

ISSN 2500-302X (Online)

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

ЛИТОСФЕРА

Том 24 № 5 2024 Сентябрь—Октябрь

Основан в 2001 году
Выходит 6 раз в год

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

LITHOSPHERE (Russia)

Volume 24 No. 5 2024 September—October

Founded in 2001
Issued 6 times a year

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

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

Главный редактор **С.Л. Вотяков**

Заместитель главного редактора **В.В. Мурзин**

Ответственный секретарь **С.В. Берзин**

ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

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

Редакционный совет: А.В. Зубков, ИГД УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; С.Н. Кашубин, ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, Россия; С.В. Корнилов, ИГД УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; К.Н. Малич, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Е.В. Пушкарёв, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; А.Г. Талалай, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; В.В. Холоднов, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.В. Черных, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

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

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

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

© Институт геологии и геохимии УрО РАН
© Авторы статей

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

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

Editor-in-chief **Sergei L. Votyakov**

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

Secretary **Stepan V. Berzin**

IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia

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

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

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

© Institute of Geology and Geochemistry
© Authors of articles

СОДЕРЖАНИЕ

Том 24, № 5, 2024

Эволюция вулканизма и геодинамические обстановки в Сакмарской зоне Южного Урала в раннем палеозое <i>А. М. Косарев, Г. Ю. Шардакова, К. Р. Минибаева</i>	767
Рифтогенные бассейны на аккреционно-коллизийной стадии развития складчатого пояса: восточный склон Южного и Среднего Урала в карбоне <i>Г. А. Мизенс, С. А. Дуб</i>	785
Палеонтологические исследования пограничных отложений девона и карбона Берчогур (западный Казахстан): возможности глобальной корреляции <i>Е. И. Кулагина, С. В. Николаева, С. Н. Мустапаева, Ю. А. Гатовский</i>	810
Габбро мантийной части офиолитового разреза в Алапаевском дунит-гарцбургит-габбровом массиве (Восточная зона Среднего Урала) <i>В. Н. Смирнов, Ю. В. Ерохин, Ю. Л. Ронкин, И. И. Казаков, А. В. Коровко, Д. Д. Коровин</i>	834
Минеральный состав ксенолитов преобразованных толеитовых базальтов в рудовмещающих породах Рудногогорского железорудного месторождения, Восточная Сибирь <i>Е. В. Шепель, Н. Р. Аюпова, А. С. Целуйко</i>	848
Морфогенетические разновидности оксигидроксидов железа в мерцающих курильщиках-диффузерах на гидротермальном поле Рейнбоу (36°13' с.ш., 33°54' з.д., Срединно-Атлантический хребет): данные ЛА-ИСП-МС для развития теории гальмиролиза <i>В. В. Масленников, А. Ю. Леин, Н. Р. Аюпова, А. С. Целуйко, Д. С. Артемьев, В. А. Котляров</i>	864
Рудная сера вулкана Головинина, о-в Кунашир <i>А. И. Малышев, Л. К. Малышева</i>	886
Степень совершенства кристаллического строения и сопряженных с ним свойств кварца как показатель вертикальной зональности жильных зон (на примере Верхнеалиинского золоторудного месторождения, Забайкалье, Россия) <i>Г. А. Юргенсон</i>	911
Изотопы меди в минералах Михеевского золото-медно-порфирового месторождения (Южный Урал) <i>С. В. Прибавкин, Т. Г. Окунева, Н. Г. Солошенко</i>	929

