



Главный редактор *А. М. Асхабов*

Зам. главного редактора *И. Н. Бурцев*

Зам. главного редактора *О. Б. Котова*

Ответственный секретарь *И. В. Козырева*

Chief Editor *A. M. Askhabov*

Deputy Chief Editor *I. N. Burtsev*

Deputy Chief Editor *O. B. Kotova*

Executive Secretary *I. V. Kozyreva*

Редакционный совет

Л. Н. Андреичева, Сыктывкар, Россия
А. И. Антошкина, Сыктывкар, Россия
Т. М. Безносова, Сыктывкар, Россия
М. А. Богдасаров, Брест, Беларусь
М. А. Т. М. Брокманс, Тронхейм, Норвегия
Д. А. Бушнев, Сыктывкар, Россия
Ю. Л. Войтеховский, Санкт-Петербург, Россия
А. Д. Гвишиани, Москва, Россия
В. А. Жемчугова, Москва, Россия
А. В. Журавлев, Сыктывкар, Россия
Д. А. Зедгенизов, Екатеринбург, Россия
В. А. Каширцев, Новосибирск, Россия
М. Комак, Любляна, Словения
С. В. Кривовичев, Санкт-Петербург, Россия
С. К. Кузнецов, Сыктывкар, Россия
Н. А. Малышев, Москва, Россия
М. Мартинс, Ору-Прету, Бразилия
Т. П. Майорова, Сыктывкар, Россия
П. Мянник, Таллин, Эстония
А. И. Николаев, Апатиты, Россия
Б. М. Осовецкий, Пермь, Россия
Ю. Ф. Патраков, Кемерово, Россия
И. В. Пеков, Москва, Россия
Д. В. Пономарев, Сыктывкар, Россия
Д. Ю. Пуцаровский, Москва, Россия
А. М. Пыстин, Сыктывкар, Россия
Ш. Сун, Мянъян, Китай
К. М. Соджа, Гамильтон, Нью-Йорк, США
О. В. Удоратина, Сыктывкар, Россия
М. А. Федонкин, Москва, Россия
А. Г. Шеломенцев, Екатеринбург, Россия

Технический редактор *Г. Н. Каблис*

Заведующий редакцией *Т. А. Некучаева*

Editorial Board

L. N. Andreicheva, Syktyvkar, Russia
A. I. Antoshkina, Syktyvkar, Russia
T. M. Beznosova, Syktyvkar, Russia
M. A. Bogdasarov, Brest, Belarus
M. A. T. M. Broeckmans, Trondheim, Norway
D. A. Bushnev, Syktyvkar, Russia
Yu. L. Voytekhovskiy, St. Petersburg, Russia
A. D. Gvishiani, Moscow, Russia
V. A. Zhemchugova, Moscow, Russia
A. V. Zhuravlev, Syktyvkar, Russia
D. A. Zedgenizov, Yekaterinburg, Russia
V. A. Kashirtcev, Novosibirsk, Russia
M. Komac, Ljubljana, Slovenia
S. V. Krivovichev, St. Petersburg, Russia
S. K. Kuznetsov, Syktyvkar, Russia
N. A. Malyshev, Moscow, Russia
M. Martins, Ouro Preto, Brazil
T. P. Mayorova, Syktyvkar, Russia
P. Männik, Tallinn, Estonia
A. I. Nikolaev, Apatity, Russia
B. V. Osovetsky, Perm, Russia
Yu. F. Patrakov, Kemerovo, Russia
I. V. Pekov, Moscow, Russia
D. V. Ponomarev, Syktyvkar, Russia
D. Yu. Pushcharovsky, Moscow, Russia
A. M. Pystin, Syktyvkar, Russia
Sh. Sun, Mianyang, China
C. M. Soja, Hamilton, NY, USA
O. V. Udoratina, Syktyvkar, Russia
M. A. Fedonkin, Moscow, Russia
A. G. Shelomentsev, Yekaterinburg, Russia

Technical Editor *G. N. Kablis*

Managing Editor *T. A. Nekuchaeva*

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Выходит ежемесячно. Основан в 1995 году академиком Н. П. Юшкиным.

Предыдущее название:

Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН

Двухлетний импакт-фактор
РИНЦ журнала (2023) – 0.462



SCIENTIFIC JOURNAL

Monthly issued. Founded in 1995 by Academician N. P. Yushkin.

Former title:

Vestnik of Institute of Geology of Komi SC UB RAS

Two-year RSCI
impact factor (2023) – 0.462

Содержание

Content

Научные статьи

Scientific articles

Происхождение и эволюция интрузивных пород зоны Главного Уральского разлома по данным петрогеохимии и термодинамического моделирования (Балбукский ареал, Южный Урал) <i>А. А. Самигуллин</i>3	Origin and evolution of intrusive rocks of the Main Ural Fault based on petrogeochemistry and thermodynamic modelling (Balbuk areal, Southern Urals) <i>A. A. Samigullin</i>3
Силурийские карбонатные отложения гряды Чернышева: история изучения и нефтегазоносность <i>И. И. Даньщикова</i> 20	Silurian carbonate deposits of the Chernyshev Ridge: study history and oil and gas content <i>I. I. Danshchikova</i> 20
Экстракция угля и шламов Печорского угольного бассейна в автоклаве при повышенных температуре и давлении в среде органического растворителя <i>Д. В. Кузьмин, Н. С. Бурдельная, И. Н. Бурцев, В. А. Белый</i>33	Extraction of coal and sludge from the Pechora coal basin in an autoclave at elevated temperature and pressure in an organic solvent environment <i>D. V. Kuzmin, N. S. Burdelnaya, I. N. Burtsev, V. A. Belyi</i>33
Источники сноса терригенного материала при формировании аквальных отложений в Кельтминском погребённом каньоне (по данным изучения хромшпинелидов) <i>В. А. Исаков, Л. Н. Андреичева</i>41	Sourceland of terrigenous material during the formation of aquatic deposits of the Keltmin burial canyon (based on the study of chromespinelides) <i>V. A. Isakov, L. N. Andreicheva</i>41
Ещё раз о феномене шаровой молнии <i>А. М. Асхабов</i>51	Once again about the phenomenon of ball lightning <i>A. M. Askhabov</i>51

Правила
оформления
статей



Vestnik
article
Formatting



Происхождение и эволюция интрузивных пород зоны Главного Уральского разлома по данным петрогеохимии и термодинамического моделирования (Балбукский ареал, Южный Урал)

А. А. Самигуллин

Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа, Россия
samigullinaidar85@gmail.com

Объектом исследования являются интрузивные породы западного берега Миасского пруда в зоне Главного Уральского разлома, впервые охарактеризованы их петрогеохимические особенности. Установлено, что диориты, диорит-порфириты, монцодиориты и монзонит-порфиры являются продуктами единого расплава. Для петролого-геохимической характеристики применялись следующие методы: рентгенофлуоресцентный анализ (РФА), масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS), численное моделирование в программном пакете Rhyolite-Melts. Исследуемые породы образовались при плавлении метасоматизированной литосферной мантии; основным дальнейшим петрогенетическим процессом является фракционирование амфибола. Выявлено, что интрузивные образования Балбукского ареала, развитые в пределах Миасского городского округа, сформировались 350–335 млн лет назад и являются проявлениями монзонитоидного магматизма, имевшего место на территории Магнитогорской мегазоны Южного Урала в визейское время, но генетически не связаны с габбро-монзонит-гранитным балбукским комплексом. Предполагается, что исследованные интрузивные тела образовались в связи с коллизией Восточно-Европейского континента и Казахстанского микроконтинента.

Ключевые слова: Балбукский ареал, монцодиориты, монзонит-порфиры, петрогеохимия, термодинамическое моделирование, карбон

Origin and evolution of intrusive rocks of the Main Ural Fault based on petrogeochemistry and thermodynamic modelling (Balbuk areal, Southern Urals)

A. A. Samigullin

Institute of Geology UFRC RAS, Ufa, Russia

The study focuses on intrusive rocks of the Main Ural Fault zone. This article provides a novel description of their petrogeochemical features. It has been established that diorites, diorite-porphyrates, monzodiorites, and monzonite-porphyry are products of a single melt. The following methods are used for petrological and geochemical characterization: X-ray fluorescence analysis (XRF), inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS), and numerical modeling using the Rhyolite-Melts software package. The studied rocks were formed by melting of metasomatized lithospheric mantle, with amphibole fractionation being the primary subsequent petrogenetic process. Our studies have established that the intrusive formations of the Balbuk area, developed within the Miass urban district, formed 350–335 million years ago and represent monzonitoid magmatism in the Magnitogorsk megazone of the Southern Urals during the Visean period. However, they are not genetically related to the gabbro-monzonite-granite Balbuk complex. We assume that the studied intrusive bodies were formed during the collision of the Eastern European continent and the Kazakhstan microcontinent.

Keywords: Balbuk areal, monzodiorites, monzonite-porphyry, petrogeochemistry, thermodynamic modelling, Carboniferous

Введение

Магнитогорская мегазона (ММЗ) является хорошо сохранившимся реликтом Магнитогорской энсиматической островной дуги, активно развивавшейся в девонское время и включающей в себя разнообразные по составу и металлогеническому потенциалу магматические образования как субдукционной, так и постсубдукционной стадии (Салихов, Митрофанов, 1994; Салихов и др., 2019; Ферштатер, 2013). Мегазона простирается с севера на юг примерно на 400 км и находится в центральной части Южного Урала между

двумя сутурными зонами — зоной Главного Уральского разлома (ГУР) на западе и Уйско-Новооренбургской шовной зоной на востоке (рис. 1). Мегазона обладает высоким потенциалом на колчеданное, золотое и железное оруденение (Косарев, 2014).

Зона Главного Уральского разлома (Вознесенско-Присакмарская зона) является самой западной частью Магнитогорской мегазоны и палеокеанического сектора Урала. Она простирается на расстояние около 500 км от зоны сочленения Тагильской и Магнитогорской ме-

Для цитирования: Самигуллин А. А. Происхождение и эволюция интрузивных пород зоны Главного Уральского разлома по данным петрогеохимии и термодинамического моделирования (Балбукский ареал, Южный Урал) // Вестник геонаук. 2025. 10 (370). С. 3–19. DOI: 10.19110/geov.2025.10.1

For citation: Samigullin A. A. Origin and evolution of intrusive rocks of the Main Ural Fault based on petrogeochemistry and thermodynamic modelling (Balbuk areal, Southern Urals), 2025, 10 (370), pp. 3–19, DOI: 10.19110/geov.2025.10.1

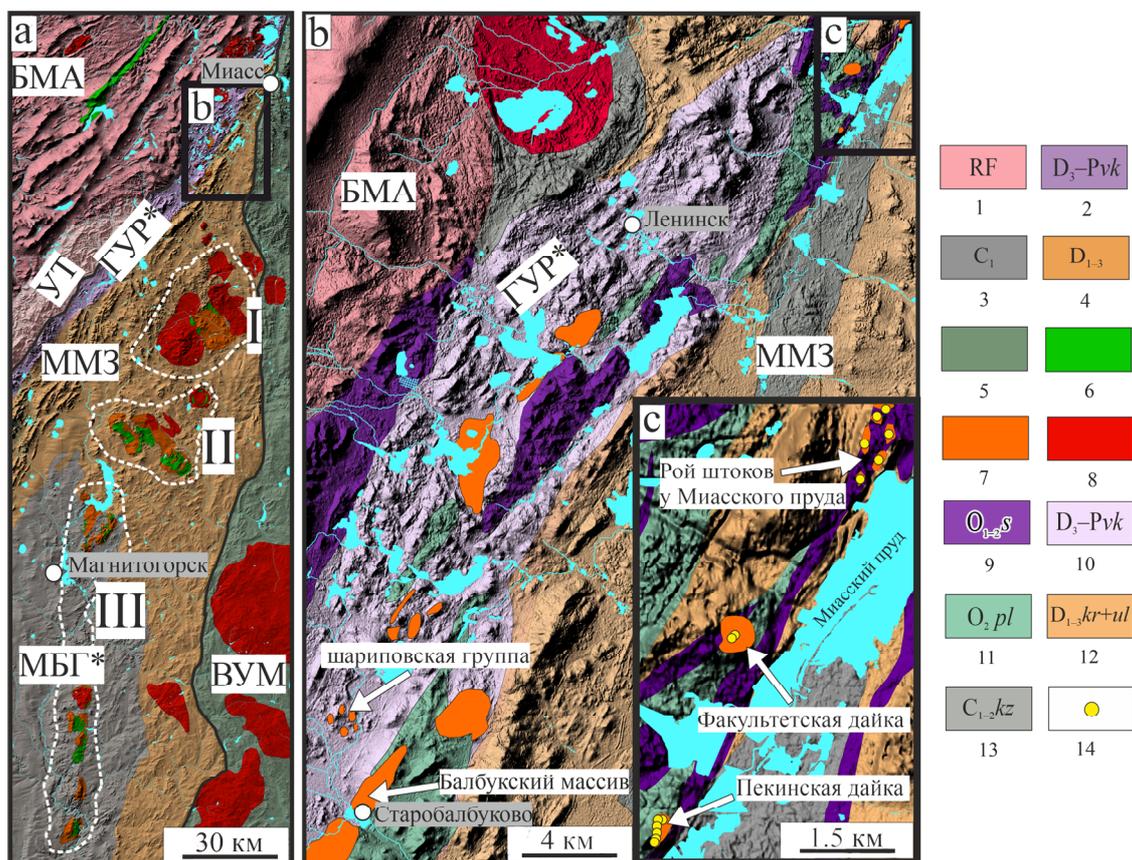


Рис. 1. Обзорная карта геологического строения: **а** — Южного Урала (Ферштатер, 2013), **б** — монзонитоидного ареала северного замыкания Магнитогорской мегазоны (Аулов и др., 2015): 1 — рифей, 2 — меланж Главного Уральского разлома, 3 — карбон Магнитогорско-Богдановского грабена, 4 — ниже- и среднедевонские вулканогенно-осадочные толщи, 5 — вмещающие породы Восточно-Уральской мегазоны, 6 — габбро, 7 — монзониты, 8 — гранитоиды; **с** — Миасская группа массивов (Аулов и др., 2015): 9 — сакмарский дунит-гарцбургитовый комплекс, 10 — меланжевый войкаро-кемпирсайский комплекс, 11 — поляковская свита, 12 — карамалыташская и улутауская свита объединённые, 13 — кизильская свита, 14 — точки пробоотбора.

Условные обозначения: БМА — Башкирский мегантиклинорий, УТ — антиклинорий Уралтау, ММЗ — Магнитогорская мегазона, в составе которой ГУР — Главный Уральский разлом (Вознесенско-Присакмарская зона) и МБГ — Магнитогорско-Богдановский грабен, ВУМ — Восточно-Уральская мегазона. Интрузивные ареалы: I — Ахуново-Петропавловский ареал, II — Верхнеуральский ареал, III — Магнитогорская габбро-гранитная серия.

Рельефные карты были построены в программе QGis (v.3.42 Munster), использовались цифровые модели рельефа ALOS World 3D с разрешением 30 метров, с дальнейшей перепроекцией до 20 метров и построением теневого рельефа (hillshade)

Fig. 1. Overview map of the geological structure: **a** — Southern Urals (Fershtater, 2013), **b** — monzonitoid area of the northern closure of the Magnitogorsk megazone (Aulov et al., 2015): 1 — Riphean, 2 — mélange of the Main Uralian Fault, 3 — Carboniferous of the Magnitogorsk-Bogdanov graben, 4 — Lower-Middle Devonian volcanogenic-sedimentary strata, 5 — host rocks of the East Ural megazone, 6 — gabbro, 7 — monzonites, 8 — granitoids; **c** — Miass group of massifs (Aulov et al., 2015): 9 — Sakmara dunite-harzburgite complex, 10 — mélange Voikaro-Kempirsay complex, 11 — Polyakov suite, 12 — combined Karamalytash and Ulutau suites, 13 — Kizil suite, 14 — sampling points.

Legend: БМА — Bashkir megaanticlinorium, УТ — Uraltau anticlinorium, ММЗ — Magnitogorsk megazone, which includes ГУР — Main Ural fault (Voznesensk-Prisakmar zone) and МБГ — Magnitogorsk-Bogdanov graben, ВУМ — East Ural megazone. Intrusive areas: I — Akhunovo-Petropavlovsk area, II — Verkhneuralsk area, III — Magnitogorsk gabbro-granite series.

Relief maps were created in QGis (v.3.42 Munster) using ALOS World 3D digital elevation models with a resolution of 30 meters with subsequent reprojection up to 20 meters and construction of hillshade

газон у г. Карабаш на севере до хр. Мугоджар на юге и имеет мощность от 3 до 20 километров (Косарев, 2015). Зона представлена полифациальным комплексом, имеет сложные геолого-структурные очертания, в ней развиты блоки разнообразных по составу, условиям происхождения и возрасту пород: фрагменты мантийной и коровой частей разреза офиолитов, включая осадочные породы, океанические базальты и туфобазальты, кремни, глубоководные известняки, а также вулкано-

генно-осадочные толщи островодужной стадии. Также в ней развиты габбро-монзонит-гранитные ассоциации пород, объединяемые в самостоятельные краснохтинский комплекс с возрастом 357 ± 8 млн лет ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) (Рязанцев и др., 2019) и балбукский комплекс с возрастом 354.2 ± 1.4 млн лет (Rb-Sr) (Рахимов и др., 2024, 2025).

Балбукский ареал площадью ~1000 км² расположен на стыке ММЗ и зоны Главного Уральского разлома. Он включает множество относительно мелких

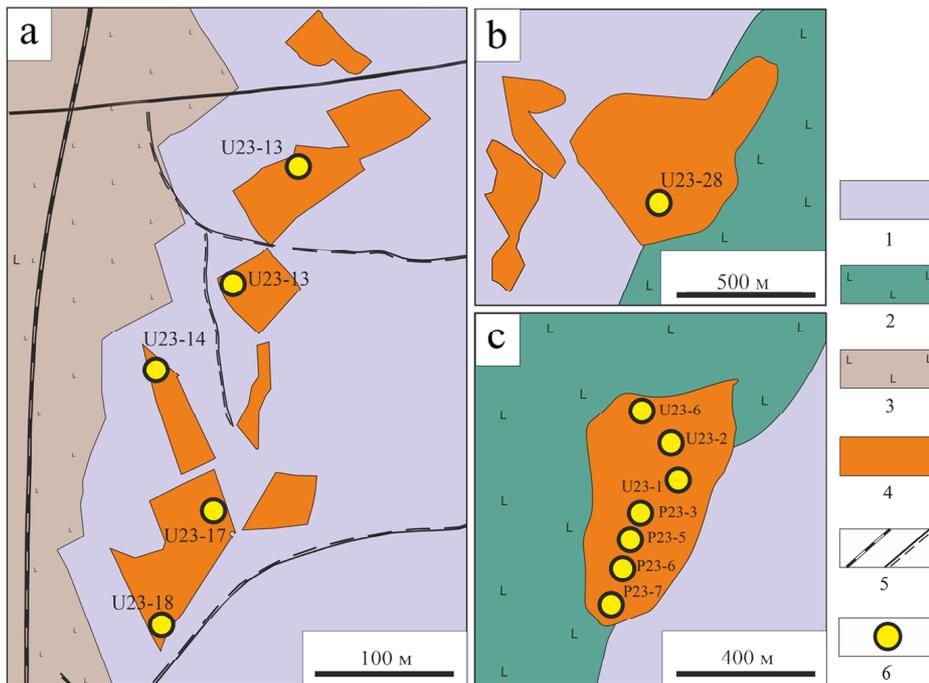


Рис. 2. Детальная карта пробоотбора: **a** — рой штоков у Миасского пруда, **b** — Факультетское тело, **c** — Пекинская дайка; 1 — серпентинизированные гипербазиты Главного Уральского разлома, 2 — вулканиды поляковской свиты, 3 — вулканиды карамалыташской свиты, 4 — интрузивные образования, 5 — железные, автомобильные и прочие дороги, 6 — точки пробоотбора

Fig. 2. Detailed sampling map: **a** — swarm of stocks near the Miass pond, **b** — Fakultetskoe body, **c** — Pekinskaya dike; 1 — serpentinized hyperbasites of the Main Ural Fault, 2 — volcanics of the Polyakov suite, 3 — volcanics of the Karamalytash suite, 4 — intrusive formations, 5 — railways, highways and other roads, 6 — sampling points

интрузий трахиандезибазальтового, габбрового, монцонитового, сиенитового и риолитового состава, сформировавшихся в несколько дискретных этапов (Рахимов и др., 2025). Ранее всё многообразие интрузий по морфологии и петрографии сводилось к единому многофазному балбукскому комплексу (Салихов и др., 2019). Однако результаты наших последних исследований показали, что объединение монцонитов и риолитов в единый балбукский комплекс неважно, поскольку они имеют большие различия по геохимии и Rb-Sr изотопному возрасту (Рахимов и др., 2019). В результате балбукский комплекс представлен лишь монцонитами Балбукского массива (петротип) и, вероятно, субвулканидами шариповской группы, которая включает в себя более десятка мелких тел, локализованных к северо-востоку от с. Шарипово в серпентинитовом меланже войкаро-кемпирсайского комплекса.

Интрузивы магнитогорской габбро-гранитной серии расположены в центральной части Магнитогорской мегазоны в пределах Магнитогорско-Богдановского грабена (рис. 1) и залегают с резкими контактами в комагматических вулканидах визейского возраста (Ферштатер, 2013). Возраст пород серии от 340 до 330 млн лет (U-Pb, Sm-Nd) при первичном отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7031) и ϵ_{Nd} (+5.8) (Ронкин и др., 2006; Ферштатер, 2013). Монцониты Балбукского ареала отождествляются с московским комплексом из состава магнитогорской габбро-гранитной серии и считаются его формационным аналогом (Аулов и др., 2015).

Исследуемые образования, представленные диорит-порфирами, диоритами, монцодиоритами и монцонит-порфирами, расположены в северной части зоны ГУР и иногда отождествляются с балбукским комплексом (Макагонов и др., 2013), однако на настоящий момент нет однозначной трактовки отнесения тел к тому или иному комплексу. Наиболее крупные тела (с юга на север): Пекинская дайка, Факультетская дайка, рой штоков у Миасского пруда. Пекинская дайка сложена диоритами и монцодиоритами, Факультетская дайка — монцонит-порфирами, а рой штоков у Миасского пруда — диоритами с подчинённым количеством

диорит-порфиритов (рис. 2). Тела имеют тектонические контакты с вмещающими породами, входящими в состав разнородных и разновозрастных блоков, — серпентинитовым меланжем, базальтами поляковской свиты, вулканогенно-осадочными образованиями девона. Некоторые контакты сопровождаются зонами нефритизации (Макагонов и др., 2013).

Актуальность и новизна исследования состоит в том, что на данный момент, несмотря на имеющиеся данные о минеральном составе и изотопии пород, слагающих рассматриваемые интрузии (Архиреев и др., 2012; Макагонов и др., 2013), отсутствуют петрогеохимические исследования по этим интрузивным телам, данная статья призвана восполнить этот пробел. Цель работы — выявить закономерность отнесения диоритов, диорит-порфиритов, монцодиоритов и монцонит-порфиритов, расположенных на западном берегу Миасского пруда, к балбукскому комплексу и представить петрогенетическую модель их формирования.

Методика исследований

Полевые геологические исследования с отбором штучных проб (рис. 1, 2) проведены нами в 2023 г. Отобрано 14 образцов с целью определения в породах содержания петрогенных элементов и элементов-примесей. Из образцов были изготовлены шлифы, которые исследованы методами оптической микроскопии на микроскопе Zeiss Axioskop 40.

Химический состав пород определён методами рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS). Методом РФА определены содержания петрогенных элементов на спектрометре X-Calibur (Израиль) в ИГ УФИЦ РАН. Пределы обнаружений для элементов составляли от 0.01 до 0.02 мас. %, для V, Ni и Cr — в диапазоне 5—10 г/т. Для построения калибровочных графиков использовались аттестованные государственные образцы магматических пород. Определение микроэлементного состава выполнено на масс-спектрометре с индуктивно

связанной плазмой Agilent 7500cx, Agilent Technologies (США) в ТРЦКП (Томск).

В настоящей работе применена программа Rhyolite-MELTS v.1.2.0, которая оптимизирована для пород среднего состава. Численные модели кристаллизации минералов из расплава базируются на алгоритмах (Ghiorso and Sack, 1995; Asimow and Ghiorso, 1998), которые позволяют рассчитать последовательность кристаллизации минеральных фаз из расплава заданного состава и оценить эволюцию остаточного расплава в условиях равновесной или фракционной кристаллизации.

Результаты

Краткая петрографическая характеристика пород

Магматические породы изучаемых интрузивных тел условно подразделяются на два пространственно родственного типа: 1) диориты и диорит-порфириты; 2) монцодиориты и монзонит-порфиры.

Диориты имеют массивную текстуру и порфировидную структуру (рис. 3, а, б). Порфировидные выделения представлены лейстами и табличками плагиоклаза размером от 0.5×0.1 до 1×1 мм, а также зернами амфибола размерами до 0.2 мм. Основная масса сложена зернами плагиоклаза, амфибола, эпидота размером от 0.02 до 0.1 мм. Породы подверглись вторичным преобразованиям, в них широко проявлена серицитизация и эпидотизация. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом и магнетитом.

Диорит-порфириты характеризуются массивной текстурой и порфировой структурой, порфировые вкра-

пленники размером от 0.5 до 1.5 мм представлены клинопироксеном, плагиоклазом и амфиболом (рис. 3, с, d). Тонкокристаллическая основная масса сложена зернами клинопироксена, плагиоклаза, амфибола и эпидота размером до 0.1 мм. Акцессорные минералы — титанит и апатит.

Монцодиориты обладают массивной текстурой и неравномерно-зернистой структурой (рис. 3, е, f), размер зерен минералов основной массы — около 0.5 мм, а величина более крупных вкрапленников, представленных плагиоклазом, от 0.8×0.5 мм до 2.2×1.8 мм. Темноцветные минералы претерпели полную хлоритизацию. В небольших количествах присутствует биотит в виде листочков размером до 0.2 мм. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, титанитом.

Для монзонит-порфиров типична массивная текстура и порфировая структура. Порфировые вкрапленники представлены субизометричными зёрнами плагиоклаза размером от 1.5×1 до 2.5×1.5 мм, полностью замещённого серицитом, эпидотом и альбитом; частично пелитизированным калиевым полевым шпатом размером от 0.7×0.5 до 1.3×1 мм; а также призматическими выделениями амфибола размером от 1×0.2 до 1.5×0.5 мм (рис. 3, g, h). Основная масса сложена плагиоклазом (альбитом), амфиболом, эпидотом и калиевым полевым шпатом, размер минералов основной массы от 0.01 до 0.1 мм. Акцессорные минералы представлены большим количеством призматических зерен апатита размером до 0.2 мм, цирконом, ильменитом и магнетитом.

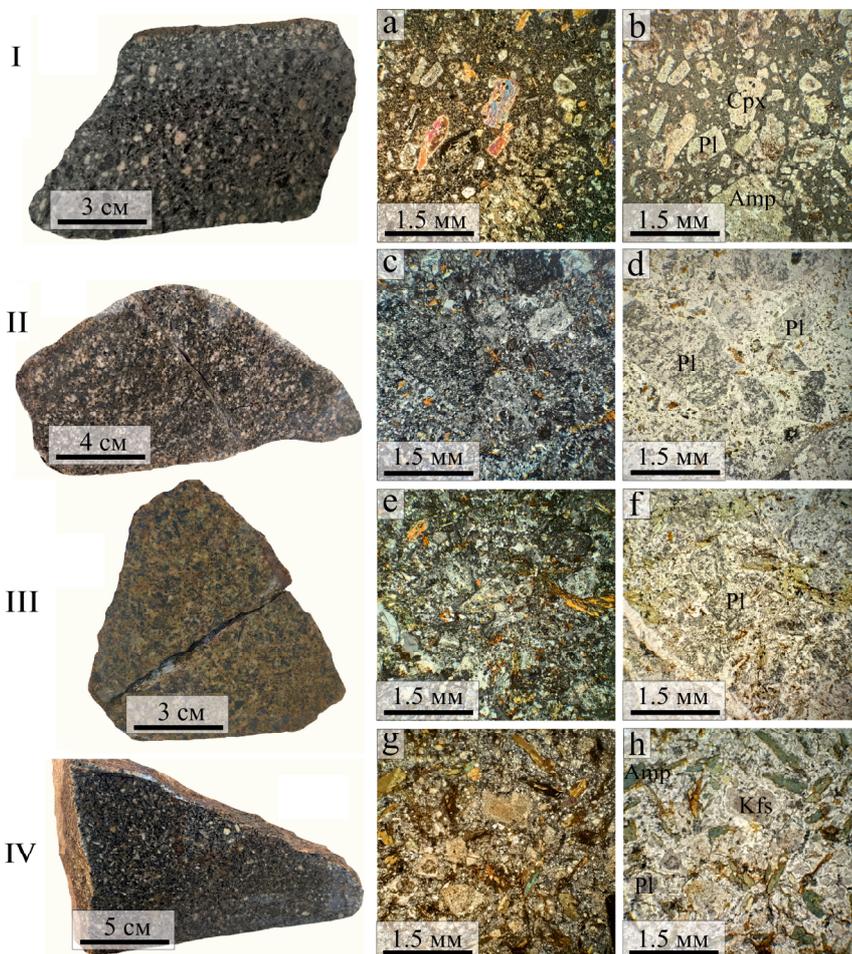


Рис. 3. Петрографические особенности интрузивных пород Миасского округа: I (a, b) — диорит-порфирит, II (c, d) — диорит, III (e, f) — монцодиорит, IV (g, h) — монзонит-порфир. Изображения получены на поляризационном микроскопе с введенным анализатором (a, c, e, g) и без анализатора (b, d, f, h). Условные обозначения: Pl — плагиоклаз, Amp — амфибол, Cpx — клинопироксен, Kfs — калиевый полевой шпат

Fig. 3. Petrographic features of intrusive and subvolcanic rocks of the Miass District: I (a, b) — diorite-porphyr, II (c, d) — diorite, III (e, f) — monzodiorite, IV (g, h) — monzonite-porphyr. Images were obtained with a polarizing microscope with analyzer (a, c, e, g) and without analyzer (b, d, f, h). Legend: Pl — plagioclase, Amp — amphibole, Cpx — clinopyroxene, Kfs — alkali feldspar



Петрохимическая характеристика пород

Диориты и диорит-порфиры содержат 54.74–58.90 мас. % кремнезёма, умеренное количество TiO_2 (0.40–0.52 мас. %) и глинозёма (15.05–17.07 мас. %) (табл. 1). Сумма щелочей варьирует от 3.61 до 5.63 мас. %. Породы относятся к низкокалиевой серии (рис. 4, b) и характеризуются натриевым типом щелочности: K_2O/Na_2O — около 0.02, за исключением одного образца (U23-17), где величина этого отношения 0.27. Магнезиальное число 0.49–0.57.

Фигуративные точки состава монцодиоритов на TAS-диаграмме расположены в поле монцонитов и диоритов (рис. 4, a). Несмотря на попадание в область монцонитов, правомерно употреблять в отношении этих пород термин «монцодиориты», поскольку для отнесения к монцонитам необходимо содержание $K_2O > 2.6$ мас. %. Породы содержат от 57.42 до 61.03 мас. % кремнезёма и характеризуются умеренными концентрациями TiO_2 — 0.42–0.54 мас. % (табл. 2). Сумма щелочей в них равна 5.86–7.97 мас. %. Породы относятся к умеренно калиевой серии (рис. 4, b) и характеризуются натриевым и калиево-натриевым типами щелочности: K_2O/Na_2O в среднем составляет в них около 0.3.

Монцонит-порфиры (обр. U23-28) Факультетской дайки содержат $K_2O > 2.6$ мас. % (табл. 2). По величине K_2O/Na_2O , равной 0.72, их тип щелочности определяется как калиево-натриевый. Породы обладают умеренной магнезиальностью ($Mg\#_m = Mg/(Mg + Fe^{2+}) = 0.40$). Монцодиориты и монцонит-порфиры частично перекрываются с составами петротипа балбукского комплекса (Балбукский массив) и с шариповской группой (рис. 4).

Несмотря на некоторые петрохимические различия, фигуративные точки состава диоритов, диорит-порфиров, монцодиоритов и монцонит-порфиров образуют единые петрохимические тренды (рис. 4, с–е). На диаграмме Шенда обе группы попадают в область металюминиевых пород и согласуются с составами монцонитов Балбукского массива и субвулканитов шариповской группы (рис. 4, f). По соотношению AFM ($Na_2O + K_2O - FeOt - MgO$) обе группы пород расположены в области состава пород известково-щелочных серий. Часто для оценки серийной принадлежности пользуются соотношениями высокозарядных элементов, поскольку они менее подвижны при вторичных процессах (Winchester, Floyd, 1986; Pearce, 2014). В данном случае обе группы пород имеют отношение $Zr/Y > 4.5$ и расположены в области известково-щелочных пород (MacLean, Barrett, 1993).

На диаграммах « SiO_2 — несовместимые элементы» фигуративные точки состава диорит-порфиров, диоритов, монцодиоритов и монцонит-порфиров образуют единые тренды (рис. 5).

Геохимическая характеристика пород

Тренды распределения содержаний элементов-примесей на мультиспайдер-диаграммах демонстрируют обогащение монцодиоритов и монцодиорит-порфиров крупноионными литофильными элементами (LILE) — Rb, Ba, Th, U (кроме Cs) — и положительные аномалии свинца и стронция. Присут-

Таблица 1. Химический состав диоритов и диорит-порфиров (мас. % и ppm)

Table 1. Chemical composition of diorites and diorite-porphyrines (wt.% and ppm)

	U23-12	U23-13	U23-14	U23-17	U23-18
SiO_2	56.94	55.42	58.90	54.74	54.35
TiO_2	0.49	0.42	0.45	0.52	0.40
Al_2O_3	17.07	15.90	16.65	17.03	15.05
Fe_2O_3	7.68	5.94	6.90	8.33	5.62
MnO	0.18	0.14	0.17	0.20	0.14
MgO	4.00	3.99	3.79	4.12	3.61
CaO	5.72	9.25	4.20	6.60	13.38
Na_2O	4.10	4.32	5.58	3.42	3.60
K_2O	0.13	0.01	0.04	0.93	0.01
P_2O_5	0.15	0.10	0.17	0.16	0.13
$S_{общ}$	0.01	0.11	0.11	0.08	0.01
ппп / LOI	2.68	3.76	2.56	3.51	2.91
сумма / total	99.16	99.37	99.53	99.62	99.22
$Na_2O + K_2O$	4.23	4.33	5.63	4.34	3.61
K_2O/Na_2O	0.03	0.00	0.01	0.27	0.00
Co	78	59	374	56	42
Cr	54	47	67	56	39
Sc	15	23	—	—	—
Nb	5	6	6	5	6
Zr	98	57	93	109	124
Y	16	12	18	19	14
Sr	519	31	414	676	779
Rb	18	17	16	18	16
Zn	76	65	74	83	67
Cu	82	91	38	399	51
V	10	11	25	22	13
Ba	250	138	237	242	180

ствуют отрицательные аномалии высокозарядных элементов (HFSE) — Nb, Ta, Ti (рис. 6, a). Такой тип графика характерен для магматических пород, сформированных в надсубдукционных обстановках (Скляр и др., 2001). В целом форма спектров согласуется с формой графиков распределения содержаний элементов-примесей, характерных для монцонитов Балбукского массива и субвулканитов шариповской группы.

Для монцодиоритов и монцодиорит-порфиров типичны невысокие суммарные содержания редких земель — 67–95 ppm. Форма спектра распределения редких земель наклонная, переходящая в U-образную, соотношения индикаторных элементов: $La_n/Yb_n = 3.48–4.14$; $La_n/Gd_n = 3.87–10.12$; $Gd_n/Yb_n = 0.86–1.53$. На графиках аномалии Eu не выражены, Eu/Eu^* составляет 1–1.01 (рис. 6, b), что свидетельствует об окисленном состоянии расплава или его флюидонасыщенности (Richards et al., 2012). Спектр имеет более пологий вид сравнительно с графиками петротипа и шариповской группы и более низкое соотношение La_n/Yb_n , что указывает на относительно более низкую степень фракционирования. U-образный график характерен для субстрата, богатого амфиболом.



Таблица 2. Химический состав монцодиоритов и монзонит-порфиров (мас. % и ppm)
Table 2. Chemical composition of monzodiorites and monzonite-porphiry (wt. % and ppm)

	P23-3	P23-5	P23-6	P23-7	U23-1	U23-2	U23-6	U23-7	U23-28
SiO ₂	57.42	58.78	58.08	57.91	60.05	61.03	61.01	58.98	60.44
TiO ₂	0.54	0.47	0.53	0.53	0.53	0.49	0.47	0.54	0.42
Al ₂ O ₃	18.64	17.67	18.63	17.33	17.43	16.00	14.73	16.01	16.39
Fe ₂ O ₃	6.51	6.17	6.43	6.97	6.24	6.63	6.31	6.28	6.65
MnO	0.22	0.22	0.28	0.24	0.22	0.23	0.21	0.20	0.17
MgO	2.64	2.16	2.34	2.47	2.19	2.43	2.25	2.27	3.01
CaO	4.19	5.84	5.75	5.45	4.93	4.83	5.93	6.82	4.37
Na ₂ O	6.35	5.34	4.86	5.28	5.56	4.39	5.24	4.89	3.72
K ₂ O	1.62	2.10	1.62	1.54	1.54	1.48	1.55	1.71	2.68
P ₂ O ₅	0.25	0.22	0.24	0.26	0.23	0.21	0.17	0.18	0.32
S _{общ}	0.07	0.01	0.08	0.01	0.01	0.01	0.11	0.01	0.08
ппп / LOI	2.08	1.24	1.73	2.07	1.71	2.28	1.35	1.44	1.77
сумма / total	100.53	100.21	100.58	100.08	100.63	100.00	99.34	99.32	100.00
Na ₂ O + K ₂ O	7.97	7.44	6.48	6.82	7.10	5.86	6.79	6.60	6.39
K ₂ O/Na ₂ O	0.26	0.39	0.33	0.29	0.28	0.34	0.29	0.35	0.72
Co	40	174	600	121	207	21	18	17	13
Cr	28	37	44	61	41	25	40	23	38
Sc	11	15	5	5	13	12	16	18	12
Nb	9	5	7	6	6	7	5	7	8
Zr	92	106	119	108	118	99	109	106	170
Y	20	24	22	19	22	20	23	21	17
Sr	478	634	748	624	698	551	639	588	1357
Rb	20	29	23	17	20	21	18	15	52
Zn	79	77	80	81	80	88	80	67	74
Cu	13	32	21	21	19	—	—	73	88
V	28	29	23	35	15	35	30	31	54
Ba	697	871	816	652	787	1094	956	1036	697

Обсуждение результатов

Типизация субщелочных пород

Предшественниками монзонитов балбукского комплекса определялись как гранитоиды А-типа ввиду высокого содержания некогерентных элементов и высокого суммарного содержания РЗЭ (120–230 ppm). Монцодиориты Миасского округа обладают относительно низкими содержаниями высокотоксичных (Nb, Y, Zr, Ga) (рис. 7, а, б) и редкоземельных элементов, не отвечающими составу гранитоидов А-типа. На диаграммах (Misra, Sarkar, 1991) они целиком расположены в поле гранитоидов М-типа (рис. 7, с, d). Гранитоиды М-типа характеризуются низким отношением K₂O/Na₂O и отсутствием калиевого полевого шпата в породах, их происхождение связывают либо с дифференциацией базитовых по составу магм, либо с частичным плавлением метасоматизированной (флогопитовой) мантии в зонах субдукции (Скляров и др., 2001).

