, но также смолы и асфальтены. Поэтому долю подвижных битумоидов в РОВ на конец диагенеза и начало катагенеза можно с достаточной степенью осторожности принять равной 1/3.

ИЛЛИТИЗАЦИЯ ГЛИН И ЭКСПУЛЬСИЯ ПРОТОНЕФТИ

Наличие внутри частиц керогена значительных объемов инкапсулированных битумоидов не может не влиять на протекание процессов первичной миграции нефти. Ограничим рассмотрение этого вопроса глинистыми нефтематеринскими толщами.

Основная нефтематеринская толща Западной Сибири – баженовская свита, как известно, имеет силицит-глинистый, карбонат-керогеновый состав (Конторович и др., 2016). Ее силициты наследуют материал опаловых раковин диатомовых водорослей и радиолярий. Основные объемы воды выделяются во время преобразовании аморфного опала раковин микроорганизмов в опал-СТ и тридимит на стадии диагенеза при температурах 20–40°C (Афанасьева, Амон, 2014), когда инкапсулированные в керогене битумоиды пребывали в твердом квазикристаллическом состоянии.

В составе баженовской свиты выделяются верхняя и нижняя подсвиты. Нижнюю формируют сверхконденсированные силицит-карбонат-глинистые осадки центральных районов Западно-Сибирского баженовского палеоморя (Гришкевич, 2022). Верхняя представлена осадками внешней зоны маргинальных фильтров, его нависающего галоклина, поэтому она более глинистая и обогащенная органическим веществом. Контурные и вихревые течения, воздействуя на самый верхний слой осадков (наиллок (Здобин, 2016)), порождали его гидравлическое разделение на слои пелитовой и алевритовой размерности. При этом в разрезе образовывалась тонкая (порядка 1 мм) слоистость чередования глин, обогащенных РОВ, и радиоляритов, составленных из опаловых раковин алевритовой размерности. Глинистые слои являются основными нефтегенерирующими элементами, а радиоляриты – каналами водоотведения в диагенезе и впоследствии промежуточным коллектором нефти (Гришкевич, 2022).

Дегидратация глин происходит в температурном интервале 40–70°C (Баженова и др., 2000). При преобразовании глинистых минералов “смектит-иллит” высвобождаются большие объемы рыхлосвязанной межслойной воды, толщины индивидуальных глинистых частиц уменьшаются, а объемы высвобождаемой воды увеличиваются, так как при переходе из адсорбированного в свободное состояние плотность воды уменьшается от 1.40–1.15 до 1 г/см^3 , а объем, соответственно, увеличивается от 15 до 40%. Упрощенная схема стадий этого процесса показана на рис. 6. Избыток вод отводится главным образом по засорам – трещинам, возникающим между агрегатами и слоями индивидуальных глинистых частиц, соединенных между собой ван-дерваальсовыми силами.



Рис. 6. Схема выделения межслоевой воды при преобразовании смектита в иллит и последующего уплотнения глинистой толщи (Al Duhailan, 2014).

Fig. 6. Late diagenesis causing shrinkage and more interlayer water expulsion due to transformation of smectite to illite (Al Duhailan, 2014).

Межагрегатные зазоры, по которым отводится избыток вод, обычно проходят параллельно напластованию, иногда соединяются между собой классическими трещинами гидроразрыва, секущими напластование. Секущие и параллельные трещины могут заполняться аутигенными карбонатами выносимых десорбированных ионов. В керне нефтематеринских глинистых толщ диагностируются незалеченные трещины и залеченные аутигенными карбонатами и битумом трещины (рис. 7). Порода с многочисленными залеченными белым кальцитом параллельными трещинами получила название “биф-трещиноватая” за сходство ее текстуры с мраморной говядиной.

Опираясь на описанный механизм образования биф-трещин, попробуем описать возможную модель поведения зерен керогена, содержащего инкапсулированные битумоиды и заключенного в глинистую толщу, во время дегидратации ее глин. Отметим, что чистые парафины при температуре порядка 70–80°C плавятся: переходят из твердого кристаллического в жидкое состояние с увеличением объема на 2–4%. Температура плавления, а также объемное расширение зависят от средней молекулярной массы парафинов и присутствия примесей легких УВ. Наиболее вероятно, что инкапсулированные битумоиды приобретают свойства жидкости еще до полного завершения процесса трансформации “смектит–иллит”.

Будем считать, что глинистая толща состоит из отдельных слоев, которые прерываются точно на границе зерна керогена (рис. 8а). Это зерно равномерно зажато со всех сторон глинами и не может изменять форму. После выделения из глинистых минералов рыхлосвязанной воды между слоями глин возникают зазоры, по которым воды отжимаются. Так как зерно керогена зафиксировано с боков, оно не может расплющиться и ведет себя как упругое тело фиксированного объема и высоты, а глинистые слои прогибаются и смыкаются

вокруг него, образуя кольцевой клиновидный зазор (рис. 8б).

Жесткосвязанная вода глинистых слоев принимает на себя геостатическое давление. Освобождаемые десорбированные воды при переходе в микротрещины теряют исходное геостатическое давление на гидравлическое сопротивление, постепенно переходя в область классического anomalно высокого пластового давления уплотняющихся глин (АВПД) (Зхус, Бахтин, 1979). Равновесие сил обеспечивается за счет медленного опускания толщи и смыкания трещины. Однако наличие внутри трещины инородного упругого тела препятствует ее смыканию, а само тело на площади его контакта с перекрывающим и подстилающим слоями испытывает локальное сверхвысокое давление (ЛСВД): геостатическое плюс силы сопротивления смыканию трещины. Инородное упругое тело может быть минеральной частицей алевритовой размерности, минерализованной раковиной микроорганизма (Немова, 2012) или зерном керогена.

В отличие от минеральных частиц зерно керогена содержит в себе инкапсулированную жидкость – битумоиды, поэтому оболочка из матрикса керогеновой частицы испытывает перепад давлений ЛСВД–АВПД. Если перепад на стенке зерна керогена превышает его предел прочности, то стенка разрушается, происходит выталкивание (экспульсия) инкапсулированных битумоидов в кольцевой зазор щели (см. рис. 8в). В щели битумоиды занимают весь объем, свободный от аутигенных карбонатов, показанных на рис. 8в белым цветом. При этом выталкиваемые в кольцевой зазор битумоиды преодолевают только капиллярное давление, не производя гидравлического разрыва пород. Это подтверждается петрографическими данными: примазки битума обнаруживаются внутри трещин нефтематеринских пород, частично залеченных аутигенным кальцитом (Al Duhailan, 2014; Шайхутдинова, 2020) (рис. 9).



Рис. 7. Образец керна с тремя типами трещин.

1 – неминерализованные закрытые трещины, параллельные напластованию (светло-коричневые линейменты); 2 – заполненные битумом, параллельные напластованию трещины (черные); 3 – параллельные напластованию трещины, заполненные кальцитом (белые) (Al Duhailan, 2014).

Fig. 7. Core slab piece showing the three fracture types.

1 – non-mineralized, closed bedding-parallel fractures (light brown lineaments); 2 – bitumen-filled, bedding-parallel fractures (black); 3 – bedding-parallel, calcite-filled fractures (white) (Al Duhailan, 2014).

Извергнутый из керогена битумоид является наименее полярным ядром мицелляра и представляет собой смесь парафиновых УВ с различными соединениями, содержащими гетероатомные функциональные группы, характерные для протонефти. В кольцевом зазоре полярные гетероатомные группы сорбируются на слой сорбированной воды, покрывающей граничные минеральные (глинистые) частицы. В условиях непосредственного контакта реагентов быстро происходит реакция “гидропириза”: замещения функциональных групп водо-

родом связанной воды. Пленка связанной воды расходуется на химическую реакцию “дозревания” протонефти, за счет этого происходит смена фильности пород: полярные гетероатомные группы молекул битумоидов сорбируются непосредственно на полярные поверхности минеральных частиц. На рис. 8 пленки связанной воды показаны тонкими синими линиями на границах слоев глин, в то время как на контакте вытесненного битумоида и глин отсутствует синяя линия пленки связанной воды.

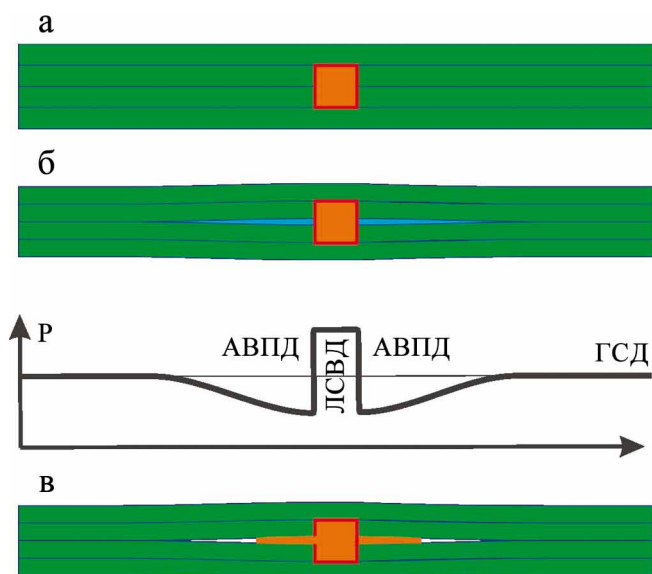


Рис. 8. Кинематическая схема экспульсии протонефти из керогена.

а – равновесное включение зерна керогена в толщу глин-смектита; б – напряженное включение зерна керогена в слое глин после преобразования “смектит–иллит”; в – прорыв протонефти в трещину усадки глин. Р – давление водной фазы, ГСД – геостатическое давление, АВПД – аномально высокое пластовое давление, ЛВСД – локальное сверхвысокое давление.

Fig. 8. Kinematic scheme of expulsion of proto-oil from kerogen.

а – equilibrium inclusion of kerogen grains in the shale-smectite layer; б – stressed inclusion of kerogen grains in the clay layer after “smectite-illite” transformation; в – breakthrough of proto-oil into the clay shrinkage fracture. Р – water phase pressure, ГСД = GSP – geostatic pressure, АВПД = AHFP – abnormally high formation pressure, ЛВСД = LUSP – local ultrahigh pressure.

ОБСУЖДЕНИЕ

По мнению многих авторов, одним из наиболее вероятных механизмов отрыва протонефти и последующего образования микротрещин является увеличение объема битумоидов и нефти, генерированных из керогена в результате его катагенетического разложения (Lewan, 1985). Однако имеются наблюдения, не согласующиеся с таким утверждением (Löhr et al., 2015). На рис. 10 представлены изображения СЭМ нефтематеринских пород стадии “нефтяного окна” ($0.51\% < R_0 < 1\%$). По утверждению авторов исследования, на снимках изображены типичные структуры пород, претерпевших первичную миграцию нефти, вследствие чего частицы ОВ могут быть лишены видимой пористости (см. рис. 10б), но могут и частично сохранить ее (см. рис. 10а) с инкапсулированными битумоидами внутри зерен керогена. Видимое различие

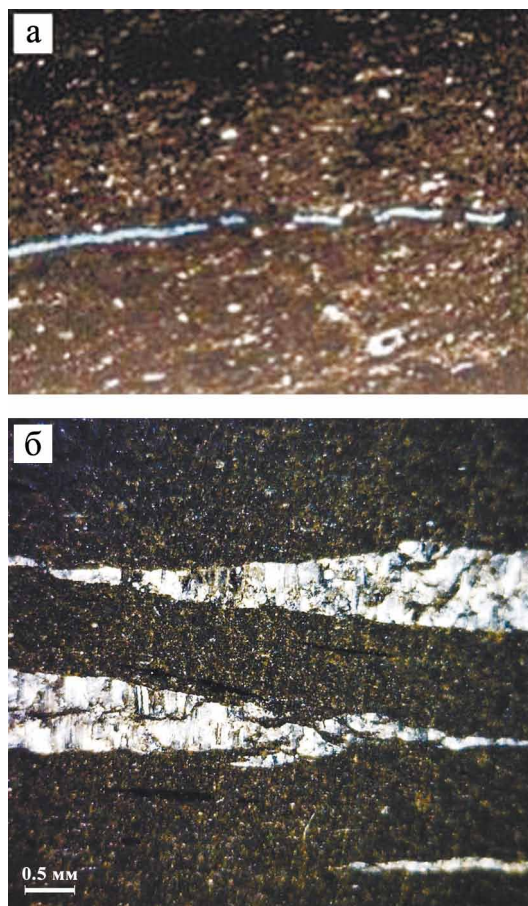


Рис. 9. Микрофотографии шлифов.

а – трещина с комбинированным карбонатно-битумным заполнением (баженовская свита, Западная Сибирь) (Шайхутдинова, 2020); б – биф-трещины с включениями битума в кальцитовых волокнах (Neuque'n Basin, Аргентина) (Parnell, Carey, 1995).

Fig. 9. Micrographs of thin sections.

а – fracture with a combined carbonate-bitumen filling (Bazhenovskay formation, Western Siberia) (Shaikhutdinova, 2020); б – beef fractures having bitumen inclusions within the calcite fibers (Neuque'n Basin, Argentina) (Parnell, Carey, 1995).

между пористыми и сплошными разностями заключается в наличии внутри последних прочного минерального каркаса из зерен кварца, который сохранил ОВ от деформаций. При этом инкапсулированные глинами частицы деформированы, лишены видимой пористости и окружены по напластованию тонкими прослоями сорбированных битумоидов. Если предположить, что структура и состав всех частиц изначально были одинаковыми, то из этого следует, что простого увеличения их объема за счет температурного расширения или генерации битумоидов **недостаточно** для прорыва инкапсулята через оболочку матрикса керогена при отсутствии механического сдавливания ча-

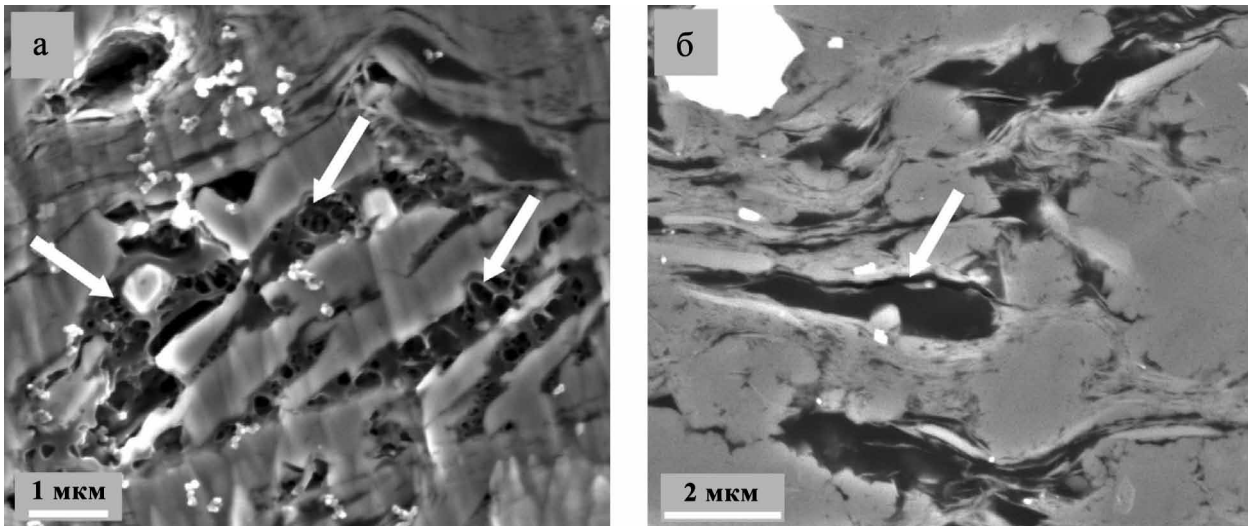


Рис. 10. Микрофотографии СЭМ образцов из “нефтяного окна”.

а – обильные поры в ОВ, находящиеся между удлиненными зернами кварца (на поры указывают стрелки); в верхней части в доменах ОВ, инкапсулированных глинами, поры отсутствуют (образец сланца Вудфорд, Австралия, вычисленное $R_o = 0.51$). б – аморфное, непористое ОВ, вычисленное $R_o = 0.66\%$; щелевидные поры, указывающие на потенциальное иссушение, имеются только на границе раздела ОВ и минерала (стрелка) (Löhr et al., 2015).

Fig. 10. SEM-images.

а – woodford shale samples of oil maturity, calc. 0.51% R_o ; abundant OM (OB)-hosted pores where OM is located between elongate quartz grains; pores are not evident in the OM domains encapsulated by clays, upper part. б – Pritchard, Australia, calc. 0.66% R_o ; amorphous OM is non-porous apart from slit-like pores at OM-mineral interfaces (arrows), these are potential desiccation artifacts (Löhr et al., 2015).

стиц и без возникновения локального сверхвысокого давления.

Можно предположить, что кероген сапропелевого типа, состоящий из двух компонент: матрикса и битумоидов, обладает и двумя типами “генерации” нефти – экспульсивным и катагенетическим. Экспульсивный тип является, по геологическим меркам, относительно быстротекущим процессом, основным на ранних стадиях “нефтяного окна” или главной фазы нефтеобразования (Вассоевич, 1986). Существенная доля ее запасов в выявленных залежах молодых нефтеносных провинций сформирована из битумоидов, имеющих бактериальное происхождение и лишь слегка облагороженных каталитическим воздействием вмещающих пород.

Индивидуальное зерно керогена в зависимости от термобарической истории и геомеханических свойств локального окружения может (1) иметь событие экспульсии за счет ЛСВД или же (2) разрыв геополимерного матрикса его оболочки за счет термобарического расширения внутренних битумоидов – инкапсулятов и десорбатов, плюс их катагенетической генерации из ОВ керогена. Классические нефтематеринские породы по преобладанию условий экспульсии делятся на два класса: с пластичным (глины, угли и сланцы) и жестким (карбонаты и силициты) минеральными каркасами. В разрезе нижнебаженовской подсвиты преобладают

нефтематеринские породы с жестким каркасом, а в разрезе верхней подсвиты преобладают нефтематеринские слои с пластичным глинистым каркасом.

В пластичных нефтематеринских породах “органическая” пористость на верхней кромке “нефтяного окна” резко уменьшается за счет экспульсии инкапсулированных битумоидов, а затем постепенно восстанавливается благодаря катагенетической переработке вещества матрикса керогена. В работе (Löhr et al., 2015) факт такого изменения органической пористости зафиксирован и получен содержательное объяснение. В работах (Калмыков, 2016; Калмыков, Балущкина, 2017; и др.) исследуется наблюдаемая органическая пористость керогена баженовской свиты в интервале МК₁–МК₃, при этом подтверждено ее увеличение при повышении степени катагенетического преобразования пород.