Contents

Volume 24, No. 5, 2024

Evolution of volcanism and geodynamic settings in the Sakmara zone of the Southern Urals in the early Paleozoic <i>A. M. Kosarev, G. Yu. Shardakova, K. R. Minibaeva</i>	767
Rifting Basins at the Accretion-Collision Stage of Fold Belt Development: Eastern Slope of the Southern and Middle Urals in the Carboniferous <i>G. A. Mizens, S. A. Dub</i>	785
Paleontological studies of the Devonian-Carboniferous boundary beds of Berchogur (Western Kazakhstan): possibilities of global correlation <i>E. I. Kulagina, S. V. Nikolaeva, S. N. Mustapayeva, Yu. A. Gatovsky</i>	810
Gabbro of the mantle part of the ophiolite section in the Alapaevsky dunite-harzburgite-gabbro massif (Eastern zone of the Middle Urals) <i>V. N. Smirnov, Yu. V. Erokhin, Yu. L. Ronkin, I. I. Kazakov, A. V. Korovko, D. D. Korovin</i>	834
Mineral composition of xenoliths of transformed tholeiitic basalts in ore-hosting rocks of the Rudnogorskoe iron ore deposit, Eastern Siberia <i>E. V. Shepel, N. R. Ayupova, A. S. Tselyuko</i>	848
Morphogenetic varieties of iron oxyhydroxides in shimmering smokers-diffusers of the Rainbow hydrothermal field (36°13' N, 33°54' W, Mid-Atlantic Ridge): LA-ICP-MS data for the development of halmyrolysis theory <i>V. V. Maslennikov, A. Yu. Lein, N. R. Ayupova, A. S. Tseluyko, D. S. Artemyev, V. A. Kotlyarov</i>	864
Ore sulfur of Golovnin Volcano, Kunashir Island <i>A. I. Malyshev, L. K. Malysheva</i>	886
Crystal structural perfection and the associated properties of quartz as an indicator of vein vertical zoning: Example of the Verkhnealiinskoye gold deposit in Transbaikalia, Russia <i>G. A. Yurgenson</i>	911
Cu isotopes in minerals of the Mikheevskoe gold-copper-porphyry deposit (Southern Urals) <i>S. V. Pribavkin, T. G. Okuneva, N. G. Soloshenko</i>	929

УДК 551.21+552.11

DOI: 10.24930/2500-302X-2024-24-5-767-784

Эволюция вулканизма и геодинамические обстановки в Сакмарской зоне Южного Урала в раннем палеозое

А. М. Косарев¹, Г. Ю. Шардакова², К. Р. Минибаева¹

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

²Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, 15

Поступила в редакцию 25.10.2023 г., принята к печати 20.02.2024 г.

Объектом исследования является северная часть Сакмарской зоны Южного Урала, представленная Кракинско-Медногорским палеовулканическим поясом, включающим Медногорский рудный район и Блявинско-Комсомольское рудное поле. Цель работы – палеогеодинамические реконструкции тектономагматических процессов, имеющих место здесь в кембрийско-раннедевонское (С–D₁e) время. Для этого проведен комплексный анализ геологических, петрогеохимических, структурно-тектонических и палеовулканологических авторских и литературных материалов с использованием известных и новых петрогеохимических диаграмм. В результате в Сакмарской зоне выделены следующие этапы тектономагматического развития: 1) кембрий–ранний ордовик, континентальный рифтогенез; 2) ранний–средний ордовик, океанический спрединг; 3) ранний силур, субокеанический рифтогенез, начало заложения зоны субдукции с внедрением серпентинитовых протрузий, образованием эдафогенных брекчий, развитием кремнистых пород; 4 – поздний силур – ранний девон, островодужный, с базальт-риолитовым вулканизмом и колчеданообразованием, проявлением шошонитовой и щелочной серий в тылу островной дуги. Отмечено, что в Сакмарской зоне нет аналогов бонинитового вулканизма (D₁e₂), характерных для Западно-Магнитогорской зоны, что свидетельствует об отсутствии признаков шарьирования вулканогенных толщ Вознесенско-Присакмарской зоны в Сакмарскую структурную зону. Выводы: 1) вулканогенные и вулканогенно-осадочные свиты и толщи Сакмарской зоны в кембрийско-раннедевонское время образуют мегацикл, начинающийся с процессов континентального и океанического рифтогенеза, приведших к заложению зоны субдукции, формированию фронтальной и тыловой островных дуг; 2) вулканизм Сакмарской и Вознесенско-Присакмарской зон развивался автономно, без тектонических перемещений с востока на запад; 3) близость датировок чанчарского (D₁lh–e) комплекса Сакмарской зоны и туринского комплекса (S₂p–D₁lh) Тагильской зоны позволяет предполагать, что в Сакмарской зоне имеет место редуцированное продолжение западного крыла Тагильской зоны.