Происхождение и эволюция исследуемых образований

На рис. 8 приведены результаты численного моделирования в программном пакете Rhyolite-Melts. Синяя линия представляет собой эволюционный тренд остаточного расплава диорит-порфирифта (U23-17). Этот

образец был выбран, поскольку является наименее изменённым из представленных образцов. Жёлтая линия — эволюция среднего по составу монцодиорита. Моделирование проводилось при следующих условиях: фракционная кристаллизация при изобарическом давлении 1 кБар и в условиях кислородного буфера QFM; давление было выбрано в связи с предполагаемой глубиной кристаллизации, а кислородный буфер QFM является стандартным для магматических интрузивных пород.

На (рис. 8, а—d) численные кривые диорит-порфирифта и среднего монцодиорита соприкасаются при единых термобарических условиях (около 1015–1025 °С) и затем практически неотрывно друг от друга продолжают свою эволюцию, имея одинаковый характер. Некоторые отклонения состава расплавов до первых мас. % предположительно могут являться результатом их дифференциации.

Таким образом, результаты численного моделирования подтверждают единство происхождения диорит-порфирифтов и монцодиоритов. Диорит-порфирифты являются продуктом более ранней генерации магмы, расплав в дальнейшем эволюционировал до субщелочного.

В настоящее время общепризнано, что происхождение монзонитоидов связывается с частичным плавлением

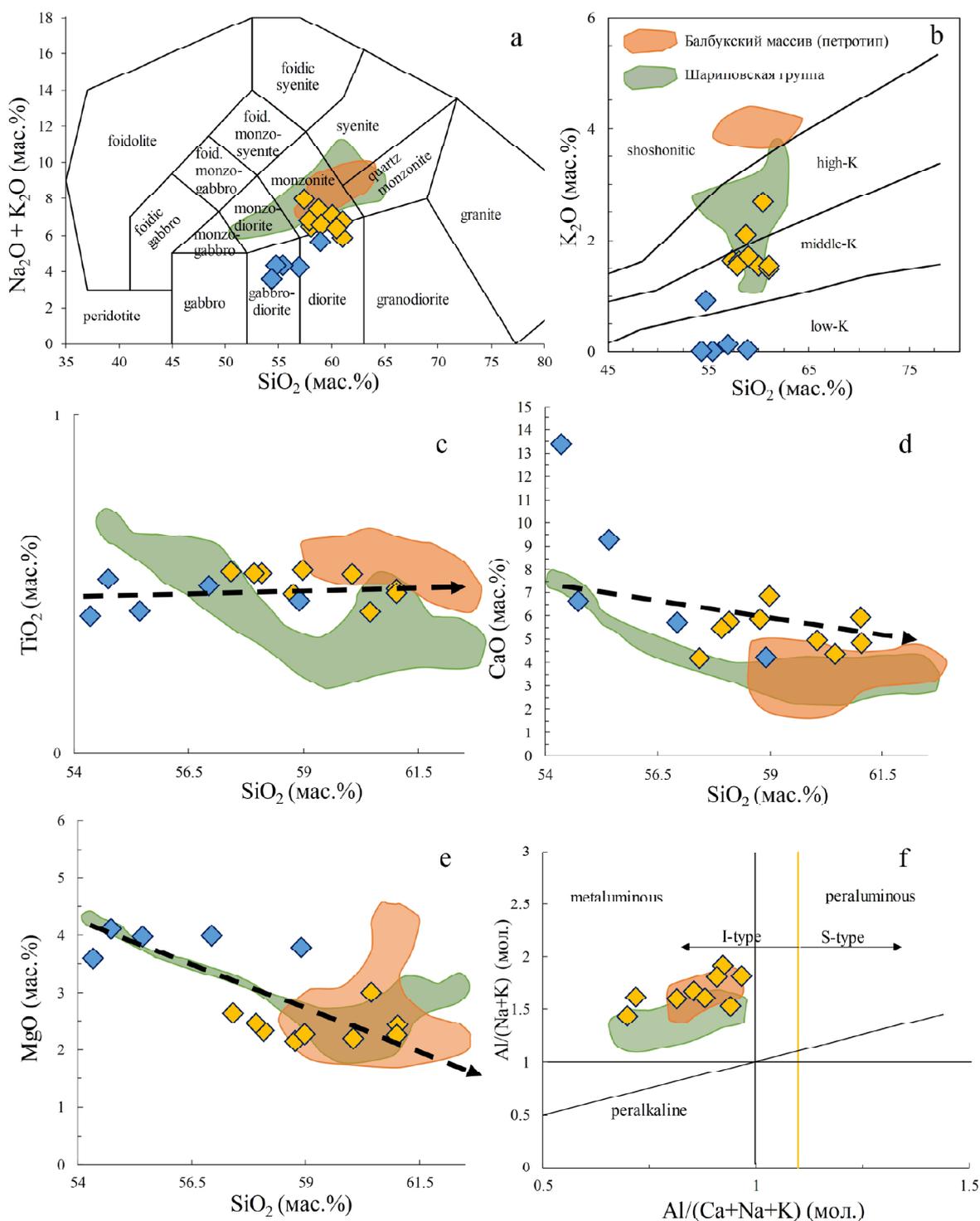


Рис. 4. Петрохимические особенности интрузивных пород Миасского округа: а – TAS-диаграмма (по Middlemost, 1985), б – $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ (по Peccerillo, Taylor, 1976); с–е – бинарные диаграммы; ф – A/CNK-A/NK (по Maniar, Piccoli, 1989). Синие точки – диориты и диорит-порфиры, жёлтые точки – монцодиориты и монзонит-порфиры

Fig. 4. Petrochemical features of intrusive rocks of the Miass district: а – $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ (after Peccerillo, Taylor, 1976); с–е – binary diagrams; ф – A/CNK-A/NK (after Maniar, Piccoli, 1989). Blue dots – diorites and diorite-porphyrates, yellow dots – monzodiorite and monzonite-porphyrates

лением метасоматизированной литосферной мантии (флогпитовых перидотитов) (Conceicao, Green, 2004; Carvalho et al., 2014; Gahlan et al., 2016; Носова и др., 2019) или с гибридными расплавами, полученными при взаимодействии коровых и мантийных расплавов (Jung et al., 2005; Peng et al., 2008; Lopez de Luchi et al., 2017).

Изотопные метки ϵ_{Nd} (+6.3) и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.703987) (Макагонов, 2013; Архиреев, 2012), характерные для рассматриваемых монцодиоритов и монзонит-порфиром, а также геохимические признаки (высокие содержания в этих породах Sr, Ba, Nb, Zr, Y, FeOт и Mg) (рис. 9, а, б) указывают на мантийный источник вещества (Laurent et al., 2014), за счёт частичного плавления

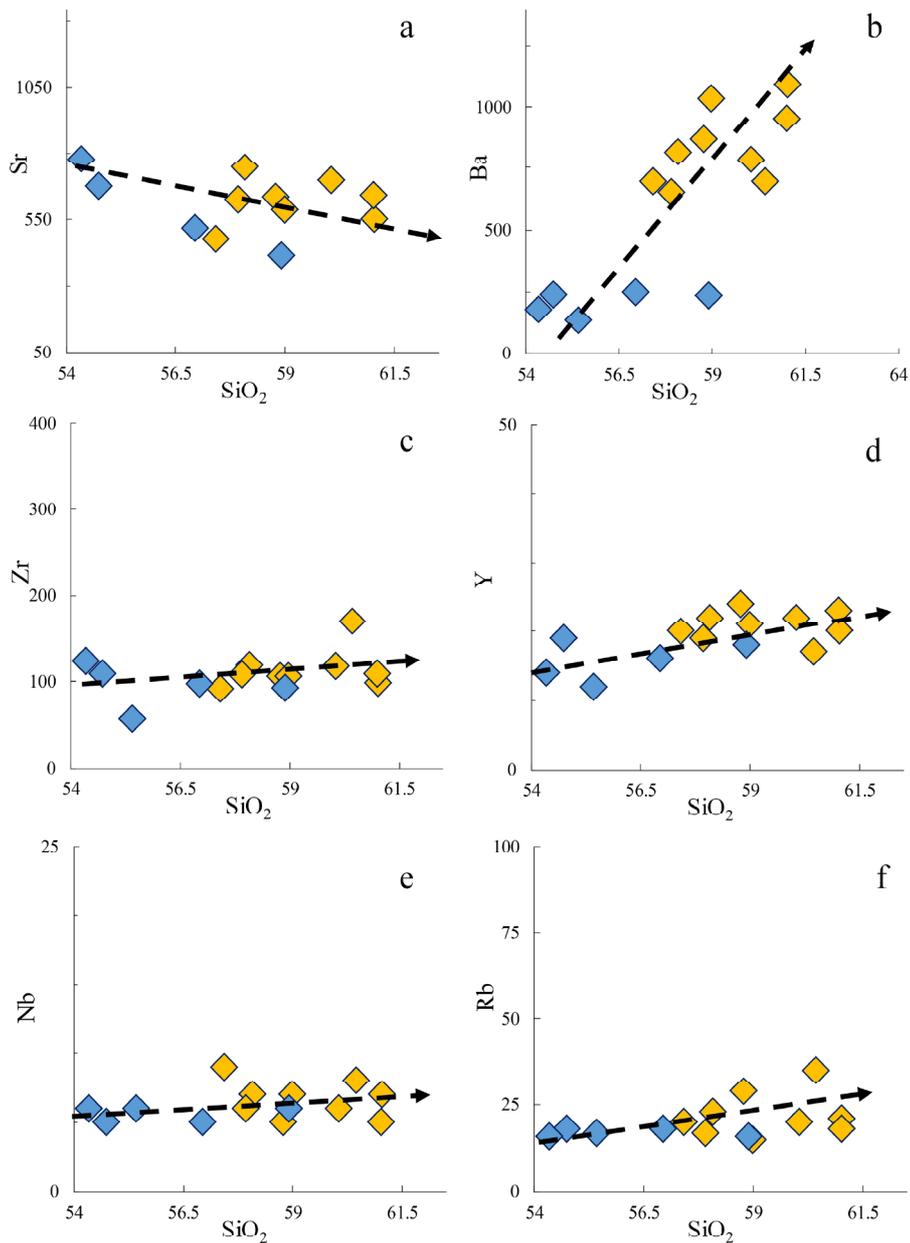


Рис. 5. Бинарные диаграммы SiO₂ – микроэлементы
Fig. 5. SiO₂ vs trace elements binary diagrams

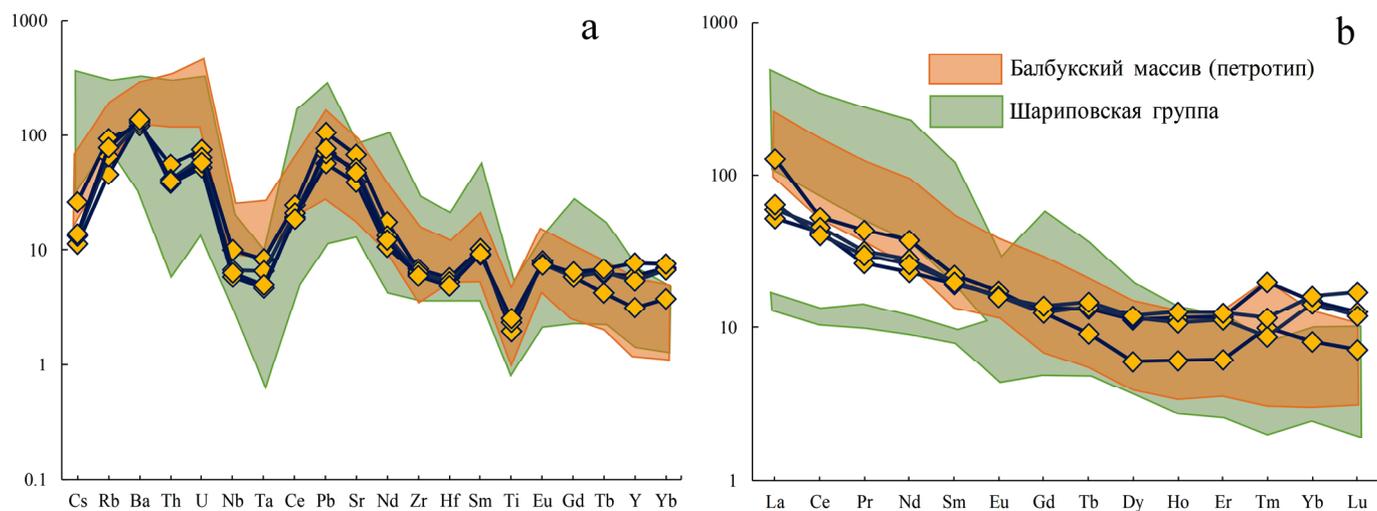


Рис. 6. Мультиэлементные спайдер-диаграммы для монцодиоритов и монзонит-порфиров (а) и спектры распределения РЗЭ (б). Содержания элементов нормированы к составу примитивной мантии (Lyubetskaya, Korenaga, 2007) (а) и хондрита C1 (Lodders, Fegley, 1998) (б)

Fig. 6. Multielement spider-diagram for monzodiorites and monzonite-porphyrines (a) and REE spectra (b). Contents of the elements are normalized to primitive mantle (Lyubetskaya, Korenaga, 2007) (a) and to chondrite C1 (Lodders, Fegley, 1998) (b)



Таблица 3. Содержание микроэлементов в монцодиоритах и монцонит-порфирах (ppm)
Table 3. Content of microelements in onzodiorites and monzonite-porphyry (ppm)

	P23-3	P23-5	P23-6	U23-28
Li	5.3	4.1	5.1	9.6
Be	0.75	0.6	0.69	1.11
Sc	12	10	9.8	27
Ti	2200	2400	2380	1850
V	80	90	72	162
Cr	30	40	35	12.3
Mn	1490	1515	1501	1135
Co	7.9	7.4	7.6	11.9
Ni	19	17.5	18.1	19
Cu	22	13	10.7	55
Zn	71	60	63	81
Ga	11.4	10.8	11.3	11.1
Rb	30	36	21	43
Sr	815	756	615	1062
Y	18	26	20	10.5
Zr	54	50	52	58
Nb	3.1	2.9	2.7	4.6
Mo	0.2	0.29	0.22	0.14
Cs	0.21	0.22	0.18	0.42
Ba	660	690	675	617
La	14	15	12.3	30
Ce	28	25	26	33
Pr	3	2.8	2.5	4.1
Nd	13	12	10.6	17.2
Sm	3	3	2.9	3.3
Eu	0.92	0.91	0.94	0.99
Gd	2.5	2.8	2.7	2.5
Tb	0.51	0.55	0.49	0.34
Dy	2.9	3	2.8	1.5
Ho	0.6	0.71	0.65	0.34
Er	1.8	2.01	1.9	0.99
Tm	0.22	0.29	0.5	0.25
Yb	2.3	2.6	2.4	1.3
Lu	0.3	0.43	0.32	0.18
Hf	1.2	1.1	1.3	1.3
Ta	0.2	0.15	0.14	0.25
Tl	0.12	0.17	0.15	0.22
Pb	10	11	8.2	15.3
Th	2.6	2.5	2.4	3.5
U	1.1	1	0.9	1.3
La _n /Yb _n	3.49	15.71	4.14	3.93
La _n /Gd _n	3.88	10.21	4.77	4.56
Gd _n /Yb _n	0.90	1.54	0.87	0.86
Sm/Yb	1.21	2.54	1.30	1.15
La/Nb	4.56	6.52	4.52	5.17
Th/Yb	1.00	2.69	1.13	0.96

ния (рис. 9, с) которого произошёл расплав. Низкие величины $Sm/Yb < 2.65$ и $Gd_n/Yb_n (0.86–1.53)$ указывают на отсутствие граната в источнике магм (Coban, 2007). Высокое отношение $La/Nb > 2$ (рис. 9, d) характерно для литосферного источника (Kempton et al., 1991; De Paolo, Daley, 2000; Putirka, Busby, 2007). Вероятнее всего, источником расплава, из которого кристаллизовались рассматриваемые породы, являются шпинелевые перидотиты литосферной мантии.

Диаграммы $Ba-Nb/Y$ и $Ba/Nb-Nb$ (рис. 9, e, f) свидетельствуют о насыщенности расплава субдукционным флюидом. Отсутствие дефицита европия ($Eu/Eu^* = 1–1.01$) и обилие роговой обманки в породах также свидетельствуют о флюидонасыщенности расплава (Richards et al., 2012, Рахимов, Вишневецкий, 2023).

Судя по величинам Ta/Yb в исследованных породах, расплав предположительно образовался из субстрата, близкого по составу к примитивной мантии, а повышенные значения Th/Yb отражают вклад субдукционного компонента в его формирование (рис. 10, a). По соотношению Nb/Y миасские монцонитоиды сопоставимы с габбро, монцонитами и гранитоидами магнитогорской габбро-гранитной серии (рис. 10, b), для которых также характерны мантийные значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ и ϵ_{Nd} (Ферштатер, 2013). Мы предполагаем, что основным петрогенетическим процессом при кристаллизации изученных нами пород, как и в случае формирования пород магнитогорской серии, является фракционирование амфибола (рис. 10, c). На рис. 10, с тренды дифференциации минералов рассчитаны по формуле: $C_i = F(Kd-1) \cdot C_0$, где C_i — искомая концентрация элемента в расплаве, C_0 — исходная концентрация элемента в расплаве, F — степень фракционирования, Kd — коэффициент распределения, взятый для средних расплавов из работ (Philpotts, Schnetzler, 1970; Matsui и др., 1977; Vascon, Druitt, 1988), исходные значения вычислены для наиболее примитивных пород с наименьшим содержанием Sr и кремнезёма.

Связь исследуемых пород с балбукским комплексом и другими центрами монцонитового магматизма

Монцонит-порфиры и монцодиориты Факультетской дайки сформировались 339 ± 24 млн лет (Sm-Nd), 353 ± 7.7 млн лет назад (Rb-Sr) (Макагонов и др., 2013). Магматиты Пекинской дайки были сформированы 339 ± 4.7 млн лет назад (U-Pb) (Архиреев и др., 2012; Макагонов и др., 2013). Близкими датировками в диапазоне 355–330 млн лет обладает магнитогорская габбро-гранитная серия: возраст габбро в них 352 ± 4 млн лет, гранодиоритов — 338 ± 6 млн лет, монцонитов — 339 ± 6 млн лет (U-Pb) (Ферштатер и др., 2007); возраст мосовского комплекса, который слагает массивы Магнитогорского, Верхнеуральского ареалов, а также Петропавловский массив (Ахуново-Петропавловский ареал), составляет 336 ± 17 млн лет (Ронкин и др., 2006). Монцонитоиды балбукского комплекса расположены в зоне Главного Уральского разлома, они были сформированы в схожей геодинамической обстановке и в одно время с исследуемыми образованиями. Шариповская группа интрузий образовалась 354 ± 2.2 млн лет назад (Rb-Sr) (Рахимов и др., 2024, 2025). Возраст Балбукского массива — петротипи-

Таблица 4. Состав диорит-порфирита и монцодиорита, выбранных для моделирования
Table 4. Composition of basaltic andesite porphyrite and monzodiorite selected for modelling

Порода / Rocks	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O _{3t}	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O
Диорит-порфирит Diorite-porphyrite	54.74	0.52	17.03	8.33	4.12	6.60	3.42	0.93	0.16	3.51
Монцодиорит Monzodiorite	59.30	0.50	16.98	6.46	2.42	5.35	5.07	1.76	0.23	1.74

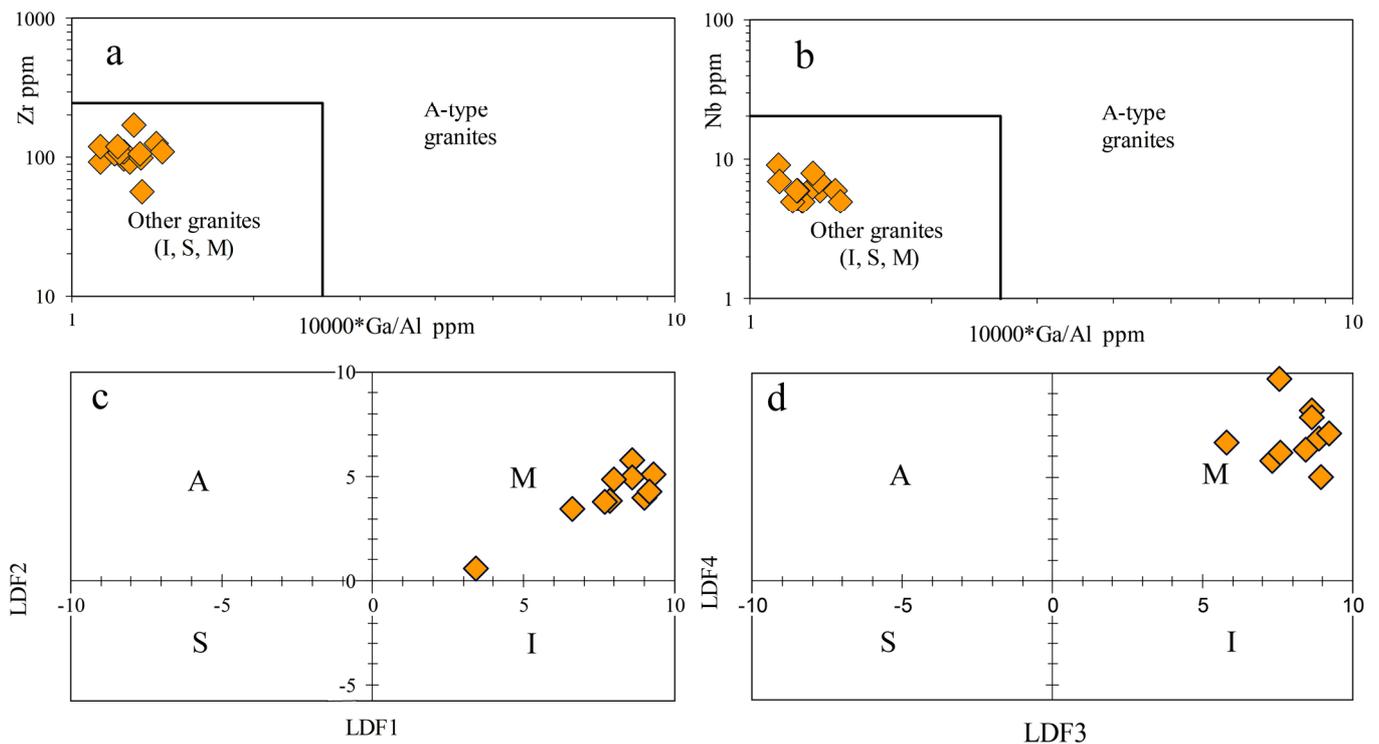


Рис. 7. Типизация монцодиоритов и монзонит-порфиров: а — по Whalen et al., 1987, б — по Misra, Sarkar, 1991
Fig. 7. Typification of monzodiorites and monzonite-porphyrus: a — after Whalant et al., 1987, b — after Misra, Sarkar, 1991

ческого массива балбукского комплекса — 317 ± 32 млн лет (Rb-Sr) (Горожанин, 1998). Временной промежуток 350–330 млн лет знаменует собой проявление широкого спектра монзонитоидного магматизма на всём протяжении Магнитогорской мегазоны, он связан с тектономагматической активизацией региона вследствие коллизии типа «континент — континент» ввиду столкновения Восточно-Европейского континента с Казахстанским микроконтинентом (Салихов и др., 2014).

Численное моделирование эволюции расплавов проводилось при условиях фракционной кристаллизации, изобарическом давлении 1 кБар, кислородном буфере QFM. Исходя из данных, изложенных в разделе «Эволюция и происхождение», принято, что диорит-порфирит (U23-17) является более ранней частью расплава, который в дальнейшем эволюционировал до субщелочных разновидностей и потому в контексте данного раздела условно принят как «исходный расплав». Численные кривые по всем петрогенным оксидам демонстрируют большую разницу в поведении (рис. 11). Наибольшая разница в поведении наблюдается по K₂O,

Fe₂O₃, CaO, MgO. Для формирования таких монзонитов, которые характерны для петротипического массива балбукского комплекса, и для интрузий шариповской группы необходим субстрат с более высоким содержанием калия и пониженными концентрациями железа, кальция и магния, чем у «исходного расплава» миасских монцодиоритов. В разделе «Эволюция и происхождение» показано, что предполагаемым источником расплава, из которого кристаллизовались рассматриваемые породы, слагающие интрузивные тела в пределах Миасского округа, была метасоматизированная надсубдукционная верхняя мантия, тогда как по нашим данным (Рахимов и др., 2025) монзониты балбукского комплекса сформировались в результате частичного плавления метабазитов нижней коры.

Таким образом, изученные монцодиориты Миасского округа сформировались в одну эпоху с каменноугольными монзонитами Магнитогорской мегазоны, в том числе и с относящимися к балбукскому комплексу, однако исследуемые образования не имеют прямого отношения к этому комплексу.

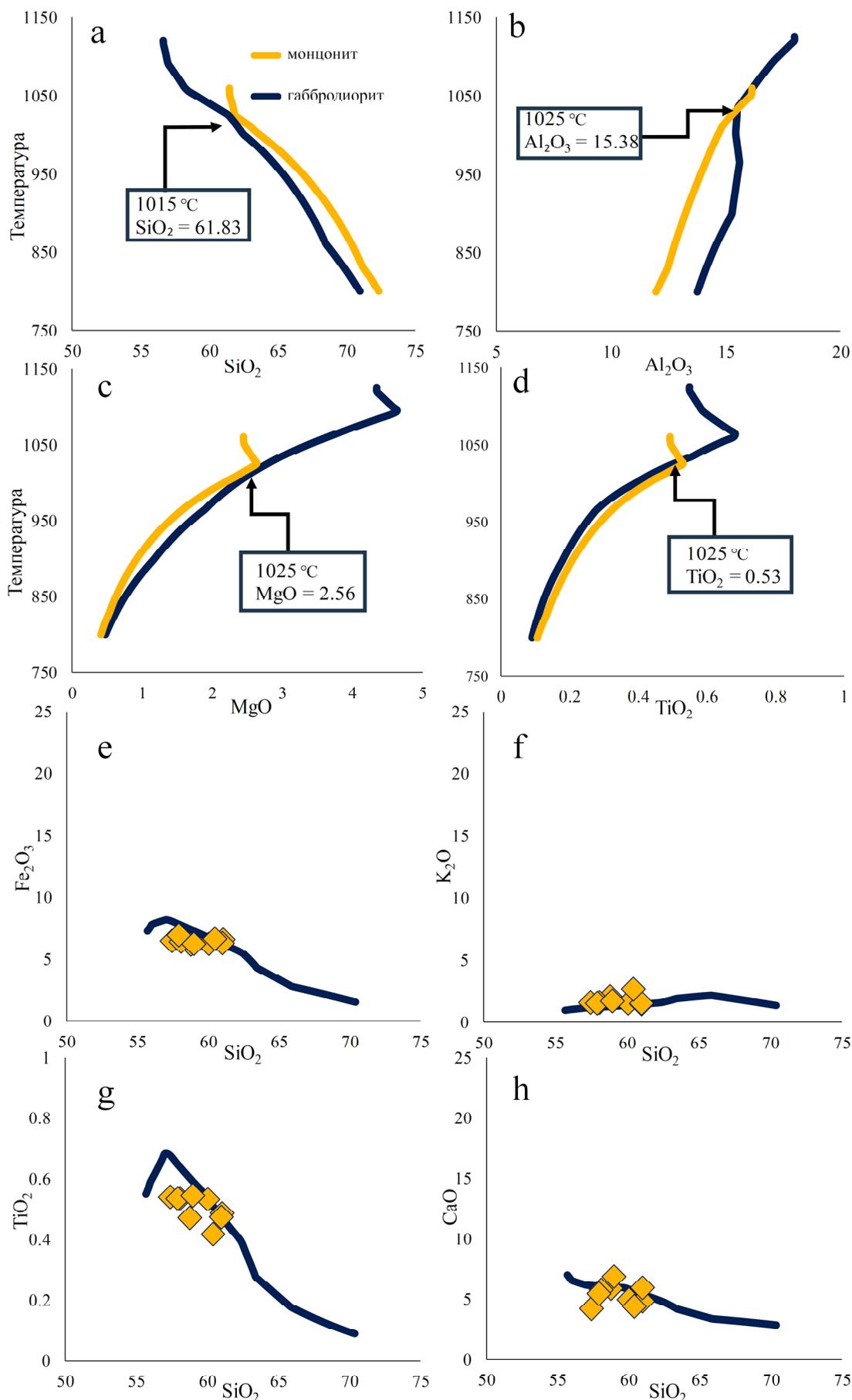


Рис. 8. Результаты численного моделирования. Синяя линия — тренд эволюции диорит-порфирита, жёлтая линия — тренд эволюции монцодиорита. Ромбы — петрохимический состав монцодиоритов

Fig. 8. Numerical modelling results. The blue line shows the evolutionary trend of diorite-porphyrity, the yellow line shows the evolutionary trend of monzodiorite. Diamonds show the petrochemical composition of monzodiorite

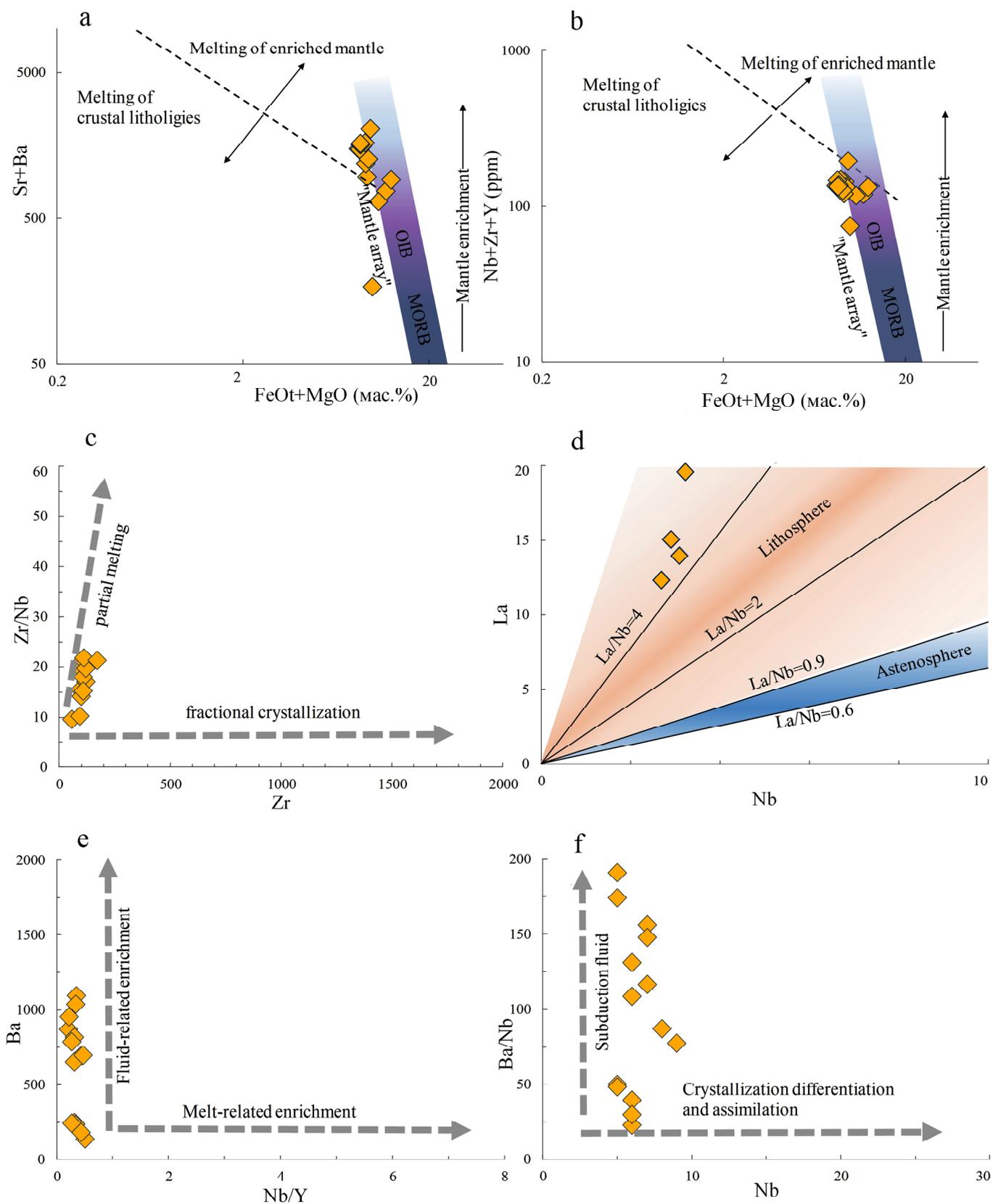


Рис. 9. Точки состава монцодиоритов и монзонит-порфиритов на графиках: а, б — по Laurent et al., 2014, с — по Peltonen, 1996, d — по Putirka, Busby, 2007, e — по Kepezhinskas et al., 1997, f — по Abratis, 1998

Fig. 9. Points of monzodiorites and monzonite-porphyrus composition on graphs: a, b — after Laurent et al., 2014, c — after Peltonen, 1996, d — after Putirka, Busby, 2007, e — after Kepezhinskas et al., 1997, f — after Abratis, 1998



Таблица 5. Состав диорит-порфирита миасского округа, монцонита Балбукского массива, трахиандезит-порфира шариповской группы, выбранных для моделирования

Table 5. The composition of the diorite-porphyrite of the Miass district, monzonite of the Balbuk petrotype, trachyandesite-porphyrite of the Sharipovo group selected for modeling

Порода / Rocks	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O _{3t}	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O
Диорит-порфирит Diorite-porphyrite	54.74	0.52	17.03	8.33	4.12	6.60	3.42	0.93	0.16	3.51
Монцонит Балбукского массива Monzonite of the Balbuk massif	60.76	0.59	17.78	4.29	2.04	3.34	4.65	4.36	0.39	1.51
Трахиандезит-порфир шариповской группы Trachyandesite-porphyrity of the Sharipov group	60.86	0.48	16.82	4.21	4.26	3.08	6.37	2.76	0.30	1.33

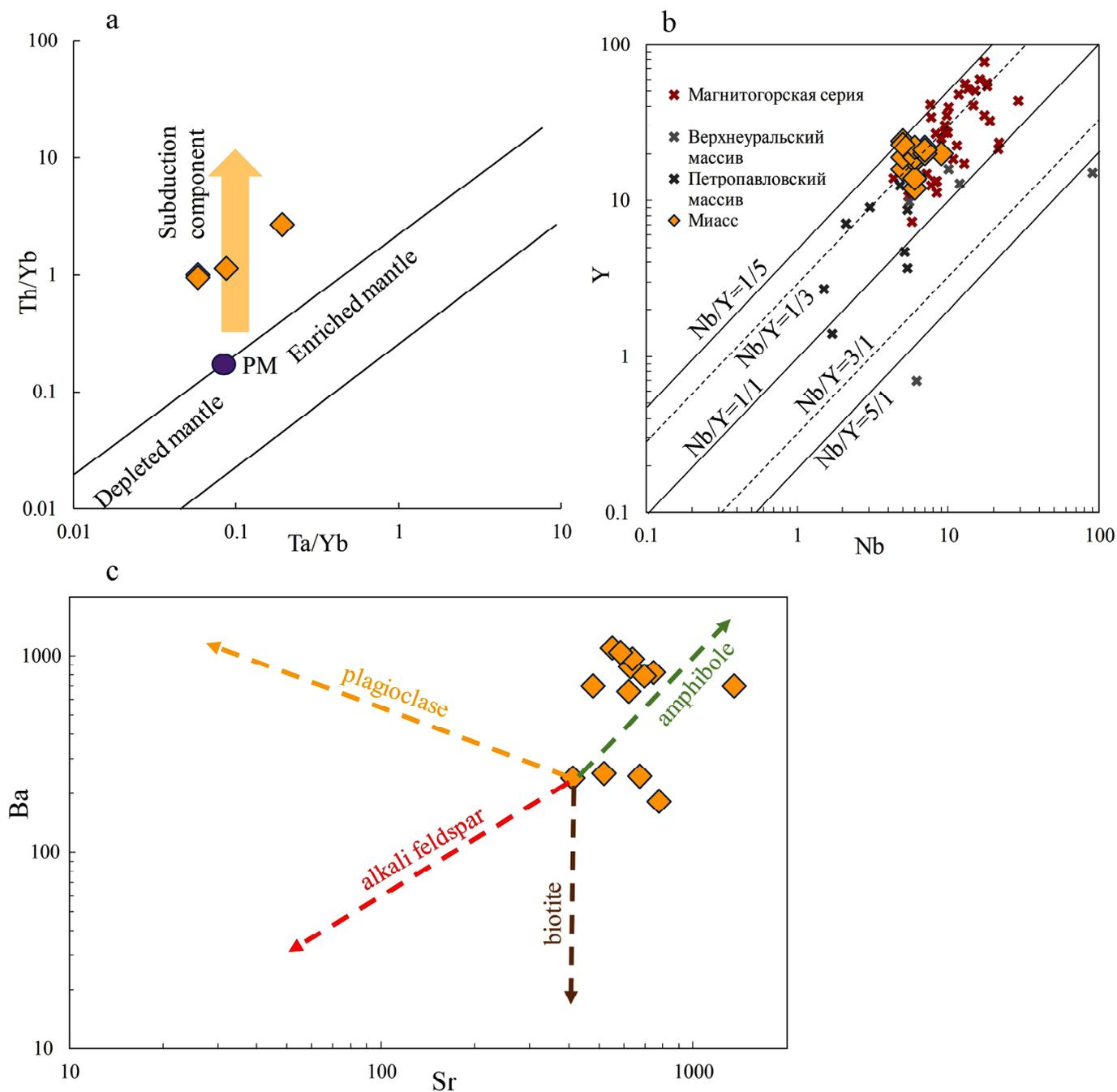


Рис. 10. Петрогенетические процессы: а – по Pearce, 1983, б – диаграмма Nb/Y, с – тренды фракционирования минералов

Fig. 10. Petrogenetic processes: a – after Pearce, 1983, b – Nb/Y diagram, c – mineral fractionation trends

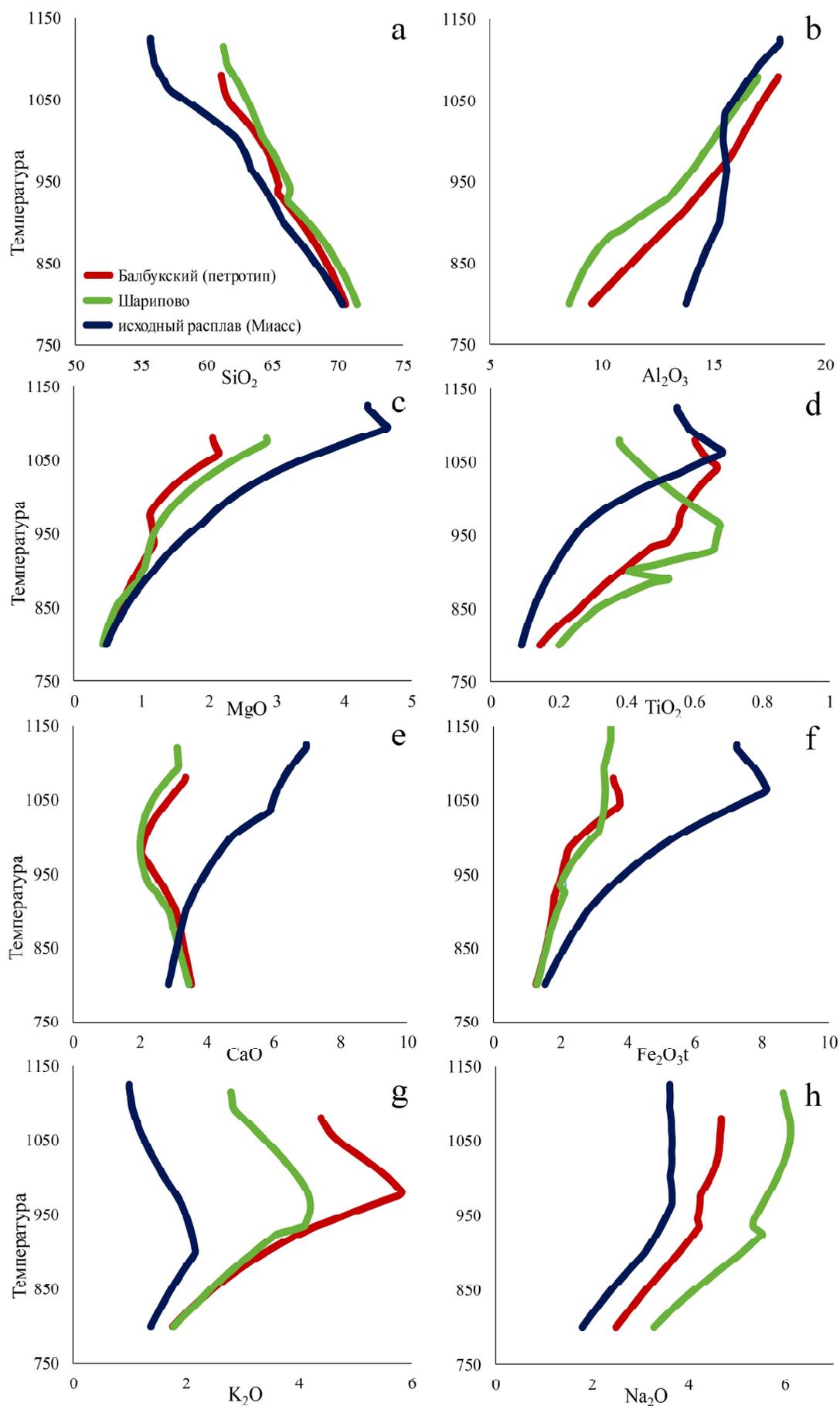


Рис. 11. Результаты моделирования эволюции расплавов и сопоставление численных кривых миасских диорит-порфиритов и монцонитоидов балбукского комплекса

Fig. 11. Results of modelling the evolution of melts and comparison of numerical curves of Miass diorite-porphyrites and monzonitoids of the Balbuk complex



Заключение

Изложенные результаты позволяют сделать следующие основные выводы:

– монцодиориты, монцонит-порфиры, диориты и диорит-порфириты Миасского округа являются генетически родственными образованиями с общей историей, сформированными из единого источника;

– исследованные породы образовались из расплава, возникшего при частичном плавлении метасоматизированной надсубдукционной мантии; основным дальнейшим петрогенетическим процессом было фракционирование амфибола;

– исследованные образования не имеют прямого отношения к Балбукскому комплексу, поскольку резко отличное содержание калия предполагает иной источник для формирования монцонитового расплава, но они вместе с «балбукидами» являются проявлениями магнитогорского ранне- и среднекаменноугольного монцонитоидного магматизма;

– изученные породы сформировались в диапазоне 350–335 млн лет, аналогичный возраст имеют габброиды и монцониты магнитогорской габбро-гранитной серии, Верхнеуральско-Кассельского ареала, Ахуново-Карагайского ареала (Петропавловский массив), Балбукского комплекса. Данный этап связан с тектоно-магматической активизацией в связи с коллизией Восточно-Европейского континента и Казахстанского микроконтинента.