Катагенетическое созревание нефтематеринских пород – более медленный процесс, требующий к тому же более высоких температур. Тем не менее и матрикс керогена с сорбированными на нем, не отжатыми битумоидами, и битумоиды, сорбированные на путях первичной миграции, и нефть, содержащаяся в порах путей первичной миграции, все они подвергаются медленному катагенетическому воздействию, оставаясь в нефтематеринской толще после ухода нефти, рожденной из битумоидов-инкапсулятов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В свете изложенного наиболее логичным представляется одновременное участие в бассейновом моделировании двух моделей: ЛСВД-экспульсии и катагенетической генерации нефти. Насколько возможно и обосновано такое расширение модели?

1. Можно считать доказанным наличие в керогене незрелых потенциально нефтематеринских пород пористости, заполненной битумоидами, но, к сожалению, отсутствуют систематические количественные и качественные характеристики этого явления, что делает невозможным обоснованный выбор геологических аналогов целевых нефтематеринских толщ.

2. Выполнение массовых геохимических анализов незрелых потенциально нефтематеринских пород может осуществляться пиролитическими методами с небольшим уточнением методики интерпретации: содержание сорбатов и инкапсулятов, “законсервированных” в керогене, может быть оценено в миллиграммах на грамм породы по сумме пиков S_1 и S_{2a} , а по пику S_{2b} – объем продуктов крекинга из вещества керогена (Козлова и др., 2015). К сожалению, в большинстве описаний незрелых нефтематеринских пород, нефтяных и газовых сланцев приводится только обобщенный параметр $S_2 = S_{2a} + S_{2b}$, что исключает возможность оценки вкладов крекинга и десорбции. Однако при наличии исходных пирограмм возможна и требуемая более детальная интерпретация.

3. Математически масса инкапсулированных битумоидов может быть описана как произведение концентрации частиц РОВ в породных разностях и их битумонасыщенной пористости. Тогда простейшая оценка удельных объемов экспульсии может быть получена из коэффициента уплотнения вмещающей породной разности в температурном интервале 40–80°C. Эти оценки масс одноразового выделения нефти могут быть привязаны к некоему фиксированному интервалу палеотемператур. Более точные оценки потребуют разработки адекватной геохимической и геомеханической модели уплотнения потенциально нефтематеринской породы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Афанасьева М.С., Амон Э.О. (2014) Фоссилизация скелетов радиолярий. *Становление скелета у различных групп организмов и биоминерализация в истории Земли. Сер.: Геобиологические системы в прошлом*. М.: Палеонтол. ин-т РАН, 104-131.
- Багаева Т.В. (1998) Сульфатредуцирующие бактерии – продуценты углеводородов. Дис. ... докт. биол. наук. Казань: КГУ, 320 с.
- Баженова О.К., Бурлин Ю.К., Соколов Б.А., Хаин В.Е. (2000) Геология и геохимия нефти и газа. (Ред. Б.А. Соколов). М.: МГУ, 384 с. URL: <https://www.geokniga.org/books/4543>
- Баталин О.Ю., Вафина Н.Г. (2013) Формы захвата свободных углеводородов керогеном. *Международный журнал прикладных и фундаментальных исследований*, (10), 418-425. URL: <https://applied-research.ru/ru/article/view?id=4221>
- Вассоевич Н.Б. (1986) Избранные труды. Геохимия органического вещества и происхождение нефти. (Ред. В.В. Меннер, В.Е. Хаин). М.: Наука, 367 с. URL: <https://www.geokniga.org/books/16562>
- Гаврилов В.П., Галушкин Ю.И. (2010) Геодинамический анализ нефтегазоносных бассейнов (бассейновое моделирование). М.: Недра, 227 с. URL: <https://www.geokniga.org/bookfiles/geokniga-geodinamicheskiiy-analiz-neftegazonosnyh-basseynov-basseynovoe-modelirovanie.pdf>
- Гришкевич В.Ф. (2022) Баженовский горизонт Западной Сибири: поиски новой гармонии. Тюмень: ТИУ, 279 с.
- Здобин Д.Ю. (2016) Морские органо-минеральные грунты. Условия образования, состав, строение, физико-химические свойства. Дис. ... докт. геол.-мин. наук. СПб.: СПбГУ, 584 с.
- Зхус И.Д., Бахтин В.В. (1979) Литологические преобразования глин в зонах аномально высоких пластовых давлений. (Ред. М.М. Алиев). М.: Наука, 133 с. URL: <https://www.geokniga.org/bookfiles/geokniga-litogeneticheskie-preobrazovaniya-glin-vzoznah-avpd.pdf>
- Калмыков Г.А. (2016) Строение баженовского нефтегазоносного комплекса как основа прогноза дифференцированной нефтепродуктивности. Дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 391 с.
- Калмыков Г.А., Балущкина Н.С. (2017) Модель нефтенасыщенности порового пространства пород баженовской свиты Западной Сибири и ее использование для оценки ресурсного потенциала. М.: ГЕОС, 247 с. URL: https://www.rfbr.ru/rffi/ru/books/o_2052694
- Кашапов Р.С., Обласов Н.В., Гончаров И.В., Самойленко В.В., Гринько А.А., Фадеева С.В. (2019) Определение кинетических параметров пиролитической деградации органического вещества нефтегазоматеринских пород. *Нефтегаз. геология. Теория и практика*, 14(1), 1-20. https://doi.org/10.17353/2070-5379/6_2019
- Козлова Е.В., Фадеева Н.П., Калмыков Г.А., Балущкина Н.С., Пронина Н.В., Полудеткина Е.Н., Костенко О.В., Юрченко А.Ю., Борисов Р.С., Бычков А.Ю., Калмыков А.Г., Хамитуллин Р.А., Стрельцова Е.Д. (2015) Технология исследования геохимических параметров органического вещества керогеносыщенных отложений (на примере баженовской свиты, Западная Сибирь). *Вестн. Московского ун-та*, 4(5), 44-53.
- Конторович А.Э., Бурштейн Л.М., Лившиц В.Р. (2021) Теория нафтидогенеза: количественная модель эволюции аквагенного органического вещества в катагенезе. *Геология и геофизика*, 62(8), 1026-1047. <https://doi.org/10.15372/gig2021119>
- Конторович А.Э., Фомин А.Н., Красавчиков В.О., Истомин А.В. (2009) Катагенез органического вещества в кровле и подошве юрского комплекса Западно-Сибирского мегабассейна. *Геология и геофизика*, 50(11), 1191-1200.
- Конторович А.Э., Ян П.А., Замирайлова А.Г., Костырева Е.А., Эдер В.Г. (2016) Классификация пород баженовской свиты. *Геология и геофизика*, 57(11), 2034-2043.
- Лисицын А.П. (1994) Маргинальный фильтр океанов. *Океанология*, 34(5), 735-747.

- Меленевский В.Н., Леонова Г.А., Бобров В.А., Каширцев В.А., Кривоногов С.К. (2015) Трансформация органического вещества в голоценовых осадках озера Очки (Южное Прибайкалье) по данным пиролиза. *Геохимия*, **10**, 925-944. <https://doi.org/10.7868/S0016752515080051>
- Немова В.Д. (2012) Литология и коллекторские свойства отложений баженовского горизонта на западе Широного Приобья. Дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 171 с.
- Плакунов В.К., Николаев Ю.А. (2016) Основы динамической биохимии. М.: Логос, 214 с.
- Рязанова Т.А., Павлуткин И.Г., Кудаманов А.И., Марков В.В. (2020) Морфологическое разнообразие планктона и битуминозного вещества в верхнемеловых породах березовской и ганькинской свит юга Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. *Нефтяная провинция*, **24**(4), 21-45. <https://doi.org/10.25689/NP.2020.4.21-45>
- Сюняев З.И., Сафиева Р.З., Сюняев Р.З. (1990) Нефтяные дисперсные системы. М.: Химия, 226 с. <https://www.twirpx.com/file/1038891>
- Тиссо Б., Вельте Д. (1981) Образование и распространение нефти. М.: Мир, 504 с. URL: <https://www.geokniga.org/books/163>
- Шайхутдинова Г.Х. (2020) Петрографическое изучение миграции нефти на примере Имилорского месторождения (Когалымский нефтегазоносный район, Западная Сибирь). *Литосфера*, **20**(4), 592-600. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-4-592-600>
- Al Duhailan M. (2014) Petroleum-expulsion fracturing in organic-rich shales: genesis and impact on unconventional pervasive petroleum systems. Colorado School of Mines; Arthur Lakes Library, 206 p. URL: <https://mountainscholar.org/handle/11124/17003>
- Buonigiorno J. (2018) Microbial Communities and Biogeochemistry in Marine Sediments of the Baltic Sea and the High Arctic, Svalbard. Knoxville, University of Tennessee, 299 p. https://trace.tennessee.edu/utk_graddiss
- Kietzmann D.A., Palma R.M., Riccardi A.C., Martín-Chivilet J., López-Gómez J. (2014) Sedimentology and sequence stratigraphy of a Tithonian-Valanginian carbonate ramp (Vaca Muerta Formation): A misunderstood exceptional source rock in the Southern Mendoza area of the Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentary Geol. J.*, **302**, 64-86. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2014.01.002>
- Lewan M.D. (1985) Evaluation of petroleum generation by hydrous pyrolysis experimentation. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Math. Phys. Sci.*, **A315**(1531), 123-134. <https://doi.org/10.1098/rsta.1985.0033>
- Löhr S.C., Baruch E.T., Hall P.A., Kennedy M.J. (2015) Is organic pore development in gas shales influenced by the primary porosity and structure of thermally immature organic matter? *Organic Geochem.*, **87**, 119-132. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2015.07.010>
- Parnell J., Carey P.F. (1995) Emplacement of bitumen (asphaltite) veins in the Neuquen Basin, Argentina. *AAPG Bull.*, **79**(12), 1798-1816. <https://doi.org/10.1306/7834DF08-1721-11D7-8645000102C1865D>
- Peters K.E. (1986) Guidelines for Evaluating Petroleum Source Rock Using Programmed Pyrolysis. *AAPG Bull.*, **70**(3), 318-329. <https://doi.org/10.1306/94885688-1704-11D7-8645000102C1865D>
- Reyes J., Jiang C., Lavoie D., Milovic M., Robinson R., Zhang S., Armstrong D., Mort A. (2016) Determination of hydrocarbon generation and expulsion temperature of organic-rich Upper Ordovician shales from Hudson Bay and Foxe basins using modified hydrous pyrolysis, organic petrography, Rock-Eval analysis and organic solvent extraction. *Geol. Surv. Canada, open file 8049*, 1-60. <https://doi.org/10.4095/299254>
- Vandenbroucke M., Largeau C. (2007) Kerogen origin, evolution and structure. *Org. Geochem.*, **38**, 719-833. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2007.01.001>
- Zobell C.E. (1952) Part played by bacteria in petroleum formation 1. *J. Sediment. Petrol.*, **22**(1), 42-49. <https://doi.org/10.1306/D42694B3-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Zonneveld K.A.F., Versteegh G.J.M., Kasten S., Eglinton T.I., Emeis K.-C., Huguet C., Koch B.P., de Lange G.J., de Leeuw J.W., Middelburg J.J., Mollenhauer G.F., Prahl G., Rethemeyer J., Wakeham S.G. (2010) Selective preservation of organic matter in marine environments: Processes and impact on the sedimentary record. *Biogeosciences*, **7**(2), 483-511. <https://doi.org/10.5194/bg-7-483-2010>

REFERENCES

- Afanas'eva M.S., Amon E.O. (2014) Fossilization of radiolarian skeletons. *Skeleton formation and biomineralization of various organisms groups for Earth history. Series. Past geo-biological systems*. Moscow, Paleontological Inst. RAS, 104-131. (In Russ.)
- Al Duhailan M. (2014) Petroleum-expulsion fracturing in organic-rich shales: genesis and impact on unconventional pervasive petroleum systems. Golden, Colorado School of Mines; Arthur Lakes Library, 206 p. URL: <https://mountainscholar.org/handle/11124/17003>
- Bagaeva T.V. (1998). Sulfate-reducing bacteria – hydrocarbons producers. Dr. boil. sci. diss. Kazan, KSU, 320 p. (In Russ.)
- Batalin O.Yu., Vafina N.G. (2013) Forms of free-hydrocarbons capture by kerogen. *Mezhdunarodnyi zhurnal prikladnykh i fundamental'nykh issledovaniy*, (10), 418-425. (In Russ.) URL: <https://applied-research.ru/ru/article/view?id=4221>
- Bazhenova O.K., Burlin Yu.K., Sokolov B.A., Hain V.E. (2000) Geology and geochemistry of oil and gas. (Ed. B.A. Sokolov). Moscow, Moscow State Univ. Publ., 384 p. (In Russ.) URL: <https://www.geokniga.org/books/4543>
- Buonigiorno J. (2018) Microbial Communities and Biogeochemistry in Marine Sediments of the Baltic Sea and the High Arctic, Svalbard. Knoxville, The University of Tennessee, 299 p. https://trace.tennessee.edu/utk_graddiss
- Gavrilov V.P., Galushkin Yu.I. (2010) Geodynamic analysis of oil and gas basins (basin modeling). Moscow, Nedra Publ., 227 p. (In Russ.) URL: <https://www.geokniga.org/bookfiles/geokniga-geodinamicheskii-analiz-neftegazonosnyh-basseynov-basseynovoe-modelirovanie.pdf>
- Grishkevich V.F. (2021) Bazhenov horizon of Western Siberia: in search for new harmony. Tyumen, TIU Publ., 279 p. (In Russ.)
- Kalmykov G.A. (2016) Bazhenov oil and gas complex structure as differentiated oil productivity forecasting basis. Dr geol. and min. sci. diss. Moscow, MSU, 391 p. (In Russ.)

- Kalmykov G.A., Balushkina N.S. (2017) West Siberian Bazhenov formation rock's pore space oil saturation model and its usage for resource potential evaluating. Moscow, GEOS Publ., 247 p. (In Russ.) URL: https://www.rfbr.ru/rffi/ru/books/o_2052694
- Kashapov R.S., Obilov N.V., Goncharov I.V., Samoilenko V.V., Grin'ko A.A., Fadeeva S.V. (2019) Determination of source rocks kinetic parameters using the destruction pyrolysis method. *Oil and gas geology. Theory and practice*, **14**(1), 1-20. (In Russ.) https://doi.org/10.17353/2070-5379/6_2019
- Kietzmann D.A., Palma R.M., Riccardi A.C., Martín-Chivilet J., López-Gómez J. (2014) Sedimentology and sequence stratigraphy of a Tithonian-Valanginian carbonate ramp (Vaca Muerta Formation): A misunderstood exceptional source rock in the Southern Mendoza area of the Neuquén Basin, Argentina. *Sediment. Geol. J.*, **302**, 64-86. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2014.01.002>
- Kontorovich A.E., Burshtein L.M., Livshits V.R. (2021) The theory of naphthidogenesis: a quantitative model of the catagenetic evolution of aquatic organic matter. *Geol. Geofiz.*, **62**(8), 1026-1047. (In Russ.) <https://doi.org/10.15372/gig2021119>
- Kontorovich A.E., Fomin A.N., Krasavchikov V.O., Istomin A.V. (2009) Catagenesis of organic matter at the top and base of the Jurassic complex in the West Siberian megabasin. *Geol. Geofiz.*, **50**(11), 1191-1200. (In Russ.)
- Kontorovich A.E., Yan P.A., Zamirailova A.G., Kostyreva E.A., Eder V.G. (2016) Classification of rocks of the bazhenov formation. *Geol. Geofiz.*, **57**(11), 2034-2043. (In Russ.) <https://doi.org/10.15372/GiG20161106>
- Kozlova E.V., Fadeeva N.P., Kalmykov G.A., Balushkina N.S., Pronina N.V., Poludetkina E.N., Kostenko O.V., Yurchenko A.Yu., Borisov R.C., Bychkov A.Yu., Kalmykov A.G., Hamidullin R.A., Strel'tsova E.D. (2015) Kerogen-saturated deposit's organic matter geochemical parameters studying technology (on the West Siberia Bazhenov formation example). *Vest. Mosk. Univ., Ser. 4, Geol.*, **4**(5), 44-53. (In Russ.)
- Lewan M.D. (1985) Evaluation of petroleum generation by hydrous pyrolysis experimentation. *Philosophical Trans. Royal Soc. London. Series A, Math. Phys. Sci.*, **A315**(1531), 123-134. <https://doi.org/10.1098/rsta.1985.0033>
- Lisitsyn A.P. (1994) The marginal filter of oceans. *Okeanologiya (Moscow)*, **34**(5), 735-747. (In Russ.)
- Löhr S.C., Baruch E.T., Hall P.A., Kennedy M.J. (2015) Is organic pore development in gas shales influenced by the primary porosity and structure of thermally immature organic matter? *Org. Geochem.*, **87**, 119-132. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2015.07.010>
- Melenevskii V.N., Leonova G.A., Bobrov V.A., Kashirtsev V.A., Krivonogov S.K. (2015) Transformation of organic matter in the holocene sediments of Ochki lake (southern Baikal region) according to pyrolysis data. *Geokhimiya*, (10), 925-944. (In Russ.) <https://doi.org/10.7868/S0016752515080051>
- Nemova V.D. (2012) Lithology and reservoir properties of the Bazhenov horizon deposits in the west of Ob Latitudinal region. Cand. geol. and min. sci. diss. Moscow, MSU, 171 p. (In Russ.)
- Parnell J., Carey P.F. (1995) Emplacement of bitumen (asphaltite) veins in the Neuquen Basin, Argentina. *AAPG Bull.*, **79**(12), 1798-1816. <https://doi.org/10.1306/7834DF08-1721-11D7-8645000102C1865D>
- Peters K.E. (1986) Guidelines for Evaluating Petroleum Source Rock Using Programmed Pyrolysis. *AAPG Bull.*, **70**(3), 318-329. <https://doi.org/10.1306/94885688-1704-11D7-8645000102C1865D>
- Plakunov V.K., Nikolaev Yu.A. (2016) Fundamentals of dynamic biochemistry: textbook. Moscow, Logos Publ., 214 p. (In Russ.)
- Reyes J., Jiang C., Lavoie D., Milovic M., Robinson R., Zhang S., Armstrong D., Mort A. (2016) Determination of hydrocarbon generation and expulsion temperature of organic-rich Upper Ordovician shales from Hudson Bay and Foxe basins using modified hydrous pyrolysis, organic petrography, Rock-Eval analysis and organic solvent extraction. *Geol. Surv. Canada, open file* 8049, 1-60. <https://doi.org/10.4095/299254>
- Ryazanova T.A., Pavlutkin I.G., Kudamanov A.I., Markov V.V. (2020) Morphological diversity of plankton and bituminous matter in the Upper Cretaceous Berezovian and Gankinskian formations in the south of West-Siberian basin. *Neftyanaya Provintsiya*, **24**(4), 21-45. (In Russ.) <https://doi.org/10.25689/NP.2020.4.21-45>
- Shaikhutdinova G.H. (2020) Petrographic study of oil migration on the example of Imilorskoye field (Kogalymsky petroleum region, Western Siberia). *Lithosphere (Russia)*, **20**(4), 592-600. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-4-592-600>
- Syunyaev Z.I., Safieva R.Z., Syunyaev R.Z. (1990) Petroleum dispersive system. Moscow, Khimiya Publ., 226 p. (In Russ.) <https://www.twirpx.com/file/1038891>
- Tisso B., Welte D. (1978) Petroleum formation and occurrences. N. Y., Spinger-Valas, 504 p.
- Vandenbroucke M., Largeau C. (2007) Kerogen origin, evolution and structure. *Org. Geochem.*, **38**, 719-833. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2007.01.001>
- Vasoevich N.B. (1986) Selected studies. Geochemistry of organic matter and oil origin. (Eds V.V. Menner, V.E. Khain). Moscow, Nauka Publ., 367 p. (In Russ.) URL: <https://www.geokniga.org/books/16562>
- Zdobin D.Yu. (2016) Marine organo-mineral soils. Formation conditions, composition, structure, physical and chemical properties. Dr. geol. and min sci. diss. St.Petersburg, SPbSU, 584 p. (In Russ.)
- Zkhus I.D., Bakhtin V.V. (1979) Clay lithological transformation within abnormal high pressure zones. (Ed. M.M. Aliev). Moscow, Nauka Publ., 133 p. (In Russ.) URL: <https://www.geokniga.org/bookfiles/geokniga-litogeneticheskie-preobrazovaniya-glin-v-zonah-avpd.pdf>
- Zobell C.E. (1952) Part played by bacteria in petroleum formation I. *J. Sediment. Petrol.*, **22**(1), 42-49. <https://doi.org/10.1306/D42694B3-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Zonneveld K.A.F., Versteegh G.J.M., Kasten S., Eglinton T.I., Emeis K.-C., Huguet C., Koch B.P., de Lange G.J., de Leeuw J.W., Middelburg J.J., Mollenhauer G.F., Prahl G., Rethemeyer J., Wakeham S.G. (2010) Selective preservation of organic matter in marine environments; Processes and impact on the sedimentary record. *Biogeosciences*, **7**(2), 483-511. <https://doi.org/10.5194/bg-7-483-2010>

Высокотемпературная электропроводность хромитов как функция их состава и метаморфизма (на примере Алапаевского ультрамафитового массива, Средний Урал)

В. В. Бахтерев

Институт геофизики УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Амундсена, 100, e-mail: ugv@bk.ru

Поступила в редакцию 26.01.2022 г., принята к печати 18.04.2022 г.