Ключевые слова: вулканизм, геодинамика, геохимия, Южный Урал, зона субдукции, островная дуга, Сакмарская структурная зона, чанчариты

Источник финансирования

Работа выполнена в рамках программы государственного заказа ИГ УФИЦ РАН № FMRS-2022-0011 и государственного задания ИГТ УрО РАН, тема № 123011800009-9

Evolution of volcanism and geodynamic settings in the Sakmara zone of the Southern Urals in the early Paleozoic

Alexandr M. Kosarev¹, Galina Yu. Shardakova², Karina R. Minibaeva¹

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

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

Received 25.10.2023, accepted 20.02.2024

Research subject. Northern part of the Sakmara zone of the Southern Urals, represented by the Krakinsko-Mednogorsk paleovolcanic belt, including the Mednogorsk ore district and the Blavinsko-Komsomolskoye ore field. **Aim.** To reconstruct the paleogeodynamic settings during the Cambrian–Early Devonian in the Sakmara zone. **Methods.** An analysis

Для цитирования: Косарев А.М., Шардакова Г.Ю., Минибаева К.Р. (2024) Эволюция вулканизма и геодинамические обстановки в Сакмарской зоне Южного Урала в раннем палеозое. *Литосфера*, **24**(5), 767–784. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-5-767-784>

For citation: Kosarev A.M., Shardakova G.Yu., Minibaeva K.R. (2024) Evolution of volcanism and geodynamic settings in the Sakmara zone of the Southern Urals in the early Paleozoic. *Lithosphere (Russia)*, **24**(5), 767–784. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-5-767-784>

of geological, petrogeochemical, structural-tectonical, and paleovolcanological data obtained by the authors and those reported in literature using conventional and new petrogeochemical diagrams. *Results.* The following stages of tectono-magmatic evolution in the Sakmara zone were distinguished: (1) Cambrian–Early Ordovician, continental rifting; (2) Early–Middle Ordovician, oceanic spreading; (3) Early Silurian, suboceanic rifting, serpentinite protrusions, edaphogenic breccias, siliceous rocks (starting a subduction zone); (4) Late Silurian–Early Devonian, island-arc basalt-rhyolite volcanism and sulfide deposits, volcanism of the shoshonitic and alkaline series, formation of the rear island arc. The Sakmara zone features no analogues of boninite volcanism (D_1e_2) typical of the West Magnitogorsk zone, which indicates the absence of signs of the volcanogenic strata of the Voznesensk–Prisakmar zone being pushed into the Sakmara structural zone. *Conclusions.* (1) In the Cambrian–Early Devonian, volcanogenic and volcanogenic-sedimentary formations and strata of the Sakmara zone formed a megacycle, starting with the processes of continental and oceanic rifting, which led to the subduction process and generation of the frontal and rear island arcs. (2) The volcanism in the Sakmara and Voznesensk–Prisakmar zones developed autonomously, without tectonic transfers from east to west. (3) The partial coincidence of the formation age of the Chanchar (D_1lh-e_1) complex of the Sakmara zone and the Turin complex (S_2p-D_1lh) of the Tagil zone suggests the presence of a reduced continuation of the western wing of the Tagil zone in the Sakmara zone.

Keywords: volcanism, geodynamics, geochemistry, South Urals, subduction zone, island arc, Sakmara structural zone, chancharites

Funding information

The work was carried out within the framework of the state program IG UFITS RAS No. FMRS-2022-0011 and the state assignment of the IGG UB RAS No. 123011800009-9

ВВЕДЕНИЕ

В представлениях о геологическом строении Сакмарской структурной зоны, которая также интерпретируется как Кракинско-Медногорский палеовулканический пояс (Вулканизм..., 1992), до сих пор существует ряд спорных моментов. В частности, многими исследователями (С.В. Руженцев, М.А. Камалетдинов, А.И. Перфильев, А.А. Абдулин) декларируется чужеродная позиция Сакмарского и Кракинского краевых аллохтонов, перемещенных с востока, из области Магнитогорского мегасинклиория. Отмечается, что своеобразие вулканогенных, интрузивных и терригенных формаций Сакмарской зоны (История..., 1984; Формирование..., 1986; Кориневский, 1989; Вулканизм..., 1992) свидетельствует об автономности развития Кракинско-Медногорского пояса как краевой структуры, расположенной на границе с Восточно-Европейской платформой (ВЕП).

Наиболее низкое положение в разрезе палеозоя восточных зон области сочленения океанического сектора Ю. Урала и ВЕП занимают континентально-рифтогенные формации кембрий-ордовикского возраста. Происходящие в это время дивергентные движения привели, по мнению большинства исследователей, к спредингу и образованию на Южном Урале в среднем ордовике океанической коры (Тектоника Урала..., 1977; История..., 1984).