Автор выражает благодарность Д. Н. Салихову и И. Р. Рахимову за ценные консультации по геологии Балбукского ареала и Магнитогорской мегазоны.

Работа выполнена в рамках госзадания ИГ УФИЦ РАН FMRS-2025-0015

Литература / References

Архиреев И. Е., Макагонов Е. П., Беляцкий Б. В., Масленников В. В. О возрасте нефритоносных даек Узункырского пояса (Южный Урал): локальный изотопный U-Pb-анализ циркона и изотопные Sr-Nd-данные породообразующих минералов // Доклады Академии наук. 2012. Т. 442. № 1. С. 90–95.

Arkhireev I. E., Makagonov E. P., Belyatsky B. V., Maslennikov V. V. On the age of nephrite-bearing dikes of the Uzunkyr belt (Southern Urals): local U-Pb isotope analysis of zircon and Sr-Nd isotope data of rock-forming minerals. Doklady Earth Sciences, 2012, V. 442, No. 1, pp. 90–95. (in Russian)

Аулов Б. Н., Владимирцева Ю. А., Гвоздик Н. И., Королькова З. Г., Левин Ф. Д., Липаева А. В., Поташова М. Н., Самозванцев В. А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XII. Златоуст. Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ (Министерство природных ресурсов РФ ФГУНПП «Аэрогеология», ВСЕГЕИ), 2015, 300 с.

Aulov B. N., Vladimirtseva Yu. A., Gvozdk N. I., Korolkova Z. G., Levin F. D., Lipaeva A. V., Potashova M. N., Samozvantsev V. A. State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1: 200,000. Second edition. South Ural Series. Sheet N-40-XII Zlatoust. Explanatory note. Moscow: MF VSEGEI. (Ministry of Natural Resources of the Russian Federation FGUNPP "Aerogeology", VSEGEI), 2015, 300 p. (in Russian)

Горожанин В. М. Первичный изотопный состав стронция в магматических комплексах Южного Урала // Магма-

тизм и геодинамика / Гл. ред. В. А. Коротеев. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 1998. С. 98–108.

Gorozhanin V. M. Primary isotopic composition of strontium in igneous complexes of the Southern Urals. Magmatism and Geodynamics. (Ed. by V. A. Koroteev), 1998, Yekaterinburg, IGG UB RAS, pp. 98–108. (in Russian)

Косарев А. М. Геология и геохимические особенности раннепалеозойских вулканитов Сакмарской и Вознесенско-Присакмарской зон на Южном Урале // Литосфера. 2015. № 2. С. 40–64.

Kosarev A. M. Geology and geochemical features of the Early Paleozoic volcanics of the Sakmara and Voznesensk-Prisakmar zones in the Southern Urals. Lithosphere, 2015, No. 2, pp. 40–64. (in Russian)

Косарев А. М., Серавкин И. Б., Холоднов В. В. Геодинамические и петролого-геохимические аспекты зональности Магнитогорской колчеданоносной мегазоны на Южном Урале // Литосфера. 2014. № 2. С. 3–25.

Kosarev A. M., Seravkin I. B., Kholodnov V. V. Geodynamic and petrological-geochemical aspects of zonality of the Magnitogorsk pyrite-bearing megazone in the Southern Urals. Lithosphere, 2014, No. 2, pp. 3–25. (in Russian)

Макагонов Е. П., Архиреев И. Е., Беляцкий Б. В. Дайки субщелочных пород в гипербазитах северной части Узункырского пояса (Южный Урал) // Литосфера. 2013. № 4. С. 73–87.

Makagonov E. P., Arkhireev I. E., Belyatsky B. V. Subalkaline rock dikes in hyperbasites of the northern part of the Uzunkyr belt (Southern Urals). Lithosphere, 2013, No. 4, pp. 73–87. (in Russian)

Носова А. А., Возняк А. А., Богданова С. В., Савко К. А., Лебедева Н. М., Травин А. В., Юдин Д. С., Пейдж Л., Ларионов А. Н., Постников А. В. Раннекембрийский сиенитовый и монцонитовый магматизм на юго-востоке Восточно-Европейской платформы: петрогенезис и тектоническая обстановка формирования // Петрология. 2019. Т. 27(4). С. 357–400.

Nosova A. A., Voznyak A. A., Bogdanova S. V., Savko K. A., Lebedeva N. M., Travin A. V., Yudin D. S., Page L., Larionov A. N., Postnikov A. V. Early Cambrian syenite and monzonite magmatism in the southeast of the East European Platform: petrogenesis and tectonic setting of formation. Petrology, 2019, V. 27(4), pp. 357–400. (in Russian)

Рахимов И. Р., Вишневецкий А. В. Роговая обманка в ультрамафит-мафитах худозавского комплекса Южного Урала: условия кристаллизации и петрологические следствия // Литосфера. 2023. № 5. С. 766–784. DOI: 10.24930/1681-9004-2023-23-5-766-784

Rakhimov I. R., Vishnevsky A. V. Hornblende in ultramafic-mafites of the Khulozovsky complex of the Southern Urals: crystallization conditions and petrological consequences. Lithosphere, 2023, No. 5, pp. 766–784. (in Russian)

Рахимов И. Р., Самигуллин А. А., Холоднов В. В., Шагалов Е. С. Петрогенезис и геодинамический режим монцонитовых и гранитовых массивов Балбукского ареала (Южный Урал) по данным валовой геохимии, Sr-Nd-изотопии и Rb-Sr-геохронологии // Литосфера. 2025. № 5. С. 1074–1103. DOI: 10.24930/2500-302X-2025-25-5-1074-1103

Rakhimov I. R., Samigullin A. A., Kholodnov V. V., Shagalov E. S. Petrogenesis and geodynamic regime of monzonite and granite massifs of the Balbuk area

- (Southern Urals) according to bulk geochemistry, Sr-Nd isotope and Rb-Sr geochronology. *Lithosphere*, 2025, No. 5, pp. 1074–1093. (in Russian)
- Рахимов И. Р., Самигуллин А. А., Холоднов В. В., Шагалов Е. С. Этапы проявления монзонитового и гранитового магматизма Балбукского ареала (Южный Урал) по данным Rb-Sr-геохронологии // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. 2024. № 15. С. 184–187.
- Rakhimov I. R., Samigullin A. A., Kholodnov V. V., Shagalov E. S. Stages of manifestation of monzonite and granite magmatism of the Balbuk area (Southern Urals) according to Rb-Sr geochronology. *Geology, mineral resources and problems of geoeology of Bashkortostan, the Urals and adjacent territories*, 2024, No. 15, pp. 184–187. (in Russian)
- Ронкин Ю. Л., Семенов И. В., Лепихина О. П., Попова О. Ю. Интрузивы Магнитогорской раннекаменноугольной рифтогенной структуры: Sr-Nd-изотопные ограничения // Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 314–318.
- Ronkin Yu. L., Semenov I. V., Lepikhina O. P., Popova O. Yu. Intrusions of the Magnitogorsk Early Carboniferous Rift Structure: Sr-Nd Isotope Constraints. *Yearbook-2005. Yekaterinburg: IGG UB RAS*, 2006, pp. 314–318. (in Russian)
- Рязанцев А. В., Новиков И. А., Разумовский А. А. Каменноугольный окраинно-континентальный мафит-ультрамафитовый комплекс параллельных даек Западно-Магнитогорской зоны (Южный Урал) // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2019. № 3. С. 42–50. DOI: 10.32454/0016-7762-2019-3-42-50
- Ryazantsev A. V., Novikov I. A., Razumovsky A. A. Carboniferous continental marginal mafic-ultramafic complex of parallel dikes of the West Magnitogorsk zone (Southern Urals). *Bulletin of Higher Educational Institutions. Geology and Exploration*, 2019, No. 3, pp. 42–50. (in Russian)
- Салихов Д. Н., Митрофанов В. А. Интрузивный магматизм верхнего девона – нижнего карбона Магнитогорского мегасинклинория (Южный Урал). Уфа: УНЦ РАН, 1994. 142 с.
- Salikhov D. N., Mitrofanov V. A. Intrusive magmatism of the Upper Devonian–Lower Carboniferous of the Magnitogorsk megasynclinorium (Southern Urals). Ufa: USC RAS, 1994, 142 p. (in Russian)
- Салихов Д. Н., Мосейчук В. М., Холоднов В. В., Рахимов И. Р. Каменноугольный вулcano-интрузивный магматизм Магнитогорско-Богдановского грабена в свете новых геолого-геохимических данных // Литосфера. 2014. № 5. С. 33–56.
- Salikhov D. N., Moseychuk V. M., Kholodnov V. V., Rakhimov I. R. Carboniferous volcanic-intrusive magmatism of the Magnitogorsk-Bogdanovsky graben in light of new geological and geochemical data. *Lithosphere*. 2014, No. 5, pp. 33–56. (in Russian)
- Салихов Д. Н., Холоднов В. В., Пучков В. Н., Рахимов И. Р. Магнитогорская зона Южного Урала в позднем палеозое: магматизм, флюидный режим, металлогения, геодинамика. М: Наука, 2019. 392 с.
- Salikhov D. N., Kholodnov V. V., Puchkov V. N., Rakhimov I. R. Magnitogorsk zone of the Southern Urals in the Late Paleozoic: magmatism, fluid regime, metallogeny, geodynamics. Moscow: Nauka, 2019, 392 p. (in Russian)
- Скляр Е. В., Гладкочуб Д. П., Донская Т. В., Иванов А. В., Летникова Е. Ф., Миронов А. Г., Бараши И. Г., Буланов В. А., Сизых А. И. Интерпретация геохимических данных. М.: Интермет инжиниринг, 2001. 287 с.
- Sklyarov E. V., Gladkochub D. P., Donskaya T. V., Ivanov A. V., Letnikova E. F., Mironov A. G., Barash I. G., Bulanov V. A., Sizykh A. I. Interpretation of geochemical data. Moscow: Intermet engineering, 2001, 287 p. (in Russian)
- Ферштатер Г. Б., Краснобаев А. А., Беа Ф. Этапы палеозойского интрузивного магматизма Уральского орогена и их геохимическая интерпретация // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2007. С. 88–120.
- Fershtater G. B., Krasnobaev A. A., Bea F. Stages of Paleozoic intrusive magmatism of the Ural orogen and their geochemical interpretation. *Geodynamics, magmatism, metamorphism and ore formation. Yekaterinburg: IGG UB RAS*, 2007, pp. 88–120. (in Russian)
- Ферштатер Г. Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2013. 368 с.
- Fershtater G. B. Paleozoic intrusive magmatism of the Middle and Southern Urals. Yekaterinburg: UB RAS, 2013, 368 p. (in Russian)
- Abratis M. Geochemical variations in magmatic rocks from southern Costa Rica as a consequence of Cocos Ridge subduction and uplift of the Cordillera de Talamanca // Ph. D. thesis. Göttingen, University of Göttingen. 1998. 136 p.
- Asimow P. D., Ghiorso M. S. Algorithmic Modifications Extending MELTS to Calculate Subsolvus Phase Relations // *American Mineralogist*. Vol. 83. P. 1127–1131.
- Bacon C. R., Druitt T. H. Compositional evolution of the zoned calcalkaline magma chamber of Mount Mazama, Crater Lake, Oregon // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1988. Vol. 98. P. 224–256.
- Carvalho B. B., Janasi V. D. A., Henrique-Pinto R. Geochemical and Sr-Nd-Pb isotope constraints on the petrogenesis of the K-rich Pedra Branca Syenite: Implications for the Neoproterozoic post-collisional magmatism in SE Brazil // *Lithos*. 2014. Vol. 205. P. 39–59.
- Chappell B. J., White A. J. R. Two Contrasting Granite Types // *Pac. Geol.* 1974. No. 8. P.173–174.
- Coban H. Basalt magma genesis and fractionation in collision- and extension provinces: A comparison between eastern, central and western Anatolia // *Earth Sci. Rev.* 2007. Vol. 80. P. 219–239. DOI: 10.1016/j.earscirev.2006.08.006
- Conceicao R. V., Green D. H. Derivation of potassic (shoshonitic) magmas by decompressionmelting of phlogopite+pargasite lherzolite // *Journal of Geology*. 2004. Vol. 72. P. 209–229.
- DePaolo D. J., Daley E. E. Neodymium isotopes in basalts of the southwest Basin and Range and lithosphere thinning during continental extension // *Chemical Geology*. 2000. Vol. 169. P. 157–185. DOI: 10.1016/S0009-2541(00)00261-8
- Gahlan H., Azer M., Asimow P., Al-Kahtany K. Late Ediacaran post-collisional A-type syenites with shoshonitic affinities, northern Arabian-Nubian Shield: a possible mantle-derived A-type magma // *Arab. J. Geosc.* 2016. Vol. 9. No. 603.



- Ghiorso M. S., Sack R. O. Chemical Mass Transfer in Magmatic Processes. IV.A Revised and Internally Consistent Thermodynamic Model for the Interpolation and Extrapolation of Liquid-Solid Equilibria in Magmatic Systems at Elevated Temperatures and Pressures // Contributions to Mineralogy and Petrology. Vol. 119. P. 197–212.
- Jung S., Hoernes S., Hoffer E. Petrogenesis of cogenetic nepheline and quartz syenites and granites (northern Damara orogen, Namibia): enriched mantle versus crustal contamination petrogenesis of cogenetic nepheline and quartz syenites and granites (Northern Damara orogen, Namibia): enriched mantle versus crustal contamination // J. Geol. 2005. V.113. P. 651–672.
- Jung S., Romer R. L., Pfänder J.A., Berndt J. Petrogenesis of early syn-tectonic monzonite-granodiorite complexes – Crustal reprocessing versus crustal growth // Precambrian Research. 2020. V. 351. P. 105967. DOI10.1016/j.precamres.2020.105957.
- Kempton P.D., Fitton J.G., Hawkesworth C.J., Ormerod D.S. Isotopic and trace element constraints on the composition and evolution of the lithosphere beneath the southwestern United States // Journal of Geophysical Research. 1991. Vol. 96. P. 13,713–13,735.
- Kepezhinskas P., McDermott F., Defant M.J., Hochstaedter A., Drummond M.S., Hawkesworth C.J., Koloskov A., Maury R.C., Bellon H. Trace element and Sr-Nd-Pb isotopic constraints on a three-component model of Kamchatka Arc petrogenesis // Geochimica et Cosmochim. Acta. 1997. Vol. 61. P. 577–600.
- Laurent O., Martin H., Moyen J.F., Doucelance R. (2014) The diversity and evolution of late-Archean granitoids: Evidence for the onset of 'modern-style' plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga. Lithos, Vol. 205, P. 208–235.
- Lodders K., Fegley B. The Planetary Science Companion, Oxford Univ. Press, New York, 1998.
- Lopez de Luchi M., Siegesmund S., Wemmer K., Nolte K. Petrogenesis of the postcollisional Middle Devonian monzonitic to granitic magmatism of the Sierra de San Luis, Argentina // Lithos. 2017. Vol. 288. P.191–213.
- Lyubetskaya T., Korenaga J. Chemical composition of earth's primitive mantle and its variance // Journal of geophysical research. 2007. V. 112. P. 1–21. DOI: 10.1029/2005JB004224
- MacLean W. H., Barrett T. J. Lithochemical techniques using immobile elements // Journal of Geochemical Exploration. Vol. 48. P. 109–133. DOI: 10.1016/0375-6742(93)90002-4
- Maniar P. D., Piccoli P. M. Tectonic discrimination of granitoids // Geol.Soc.Am.Bull. 1989. Vol. 101. P. 635–643.
- Matsui Y., Onuma N., Nagasawa H., Higuchi H., Banno S. Crystal structure control in trace element partition between crystal and magma // Bull. Soc. Fr. Mineral Crystallogr. 1977. Vol. 100. P. 315–324.
- Middlemost E. A. 1985. Magmas and Magmatic Rocks. An Introduction to Igneous Petrology. x + 266 pp. London, New York: Longman. ISBN 0 582 30080 0.3. 1985. Volume 123 Issue 1 - T. J. B. H.
- Misra S., Sarkar S. S. Linear discrimination among M-, I-, S- and A-granites // Indian J. Earth Sci. 1991. Vol. 18. P. 84–93.
- Pearce J. A. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: C. J. Hawkesworth and M. J. Norry (eds.) // Continental basalts and mantle xenoliths. Cambridge, Massachusetts. Shiva Publications. 1983. P. 230–249.
- Pearce J. A. Immobile Element Fingerprinting of Ophiolites // Elements. 2014. Vol. 10. P. 101–108. DOI: 10.2113/gselements.10.2.101
- Peccerillo A., Taylor S. R. Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline Volcanic Rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1976. Vol. 58. P. 63–81.
- Peltonen P., Kontinen A., Huhma H. Petrology and geochemistry of metabasalts from the 1.95 Ga Jormua Ophiolite, northeastern Finland // Journal of Petrology. 1996. Vol. 37. P. 1359–1383.
- Peng P., Zhai M. I., Guo J., Zhang H., Zhang Y. Petrogenesis of Triassic post-collisional syenite plutons in the Sino-Korean craton: an example from North Korea // Geol. Magaz. 2008. Vol. 145. P.637–647.
- Putirka K., Busby C. The tectonic significance of high-K₂O volcanism in the Sierra Nevada, California // Geology. 2007. Vol. 35(10). P. 923–926. DOI: 10.1130/G23914A.1
- Philpotts J. A., Schnetzler C. C. Phenocryst-matrix partition coefficients for K, Rb, Sr and Ba with application to anorthosite end basalt genesis // Geochim. Cosmochim. Acta. 1970. Vol. 34. P. 307–322.
- Richards J.P., Spell T., Rameh E., Raziq A., Fletcher T. High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu ± Mo ± Au potential: examples from the Tethyan arcs of Central and Eastern Iran and Western Pakistan // Economic Geology. 2012. Vol. 107. P. 295–332. DOI: 10.2113/econgeo.107.2.295
- Winchester J. A., Floyd P. A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // Chemical Geology. Vol. 20(4), P. 325–343. DOI: 10.1016/0009-2541(77)90057-2
- Whalen J. B., Currie K. L., Chappell B. W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1987. Vol. 95(4). P. 407–419.

Поступила в редакцию / Received 21.04.2025



Арктический вектор геологических исследований Arctic vector of geological research

УДК 551.733.3/553.98

DOI: 10.19110/geov.2025.10.2

Силурийские карбонатные отложения гряды Чернышева: история изучения и нефтегазоносность

И. И. Даньщикова

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия; iidanshikova@geo.komisc.ru

Статья представляет собой реферативный анализ опубликованных источников геологических исследований гряды Чернышева. На основе исторических и современных данных приведен краткий обзор изучения силурийских отложений. Рассмотрены коллекторские свойства карбонатных пород и их ёмкостные характеристики, нефтегазоносность, а также предположения по перспективным направлениям возможных скоплений нефти и газа.

Ключевые слова: *силур, карбонатные породы-коллекторы, нефтегазоносность, гряда Чернышева*

Silurian carbonate deposits of the Chernyshev Ridge: study history and oil and gas content

I. I. Danshchikova

Institute of Geology FRC Komi SC UB RAS, Syktывkar, Russia

We review published literature on the Chernyshev Ridge geological studies. Based on the historical and recent data analysis, a brief overview of the Silurian deposits is provided. The reservoir properties of carbonate rocks and their capacity characteristics, hydrocarbon potential, are considered. Priority zones for the exploration of possible hydrocarbon accumulations in the ridge are proposed.

Keywords: *Silurian, carbonate reservoir rocks, hydrocarbon potential, Chernyshev Ridge*

Введение

Тимано-Печорская нефтегазоносная провинция (ТПНП) обладает значительным углеводородным потенциалом, с начальными извлекаемыми ресурсами углеводородного сырья около 9.6 млрд тонн условного топлива (Петрова и др., 2020). Разведанность начальных суммарных ресурсов углеводородного сырья с учетом запасов категории S_2 составляет всего лишь 45 % (из них на нефть приходится 46 %, на свободный газ — 44 %). Однако наиболее продуктивные месторождения уже выработаны либо находятся на поздней стадии разработки, а в структуре остаточных преобладают трудноизвлекаемые запасы. Общая тенденция сокращения ресурсной базы эксплуатируемых месторождений нефти и газа повышает актуальность поиска и разведки новых площадей и объектов для восполнения минерально-сырьевой базы.

Одной из таких территорий с относительно слабой геолого-геофизической изученностью является гряда Чернышева, представляющая собой один из перспективных регионов в ТПНП для наращивания сырьевой базы углеводородов (Соборнов, Данилов, 2014;

Данилов, 2017; Соборнов и др., 2021; Сотникова, Лукова, 2021; Куранов и др., 2023 и др.). Основная ожидаемая продуктивность здесь связана в том числе с карбонатным верхнеордовикско-нижнедевонским нефтегазоносным комплексом (Жемчугова и др., 2001; Данилов, 2017; Сотникова, Лукова, 2021). Разведанность начальных суммарных ресурсов нефти гряды составляет 1.6 %, выработанность начальных разведочных запасов — 0 %, а плотность неразведанных ресурсов — более 8 тыс. т/км² (Лукова, 2015*; Сотникова, Лукова, 2021;

*Лукова С. А. История формирования и прогноз размещения зон нефтегазоаккумуляции в поддоманиковых отложениях Печоро-Колвинского авлакогена Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук : 25.00.12 / Всерос. науч.-исслед. геол. нефтяной ин-т. М., 2015. 26 с.

Lukova S. A. History of formation and forecast of location of oil and gas accumulation zones in sub-Domanic deposits of the Pechora-Kolva aulacogen of the Timan-Pechora oil and gas province: abstract of a dissertation of Candidate of geological and mineralogical sciences: 25.00.12. Moscow, 2015, 26 p. (in Russian)

Для цитирования: Даньщикова И. И. Силурийские карбонатные отложения гряды Чернышева: история изучения и нефтегазоносность // Вестник геонаук. 2025. 10 (370). С. 20–32. DOI: 10.19110/geov.2025.10.2

For citation: Danshchikova I. I. Silurian carbonate deposits of the Chernyshev Ridge: study history and oil and gas content. Vestnik of Geosciences, 2025, 10 (370), pp. 20–32, DOI: 10.19110/geov.2025.10.2



Мартынов и др., 2021). Разведочные и предварительные оцененные запасы учтены в основном на открытых Южно-Степковожском (1.564 млн т) и Усино-Кушшорском (2.784 млн т) месторождениях (Лукова, 2015^{*}; Данилов, 2017). Ожидаемые прогнозы выявления новых залежей нефти и газа связывают главным образом с нижнедевонскими отложениями, которые представляют собой благоприятное соотношение коллекторов и покрышек, что обусловлено предтимианским размывом в позднедевонское время (Жемчугова и др., 2001; Данилов, 2017; Сотникова, Лукова, 2021; Мартынов, 2020). Меньшее внимание уделено силурийским толщам, с которыми, возможно, связано скопление углеводородного сырья в поднадвиговых структурах гряды Чернышева (Соборнов и др., 2018). Несмотря на сравнительно малое количество исследований по этим отложениям, имеются данные о нефтепроявлениях и небольших притоках в ряде скважин, подтверждающие их перспективность (Данилов и др., 2011; Данилов, 2017). Однако вопрос до сих пор остается дискуссионным. Возможно, это связано как со сложным тектоническим строением гряды, так и с отрицательными результатами бурения большинства глубоких скважин (3.0–4.5 км), вскрывших силурийские образования (Данилов и др., 2011; Соборнов, Данилов, 2014; Данилов, 2017).

Необходимо отметить, что изучением геологического строения гряды Чернышева занимались такие ученые, как А. И. Антошкина, Е. В. Воинова, В. Н. Данилов, А. И. Елисеев, С. А. Князев, А. И. Першина, К. О. Соборнов, Б. И. Тарбаев, Н. И. Тимонин, В. И. Чалышев, А. А. Чернов, О. Э. Эйно, В. В. Юдин и многие др. (Данилов, 2017; Тимонин, 1975). Также большой объем геолого-разведочных работ проведен производственными организациями ПАО «Газпром», ООО «РН-Северная нефть», ООО «ЛУКОЙЛ-Коми», ООО «Енисей», ООО «ВНИИГАЗ»-«Севернигаз», ОАО «Кострома геофизика», ООО «ТП НИЦ», ОАО «Ухтанефтегазгеология» и пр. Большая часть результатов работ, проведенных на гряде Чернышева, нашла свое отражение в монографии В. Н. Данилова «Гряда Чернышева: геологическое строение и нефтегазоносность» (2017). В ней подробно освещены геологическое строение гряды и механизмы ее формирования, также содержатся сведения по литологии, петрофизике, геохимии вскрытых отложений и дана оценка перспектив нефтегазоносности основных комплексов. Тем не менее некоторые аспекты формирования силурийских карбонатных пород-коллекторов и влияние на них вторичных процессов раскрыты не в полной мере. Четкое представление о вероятных площадях развития вторичных изменений в карбонатных породах и их связь с фильтрационно-ёмкостными свойствами позволит существенно снизить риски поиска и освоения новых месторождений.

Целью данной статьи является рассмотрение истории изучения гряды Чернышева и представлений о ее происхождении. Внимание сфокусировано на силурийских отложениях, в связи с тем что перспективы и образование вторичных изменений в них обусловлены преимущественно процессами тектогенеза, нежели предтимианским перерывом.

Район исследований и представления о геологическом строении гряды Чернышева

Гряда Чернышева расположена в северо-восточной части Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции (рис. 1). Представления о ее геологическом строении на протяжении долгого времени неоднократно изменялись в связи с появлением новых геологических данных и методов исследования. История изучения наиболее полно отражена в монографиях Н. И. Тимонина (1975) (более ранние представления) и В. Н. Данилова (2017) (современное видение).

Историю исследования геологического строения гряды Чернышева можно условно разделить на три этапа: 1) дореволюционный, 2) советский и 3) постсоветский (современный).

В дореволюционное время (вторая половина XIX — начало XX века) были получены первые данные о строении гряды Чернышева (Данилов, 2017; Тимонин, 1975). В этот период территория гряды посещалась в основном с этнографическими целями. Данные по геологии были отмечены лишь в виде небольших заметок в отчетах А. Кейзерлинга и П. Крузенштерна (1843 г.), Э. Гофмана (1847–1848 гг.), А. Антипова-второго (1857 г.), Э. Зюсса (1901 г.) и др. Начало планомерного исследования гряды было положено академиком Ф. Н. Чернышевым, который дал первое структурно-морфологическое определение гряды как полосы дислоцированных пород, образующих кряж, параллельный Уралу (Чернышев, 1907). По предложению А. В. Журавского, Д. Д. Руднева и Н. А. Кулика этот кряж был назван в честь академика Ф. Н. Чернышева. Первоначальное геологическое развитие территории было представлено Н. А. Куликом (1915). По его мнению, поднятие кряжа началось и с наибольшей интенсивностью проходило во время отложения нижних слоев артинского яруса. Оживление деятельности горообразующих процессов он относил к началу пермского (в современном понимании — верхнепермского), а возможно и триасового периода. При этом он отмечал, что действие этих сил завершилось излиянием базальтов в области горы Адак-Тальбей.

В советское время (1920–1980-х годах XX века) широкое развитие разведочных работ на гряде Чернышева началось с проведения планомерных поисковых работ на уголь и его промышленного освоения (Данилов, 2017; Тимонин, 1975). В этот период представления о строении гряды основывались в основном на результатах изучения естественных выходов.

На основании многочисленных исследований 1923–1933 гг. А. А. Чернов (1937) пришел к выводу о горстовой природе гряды Чернышева как тектонической структуры, ограниченной с запада и востока колоссальными сбросами. Возраст тектонических дислокаций он считал позднемезозойским и связывал с ними излияния базальтов в северной части гряды. При этом формирование уральской складчатости А. А. Чернов относил к концу позднепермской эпохи за счет мощного пликативного процесса. О горстовой природе гряды писали В. В. Коперина (1933), С. Н. Волков (1937), Г. А. Чернов (1956), В. А. Разницын (1962), В. А. Варсанюфьева (1963) и В. А. Дедеев (1965). Г. А. Чернов также отмечал в южной части гряды Чернышева небольшие надвиги и считал южную ее часть обособленным тек-



тоническим сооружением, представляющим собой опрокинутое на запад антиклинальное поднятие. Северная часть гряды, по его мнению, являлась продолжением широтных линейных структур побережья Хайпудырской губы (Синькин нос) и п-вов Долгий и Зеленец. Возраст тектонических дислокаций Г. А. Чернов считал послепермским, но в то же время на основании отсутствия отложений нижнего девона и значительно большей дислоцированности силурийских пород он указывал на возможность проявления более ранней (каледонской) фазы складкообразования.

С противоположным мнением выступали О. Л. Эйно́р (1945), К. Г. Войновский-Кригер (1956), С. А. Князев и Б. И. Тарбаев (1961) и др. Они рассматривали гряду Чернышева как антиклинорий или мегаантиклиналь. Н. П. Херасков и А. С. Перфильев (1963), А. К. Запольнов (1971) считали гряду краевым поднятием на границе миогеосинклинали и платформы, П. Е. Оффман (1961) предложил гипотезу антегического вала, а В. А. Разницын (1962) — инверсионного авлакогена.

Неоднозначны были подходы и к решению вопроса о тектонической природе гряды Чернышева. Так, А. А. Чернов (1937), К. Г. Войновский-Кригер (1956) предполагали, что гряда формировалась на палеозойском геосинклинальном основании и в этом отношении ее можно считать ветвью Уральской складчатой области. Приверженцами данной гипотезы являлись Н. Н. Тихонович (1941), О. Л. Эйно́р (1945), Ю. М. Пущаровский (1959), В. А. Варсановьева (1963). Другие исследователи, такие как Н. С. Шатский (1946), А. И. Елисеев (1963), В. А. Разницын (1962), П. Е. Оффман (1961), В. П. Горский (1966) и др., наоборот, считали гряду Чернышева платформенной структурой.

В 1954—1959 гг. среднemasштабную геологическую съемку проводили Б. Н. Андросов, Я. Я. Василенко, К. К. Воллосович, Н. А. Гранович, Б. В. Грибанов, С. А. Князев, В. П. Липатов, А. М. Мальцев, А. Д. Миклухо-Маклай, Г. Ф. Проскурин, Б. И. Тарбаев и др. В рамках этих работ впервые начали активно применять геофизические методы: профильные электрогравиметрические работы, мелко-, средне- и крупномасштабные гравиметрические, аэромагнитные и магнитные съемки.

На отдельных участках гряды Чернышева геофизические методы проводили А. Н. Балакай, Н. Н. Болгурцев, Ю. А. Босых, И. И. Боровков, А. Н. Конева, Ю. М. Портнов и др. Из этих работ следует отметить комплексные геофизические исследования А. Н. Балакай (1957 г.), выполненные вдоль широтного колена р. Усы на восточной границе гряды Чернышева. На основании полученных им материалов был установлен пологий надвиг с падением плоскости сместителя на запад. Позднее, в 1959 г., сейсморазведочной партией Ю. М. Портнова подтверждено существование надвига (Тимонин, 1975). Для ее доказательства были пробурены скважины КРТ-8 (1959 г.) и 255-Адакская (1968 г.).

Первой скважиной на глубине 145 м под дислоцированными карбонатными отложениями лландоверийского яруса найдены верхнепермские песчаники, а во второй нижнесилурийские карбонаты на глубине 383 м покрывают каменноугольные отложения в крутом и/или опрокинутом залегании.

На основании изучения и обобщения полученных геолого-геофизических данных Н. И. Тимонин (1975) и Б. И. Тарбаев (1977) пришли к выводу, что гряда представляет собой шовную/бескладчатую надвигово-чешуйчатую структуру, расположенную над разломом глубокого заложения. Формирование гряды Н. И. Тимонин (1975) связывал с образованием Кожимского поперечного поднятия, начавшимся на рубеже перми и триаса. В результате этих тектонических подвижек южная ветвь под действием сжимающих сил способствовала поднятию и формированию гряды Чернышева, а северная ветвь, находясь в зоне растяжения, стала местом выхода базальтовой магмы.

С другой стороны, на основании тех же самых данных Ю. К. Казанцев (1984) пришел к противоположному выводу. Он считал гряду тектоническим останцом уральского покрова, полностью оторванного от корней и перемещенного далеко в пределы прогиба, или тектоническим клином во фронтальной части тектонической пластины.

В советский период в основу модели образования интенсивных дислокаций гряды Чернышева был положен механизм разгрузки тангенциальных напряжений в зоне глубинного разлома, при котором встречно падающими надвигами палеозойские отложения были выжаты снизу. Считалось, что активные тектонические движения разрушали потенциальные ловушки скопления углеводородного сырья. В связи с этим большая часть гряды считалась бесперспективной. Однако при бурении глубоких поисково-разведочных скважин на Усино-Кушшорской (1985 г.) и Южно-Степковожской площадях (1991 г.) были выявлены нефтяные месторождения. Эти открытия позволили наметить новые потенциальные направления для развертывания разведочных работ на нефть и газ на гряде Чернышева.

Постсоветский этап (конец XX века — наше время) характеризуется активным проведением сейсморазведочных работ не только по обрамлению области интенсивных дислокаций, но и по всей территории гряды.