Объект исследования. Хромитовые руды и массивные хромититы с глиноземистым (низкохромистым) хромшпинелидом (Поденное месторождение) и хромитовые руды с высокохромистым хромшпинелидом (Курмановское месторождение) Алапаевского гипербазитового массива. **Материалы и методы.** Фактический материал собран при полевых исследованиях. Собранные образцы хромитовых руд и массивных хромититов изучались в прозрачных шлифах, химическим анализом, электрическими методами (электропроводность, диэлектрические потери). **Результаты.** Получены температурные зависимости электрического сопротивления и диэлектрических потерь в интервале температур 20–800°C. Определены электрические параметры $\lg R_0$ и E_0 . Выявлена обратная линейная зависимость между параметрами. Она выражается формулой $\lg R_0 = a - bE_0$. Электрические параметры для трех групп образцов различаются в зависимости от степени метаморфических изменений. Установлено, что с увеличением метаморфизма увеличивается $\lg R_0$ и уменьшается E_0 . В исследованных образцах хромитовой руды Поденного месторождения E_0 варьирует от 0.61 до 0.96, $\lg R_0$ – от 2.5 до –0.41; Курмановского месторождения – E_0 варьирует от 0.81 до 1.35, $\lg R_0$ – от 0.95 до –2.8. Для исследованных образцов хромититов Поденного месторождения E_0 варьирует от 0.21 до 0.41, $\lg R_0$ – от –0.08 до 1.67. При этом коэффициенты a и b различны для каждой группы образцов. Для некоторых образцов определили химический состав, а для шести образцов (по два образца из каждой группы) – содержание оксидов двух- и трехвалентного железа в исходном образце и образце-дубликате после его прокаливании до 800°C. Относительное изменение отношений окисного и закисного железа в исходном образце ($\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$)* и образце-дубликате ($\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$)** $H = [(\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3)^*/(\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3)**]$ сопоставили с положением максимума диэлектрических потерь на шкале температур. В координатах H – T , °C конкретные образцы в зависимости от метаморфических изменений, занимают в нем определенное место. **Выводы.** Приведенные результаты позволяют говорить о возможной полезности полученной дополнительной информации в качестве петрогенетических индикаторов хромитовых месторождений с одновременной оценкой степени метаморфических изменений.

Ключевые слова: электрические параметры, постоянное и переменное напряжение, электрическое сопротивление, диэлектрические потери, хромитовая руда, глиноземистые (среднехромистые) и высокохромистые хромшпинелиды, хромититы, метаморфизм

High-temperature electrical conductivity of chromite ores from the Alapaevsky hyperbasite massif, Middle Urals, as a function of their composition and metamorphism

Vladimir V. Bakhterev

Yu.P. Bulashevich Institut of Geophysics, UB RAS, 100 Amundsen st., Ekaterinburg 620016, Russia, e-mail: ugv@bk.ru

Received 26.01.2022, accepted 18.04.2022

Research subject. Chromite ores and massive chromitites with alumina (low chromium) chrome spinelide (the Podennoye deposit) and chromite ores with high-chromium chrome spinelide (Kurmanovskoye deposit) of the Alapaevsky hyperbasite massif. **Materials and methods.** Samples of chromite ores and massive chromitites collected during field research were studied in transparent sections using chemical analysis and electrical methods (electrical conductivity, dielectric losses). **Results.** The temperature dependences of electrical resistance and dielectric losses in the temperature range of 20–800°C were obtained. The electrical parameters $\lg R_0$ and E_0 were determined, and the inverse linear relationship bet-

Для цитирования: Бахтерев В.В. (2022) Высокотемпературная электропроводность хромитов как функция их состава и метаморфизма (на примере Алапаевского ультрамафитового массива, Средний Урал). *Литосфера*, 22(4), 526–535. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-4-526-535>

For citation: Bakhterev V.V. (2022) High-temperature electrical conductivity of chromite ores from the Alapaevsky hyperbasite massif, Middle Urals, as a function of their composition and metamorphism. *Lithosphere (Russia)*, 22(4), 526–535. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-4-526-535>

ween them was revealed. The electrical parameters for the three groups of samples were found to differ depending on the degree of metamorphic changes. It was established that an increase in metamorphism leads to an increase in $\lg R_0$ and a decrease in E_0 . For the studied samples of chromite ore from the Podennoye deposit, E_0 and $\lg R_0$ vary from 0.61 to 0.96 and from 2.5 to -0.41, respectively. In the Kurmanovskoye field, these parameters vary from 0.81 to 1.35 and from 0.95 to -2.8, respectively. For the studied samples of chromitites from the Podennoye deposit, E_0 varies from 0.21 to 0.41, while $\lg R_0$ varies from -0.08 to 1.67. In this case, the coefficients a and b are different for each group of samples. For some samples, the chemical composition was determined, and for six samples (two samples from each group), the content of ferrous and trivalent iron oxides in the original sample and a duplicate sample after calcination at temperature of up to 800°C was determined. Relative change in the ratio of ferrous and trivalent iron oxides in the initial sample $(\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3)^*$ and a duplicate sample $(\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3)^{**}$ $H = [(\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3)^*/(\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3)^{**}]$ was compared with the position of the maximum of dielectric losses on the temperature scale. In the coordinates $H-T$, °C, the studied samples, depending on the metamorphic changes, occupy a certain place. *Conclusions.* The study indicates the potential of the obtained information to be used as petrogenetic indicators of chromite deposits with a simultaneous assessment of the degree of metamorphic changes.

Keywords: electrical parameters, constant voltage, AC voltage, electrical resistance, dielectric losses, chromite ore, alumina (medium chromium) and high chromium chromium spinelides, chromitites, metamorphism

ВВЕДЕНИЕ

Алапаевский массив сложен преимущественно гарцбургитами с подчиненным развитием дунитов и шлирово-полосчатого дунит-гарцбургитового комплекса (Шилова, 1977; Реестр..., 2000; Чашухин и др., 2002; Перевозчиков, 2006; Чашухин и др., 2010; Чашухин, Вотяков, 2012). Ультрабазиты претерпели интенсивный метаморфизм, включающий в себя серпентинизацию и тальк-карбонатизацию. Рудопроявления объединены в два рудных поля: Северное и Южное. Преобладают руды, сложенные глиноземистым (среднехромистым) хромшпинелидом, реже встречены руды с высокохромистым хромшпинелидом.

Поденное месторождение расположено в Северном рудном поле в гарцбургитовом комплексе среди серпентинизированных гарцбургитов. Гарцбургиты неистощенные (содержание пироксенов 20–35%). Местами вмещающие породы карбонатизированы, хлоритизированы. Тип руды по составу хромшпинелидов глиноземистый магнезиальный, разновидность рудных хромшпинелидов – алюмохромит. Руды среднеметаморфизованные. В хромшпинелидах повышена железистость. “Главная особенность состава рудных глиноземистых хромшпинелей Алапаевского массива – их тождество составу аксессуарной хромшпинели из непосредственно вмещающих гарцбургитов и дунитов” (Чашухин, Вотяков, 2012, с. 152). “Засорение гарцбургитов рудной хромшпинелью здесь исключено, так как контакты рудных тел с вмещающими породами резкие. Это свидетельствует, во-первых, о ведущем процессе метаморфической дифференциации при формировании оруденения, во-вторых, о локальном характере этого процесса, не выходящего за пределы конкретных рудопроявлений” (там же, с. 152).

Курмановское месторождение находится в юго-западной части массива среди серпентинизирован-

ных дунитов дунит-гарцбургитового комплекса. Гарцбургиты истощенные (содержание пироксенов 10–20%). Хромитовое оруденение вкрапленное, с нехарактерным для Алапаевского массива высокохромистым магнезиально-алюмохромитовым составом рудообразующего хромшпинелида. Линзовидные тела вкрапленных руд приурочены к сложным шлирово-полосчатым комплексам дунит-перидотитового состава среди гарцбургитов в зоне полосовидного чередования гарцбургитов и дунитов. Разновидность рудных хромшпинелидов – алюмохромит. Руды слабометаморфизованные. При одинаковой хромистости рудообразующий хромшпинелид Северного рудного поля имеет большую железистость по сравнению с такой Южного. Курмановское месторождение залегает в жильно-полосчатом дунит-гарцбургитовом комплексе в зоне полосовидного чередования гарцбургитов и дунитов. “Дуниты в объеме дунит-гарцбургитового комплекса Алапаевского массива занимают подчиненное положение. Их временные соотношения с гарцбургитами различны. Например, в расположенном в западной части Курмановском месторождении наблюдаются как постепенные переходы от дунитов к гарцбургитам, так и несомненно резкие контакты. В последнем случае дуниты слагают жилы и тела, секущие петроструктуру гарцбургитов, т. е. имеют постгарцбургитовую природу. В восточной части наблюдались только апогарцбургитовые дуниты. Оба типа дунитов различаются по составу слагающих минералов” (там же, с. 146–147). “Сравнительный анализ глиноземистого и высокохромистого типов оруденения показал значительное их сходство... что может объясняться подобными условиями их формирования. Оба типа оруденения сформировались в позднем этапе образования рудовмещающих комплексов в условиях широкого проявления складчатости и сколовых деформаций. Различия между двумя типами оруденения, выраженные в составе

хромшпинели, масштабности оруденения, в составе и структуре рудовмещающих гарцбургитов и дунитов и некоторых типоморфных признаках, отражают разную степень деплетирования гарцбургитового и дунит-гарцбургитового комплексов, обусловленную разными геодинамическими обстановками их формирования” (Перевозчиков, 2006, с. 299). “Однако в ряде месторождений и рудных тел зафиксировано чередование хромититов с варьирующим от высокохромистого до глиноземистого составом рудной хромшпинели” (Чашухин и др., 2010, с. 255). По результатам изучения одного из рудных тел хромитового месторождения Поляков Камень в Алапаевском массиве авторы пришли к выводу, что “сонахождение в пределах хромитовых месторождений руд с различным составом хромшпинели является следствием их метаморфизма” (там же, с. 259).

Цель настоящей работы – показать сходство и различие электрических параметров хромитовых руд с глиноземистым (низкохромистым) и высокохромистым хромшпинелидом; определить их электрические параметры (энергию активации E_0 , так называемый коэффициент электрического сопротивления $\lg R_0$, диэлектрические потери), установить характер распределения этих параметров во взаимосвязи с их генезисом.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ И ОБРАЗЦЫ

Для определения электрических параметров при высоких температурах образцы вырезали в форме кубика с ребром 0.02 м (из некоторых проб готовили по два образца-кубика). Измерения выполнены в открытой системе при атмосферном давлении. Электрическое сопротивление измеряли на двухэлектродной установке через каждые 10°C в интервале температур 20–800°C в режиме динамического нагрева. Скорость нагревания 0.066 град/с. Температуру в системе определяли платиноплатинородиевой термопарой в 0.01 м от образца. Температурные зависимости электрического сопротивления получали при постоянном напряжении, а тангенс угла диэлектрических потерь – при переменном.

Прибор для измерения электрического сопротивления при постоянном напряжении – тераомметр Е6-13 с динамическим диапазоном от 10 до 10^{14} Ом и пределами допустимой относительной погрешности измерений от ± 2.5 до 4.0% в конце диапазона.

Для определения энергии активации E_0 и коэффициента электрического сопротивления $\lg R_0$ кривые высокотемпературной электропроводности были построены в координатах $\lg R$, $1/T$, К (рис. 1) (T – температура в градусах Кельвина). Энергия активации E_0 определена по величине тангенса угла наклона касательной к кривой $\lg R = f(1/T)$ в неко-

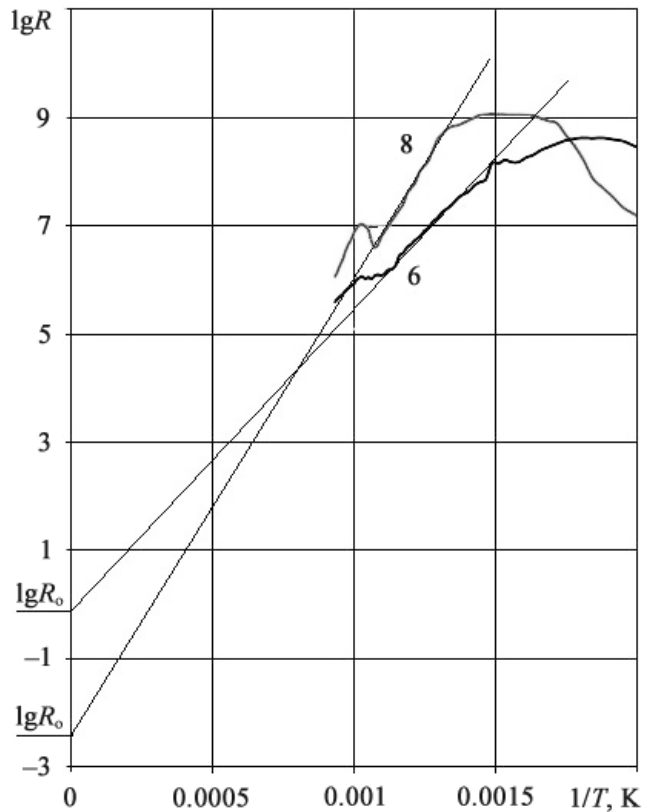


Рис. 1. Определение электрических параметров исследованных образцов.

Числа рядом с кривыми – номера образцов, описанных в тексте и табл. 1 и 3.

Fig. 1. Determination of the electrical parameters of the studied samples.

The numbers next to the curves are the numbers of the samples described in the text and Tables 1 and 3.

торой точке прямолинейного участка в температурной области, где кривая $\lg R = f(1/T)$ не искажена аномальными эффектами. Этому условию удовлетворяет окрестность температуры магнитного превращения. Коэффициент электрического сопротивления $\lg R_0$ определен как величина отрезка, отсекаемого касательной к кривой $\lg R = f(1/T)$ на оси ординат (Сканави, 1949).

В качестве измерительного прибора для вычисления тангенса угла диэлектрических потерь при переменном напряжении использовался “Измеритель L, C, R цифровой” Е7-8. Рабочая частота прибора 1000 Гц.

Всего исследовано 34 образца: по 12 образцов хромитовой руды из каждого месторождения; 10 образцов массивных хромититов из Курмановского месторождения; 2 образца – из Пьяноборского месторождения.

Из некоторых образцов изготовлены прозрачные шлифы, описанные под микроскопом. Химические

анализы выполнены в аналитической лаборатории ОАО “Уралмеханобр” (г. Екатеринбург, аналитик Г.А. Куприянова). Для 10 проб в исходном образце и образце-дубликаты после прокаливания до 800°C определяли содержание оксидов двух- и трехвалентного железа. Относительное изменение отношений окисного и закисного железа в исходном образце и в образце-дубликаты после прокаливания сопоставляли с положением максимума диэлектрических потерь на шкале температур. Для двух образцов (№ 9 и 10) из Пьяноборского месторождения (Ключевской гипербазитовый массив) выполнен рентгенофазовый анализ в ИХТТ УрО РАН (г. Екатеринбург, аналитик Н.И. Игнатъева).

ОПИСАНИЕ НЕКОТОРЫХ ИССЛЕДОВАННЫХ ОБРАЗЦОВ

Образцы Поденного месторождения (III Поденный рудник)

Образец 1. Макроскопически сильно трещиноватая порода серовато-желтовато-коричневого цвета, пронизанная субпараллельными, реже секущими рудными прожилками черного цвета (убоговкрапленная). На магнитную стрелку умеренно реагирует. Структура руды мелкозернистая, аллотриоморфно-зернистая. Текстура породы массивная, трещиноватая.

Ориентировочный состав шлифа (в проходящем свете), %: серпентин – 85, хромшпинелид – 2, гидроксиды железа – 10, магнетит – 2, оливин – 1, единичные зерна хлорита, брусита, карбоната.

Серпентин представлен в основном хризотилом в виде длинных более или менее параллельных волокон, чередующихся с полосками выветрелого (ожеженного) хризотила, пересекаемыми поперечными прожилками антигорита с примесью тонко распыленного рудного (магнетита), количество которого местами превышает содержание антигорита.

Гидроксиды железа приурочены к центральной части узелковых линз, располагающихся субпараллельно между собой, но под углом 25–30° к волокнам хризотила, образуя ступенчатую структуру.

Оливин в виде линзочек длиной до 500 мкм и толщиной 10–15 мкм, иногда 100 мкм, располагаются внутри агрегатов гидроксидов железа, редко серпентина.

Хромшпинелид развивается в виде пятен, вкраплений и различно ориентированных прожилков. Встречаются также редкие неравномерно рассеянные вкрапленники.