Геологические разрезы субширотной ориентировки, пересекающие с запада на восток Сакмарскую зону и конкретно Медногорский рудный район, составлены И.Б. Серавкиным (Вулканизм..., 1992). В результате анализа этих данных авторами сделан ряд выводов.

1. Пликативная структура, установленная в разрезе северной части Сакмарской зоны, имеет симметричную встречную двойную вергентность. Осевая зона проходит примерно по центру Блявинской и Утягуловской синклиналильных структур и ориентирована в северо-западном направлении. Осевые плоскости изоклинальных складок и пластины надвигового характера, расположенные западнее и восточнее осевой зоны, имеют встречные падения, образуя веерообразную структуру.

2. В разрезе палеозоя северной части Сакмарской зоны выделяются три структурных яруса. Нижний ($C-O_1$) сложен толщами медногорской, кидрясовской, кураганской и баулуской свит. Средний структурный этаж образуют комплексы офиолитовой ассоциации, включающие базальты карамолинской толщи, отложения сакмарской свиты, частично – эффузивы баулуской свиты, многочисленные пластины серпентинитов. Верхний структурный ярус залегает несогласно на подстилающих отложениях первых двух ярусов. В основании его залегает акчуринская свита, выше утягуловская и отложения D_2-C_1 .

3. Наиболее интенсивные горизонтальные перемещения и сжатие проявились в раннедевонское и послекамменноугольное время. Унаследованный характер тектоногенеза выразился в устойчивой двойной вергентности элементов разрывных и пликативных структур. Последнее, по нашему мнению, связано с широким распространением сдвигово-надвиговых дислокаций, формирующих ансамбль типа “пальмового дерева”. Элементы таких структур зафиксированы С.Г. Самыгиным с соавторами (2005) в метаморфических толщах максютовского комплекса в Уралтаусской мегазоне, расположенной восточнее Сакмарской зоны и отделяющей ее от Вознесенско-Присакмарской зоны (часть Главного Уральского разлома (ГУР)), которая с позднеэмского времени начала активно проявляться как область заложения зоны субдукции восточного падения. Особенностью максютовского комплекса является присутствие эклогитов и глаукофановых сланцев нескольких генераций (Краснобаев и др., 1996; Lennykh, Valiser, 1999). В.Н. Пучков (2010) допускает, что формирование протолита максютовского комплекса происходило в период от верхов кембрия до низов раннего девона, а протолитом эклогитов (Самыгин и др., 2005) были базальты толеитовой серии различной фациальной принадлежности с петролого-геохимическими характеристиками, близкими к E-MORB (Lennykh, Valiser, 1999; Volkova et al., 2004). Эклогиты развиты в виде субмеридиональных зон до 1 км в поперечнике, прерывистых и изогнутых в СВ или ЮЗ направлениях. Часты сжатые небольшие складки с крутопадающими шарнирами и соответствующей ориентировки осевыми плоскостями складок (Самыгин и др., 2005). Данные авторы считают, что формирование подобных складок связано со сдвиговыми напряжениями. Эксгумация пород, содержащих высокобарические минеральные ассоциации, связана с формированием характерных для транспрессивных напряжений структур “пальмового дерева”.

Сочетание надвиговых и сдвиговых дислокаций также отмечалось И.Б. Серавкиным с соавторами (2003) в зоне ГУР от Карабашского до Байгулсаровского и Абубакировского участков.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В данной работе обобщены литературные и авторские геологические, структурно-тектонические данные по строению Сакмарской зоны Южного Урала, проанализированы петрогеохимические особенности вулканических пород, являющихся в раннем палеозое важной составной частью свит этого сектора. Значительная часть данных опубликована в работах авторов (см. Список литературы) при описании отдельных объектов. Сведения о содержании петрогенных и редких элементов полу-

чены методами химического, рентгено-флуоресцентного, атомно-абсорбционного, нейтронно-активационного и ICP-MS анализов в лабораториях ИГЕМ (Москва), ГЕОХИ (Москва), ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург). Большинство анализов на главные и малые элементы в разные годы выполнены в Центре коллективного пользования (ЦКП) “Геоаналитик” Института геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург. Содержания петрогенных элементов измерялись на спектрометрах СРМ-18 и EDX-900 HS. Содержания Fe_2O_3 , Na_2O определены рентгеноспектральным флуоресцентным методом, FeO , Na_2O , п. п. п. – методом “мокрой” химии.