По результатам сейсморазведочных работ были получены новые данные о строении гряды Чернышева (Соборнов, Пильник, 1991; Юдин, 1994; Данилов и др., 2011; Соборнов и др., 2021; Мартынов и др., 2021 и пр.). Анализ данных (Соборнов, Пильник, 1991; Соборнов и др., 2021) позволил предложить модель глубинного строения гряды как «вдвиговой» тектонической пластины. По этой модели она представляет собой крупную аллохтонную пластину, которая была сорвана со своего первоначального ложа и вклинилась в осадоч-

Fig. 1. Tectonic zoning map (a) and fragment of the Lower Paleozoic oil-and-gas-geological zoning scheme (b) of the Timan-Pechora Oil Province and geological section along line AB (c) (after: Danilov, 2017; Prischeпа et al., 2011; and materials of TP SRC).

Legend: 1 — oil and gas regions boundaries; 2–5 — hydrocarbon fields: 2 — oil, 3 — oil, gas and condensate, 4 — mixed, 5 — reservoir in Silurian rocks; 6 — oil and gas shows during drilling; 7 — tectonic elements: I — Chernyshev Ridge, II — Varandey-Adzva structural-technic zone, III — Khoreyver depression, IV — Kosyu-Rogovskaya depression; 8 — second-order tectonic elements: 1-1 — Sharyu-Zaostren block, 1-2 — Khosedayu anticline zone, 1-3 — Adzvavom depression, 1-4 — Talbey block; 9 — breaks; 10 — geological section along line AB



ное заполнение Печорской плиты. При этом фронтом аллохтонной пластины являлась сама гряда Чернышева. Особое значение в модели придается пластичности ордовикских эвапоритов (солей), которые играли роль «смазки», способствуя расслоению и надвиговым перемещениям в осадочном чехле. В то же время надсолевые отложения, расположенные перед фронтом глубинных деформаций, подвергались смятию и взбрасыванию. К. О. Соборнов объясняет сложные тектонические деформации, наблюдаемые в строении гряды Чернышева, связью с динамикой миграции солей и надвиговых перемещений, влияющих на структуру региона и его нефтегазоносный потенциал. При этом он опирался на ранее высказанные предположения В. В. Юдина (1994) и идеи Ю. В. Казанцева (1984) о механизме послынного срыва по верхнеордовикским соленосным отложениям. У поверхности этот срыв выражен дугообразным Западно-Чернышевским взброснадвигом и встречноподвигом Восточно-Чернышевским ретронадвигом (Юдин, 1994).

Начиная с 2000-х годов ООО «Газпром переработка» совместно с филиалом ООО «Газпром ВНИИГАЗ», ФГУП «ВНИГРИ», ФГУП ВНИГНИ, ИГ Коми НЦ УрО РАН и т. д. стали проводить масштабные геологические и геофизические исследования, в частности 2D- и 3D-сейсморазведку.

В 2001 году авторы (Богданов и др., 2016) вновь (как и В. А. Разницын в 1962 году) на основе сейсмических материалов пришел к выводу, что гряда Чернышева в своей истории имела авлакогенный этап развития, который, по их мнению, соответствует началу палеозоя. Также они предложили рассматривать Варандей-Адзвинскую зону и гряду Чернышева в качестве единой Варандей-Чернышевской складчатой области, которая по строению подобна Колвинскому и Печоро-Кожвинскому мегавалам Печоро-Колвинского авлакогена.

В это же время проводится первое тематическое обобщение сейсмических разведочных работ с использованием современных методов обработки и интерпретации сейсмических данных. По выявленным основным тектоническим элементам исследуемой гряды (Карпюк, Зимишина, 1999) определен надвиг шарьяжного типа, который расположен на уровне соленосных отложений верхнего ордовика. Эта точка зрения подтверждает ранее высказанную гипотезу В. В. Юдина (1994). В ходе исследований выяснилось, что на формирование структурных особенностей гряды существенное влияние оказало строение поверхности фундамента. Самая приподнятая (по гипсометрии) часть поверхности фундамента, находящаяся на глубине около 6 км, приходится на Адакскую зону и постепенно погружается на северо-восток и восток до отметок около 10 км в Тальбейском блоке (Данилов, 2017).

В 2018—2019 гг. проводятся сейсморазведочные работы ОАО «МАГЭ» в южной части гряды Чернышева в пределах Сарьюгинского участка (Мартынов и др., 2021). Комплексный геолого-геофизический анализ собранных материалов выявил существенные различия в морфологии структур осадочного чехла гряды и их пространственные несоответствия. Эти различия также обусловлены широким развитием тектонических нарушений взброснадвигового и сдвигового типов.

Выявленные тектонические осложнения характерны почти для всей площади гряды Чернышева и отражают особенности ее тектонического развития, которые подтверждаются как сейсмическими, так и геологическими данными. Хотя в настоящее время нет единого мнения о строении и природе гряды, установленное сложное чешуйчато-надвиговое строение позволяет предположить, что именно с этими зонами связаны перспективные участки для выявления залежей углеводородного сырья.

Литолого-фациальная изученность силурийских отложений

Первые упоминания о силурийских отложениях относятся к работам А. Антипова-второго (1857 г.). Систематическое изучение началось в 20-е годы XX столетия с геологических экспедиций под руководством А. А. Чернова (1937), когда были заложены первые представления о стратиграфии палеозойских отложений гряды. Вопросам расчленения силурийских и девонских отложений посвящены также работы В. В. Копериной (1932) и Е. В. Воиновой (1933) и Г. А. Чернова (1956). В 1960 году выходит в свет монография В. В. Маркина (1960), основанная на результате геолого-съёмочных работ 1946—1947 гг., в которой приводятся детальные описания разрезов ордовика и силура, а также предлагается схема их расчленения. Разрез силура, по мнению В. В. Маркина (1960), имеет много общего с разрезами силура Северного Урала.

Специальные стратиграфические работы на гряде Чернышева проводила А. И. Першина (1953—1958 гг.), позднее опубликовавшая свои исследования в монографии (Першина, 1962). В ней приведена первая региональная стратиграфическая схема расчленения силурийских толщ гряды Чернышева западного склона севера Урала. В разработанной схеме силурийские отложения впервые подразделены на горизонты: филиппельский, гердьюский, гребенской, до сих пор не утратившие своего значения. Она остается базовой для региональной стратиграфии и сохраняет свою актуальность в современных геологических исследованиях региона.

С начала 1960-х годов на территории гряды Чернышева развернуты геолого-съёмочные, а позже поисково-разведочные исследования совместно с буровыми работами. Это в значительной мере способствовало получению данных о стратиграфии нижнепалеозойских толщ, характеристике слагающих их пород и типов коллекторов. По мере получения результатов сейсморазведочных работ были пробурены глубокие поисково-разведочные скважины на Усино-Кушшорской (1972—1989), Адзвинской (1978—1981), Хоседаю-Неруюской (1972—1989), Заостренской (1983—1985), Южно-Степковожской (1990—1994), Воргамусюрской (1998—2008), Пихтовой (2005—2006), Адакской (2004—2010) площадях. По материалам kernового материала дана геолого-геофизическая оценка как силурийских разрезов, так и нефтегазоносности гряды. В результате проведенных работ установлено, что наиболее полные разрезы силура расположены в восточной части гряды Чернышева (скв. 1-, 2-Адакские), а в западной части характеризуются меньшей стратиграфической полнотой (скв. 1-, 2-Усино-Кушшорские,

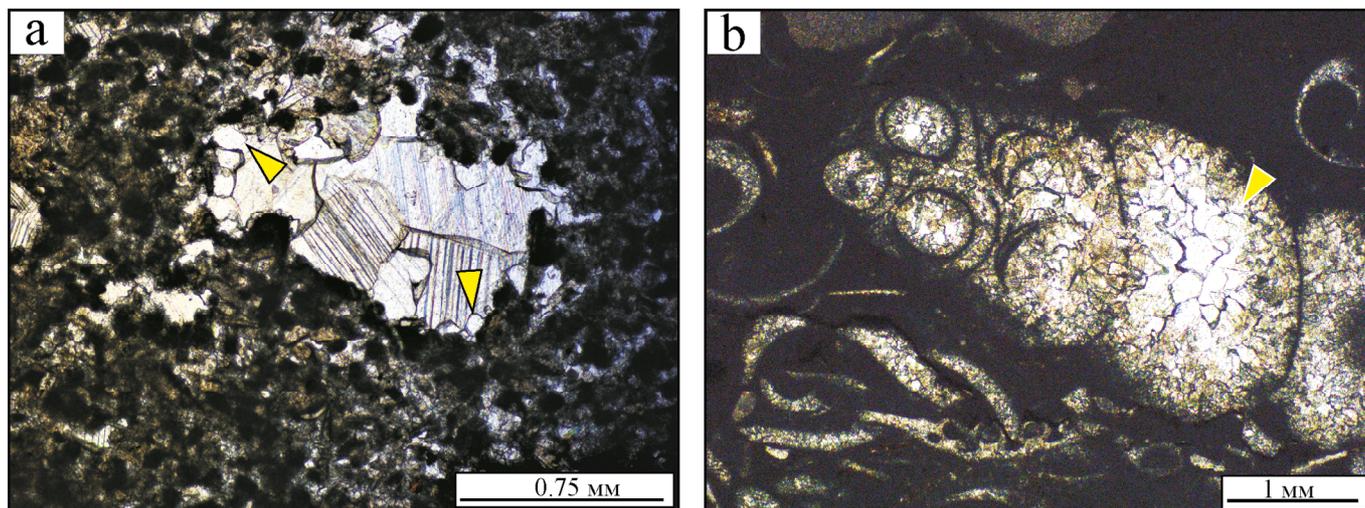


Рис. 2. Диагенетические цементы в верхнесилурийских карбонатных породах: а — округленные грани частично растворенного «облиствененного» кальцита в фенестре (стрелки); б — друзовый спарит в раковине гастроподы (стрелка)
Fig. 2. Diagenetic cements in Upper Silurian carbonate rocks: a — rounded edges of partially dissolved bladed calcite in the fenestral pore (arrows); b — drusy sparite in the gastropod shell (arrow)

1-Заостренская) вследствие предтимаанского размыва в позднедевонское время (Жемчугова и др., 2001; Данилов, 2017).

В наиболее полных разрезах отложения *ландоверийского яруса* представлены доломитами с теневой структурой биокласто-пелитоморфных известняков либо известняковых ламинитов и известняковых песчаников биокласто-пелоидных с подчиненными прослоями ангидритов и аргиллитов. Мелкокавернозное строение части пород является результатом вторичного выщелачивания. Мощность изменяется от 450 до 490 м.

Разрез *венлокского яруса* имеет трехчленное строение. Нижнюю часть слагают глинистые тонкослоистые доломиты и вторичные доломиты с теневой структурой известняковых гравелитопесчаников со вторичными пустотами выщелачивания, приуроченными иногда к стилолитовым швам. Средняя часть практически не содержит глинистых прослоев и представлена вторичными доломитами с теневой биокластовой структурой и сгустковыми известняками. Породы здесь плотные, с единичными порами выщелачивания и стяжениями кремней. В верхней части толщи повышается глинистая составляющая и растет доля глинистых тонкослоистых доломитов и известняковых оолитово-пелоидных песчаников. Породы трещиноватые, часть трещин приурочена к стилолитовым швам. Мощность 300—330 м.

Отложения *лудловского яруса* сложены чередующимися глинистыми тонкослоистыми и вторичными доломитами, а также известняками биокласто-пелитоморфными с алевролитистыми доломитистыми аргиллитами. Редкие открытые мелкие поры также обусловлены вторичным выщелачиванием. Мощность 150—240 м.

Толща *пржидольского яруса* представлена биокласто-пелитоморфными нодулярными известняками. Породы неравномерно глинистые с многочисленными и разнообразными органическими остатками (брахиоподы, остракоды, табуляты, криноидеи, мшанки). Породы такого типа преимущественно плотные. В верх-

ней части разреза начинают преобладать вторичные доломиты с теневой биокластовой структурой. Породы плотные, в незначительной степени сульфатизированные, с прослоями глин. Мощность изменяется от 70 до 200 м.

Нижнедевонские отложения часто уничтожены позднедевонским размывом либо согласно залегают на верхнесилурийских отложениях. Литологически они представлены в нижней части преимущественно вторичными доломитами, участками пористо-кавернозными сульфатизированными, с редкими прослоями аргиллитов, реже известняками пелитоморфными глинистыми, в верхней — в основном седиментационными доломитами и ангидритами с прослоями аргиллитов. Мощность 0—250 м.

В целом согласно существующим региональным представлениям формирование карбонатных отложений в силурийское время происходило в условиях эпиконтинентальной платформы, полого погружающейся на восток в сторону Уральского палеоокеана (Жемчугова и др., 2001; Данилов, 2017; Майдль, 1987; Танинская, 2004), однако детальных литолого-фациальных реконструкций для данной территории не проводилось.

Проведенные литологические исследования показали, что вся первичная пористость отложений в верхнесилурийских породах в основном была залечена диагенетическими цементами (рис. 2), а пористость в силурийских породах связана со вторичными изменениями (см. раздел «Коллекторские свойства силурийских карбонатных пород»).

Нефтегазоносность силурийских отложений

Промышленная нефтегазоносность силура на гряде Чернышева установлена только в западной ее части на Усино-Кушшорском месторождении, продуктивность которого связана с аллохтонной одноименной структурой (рис. 1, б, рис. 3). Залежь нефти пластовая, сводовая, с тектоническим ограничением, приурочена к отложениям гердьюского горизонта верхнего силура. Эффективные нефтенасы-

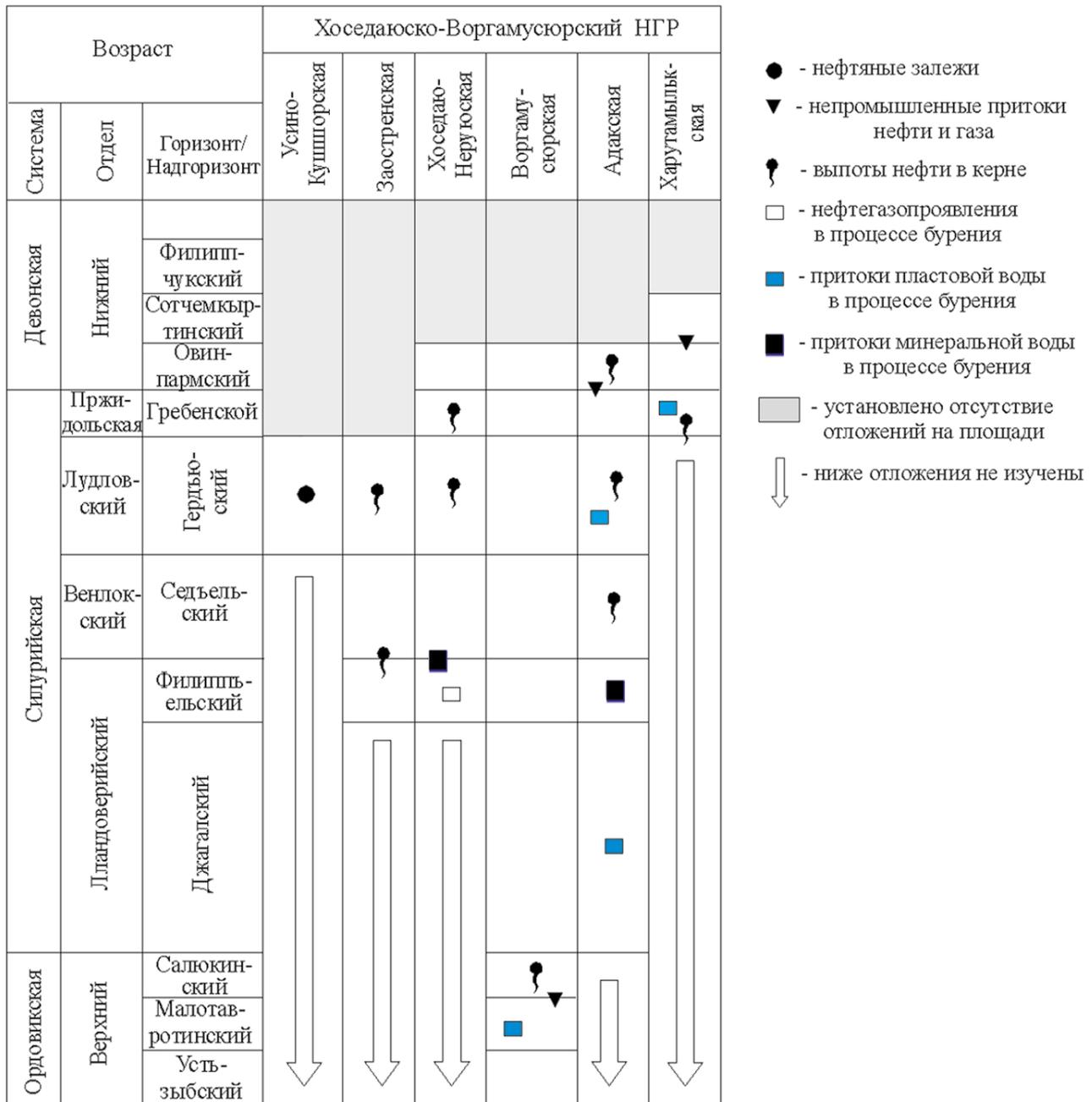


Рис. 3. Схема нефтегазоносности ордовикско-нижнедевонских отложений гряды Чернышева (по: Данилов, 2017 с изменениями)

Fig. 3. Scheme of the oil and gas content of Ordovician-Lower Devonian deposits of the Chernyshev Ridge (according to Danilov, 2017, with changes)

щенные мощности по скважинам составляют от 8.6 до 18.8 м. Покрышкой являются глинистые отложения тиманского и саргаевского горизонтов верхнего девона мощностью 40–60 м. В перфорированной колонне получены фонтанные притоки нефти дебитом от 3.9 до 11.5 м³/сут на штуцере 9 мм. Нефть недонасыщена газом. Разгазированная нефть тяжелая (плотность 0.912 г/см³), высокосернистая. Условный уровень водонефтяного контакта принят на глубине 1725 м (Данилов, 2017).

Относительно недавние геологоразведочные работы (Данилов и др., 2011; Данилов, 2017), осуществленные на гряде Чернышева ООО «Газпром переработка», доказали нефтеносность и восточной части гряды. Опробованием в процессе бурения в скв. 2-Адакская

в автохтонной части разреза из верхнесилурийских отложений получен небольшой приток газированной нефти дебитом 0.4–0.8 м³/сут по подъему уровня (рис. 3). Нефть легкая, смолистая, низкоасфальтенистая, парафинистая и сернистая. Выявленная залежь имеет нормальный градиент пластового давления и характеризуется невысокими фильтрационно-ёмкостными свойствами (ФЕС). Однако опробование признано некачественным (Данилов, 2017). Также в результате перфорации открытого ствола нижележащего интервала низов верхнесилурийских и нижнесилурийских отложений получен приток пластовой воды 3 м³/сут по подъему уровня. Аналитические исследования показали, что извлеченный флюид соответствует технической воде с признаками пластовой.



В силурийских интервалах разреза в процессе бурения скважин также установлено нефтенасыщение по керну. Обильные выпоты нефти и запах углеводородов на свежем сколе в нижнесилурийской части отмечены в скважинах Хоседаю-Неруюской, Воргамусюрской, Адакской площадей, а в верхнесилурийском интервале — на Заостренской (рис. 3). Кроме того, опробованием в ряде скважин получены притоки минеральной воды, как, например, на Хоседаю-Неруюской — 11.7 м³ за 200 минут и на Адакской — 12.1 м³ за 15 минут (Данилов, 2017).

Несмотря на нефтепроявления в процессе бурения скважин, залежь нефти в силурийских толщах открыта лишь в одной структуре (рис. 3). Причиной этого, вероятно, является использование утяжелённого бурового раствора при бурении в условиях аномально высоких пластовых давлений, что в результате приводит к кольтматированию низкопоровых коллекторов. В связи с этим необходимо более пристальное внимание уделять морфологии пустотного пространства низкоемких коллекторов и оценке влияния на них вторичных процессов. По всей вероятности, следует подобрать оптимальную технологию вскрытия продуктивных пластов для сохранения исходных характеристик коллекторов.

Коллекторские свойства силурийских карбонатных пород

На гряде Чернышева силурийские породы-коллекторы имеют неоднородное сложное строение, морфология пустотного пространства которого чаще всего зависит от влияния вторичных процессов (Даньщикова и др., 2019). Глубина залегания продуктивных отложе-

ний изменяется в зависимости от их гипсометрического положения: так, в аллохтонной части варьирует от 0.6 до 2.5 км, в автохтонной части — от 3.4 до 4.6 км. Породы-коллекторы представлены тремя классами: I — поровый и каверново-поровый, II — трещинно-каверново-поровый, III — каверново-трещинный и трещинный (Данилов, 2017).

Нижнесилурийские отложения характеризуются в основном низкими значениями ФЕС (табл. 1). Средние значения пористости и проницаемости составляют для Тальбейского блока 2.9 % и 1.1×10^{-15} м², для Хоседаюского вала — 4.6 % и 6.7×10^{15} м². Наиболее высокоемкие коллекторы преобладают на Тальбейском блоке (Адакская и Воргамусюрская площади) и приурочены ко вторичным доломитам с теневой структурой биокластово-пелитоморфных известняков либо с теневой структурой известняков гравелитопесчаников. Для данных отложений чаще всего характерны I и III типы коллекторов. Пустотное пространство представлено кавернами, часто изолированными друг от друга (рис. 4), либо пустотами расширения, линейно вытянутыми в цепочки вдоль трещин или стилолитовых швов. Распределение пустот выщелачивания неравномерное, рассеянное (рис. 4, б). Иногда они сообщаются между собой через сеть микротрещин. Высокие значения ФЕС, вероятно, связаны с подземным выщелачиванием, образующимся в результате подкисления подземных вод газами, генерированными при термальной сульфатредукции (Даньщикова и др., 2019). Однако в большинстве случаев поры и каверны залечены вторичными минералами, что приводит к ухудшению их ФЕС.

В верхнесилурийских отложениях пористость изменяется от 0.2 до 11.1 %, проницаемость —

Таблица 1. Фильтрационно-ёмкостные свойства силурийских коллекторов
(по: Данилов, 2017 с изменениями и дополнениями)

Table 1. Filtration and reservoir properties of Silurian reservoirs
(according to Danilov, 2017, with changes and additions)

Площадь Area	Возраст Age	Пористость / Porosity %			Проницаемость / Permeability 1×10^{-15} м ²		
		мин. / min	макс. / max	сп.* / aver*	мин. / min	макс. / max	сп.* / aver*
Заостренская Zaostrennaya	верхний силур Upper Silurian	1.47	6.44	4.41 (9)	н/п	н/п	н/п
	нижний силур Lower Silurian	3.2	3.24	3.2 (2)	н/п	н/п	н/п
Усино-Кушшорская Usino-Kushshor	верхний силур Upper Silurian	0.2	37	19 (8)	0.19	–	0.19 (1)
	нижний силур Lower Silurian	0.4	10.8	4.9 (18)	0.08	14.9	6.7 (5)
Воргамусюрская Vorgamusyur	верхний силур Upper Silurian	0.3	5.8	2.0 (36)	0.02	223.5	28.5 (16)
	нижний силур Lower Silurian	0.3	10.2	3.8 (60)	0.6	17.1	1.2 (29)
Адакская Adak	верхний силур Upper Silurian	0.2	11.1	1.7 (97)	0.01	10.4	0.9 (43)
	нижний силур Lower Silurian	0.2	19.2	2.4 (102)	0.01	23.3	1.1 (62)
Харутамыльская Kharutamyl	верхний силур Upper Silurian	0.8	0.9	0.9 (3)	0.06	0.09	0.07 (2)

Примечание: н/п — непроницаемые породы; прочерк — нет данных; в скобках указано количество образцов; * — средневзвешенная величина.

Note: n/a — impermeable rocks; dash — no data; number of samples is given in parentheses; * — weighted average.

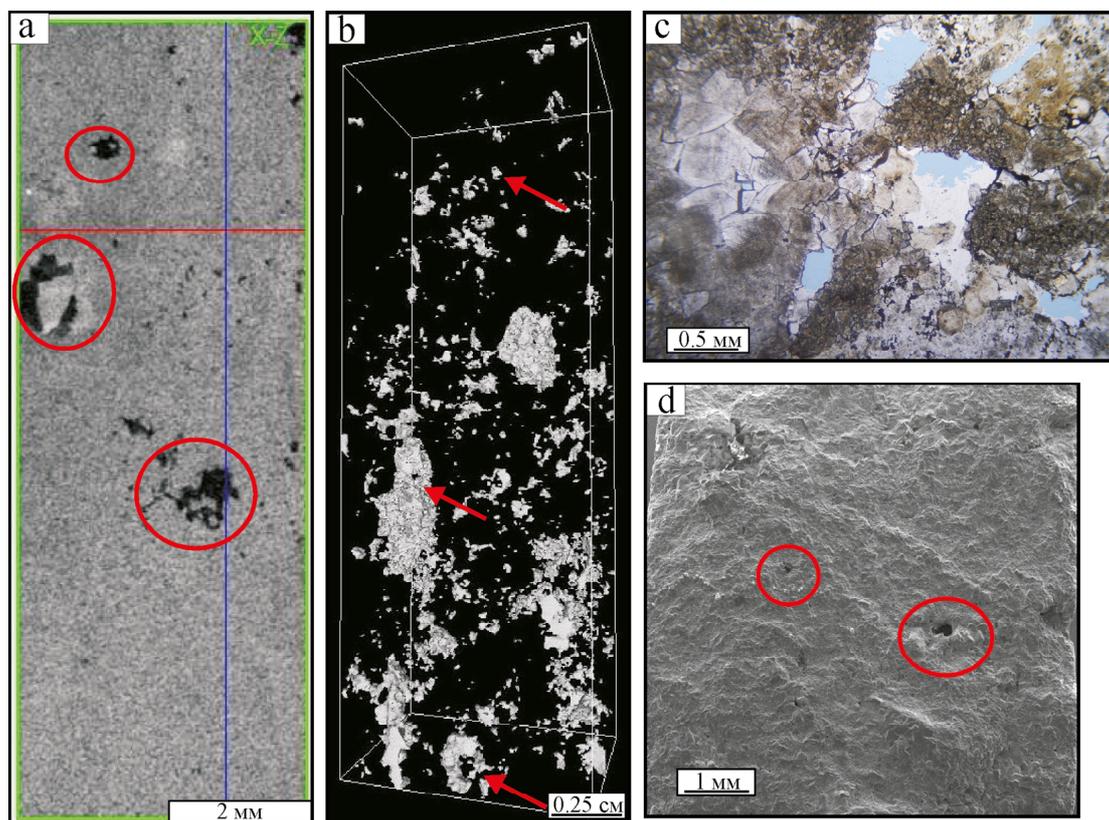


Рис. 4. Каверново-поровый тип коллектора, скв. 1-Адакская, нижний силур: а – вертикальное томографическое сечение с кавернами выщелачивания (кружки); б – распределение изолированных пор выщелачивания на трехмерной модели (стрелки); расширенные поры выщелачивания в шлифе (с) и в растровом снимке (d) (кружки)

Fig. 4. Cavern-pore reservoir type, well 1-Adak, Lower Silurian: a – vertical tomographic section with leaching cavities (circles); b – distribution of isolated leaching pores in the 3D model (arrows); extended leach pores in the thin section (c) and in the raster image (d) (circles)

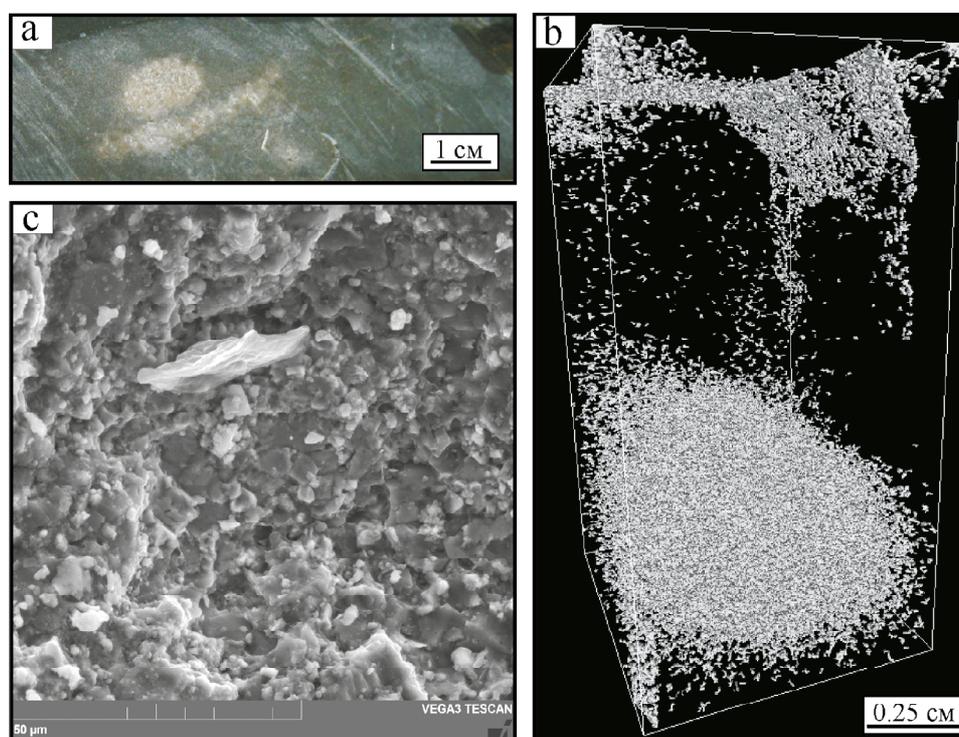


Рис. 5. Трещинно-каверново-поровый тип коллектора, скв. 2-Адакская, верхний силур: а – фото образца; распределение межкристаллических пор на трехмерной модели (b) и на растровом снимке (с)

Fig. 5. Fractured-cavernous-porous reservoir type, well 2- Adak, Upper Silurian: a – photo of the sample; distribution of intergranular pores on a three-dimensional model (b) and on a raster image (с)



от 0.01×10^{-15} до 223.5×10^{-15} м². Преобладают I и II класс коллекторов. На низкие показатели ФЕС также влияют повышенные содержания глинистой составляющей и значительные количества карбонатного ила (микрита) в породе, а также диагенетической цементации (рис. 2). Пористость чаще всего межкристаллическая (рис. 5). Форма пор неправильная, с угловатыми очертаниями. Располагаются в породе неравномерно. Размеры варьируют до 0.005 мм (рис. 5). Более высокие петрофизические значения связаны с доломитами с теновой биокластовой структурой, нередко подверженными процессам выщелачивания. Также для данных пород характерны многочисленные сутурные швы и связанные с ними трещины. Вероятно, более высокие значения пористости связаны с метеорными водами, проникающими в породу с поверхности и мигрирующими под воздействием гравитации.

Качество карбонатных пород-коллекторов в силурийских отложениях зависит в основном от влияния на них вторичных процессов, которые приводят не только к усложнению форм и запечатыванию пустот, но и к улучшению ФЕС. Карбонатные породы, подверженные таким вторичным процессам, как сульфатизация, и имеющие большое количество глинистого компонента, обладают низкими ФЕС. Пористость увеличивается в сильно выщелоченных вторичных доломитах. Образование коллекторов гряды Чернышева и их нефтеносность связаны, вероятно, с развитием трещинной системы, обусловленной обстановками развития надвиговых и сопряженных с ними сдвиговых деформаций (Данилов, 2017; Соборнов и др., 2021). Формирование низкоемких коллекторов, по всей видимости, обусловлено широким развитием процессов гипергенного преобразования отложений в результате позднедевонского размытия (Даньшикова и др., 2019). В связи с этим наиболее перспективными участками обнаружения новых залежей углеводородного сырья следует считать поднадвиговые структуры, выявленные под Западно-Чернышевским надвигом (Шарью-Заостренский блок) и Восточно-Чернышевским ретронадвигом (Тальбейский блок). Перспективы обнаружения газоконденсатных залежей связаны с восточной зоной и нижнепалеозойским интервалом разреза, а также с поднадвиговыми структурами Косью-Роговской впадины, что согласуется с более ранними выводами (Юдин, 1994; Данилов, 2017; Мартынов и др., 2021; Соборнов и др., 2021).

Заключение

В результате проведенного обзора исследований силурийских отложений гряды Чернышева можно сделать следующие выводы:

- силурийские карбонатные породы-коллекторы характеризуются низкими фильтрационно-ёмкостными свойствами. Средние значения пористости и проницаемости составляют на Тальбейском блоке 6.16 % и 6.4×10^{-15} м², на Хоседаюском вале соответственно 3.9 % и 6.8×10^{-15} м². При этом значительную долю в выборке занимают коллекторы с ведущей ролью трещин, меньший объем занимают кавернозные разности, а собственно поровые разности, вероятно, отсутствуют;
- силурийские отложения сильно преобразованы

вторичными процессами, которые значительно влияют на фильтрационно-ёмкостные свойства. К факторам, негативно влияющим на коллекторские свойства, относятся повышенное содержание глинистой составляющей и значительные количества карбонатного ила (микрита) в породе. Уменьшение общего объема пустот в локальных зонах растяжения компенсировалось развитием трещин и формированием пустот выщелачивания;

– образование коллекторов гряды Чернышева и их нефтеносность в большей степени связаны с развитием трещинной системы, которая сформировалась под действием локальных растяжений и сжатий. В связи с этим наиболее перспективными для обнаружения залежей УВ-сырья являются поднадвиговые структуры под Западно-Чернышевским надвигом (Шарью-Заостренский блок) и Восточно-Чернышевским ретронадвигом (Тальбейский блок).

Исследования выполнены в рамках Государственного задания ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН по теме НИР (ГР № 122040600010-8).

Литература / References

- Антошкина А. И. Рифы в палеозое Печорского Урала. СПб.: Наука, 1994. 188 с.
- Antoshkina A. I. Reefs in the Paleozoic Pechora Urals. St. Petersburg: Nauka, 1994, 188 p. (in Russian)
- Богданов В. П., Ростовщиков В. Б., Недилук Л. П., Маракова И. А., Сенин С. В. Тектонические и геохимические предпосылки нефтегазоносности гряды Чернышева // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2016. Т. 11. № 2. URL: http://www.ngtp.ru/rub/4/18_2016.pdf
- Bogdanov V. P., Rostovshchikov V. B., Nedilyuk L. P., Marakova I. A., Senin S. V. Tectonic and geochemical prerequisites for the oil and gas potential of the Chernyshev Ridge. Oil and Gas Geology. Theory and Practice, 2016, V. 11, No. 2. (in Russian)
- Варсановьева В. А. Тектоника (Урал, Пай-Хой, Тиман и Печорская низменность) // Геология СССР. М.: Госгеоллиздат, 1963. Т. 2. Ч. 1. С. 791–885.
- Varsanof'eva V. A. Tectonics (Ural, Pai-Khoi, Timan and Pechora Lowland). Geologiya SSSR. Moscow: Gosgeolizdat, 1963, V. 2, Part 1, pp. 791–885 (in Russian)
- Воинова Е. В. Геологические исследования в Печорском крае в бассейне р. Б. Сыня-ю летом 1932 г. // Труды ЦНИГРИ. 1933. Вып. 69. 32 с.
- Voinova Ye. V. Geological research in the Pechora region in the B. Synya-yu river basin in the summer of 1932. Trudy TSNIGRI, 1933, 69, 32 p. (in Russian)
- Войновский-Кригер К. Г. О тектонической структуре и основных этапах геосинклинального развития Печорского угольного бассейна // Труды лабор. геол. угля АН СССР. 1956. Вып. 6. С. 412–423.
- Voynovskiy-Kriger K. G. On the tectonic structure and main stages of geosynclinal development of the Pechora coal basin. Proc. of Coal Geology Laboratory of USSR AS, 1956, V. 6, pp. 412–423 (in Russian)
- Волков С. Н., Яцук Н. В. Геологический очерк Полярного Урала // Труды Всесоюз. аркт. ин-та. 1937. Т. 87. Ч. 1. С. 79–117.
- Volkov S. N., Yatsuk N. V. Geological essay on the Polar Urals. Proc. of Arctic Institute, 1937, V. 87, Part 1, pp. 79–117 (in Russian)



- Горский В. П. Общие закономерности развития Предуральского краевого прогиба // Совещание по проблеме «Прогибы». Л., 1966. С. 82–84.
- Gorskiy V. P. General patterns of development of the Cis-Ural marginal trough. Meeting on problem of troughs. Leningrad, 1966, pp. 82–84. (in Russian)
- Данилов В. Н. Гряда Чернышева: геологическое строение и нефтегазоносность / Филиал ООО «Газпром ВНИИГАЗ» в г. Ухта. СПб.: Реноме, 2017. 288 с.
- Danilov V. N. Chernyshev Ridge: Geological Structure and Oil and Gas Potential. Ukhta Branch of Gazprom VNIIGAZ LLC. St. Petersburg: Renome, 2017, 288 p. (in Russian)
- Данилов В. Н., Иванов В. В., Гудельман А. А., Журавлев А. В., Вишератина Н. П., Огданец Л. В., Уткина О. Л. Перспективы нефтегазоносности центральной части поднятия Чернышева по результатам геолого-разведочных работ на Адакской площади // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2011. Т. 6. № 2. URL: http://www.ngtp.ru/rub/4/21_2011.pdf
- Danilov V. N., Ivanov V. V., Gudel'man A. A., Zhuravlev A. V., Visheratina N. P., Ogdanets L. V., Utkina O. L. Prospects for oil and gas potential of the central part of the Chernyshev uplift based on the results of geological exploration in the Adak area. Oil and Gas Geology. Theory and Practice, 2011, V. 6, No. 2. (in Russian)
- Даньщикова И. И., Майдль Т. В., Митюшева Т. П. Эпигенетические изменения карбонатных пород и их связь с химическим составом воды в верхнеордовикско-нижнедевонском нефтегазоносном комплексе гряды Чернышева и восточного борта Хорейверской впадины // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2019. Т. 14. № 4. URL: http://www.ngtp.ru/rub/2019/44_2019.html
- Dan'shchikova I. I., Maydl' T. V., Mityusheva T. P. Epigenetic changes in carbonate rocks and their relationship with the chemical composition of water in the Upper Ordovician-Lower Devonian oil and gas complex of the Chernyshev Ridge and the eastern side of the Khoreyver depression. Oil and Gas Geology. Theory and Practice, 2019, V. 14, No. 4. (in Russian)
- Дедеев В. А. Тектоника Тимано-Печорской нефтегазоносной области // Геология и полезные ископаемые северо-востока европейской части СССР и севера Урала: Тр. VI геолог. конф. Коми АССР. Сыктывкар, 1965. Т. I. С. 316–332.
- Dedeev V. A. Tectonics of the Timan-Pechora oil and gas region. Geology and minerals of the North-East of European part of the USSR and north of the Urals. Proceedings of conference. Syktyvkar, 1965, V.1, pp. 316–332. (in Russian)
- Елисеев А. И. Стратиграфия и литология каменноугольных отложений гряды Чернышева. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 173 с.
- Eliseev A. I. Stratigraphy and lithology of coal deposits of the Chernyshev ridge. Moscow; Leningrad USSR AS, 1963, 173 p. (in Russian)
- Жемчугова В. А., Мельников С. В., Данилов В. Н. Нижний палеозой Печорского нефтегазоносного бассейна (строение, условия образования, нефтегазоносность). М.: Изд-во Академии горных наук, 2001. 110 с.
- Zhemchugova V. A., Mel'nikov S. V., Danilov V. N. Lower Paleozoic of the Pechora oil and gas basin (structure, formation conditions, oil and gas potential). Moscow: Academy of mining sciences, 2001, 110 p. (in Russian)
- Запольнов А. К. Тектоника Большеземельской тундры. Л.: Наука, 1971. 120 с.
- Zapol'nov A. K. Tectonics of the Bolshezemelskaya tundra. Leningrad: Nauka, 1971, 120 p. (in Russian)
- Казанцев Ю. И. Структурная геология Предуральского прогиба. М.: Наука, 1984. 184 с.
- Kazantsev Yu. I. Structural geology of the Cis-Ural trough. Moscow: Nauka, 1984, 184 p. (in Russian)
- Карпюк Т. А., Зимишина Т. А. Строение гряды Чернышева в свете новых данных сейсмозаземки МОГТ // Материалы XIII Геол. съезда Респ. Коми. 1999. Т. 2. С. 16–17.
- Karpyuk T. A., Zimishina T. A. Structure of the Chernyshev Ridge in Light of New CMP Seismic Exploration Data. PROC. 13th geological conference of Komi Republic, 1999, V. 2, pp. 16–17. (in Russian)
- Князев С. А., Тарбаев Б. И. Новые данные по геологии гряды Чернышева // Материалы по геологии и полезн. ископ. северо-востока европейской части СССР. М.: Госгеотехиздат, 1961. Вып. 1. С. 23–33.
- Knyazev S. A., Tarbayev B. I. New data on the geology of the Chernyshev Ridge. In the book: Materials on the geology and mineral resources of the North-East of the European part of the USSR. Moscow: Gosgeotekhizdat, 1961, V.1, pp. 23–33 (in Russian)
- Коперина В. В. Отчет по геологической съемке верхнего течения р. Адзвы и р. Хайпудыры в 1932 г. // Землеведение. 1933. Т. 35. Вып. 4. С. 314–337.
- Koperina V. V. Report on the geological survey of the upper reaches of the Adzva and Khaipudyra rivers in 1932. Earth Science, 1933, V. 35, 4, pp. 314–337 (in Russian)
- Кулик Н. А. Предварительный отчет о поездке в Большеземельскую тундру летом 1910 года // Зап. Минер. обв. 1915. 2-я сер. Ч. 51. 64 с.
- Kulik N. A. Preliminary report on the trip to the Bolshezemelskaya tundra in the summer of 1910, Notes of Mineralogical Society, 1915, 2nd series, Part 5, 64 p. (in Russian)
- Куранов А. В., Данилов В. Н., Желудова М. С., Вагина Т. И., Матвеева С. Ю. Зона сочленения северной части гряды Чернышева с Варандей-Адзвинской структурно-тектонической зоной — высокоперспективный объект для поиска залежей углеводородов в Тимано-Печоре // Рассохинские чтения. Ухта, 2023. С. 87–94.
- Kuranov A. V., Danilov V. N., Zheludova M. S., Vagina T. I., Matveeva S. Yu. The junction zone of the northern part of the Chernyshev ridge with the Varandey-Adzvin'skaya structural-tectonic zone is a highly promising object for the search for hydrocarbon deposits in Timan-Pechora. Rassokhin Readings. Ukhta, 2023, pp. 87–94. (in Russian)
- Майдль Т. В. Особенности строения карбонатных резервуаров ордовикско-нижнедевонского нефтегазоносного комплекса // Труды Института геологии Коми филиала АН СССР. 1987. Вып. 61. С. 17–28.
- Maydl' T. V. Features of the structure of carbonate reservoirs of the Ordovician-Lower Devonian oil and gas complex. Proc. Institute of geology of Komi branch of USSR AS, 1987, V. 61, pp. 17–28. (in Russian)
- Маркин В. В. Ордовик и силур западного склона Приполярного Урала // Тр. геол. музея им. А. П. Карпинского. М.; Л., 1960. Вып. 3. 132 с.