Магнетит образует тонкую (в пределах первых микрометров) вкрапленность, неравномерно рассеянную по породе.

Образец 2. Макроскопически густовкрапленная, близко к сплошной, руда черного цвета.

Между агрегатами рудного минерала встречается вмещающая порода из рассеянных минералов зеленовато-беловато-серого цвета. Структура руды гипидиоморфно-зернистая, аллотриоморфно-зернистая. Структура нерудной части волокнисто-петельчатая, решетчатая.

Ориентировочный состав шлифа (в проходящем свете), %: хромшпинелид – 80, серпентин – 9, оливин – 2, гидроксиды железа – 5; хлорит, карбонат, брусит, опал – 4.

Хромшпинелид – сплошные агрегаты, интенсивно корродированные серпентином и другими нерудными. В результате разъедания граница между замещаемым и замещенным минералами неровная, зазубренная, с бухтами и заливами проникновения одного минерала в другой. Эта структура часто переходит в структуру остатков от замещения хромита в серпентине и, наконец, в скелетную (рудный замещается от центра к периферии, т. е. нарушенные грани его сохраняются, образуя кристаллический скелет зерна).

Образец 3. Макроскопически густовкрапленная руда черного цвета с включениями светло-серых и серых нерудных минералов. На магнитную стрелку умеренно реагирует. Текстура неравномерно-вкрапленная, цепочечная неясно-прожилковая. Структура аллотриоморфно-зернистая, коррозионная, трещиноватая. Нерудная масса петельчатая, поперечно-волокнистая, перекрещенно-волокнистая.

Ориентировочный состав шлифа (в проходящем свете), %: хромшпинелид – 58, серпентин – 31, брусит – 5, гидроксиды железа – 3, карбонат – 1, оливин – 1, хлорит – 1.

Серпентин образует сложную сеть тонких переплетающихся жилок с петлями размером (20–50) × (50–100) мкм неправильной формы и представлен хризотилом. Вдоль его волокон отмечаются цепочки рудного минерала тонкозернистой структуры. Отверстия петель заполнены другим хризотилом буроватого цвета и небольшими реликтами зерен оливина. Часть хризотиловых полосок ориентирована поперек длинных волокон, образуя поперечно-волокнистую структуру.

Хромититовые агрегаты и зерна подвергнуты интенсивной коррозии, почти нацело просвечивают рубиново-красным цветом и содержат неправильные включения и прожилки серпентина, реже – брусита и карбоната.

Гидроксиды железа неравномерно окрашивают серпентин в буроватые тона, приурочиваясь в основном к ядрам сеток. Здесь же присутствуют незначительные агрегаты оливина, карбоната и брусита.

В отраженном свете хромититовые агрегаты располагаются кольцами, цепочками, овалами вытянутой формы. Рассечены многочисленными трещинами, выполненными серпентином толщиной от 5–10 до 100–150 мкм.

Образец 4. Хромитит. Немагнитен. Текстура массивная, редко прожилковая и трещиноватая. Структура гипидиоморфно-зернистая, крупно- и мелкозернистая, коррозионная, петельчатая.

Состав: хромшпинелид – 95, серпентин – 5%.

В отраженном свете микроскопа хромшпинелид разбит малочисленными короткими трещинками мощностью не более 40 мкм. К ним приурочено значительное количество эмульсионных включений, составляющее 1–2% площади агрегата хромшпинелида, редко – 10–15%. Агрегаты хромшпинелида, являющиеся включениями в серпентине, содержат значительно больше вкраплений серпентина (30–35% площади), а размер их достигает 60–100 мкм. В проходящем свете хромшпинелид нацело просвечивает светлым рубиново-красным цветом.

Образец 5. Хромитит. Немагнитен. Текстура густовкрапленная, нодулярная, петельчатая, трещиноватая, прожилковая. Структура крупнозернистая, гипидиоморфно-зернистая, порфиоровидная, коррозионная, поперечно-пластинчатая.

Состав, %: хромшпинелид – 80, хризотил – 15, антигорит – 4, роговая обманка – менее 1.

Макроскопически выявляются крупные (2–5 мм) овальные агрегаты хромита, которые огибаются витиеватыми прожилками серпентина мощностью от долей миллиметра до 2 мм, а также образуют неправильной формы гнезда размером 2–5 мм. В шлифе секущие прожилки мощностью 0.5–2.0 мм пронизывают все пространство агрегатов хромшпинелида, от которых отходят менее мощные короткие извивающиеся жилки мощностью менее 1 мм.

В отраженном свете микроскопа хромшпинелид наблюдается в виде сильно трещиноватых агрегатов, в которых количество трещин колеблется от 2–5 на один индивид до 15–20 и более. Трещины разноориентированы, но в первом случае часть из них все же имеют примерно одинаковое направление (субпараллельны), а во втором случае они располагаются хаотично. В проходящем свете микроскопа хромшпинелид совершенно черный, не просвечивает.

Образцы Курмановского месторождения

Образец 6. Макроскопически это плотная светло-серо-зеленоватая порода с черными вкраплениями рудного минерала (средневкрапленная). Текстура полосчатая, пунктирно-прожилковая, неравномерно-рассеянно-вкрапленная. Действует на магнитную стрелку.

Ориентировочный состав шлифа (в проходящем свете), %: серпентин – 54, хромшпинелид – 30, гидроксиды железа – 7, магнетит – 5, опал, брусит, карбонат, хлорит – 4.

Серпентин представлен полосками длинноволнистого хризотила, образующего решетчатую

структуру. Центральные части решеток выкрошены при изготовлении шлифа, они были представлены, по-видимому, гидроксидами железа. Однако значительная часть ячеек сохранилась и представлена более крупночешуйчатым хлоритом и крупнозернистым карбонатом, бруситом. Полоски хризотила имеют зональное строение: центральная их часть выполнена бесцветной разностью, а периферическая – сильно ожелезнена и приобрела буроватый, темно-бурый и черный (на просвет) цвет. Местами все описанные разности серпентина секутся прожилками антигорита мощностью 60–150 мкм и длиной до 1000 мкм.

Хромшпинелид представлен агрегатами, состоящими из нескольких зерен (“рябчиковая” текстура) размером до 2000 мкм и отдельных рассеянных зерен размером до 500 мкм. Форма неправильная, границы извилистые, корродированные. Зерна содержат включения и прожилки серпентина, разбиты открытыми трещинками и имеют ясно выраженное зональное строение: центральные части просвечивают красноватым цветом (хромпикотит), а периферическая оболочка (100–200 мкм) – черная, непросвечивающая (пикрохромит).

Опал, карбонат, хлорит и брусит выполняют центральные части решеток, а брусит, кроме того, встречается среди основных полосок серпентина.

В отраженном свете (полировка) хромшпинелид сильно трещиноватый с многочисленными прожилками серпентина и магнетита.

Образец 7. Макроскопически это густовкрапленная хромитовая руда. Текстура нодулярная, структура гипидиоморфно-зернистая, реже аллотриоморфная. На магнитную стрелку не реагирует.

Ориентировочный состав шлифа (в проходящем свете микроскопа), %: хромшпинелид – 50, серпентин – 42, гидроксиды железа – 8; редкие чешуйки хлорита, зерна карбоната, опала, брусита.

Серпентин представлен удлинёнными полосками хризотила, чередующимися с табличками антигорита, хлорита и гидроксидами железа. Решетчатая структура развита слабо, а размер ячеек не превышает 200 мкм, в среднем составляя 50–70 мкм. Центральная их часть выполнена главным образом карбонатом, реже антигоритом и гидроксидами железа. Последние развиваются в виде полосок, чередующихся с хризотилом, выполняют стенки решеток. Цвет их от буровато-коричневого, темно-бурого до черного, непросвечивающего.

Хромшпинелид образует изометричные кристаллы округлой (нодулярной) формы. В основном темный, редко просвечивает рубиново-красным цветом рассредоточенными участками, сильно трещиноватый, содержит многочисленные включения и прожилки серпентина.

В отраженном свете микроскопа (полировка) хромшпинелид рассечен многочисленными прожилками серпентина, который корродирует его

зерна с краев с образованием “останцов” хромшпинелида в серпентине или отделены от основной массы хромшпинелида многочисленными трещинками.

Образец 8. Представлен убогой вкрапленностью хромшпинелида, неравномерно рассеянной среди пятнистой нерудной составляющей в виде разноокрашенных (зеленовато-серых и буровато-коричневых на просвет) сгустков.

Ориентировочный состав шлифа (в проходящем свете), %: серпентин – 65, хромшпинелид – 15, гидроксиды железа – 10, прочие – 10.

В проходящем свете (прозрачный шлиф) выявляется текстура, обусловленная неравномерным распределением различных по структуре участков породы от порфирированной до решетчатой (полоски серпентина располагаются перпендикулярно волокнам и образуют решетку с угловатыми отверстиями, выполненными хризотилом, серпофитом, кабанатом и хлоритом).

Хромшпинелид – второй по распространенности минерал исследуемого шлифа. Образует расщепленные неправильной формы зерна и агрегаты размером 0.5–1.0 мм с сильно изрезанными (корродированными) краями, с включениями серпентина в виде изометричных, чаще вытянутых полосок размером 60–150 мкм и длиной до 500 мкм. Зерна неоднородны, по-видимому, по составу: черные (непросвечивающие, обогащены хромом), слабо просвечивающие красноватым цветом (обогащены железом), просвечивающие красным (алюмохроматы). Все эти различия наблюдаются в разных зернах, но чаще в одном зерне.

Гидроксиды железа представлены бурыми, темно-бурыми и темными (до черного) пятнами, ассоциирующими с решетчатыми разностями серпентина, то занимая центральные части решеток, то располагаясь в виде каемок по их периферии.

Хлорит, карбонат, опал и брусит в виде тонкочешуйчатых и тонкокристаллических (5–10 мкм) пластинок и зерен в основном выполняют центральные части решеток серпентина.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты исследований показаны на рисунках и в таблицах. На рис. 2, 3 представлены температурные зависимости электрического сопротивления образцов хромитовой руды и массивных хромититов. Чтобы не загромождать рисунки, приведена лишь часть результатов. Отмеченные при описании образцов особенности отразились на характере их электропроводности при высоких температурах. При 20°C электрическое сопротивление всех исследованных образцов находится в диапазоне 10^8 – 10^{12} Ом·см; с повышением температуры сопротивление уменьшается и при 800°C достигает значений 10^4 – 10^6 Ом·см. Температурные кривые дру-

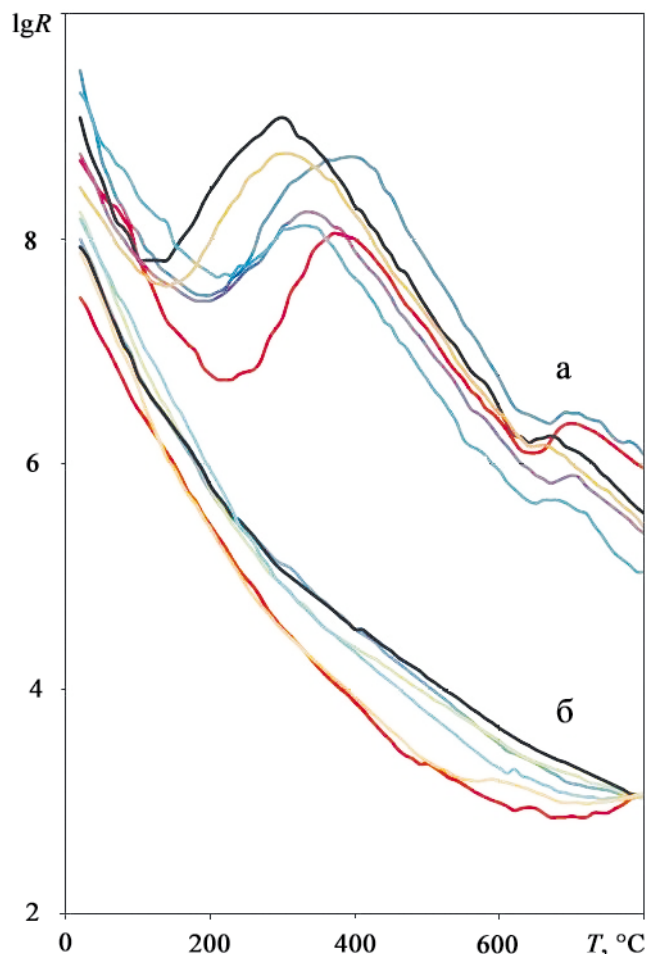


Рис. 2. Температурные зависимости электрического сопротивления образцов хромитовой руды (а) и массивных хромититов (б) из Поденного месторождения.

Fig. 2. Temperature dependences of electrical resistance of samples of chromite ore (a) and massive chromitites (b) from the Podennoye deposit.

гих образцов, не помещенные на рисунках, не выходят за пределы обозначенных интервалов. Кажущееся однообразие кривых обманчиво. Во всем температурном интервале характер зависимости электрического сопротивления отдельных образцов меняется различным и сложным образом. Электрические параметры lgR_0 и E_0 однозначно идентифицируются при построении температурной зависимости электрического сопротивления в системе координат $lgR - 1/T$, К (см. рис. 1).

На рис. 4 показана связь между lgR_0 и E_0 исследованных образцов. По величине и диапазону электрических параметров образцы разделяются на три группы (хромитовая руда Поденного и Курмановского месторождений, массивные хромититы Поденного месторождения) (табл. 1). Точки со значениями параметров хромитовых руд Поденно-

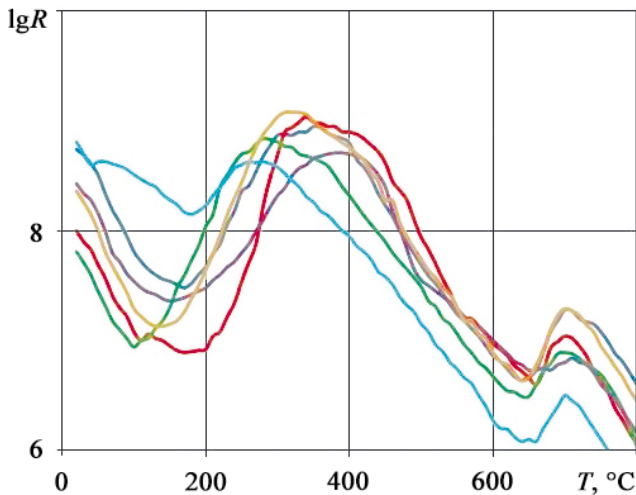


Рис. 3. Температурные зависимости электрического сопротивления образцов хромитовой руды из Курмановского месторождения.

Fig. 3. Temperature dependences of the electrical resistance of chromite ore samples from the Kurmanovskoye deposit.

го и Курмановского месторождений выстраиваются в одну прямую, формируя ее участки. При этом уравнения связи $\lg R_0 = a - b E_0$ незначительно различаются лишь величиной коэффициентов a и b (табл. 2). Для образцов хромитовой руды оно не очень существенно. Различие значимо лишь в величине и диапазоне параметров разных групп образцов хромитовой руды с низко- и высокохромистым хромшпинелидом. В пределах каждой группы образцов величины параметров зависят от степени метаморфических изменений руды. Наибольшие изменения имеют руды Поденного месторождения. Здесь у них $\lg R_0$ больше, а E_0 меньше, чем соответствующие показатели у образцов из Курмановского месторождения.

Отдельную прямую формируют точки со значениями параметров массивных хромититов Поденного месторождения. Здесь же нанесены значения параметров двух образцов массивного хромитита из Пьяноборского месторождения (Ключевского массив), представленного на 97% высокохромистым хромшпинелидом. Точки (образцы) находятся на продолжении прямой, сформированной хромититами с низкохромистым хромшпинелидом (см. рис. 4, положение точек 9, 10, пунктирная линия). Тип руды по составу хромшпинелидов высокохромистый магнезиальный. Руда слабо метаморфизована. По данным рентгенофазового анализа эти образцы определены как преимущественно пиксхромит.

Полученный результат согласуется с данными исследований магнетитовых руд, где по мере удаления от интрузива (в связи с уменьшением степе-

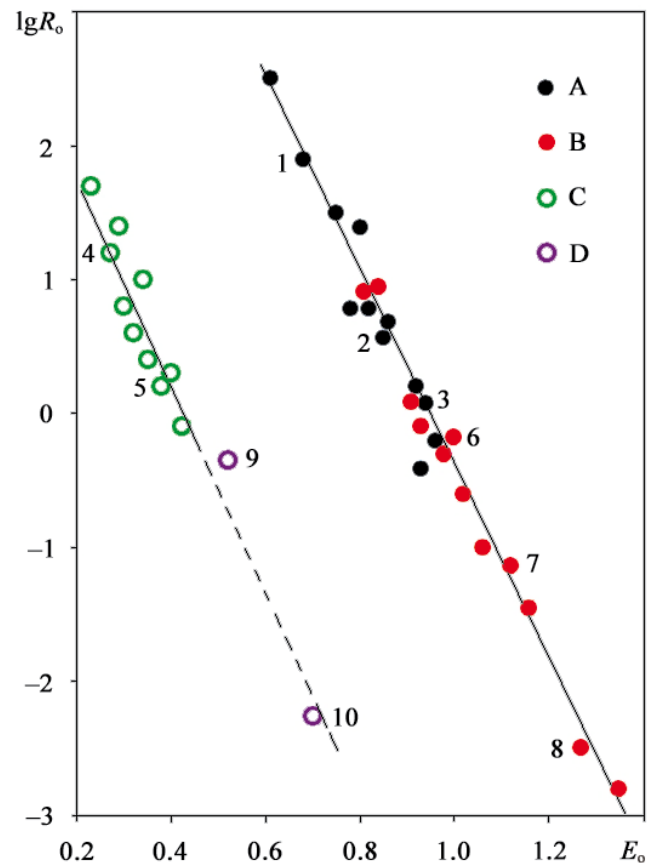


Рис. 4. Корреляционная связь между энергией активации E_0 и коэффициентом электрического сопротивления $\lg R_0$ исследованных образцов хромитовых руд и хромититов

A, C – вкрапленная руда и массивные хромититы Поденного месторождения соответственно; B – вкрапленная руда Курмановского месторождения; D – массивные хромититы Пьяноборского месторождения (Ключевской гипербазитовый массив); точки – экспериментальные значения $\lg R_0 = f(E_0)$; прямые – линии корреляции; числа рядом с точками – номера образцов, описанных в тексте и табл. 1, 2.

Fig. 4. Correlation between the activation energy e_0 and the electrical resistance coefficient $\lg R_0$ of the studied samples of chromite ores and chromitites.

A, C – interspersed ore and massive chromitites of the Podennoye deposit respectively; B – interspersed ore of the Kurmanov deposit; D – massive chromitites of the Pianobor deposit (Klyuchevskoy hyperbasite array); points – experimental values $\lg R_0 = f(E_0)$; straight lines – correlation lines; numbers next to the points – the numbers of samples described in the text and Tables 1, 2.