Анализы на микроэлементы выполнялись методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на квадрупольном спектрометре ELAN-9000 (PerkinElmer) с использованием аргона. Погрешность анализа составляет 0.1–1 отн. % (для разных уровней содержаний элементов).

Предварительная авторская интерпретация геологических данных убедительно подтверждена геохимическими данными. Для геодинамической типизации и установления особенностей источников магм использован ряд известных дискриминантных диаграмм (см. ссылки в подписях), а также диаграмма Y-Nb (Холоднов и др., 2021) с изолиниями Y/Nb-индексов и реперными точками основных геодинамических типов источников (N-MORB, E-MORB, OIB, по (Sun, McDonough, 1989). Величина Y/Nb-индекса в магматитах позволяет оценить интенсивность мантийно-корового взаимодействия.

ГЕОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ САКМАРСКОЙ ЗОНЫ. ОБЗОР ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ

В разрезах древних палеозойских свит Сакмарской зоны, в пределах Медногорского рудного района, установлены следующие стратиграфические подразделения (рис. 1, 2): тереклинская ($\text{C}_1 \text{ tk}$), медногорская (md), кидрясовская ($\text{C}_3\text{--O}_1 \text{ kd}$), баулуская ($\text{O}_2 \text{ ba}$), кураганская ($\text{O}_2 \text{ kr}$), губерлинская ($\text{O}_2\text{--D}_1 \text{ gb}$), сакмарская ($\text{S--D}_1 \text{ sk}$) свиты, карамолинская ($\text{S--D}_1 \text{ kml}$) толща, блявинская ($\text{S--D}_1 \text{ bl}$), акчуринская ($\text{D}_1 \text{ lh}_2\text{--D}_{1e} \text{ ak}$), чанчарская ($\text{D}_{1e} \text{ ch}$), утягуловская ($\text{D}_{2e_2}\text{--D}_{2ef_1} \text{ ut}$), ишмуратовская ($\text{D}_2 \text{ ef}_2 \text{ is}$), улутаусская ($\text{D}_{2zv}\text{--f}_1 \text{ ul}$), сарбайская ($\text{D}_{2zv} \text{ f}_1 \text{ sb}$), зилаирская ($\text{D}_3 \text{ fm zl}$).

В состав ряда подразделений входят вулканогенные образования, которые ниже в тексте описаны как комплексы, одноименные со свитами (толщами).

Кембрийские (C_1) датировки *тереклинской и медногорской свит* (содержащих трахибазальты) установлены на основании находок археоцеат и конодонтов в алевrolитах из верхней части разреза