- Markin V. V. Ordovician and Silurian of the western slope of the Subpolar Urals. Proc. Karpinsky geol. museum, 1960, V. 3, 132 p. (in Russian)
- Мартынов А. В., Жарков А. М., Николаева А. М. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности южной части гряды Чернышева // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2021. Т. 16. № 1. URL: http://www.ngtp.ru/rub/2021/2_2021.html
- Martynov A. V., Zharkov A. M., Nikolaeva A. M. Geological structure and oil and gas potential of the southern part of the Chernyshev ridge. Oil and Gas Geology. Theory and Practice, 2021, V. 16, No. 1. (in Russian)
- Мартынов А. В. Итоги геолого-разведочных работ на нефть и газ в пределах гряды Чернышева и западного склона Приполярного Урала // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2020. Т. 15. № 1. URL: http://www.ngtp.ru/rub/2020/9_2020.html
- Martynov A. V. Results of geological exploration for oil and gas within the Chernyshev Ridge and the western slope of the Subpolar Urals. Oil and Gas Geology. Theory and Practice, 2020, V. 15, No. 1.
- Оффман П. Е. Происхождение Тимана // Тр. ГИН АН СССР. М., 1961. Вып. 58. 137 с.
- Offman P. E. The origin of Timan. Proc. Institute of Geological Sciences USSR AS. Moscow, 1961, No. 58, 137 p.
- Першина А. И. Силурийские и девонские отложения гряды Чернышева. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962. 122 с.
- Pershina A. I. Silurian and Devonian deposits of the Chernyshev Ridge. Moscow; Leningrad: USSR AS, 1962, 122 p. (in Russian)
- Петрова Ю. Э., Прохоров В. Л., Багаева М. А., Умрилов Е. Л., Коршунов А. А., Алексеева И. Б., Яковлева Л. А., Карпова И. В. Оценка состояния сырьевой базы углеводородов Северо-Западного федерального округа и проблемы ее воспроизводства // Геология нефти и газа. 2020. № 5. С. 7–23.
- Petrova Yu. E., Prokhorov V. L., Bagayeva M. A., Umrilov Ye. L., Korshunov A. A., Alekseyeva I. B., Yakovleva L. A., Karpova I. V. Assessment of the state of the hydrocarbon raw material base of the Northwestern Federal District and problems of its reproduction. Geology of oil and gas, 2020, No. 5, pp. 7–23. (in Russian)
- Прищепа О. М., Богацкий В. И., Макаревич В. Н., Чумакова О. В., Никонов Н. И., Куранов А. В., Богданов М. М. Новые представления о тектоническом и нефтегазогеологическом районировании Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2011. Т. 6. № 4. URL: http://www.ngtp.ru/rub/4/40_2011.pdf
- Prishchepa O. M., Bogatskiy V. I., Makarevich V. N., Chumakova O. V., Nikonov N. I., Kuranov A. V., Bogdanov M. M. New ideas about the tectonic and oil and gas geological zoning of the Timan-Pechora oil and gas province. Oil and Gas Geology. Theory and Practice, 2011, V. 6, No. 4. (in Russian)
- Пушаровский Ю. М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие // Тр. Геол. ин-та АН СССР. 1959. Вып. 28. 154 с.
- Pushcharovskiy Yu. M. Marginal deflections, their tectonic structure and development. Proc. Institute of Geological Sciences USSR AS, 1959, 28, 154 p. (in Russian)
- Разницын В. А. О развитии крупных платформенных структур Тимано-Печорского края // Труды Ин-та геол. Коми фил. АН СССР. 1962. Вып. 3. С. 113–123.
- Raznitsyn V. A. On the development of large platform structures of the Timan-Pechora region. Proc. Institute of geology Komi branch USSR AS, 1962, 3, pp. 113–123. (in Russian)
- Соборнов К. О., Данилов В. Н. Строение и перспективы нефтегазоносности гряды Чернышева (Тимано-Печорский бассейн) // Геология нефти и газа. 2014. № 5. С. 11–18.
- Sobornov K. O., Danilov V. N. Structure and oil and gas potential of the Chernyshev Ridge (Timan-Pechora Basin). Geology of oil and gas, 2014, No. 5, pp. 11–18. (in Russian)
- Соборнов К. О., Коротков И. П., Яковлев Д. В., Куликов В. А., Кудрявцев К. Ю., Колесник В. Ф. Раздавленные соляные диапиры гряды Чернышева (Тимано-Печорский бассейн): комплексное изучение и влияние на нефтегазоносный потенциал // Геология нефти и газа. 2021. № 1. С. 73–88. DOI: 10.31087/0016-7894-2021-1-73-88
- Sobornov K. O., Korotkov I. P., Yakovlev D. V., Kulikov V. A., Kudryavtsev K. Yu., Kolesnik V.F. Crushed salt diapirs of the Chernyshev Ridge (Timan-Pechora Basin): comprehensive study and impact on oil and gas potential. Geology of Oil and Gas, 2021, No. 1, pp. 73–88. (in Russian)
- Соборнов К. О., Пильник Л. Ф. Гряда Чернышева — фронт вдвиговой пластины? // Доклады АН СССР. 1991. Т. 317, № 2. С. 430–433.
- Sobornov K.O., Pil'nik L. F. Chernyshev ridge — the front of the thrust plate? Doklady Earth Sciences, 1991, V. 317, No. 2, pp. 430–433. (in Russian)
- Сотникова А. Г., Лукова С. А. Перспективы нефтегазоносности объектов складчато-надвигового генезиса северного сегмента Предуральского краевого прогиба // Геология нефти и газа. 2021. № 1. С. 89–102.
- Sotnikova A. G., Lukova S. A. Prospects for oil and gas potential of fold-thrust formations in the northern segment of the Pre-Ural marginal trough. Oil and Gas Geology, 2021, No. 1, pp. 89–102. (in Russian)
- Танинская Н. В. Модели карбонатного осадконакопления в среднем ордовике — нижнем девоне Тимано-Печорского седиментационного бассейна. СПб.: Недра, 2004. С. 108–120.
- Taninskaya N. V. Models of carbonate sedimentation in the Middle Ordovician-Lower Devonian of the Timan-Pechora sedimentary basin. St. Petersburg: Nedra, 2004, pp. 108–120. (in Russian)
- Тарбаев Б. И. Тектоника гряды Чернышева // Геология и нефтегазоносность северо-востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1977. Вып. IV. С. 14–20.
- Tarbayev B. I. Tectonics of the Chernyshev Ridge. Geology and oil and gas content in the North-East of the European part of the USSR. Syktyvkar, 1977, V. 4, pp. 14–20. (in Russian)
- Тимано-Печорский седиментационный бассейн: Атлас геологических карт. Ухта: Региональный дом печати. 2000. 116 с.
- Timan-Pechora sedimentary basin. Atlas of geological maps. Ukhta: Regionalny Dom Pechati, 2000, 116 p. (in Russian)
- Тимонин Н. И. Тектоника гряды Чернышева. Л.: Наука, 1975. 130 с.
- Timonin N. I. Tectonics of the Chernyshev Ridge. Leningrad: Nauka, 1975, 130 p. (in Russian)



- Тихонович Н. Н. Структурные черты Тимано-Уральской нефтеносной провинции // Сов. геология. 1941. № 1. С. 44–60.
Tikhonovich N. N. Structural features of the Timan-Ural oil province. Soviet Geology, 1941, No. 1, pp. 44–60. (in Russian)
- Херасков Н. П., Перфильев А. С. Основные особенности геосинклинальных структур Урала // Проблемы региональной тектоники Евразии: Тр. ГИН АН СССР. 1963. Вып. 92. С. 35–63.
Kheraskov N. P., Perfil'ev A. S. Main features of geosynclinal structures of the Urals. Problems of regional tectonics of Eurasia: Proc. Institute of Geological Sciences USSR AS, 1963, 92, pp. 35–63. (in Russian)
- Чернов А. А. История палеозойской геосинклинали на западном склоне полярного Урала // Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол. 1937. Т. XV (2). С. 157–160.
Chernov A. A. History of the Paleozoic geosyncline on the western slope of the Polar Urals. Bull. Soc. Imp. Nat. Mosc. Geol., 1937, V. 15(2), pp. 157–160. (in Russian)
- Чернов Г. А. Геологическое строение южной оконечности гряды Чернышева // Труды ВНИГНИ. 1956. Вып. VII. С. 166–200.
Chernov G. A. Geological structure of the southern end of the Chernyshev ridge. Proceedings of All-Russian research geological oil institute, 1956, 7, pp. 166–200. (in Russian)
- Чернышев Ф. Н. Новые данные по геологии Большеземельской тундры // Изв. Академии наук. 1907. Сер. 6. № 8. С. 205–208.
Chernyshev F. N. New data on the geology of the Bolshezemelskaya tundra. Proceedings of USSR AS, 1907, St. Petersburg, ser. 6, No. 8, pp. 205–208. (in Russian)
- Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Сравнительная тектоника древних платформ. Статья 1 // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946. № 1. С. 5–62.
Shatskiy N. S. Main features of the structure and development of the East European platform. Comparative tectonics of ancient platforms. Article 1. Proceedings of USSR AS, Geological Series, 1946, No. 1, pp. 5–62. (in Russian)
- Эйноор О. Л. Тектоника Печорского угленосного бассейна // Сов. геология. 1945. Сб. 7. С. 17–38.
Eynor O. L. Tectonics of the Pechora coal basin. Soviet Geology, 1945, 7, pp. 17–38 (in Russian)
- Юдин В. В. Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: Наука, 1994. 285 с.
Yudin V. V. Orogenesis of the Northern Urals and Pай-Khoi. Yekaterinburg: Nauka, 1994, 285 p. (in Russian)

Поступила в редакцию / Received 26.09.2025



Экстракция угля и шламов Печорского угольного бассейна в автоклаве при повышенных температуре и давлении в среде органического растворителя

Д. В. Кузьмин¹, Н. С. Бурдельная¹, И. Н. Бурцев¹, В. А. Белый²

¹Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

²Институт химии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия
dr.dm.kuzmin@gmail.com

Из угольных шламов Интинской горно-обогатительной фабрики и каменного угля Воргашорского месторождения растворением в N-метилпирролидоне при повышенных температуре и давлении для установления структурных особенностей были получены беззольные экстракты – гиперугли. Выход экстрактов составил 79 и 68 % соответственно. Был проведен анализ исходных образцов и полученных продуктов методами элементного анализа, ИК-спектроскопии и пиролитической ГХ/МС. Показано, что полученные беззольные экстракты обладают схожим химическим строением, несмотря на разную зрелость исходных углей. В результате термического воздействия в автоклаве в присутствии N-метилпирролидона происходит разрушение химической структуры органической массы угольного вещества по связям «кислород – углерод». По данным ТГА-ДТГ-анализа показан характер разложения органического вещества исходного угля и полученных экстрактов.

Ключевые слова: каменный уголь, угольные шламы, гиперуголь, экстракция N-метилпирролидоном, термогравиметрия, элементный состав

Extraction of coal and sludge from the Pechora coal basin in an autoclave at elevated temperature and pressure in an organic solvent environment

D. V. Kuzmin¹, N. S. Burdelnaya¹, I. N. Burtsev¹, V. A. Belyi²

¹Institute of Geology FRC Komi SC UB RAS, Syktyvkar, Russia

²Institute of Chemistry FRC Komi SC UB RAS, Syktyvkar, Russia

Ash-free hypercoals have been obtained from coal sludge from the Inta mining and processing plant and coal from the Vorgashorskoye field by dissolving in N-methylpyrrolidone at elevated temperatures and pressures to establish structural features. The yield of extracts is 79 and 68 %, respectively. The analysis of the initial samples and the obtained products is carried out using the methods of elemental analysis, IR spectroscopy and pyrolytic GC/MS. It is shown that the obtained ash-free extracts have a similar chemical structure, despite the different maturity of the initial coals. According to the data of the TGA-DTG analysis, the nature of decomposition of the organic matter of the initial coal and the obtained extracts is shown.

Keywords: hard coal, coal sludge hypercoal, extraction with N-methylpyrrolidone, thermogravimetry, elemental composition

Введение

Ископаемый уголь представляет собой сложную систему, которая состоит из трех взаимосвязанных компонентов: органической массы, минеральных компонентов и влаги. Эти основные компоненты и характеризуют марочный состав и соответственно определяют дальнейшие пути рационального использования углей (Еремин и др., 1980; Головин, 1994; Головин и др., 1994; Еремин, Броневец, 1994; Головин, Крапчин, 1997). Основным компонентом, определяющим дальнейшее использование угля, является минеральная составляющая. Поэтому поиск наиболее эффективного пути удаления минерального компонента, или деминерализация угля, является важной задачей современной углехимии.

Существует два основных направления деминерализации угля. Первое — это удаление неорганической части путем обработки исходного угля минераль-

ными кислотами и щелочами. Обработанный таким образом уголь содержит до 0.7 мас. % золы. Такие работы ведутся, например, в Австралии в рамках проекта «Ультрочищенный уголь» (Steel, Patrick, 2001). Но стоимость указанной обработки угля является достаточно высокой, прежде всего из-за проблемы утилизации огромных объемов минерализованных растворов, образующихся при промывке углей.

Второе — обработка угля органическим растворителем с целью максимально полного извлечения органической составляющей. При таком способе из углей экстрагируются только органические компоненты. В этом случае к органическому растворителю предъявляются определенные требования: 1) он должен обладать высокой растворяющей способностью в отношении органической части углей; 2) быть доступным и дешевым; 3) иметь высокую стабильность при высоких температурах 350–430 °С (оптимальных для

Для цитирования: Кузьмин Д. В., Бурдельная Н. С., Бурцев И. Н., Белый В. А. Экстракция угля и шламов Печорского угольного бассейна в автоклаве при повышенных температуре и давлении в среде органического растворителя // Вестник геонаук. 2025. 10 (370). С. 33–40. DOI: 10.19110/geov.2025.10.3

For citation: Kuzmin D. V., Burdelnaya N. S., Burtsev I. N., Belyi V. A. Extraction of coal and sludge from the Pechora coal basin in an autoclave at elevated temperature and pressure in an organic solvent environment. Vestnik of Geosciences, 2025, 10 (370), pp. 33–40, DOI: 10.19110/geov.2025.10.3

экстракции); 4) химически не взаимодействовать с органическим веществом угля (Осипов и др., 2011).

Растворителей, которые удовлетворяют данным требованиям, немного: это легкий циркуляционный газоль, метилнафталин, N-метилпирролидон (NMP), тетралин. При обработке угля данными растворителями выход продуктов экстракции достигает 60–80 % от органической массы угля. Такие высокие выходы обусловлены в значительной степени тем, что при высокотемпературном воздействии в угольной структуре происходит ослабление и разрушение нековалентных связей, вызванных введением подходящего растворителя (Okuyama et al., 2004). Полученный гиперуголь (ГПУ) обладает низкой зольностью (менее 200 ppm) и высокой теплотой сгорания (более 8000 ккал/кг). Данный продукт может быть использован в качестве добавки к углям (в количестве нескольких процентов) для улучшения их коксующихся свойств, а также для получения углеродных волокон.

В последнее время ряд работ посвящен исследованию вероятности применения гиперугля в металлургической промышленности (Wang et al., 2019; Wang, 2024). Исследователями из Польши (Dudek et al., 2014) изучена возможность использования беззольного угля в топливной ячейке с твердофазным оксидом в качестве электролита. Исследования показали, что гиперуголь может быть задействован при изготовлении топливных элементов. Также в работе (Watanabe et al., 2020) был получен углеродный материал из беззольного угля и показана возможность его использования в качестве материала для угольных электродов с высокой емкостью. Китайскими учеными был предложен способ получения кристаллического графита из беззольного угля (Wang et al., 2021).

Таким образом, ГПУ является перспективным продуктом переработки низкокачественных углей и благодаря своим уникальным свойствам может найти применение в различных отраслях промышленности, а знание его структурных особенностей может расширить области его применения.

Целью работы являлось получение в лабораторных условиях гиперуглей при термической экстракции пермского угля и угольного шлама (Печорский угольный бассейн) N-метилпирролидоном (NMP) в автоклаве при 350 °C и установление его структурных особенностей.

Методика исследований

Термолитиз угля в автоклаве. Для получения гиперугля брали навеску массой 50 г, затем добавляли 250 мл NMP, помещали в реактор высокого давления, накачивали аргоном до 2 МПа и оставляли на 24 часа для контроля герметичности. Спустя сутки смесь нагревали до 350 °C в течение 2-х часов. Давление при этом составляло 3 МПа. Затем смесь оставляли охлаждаться до комнатной температуры, нерастворившийся остаток отделяли центрифугированием при 4000 об/мин и дополнительно фильтровали на воронке Бюхнера под вакуумом через бумажный фильтр (белая лента), промывали 250 мл горячего NMP и полученный раствор упаривали досуха. После отгонки растворителя осадок угольного экстракта высушивали в вакуумном сушильном шкафу при температуре 130 °C. Нерастворившийся

остаток после выделения гиперугля промывали горячей водой от остатков растворителя, высушивали в сушильном шкафу при температуре 140 °C и сохраняли для дальнейших исследований.

Элементный анализ (содержание CHNS) выполнялся в ИБ Коми НЦ УрО РАН на элементном анализаторе CHNS Vario MICROcube (Elementar, Германия). Температура трубки окисления составляла 1150 °C, температура трубки восстановления — 850 °C. В качестве газа-носителя использовался гелий, его поток — 200 мл/мин. Газ-окислитель — кислород, поток — 30 мл/мин, длительность подачи кислорода — 70 с.

Инфракрасная спектроскопия. ИК-спектры были получены на приборе ИК Фурье ИНФРАСПЕК ФСМ 2202 № 241017). Разрешение — 3.84 см⁻¹, число сканов — 38.

Термогравиметрический анализ (ТГА-ДСК). Синхронный термический анализ (термогравиметрия — дифференциальная сканирующая калориметрия) был выполнен на приборе STA 409 PCLuxx (NETZSCH, Германия) в динамическом температурном режиме. Навеска образца (около 20 мг) помещалась в тигель из Pt-Rh-сплава диаметром 6 мм с перфорированной крышечкой, образцом сравнения служил аналогичный пустой тигель. Термограммы были получены в атмосфере азота (20 мл/мин) в диапазоне температур 25–1000 °C при скорости нагрева 5 град/мин. Анализ термограмм проводился с использованием программного пакета NETZSCH Proteus-Thermal Analysis (Version 4.8.5).

Пиролитическая хромато-масс-спектрометрия (Пир-ГХ/МС) углей и ГПУ осуществлялась на газовом хроматографе «Хроматэк-Кристалл-5000», соединённом с масс-селективным детектором (МСД) и снабжённом блоком пиролиза (ЗАО СКБ Хроматэк, Йошкар-Ола). Анализ выполнялся путём пиролиза микронавески пробы (микрограммы), предварительно помещённой в пиролитическую ячейку, в атмосфере гелия и последующим хроматографическим разделением продуктов пиролиза на капиллярной колонке Rxi-5ms (5 % — фенил, 95 % — метилполисилоксан). Длина колонки — 30 м, диаметр — 0.25 мм, толщина слоя неподвижной фазы — 0.25 мкм. Детектор МСД работал в режиме ионизации электронным ударом. Диапазон сканирования масс составлял 40–600 а.е.м. Для удаления сорбированных компонентов проба предварительно была прогрета в режиме термодесорбции при 300 °C. Далее был проведён пиролиз углей и ГПУ при 800 °C в течение 30 сек. Для разделения низкомолекулярных продуктов пиролиза (ПП) последние улавливались в криоловушке, температура которой составляла –40 °C, в качестве охлаждающего реагента использовался газ CO₂. Температура термостага колонки программировалась от 0 до 300 °C со скоростью 5 °C/мин. Температура инжектора — 300 °C, интерфейса — 250 °C, ионного источника — 200 °C. Деление потока составляло 1 : 50. Идентификация продуктов пиролиза осуществлялась с использованием электронной библиотеки NIST2020, а также при сопоставлении времени удерживания и порядка элюирования соединений по литературным данным.

Результаты и их обсуждение

Экспериментальная работа проводилась на материале углей Печорского угольного бассейна. Был отобран каменный уголь Воргашорского месторождения



Таблица 1. Характеристика исходных образцов и полученных из них ГПУ
Table 1. Characteristics of the original samples and obtained HPC

Образец Sample	Зольность Ash content (A^d), %	Содержание элементов в исходных углях и угольных экстрактах, % Content of elements in original coal and in coal extracts, %					Атомные отношения Atomic ratios	
		C	O*	H	N	S	H/C	O/C
угольный шлам coal slurry	38.20	45.5	9.70	3.7	1.4	1.5	0.98	0.16
каменный уголь hard coal	9.96	76.6	5.34	5.1	2.2	0.8	0.80	0.05
ГПУ-ШЛ	0.24	70.5	15.36	6.1	7.3	0.5	1.04	0.16
ГПУ-У	1.30	76.6	9.40	6.5	5.7	0.5	1.02	0.09

Примечание: * — кислород определен по разнице / Note: * — oxygen is determined by difference

(уголь коксовый жирный), а также угольный шлам Интинской обогатительной фабрики.

*Выход ГПУ и элементный состав углей
и их экстрактов*

В результате термической экстракции высокозольных углей НМР в автоклаве при 350 °С были получены выходы, значительно превышающие выход ГПУ из углей Печорского угольного бассейна при экстракции при температуре кипения органического растворителя (206 °С). Выход ГПУ для каменного угля составил 68 %, для угольного шлама — 79 %. Ранее проведенные эксперименты по экстракции пермских углей Печорского угольного бассейна (Бурдельная и др., 2017) показали, что в условиях низкотемпературной экстракции (при температуре кипения НМР) выход ГПУ не превышает 30 %, при этом в выборке присутствовали угли практически полной «линейки зрелости» — от бурых до тощих.

Зольность угля и угольного шлама резко снижается после термической экстракции в НМР и составляет 0.24 и 1.30 % соответственно (табл. 1). Для ГПУ и исходных проб был получен элементный состав (табл. 1) и проанализированы данные ИК-спектроскопии (рис. 1, 2).

По результатам элементного анализа можно видеть, что конечный продукт термической обработки угля и угольного шлама несколько отличается от элементного состава исходных образцов. Полученные гиперугли более обогащены водородом, вследствие чего характеризуются более высоким значением атомного отношения Н/С, а также меньшим содержанием серы. При обработке угольного шлама образующийся в ав-

токлаве гиперуголь более чем в 1.5 раза обогащён углеродом относительно исходного образца.

Относительно высокие концентрации азота в составе экстрактов могут являться признаком остаточного растворителя (Бурдельная и др., 2017; Бушнев и др., 2016, 2018).

ИК-спектроскопия углей и их экстрактов

ИК-спектры исходных образцов и полученных из них ГПУ приведены на рис. 1 и 2 соответственно. В спектрах исходных образцов наблюдаем разницу в области 2800—3100 см⁻¹, отвечающей за валентные колебания СН, СН₂, СН₃ в алкильных цепях, и изменения в области 1000—1200 см⁻¹, характерной для колебаний кислородсодержащих функциональных групп, таких как циклические простые эфиры, ацетали и т. д. (рис. 1). Для каменного угля интенсивность полосы поглощения валентных колебаний связей С—Н метильных и метиленовых групп выше, чем в спектре угольного шлама, а интенсивность полосы в области 1000—1200 см⁻¹ для каменного угля значительно ниже. Полосы в области 1445 и 1600 см⁻¹ характерны для валентных колебаний С—Н-связей в ароматическом кольце, но полоса при 1445 см⁻¹ может перекрываться с полосой в этой же области, характерной для деформационных колебаний СН₂-группы (Тарасевич, 2012; Dai et al., 2023). В целом согласно полученным ИК-спектрам в ОВ исходного каменного угля содержится больше алифатических и меньше кислородсодержащих структур относительно угольного шлама.

При анализе ИК-спектров ГПУ можно отметить изменения в области 1000—1200 см⁻¹, характеризующие-

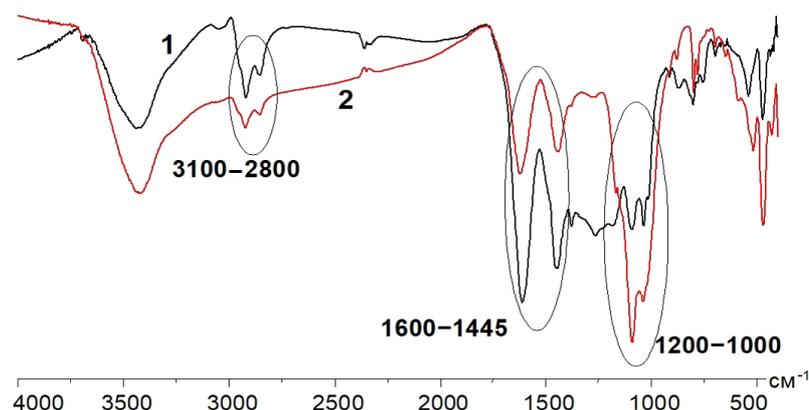


Рис. 1. ИК-спектры, полученные для каменного угля Воргашорского месторождения (1) и шламов Интинской горно-обогатительной фабрики (2)

Fig. 1. IR spectra obtained for bituminous coal from the Vorgashorskoye deposit (1) and sludge from the Inta mining and processing plant (2)

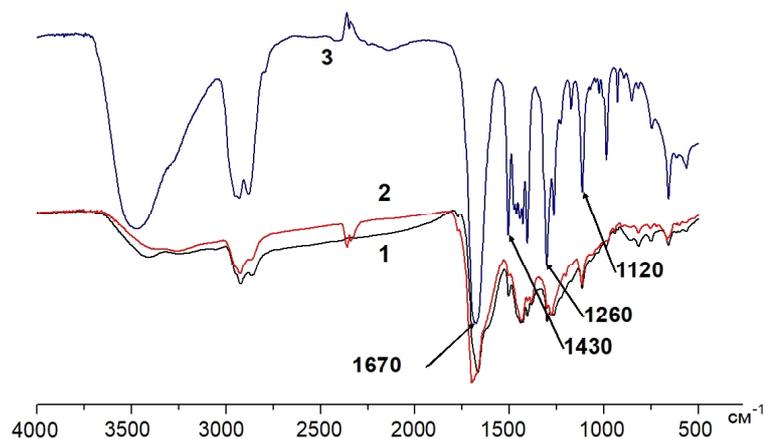


Рис. 2. ИК-спектры гиперуглей, полученных из каменного угля Воргашорского месторождения (1), шламов Интинской горно-обогатительной фабрики (2) и растворителя N-метилпирролидона (3)

Fig. 2. IR spectra of hypercoals obtained from bituminous coal from the Vorgashorskoye deposit (1), sludge from the Inta mining and processing plant (2) and N-methylpyrrolidone solvent (3)

ся отсутствием поглощения в этой области после обработки угольного вещества органическим растворителем в автоклаве (рис. 2). В спектрах, так же как и в исходных образцах, фиксируются полосы в области 2800—3100 см^{-1} , отвечающие за валентные колебания CH , CH_2 , CH_3 в алкильных цепях, и в области 1600 см^{-1} , присущие валентным колебаниям C-H ароматического кольца. Интенсивные полосы при 1670, 1430, 1260 и 1120 см^{-1} характерны для остаточного растворителя (рис. 2).

Термогравиметрический анализ углей и ГПУ

На термогравиметрических кривых (ТГ-кривых) исходных образцов — угля и угольного шлама (рис. 3), отражающих потерю массы образца от температуры, четко фиксируются 3 интервала температур. Первый интервал до (400 °C связан с потерей остаточной воды и сорбированных и летучих компонентов. В интервале от 400 до 600 °C происходит наиболее интенсивное разложение органической массы, входящей в состав угля и угольного шлама, при котором разрушаются углерод-гетероатомные и углерод-углеродные связи. Далее, при температуре выше 600 °C, скорость разложения органического вещества снижается, что может быть вызвано равномерным распределением структурных элементов, связанных друг с другом ковалентными связями с различной термической устойчивостью. Характер полученных ТГ-кривых существенно отличается у исходных образцов (рис. 3). Для бурого угольного шламов характерна более пологая кривая, при этом разложение начинается при температуре 392 °C. Для каменного угля Воргашорского месторождения характерна более резкая деструкция органического вещества, которая начинается при температуре 407 °C. Потери массы образцов при прогреве до 1000 °C составляют 18 и 30 % соответственно для шлама и каменного угля. Такая разница может быть связана с петрографическим составом угольного вещества. Так, литературные данные свидетельствуют, что витринитовые угли относительно инертнитовых углей обладают меньшей термостойкостью органического вещества, более высокой скоростью разложения при пиролизе и большей потерей массы в интервале температур 260—900 °C (Федорова и др., 2019).

ТГ-кривые, полученные для гиперуглей (рис. 4), характеризуются достаточно равномерным снижением массы в исследуемом интервале температур и отличаются от исходных образцов более широким температурным интервалом интенсивного разложения.

Сама форма кривой для ГПУ, полученной из угольных шламов, практически повторяет кривую, характерную для ГПУ каменного угля, что может свидетельствовать о схожих структурных особенностях полученных экстрактов. Потеря массы для экстрактов составляет порядка 50 %, что существенно выше, чем в исходных образцах, и связано с меньшим содержанием минеральной составляющей. Разложение ГПУ начинается раньше и, вероятно, связано с деструкцией более низкомолекулярных гетероатомных структурных фрагментов, полученных в процессе экстракции NMP. В целом полученные результаты свидетельствуют о том, что в ходе эксперимента извлекаются однородные фрагменты, присутствующие в структуре как исходного каменного угля, так и органической массы угольного шлама.

Наряду с термогравиметрическим анализом исследуемых образцов был проведен анализ методом дифференциальной сканирующей калориметрии (ДСК), который параллельно с ТГА даёт информацию о наличии эндо- и экзотермических процессов и количестве тепла, выделяющегося в процессе их протекания. Проведенный ДСК-анализ показал наличие двух экзотермических процессов, которые протекают при пиролизе исходных образцов и полученных из них ГПУ (рис. 3, 4).

Для каменного угля и угольного шлама максимумы кривых ДСК практически полностью совпадают (рис. 5), для ГПУ каменного угля из Воргашорского месторождения наблюдается значительное смещение максимумов в область более высоких температур относительно ГПУ, выделенного из угольных шламов (рис. 6). Первый процесс, отвечающий первому максимуму, протекает при более низкой температуре (725 °C для шламов и 743 °C для угля) и связан, вероятнее всего, с разложением при пиролизе органической составляющей угольного вещества. Второй процесс протекает при температуре 830 и 845 °C для угольных шламов и для каменного угля соответственно и может указывать как на интенсивные термохимические превращения, протекающие в углеродном (твёрдом) остатке (Dusan Losic et al., 2021), так и на взаимодействие углерода с сорбированным кислородом (Лопанов и др., 2021). Более высокая интенсивность данных процессов характерна для каменного угля и может объясняться высоким содержанием в нем ОВ относительно угольного шлама. Аналогичные пики на кривых ДСК наблюдаются и для гиперуглей, но с некоторыми отличиями. В гиперуглях эта разница сни-

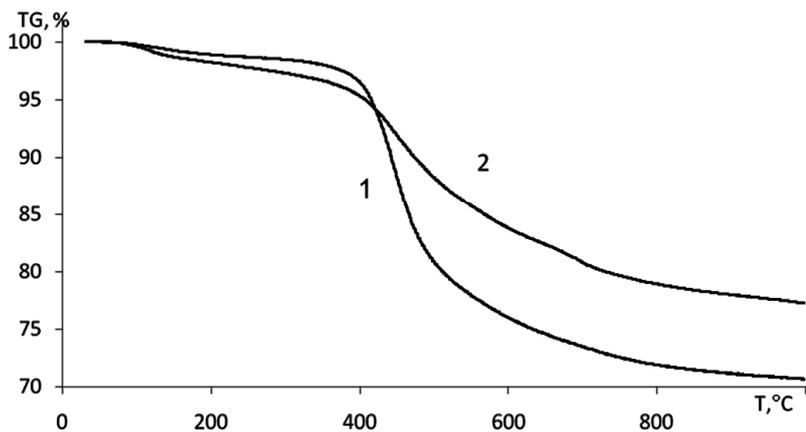


Рис. 3. Данные ТГА-анализа, полученные для каменного угля Воргашорского месторождения (1) и шламов Интинской горно-обогатительной фабрики (2)

Fig. 3. TGA analysis data obtained for bituminous coal from the Vorgashorskoye deposit (1) and sludge from the Inta mining and processing plant (2)

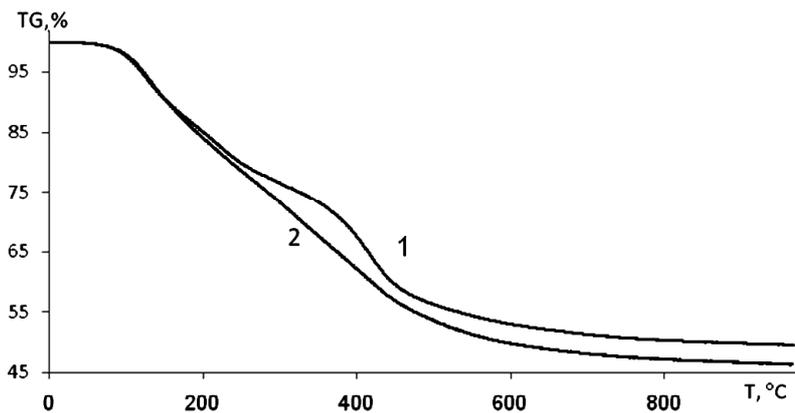


Рис. 4. Данные ТГА-анализа, полученные для гиперугля, выделенного из каменного угля Воргашорского месторождения (1) и шламов Интинской горно-обогатительной фабрики (2)

Fig. 4. TGA analysis data obtained for hypercoal isolated from bituminous coal from the Vorgashorskoye deposit (1) and sludge from the Inta mining and processing plant (2)

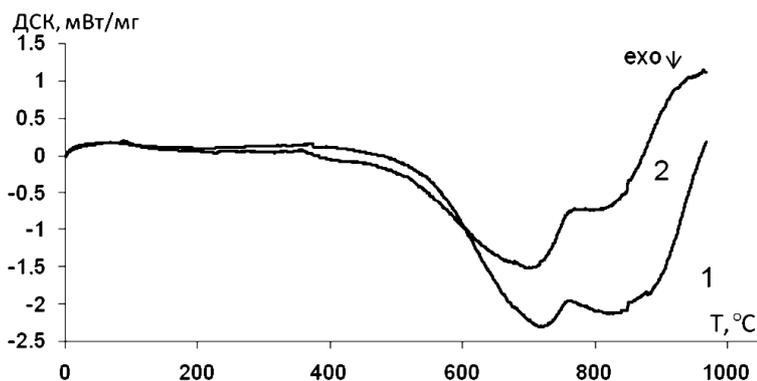


Рис. 5. ДСК-кривые, полученные для каменного угля Воргашорского месторождения (1) и шламов Интинской горнообогатительной фабрики (2)

Fig. 5. DSC curves obtained for sludge from the Inta mining and processing plant (2) and coal from the Vorgashorskoye deposit (1)

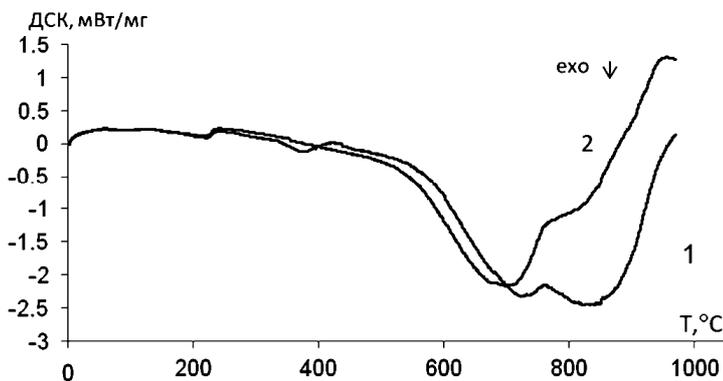


Рис. 6. ДСК-кривые, полученные для гиперугля, выделенного из каменного угля Воргашорского месторождения (1) и шламов Интинской горно-обогатительной фабрики (2)

Fig. 6. DSC curves obtained for hypercoal isolated from sludge from the Inta mining and processing plant (2) and bituminous coal from the Vorgashorskoye deposit (1)

жается, а для ГПУ, полученного из каменного угля Воргашорского месторождения, происходит смещение максимумов (с 725 на 763 °С и с 817 на 866 °С), что может указывать на изменения в молекулярном составе химически активных структур в угольном веществе в процессе экстракции. С другой стороны, анализ литературных данных по термическому анализу углей разной стадии метаморфизма показал, что разные по хи-

мическому составу угли могут также иметь схожую форму ДСК-кривых (Janikowski, Stenberg, 1989).