ни изменения магнетитовой руды) меняется величина параметров: увеличивается E_0 и уменьшается $\lg R_0$ (Бахтерев, 2018).

На рис. 5 в качестве примера представлены температурные зависимости диэлектрических потерь трех образцов (по одному из каждой группы), опи-

Таблица 1. Химический состав и электрические параметры некоторых исследованных образцов хромитовой руды

Table 1. Chemical composition and electrical parameters of some studied chromite ore samples

№ образца	Содержание оксидов, %							Электрический параметр	
	Cr ₂ O ₃	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe _{общ}	FeO	Fe ₂ O ₃	MgO	E ₀	lgR ₀
1	0.48	38.40	0.75	5.89	1.01	7.30	37.80	0.68	1.95
2	30.81	13.00	13.60	9.10	8.44	3.62	22.50	0.85	0.57
3	28.80	14.10	12.50	8.93	8.10	3.80	23.80	0.94	0.08
4	37.54	1.24	24.73	10.03	9.96	3.90	14.01	0.27	1.20
5	41.62	0.81	23.68	13.15	13.40	3.06	15.95	0.38	0.20
6	15.00	32.70	4.94	8.46	6.65	4.71	26.90	1.00	-0.18
7	29.53	19.50	7.49	8.30	7.70	3.34	25.70	1.12	-1.14
8	6.85	40.80	2.37	7.57	5.47	4.75	29.20	1.27	-2.50
9	52.70	—	—	—	9.96	3.90	—	0.52	-0.35
10	52.10	—	—	—	15.00	4.40	—	0.70	-2.26

Примечание. Прочерк – не определялось.

Note. Dash – not defined.

Таблица 2. Параметры (E₀, lgR₀) и коэффициенты (a, b) в уравнении связи lgR₀ = a - bE₀ исследованных образцов хромитовых руд и хромититов

Table 2. Parameters (E₀, lgR₀) and coefficients (a, b) in the coupling equation lgR₀ = a - bE₀ of the studied samples of chromite ores and chromitites

Образец	E ₀ , эВ	lgR ₀	R ²	a	b
Руда Поденного месторождения	0.61–0.96	2.50...–0.41	0.9352	7.234	7.782
Хромититы Поденного месторождения	0.21–0.41	-0.08...1.67	0.9130	3.183	7.900
Руда Курмановского месторождения	0.81–1.35	0.95...–2.80	0.9835	6.683	7.094
Руда Курмановского и Поденного месторождений совместно	0.61–1.35	2.50...–2.80	0.9771	6.765	7.191

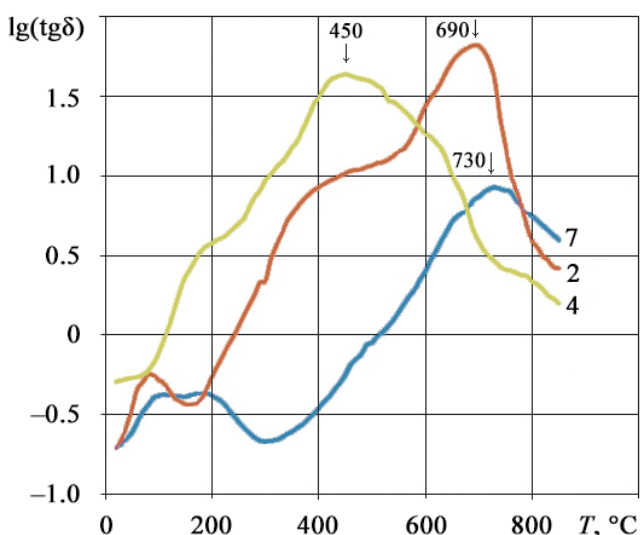


Рис. 5. Температурные зависимости тангенса угла диэлектрических потерь исследованных образцов хромитовой руды lg(tgδ).

Числа рядом с кривыми линиями – номера образцов, описанных в тексте и табл. 1, 3.

Fig. 5. Temperature dependences of the tangent of the dielectric loss angle of the studied samples of chromite ore lg(tgδ).

The numbers next to the curved lines are the numbers of the samples described in the text and Tables 1, 3.

санных в тексте и табл. 1, 2. На кривых отчетливо отмечается максимум диэлектрических потерь. Это указывает на то, что потери носят релаксационный характер (Сканави, 1949). Известно также, что в процессе метаморфизма (в нашем случае нагревание образца до 800°C в определенном смысле является эквивалентом) состав хромшпинелида изменяется. Это изменение выражается главным образом в том, что часть закисного железа переходит в окисную форму. Образующаяся при этом окись железа входит в кристаллическую решетку хромшпинелида, вследствие чего нарушается ее строение (Карякин, Пятикоп, 1955). Это преобразование для разных образцов происходит при разных температурах и связано с химическим, минералогическим составом и предысторией (Пашкеев и др.,

Таблица 3. Содержание оксидов хрома и железа и температура максимума диэлектрических потерь в исследованных образцах хромитовой руды**Table 3.** The content of chromium and iron oxides and the temperature of the maximum dielectric losses in the studied chromite ore samples

№ образца	Содержание оксидов, %			(FeO:Fe ₂ O ₃)*	Содержание оксидов, %		(FeO:Fe ₂ O ₃)**	Н, отн. ед.	T, °C
	Cr ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃		FeO	Fe ₂ O ₃			
	До прокаливания				После прокаливания				
2	30.81	8.44	3.62	2.33	5.52	8.11	0.68	3.42	690
3	28.80	8.10	3.80	2.13	5.30	8.94	0.59	3.61	685
4	37.54	9.96	3.90	2.55	7.52	4.70	1.60	1.59	450
5	41.62	13.40	3.06	4.38	10.15	3.73	2.72	1.61	470
6	15.00	6.42	4.71	1.36	2.60	8.48	0.31	4.39	735
7	29.53	7.70	3.34	2.31	4.69	9.40	0.50	4.61	730
9	52.70	9.96	3.90	2.55	7.52	4.75	1.58	1.61	550
10	52.10	15.00	4.40	3.41	12.10	6.13	1.97	1.73	555

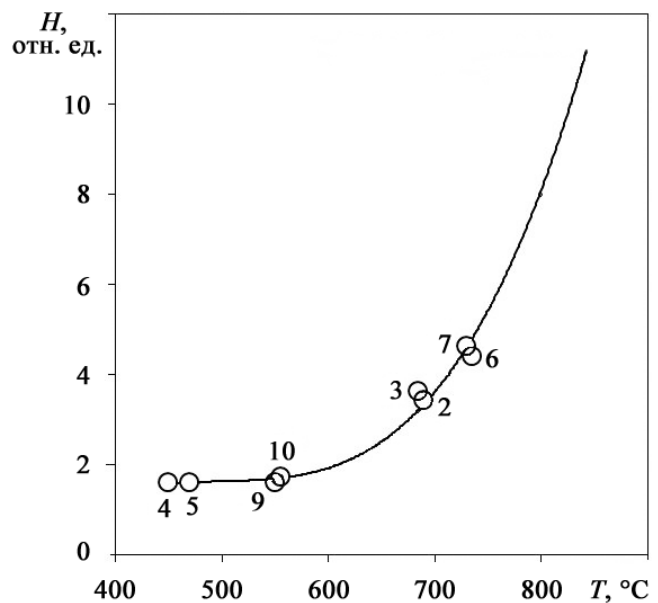
2011). С составом связана и прочность кристаллической решетки (Ферсман, 1958). Чем прочнее кристаллическая решетка минерала, тем при более высокой температуре происходит ее разрушение, что отражается на положении максимума на температурной зависимости диэлектрических потерь.

Ранее в работе автора (Бахтерев, 2021) были исследованы температурные зависимости диэлектрических потерь образцов хромитовых руд из ряда месторождений некоторых гипербазитовых массивов Урала. Было установлено, что положение максимума диэлектрических потерь для всех исследованных образцов меняется от 450 до 900°C. При этом соотношение закисного и окисного железа в исходном образце (FeO/Fe₂O₃)* и после его прокаливания (FeO/Fe₂O₃)** изменяется от 1.61 до 11.14. Это связано с различной степенью метаморфизма образцов.

Здесь мы определили химический состав образцов, в которых – установили содержание окисного и закисного железа в исходном образце и образце-дубликате после его прокаливания до 800°C. Определили *H* и сопоставили с положением максимума диэлектрических потерь на шкале температур. Исследованные образцы (они описаны в тексте и табл. 3) заняли в этой взаимозависимости от степени метаморфизма определенное место (рис. 6).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Электрические свойства горных пород как весьма чувствительные индикаторы их вещественного состава и генетических процессов являются важными источниками информации. Изучение высокотемпературной электропроводности гипербазитов, в различной мере насыщенных хромшпинелью, могут выявить новые поисковые признаки хромитовых руд, в первую очередь вкрапленного типа, с

**Рис. 6.** Значение параметра *H* в зависимости от положения максимума диэлектрических потерь на шкале температур *T* исследованных образцов.

Кружки и числа рядом с ними – номера образцов, описанных в тексте и табл. 1, 3; сплошная линия – линия корреляции $H = f(N)$, где $N = 10^{-2} T$, °C, описанная ранее (Бахтерев, 2021).

Fig. 6. The value of the parameter *H* depending on the position of the maximum dielectric losses on the temperature scale *T* of the samples studied.

Circles and numbers next to them are the numbers of the samples described in the text and Tables 1, 3; a solid line is the correlation line $H = f(N)$, where $N = 10^{-2} T$, °C, described earlier (Bakhterev, 2021).

одновременной оценкой их метаморфических изменений.

Приведенные результаты в комплексе с другими физико-химическими параметрами могут быть использованы в качестве индикатора экспрессной оценки типа оруденения. Кроме того, исследование взаимосвязи структурных и физических свойств (электрического сопротивления, диэлектрических потерь) рудных хромшпинелидов дает информацию для прогнозирования технологических свойств хромитовых руд.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бахтерев В.В. (2018) Комплексные исследования электрических параметров образцов магнетитовых руд в связи с их генезисом и минеральным составом (на примере Гороблагодатского скарново-магнетитового месторождения). *Изв. вузов. Геология и разведка*, (6), 77-84. <https://doi.org/10.32454/0016-7762-2018-6-77-84>
- Бахтерев В.В. (2021) Диэлектрические потери в рудообразующих хромшпинелидах из офиолитовых комплексов Урала. *Изв. УГГУ*, 2(62), 73-80. <https://doi.org/10.21440/2307-2091-2021-2-73-80>
- Карякин Л.И., Пятикоп П.Д. (1955) Изменение хромшпинелидов при нагревании. *Докл. АН СССР*, 102(3), 601-603.
- Пашкеев А.И., Михайлов Г.Г., Пашкеев И.Ю., Невраева К.И. (2011) Изменение фазового состава и физических свойств хромовых руд массива Рай-Из при окислительном обжиге. *Вестн. Южно-Уральского гос. ун-та. Сер.: Металлургия*, вып. 16, 29-35.
- Перевозчиков Б.В. (2006) Хромовые руды офиолитовых комплексов. *Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика*. Мат-лы Междунар. науч. конф. (12-е Чтения памяти А.Н. Заварицкого). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 295-300.
- Реестр хромитопроводящих в альпинотипных ультрабазитах Урала. (2000) Пермь: КамНИИКИГС, 474 с.
- Сканави Г.И. (1949) Физика диэлектриков (область слабых полей). М.; Л.: Изд-во технико-теоретической литературы, 500 с.
- Ферсман А.Е. (1958) Избранные труды. Т. 4. М.: АН СССР, 588 с.
- Чашухин И.С., Сурганов А.В., Булыкин Л.Д., Гмыра В.Г., Чашухина В.А. (2002) Закономерности состава акцессорного и рудообразующего хромшпинелида в ультрамафитах Алапаевского массива. *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 149, 281-289.
- Чашухин И.С., Чашухина В.А., Гмыра В.Г. (2010) О взаимоотношениях высокохромистых и глиноземистых хромитовых руд в месторождениях Среднего Урала. *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 157, 255-259.
- Чашухин И.С., Вотяков С.Л. (2012) Ультрамафиты Алапаевского массива (Средний Урал): петрология, геохимия, хромитоносность. *Литосфера*, (4), 140-157.
- Шилова Т.А. (1977) О хромшпинелидах Алапаевского массива. *Минералогия и геохимия гипербазитов Урала*. Минерал. сборник № 13. Свердловск: УНЦ АН СССР, 33-45.

REFERENCES

- Bakhterev V.V. (2018) An integrated study of the electrical parameters of the samples of magnetite ores in relation to their genesis and mineral composition (on the example of the Goroblagodatskoe skarn-magnetite deposit). *Izv. Vyssh. Uchebn. Zaved. Geology and Explor.*, (6), 77-84. (In Russ.) <https://doi.org/10.32454/0016-7762-2018-6-77-84>
- Bakhterev V.V. (2021) Analysis of dielectric losses in chromespinelide samples from the ophiolite complexes of the Urals. *Izv. UGGU*, 2(62), 73-80. (In Russ.) <https://doi.org/10.21440/2307-2091-2021-2-73-80>
- Chashchuhin I.S., Chashchuhina V.A., Gmyra V.G. (2010) On the relationship of high-chromium and aluminous chromite ores in the deposits of the Middle Urals. *Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 157, 255-259. (In Russ.)
- Chashchuhin I.S., Surganov A.V., Bulykin L.D., Gmyra V.A., Chashchuhina V.A. (2002) Regularities in the composition of accessory and ore-forming chromium spinel in Alapaevsk massif ultramafic rocks. *Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 149, 281-289. (In Russ.)
- Chashchuhin I.S., Votyakov S.L. (2012) The ultramafites of Alapaevsk massif (Middle Urals): petrology, geochemistry and chromite-bearing. *Lithosphere (Russia)*, (4), 140-157. (In Russ.)
- Fersman A.E. (1958) Selected writings. V. 4. Moscow, AN SSSR, 588 p. (In Russ.)
- Karyakin L.I., Pyatikop P.D. (1955) Change of chrome spinels upon heating. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, 102(3), 601-603. (In Russ.)
- Pashkeev A.I., Mihailov G.G., Pashkeev I.Ju., Nevraeva K.I. (2011) Changes in the phase composition and physical properties of chromium ores of Rai-Iz massif during oxidative roasting. *Vest. Yuzhno-Ural'sk. Gos. Univ. Ser.: Metallurg.*, vyp. 16, 29-35. (In Russ.)
- Perevozchikov B.V. (2006) Chromium ores from the ophiolite complexes. *Ophiolity: Geology, petrology, metallogeny and geodynamics*. Mat-ly Intern. Sci. Conf. (XII Reading memory of A.N. Zavaritsky). Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 295-300. (In Russ.)
- Register of chromite occurrences in alpine-type ultramafic rocks of the Urals. (2000) Perm, KamNIKIGS, 474 p. (In Russ.)
- Shilova T.A. (1977) About Alapaevsk massiv chrome spinels. *Mineralogy and geochemistry of ultramafic rocks of the Urals*. Mineral collection No. 13. Sverdlovsk, IGG UNTs AN SSSR, 33-45. (In Russ.)
- Skanavi G.I. (1949) Physics of dielectrics (region of weak fields). Moscow, Leningrad, Publishing of technology-theoretical literature, 500 p. (In Russ.)

Детальные геофизические исследования Илыч-Чикшинской системы разломов (Ижма-Печорская моноклиналь)

Ю. Е. Езимова, В. В. Удоратин, А. Ш. Магомедова

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, 167982, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54,
e-mail: ezimova89@mail.ru

Поступила в редакцию 03.03.2022 г., принята к печати 11.04.2022 г.

Объект исследования. В статье рассматривается Илыч-Чикшинская система разломов, участвующая в строении Ижма-Печорской моноклинали. Илыч-Чикшинский глубинный разлом является южной ветвью Припечорской системы, разделяющей два геоблока – Тиманский и Печороморско-Большеземельский. **Материалы и методы.** Для изучения разломов выполнялись профильные детальные магнитометрическая и радоновая съемки, а также использовались фондовые сейсморазведочные материалы и карты геопотенциальных полей различных масштабов. Измерения объемной активности радона проводились при помощи портативных радиометров РРА-01М-01 и Альфа-рад плюс. Для магнитометрических наблюдений использовался магнитометр МИНИМАГ. **Результаты.** Радоновая съемка по двум профилям, проходившая в разные годы, показала, что разломы Илыч-Чикшинской системы не имеют явного отображения в поле радона. Объемная активность радона в разные периоды времени изменялась в широком диапазоне – от 50–200 до 200–600 Бк/м³, что указывает на отсутствие глубинного постоянного источника радона. По материалам магнитометрической съемки установлено, что Илыч-Чикшинский разлом на фоне спокойного отрицательного поля соответствует градиентной зоне шириной 4 км. **Заключение.** Наличие низкоинтенсивных прерывистых радоновых аномалий вдоль линии профилей связано с повышенными концентрациями материнских радионуклидов уранового ряда в почве и приповерхностных горных породах. Поскольку породы фундамента и осадочного чехла являются немагнитными, локальная магнитная аномалия свидетельствует о присутствии интрузий основного и ультраосновного состава в зоне Илыч-Чикшинского разлома.

Ключевые слова: Припечорская система разломов, Илыч-Чикшинская система разломов, радоновая съемка, объемная активность радона, магнитометрическая съемка

Источник финансирования

Работа выполнена в рамках темы НИР. Регистрационный номер в системе ЕГИСУ НИОКТР – 1021062211107-6-1.5.6; FUUU-2022-0085

Detailed geophysical studies of the Ilych-Chikshinskaya fault system (Izma-Pechora Monocline)

Yuliya E. Ezimova, Valerii V. Udoratin, Aleksandra Sh. Magomedova

Institute of Geology, FRC Komi SC UB RAS, 54 Pervomaiskaya st., 167982 Syktyvkar, Russia,
e-mail: ezimova89@mail.ru

Received 03.03.2022, accepted 11.04.2022

Research subject. The Ilych-Chikshinskaya fault system involved in the structure of the Izma-Pechora monocline. The Ilych-Chikshinskii deep fault is the southern branch of the Pripechorskaya fault system, which separates the Timansky and Pechoromorsko-Bolshezemelsky geoblocks. **Materials and methods.** The data obtained during profile detailed magneto-

Для цитирования: Езимова Ю.Е., Удоратин В.В., Магомедова А.Ш. (2022) Детальные геофизические исследования Илыч-Чикшинской системы разломов (Ижма-Печорская моноклиналь). *Литосфера*, **22**(4), 536–547. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-4-536-547>

For citation: Ezimova Yu.E., Udoratin V.V., Magomedova A.Sh. (2022) Detailed geophysical studies of the Ilych-Chikshinskaya fault system (Izma-Pechora Monocline). *Lithosphere (Russia)*, **22**(4), 536–547. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-4-536-547>

metric and radon surveys, the materials of fund seismic surveys, and the maps of gravitational and magnetic fields of various scales were used. Measurements of the volume radon activity were carried out using portable radiometers PPA-01M-01 and Alfarad plus. Magnetometric observations were carried out with a MINIMAG magnetometer. *Results.* Radon surveys on two profiles were conducted in different years. According to the obtained results, the faults of the Ilych-Chikshinskaya system have no obvious manifestation in the radon field. The volume radon activity in different periods varied across a wide range from 50–200 to 200–600 Bq/m³, which indicates the absence of a constant deep source of radon. According to the data of detailed magnetometric surveys, the Ilych-Chikshinskii fault, against the background of a calm negative field, corresponds to a gradient zone of 4 km wide. *Conclusion.* The presence of low-intensity discontinuous radon anomalies along the line of profiles is associated with increased concentrations of parent uranium radionuclides in the soil and near-surface rocks. Since the rocks of the basement and sedimentary cover are nonmagnetic, the local magnetic anomaly indicates the presence of mafic and ultramafic intrusions in the zone of the Ilych-Chikshinskii fault.

Keywords: Pripechorskaya fault system, Ilych-Chikshinskaya fault system, radon survey, volume radon activity, magnetometric survey

Funding information

The work was carried out in the framework of the research topic. Registration number in the EGISSU R&D system – 1021062211107-6-1.5.6; FUUU-2022-0085

ВВЕДЕНИЕ

Изучение глубинных разломов литосферы важно при решении широкого круга задач, связанных с геологическим, тектоническим строением и магматизмом. Глубинные разломы являются не просто границами крупных тектонических блоков, но и участками развития в различной степени раздробленных, перекристаллизованных пород, а также зонами локализации интенсивных процессов, обуславливающих транспортировку энергии и вещества из мантии и нижних слоев коры в верхние горизонты, где происходят отложение и концентрация полезных ископаемых (Гарецкий и др., 2005). Для платформенных областей выделение разломов приобретает большое значение при исследовании строения глубокозалегающих отложений нефтегазоносных провинций, включая основание осадочного бассейна (Дружинин и др., 2018).

При составлении карт тектонического районирования Русской плиты и Тимано-Североуральского региона (В.А. Дедеев, А.С. Перфильев, В.Н. Пучков, М.В. Фишман, 1969 г.) по материалам геолого-геофизических исследований выделена Припечорская система глубинных разломов рифейского заложения. Она разделяет байкальский складчатый фундамент на два крупнейших геоблока – Тиманский и Печороморско-Большеземельский, различающиеся по вещественному составу и характеру магматизма (Довжикова, 2007; Белякова и др., 2008; Прищепа и др., 2013).

В ходе изучения разломной тектоники Печоро-Колвинского авлакогена на основе интерпретации геофизических данных было уточнено местоположение и внутреннее строение Чаркаю-Пылемецкого разлома, который представляет со-

бой северо-западную ветвь Припечорской системы. Разлом является западной границей Печоро-Колвинского авлакогена (Езимова и др., 2017, 2022; Езимова, Удоратин, 2018; Удоратин и др., 2021). Для полного представления о строении и проявлении в геофизических полях Припечорской системы разломов необходимо детально изучить Илыч-Чикшинский (ИЧ) разлом, входящий в одноименную систему и являющийся ее южной ветвью.

В связи с этим цель настоящей работы заключается в определении характерных особенностей проявления ИЧ системы разломов в геофизических полях.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Геологическое строение

Илыч-Чикшинская система разломов представляет собой особую структурно-формационную зону, которая протягивается вдоль Ронаельской ступени и Мичаю-Пашнинского вала, входящих в состав Ижма-Печорской моноклинали. Фундамент в пределах системы имеет двухъярусное строение. Нижний ярус представлен дислоцированными вулканогенными породами, верхний ярус, молассовый, – терригенными и туфотерригенными толщами. Глубина залегания фундамента увеличивается в восточном направлении до 3–5 км. Осадочный чехол сложен чередованием терригенных и карбонатных пород. Заканчивается разрез породами триаса, сложенными песчаниками, алевролитами и глинами. На юго-западе триас перекрыт юрскими отложениями (рис. 1). Четвертичные отложения представлены песками, суглинками, глинами, алевролитами, галечниками мощностью до 50–70 м.

Геофизические поля

На первом этапе выполнялся анализ и интерпретация фондовых сейсморазведочных материалов МОВ, МОГТ 2Д. На рис. 2а представлена схема сейсмической изученности территории. Основная часть сейсморазведочных работ проводилась в 1980–1990 гг. ПГО “Печорагеофизика” (в настоящее время ОАО “Севергеофизика”) под руководством З.А. Блискун, Т.А. Бутаковой, Л.В. Дегтяревой, Т.А. Карпюк, Н.В. Коршуновой, А.Ф. Панцерно, С.Г. Фокиной, Л.В. Шитикова и др. В результате таких работ изучено строение осадочного чехла, детально уточнены и подготовлены к бурению антиклинальные структуры. Полученные данные использовались при построении структурных и тектонических карт по фундаменту и различным горизонталам осадочного чехла региона.

Помимо сети профилей на схеме изученности отмечены разломы, выделенные коллективом авторов (Белякова и др., 2008). Представленная схема разломной тектоники использовалась авторами в качестве опорной при детальном трассировании разрывных нарушений.

Как показывают сейсмические данные, выразительность ИЧ разлома по фундаменту и нижним слоям осадочного чехла меняется в продольном направлении. В пределах Ронаельской ступени отмечается разделение со смещением Чаркаю-Пыльмецкого и Илыч-Чикшинского разломов (рис. 2б). На этом участке выделяется несколько разломных зон, затухающих в толще среднего-позднего девона. Вертикальные амплитуды смещения крыльев по разлому составляют первые сотни метров.

На территории Мичаю-Пашнинского вала выделяется две группы разломов. К первой группе относятся разломы, секущие как фундамент, так и осадочный чехол, затухающие в девоне–перми (рис. 2в). Вторая группа разрывных нарушений прослеживается только по отражающим горизонтам верхней перми, что является результатом влияния тектонических подвижек со стороны Предуральяского краевого прогиба. Геологический разрез Мичаю-Пашнинского вала отличается большими мощностями пермских отложений, что характерно для структур краевого прогиба.

В результате интерпретации сейсморазведочных материалов авторами составлена обновленная схема разломной тектоники (рис. 3).

Сопоставление карты разломной тектоники и карт геопотенциальных полей показало, что выделенные нами разломы в гравитационном поле представляют собой широкую зону, являющуюся продолжением Печоро-Кожвинской полосы положительных значений. Западным и восточным ограничениями Илыч-Чикшинской системы служат полевые области отрицательных значений над Ижма-

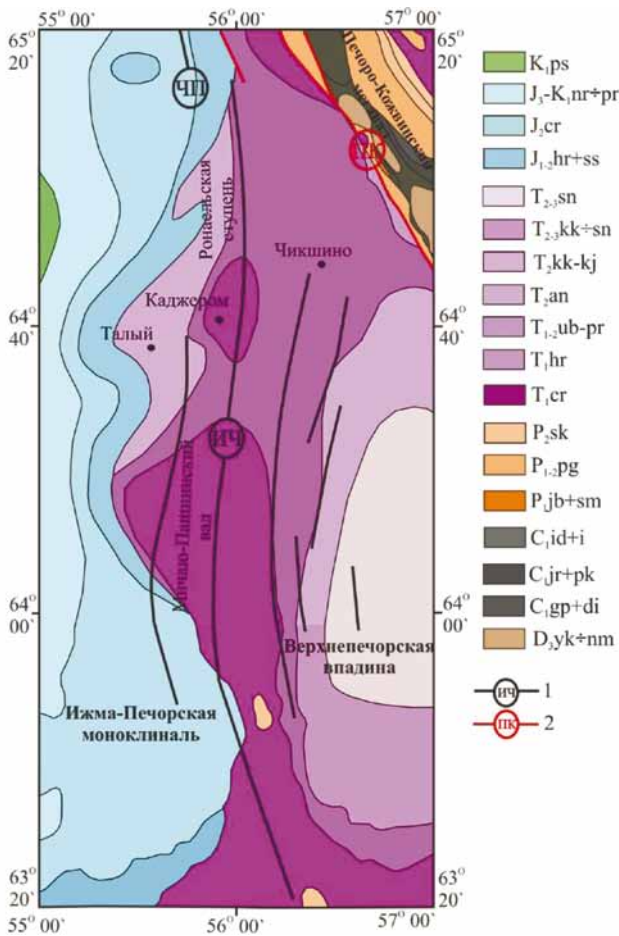


Рис. 1. Фрагмент геологической карты доплиоценовых образований территории исследований, по (Государственная..., 2010, 2017), с дополнениями.

1 – разломы, выделенные по геофизическим данным (Белякова и др., 2008): ЧП – Чаркаю-Пыльмецкий, ИЧ – Илыч-Чикшинский; 2 – разломы главные, достоверные, выходящие на картографируемую поверхность: ПК – Подчерем-Каменский.

Fig. 1. A fragment of the geological map of pre-Pliocene formations of the study area, according to (State..., 2010, 2017), with additions.

1 – faults identified by geophysical data (Belyakova et al., 2008): ЧП – Charkayu-Pylmetskii, ИЧ – Ilych-Chikshinskii; 2 – main faults, reliable, facing the mapped surface: ПК – Podcherem-Kamenskii.

По данным сейсмо-, магнито- и гравиразведки, а также глубокого бурения, зона насыщена интрузивными образованиями различного состава. Интрузии средних и кислых пород развиты здесь в подчиненном количестве по сравнению с основными и ультраосновными (Довжикова, 2007; Белякова и др., 2008).

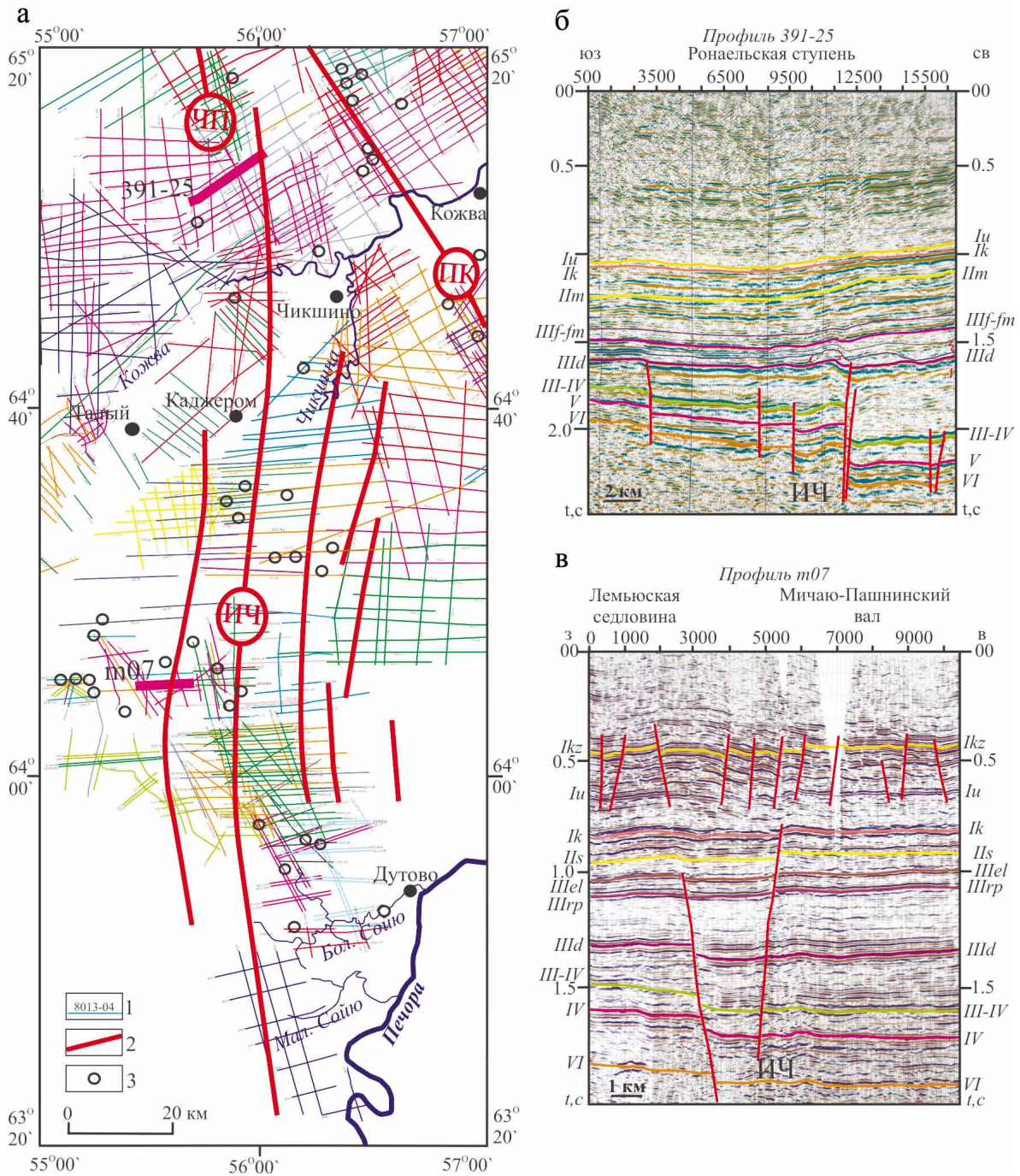


Рис. 2. Схема сейсмической изученности Илыч-Чикшинской системы разломов и прилегающих территорий (составили Ю.Е. Езимова и В.В. Удоратин по материалам ПГО “Печорагеофизика”).

а: 1 – сейсмические профили, 2 – разломы, выделенные Л.Т. Беляковой с соавторами (2008), 3 – скважины; б – временной разрез через Чаркаю-Пылемецкий и Илыч-Чикшинский разломы по профилю 391-25 (материалы ПГО “Печорагеофизика”); в – временной разрез через разлом Илыч-Чикшинской системы по профилю m07 (материалы ПГО “Печорагеофизика”).

Fig. 2. The scheme of seismic knowledge of the Ilych-Chikshinskaya fault system and adjacent territories (compiled by Yu.E. Ezimova and V.V. Udoratina based on the materials of the PGO “Pechora-geofizika”).

а: 1 – seismic profiles, 2 – the faults, identified by Belyakova et al. (2008), 3 – boreholes; б – time section through the Charkayu-Pylemeckii and Ilych-Chikshinskii faults along the profile 391-25 (based on the materials of the PGO “Pechora-geofizika”); в – time section through the fault of the Ilych-Chikshinskaya system along the m07 profile (based on the materials of the PGO “Pechora-geofizika”).

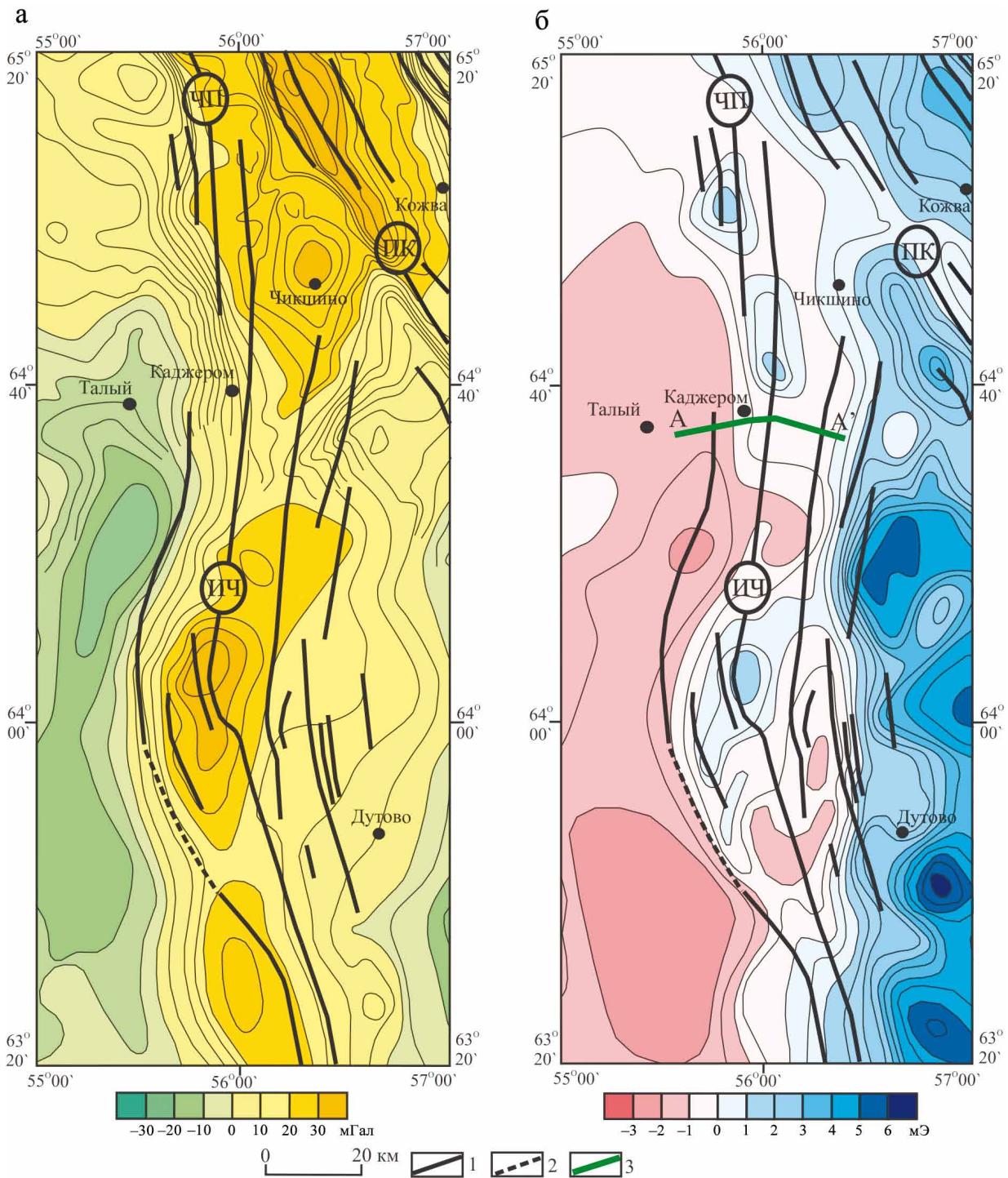


Рис. 3. Схемы сопоставления разломной тектоники и геопотенциальных полей.

а – фрагмент “Гравиметрической карты СССР” (1961); б – фрагмент “Карты аномального магнитного поля СССР” (1967).
1 – разломы, выделенные по сейсмическим данным (составили Ю.Е. Езимова и В.В. Удоратин по материалам ПГО “Печора-геофизика”), 2 – предполагаемые разломы, 3 – профиль детальной магнитометрической съемки.

Fig. 3. Comparison schemes of fault tectonics and geopotential fields.