Пиролитическая ГХ/МС

Данные пиролитической хромато-масс-спектрометрии (Pyro-GC/MS) позволили установить значительные различия в составе продуктов пиролиза исходных углей

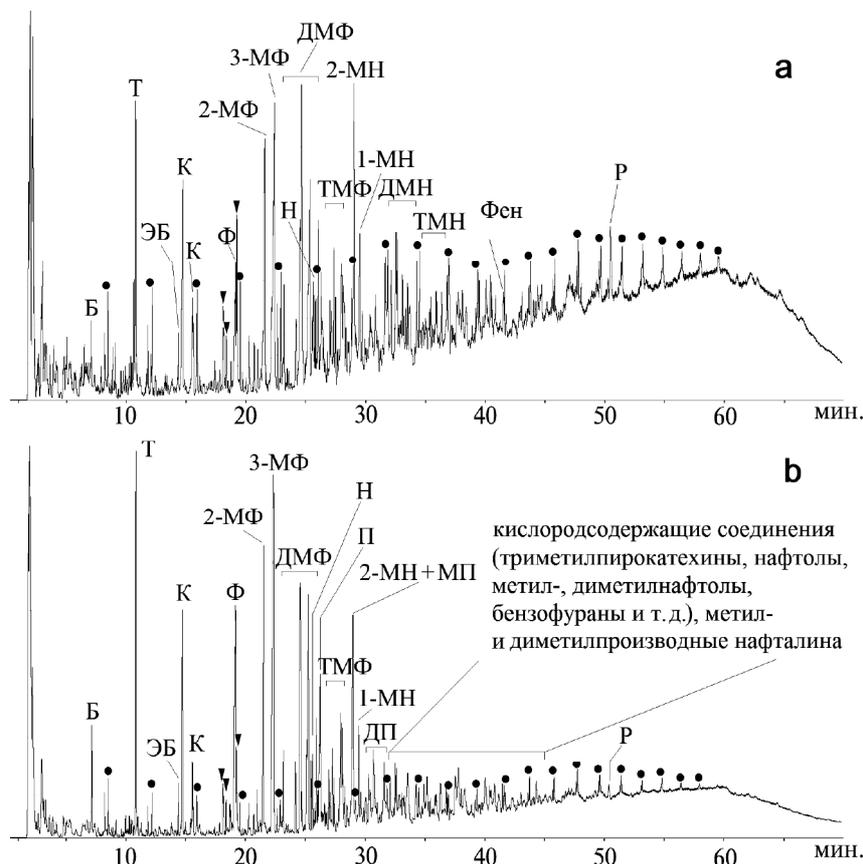


Рис. 7. Хроматограммы, построенные по общему ионному току: а — каменного угля Воргашорского месторождения; б — угольного вещества из шламов Интинской горнообогатительной фабрики. Пики на хроматограммах: Б — бензол; Т — толуол; ЭБ — этилбензол; К — ксилолы; Ф — фенол; МФ — метилфенолы; ДМФ — диметилфенолы; ТМФ — триметилфенолы; Н — нафталин; МН — метилнафталины; ТМН — триметилнафталины; П — пирокатехин; МП — метилпирокатехин; ДП — диметилпирокатехины; Фен — фенантрен; Р — ретен; черные кружочки — дуплет n-алканов/n-алкен-1-ов; треугольники — триметилбензолы

Fig. 7. Chromatograms based on the total ion current: а — bituminous coal from the Vorgashorskoye deposit; б — coal matter from the sludge from the Intinsk mining and processing plant. Chromatogram peaks: B — benzene; T — toluene; EB — ethylbenzene; K — xylenes; F — phenol; MF — methylphenols; DMF — dimethylphenols; TMF — trimethylphenols; N — naphthalene; MN — methylnaphthalenes; TMN — trimethylnaphthalenes; P — pyrocatechin; MP — methylpyrocatechin; DP — dimethylpyrocatechins; Fen — phenanthrene; P — retene; black circles — a doublet of n-alkanes/n-alkene-1s; triangles — trimethylbenzenes

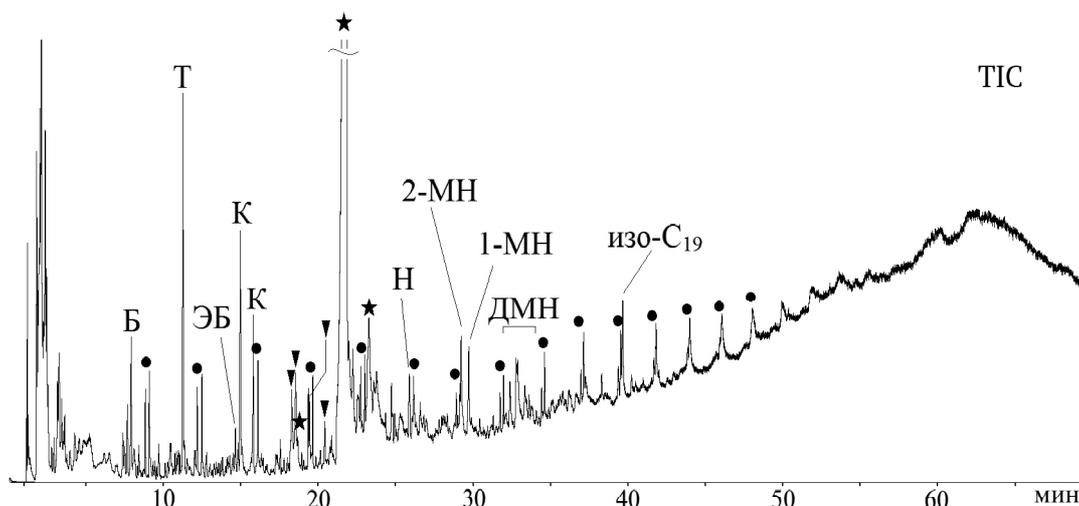


Рис. 8. Хроматограмма продуктов пиролиза ГПУ, выделенных из каменного угля Воргашорского месторождения. Расшифровка пиков на хроматограмме дана на рисунке 6. Дополнительно идентифицированы: изо-С₁₉ — пристан; звёздочки — NMP (самый высокий пик), азотсодержащие продукты пиролиза, возможно продукты трансформации NMP

Fig. 8. Chromatogram of the pyrolysis products of HPC isolated from the bituminous coal of the Vorgashorskoye deposit. The peaks in the chromatogram are deciphered in Figure 6. Additionally identified: iso-C₁₉ — constant; asterisks — NMP (the highest peak), nitrogen-containing pyrolysis products, possibly NMP transformation products



и экстрактов. Основными компонентами продуктов пиролиза исходных угля и угольного шлама явились моноароматические углеводороды (бензол, толуол, ксилолы и триметилбензолы), метил-, диметил- и триметилфенолы, нафталин и его метилпроизводные, а также гомологические ряды *n*-алкен-1-ов и *n*-алканов состава C_6-C_{27} (рис. 7). Отличительной особенностью в составе продуктов пиролиза каменного угля и угольного шлама является большее содержание кислородсодержащих соединений ряда фенола и пирокатехина в угольном веществе шлама, вероятно являющихся производными, входящими в состав лигнина (Horsfield, 1997). Наряду с фенольными соединениями в угольном шламе были обнаружены также другие кислородсодержащие соединения типа нафтолов и бензофуранов, что, возможно, может свидетельствовать о высокой степени окисленности его органического вещества. Продукты пиролиза каменного угля Воргашорского месторождения в своем составе содержат больше алифатических соединений (*n*-алканов и *n*-алкенов) и ди- и трициклических ароматических компонентов ряда нафталина и фенантрена.

После обработки угля в среде органического растворителя в автоклаве в составе продуктов пиролиза фиксируются моно- и диароматические углеводороды (УВ), а также УВ гомологических рядов *n*-алканов и *n*-алкенов (рис. 8). Фенолы при пиролизе не образуются. Это может указывать на то, что при термическом воздействии в присутствии NMP происходит не просто диссоциация фрагментов в структуре органической массы угольного вещества по водородным связям, но и разрушение кислородсодержащих фрагментов по ковалентным связям «кислород — углерод». При этом сам растворитель не вступает в химическое взаимодействие с образованием новых азотсодержащих структур и на хроматограмме выходит в неизменном виде (рис. 8).

Заключение

В результате обработки угольных шламов Интинской горно-обогатительной фабрики и каменного угля Воргашорского месторождения *N*-метилпирролидонов в автоклаве при 350 °С были получены низкозольные экстракты с выходом более 68 %, который более чем в 2 раза превышает выход ГПУ при экстракции пермских углей Печорского угольного бассейна в условиях низкотемпературной экстракции NMP. Результаты элементного анализа показали, что конечный продукт термической обработки угля и угольного шлама более обогащён водородом и менее — серой. Сравнительный анализ данных, полученных в ходе ИК-спектроскопии, подтвердил, что основные изменения связаны отсутствием поглощения в области 1000—1200 cm^{-1} , характерной для колебаний кислородсодержащих функциональных групп, таких как циклические простые эфиры, ацетали и т. д., что может свидетельствовать о разрушении кислородсодержащих структур после обработки угольного вещества органическим растворителем в автоклаве. И в целом, не смотря на имеющиеся различия в функциональном составе исходного угля, полученный беззольный продукт получается практически идентичным по химическому составу.

Данные по составу продуктов пиролиза, полученные при 800 °С методом Пир-ГХ/МС, подтверждают выводы о разрушении кислородсодержащих фрагментов угольного вещества по ковалентным связям «кислород — углерод» в ходе его термической обработки в среде органического растворителя. Так, в составе пиролизата исходного угольного вещества содержатся значительные концентрации кислородсодержащих соединений ряда фенола и пирокатехина, представляющих производные, входящие в состав лигнина. После обработки угля в среде органического растворителя в автоклаве в составе продуктов пиролиза фенолы отсутствуют. Основными же компонентами продуктов пиролиза до и после автоклавирования являются моно- и диароматические углеводороды, а также УВ гомологических рядов *n*-алканов и *n*-алкенов.

Исходные пробы угля и угольного шлама, а также полученные из них экстракты изучены термогравиметрически. Сравнительный анализ ТГ-кривых для пары «угольное вещество — экстракт» указывает на сходство структуры угля и извлекаемой при экстракции полярным растворителем его органической массы. При этом потеря массы для экстрактов составляет порядка 50 %, что существенно выше, чем в исходных образцах.

Полученные результаты свидетельствуют о возможности получения более высококачественного (высококалорийного) энергетического продукта при повышении температуры экстракции исходных высокозольных углей и угольных шламов с более высокими выходами. Этот продукт характеризуется низкой зольностью и низким содержанием серы, но более высоким содержанием органической массы и водорода.

Работа выполнена в рамках темы НИР ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (ГР № 122040600014-6).

Литература / References

- Бурдельная Н. С., Бурцев И. Н., Бушнев Д. А., Кузьмин Д. В., Мокеев М. В. Анализ и характеристика обеззольных углей Печорского угольного бассейна, полученных методом экстракции органическим растворителем // Доклады Академии наук. 2017. Т 477. № 6. С. 688—693. DOI: 10.7868/S0869565217360142
- Burdelnaya N. S., Burtsev I. N., Bushnev D. A., Kuzmin D. V., Mokeev M. V. Analysis and characteristics of deashed coals of the Pechora coal basin obtained by organic solvent extraction. Doklady Earth Sciences, 2017, V. 477, No. 6, pp. 688—693. (in Russian)
- Бушнев Д. А., Бурдельная Н. С., Кузьмин Д. В., Валяева О. В., Деревесникова А. А., Белый В. А. Химическая структура углей Воркутинского района и выделенных из них гиперуглей по данным аналитического пиролиза // Вестник ИГ Коми НЦ. 2018. № 284. С. 8—12. DOI: 10.19110/2221-1381-2018-8-8-12
- Bushnev D. A., Burdelnaya N. S., Kuzmin D. V., Valyaeva O. V., Derevesnikova A. A., Bely V. A. Chemical structure of coals from the Vorkuta region and hypercoals isolated from them according to analytical pyrolysis data. Vestnik IG Komi SC UB RAS, 2018, No. 284, pp. 8—12. (in Russian)
- Бушнев Д. А., Бурдельная Н. С., Кузьмин Д. В., Мокеев М. В., Бурцев И. Н. Биомаркеры углей Интинского месторождения, выделение и анализ химической структуры



- ры гиперуглей // Вестник ИГ Коми НЦ. 2016. № 263. С. 23–30. DOI: 10.19110/2221-1381-2016-11-23-30
Bushnev D. A., Burdelnaya N. S., Kuzmin D. V., Mokeev M. V., Burtsev I. N. Biomarkers of coals from the Intinskoye deposit, isolation and analysis of the chemical structure of hypercoals. Vestnik IG Komi SC UB RAS, 2016, No. 263, pp. 23–30. (in Russian)
- Головин Г. С. Зависимость физико-химических и технологических свойств углей от их структурных параметров. М.: Изд. ИГИ, 1994.
Golovin G. S. Dependence of the physicochemical and technological properties of coals on their structural parameters. Moscow: FFI Publishing House, 1994. (in Russian)
- Головин Г. С., Горлов Е. Г., Лapidус А. Л. Экологически чистое производство спирто-водоугольных суспензий на основе бурых углей Канско-Ачинского бассейна // Химия твердого топлива. 1994. № 3. С. 3–9.
Golovin G. S., Gorlov E. G., Lapidus A. L. Ecologically pure production of alcohol-water-coal suspensions on the base of brown coals of Kansk-achinsk basin. Solid Fuel Chemistry, 1994, No. 3, pp. 3–9. (in Russian)
- Головин Г. С., Кrapчин И. П. Динамика изменения запасов невозобновляемых энергетических ресурсов, пути экономии и рационального использования // Российский химический журнал. 1997. Т. 41. № 6. С. 23–27.
Golovin G. S., Krapchin I. P. Dynamics of changes in reserves of non-renewable energy resources, ways of economy and rational use. Russian Chemical Journal, 1997, V. 41, No. 6, pp. 23–27. (in Russian)
- Еремин И. В., Броновец Т. М. Марочный состав углей и их рациональное использование. М.: Недра, 1994. 254 с.
Eremin I. V., Bronovets T. M. Grade composition of coals and their rational use. Moscow: Nedra, 1994, 254 p. (in Russian)
- Еремин И. В., Лебедев В. В., Цикарев Д. А. Петрография и физические свойства углей. М.: Недра, 1980. 263 с.
Eremin I. V., Lebedev V. V., Tsikarev D. A. Petrography and physical properties of coals. Moscow: Nedra, 1980, 263 p. (in Russian)
- Лопанов А. Н., Фанина Е. А., Нестерова Н. В. Дифференциально-сканирующая калориметрия графита и активированного угля в аргоне // Химия твердого топлива. 2021. № 2. С. 42–46. DOI: 10.31857/0023117721020055
Loponov A. N., Fanina E. A., Nesterova N. V. Differential scanning calorimetry of graphite and activated carbon in argon. Chemistry of Solid Fuels, 2021, No. 2, pp. 42–46. (in Russian)
- Осипов А. М., Попов А. Ф., Шендрик Т. Г., Грищук С. В. Оптимальные направления использования беззольного угля // Современная наука: Сборник научных статей. 2011. № 1 (6). С. 42–46.
Osipov A. M., Popov A. F., Shendrik T. G., Grishchuk S. V. Optimal directions of use of ash-free coal. Collection of Scientific Articles. Modern Science, 2011, No. 1 (6), pp. 42–46. (in Russian)
- Тарасевич Б. Н. ИК-спектры основных классов органических соединений: Справочные материалы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2012. 54 с.
Tarasevich B. N. IR spectra of main classes of organic compounds. Reference Materials. Moscow: Moscow University Press, 2012, 54 p. (in Russian)
- Федорова Н. И., Хицова Л. М., Исмагилов З. Р. Термогравиметрическое исследование инертинитовых фракций каменных углей // Химия в интересах устойчивого развития. 2019. № 27. С. 421–429. DOI: 10.15372/KhUR2019154
Fedorova N. I., Khitsova L. M., Ismagilov Z. R. Thermogravimetric study of inertinite fractions of hard coals. Chemistry for Sustainable Development, 2019, No. 27, pp. 421–429. (in Russian)
- Dudek M., Tomczyk P., Socha R., & Hamaguchi M. Use of ash-free “Hyper-coal” as a fuel for a direct carbon fuel cell with solid oxide electrolyte // International Journal of Hydrogen Energy, 2014. Vol. 39. No. 23. P. 12386–12394. DOI: 10.1016/j.ijhydene.2014.04.057
- Dusan Losic, Farzaneh Farivar, Pei Lay Yap, Afshin Karami. Accounting Carbonaceous Counterfeits in Graphene Materials Using the Thermogravimetric Analysis (TGA) // Approach, Anal Chem, 2021. No. 93(34). P. 11859–11867. DOI: 10.1021/acs.analchem.1c02662
- Fengwei Dai, Qiuying Zhuang, Ge Huang, Hanzhong Deng, Xun Zhang. Infrared Spectrum Characteristics and Quantification of OH Groups in Coal // ACS Omega. 2023. Vol. 8. No. 19. P. 17064–17076 DOI: 10.1021/acsomega.3c01336
- Hiroki Watanabe, Tomoki Tsumura, Masahiro Toyoda. EDLC Characteristics of Carbon Materials Prepared from Coal Extract // Electrochemistry. 2020. Vol. 88. Is. 3. P. 119–126 DOI: 10.5796/electrochemistry.20-63011
- Horsfield B. The bulk composition of first-formed petroleum in source rocks. In: D. H. Welte, B. Horsfield, D. R. Baker (Eds.), Petroleum and Basin Evolution. Springer. Heidelberg. 1997. P. 337–402.
- Janikowski S. K., Stenberg V. I. Thermal analysis of coals using differential scanning calorimetry and thermogravimetry // Fuel. 1989. Vol. 68. P. 95–99.
- Okuyama N., Komatsu N., Shigehisa T., Kaneko T., Tsuruya S. Hyper-coal process to produce the ash-free coal // Fuel Process. Technol. 2004. Vol. 85. Is. 8–10. P. 947–967. DOI: 10.1016/j.fuproc.2003.10.019
- Steel K. M., Patrick J. W. The production of ultra clean coal by chemical demineralisation // Fuel. 2001. Vol. 80. Is. 14. P. 2019–2023. DOI:10.1016/S0140-6701(02)86087-8
- Wang Ya-jie, Zuo Hai-bin, Wang Jing-xiu, Bai Kai-kai, Chen Jian-sheng, Rong Tao. Research status and prospect of clean and high-value utilization of HyperCoal in China[] // Chinese Journal of Engineering. 2021. Vol. 43. No. 12. P. 1750–1760
- Ya-jie Wang., Hai-bin Zuo., Jun Zhao. Wan Long Zhang Using HyperCoal to prepare metallurgical coal briquettes via hot-pressing // 2019. International Journal of Minerals. Metallurgy and Materials. Vol. 26. No. 5. P. 547–554 DOI: 10.1007/s12613-019-1763-3
- Yuanhao Yu, Haibin Zuo, Yajie Wang, Hongyi Kang, Hao Guo, Tao Rong, Jingxiu Wang. Thermal extraction of coal and derivatives to prepare hot-pressed coal briquette for COREX application // 2024. Fuel. Vol. 357. Part A. P. 129773 DOI: 10.1016/j.fuel.2023.129773

Поступила в редакцию / Received 16.09.2025



Источники сноса терригенного материала при формировании аквальных отложений в Кельтминском погребённом каньоне (по данным изучения хромшпинелидов)

В. А. Исаков, Л. Н. Андреичева

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия
isakowlad94@gmail.com, andreicheva@geo.komisc.ru

Впервые проведено исследование типоморфных особенностей и химического состава хромшпинелидов из аквальных отложений четвертичного возраста в Кельтминском погребённом каньоне на юго-востоке Республики Коми. Установлено, что хромшпинелиды характеризуются преимущественно округлой, угловатой и октаэдрической формами зёрен с выраженными следами механического износа поверхности и признаками коррозии. По химическому составу центральные части зёрен сложены преимущественно алюмохромитами, хромпикотитами, хромитами и субферриалюмохромитами, а внешние каймы – более железистыми разновидностями (субферрихромитами, субалюмоферрихромитами), что свидетельствует о постмагматических изменениях хромшпинелидов. Обнаружены микровключения хлоритов, плагиоклазов, амфиболов и пироксенов.

Результаты исследования указывают на связь хромшпинелидов с ультраосновными породами альпинотипных массивов Полярного Урала. Их транспортировка и переотложение в аквальные образования Кельтминской ложбины связаны в значительной степени с экзарационной деятельностью ледникового покрова. Полученные данные согласуются с опубликованными нами ранее результатами изучения вещественного состава аквальных осадков погребённого каньона, свидетельствующими об участии уральских магматических и метаморфических комплексов при образовании этих осадков, а также о возможности поступления обломочного материала в Кельтминскую ложбину из пород офиолитовой ассоциации ультраосновных массивов Полярного и Приполярного Урала.

Ключевые слова: минеральный состав, погребённый каньон, сквозная долина, флювиогляциальные отложения, аллювий, хромшпинелиды, типоморфизм, источник сноса

Sourceland of terrigenous material during the formation of aquatic deposits of the Keltmin burial canyon (based on the study of chromespinelides)

V. A. Isakov, L. N. Andreicheva

Institute of Geology FRC Komi SC UB RAS, Syktывkar, Russia

The typomorphic features and chemical composition of chromespinelides from the Quaternary aquatic sediments of the Keltmin Buried Canyon in the southeastern Komi Republic have been studied for the first time. It has been established that the chromespinelides are characterized by predominantly rounded and octahedral grain shapes with pronounced traces of mechanical surface wear and signs of corrosion. Chemically, the grain cores are composed predominantly of aluminochromites, chrompicotites, chromites, and subferri-aluminochromites, while the outer rims are composed of more ferrous varieties (subferrichromites and subalumoferrichromites), indicating postmagmatic alteration of the chromespinelides. Microinclusions of chlorites, plagioclases, amphiboles, and pyroxenes have been detected. The study results indicate a connection between chromespinels and ultramafic rocks of the Alpine-type massifs of the Polar Urals. Their transport and redeposition in the aquatic formations of the Keltmin Trough are largely related to the exaration activity of the glacier. The obtained data are consistent with our previously published study of the composition of aquatic sediments of the buried canyon, which indicate the involvement of Ural igneous and metamorphic complexes in the formation of these sediments, as well as the possibility of the supply of detrital material to the Keltmin Trough from ophiolite association rocks of ultramafic massifs of the Polar and Subpolar Urals.

Keywords: mineral composition, burial canyon, through valley, fluvio-glacial deposits, alluvium, chromespinels, typomorphism, provenance source

Введение

Кельтминская ложбина является объектом интенсивных исследований начиная с середины прошлого века, когда в рельефе дочетвертичных пород на водоразделе рек Северной и Южной Кельтмы был обнаружен глубокий погребённый каньон (Яковлев, 1956). Эти исследования проводились для выяснения простран-

ственно-временного развития Печоро-Вычегдско-Камского водораздела и установления источников сноса обломочного материала для образования четвертичных отложений Кельтминской долины. С. А. Яковлев, изучив состав гальки из флювиогляциального галечника в основании каньона, предположил, что четвертичные отложения, заполняющие его, образовались

Для цитирования: Исаков В. А., Андреичева Л. Н. Источники сноса терригенного материала при формировании аквальных отложений в Кельтминском погребённом каньоне (по данным изучения хромшпинелидов) // Вестник геонаук. 2025. 10 (370). С. 41–50. DOI: 10.19110/geov.2025.10.4

For citation: Isakov V. A., Andreicheva L. N. Sourceland of terrigenous material during the formation of aquatic deposits of the Keltmin burial canyon (based on the study of chromespinelides). Vestnik of Geosciences, 2025, 10 (370), pp. 41–50, DOI: 10.19110/geov.2025.10.4

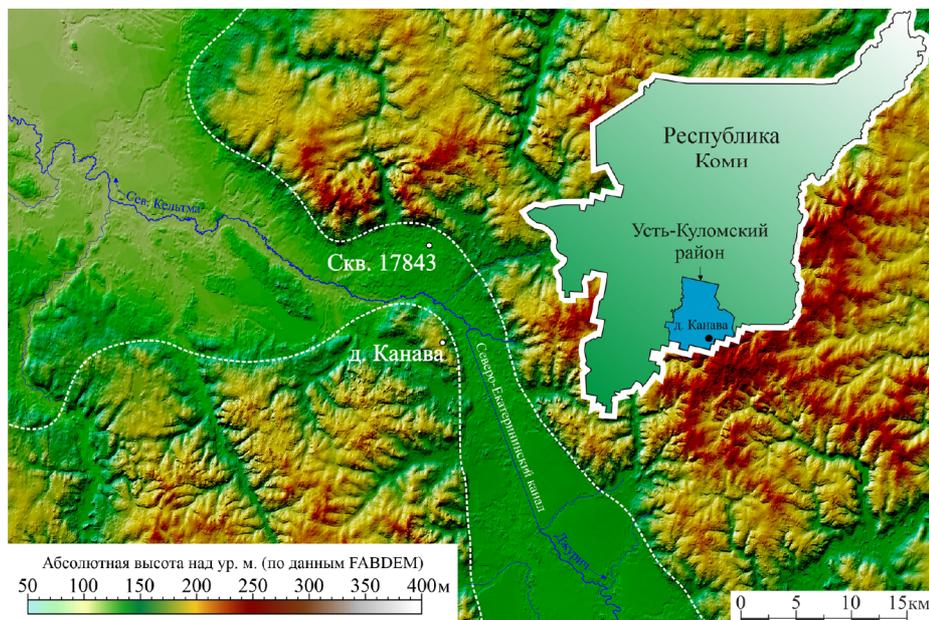


Рис. 1. Местоположение скв. 17843 и гипсометрическая характеристика Кельтминской ложбины (юго-восток Республики Коми).

Примечание: пунктиром отмечены границы Кельтминской ложбины (по: Назаров и др., 2020)

Fig. 1. Location of borehole 17843 and hypsometric characteristics of the Keltmin trough (southeast of the Komi Republic).

Note: the dotted line marks the boundary of the Keltmin trough (according to: Nazarov et al., 2020)

исключительно за счет новоземельских пород в результате стока вод в юго-восточном направлении в сторону Камы. При этом поступление обломочного материала с Урала и Фенноскандинавии исключалось.

При повторном вскрытии этого каньона в 2017 году скважиной № 17843 отложения были проанализированы гранулометрическим и палинологическим методами с целью генетического и стратиграфического расчленения четвертичной толщи.

Для определения местоположений источников сноса терригенного материала при формировании отложений квартера нами впервые было проведено изучение минерального состава тяжелой фракции осадков, слагающих Кельтминский каньон. В результате установлены количественные содержания некоторых тяжелых минералов, не вполне типичные для четвертичных отложений (Андреичева и др., 2021). Выявлены высокие концентрации магнетита (до 42 %), ильменита (до 24 %) и хромшпинелидов (до 8 %), тогда как обычными для четвертичных образований являются содержания магнетита на уровне первых процентов либо еще меньше, количество хромшпинелидов составляет доли процента до единичных знаков, максимальные содержания ильменита редко достигают 10–11 %.

На основании полученных данных сделано предположение о поступлении материала в процессе формирования четвертичных осадков с Урала (Андреичева и др., 2021). Повышенные содержания магнетита могли быть обусловлены поступлением его из магматических пород и метаморфизованных серпентинизированных ультрабазитов. Хромшпинелиды, вероятно, связаны с породами офиолитовой ассоциации Полярного и Приполярного Урала (Макеев, 1992; Макеев, Брянчанинова, 1999; Савельева, 1987). Ильменит — характерный минерал Северо-Восточной терригенно-минералогической провинции, в которую входят Новая Земля, Пай-Хой, Полярный и Приполярный Урал; образуется на последней стадии кристаллизации магматических пород основного и щелочного состава.

Однако полученные нами результаты изучения минерального состава тяжелой фракции четвертичных отложений не согласуются с выводами С. А. Яковлева, сделанными на основе изучения петрографического со-

става гальки. В этой связи было принято решение провести исследование типоморфных особенностей и химического состава хромшпинелидов, которые являются наиболее распространенными типоморфными минералами магматогенного минералообразования и связаны главным образом с ультраосновными и основными породами. Повышенный интерес к изучению хромшпинелидов определяется возможностью использования их типоморфных особенностей и химического состава для выявления связи хромшпинелидов с гипербазитовыми комплексами. Состав, свойства и типоморфные особенности хромшпинелидов изучались и изучаются многочисленными исследователями не только на Полярном, Приполярном и Среднем Урале, но и на Тимане (Макеев, 1985; Макеев и др., 1992; Осовецкий, 2001; Глухов и др., 2015, 2021; Бадида и др., 2020). По этой причине имеется возможность сопоставить полученные нами результаты изучения хромшпинелидов с уже имеющимися опубликованными данными.

Таким образом, целью настоящих исследований является изучение типоморфных особенностей и химического состава хромшпинелидов из аквальных осадков скв. 17843 для установления источника сноса обломочного материала при формировании неоплейстоценовых отложений Кельтминской ложбины.

Материал и методы исследований

Скважина 17843 пробурена в центральной части Кельтминской ложбины, в 5.7 км севернее дер. Канавка Усть-Куломского района Республики Коми (рис. 1).

Изучение литологического состава отложений и выполненное на их основе фаціальное расчленение 44-метровой толщи аквальных осадков, слагающих разрез скважины, были проведены нами ранее (Андреичева и др., 2021). По мнению А. В. Панина с коллегами, накопление отложений в скв. 17843 происходило в среднем и позднем неоплейстоцене (Панин и др., 2019; Panin et al., 2020).

В основании разреза, в интервале глубин 43.2–27.0 м, залегают флювиогляциальные тонко- и мелкозернистые буровато-серые пески, переходящие вверх по разрезу в темно- и коричневатые-серые глинистые



алевриты с маломощными прослоями глин, супесей и мелкозернистых песков. Суммарная мощность флювиогляциальной пачки составляет 16.2 м.

Выше, в интервале глубин 25.9–23.6 м, вскрыта плотная слабосортированная тёмно-серая с коричневым оттенком алевритистая глина без включений крупнообломочного материала мощностью 2.3 м неясного генезиса.

Верхние 22 м представлены аллювием — хорошо сортированным средне- и мелкозернистым песком.

Минералогический анализ 18 образцов песков, алевритов и глин выполнен по методике М. Ф. Викуловой (1957). Двухсотграммовая навеска осадка подвергалась мокрому рассеву на ситах с выделением мелкопесчаной фракции 0.25–0.1 мм и дальнейшему разделению полученного материала в тяжелой жидкости «Бромформ», магнитной сепарации, взвешиванию и изучению под бинокулярным микроскопом. Зёрна хромшпинелидов отобраны из навесок тяжелой фракции осадков, накопление которых происходило в разных седиментационных обстановках.

Изучение морфологии и химического состава хромшпинелидов проведено на сканирующем элек-

тронном микроскопе «Tescan VEGA 3 LMN» с энергодисперсионным спектрометром INCA Energy 450 при ЦКП «Геонаука» ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН при рабочем напряжении 20 kV (аналитик Е. М. Тропников). Всего выполнено 193 анализа химического состава хромшпинелидов и 17 определений состава включений, присутствующих в зернах.

Результаты исследований

Встречаемость в разрезе

Распределение хромшпинелидов в аквальных отложениях скв. 17843 Кельтминской ложбины имеет ряд особенностей.

Наименьшие содержания хромшпинелидов (от 0.3 до 5 %) наблюдаются в плотной слабосортированной алевритистой глине неясного генезиса и во флювиогляциальных тонко- и мелкозернистых буровато-серых песках, а также глинистых алевритах (0.4–5.5 %). Более высокая концентрация хромшпинелидов (от 1.8 до 8.3 %) характерна для желтовато- и серо-коричневых, средне- и мелкозернистых хорошо сортированных аллювиальных песков (рис. 2).

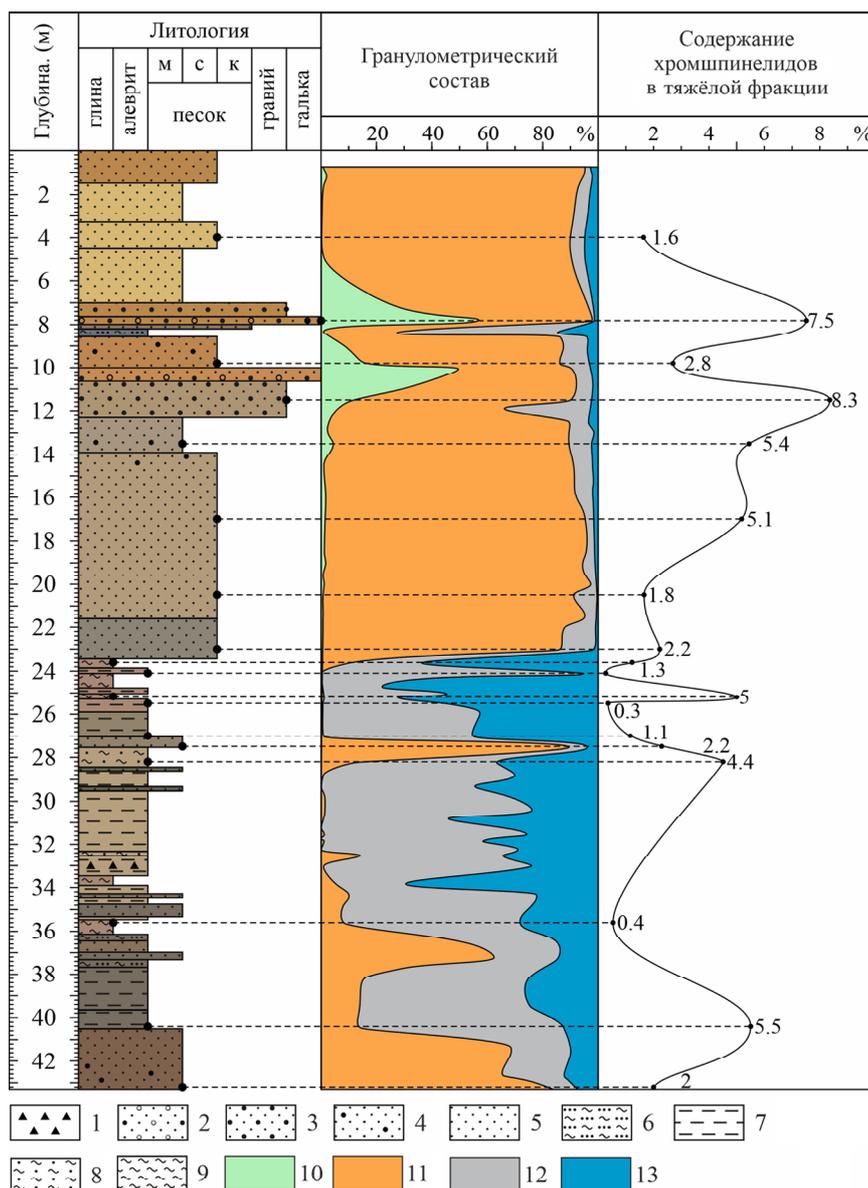


Рис. 2. Строение, гранулометрический состав и содержание хромшпинелидов в тяжелой фракции скв. 17843.

Литологическая характеристика: 1 — дресва, 2 — песок с гравием и галькой, 3 — песок с гравием, 4 — песок с единственным гравием, 5 — песок, 6 — супесь, 7 — алеврит, 8 — суглинок, 9 — глина.

Гранулометрический состав: 10 — гравий (> 1 мм), 11 — песок (1–0.1 мм), 12 — алеврит (0.1–0.01 мм), 13 — глина (< 0.01 мм)

Примечание: Цвета отложений в литологической колонке отражают их естественную окраску. Точками с пунктирными линиями отмечены места отбора проб на минералогический анализ

Fig. 2. Structure, granulometric composition and content of chromespinelides in the heavy fraction at borehole 17843.

Lithological characteristics: 1 — gravel, 2 — sand with gravel and pebbles, 3 — sand with gravel, 4 — sand with single gravel, 5 — sand, 6 — sandy loam, 7 — silt, 8 — loam, 9 — clay.