а – fragment of “Gravimetric map of USSR” (1961); б – fragment of “Map of the anomalous magnetic field of USSR” (1967).
1 – faults identified from seismic data (compiled by Yu.E. Ezimova and V.V. Udoratin based on the materials of the PGO “Pechora-geofizika”), 2 – alleged faults, 3 – profile detailed magnetometric survey.

Печорской моноклиналию и Верхнепечорской впадиной соответственно. Главный ИЧ разлом выделяется по цепочке линейно-вытянутых высокоинтенсивных аномалий. Крайний западный разлом трассируется на севере по градиентной ступени, на юге – по максимуму поля.

В магнитном поле ИЧ система соответствует узкой переходной зоне от отрицательного магнитного поля Ижма-Печорского блока к положительному – над Верхнепечорским блоком. Область характеризуется мозаичным полем. ИЧ разлом протягивается по цепочке крупных, вытянутых в меридиональном направлении максимумов. Южная часть разлома, имеющая северо-западное простирание, трассируется на участке со сложной, мозаичной морфологией поля.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Практическая часть исследований включает в себя радоновые наблюдения по профилям А–А' и Б–Б' и пешеходную магнитометрическую съемку по профилю А–А' (рис. 4а). Оба участка пересекают ИЧ систему разломов на территории Мичаю-Пашнинского вала. Профиль А–А' проходит по автомобильной дороге Талый–Каджером–Чикшино, профиль Б–Б' – по дороге Нижний Одес–Вуктыл. Длина профилей составляет 30 и 45 км соответственно.

Методика радоновых наблюдений подробно описана авторами (Удоратин и др., 2020). Как показывают результаты исследований, измерения объемной активности радона (ОАР) следует начинать через 30–60 мин после бурения скважины. Однако при экспрессной съемке (Удоратин и др., 2021) в ходе картирования разломов достаточно проводить измерение сразу после бурения скважины. Несмотря на то что показатели ОАР ниже, разломные зоны связываются с максимумами ОАР.

Исследования в 2015 и 2021 гг. выполнялись в летний период (июнь–июль) в дневные часы в сухую погоду. Измерения ОАР производились с помощью портативного радиометра “Альфарад плюс” (рис. 4б). На каждом пункте наблюдения перед замером зачищалась площадка от растительности и камней. Для уменьшения влияния метеопараметров и ветра бурилась скважина глубиной 0.5 м и диаметром 0.1 м. Для отбора пробы почвенного воздуха накопительная камера плотно закрывала устье скважины (см. рис. 4б, в). В течение первых 3 мин происходила закачка воздуха из скважины и последующие 20 мин – измерение ОАР. После каждого замера осуществлялась прокачка системы окружающим воздухом.

Пешеходная магнитная съемка проводилась при помощи протонного магнитометра Minimag (см. рис. 4г), предназначенного для измерения

модуля геомагнитного поля (ΔT). Предел основной систематической погрешности магнитометра при измерении магнитной индукции не превышал ± 2 нТл. Шаг между пунктами наблюдения составлял 50 м. Топографическая привязка выполнялась с помощью GPS Garmin 62S, точность привязки при полной видимости горизонта достигала 3 м. Привязка производилась с шагом 100 м. Одновременно с пешеходными наблюдениями записывались вариации магнитного поля. Магнитометрическая станция устанавливалась в спокойном магнитном поле и вела регистрацию вариаций с шагом 1 мин.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Профильные измерения

Результаты измерений представлены на графиках (рис. 5, 6). Для наглядности графики совмещены с сейсмогеологическими разрезами, составленными на основе сейсмических профилей, расположенных наиболее близко к участкам проведения исследований. Сейсмические профили и участки радоновых исследований не совпадают в плане (см. рис 4а), что усложняет сопоставление результатов детальных исследований с сейсмогеологическим разрезом.

Для выделения участков с повышенным уровнем радона, как и в предыдущих исследованиях (Езимова и др., 2022), использовался метод среднего значения с учетом стандартного отклонения (Walia et al., 2008; Yang et al., 2018):

$$Q > Q_{\text{cp}} + n\sigma \left(n = \frac{1}{2}, 1 \text{ или } 2 \right),$$

где Q_{cp} – среднее значение ОАР по профилю, σ – стандартное отклонение от среднего значения. При $n = 1$ или 2 ширина аномалий крайне узкая или ее не удается выделить совсем.

Профиль А–А'

Профиль пересекает северную часть Мичаю-Пашнинского вала, где трассируется четыре разлома (см. рис. 5а). На карте масштаба 1 : 1 000 000 профиль расположен в спокойном отрицательном магнитном поле, за исключением его восточного окончания, который попадает в область положительных значений (см. рис. 3б). Локальное магнитное поле плавно возрастает от -200 до $+45$ нТл. Илыч-Чикшинский разлом отчетливо выделяется градиентной зоной (ПН 295–380). Ширина зоны составляет 4 км. Интенсивность изменяется в диапазоне $-22 \dots -67$ нТл.

Радоновые исследования на территории ИЧ системы разломов выполнялись на протяжении двух полевых сезонов – в 2015 и 2021 гг. В 2015 г.

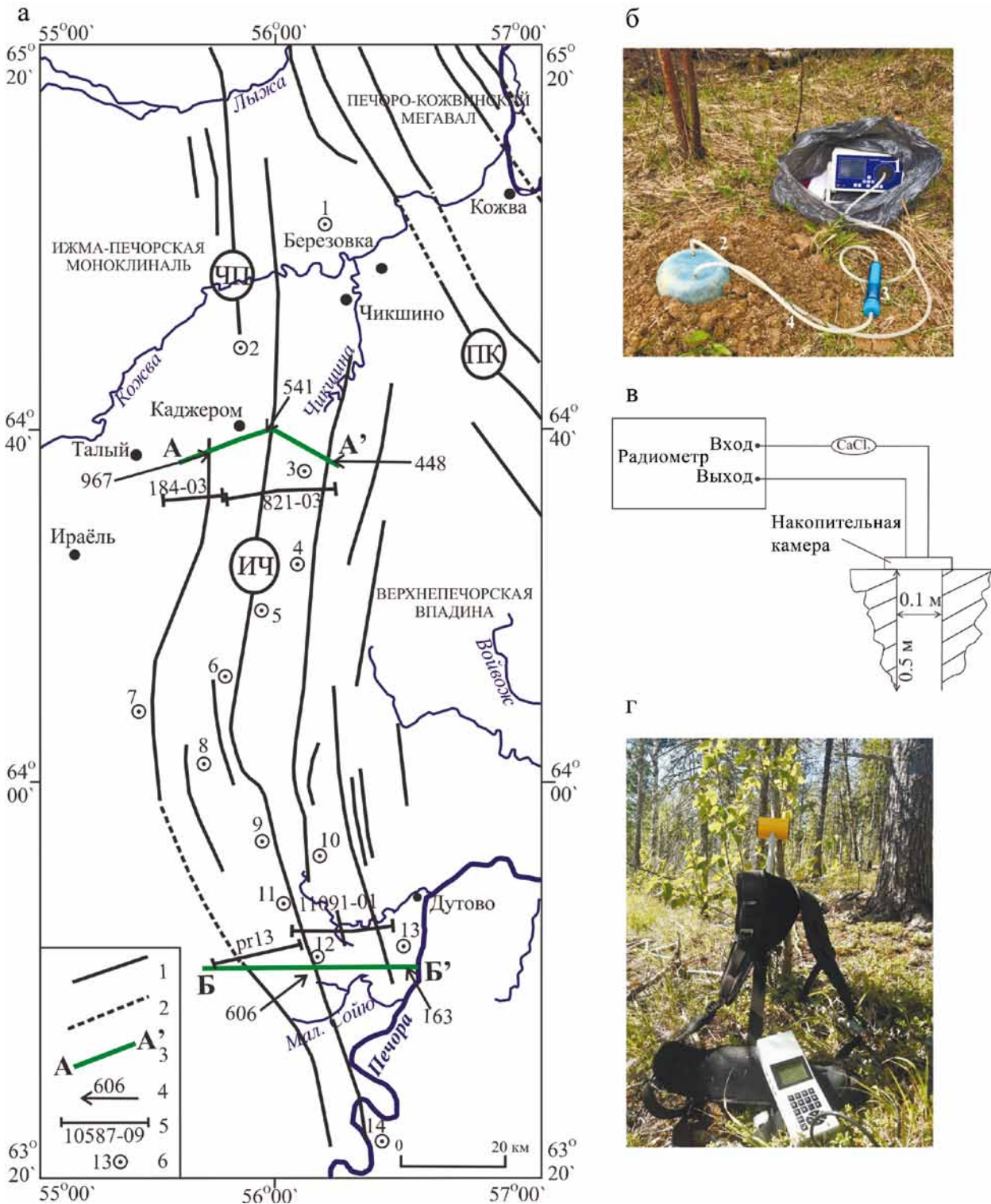


Рис. 4. Детальные радоновые и магнитометрические исследования через Ил'ич-Чикшинскую зону разломов.

а – схема района работ: 1, 2 – см. рис. 3; 3 – профили радоновой и магнитометрической съемки; 4 – максимальные значения объемной активности радона (ОАР) по профилю; 5 – сейсмические профили; 6 – скважины: 1 – 1-Чаркаю, 2 – 8-Луза, 3 – 1-Сунаель, 4 – 3,4-Исаково, 5 – 1-Вос. Лемью, 6 – 1-Сев. Мичаю, 7 – 6-Зап. Лемью, 8 – 1-Юж. Лемью, 9 – 1-Савинобор, 10 – 1-Динью, 11 – 1-Трипанель, 12 – 25-Сев. Савинобор, 13 – 1-Зап. Дутово, 14 – 89-Пашня;

б – портативный радиометр (фото Ю.Е. Езимова): 1 – радиометр, 2 – накопительная камера, 3 – осушитель воздуха, 4 – соединительные трубки;

в – схема отбора пробы почвенного воздуха;

г – магнитометр MiniMag (фото А.Ш. Магомедовой).

Fig. 4. Detailed radon and magnetometric studies through the Ilych-Chikshinskaya fault systems.

a – scheme of the work area: 1, 2 – see Fig. 3; 3 – profiles of radon and magnetometric surveys; 4 – maximum values of the volume radon activity (VRA) along the profile; 5 – seismic profiles; 6 – wells: 1 – 1-Charkayu, 2 – 8-Luza, 3 – 1-Sunael', 4 – 3,4-Isakovko, 5 – 1-Vos. Lem'yu, 6 – 1-Sev. Michayu, 7 – 6-Zap. Lem'yu, 8 – 1-Yuzh. Lem'yu, 9 – 1-Savinobor, 10 – 1-Din'yu, 11 – 1-Tripan'el', 12 – 25-Sev. Savinobor, 13 – 1-Zap. Dutovo, 14 – 89-Pashnya;
 б – portable radiometer (photo by Yu. E. Ezimova): 1 – radiometer, 2 – storage chamber, 3 – air dryer, 4 – connecting tubes;
 в – soil air sampling scheme;
 г – magnetometer MiniMag (photo by A.Sh. Magomedova).

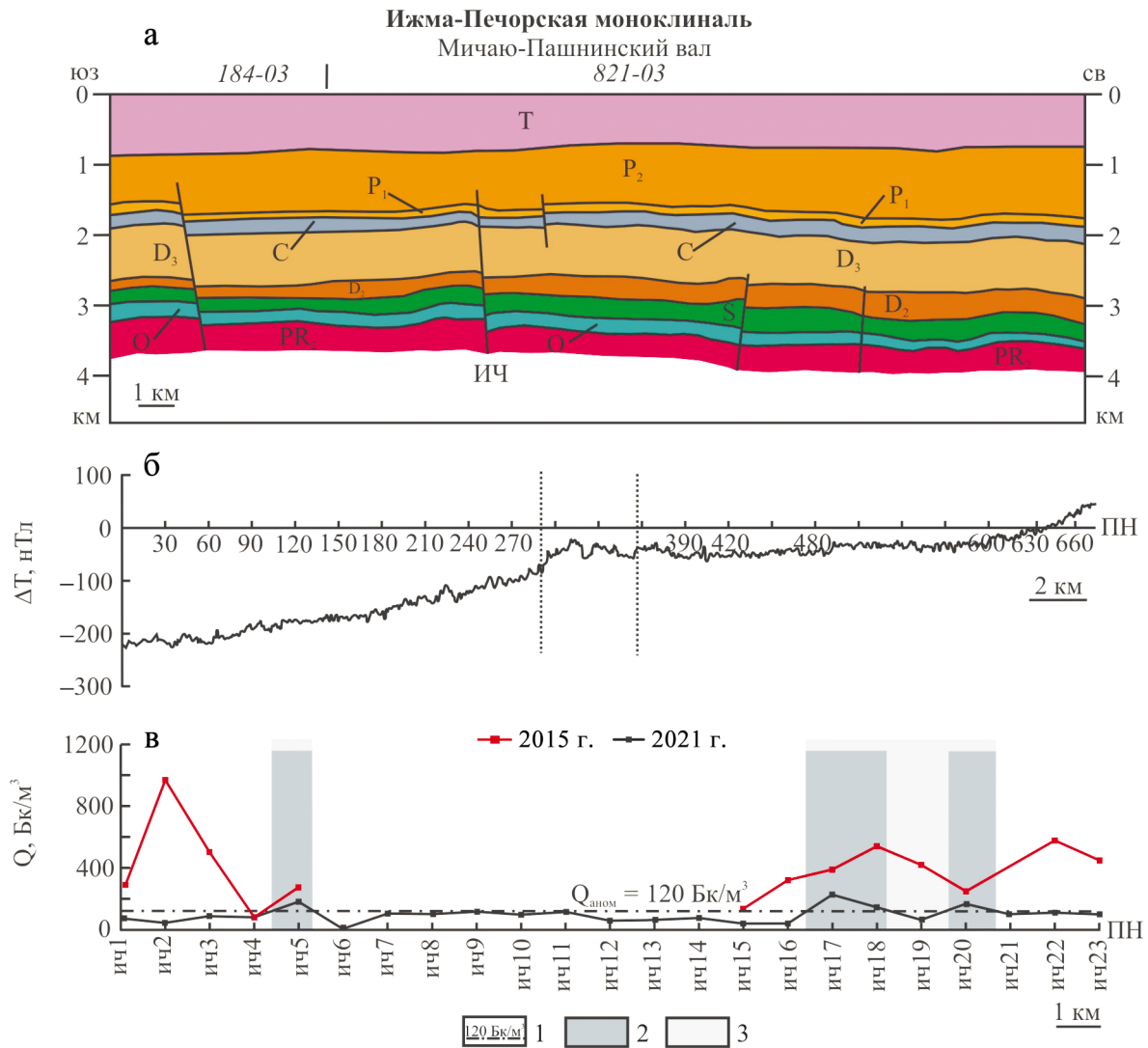


Рис. 5. Детальные геофизические исследования.

a – сейсмогеологический разрез через Илыч-Чикшинскую систему; б – график изменения аномального магнитного поля по профилю А–А', вертикальные пунктирные линии ограничивают градиентную область магнитного поля, связанную с разломом; в – график изменения ОАР по профилю А–А': 1 – нижняя граница аномальных значений ОАР, 2 – области профиля с аномальными значениями ОАР, 3 – предполагаемая граница радоновой аномалии, связанная с разломом. Местоположение профилей – см. рис. 4а.

Fig. 5. Detailed geophysical studies.

a – seismogeological section through the Ilych-Chikshinskaya system; б – graph of changes in the anomalous magnetic field along the profile A–A', vertical dotted lines limits the magnetic field associated with the fault; в – the graph of changes in the VRA along the A–A' profile: 1 – area of lower limit of anomalous the VRA values, 2 – profile areas with anomalous the VRA values, 3 – the supposed boundary of the radon anomaly associated with the fault. Location of profiles – see Fig. 4a.

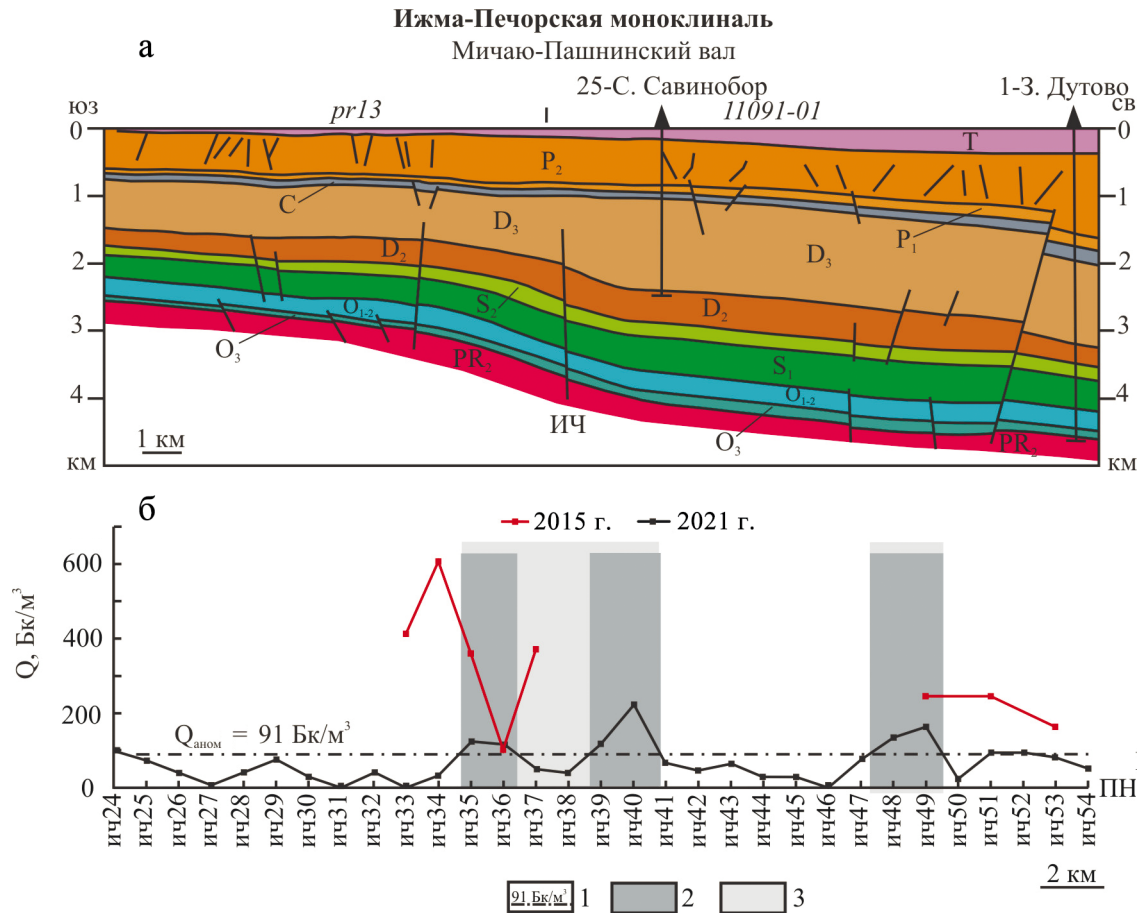


Рис. 6. Детальные геофизические исследования.