Grain size distribution: 10 — gravel (> 1 mm), 11 — sand (1–0.1 mm), 12 — silt (0.1–0.01 mm), 13 — clay (< 0.01 mm)

Note: The colors of the sediments in the lithological column reflect their natural coloring. The dots with dotted lines indicate the locations where samples were collected for mineralogical analysis

Морфология зёрен

Хромшпинелиды в тяжелой фракции аквальных отложений Кельтминского погребенного каньона представлены тремя основными морфологическими типами зёрен и характеризуются черной и коричнево-черной окраской со смолистым блеском.

Наиболее распространённой разновидностью (49 % общего количества изученных индивидов) являются зёрна округлой формы (рис. 3, a, b). Вторая по распространённости группа (28 %) представлена угловатыми обломками (рис. 3, c, d), характеризующимися различной степенью окатанности. Самой редкой морфологической разновидностью являются кристаллы октаэдрического габитуса (рис. 3, e, f) с притуплёнными рёбрами и вершинами, доля которых в выборке составляет 23 %.

Значительная часть зерен хромшпинелидов (до 76 %) характеризуется признаками механического воздействия, которое проявляется в виде абразивного сглаживания исходных кристаллографических граней и ребер (рис. 3, b, e), а также развития на поверхности микрорельефа выбоин и каверн (рис. 3, a—e).

Характерной особенностью части изученных индивидов (25 %) является наличие ярко выраженного коррозионного рельефа поверхности. Наиболее интенсивные коррозионные изменения локализованы преимущественно в зонах ребер и вершин кристаллов (рис. 3, e), где они проявляются в виде хорошо развитых ка-

верн размером от 3 до 34 мкм. На гранях индивидов коррозионные процессы выражены значительно слабее и представлены преимущественно поверхностным матированием. Коррозионные изменения полностью отсутствуют лишь в зонах сколов (рис. 3, c, d), которые характеризуются ровными раковистыми изломами и острыми кромками, образовавшимися, вероятно, в процессе механической транспортировки минеральных зерен.

Внутреннее строение

Детальные исследования хромшпинелидов на сканирующем электронном микроскопе позволили выделить ряд существенных различий в морфологии зёрен.

Значительная доля индивидов характеризуется однородным гомогенным строением с небольшими малоcontrastными различиями на их внутренних и внешних участках (рис. 4, a, b). Незначительное количество зёрен (13 %) имеют зональное строение за счёт ярко выраженных каём (рис. 4, c, d). В режиме обратно-рассеянных электронов данные каймы отличаются более светлым тоном, имеют контрастные и резкие границы, а их ширина варьирует от 5 до 15 мкм. Следует отметить, что незначительная часть минеральных зёрен покрыта многочисленными трещинами (рис. 4, e, f).

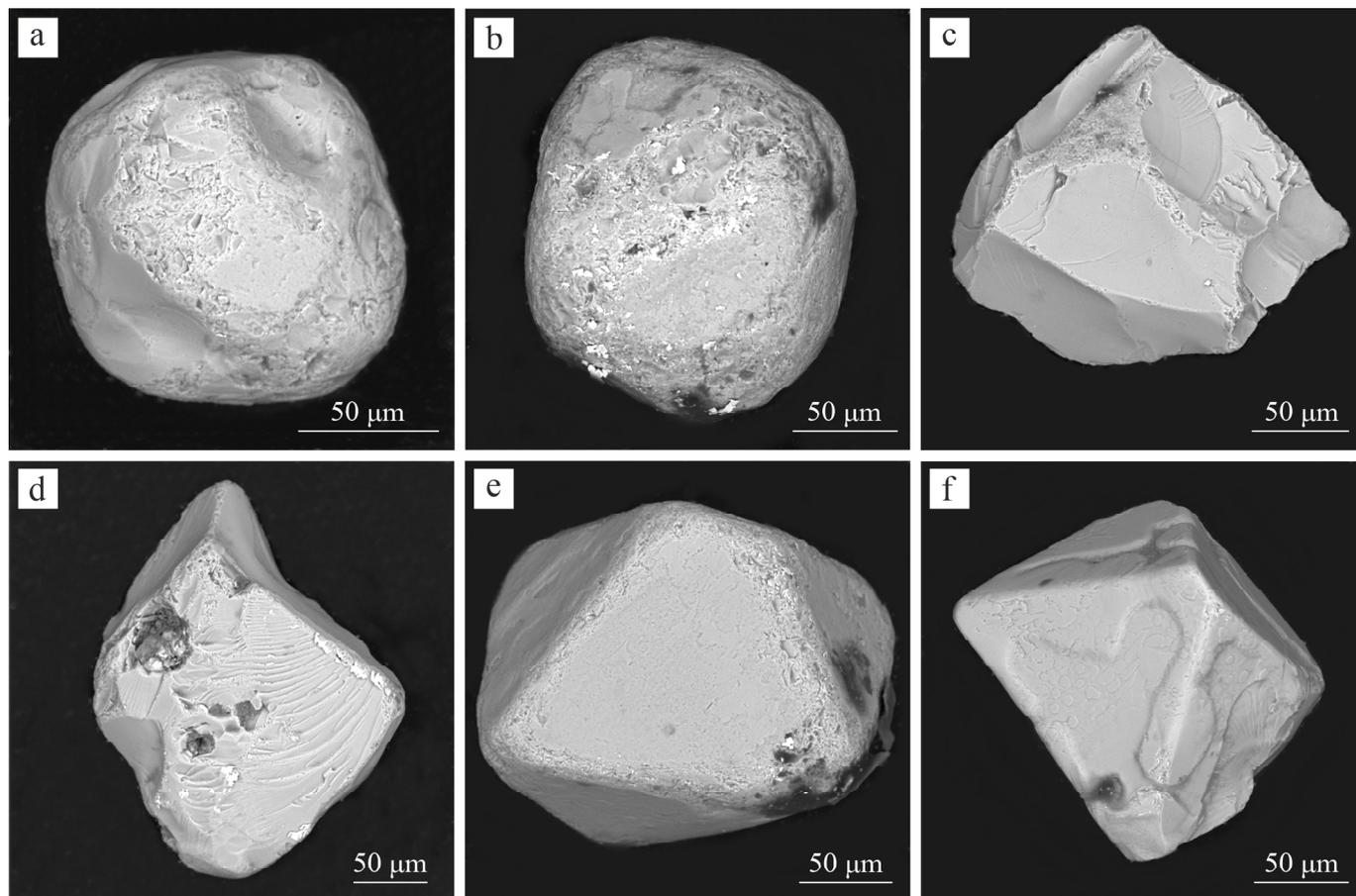


Рис. 3. Хромшпинелиды из осадков Кельтминского погребенного каньона.

Форма зёрен: a, b — округлая, c, d — угловатая, e, f — октаэдрическая

Fig. 3. Chromespinelides from the sediments of the Keltmin Buried Canyon.

Grain shape: a, b — round, c, d — angular, e, f — octahedral

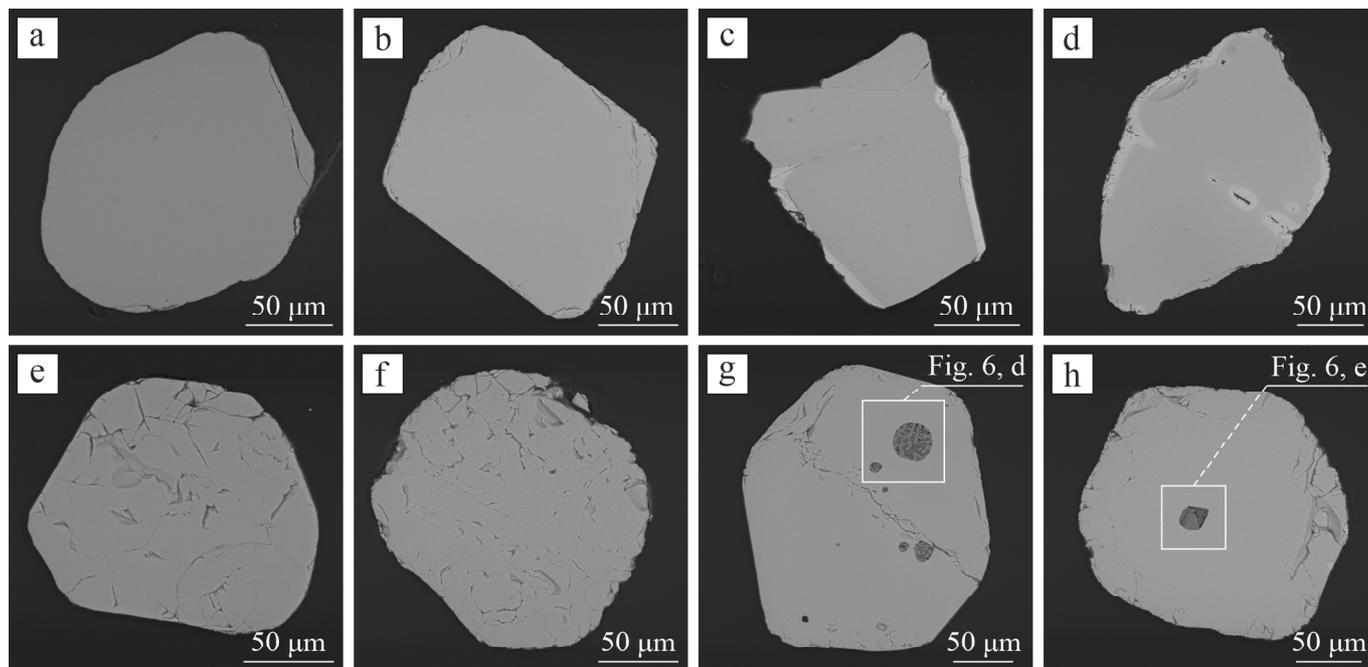


Рис. 4. Внутреннее строение хромшпинелидов: a, b — однородное, c, d — с каймой, e, f — трещиноватое, g, h — включения в зёрнах

Fig. 4. Internal structure of chromespinelides: a, b — homogeneous, c, d — with a rim, e, f — fractured, g, h — inclusions in grains

До 5 % всех зерен хромшпинелидов содержат включения иных минеральных фаз (рис. 4, g, h).

Химический состав

Хромшпинелиды в тяжелой фракции аквалных отложений, вскрытых скв. 17843, демонстрируют значительные вариации содержания основных химических компонентов (табл. 1).

Согласно классификации хромшпинелидов Н. В. Павлова (1949), центральные части зёрен этого минерала в отложениях Кельтминской ложбины пред-

ставлены преимущественно алюмохромитами (41 %), хромпикотитами (18 %), хромитами (16 %) и субферриалюмохромитами (15 %). В редких случаях (рис. 5) — субферрихромитами (5 %), субферрихромпикотитами (3 %), ферриалюмохромитами (2 %).

В центральных частях зерен хромшпинелидов наиболее характерной изоморфной примесью является V_2O_5 , который установлен в 86 % всей выборки зерен при содержании 0.15–0.58 мас. %. Второй по распространенности компонент (65 %) — MnO , количество которого варьирует от 0.18 до 2.09 мас. %. TiO_2 встречается реже, составляя менее половины выборки

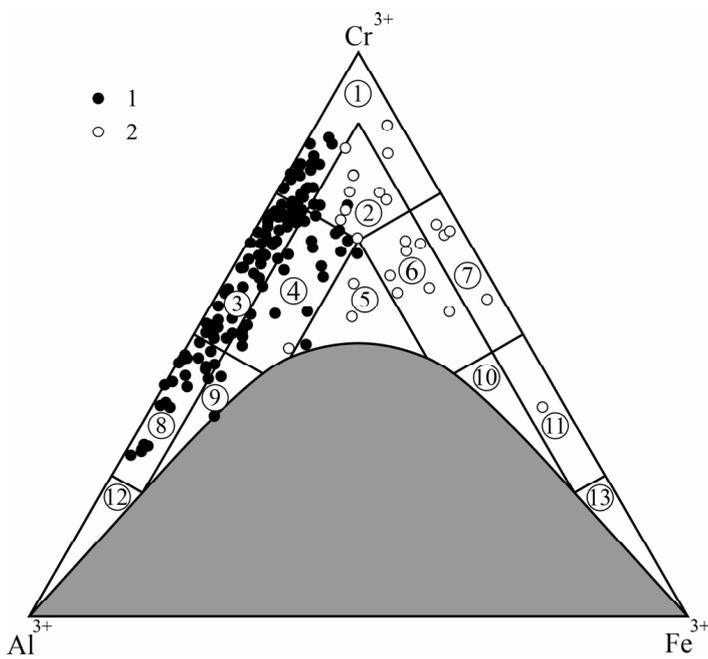


Рис. 5. Состав акцессорных хромшпинелидов в четвертичных отложениях Кельтминской ложбины на классификационной диаграмме ($Al^{3+}-Cr^{3+}-Fe^{3+}$) Н. В. Павлова (1949).

Фигуративные точки составов: 1 — из центра зерна, 2 — из внешней оторочки зерна;

подсемейства хромшпинелидов: 1 — хромит, 2 — субферрихромит, 3 — алюмохромит, 4 — субферриалюмохромит, 5 — ферриалюмохромит, 6 — субалюмоферрихромит, 7 — феррихромит, 8 — хромпикотит, 9 — субферрихромпикотит, 10 — субалюмохроммагнетит, 11 — хроммагнетит, 12 — пикотит, 13 — магнетит

Fig. 5. Composition of accessory chromespinelides from the Quaternary deposits of the Keltmin trough on the classification diagram ($Al^{3+}-Cr^{3+}-Fe^{3+}$) by N.V. Pavlov (1949).

Figurative points of the compositions: 1 — from the center of the grain, 2 — from the outer edge of the grain;

subfamilies of chromespinelides: 1 — chromite, 2 — subferrichromite, 3 — aluminochromite, 4 — subferri-aluminochromite, 5 — ferri-aluminochromite, 6 — subalumoferrichromite, 7 — ferrichromite, 8 — chrompicotite, 9 — subferri-chrompicotite, 10 — subaluminochromemagnetite, 11 — chromium magnetite, 12 — picotite, 13 — magnetite



Таблица 1. Химический состав хромшпинелидов скв. 17843 (данные микрозондового анализа)

Table 1. Chemical composition of chromspinelides from borehole 17843 (microprobe analysis data)

№ п/п	Номер анализа Analysis No.	Химический состав, мас. % / Chemical composition, wt. %											Сумма Total	Т. ш.
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CoO	NiO	ZnO		
1	2-1 Ц	–	0.26	17.91	46.04	0.15	23.69	0.27	9.73	–	–	0.25	98.29	АХ
2	2-2 К	–	0.67	3.83	33.54	0.25	47.68	0.46	7.54	–	0.41	–	94.38	САФХ
3	3-1 Ц	–	0.19	18.45	45.51	0.37	21.45	0.88	11.75	0.47	–	0.42	99.5	АХ
4	3-3 К	–	0.24	3.19	40.81	0.23	41.76	1.21	5.08	–	0.41	0.49	93.43	САФХ
5	5-1 Ц	–	–	16.52	51.2	0.28	20.91	0.35	9.73	–	–	0.53	99.52	АХ
6	10-1 Ц	–	–	26.37	42.16	0.36	17.98	–	13.1	–	–	–	99.97	АХ
7	17-1 Ц	–	–	29.96	39.04	0.26	18.28	0.42	11.94	–	–	0.59	100.5	ХП
8	17-2 К	–	–	6.2	37.14	0.28	38.26	2.79	4.74	–	–	0.79	90.19	САФХ
9	27-1 Ц	–	–	26.11	41.82	0.3	19.16	0.27	12.7	–	–	–	100.37	АХ
10	29-1 Ц	–	0.25	15.43	46.54	0.4	28.79	0.43	8.3	–	–	–	100.15	СФАХ
11	29-2 К	–	0.31	3.69	46.69	0.26	38.76	0.69	3.31	–	–	–	93.7	СФХ
12	36-1 Ц	–	–	9.55	61.64	–	20.11	0.43	9.5	–	–	–	101.22	Х
13	36-2 К	–	0.11	10.02	66.31	–	14.1	0.36	6.04	–	–	–	96.93	Х
14	44-1 Ц	–	–	16.25	53.08	0.58	20.61	1.17	8.51	–	–	0.47	100.67	Х
15	44-2 К	0.26	–	8.08	48.28	0.17	30.27	5.18	4.37	–	–	0.99	97.61	СФХ
16	48-1 Ц	–	–	19.77	49.36	0.33	19.76	–	10.96	–	–	–	100.17	АХ
17	48-2 К	0.43	–	4.17	38.72	0.42	44.58	0.53	2.33	–	–	–	91.18	САФХ
18	49-1 Ц	–	0.51	27.19	36.65	0.25	22.2	0.4	12.87	–	–	–	100.08	ХП
19	49-2 К	1.1	0.77	17.31	33.38	0.24	37.94	0.53	5.76	–	–	–	97.04	СФАХ
20	59-1 Ц	–	–	15.64	51.09	0.42	24.36	–	7.98	–	–	0.62	100.1	АХ
21	59-2 К	–	–	0.78	40.84	0.28	47.06	0.82	2.86	–	–	0.38	93.02	ФХ
22	61-1 Ц	–	0.14	12.13	43.1	0.37	38.36	0.52	5.39	–	–	–	100.01	СФАХ
23	61-2 К	–	0.37	6.36	35.32	0.25	47.6	0.46	2.62	–	–	–	92.98	САФХ
24	62-1 Ц	–	0.38	23.13	42.78	0.32	21.89	–	11.85	–	–	–	100.34	АХ
25	70-1 Ц	–	–	12.65	53.34	0.2	24.88	0.4	8.32	–	–	–	99.79	АХ
26	70-2 К	–	0.17	6.16	50.64	–	35.27	0.86	3.49	–	–	–	96.6	СФХ
27	70-3 К	0.41	0.16	0.9	32.66	–	46.58	9.8	2.45	–	–	0.75	93.71	ФХ
28	72-1 Ц	–	0.16	11.29	54.08	0.21	25.19	0.35	8.66	–	–	–	99.93	АХ
29	72-2 К	–	0.21	4.19	51.21	0.17	38.26	0.56	4.73	–	–	–	99.32	СФХ
30	73-1 Ц	–	0.22	12.41	52.73	–	25.33	–	9.23	–	–	–	99.92	АХ
31	73-2 К	–	0.22	7.57	45.76	0.16	36.74	0.49	6.01	–	–	–	96.96	СФХ
32	97-1 Ц	–	0.13	9.63	57.35	0.17	21.17	0.4	10.86	–	–	–	99.71	Х
33	97-2 К	–	0.31	1.77	48.9	0.19	33.34	3.06	0.96	–	–	1.24	89.77	Х
34	102-1 Ц	–	–	20.75	44.26	0.37	30.34	0.46	3.28	–	–	0.66	100.12	АХ
35	102-2 К	–	1.61	3.82	40.24	0.46	47.68	0.65	–	–	–	0.66	95.12	САФХ
36	105-1 Ц	–	–	7.74	63.14	0.17	17.6	2.09	9.46	–	–	–	100.21	Х
37	105-2 К	–	0.15	13.2	57.69	0.24	15.57	0.69	5.72	–	–	–	93.27	АХ
38	127-1 Ц	–	–	14.71	54.81	0.32	20.74	–	9.61	–	–	–	100.19	АХ
39	127-2 К	–	–	5.39	54.45	0.35	32.82	0.48	5.09	–	–	0.36	98.94	СФХ
40	127-3 К	–	0.18	0.86	58.04	0.33	34.18	0.46	3.7	–	–	0.36	98.11	Х
41	137-1 Ц	–	–	14.3	47.94	0.31	29.59	0.32	7.12	–	–	0.41	100	СФАХ
42	137-2 К	–	0.93	2.84	43.96	–	46.02	0.58	3.27	–	–	–	97.6	САФХ

Примечание: Т.ш. – тип шпинели. Сокращения по Н. В. Павлову (1949): Х – хромит, СФХ – субферрихромит, АХ – алюмохромит, СФАХ – субферриалюмохромит, ФАХ – ферриалюмохромит, САФХ – субалюмоферрихромит, ФХ – феррихромит, ХП – хромпикотит.

Note: Т.ш. – spinel type. Abbreviations according to N. V. Pavlov's classification diagram (Pavlov, 1949): Х – chromite, СФХ – subferrichromite, АХ – aluminochromite, СФАХ – subferri-aluminochromite, ФАХ – ferri-aluminochromite, САФХ – subalumoferrichromite, ФХ – ferichromite, ХП – chrompicotite.



(0.11–1.67 мас. %). Подчиненную роль играют оксиды цинка, никеля и кобальта: ZnO установлен лишь в 11.7 % случаев при концентрациях от 0.22 до 0.69 мас. %; NiO встречается в 1.85 % зерен и в среднем составляет 0.27 мас. %; CoO фиксируется в редких случаях (0.6 % выборки), его содержание не превышает 0.47 мас. %.

Внешние оторочки зерен соответствуют составам субферрихромитов (37 %), субальюмоферрихромитов (25 %), феррихромитов (14 %), хромитов (9 %), ферриальюмохромитов (7 %), феррихромитов (4 %) и хроммагнетитов (4 %).

Химический состав корродированных участков, развитых преимущественно по внешним границам зёрен и трещинам (рис. 4, с, d), характеризуется обогащением FeO при одновременном выносе Al_2O_3 , Cr_2O_3 и MgO (табл. 1). Подобные изменения характерны для хромшпинелидов, подвергшихся воздействию флюидов и гидротермальных растворов в зонах серпентинизации и других вторичных преобразований ультрабазитов (Макеев, 1992).

В краевых участках зерен выявлен иной характер распределения изоморфных примесей. Наиболее распространённым примесным компонентом является MnO, установленный в 93 % исследованных зерен с содержанием от 0.3 до 9.8 мас. %. V_2O_5 отмечается реже — в 74 % зерен, его концентрация составляет 0.16–0.46 мас. %. TiO_2 установлен в 70 % зерен при содержании 0.11–0.93 мас. %, редко достигая 1.61 мас. %.

Химический состав внешних каём характеризуются существенным увеличением частоты встречаемости и концентраций оксидов цинка и никеля. Присутствие ZnO фиксируется в 43 % зерен и составляет 0.36–1.24 мас. %. NiO содержится в 10 % зерен, средняя концентрация его не превышает 0.38 мас. %. Кроме того,

в составе 16 % зерен выявлено присутствие SiO_2 (от 0.26 до 1.1 мас. %).

Микровключения

В 4 % зёрен всей выборки хромшпинелидов из отложений Кельтминского погребенного каньона установлены микровключения посторонних минеральных фаз.

Наиболее распространённой минеральной фазой являются минералы группы хлорита (рис. 4, а, b, e), развитые по микротрещинам и границам зёрен хромшпинелидов в виде изометричных и пластинчатых включений размером от 5 до 36 мкм. Для отмеченных хлоритов характерен широкий диапазон изменчивости химического состава (мас. %): SiO_2 — 26.56–42.33; Al_2O_3 — 12.03–19.43; MgO — 17.98–31.25; FeO — 1.4–13.47; Cr_2O_3 — 1.92–9.98 (табл. 2). Примерно в половине анализов установлен TiO_2 (0.87–2.03 мас. %). В единичных зернах обнаружены примеси CaO (0.17–0.68 мас. %) и K_2O (0.19–0.23 мас. %). Вероятно, формирование хлорита связано с гидротермальным преобразованием хромшпинелидов.

В одном из зёрен хромшпинелидов установлено пять расплавных включений изометричной формы размером от 10 до 33 мкм, представленных игольчатыми и столбчатыми кристаллами амфибола, пространства между которыми заполнены плагиоклазом (рис. 4, d).

Пироксеновые включения имеют размер до 18 мкм и представлены удлинённо-призматическими и изометричными кристаллами (рис. 4, с, e) с содержаниями SiO_2 до 59.88 %, MgO — 17.78–31.28 %, CaO — от 0.29 до 22.17 %, Al_2O_3 и FeO — менее 3.28 и 2.2 % соответственно.

Среди микровключений установлено единичное зерно граната (рис. 4, f) с повышенной примесью Cr_2O (до 13.37 мас. %).

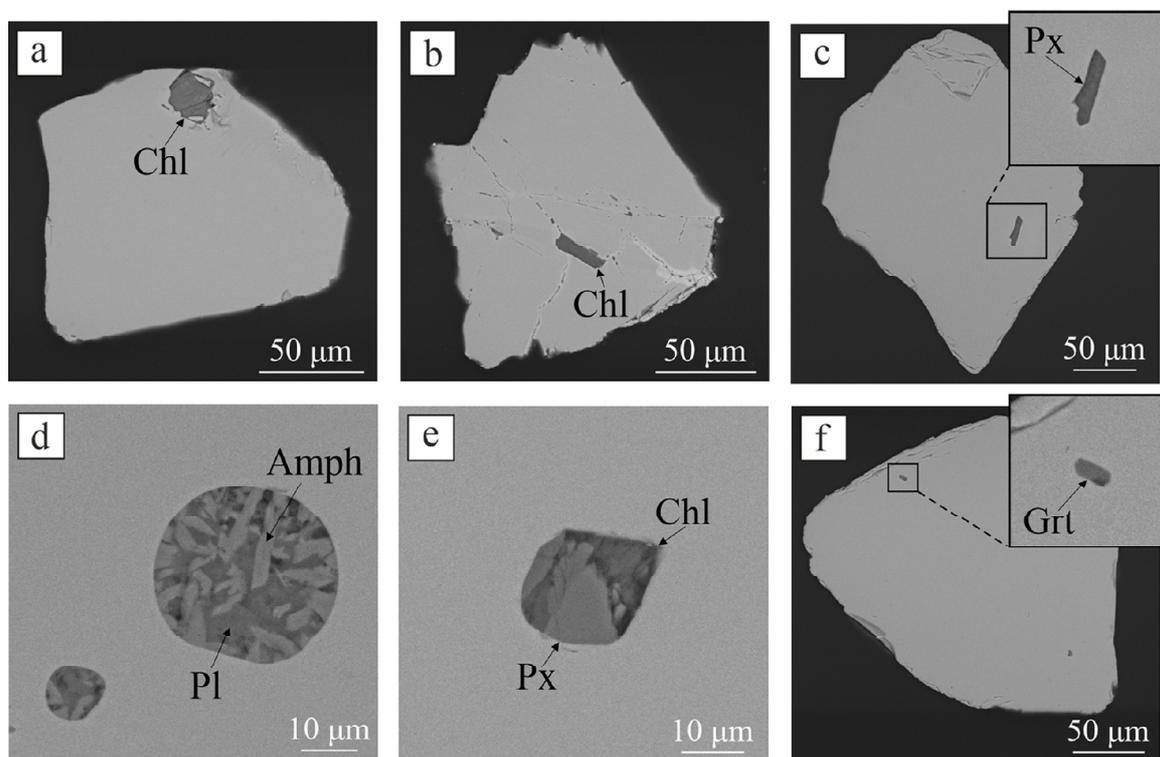


Рис. 6. Микровключения в хромшпинелидах. а, f — пояснения см. в тексте

Fig. 6. Microinclusions in chromspinelides. а, f — see text for explanations

Таблица 2. Химический состав микровключений в хромшпинелидах скв. 17843 (данные микрозондового анализа)
Table 2. Chemical composition of microinclusions in chromspinelides from borehole 17843 (microprobe analysis data)

№ п/п	Номер анализа Analysis No.	Химический состав, мас. % / Chemical composition, wt. %												Сумма Total	Название Name
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	ZnO	K ₂ O	Na ₂ O		
1	3-4	28.19	–	17.14	3.28	–	1.4	–	29.3	–	–	–	–	79.31	Хлориты Chlorites
2	7-2	31.37	1.37	15.64	1.92	–	13.47	–	17.98	0.68	–	0.22	–	82.64	
3	46-3	42.33	2.03	16.8	1.93	–	1.95	–	25.63	0.17	–	0.19	5.85	96.87	
4	64-5	29.09	–	19.43	4.19	–	3.85	–	31.25	–	–	–	–	87.81	
5	66-2	32.89	2.13	17.77	1.97	–	3.08	–	30.26	–	–	–	–	88.1	
6	70-4	34.51	0.87	15.53	9.98	–	4.1	–	22.74	–	–	0.23	5.79	93.75	
7	127-4	26.56	–	12.03	5.09	–	2.33	–	26.26	–	–	–	–	72.28	
8	35-3	48.27	1.71	16.27	1.07	–	7.99	–	6.32	12.56	–	0.9	2.98	98.73	Амфиболы Amphiboles
9	91-3	43.58	2.79	13.33	0.81	–	12.14	–	12.37	10.53	–	0.46	2.46	98.48	
10	55-2	59.88	–	3.28	1.22	–	2.2	–	31.28	0.29	–	–	0.88	99.93	Пироксены Pyroxenes
11	97-3	53.61	–	0.89	1.89	–	2.42	–	17.78	22.17	–	–	0.44	99.21	
12	91-2	62.46	–	20.5	–	–	0.91	–	0.39	5.1	–	0.36	7.27	96.99	Плагиоклаз Plagioclase
13	38-3	33.42	1.39	10.84	13.37	–	4.47	–	16.3	10.49	–	–	2.97	93.24	Гранат Garnet
14	5-2	–	0.15	7.08	47.58	0.33	34.75	0.43	4.28	–	–	–	–	94.93	СФХ
15	10-2	0.58	0.51	3.97	34.2	–	35.59	11.83	2.57	–	2.49	–	–	91.75	САФХ
16	27-2	0.83	0.55	1.29	39.46	–	41.91	5.06	–	–	1.96	–	–	91.06	ФХ
17	62-2	–	0.87	1.25	44.15	–	39.77	4.77	0.71	–	1.02	–	–	92.54	Х

Примечание: усл. сокращения см. в табл. 1.

Note: For abbreviations, see Table 1.

Обсуждение результатов исследований

Проведённое изучение типоморфизма и химического состава хромшпинелидов из аквальных отложений Кельтминского погребённого каньона позволило выявить ряд их особенностей, имеющих важное значение для определения источника сноса обломочного материала.

Значительная доля всех зерен хромшпинелидов имеют округлую или угловатую форму, в то время как кристаллы с чётко выраженным октаэдрическим габитусом встречаются значительно реже. Такое распределение морфологических типов свидетельствует о механической переработке минеральных зерен, образовавшихся в условиях массивных рудных тел, где срастание минеральных зёрен происходило в условиях ограниченного пространства.

Хромшпинелиды в изученных отложениях представлены преимущественно алюмохромитами, хромпикотитами, хромитами и субферриалюмохромитами, что указывает на их связь с ультраосновными породами. Наличие зональных структур с феррихромитовыми и субферрихромитовыми каймами, а также корродированные участки, обогащённые FeO, свидетельствуют о постмагматических изменениях, вероятно связанных с гидротермальными процессами.

Подавляющая часть фигуративных точек состава центральных частей зерен хромшпинелидов на классификационной диаграмме (Al³⁺–Cr³⁺–Fe³⁺) Н. В. Павлова (1949) последовательно и без перерывов занимают все области хромпикотита, алюмохромита и верх-

нюю часть области хромита (рис. 5), что характерно для первичных рудообразующих хромшпинелидов альпинотипных массивов.

Фигуративные точки внешних оторочек зерен представлены меньшим количеством и располагаются в более железистых областях классификационной диаграммы (рис. 5), что может быть связано с метаморфизованными или серпентинизированными ультрабазиитами.

Обнаруженные микровключения хлоритов, плагиоклазов, амфиболов и пироксенов могут свидетельствовать о гидротермальных изменениях и ассимиляции корового материала магмой при кристаллизации зерен хромшпинелидов.

Сопоставление химического состава и типоморфных особенностей хромшпинелидов из четвертичных отложений Кельтминского погребённого каньона с материалами А. Б. Макеева по ультрабазиитам Полярного Урала (Макеев, 1992; Макеев, Брянчанинова, 1999) показывает их значительное сходство. Однако в некоторых зернах хромшпинелидов нами обнаружены более высокие содержания FeO, что может свидетельствовать о контаминации минеральными зёрнами иного источника сноса. Высокая миграционная способность и относительная устойчивость хромовых шпинелей в гипергенных условиях (Кухаренко, 1961) способствует их многократному переотложению из рудных источников и промежуточных коллекторов в конечные седиментационные бассейны. Данный факт предопределяет возможную полигенность и полихронность хромшпинелидов из отложений, вскрытых в скв. 17843.



Отдельные выходы нижнепалеозойских ультрабазитов встречаются также на Северном Урале (Государственная ..., 2005). Наиболее крупным из них является салатимский комплекс, в состав которого входят гарцбургиты, дуниты и дунит-гарцбургиты среднего ордовика (Пестрецов и др., 1988) с мелкими разрозненными широкообразными телами хромитов, представленных железистыми алюмохромитами. На данном этапе исследований не представляется возможным достоверно исключить привнос материала в Кельтминскую долину с Северного Урала из-за недостатка фактического материала.

Экзарационная деятельность ледника способствовала разрушению коренных выходов ультрабазитов Полярного Урала и транспортировке осадочного материала. Аккумуляция флювиогляциальных тонко- и мелкозернистых серо-коричневых песков и глинистых алевритов происходила в прифронтальной зоне вычегдского ледникового щита, граница максимального распространения которого расположена в 120 км севернее исследуемой скважины (Андреичева и др., 2015).

В результате последующего врезания русла р. Северная Кельтма произошло переотложение исследуемых хромшпинелидов из флювиогляциальных осадков в аллювий.

Заключение

На основании проведенных исследований типоморфизма и химического состава хромшпинелидов из аквальных отложений Кельтминского погребенного каньона установлена их несомненная связь со среднеордовикскими ультрабазитами Полярного Урала, что не подтверждает мнение С. А. Яковлева (1966), связавшего их формирование с Новой Землей и исключившего поступление обломочного материала с Урала. Выявлены также признаки постмагматических изменений хромшпинелидов, обусловленные гидротермальными процессами и гипергенным преобразованием.

Морфология и состав хромшпинелидов указывают на их формирование в условиях массивных рудных залежей с последующей транспортировкой и переотложением. Преобладание алюмохромитов, хромпикотитов и хромитов, а также наличие зональных структур и корродированных участков, возможно, свидетельствуют о гидротермальном воздействии.

Высокохромистые разности соответствуют дунитам и гарцбургитам, тогда как повышенные концентрации FeO могут быть связаны с серпентинизацией и метаморфизмом ультрабазитов. Сравнение с ультрабазитами Полярного Урала выявило значительное сходство, однако более высокие содержания FeO в отдельных зернах могут указывать на дополнительный источник сноса.

Экзарационная деятельность и последующая деградация ледникового покрова обусловили транспортировку и переотложение материала, включая хромшпинелиды, в аллювиальные отложения. Вопрос о возможной полигенности хромшпинелидов остаётся открытым из-за потенциального влияния других ультрабазитовых массивов Урала.

Дальнейшие комплексные исследования минеральных парагенезисов хромовых шпинелей из ак-

вальных отложений Печоро-Вычегдско-Камского водораздела помогут восстановить палеогеографические обстановки формирования четвертичных отложений в Кельтминском каньоне.

Авторы искренне благодарны к. г.-м. н. Ю. В. Глухову, к. г.-м. н. Б. А. Макееву и к. г.-м. н. Т. П. Майоровой за ценные рекомендации при подготовке настоящей публикации. Особую признательность авторы выражают двум анонимным рецензентам за их конструктивную критику, которая помогла существенно улучшить качество статьи.

Исследования выполнены в рамках темы НИР «Эволюция биоты и среды ее обитания как основа расчленения и геологической корреляции осадочного чехла Печорской плиты и ее складчатого обрамления» ГР №122040600008-5.

Литература / References

- Андреичева Л. Н., Марченко-Вагапова Т. И., Буравская М. Н., Голубева Ю. В. Природная среда неоплейстоцена и голоцена Европейского Северо-Востока России. М.: ГЕОС, 2015. 224 с.
- Andreicheva L. N., Marchenko-Vagapova T. I., Buravskaya M. N., Golubeva Yu. V. Natural environment of the Neopleistocene and Holocene of the European North-East of Russia. Moscow: GEOS, 2015, 224 p. (in Russian)
- Андреичева Л. Н., Марченко-Вагапова Т. И., Исаков В. А. Строение, состав и условия формирования четвертичных отложений в Кельтминском погребенном каньоне (юго-восток Республики Коми) // Вестник геонаук. 2021. № 5 (317). С. 27–36. DOI: 10.19110/geov.2021.5.2
- Andreicheva L. N., Marchenko-Vagapova T. I., Isakov V. A. Structure, composition and conditions of formation of quaternary deposits in the Keltmin buried canyon (southeast of the Komi Republic). Vestnik of Geosciences, 2021, No. 5 (317), pp. 27–36. (in Russian)
- Бадида Л. В., Маслов А. В., Мизенс Г. А. Реконструкция состава пород питающих провинций. Статья 3. Современные методы исследования тяжелых обломочных минералов (гранатов, турмалинов, хромшпинелидов, рутила и др.) // Литосфера. 2020. Т. 20. № 2. С. 149–167. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-2-149-167
- Badida L. V., Maslov A. V., Mizens G. A. Reconstruction of the composition of rocks of feeder provinces. Article 3. Modern methods for studying heavy detrital minerals (garnets, tourmalines, chrome-spinelides, rutile, etc.). Lithosphere, 2020, V. 20, No. 2, pp. 149–167. (in Russian)
- Виколова М. Ф. Общая характеристика глин // Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. М.: Госгеолтехиздат, 1957. С. 7–90.
- Vikulova M. F. General characteristics of clays. Methodological guide to petrographic-mineralogical study of clays. Moscow: Gosgeoltekhizdat, 1957, pp. 7–90. (in Russian)
- Глухов Ю. В., Макеев Б. А., Варламов Д. А., Шевчук С. С., Исаенко С. И. Хромшпинелиды с цинксодержащими эпигенетическими каймами из девонских конглобрекчиевых горизонтов россыпепоявления Ичетью (Средний Тиман) // Литосфера. 2015. № 2. С. 103–120.
- Glukhov Yu. V., Makeev B. A., Varlamov D. A., Shevchuk S. S., Isaenko S. I. Chrome spinels with zinc-con-



- taining epigenetic rims from Devonian conglobreccia horizons of the Ichetyu placer occurrence (Middle Timan). *Lithosphere*, 2015, No. 2, pp. 103–120. (in Russian)
- Глухов Ю. В., Макеев Б. А., Сокерин М. Ю. Типоморфизм хромшпинелидов из голоценовых псефитов Кыввожского золотороссыпного поля (Вольско-Вымская гряда, Средний Тиман) // Вестник геонаук. 2021. № 8 (320). С. 3–15. DOI: 10.19110/geov.2021.8.1
- Glukhov Yu. V., Makeev B. A., Sokerin M. Yu. Typomorphism of chrome spinels from Holocene psephites of the Kyvvozh gold placer field (Volsko-Vymskaya ridge, Middle Timan). *Vestnik of Geosciences*, 2021, No. 8 (320), pp. 3–15. (in Russian)
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист Р-40 — Североуральск. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2005. 332 с.
- State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:1000000 (third generation). Ural Series. Sheet P-40 — Northern Urals. Explanatory note. Saint Petersburg: VSEGEI Cartographic Factory, 2005, 332 p. (in Russian)
- Кухаренко А. А. Минералогия россыпей. М.: Гос. научно-техн. изд-во лит-ры по геологии и охране недр, 1961. 320 с.
- Kukharenko A. A. Mineralogy of placers. Moscow: State scientific and technical publishing house of literature on geology and subsoil conservation, 1961, 320 p. (in Russian)
- Макеев А. Б., Перевозчиков Б. В., Афанасьев А. К. Хромитовосность Полярного Урала. Сыктывкар: Коми филиал АН СССР, 1985. 152 с.
- Makeev A. B., Perevozchikov B. V., Afanasyev A. K. Chromite content of the Polar Urals. Syktyvkar: Komi branch of the USSR Academy of Sciences, 1985, 152 p. (in Russian)
- Макеев А. Б. Минералогия альпинотипных ультрабазитов Урала. СПб.: Наука, 1992. 197 с.
- Makeev A. B. Mineralogy of alpine-type ultrabasites of the Urals. St. Petersburg: Nauka, 1992, 197 p. (in Russian).
- Макеев А. Б., Брянчанинова Н. И. Минералогия, хромитовосность и платиновосность Полярного Урала // Вестник Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар: Геопринт, 1999. № 6. С. 20–24.
- Makeev A. B., Brianchaninova N. I. Mineralogy, chromite and platinum content of the Polar Urals. *Vestnik of the Institute of Geology Komi SC UB RAS*. Syktyvkar: Geoprint, 1999, No. 6, pp. 20–24. (in Russian).
- Назаров Н. Н., Копытов С. В., Жуйкова И. А., Чернов А. В. Плейстоценовые каналы стока в южной части Кельтминской ложбины (Камско-Вычегодское междуречье) // Геоморфология. 2020. № 4. С. 74–88. DOI: 10.31857/S0435428120040070
- Nazarov N. N., Kopytov S. V., Zhuykova I. A., Chernov A. V. Pleistocene drainage channels in the southern part of the Keltminskaya trough (Kama-Vycheгда interfluvium). *Geomorphology*. 2020, No. 4, pp. 74–88. (in Russian)
- Осовецкий Б. М. Типохимизм шлиховых минералов: Справочник. Пермь: Изд-во Пермского ун-та, 2001. 244 с.
- Osovetskiy B. M. Typochemistry of placer minerals: Handbook. Perm: Perm University Press, 2001, 244 p. (in Russian)
- Павлов Н. В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом ультраосновных интрузивов // Труды ИГН. Вып. 103. 1949. 87 с.
- Pavlov N. V. Chemical composition of chrome spinels in relation to the petrographic composition of ultrabasic intrusions. *Proceedings of IGN*, 103, 1949, 87 p. (in Russian)
- Панин А. В., Зарецкая Н. Е., Карпухина Н. В., Курбанов Р. Н., Модин И. Н., Мюррей Э. С. ОSL-хронология Кельтминской палеодолины и проблема перелива позднелейстоценовых ледниково-подпрудных озёр в Каспии // Геохронология четвертичного периода: инструментальные методы датирования новейших отложений: Тезисы докладов Всерос. науч. конф. (с междунар. уч.), посвящ. 90-летию со дня рождения Л. Д. Сулержичского. М.: ИГ РАН, ГИН РАН, 2019. С. 66.
- Panin A. V., Zaretskaya N. E., Karpushina N. V., Kurbanov R. N., Modin I. N., Murray E. S. OSL chronology of the Keltmin paleovalley and the problem of overflow of Late Pleistocene ice-dammed lakes into the Caspian Sea. Abstracts of the reports of the All-Russian scientific conference (with international participation) "Geochronology of the Quaternary: instrumental methods for dating the latest deposits", dedicated to the 90th anniversary of the birth of L. D. Sulerzhitsky. Moscow: IG RAS, GIN RAS, 2019, pp. 66. (in Russian)
- Яковлев С. А. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины (стратиграфия). М.: Госгеолтехиздат, 1956. 314 с.
- Yakovlev S. A. Fundamentals of the Geology of Quaternary Deposits of the Russian Plain (Stratigraphy). Moscow: Gosgeoltekhizdat, 1956, 314 p. (in Russian).
- Panin A., Astakhov V., Komatsu G., Lotsari E., Lang J., Winsemann J. Middle and Late Quaternary glacial lake-outburst floods, drainage diversions and reorganization of fluvial systems in northwestern Eurasia // *Earth-Science Reviews*. 2020. Vol. 201. P. 103069. DOI: 10.1016/j.earscirev.2019.103069

Поступила в редакцию / Received 26.09.2025



Ещё раз о феномене шаровой молнии

А. М. Асхабов

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия
askhabov@geo.komisc.ru

Кратко обсуждается современное состояние вопроса о природе и свойствах шаровой молнии. Рассмотрены существующие модели образования и функционирования в воздухе светящихся шарообразных объектов. Изложены основные черты кватаронной модели шаровой молнии, согласно которой она интерпретируется как кулоновский кристалл, образованный заряженными кластерами «скрытой» фазы – кватаронами. Главными факторами, обеспечивающими целостность и устойчивость шаровой молнии, являются её внутренняя кристаллическая структура и поверхностная энергия. Запасенная внутри шаровой молнии энергия, которая расходуется на излучение, не пополняется извне и не является химической энергией.

Ключевые слова: шаровая молния, свойства шаровой молнии, модели и гипотезы образования шаровой молнии, кватаронная модель шаровой молнии

Once again about the phenomenon of ball lightning

A. M. Askhabov

Institute of Geology Komi SC UB RAS, Syktyvkar, Russia

We discuss the current understanding of the nature and features of the ball lightning. Existing models for the formation and function of luminous spherical objects in the atmosphere are observed. The core features of the author's kvataron model are presented in detail. According to this model, the ball lightning is interpreted as a Coulomb crystal composed of charged clusters from a "hidden" phase – referred to as kvatarons. The model posits that the structural integrity and stability of ball lightning are maintained primarily by its internal crystalline lattice and surface energy. Crucially, the energy stored within the ball lightning, which is irradiated, is neither replenished from an external source nor is it derived from chemical energy.

Keywords: ball lightning, properties of ball lightning, ball lightning formation models and hypotheses, kvataron model of ball lightning

Введение

Эта статья продолжает серию публикаций, посвященных выдающимся открытиям, знаменательным датам и людям, изменившим науку и направление ее развития. Они, как правило, касаются близких лично нам областей науки: кристаллографии, минералогии, физической химии, материаловедения и нанотехнологии. В очередном же сообщении речь идет о проблеме из несколько другой области: о феноменальном природном явлении – шаровой молнии, которая будоражит умы людей (и не только исследователей) на протяжении многих и многих лет. Считается, что шаровая молния как научная проблема существует начиная с первой публикации Франсуа Араго в 1838 г., члена Французской академии наук, принятого в нее в возрасте 23 лет. В его публикации было описано три десятка случаев наблюдения шаровых молний. В отечественной литературе обычно отчет ведут с работ по изучению явлений атмосферного электричества М. В. Ломоносова и Г. В. Рихмана, погибшего в 1753 г. именно от шаровой молнии.

Установление природы шаровой молнии, решение проблемы её происхождения, как предполагают, станет одним из самых выдающихся достижений современной науки. Проблема, однако, далека от решения не только из-за сложности явления, но и из-за отсутствия возможностей для непосредственного ее изучения (нет в нашем распоряжении ни молнии, ни средств ее наблюдения). Кроме того, со стороны многих ученых со-

храняется скептическое отношение к феномену шаровой молнии, хотя научный характер проблемы ими не отрицается¹. На протяжении многих лет проводятся различного уровня международные форумы по шаровой молнии, созданы специализированные научные центры и лаборатории, часто появляются обобщающие обзоры в авторитетных научных журналах. Однако радикального прогресса в изучении феномена шаровой молний не произошло. Он продолжает оставаться для научного сообщества мощным интеллектуальным вызовом.

Мы однажды уже касались этой темы, не имеющей вроде бы прямого отношения к нашим научным интересам (Асхабов, 2007, 2008). Опубликованная нами почти два десятка лет назад модель шаровой молнии, где она интерпретировалась как кристаллоподобное образование из кватаронов воды, представляется до сих пор актуальной. Все больше наблюдаемых фактов по природной шаровой молнии и часть результатов по лабораторному воспроизведению похожих на нее объектов вполне удовлетворительно удается объ-

¹ Нередко до сих пор появляются также публикации, отрицающие реальность шаровых молний и интерпретирующие их как оптические иллюзии. В этом плане характерна статья австрийских ученых И. Пеера и А. Кендля (Peer, Kendl, 2010), где шаровые молнии описаны как некие зрительные образы (так называемые фосфены), которые появляются у человека при воздействии на мозг сильных электромагнитных полей.



яснить в рамках этой модели. В том числе и это обстоятельство заставило нас ещё раз вернуться к проблеме объяснения природы и механизма образования шаровой молнии.

О шаровой молнии и ее свойствах

Вначале кратко рассмотрим, что такое шаровая молния и каковы определяющие ее свойства. Существующие представления о шаровой молнии основаны исключительно на описательных данных наблюдений феномена в природе. По этой части накоплен огромный материал. Составлены и опубликованы в нашей стране и за рубежом многочисленные обзоры и крупные сводки по сбору и обработке данных наблюдений (Arago, 1838; Brand, 1923; Humphreys, 1936; McNally, 1966; Стаханов, 1979, 1985; Григорьев, 2010, Ohtsuki, Ofuruton, 1986 и др.), формируются банки данных. Много интересных данных имеется в обзорах Б. М. Смирнова (1990, 1992), В. Л. Бычкова (2006).

Шаровая молния в настоящее время определяется как обособленное светящееся образование в атмосфере, чаще всего имеющее сферическую форму и свободно движущееся в воздухе. Средний размер шаровой молнии по статистике составляет около 20 см, а время жизни — от нескольких секунд до нескольких минут. Основные параметры и наблюдаемые свойства шаровой молнии обобщены в работе Б. М. Смирнова (1992). Эти параметры, по существу, характеризуют усредненную модель шаровой молнии. В целом что такое шаровая молния, более или менее ясно, хотя точного определения не существует. Известно и то, какие факты наиболее часто проявляются в случаях непосредственного наблюдения шаровой молнии.

Обобщая многочисленные данные наблюдений, перечислим здесь наиболее часто упоминающиеся в разных источниках особенности шаровых молний.

1. Шаровые молнии — это светящиеся объекты в атмосферном воздухе, как правило сферической формы, имеющие определенный запас энергии, которая расходуется на излучение.

2. Они двигаются в основном горизонтально. Это значит, что плотность шаровой молнии примерно такая же, как и плотность воздуха. Движение вверх или вниз (что чаще) наблюдается гораздо реже. Скорость движения обычно меньше 10 м/сек.

3. Шаровая молния способна проходить через узкие отверстия и щели, после чего восстанавливает свою сферическую форму. Описаны также случаи изменения формы шаровой молнии в процессе ее эволюции.

4. Наиболее часто шаровые молнии образуются в летние месяцы. Максимум приходится на июль. Имеются определенные корреляции с грозовой погодой и с высокой влажностью воздуха.

5. Существование шаровой молнии заканчивается взрывом или же ее исчезновение происходит спокойно.

6. Наблюдались случаи распада шаровой молнии на несколько частей, которые также приобретали сферическую форму.

7. Время жизни шаровой молнии зависит от ее размера. Большие молнии живут дольше.

8. Цветовая гамма шаровых молний довольно разнообразна. Наиболее часто наблюдались белый, красный, желтый и оранжевый цвета молнии.

9. Энергетика шаровой молнии относится к числу важнейших и наиболее дискуссионных ее свойств. Точные количественные значения энергии шаровой молнии не установлены. Оценочные значения колеблются в широких пределах.

Мы далеки от мысли, что в этом списке отмечены все и в полном объеме принципиально важные свойства шаровых молний. Кроме того, нет уверенности также в том, что у разных наблюдателей речь идет об одном и том же явлении. Часто создается впечатление, что под термином «шаровая молния» подразумевается довольно широкий круг объектов с разнообразными по описанию очевидцев свойствами. Поэтому довольно трудно выделить только те факты, которые относятся именно к шаровой молнии, а не к разнородным похожим явлениям. Не исключено, что существуют различные виды шаровых молний. Тогда понятны и затруднения, связанные с построением всеобъемлющей модели шаровой молнии.

О моделях шаровых молний

В настоящее время никакая теоретическая модель шаровой молнии не может объяснить все, часто противоречащие друг другу, свойства из наблюдений очевидцев. В результате количество различных моделей и гипотез происхождения шаровых молний составляет несколько сотен.

Мы исходим из того, что шаровая молния — это объект единой физической природы, независимо от размера, цвета и энергии. Устройство и происхождение шаровых молний должны быть одинаковы. Поэтому нужна некая эталонная модель идеальной шаровой молнии. Образно говоря, для начала, как в кристаллографии, надо понять и описать структуру идеального кристалла, реальные кристаллы и присущие им свойства рассмотреть позже. Такая методологическая установка может оказаться полезной и применительно к реальным шаровым молниям. К сожалению, эталонная модель шаровой молнии ещё не предложена.

В целом ясно, какие ключевые моменты из наблюдаемых фактов непременно должна описывать приемлемая модель шаровой молнии. Речь должна идти об автономных обособленных в пространстве светящихся объектах с формой, близкой к сферической, обладающих поверхностной энергией, с плотностью, примерно равной плотности воздуха. Сюда можно добавить также требования к модели шаровой молнии, связанные с размерами, устойчивостью, наличием внутри объекта запасенной энергии, которая расходуется на излучение.

Со времен И. П. Стаханова принято делить модели шаровой молнии по механизму ее энергетического обеспечения. Необходимая энергия может поступать извне или находиться внутри. При этом модели с внешними источниками питания² сталкиваются

² Последовательным сторонником модели с внешним источником питания был П. Л. Капица (1955), который считал, что плазма шаровой молнии не может долго существовать без подвода к ней энергии извне. Это действительно так, если иметь в виду высокотемпературную плазму.



с реально непреодолимыми трудностями. В частности, невозможно указать на процессы и механизмы, обеспечивающие непрерывную подачу энергии в некоторую небольшую область пространства. Это касается также целого ряда современных вариантов моделей, предполагающих внешнюю подпитку шаровых молний.

По сравнению с ними более жизнеспособны модели с внутренними разнообразными источниками энергетического обеспечения. Такими источниками энергии, поддерживающими шаровую молнию, могут быть химические реакции или процессы горения. Дж. Барри (Barry, 1980) для обоснования таких моделей проводил соответствующие опыты с горением метана в воздухе и даже получал светящиеся шары, которые существовали 1–2 сек. Высказывались также идеи о том, что энергосодержащие реагенты являются лабильными веществами, тесно связанными с процессами грозовой деятельности (озон, окислы азота) (Смирнов, 1976). В таких моделях, однако, невозможно объяснить связанность вещества в молнии, ее целостность и сферическую форму.

В этом смысле интереснее более позднее предположение Б. М. Смирнова (1990, 1992) о наличии внутри шаровой молнии аэрозольного каркаса, содержащего в своих порах горючее (уголь, стеарин, озон, диоксид кремния) и небольшое количество зарядов одного знака. Наиболее полно его идея о существовании внутри шаровой молнии жесткого каркаса нашла отражение в так называемой фрактальной модели шаровой молнии (Смирнов, 1990). Фрактальная структура обладает большой удельной поверхностной энергией, которая может выделяться в процессе эволюции молнии. Фрактальная модель шаровой молнии объясняет также и ряд ее других свойств, в том числе низкую плотность. Ценность этой модели заключается в том, что здесь впервые дается представление о возможном внутреннем строении молнии, которое в большинстве моделей никак не обсуждается.

Широко известна классическая кластерная модель, которая впервые была предложена И. П. Стахановым (1979). Согласно этой модели, шаровая молния состоит из необычной плазмы — смеси положительных и отрицательных ионов, облепленных нейтральными молекулами (воды), которые тормозят рекомбинацию ионов, что обеспечивает длительное существование плазмы в метастабильном состоянии. Действительно, по оценкам Б. М. Смирнова (1992), время рекомбинации гидратированных ионов может на два порядка превосходить время рекомбинации плазмы, состоящей из «голых» ионов и электронов. Однако модель имеет существенный недостаток. В рамках этой модели невозможно объяснить причину, удерживающую шаровую молнию в ограниченном объеме и препятствующую смешиванию облака кластерных ионов с окружающим воздухом. Тем не менее кластерные модели продолжают обоснованно привлекать внимание. Появляются разные усложненные варианты таких моделей, не всегда сохраняющие основные положения исходной модели Стаханова.

В последующем была также предпринята попытка создать модель шаровой молнии на основе синте-

за моделей различных авторов. Она известна под названием конденсационной (Igolkin, Savelyev, 1997) и объединяет идеи Стаханова о кластерной природе, Смирнова о фрактальной структуре внутри молнии, Бычкова о полимерных нитях в составе шаровой молнии. Для нас важно отметить, что, согласно этой модели, шаровая молния образуется при неравновесной конденсации переохлажденного пара и основным источником энергии молнии признается энергия возбужденных кластеров.

Много вопросов возникает при обсуждении часто появляющихся необычных моделей шаровой молнии. Для сведения — в обзоре А. И. Никитина (2006) приведен следующий неполный список таких моделей:

- 1) ядерная модель шаровой молнии;
- 2) шаровая молния как термоядерный реактор;
- 3) шаровая молния как облако осциллирующих электронов;
- 4) шаровая молния как микроскопическая черная дыра;
- 5) шаровая молния как магнитный монополю;
- 6) шаровая молния — клубок флюксов (гипотетическое вещество, представляющее собой темную материю Вселенной);
- 7) итонная модель шаровой молнии (итонные кластеры — сильно сжатые атомы водорода);
- 8) шаровая молния как волна де Бройля (бозе-конденсат ультрахолодных электронов).

Понять суть перечисленных моделей довольно сложно. Они часто достаточно далеки от наблюдаемых фактов, а их экспериментальные проверки на данном этапе практически невозможны. Это же относится и к множеству других современных физических моделей и гипотез, объясняющих природу шаровой молнии на основе новых (как пишут авторы) физических принципов. Нам кажется, что особой пользы от таких моделей для понимания феноменологии шаровой молнии ожидать не приходится, хотя сходу отвергать их, возможно, и неразумно.

Поскольку наше сообщение рассчитано большей частью на широкий круг читателей, не являющихся физиками-профессионалами³, то желательно иметь достаточно простую для понимания модель шаровой молнии, которая должна, с одной стороны, объяснять наблюдаемые факты, с другой — не противоречить известным законам физики и химии.

Экспериментальное моделирование шаровых молний

На протяжении многих лет предпринимались многочисленные попытки лабораторного воспроизведения шаровых молний. Первые эксперименты по их искусственному получению были начаты Н. А. Гезехусом еще в конце XIX в. (1898). Лабораторные эксперименты к настоящему времени охватывают широкий диапазон условий, в которых удается получить короткоживущие светящиеся образования (Стаханов, 1985; Шаровая молния ..., 1994; Egorov et al., 2004; Шабанов, 2010; Oreshko, 2004; Shmatov, 2019 и др.). Многие, и не без оснований, полагают, что проблема шаровой мол-

³ Рассчитываем, что данная заметка будет особенно полезна для специалистов в области наук о Земле, интересующихся проблемами возникновения различных светящихся образований (плазматидов) в так называемых геопатогенных зонах.

нии будет решена только после нахождения способов их контролируемого и управляемого искусственного создания. При этом мы должны быть уверены в том, что довольно легко получаемые в лабораторных экспериментах образования действительно представляют из себя то, что подразумевается под природной шаровой молнией. К сожалению, такой уверенности у нас нет. Остается во многом непонятным, какое отношение эти образования имеют к реальной шаровой молнии, представление о которой у нас сложилось на основе наблюдений очевидцев. Это же можно сказать также о редких случаях появления так называемых искусственных шаровых молний, случайно возникающих в различных устройствах. Интересно, что, по описаниям очевидцев, эти образования на самом деле очень похожи на обычные шаровые молнии и, возможно, они имеют с ними общую природу.

Более подробно с экспериментами по моделированию шаровой молнии можно ознакомиться в интенсивно пополняющейся оригинальной литературе. Заметим, что способов создания светящихся шаров в воздухе довольно много. Обычно это делается через их создание в СВЧ-разряде, посредством короткого замыкания батарей с большим запасом энергии, зажиганием искры в химически активной смеси и т. д. Известны также опыты Тесла по получению шаровой молнии, схема которых осталась неизвестной. В целом поток экспериментальных работ, воспроизводящих в лаборатории аналоги шаровых молний, продолжается, но это ещё не приблизило нас к пониманию природы шаровых молний.

Кватаронная модель шаровой молнии

Ниже изложены ключевые идеи кватаронной модели шаровой молнии, которые были опубликованы нами ранее (Асхабов, 2007, 2008). Модель основывается на идеях кватаронной концепции кластерной самоорганизации вещества на наноуровне (Асхабов, 2004, 2011). Ключевая идея этой концепции сводится к тому, что в пересыщенной среде образуются и могут существовать особые наноразмерные кластеры, названные кластерами «скрытой» фазы, или кватаронами. Они предшествуют зародышам новой фазы при конденсации и кристаллизации. Отличительные свойства кватаронов рассмотрены нами в ряде работ (Асхабов, 2019, 2020).

Новая гипотеза о природе шаровой молнии родилась как продолжение предложенной нами ранее кватаронной модели конденсации водяного пара (Асхабов, 2006). В этой работе были определены условия образования обычной жидкой воды (вода с плотностью 1 г/см^3), а также рассматривалась возможность образования различных не установленных еще экспериментально аномальных («твердой», «газообразной», «фрактальной») фаз воды при конденсации и агрегации электрически нейтральных кватаронов. Однако если кватароны одноименно заряжены, то ситуация с конденсацией кватаронов радикально изменяется. Образование конденсированной фазы в обычном понимании становится невозможным. Одноименно заряженные кватароны, естественно, не могут агрегироваться и конденсироваться с формированием жидкой фазы. Но при этом межкватаронное взаимодействие при определенных условиях неизбежно приведёт к формированию ими

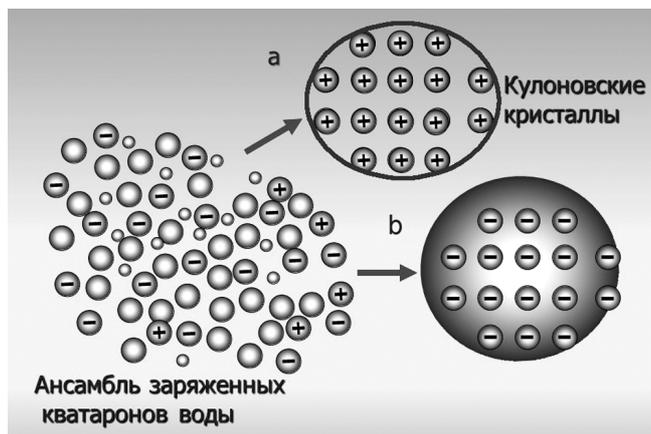


Рис. 1. Варианты образования шаровых молний (кулоновских кристаллов) из положительно (а) и отрицательно (б) заряженных кватаронов

Fig. 1. Variants of formation of ball lightning (Coulomb crystals) from positively (a) and negatively (b) charged kvars

пространственно-упорядоченных структур — кристаллов (рис. 1).

Впервые на возможность образования заряженными частицами в плазме кристаллоподобных структур указывалось в работе Х. Икези (Ikezi, 1986). В последующем такие структуры стали называть кулоновскими, или плазменными, кристаллами. Они установлены экспериментальными методами и достаточно хорошо изучены, к примеру для пылевидной плазмы (Нефедов и др., 1997).

Легко представить, что подобное явление может быть реализовано для заряженных кватаронов воды, и они сформируют особую фазу, аналогичную кулоновскому кристаллу. По-видимому, именно эта фаза и представляет собой образование, называемое шаровой молнией (по крайней мере, одна из форм светящихся объектов сферической формы, наблюдаемых в атмосфере). Если так, то шаровая молния — это особая «кристаллическая» плазма, в которой дисперсными частицами выступают электрически заряженные кватароны.

Таким образом, собственно процесс образования шаровой молнии в этой модели выглядит достаточно просто. В пересыщенном паре (воды) первоначально должны образоваться наэлектризованные кватароны. Далее происходит рекомбинация разноименно заряженных кватаронов. Если в результате в пересыщенном паре останутся одноименно заряженные кватароны, то в оставшемся ансамбле из-за взаимного электростатического отталкивания формируется решетчатая структура (кристалл) и кватароны окажутся фиксированными на определенном расстоянии друг от друга. Двумерный вариант такой структуры из заряженных кватаронов представлен на приведенном выше рисунке.

Поскольку кватароны являются относительно крупными частицами, до десятков или даже сотен молекул, то заряд на кватаронах может быть достаточно большим. Однако при значительных зарядах увеличивается среднее расстояние между кватаронами и уменьшается энергия кулоновского взаимодействия, что в конечном счете приводит к распаду шаровой молнии или делает её образование невозможным.

Легко предположить также, что цветовая гамма шаровой молнии будет зависеть от её примесного состава.



При этом примесные частицы могут находиться не только в виде дефектов решетки, но и как в эндокватаронной (внутри кватаронов), так и в экзокватаронной формах. Очевидно, что беспримесные шаровые молнии должны иметь одинаковый цвет, а если шаровая молния в процессе существования меняет свой цвет, то это свидетельствует о её примесной неоднородности.

В рамках кватаронной модели находит объяснение большинство свойств шаровой молнии, на которые указывают наблюдатели. Так, наличие «запирающей» фазовой границы и кристаллический характер облака заряженных кватаронов обеспечивают устойчивость шаровой молнии. Отпадает необходимость существования внутри шаровой молнии жесткого каркаса фрактальных кластеров (Смирнов, 1988) или органического полимера (Шаровая..., 1994). Модель не противоречит также существованию у шаровой молнии собственного электрического поля. Ряд свойств шаровой молнии (способность сохранять свою целостность, приобретать сферическую форму, проникать через щели и отверстия и т. д.) являются следствием существования фазовой границы и, соответственно, поверхностной энергии. Важную роль играет и своеобразная «текучесть» кристаллической структуры. Это следствие того, что кватароны внутри шаровой молнии не связаны химически. В результате структура в целом может деформироваться, легко изменять свою форму, а потом и восстанавливать её.

Просто решается также центральный вопрос о природе накопленной в шаровой молнии (или полученной извне) энергии. Прежде всего из рассматриваемой модели следует, что необходимая для поддержания шаровой молнии и ее свечения энергия не подводится извне, а аккумулирована внутри самой молнии, в энергии образующих ее частиц (кватароны — высокоэнергетические кластеры). Никаких химических реакций с выделением энергии в шаровой молнии не происходит.

Таким образом, интерпретация шаровой молнии как плазменного кристалла, образованного заряженными кватаронами воды, позволяет объяснить важнейшие ее свойства, отмечаемые наблюдателями. В конечном счете эти свойства определяются концентрацией и размерами кватаронов, а также величиной заряда на них, от которых зависит плотность энергии в объеме шаровой молнии. Энергетике шаровой молнии будет посвящена следующая статья этой серии.

Отметим также, что светящиеся образования по рассмотренному здесь механизму могут, в принципе, возникать и в парах (газах) других веществ. Не исключено, что многие полученные в лаборатории образования (плазмиды), напоминающие шаровую молнию, имеют такую природу.

Заключение

Обобщим главные элементы кватаронной модели шаровой молнии.

Шаровую молнию нельзя рассматривать как газовое или жидкое состояние — это плазма. Она состоит из заряженных кластеров «скрытой» фазы — кватаронов, которые по законам кулоновского взаимодействия образуют в пространстве устойчивое упорядоченное образование — кристалл.

В данной модели отсутствует принципиально важный вопрос: из каких частиц состоит вещество молнии — заряженных или нейтральных? Идея о нейтральных частицах была обусловлена тем, что при температуре шаровой молнии известные газообразные плазменные среды рекомбинируют. Кроме того, газы, состоящие из нейтральных молекул, не могут образовывать в других газах (в воздухе) отдельную автономно существующую фазу.

Обособленность в пространстве, устойчивость и целостность шаровой молнии обеспечивают поверхностная энергия и кристаллический характер внутренней структуры.

Запасенная внутри шаровой молнии энергия, которая расходуется на её внешней границе на излучение, не пополняется извне и не связана с химическими реакциями.

Примесные частицы в шаровой молнии, которые влияют на её цвет, могут находиться в виде дефектов решетки кристалла или быть связаны с кватаронами.

Генезис необычных явлений, аномальных фаз, переходных состояний, связанных с конденсацией минерального вещества, изучаются в рамках темы НИР ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (ГР № 1220406000009-2).

Литература / References

- Асхабов А. М. Кластерная (кватаронная) самоорганизация вещества на наноуровне и образование кристаллических и некристаллических материалов // Зап. РМО. 2004. Т. 133. № 4. С. 108—123.
- Askhabov A. M. Cluster (kvataron) self-organization of matter at the nanolevel and the formation of crystalline and non-crystalline materials. Zapiski RMO, 2004, V. 133, No. 4, pp. 108—123. (in Russian)
- Асхабов А. М. Кластерный (кватаронный) механизм образования жидкой воды // Записки РМО. 2006. Т. 135. № 1. С. 123—130.
- Askhabov A. M. Cluster (kvataron) mechanism of liquid water formation. Zapiski RMO, 2006, Part 135, 3—1, pp. 123—129. (in Russian)
- Асхабов А. М. Шаровая молния как плазменный кристалл из кватаронов воды // Вестник Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. 2007. № 9. С. 2—3.
- Askhabov A. M. Ball lightning as a plasma crystal from water kvatarons. Vestnik of Institute of Geology Komi SC UB RAS, 2007, No. 9, pp. 2—3. (in Russian)
- Асхабов А. М. Кватаронная модель шаровой молнии // Доклады Академии наук. 2008. Т. 418. № 5. С. 611—613.
- Askhabov A. M. Kvataron model of ball lightning. Doklady Earth Sciences, 2008, V. 418, No. 5, pp. 611—613. (in Russian)
- Асхабов А. М. Кватаронная концепция: основные идеи и некоторые приложения // Известия Коми научного центра УрО РАН. 2011. № 3(7). С. 70—71.
- Askhabov A. M. Quataronic concept: basic ideas and some applications. Proceedings of the Komi SC UB RAS, 2011, No. 3(7), pp. 70—71. (in Russian)
- Асхабов А. М. О свойствах предзародышевых (протоминеральных) кластеров // Докл. АН. 2019. Т. 487, № 5. С. 524—527. DOI: 10.31857/S0869-5652487524-527
- Askhabov A. M. About the properties of pre-nucleus (protomineral) clusters. Doklady Earth Sciences, 2019, V. 487, No. 5, pp. 524—527. (in Russian)



- Асхабов А. М. О кватаронах и их необычных свойствах // Известия Коми научного центра УрО РАН. 2020. № 6 (46). С. 21–27. DOI: 10.19110/1994-5655-2020-6-21-27
Askhabov A. M. About quatarons and their unusual properties. Proceedings of the Komi SC UB RAS, Syktyvkar, 2020, No. 6 (46), pp. 21–27. (in Russian)
- Бычков В. Л. О наблюдательных свойствах шаровой молнии // Химическая физика. 2006. Т. 25. № 3. С. 7–17.
Bychkov V. L. About the observational properties of ball lightning. Chemical Physics, 2006. V. 25, No. 3, pp. 7–17. (in Russian)
- Гезехус Н. А. О шаровой молнии. СПб.: Изв. технол. ин-та, 1898.
Gezekhus N. A. About Ball Lightning. St. Petersburg, Izvestia Technological Institute, 1898. (in Russian)
- Григорьев А. И. Шаровая молния: 2-е изд., доп. Ярославль: ЯрГУ, 2010, 200 с.
Grigoriev A. I. Ball Lightning: 2nd ed., supplemented. Yaroslavl, Yaroslavl State University, 2010, 200 p. (in Russian)
- Капица П. Л. О природе шаровой молнии // Доклады АН СССР. 1955. Т. 101, № 2. С. 245.
Kapitsa P. L. About the Nature of Ball Lightning. Doklady Earth Sciences, 1955, V. 101, No. 2, p. 245. (in Russian)
- Нефедов А. П., Петров О. Ф., Фортвов В. Е. Кристаллические структуры в плазме с сильным взаимодействием макрочастиц // Успехи физ. наук. 1997. Т. 167, № 11. С. 1215–1226.
Nefedov A. P., Petrov O. F., Fortov V. E. Crystalline structures in plasma with strong interaction of macroparticles. Physics-Uspekhi, 1997, V. 167, No. 11, pp. 1215–1226. (in Russian)
- Никитин А. Л. Удастся ли решить проблему шаровой молнии в 21-м веке? // Химическая физика. 2006. Т. 25. № 3. С. 18–37.
Nikitin A. L. Will the Ball Lightning Problem Be Solved in the 21st Century? Chemical Physics, 2006, V. 25, No. 3, pp. 18–37. (in Russian)
- Сингер С. Природа шаровой молнии. М.: Мир, 1973.
Singer S. The nature of ball lightning. New York, Plenum Press, 1971.
- Смирнов Б. М. Возникновение шаровой молнии // Доклады АН СССР. 1976. Т. 226, № 4. С. 806–809.
Smirnov B. M. Origin of ball lightning. Doklady Earth Sciences, 1976, V. 226, No. 4, pp. 806–809. (in Russian)
- Смирнов Б. М. Проблема шаровой молнии. М.: Наука, 1988. 208 с.
Smirnov B. M. Problem of ball lightning. Moscow: Nauka, 1988, 208 p. (in Russian)
- Смирнов Б. М. Физика шаровой молнии // Успехи физ. наук. 1990. Т. 160. Вып. 4. С. 1–46.
Smirnov B. M. Physics of ball lightning. Physics-Uspekhi, 1990, V. 160, No. 4, pp. 1–46. (in Russian)
- Смирнов Б. М. Наблюдательные свойства шаровой молнии // Успехи физических наук. 1992. Т. 162. № 8. С. 43–81.
Smirnov B. M. Observational properties of ball lightning. Physics-Uspekhi, 1992, V. 162, No. 8, pp. 43–81. (in Russian)
- Стаханов И. П. Физическая природа шаровой молнии. М.: Атомиздат, 1979.
Stakhanov I. P. Physical nature of ball lightning. Moscow: Atomizdat, 1979. (in Russian)
- Стаханов И. П. О физической природе шаровой молнии. 2-е изд., перераб. и доп. М.: Энергоатомиздат, 1985. 208 с.
Stakhanov I. P. Physical nature of ball lightning. 2nd ed., revised and enlarged. Moscow: Energoatomizdat, 1985, 208 p. (in Russian)
- Шабанов Г. Д. Гипотезы и эксперименты по созданию шаровой молнии // УФН. 2010. Т. 180. № 2. С. 223–224.
Shabanov G. D. Hypotheses and Experiments on the Creation of Ball Lightning. Physics-Uspekhi, 2010, V. 180, No. 2, p. 223–224. (in Russian)
- Шаровая молния в лаборатории / Под ред. Р. Ф. Авраменко. М.: Химия, 1994. 256 с.
Ball Lightning in the Laboratory. Ed. R. F. Avramenko. Moscow: Chemistry, 1994, 256 p. (in Russian)
- Arago F. J. Annuaire au Roi par le Bureau des Longitudes. Notices Scientifiques. 1838. P. 221.
- Barry J. D. Ball lightning and bead lightning. N.J. and Lond., Plenum Press. 1980.
- Brand W. der Kuqelblitz. Hamburg: Henri Grand Verlag. 1923.
- Egorov A. E., Stepanov S. I., Shabanov G. D. Laboratory demonstration of ball lightning // Physics-Uspekhi. 2004. Vol. 147. No. 1. P. 99–104.
- Igolkin S. I., Savelyev S. K. Proc. Sth Intern. Sympos. on ball Lightning. Tsugawa, Japan. 1997. P. 80.
- Ikezi H. Conlomb solid of small particles in plasmas. Phys. Fluids. 1986. Vol. 29. P. 1764–1766.
- McNally J. R. Preliminary report on ball lightning. Oak Ridge Nat. lab. No. 3938. May, 1966.
- Ohtsuki Y. H., Ofuruton H. Nature of Ball Lightning in Japan // Nuovo Climento. 1987. 10. P. 577–580.
- Oreshko A. G. Generation of Laboratory Ball Lightning // J. of Physics. 2004. Vol. 44. P. 127–132.
- Peer J., Kendl A. Transerianal stimulability of phosphenes by long lightning electromagnetic pulses // Phys. Lett. A. 2010. Vol. 374. P. 2932–2935.
- Shmatov M. L., Stephan K. D. Advances in ball lightning research // Journal of Almospheric and Solar-Terrestrial Physics. 2019. Vol. 195. P. 105–115. DOI: 10.1016/j.jastp.2019.105115
- Xumphreys W. J. Ball lightning. Proc. Amer. Philos Soc. 1936. Vol. 76. No. 5. P. 613.

Поступила в редакцию / Received 30.07.2025

Редакторы издательства:

О. В. Габова, К. В. Ордин (английский)

Компьютерная верстка

Т. В. Хазовой

Выписка из реестра средств массовой информации ПИ № ФС77-75435 от 19.04.2019, выданное Роскомнадзором. Отпечатано: 30.11.2025. Формат бумаги 60 × 84 1/8. Печать RISO. Усл. п. л. 6,5. Тираж 140. Заказ 1256. Учредитель: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Федеральный исследовательский центр «Коми научный центр Уральского отделения Российской академии наук» (ФИЦ Коми НЦ УрО РАН). Редакция, издательство, типография: издательско-информационный отдел Института геологии имени академика Н. П. Юшкина Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук Федерального государственного бюджетного учреждения науки Федерального исследовательского центра «Коми научный центр Уральского отделения Российской академии наук» (ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН).

Адрес редакции: 167982, Республика Коми, Сыктывкар, Первомайская, 54. Тел.: (8212) 24-51-60. Эл. почта: vestnik@geo.komisc.ru
На обложке использованы фото Г. Каблиса, И. Голубевой, А. Журавлева, А. Шмырова, Н. Инкиной