а – сейсмогеологический разрез через Илыч-Чикшинскую систему; б – график изменения объемной активности радона по профилю Б–Б'. Условные обозначения – см. рис. 5.

Fig 6. Detailed geophysical surveys.

а – seismogeological section through the Ilych-Chikshinskaya system; б – graph of changes in the VRA along the profile Б–Б'. Legend – see Fig. 5.

пробные измерения ОАР осуществлялись в отдельных взятых разломных зонах и вблизи них.

Полученные значения по профилю А–А' показаны на рис. 5в. Красным цветом обозначены значения, зарегистрированные в 2015 г., они находятся в диапазоне 100–970 Бк/м³, среднее значение 400 Бк/м³. По профилю выделяется три области с аномальными значениями ОАР (ич2–ич3, ич18, ич22), в пределах которых ОАР превышает 513 Бк/м³. Две аномалии шириной 1 и 4 км связываются с существующими разломами.

В 2021 г. уровень радона снизился. Максимальные показатели ОАР достигали 227 Бк/м³, среднее значение ОАР – 95 Бк/м³. Несмотря на крайне низкую концентрацию радона, удалось выделить три зоны с повышенными значениями ОАР (ич5, ич17–ич18, ич20). Участок профиля между пунктами наблюдения ич16–ич21 является областью, связанной с двумя разломами, затухающими в отложениях

верхнего девона. Илыч-Чикшинский разлом не имеет отражения в поле радона.

Профиль Б–Б'

По профилю в 2015 г. в выбранных пунктах наблюдения концентрация радона изменялась в диапазоне 100–600 Бк/м³ (см. рис. 6б). Среднее значение составляло 313 Бк/м³, нижняя граница аномальных значений – 393 Бк/м³. Концентрация радона, превышающая этот показатель, отмечается в пунктах наблюдения ич33–ич34, которые располагались над разломной зоной. В 2021 г. уровень ОАР понизился до 0–220 Бк/м³. Средняя концентрация почвенного радона составила 66 Бк/м³, аномальные значения ОАР превышают 91 Бк/м³. Несмотря на низкие показатели ОАР по профилю, отмечается три зоны (ич35–ич36, ич39–ич40, ич48–ич49) значений, превышающих аномальный уровень. Об-

ласть профиля ич35–ич40 шириной 6 км связывается с ИЧ разломом, причем сам разлом попадает в зону минимума, заключенную между двумя максимумами. Вторая зона шириной 2 км приурочена к границе между Ижма-Печорской моноклиналию и Верхнепечорской впадиной.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты исследований, проведенных в пределах ИЧ системы разломов, отличаются от тех, что были получены на территории сопредельного Печоро-Кожвинского мегавала (ПКМ) (см. рис 4а).

Сопоставив результаты радоновой съемки в пределах ИЧ системы и ПКМ, приведем черты сходства и различия в их строении и проявлении в других геофизических полях.

К чертам сходства следует отнести рифейский возраст заложения крупных разломов, сбросово-взбросовую морфологию, отчетливое проявление в региональных геофизических полях.

Различия заключаются в следующем.

1. *Состав и глубина залегания фундамента.* Фундамент ПКМ сложен гранитами, туфами основного и кислого состава, пирокластическими породами кислого состава, риолитами. Глубина залегания увеличивается в восточном направлении до 6–7 км. Фундамент Ижма-Печорской впадины представлен сланцами, габбро, габбро-амфиболитами, диоритами, метабазальтами, туфами. Глубина залегания фундамента, как уже упоминалось выше, не превышает 5 км.

2. *Выход на поверхность.* Все разломы Илыч-Чикшинской системы перекрыты мощной толщей осадочных образований перми и триаса. На ПКМ многие разрывные нарушения выходят на поверхность.

3. *Разломы позднепалеозойского времени заложения.* Разрывные нарушения в толще верхней перми прослеживаются только на территории Мичаю-Пашнинского вала.

4. *Проявление на сейсмических разрезах.* ИЧ система на временных разрезах выделяется как узкая зона резкого изменения динамических особенностей, для которой свойственны амплитуды вертикального смещения отражающих горизонтов, не превышающие первые сотни метров.

5. *Выразительность в локальном магнитном поле.* В отличие от разрывных нарушений Печоро-Кожвинского мегавала ИЧ разлом находит свое отражение в локальном магнитном поле и соответствует протяженной градиентной зоне. Согласно данным (Богданов и др., 2002; Довжикова, 2007; Белякова и др., 2008), к зоне ИЧ разлома тяготеют рифей-вендские и среднедевонские интрузивные образования габбро-диорит-плагиигранитного и габбро-диорит-гранитного состава (скв. 1-Сев. Савинобор), габброиды (скв. 1-Динью), габбро-

диабазы (скв. 3,4-Исаково) и габбро-амфиболиты (скв. 89-Пашня). Магнитная восприимчивость таких пород изменяется в широких пределах $(0-25) \times 10^{-3}$ ед. СИ. Поскольку сланцы фундамента (скв. 1-Сунаель) и осадочный чехол немагнитные, аномалия, выявленная по профилю А–А', обусловлена наличием интрузий основного и ультраосновного состава в зоне влияния разлома.

Илыч-Чикшинская система, состоящая из множества разрывных нарушений рифейского и палеозойского заложения, не имеет очевидного проявления в поле радона. В разное время в разломах уровень почвенного радона на одних пунктах наблюдения изменяется в широких пределах. В один период исследований на обоих участках отмечается близкий уровень радона. Так, в 2015 г. он составил 200–600 Бк/м³, за исключением одного пика, где ОАР превысила 970 Бк/м³. В 2021 г. снизилась до 50–230 Бк/м³, что близко к фоновым значениям. В настоящей работе фоновые значения ОАР в почвенном слое в приповерхностных песчано-глинистых отложениях на глубине 0.5–1.0 м принимаются в интервале 5–100 Бк/м³ (Новиков, Капков, 1965).

Несмотря на крайне низкие показатели ОАР, удалось выделить области, связанные с существующими разломами. Для ИЧ разлома характерно неоднозначное проявление в поле радона. Если по профилю А–А' дизъюнктив соответствует зоне, где показатели ОАР минимальны, то по профилю Б–Б' он попадает в широкую зону чередования максимумов и минимумов.

Вариативность показателей ОАР в разные годы и крайне низкие значения ОАР указывают на отсутствие постоянного источника радона на территории ИЧ-системы. В таком случае фундамент не может рассматриваться в качестве основного источника радона. Отсюда следует, что динамика радона в почвенном воздухе в большей мере зависит от концентрации радия в почве и приповерхностных слоях осадочного чехла.

Важным критерием, оказывающим отрицательное воздействие на транспортировку и накопление радона, а также на отбор пробы почвенного воздуха, является повсеместное распространение болот, что указывает на близость подземных вод к поверхности. Почва, богатая глиной, с высоким содержанием воды, выступает в роли барьера для выхода газа в атмосферу (Климшин и др., 2014; Albert et al., 2021).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В статье представлены результаты геофизических исследований, проведенных на территории Илыч-Чикшинской системы разломов, входящей в состав Припечорской системы разломов южной ветвью. Илыч-Чикшинская система разломов принимает участие в строении восточного кры-

ла Ижма-Печорской впадины и, согласно сейсмическим данным в широтном направлении, делится на две части: северную – Ронаельскую и южную – Мичаю-Пашнинскую. Разломы северной части отличаются малой глубиной проникновения – до среднего–верхнего девона включительно. Для южной части характерно наличие двух групп разломов: разломы рифейского заложения, распространяющиеся до нижней верхней перми, и группа разломов, образованных в позднем палеозое.

Ильч-Чикшинская система не имеет явного отражения в поле радона, что отличает ее от разломов северной части Припечорской системы, участвующих в строении Печоро-Кожвинского мегавала. Концентрация радона в один период держится на одном уровне, несмотря на большое расстояние между профилями. В разные периоды ОАР варьирует в больших пределах. Присутствие низкоинтенсивных прерывистых аномалий по профилям связано с изменениями концентрации материнских радионуклидов в верхней части осадочного разреза. Локальная магнитная аномалия указывает на присутствие интрузивных тел основного и ультраосновного состава в зоне влияния Ильч-Чикшинского разлома. Таким образом, на данной территории радоновая съемка как самостоятельный метод изучения разломов предоставляет неоднозначные результаты и должна использоваться совместно с другими геофизическими методами.

По результатам геолого-геофизических исследований северной и южной ветвей Припечорской системы разломов выявлены основные различия между ними. К ним относятся состав и глубина залегания фундамента, глубина проникновения разломов в осадочном чехле, вертикальные амплитуды смещения крыльев по разломам, проявление в локальных магнитном и радоновом полях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белякова Л.Т., Богацкий В.И., Богданов Б.П., Довжикова Е.Г., Ласкин В.М. (2008) Фундамент Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна. Киров: Кировская обл. типография, 228 с.
- Богданов М.М., Корюкина Н.Г., Лапкина Н.С. (2002) Палеотектонические и термобарические предпосылки формирования углеводородных скоплений в карбонатном нижнепалеозойском комплексе Печоро-Колвинского авлакогена Тимано-Печорского бассейна. *Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений*, (10), 28-35.
- Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И., Данкевич И.В. (2005) Разломы консолидированной литосферы Беларуси по геофизическим данным. *Литосфера*, **25**(2), 102-113.
- Государственная геологическая карта доплиоценовых образований. (2010) Масштаб 1 : 1 000 000 (Третье поколение). Сер. Уральская. Лист Q-40 (Печора). (Ред. В.П. Водолазская).
- Государственная геологическая карта доплиоценовых образований. (2017) Масштаб 1 : 1 000 000 (Третье поколение). Сер. Уральская. Лист P-40 (Североуральск). (Ред. М.А. Шишкин)
- Гравиметрическая карта СССР. (1961) (Под ред. Н.Б. Сажиной). Масштаб 1 : 1 000 000.
- Довжикова Е.Г. (2007) Позднекембрийский магматизм Припечорской зоны разломов (центральной части Печорской плиты). Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 19 с.
- Дружинин В.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю. (2018) Выделение и картирование глубинных разломов по сейсмическим данным и их проявление в геофизических полях. *Изв. Уральского государственного горного университета*, **3**(51), 47-53.
- Езимова Ю.Е., Удоратин В.В., Магомедова А.Ш. (2017) Локализация тектонических нарушений Печоро-Колвинского авлакогена по сейсмическим данным и их проявление в радоновом поле. *Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН*, **9**, 23-29.
- Езимова Ю.Е., Удоратин В.В. (2018) Особенности глубинного строения Припечорской системы разломов. *Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии*. Мат.-лы 50(L) тект. совещ. Т. 1. М.: ГЕОС, 162-166.
- Езимова Ю.Е., Удоратин В.В., Магомедова А.Ш. (2022) Закономерности проявления разломов Печоро-Колвинского авлакогена в поле радона. *Вестник СПбГУ. Науки о Земле*, **67**(1), 20-49. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2022.102>
- Карта аномального магнитного поля СССР. (1967) (Под ред. П.А. Кукина). Масштаб 1 : 1 000 000.
- Климшин А.В., Антипин А.Н., Микляев П.С., Петрова Т.Б., Цапалов А.А. (2014) Влияние уровня грунтовых вод на перенос радона в почвенном воздухе на полигоне в Екатеринбурге. *АНРИ*, **2**(77), 45-52.
- Новиков Г.Ф., Капков Ю.Н. (1965) Радиоактивные методы разведки. Л.: Недра, 759 с.
- Прищепа О.М., Богацкий В.И., Григоренко Т.И., Орлова Л.А., Чумакова О.В. (2013) Новые представления о перспективах нефтегазоносности северо-западных районов Тимано-Печорской провинции. *Нефтегаз. геология. Теория и практика*, **8**(2), 1-36.
- Удоратин В.В., Езимова Ю.Е., Магомедова А.Ш. (2020) Методика измерений объемной активности радона для платформенных областей. *Физика Земли*, **4**, 132-143. <https://doi.org/10.31857/S0002333720040092>
- Удоратин В.В., Езимова Ю.Е., Магомедова А.Ш. (2021) Радоновая съемка для картирования разломных зон Тимано-Североуральского региона. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 153 с.
- Albert J., Scharf M., Enzmann F., Walzl M., Sirocko F. (2021) Local radon flux maxima in the quaternary sediments of Schleswing-Holstein (Germany). *Int. J. Earth Sci.*, **110**(4), 1501-1516. <https://doi.org/10.1007/s00531-021-02026-8>
- Walia V., Mahajan S., Kumar A., Singh S., Bajwa B.S., Dhar S., Yang T.F. (2008) Fault delineation study using soil-gas method in the Dharamsala area NW Himalayas, India. *Radiation Measurements*, **43**, 337-342.
- Yang Y., Li Y., Guan Z., Chen Z., Zhang L., Chao Jia Lv, Sun F. (2018) Correlation between the radon concentration in soil gas and the activity of Anninghe and the Zemuhe faults in Sichuan, southwestern of China. *Applied Geochemistry*, **89**, 23-33. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2017.11.006>

REFERENCES

- Albert J., Scharf M., Enzmann F., Walzl M., Sirocko F. (2021) Local radon flux maxima in the quaternary sediments of Schleswing-Holstein (Germany). *Int. J. Earth Sci.*, **110**(4), 1501-1516. <https://doi.org/10.1007/s00531-021-02026-8>
- Belyakova L.T., Bogatskii V.I., Bogdanov B.P., Dovzhikova E.G., Laskin V.M. (2008) Foundation of the Timan-Pechora oil and gas basin. Kirov, Kirov regional topography, 228 p. (In Russ.)
- Bogdanov M.M., Koryakina N.G., Lapkina N.S. (2002) Paleotectonic and thermobaric prerequisites for the formation of hydrocarbon accumulations in the Lower Paleozoic carbonate complex of the Pechoro-Kolvinsky aulacogen of the Timan-Pechora basin. *Geology, geophysics and development of oil and gas fields*, (10), 28-35. (In Russ.)
- Dovzhikova E.G. (2007) Late Cambrian magmatism of the Pechora fault zone (central part of the Pechora Plate). Cand. geol. and min. sci. diss. Syktyvkar, IG Komi SC UB RAS, 19 p. (In Russ.)
- Druzhinin V.S., Nachapkin N.I., Osipov V.Yu. (2018) Identification and mapping of deep faults based on seismic data and their manifestation in geophysical fields. *Izv. Ural State Mining University*, **3**(51), 47-53. (In Russ.)
- Ezimova Yu.E., Udoratin V.V., Magomedova A.Sh. (2017) Localization of tectonic faults in the Pechora-Kolvinsky aulacogen according to seismic data and their manifestation in the radon field. *Bull. IG Komi SC UB RAS*, (9), 23-29. (In Russ.)
- Ezimova Yu.E., Udoratin V.V. (2018) Features of the deep structure of the Prepechora fault system. *Problems of tectonics and geodynamics of the earth's crust and mantle*. Materials 50(L) Tectonic Meeting. V. 1. Moscow, GEOS Publ., 162-166. (In Russ.)
- Ezimova Yu.E., Udoratin V.V., Magomedova A.Sh. (2022) Patterns of manifestation of faults of the Pechoro-Kolvinsky aulacogen in the field of radon. *Bull. St.Petersburg State Univ. Earth Sciences*, **67**(1), 20-49. (In Russ.). <https://doi.org/10.21638/spbu07.2022.102>
- Garetskii R.G., Karataev G.I., Dankevich I.V. (2005) Faults of the consolidated lithosphere of Belarus according to geophysical data. *Lithosphere*, **25**(2), 102-113. (In Belarus)
- Gravimetric map of the USSR. (1961) (Ed. N.B. Sazhina). Scale 1 : 1 000 000. (In Russ.)
- Klimshin A.V., Antipin A.N., Miklyaev P.S., Petrova T.B., Capalov A.A. (2014) Influence of ground water level on radon transfer in soil air at the polygon in Ekaterinburg. *ANRI*, **2**(77), 45-52. (In Russ.)
- Map of the anomalous magnetic field of the USSR. (1967) (Ed. P.A. Kukin). Scale 1 : 1 000 000. (In Russ.)
- Novikov G.F., Kapkov Yu.N. (1965) Radioactive prospecting methods. Leningrad, Nedra Publ., 759 p. (In Russ.)
- Prishchepa O.M., Bogatskii V.I., Grigorenko T.I., Orlova L.A., Chumakova O.V. (2013) New ideas about the prospects for oil and gas potential in the northwestern regions of the Timan-Pechora province. *Oil and gas geology. Theory and practice*, **8**(2), 1-36. (In Russ.)
- State geological map of pre-Pliocene formations. (2010) Scale 1 : 1 000 000 (third generation). Ural Series, sheet Q-40 (Pechora). (Ed. V.P. Vodolazskaya). (In Russ.)
- State geological map of pre-Pliocene formations edited by M.A. Shishkin. (2017) Scale 1 : 1 000 000 (third generation). Ural Series, sheet P-40 (Severoural'sk). (In Russ.)
- Udoratin V.V., Ezimova Yu.Ye., Magomedova A.Sh. (2020) Technique for measuring radon volumetric activity in platform regions. *Izv. Phys. Solid Earth*, **4**, 558-569 (translated from *Fizika Zemli* **4**, 132-143). <https://doi.org/10.31857/S0002333720040092>
- Udoratin V.V., Ezimova Yu.E., Magomedova A.Sh. (2021) Radon survey for mapping the fault zones of the Timano-Severouralsk region. Syktyvkar, IG Komi SC UB RAS, 153 p. (In Russ.)
- Walia V., Mahajan S., Kumar A., Singh S., Bajwa B.S., Dhar S., Yang T.F. (2008) Fault delineation study using soil-gas method in the Dharamsala area NW Himalayas, India. *Radiation Measurements*, **43**, 337-342.
- Yang Y., Li Y., Guan Z., Chen Z., Zhang L., Chao Jia Lv, Sun F. (2018) Correlation between the radon concentration in soil gas and the activity of Anninghe and the Zemuhe faults in Sichuan, southwestern of China. *Applied Geochemistry*, **89**, 23-33.

ЛИТОСФЕРА Том 22 № 4

Июль–Август 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 Н.С. Глушковой
Макет обложки А.Ю. Савельевой

РИО ИГГ УрО РАН № 115 Дата выхода в свет 31.08.2022 Формат 60 × 84¹/₈ Печать офсетная
Усл. печ. л. 18,16 Уч.-изд. л. 18,16 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) 300-16-00
www.alfaprint24.ru

LITHOSPHERE (Russia) Vol. 22 No. 4

July–August 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 N.S. Glushkova
Cover layout A.Yu. Savelieva

IPD IGG UB RAS № 115 Signed in print 31.08.2022 Format 60 × 84¼ Offset print
Cond. print. sh. 18,16 Found.-publ. sh. 18,16 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