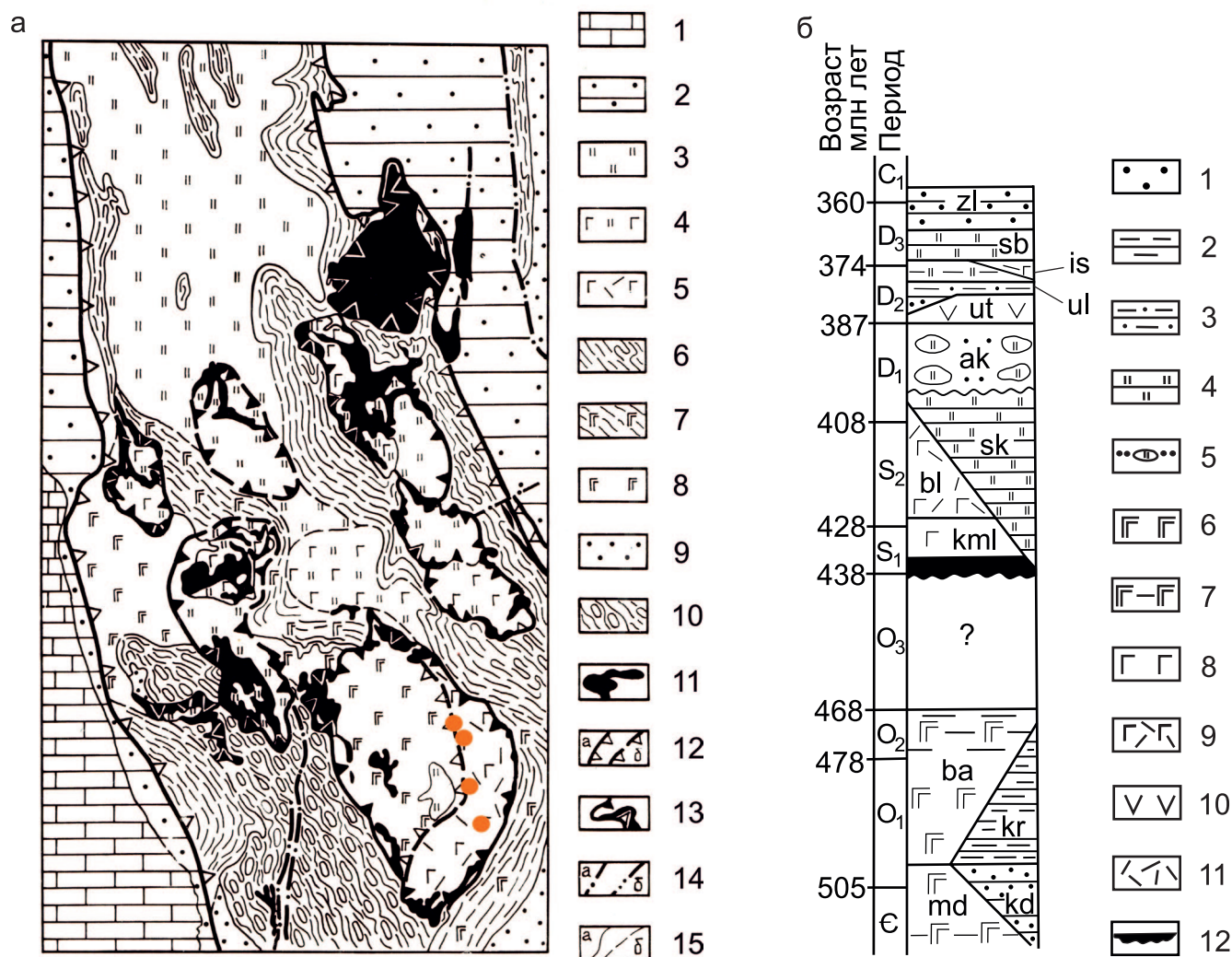


Рис. 1. Структурно-формационная схема северной части Сакмарской зоны Урала (додевонский структурный этаж) (а) и геологическая колонка Сакмарской зоны (б). Составили И.Б. Серавкин и З.И. Родичева (1990).

а. 1, 2 – осадочные формации обрамления Сакмарской зоны, “снятые” на исследуемой территории: 1 – карбонатная (нерасчлененный C_{1-2}), 2 – флишевая зилаирской свиты (D_3fm-C_1t,zl); 3–11 – формации додевонского этажа: 3 – кремнистая сакмарской свиты ($S-D_1sk$), 4 – кремнисто-базальтовая карамолинской свиты ($S-D_1kml$), 5 – риолит-базальтовая блявинской свиты ($S-D_1bl$), 6 – терригенная алевропелитовая, кураганской свиты ($O_{1-2}kr$), 7 – базальт-терригенная кураганской свиты ($O_{1-2}kr$), 8 – трахибазальтовая баулуской свиты ($O_{1-2}ba$), 9 – терригенная грабенная кидрясовской свиты ($C-O_1kd$), 10 – карбонатно-терригенно-трахибазальтовая медногорской свиты ($C-O_1md$), 11 – серпентиниты; 12 – надвижки установленные (а) и предполагаемые (б); 13 – границы офиолитовых пластин; 14 – разломы невыясненного типа установленные (а) и предполагаемые (б); 15 – границы между свитами, формациями установленные (а) и предполагаемые (б) под отложениями девонского этажа. Оранжевые кружки – колчеданные месторождения Блявинского рудного поля.

б. 1 – песчаники; 2 – глинистые сланцы, аргиллиты; 3 – туффы; 4 – кремни, фтаниты, углисто-кремнисто-глинистые сланцы; 5 – брекчии, конглобрексии с обломками кремней, известняков, вулканитов в кремнисто-терригенном цементе; 6 – трахибазальты, субщелочные базальты; 7 – то же в вулканогенно-осадочных разрезах; 8 – базальты; 9 – риодацит-базальтовые разрезы; 10 – вулканиты базальтового, андезитового и риодацитового состава, известково-щелочные; 11 – дациты, риодациты; 12 – серпентинизированные гипербазиты. Названия и индексы свит и толщ: kd – кидрясовская, sk – сакмарская, md – медногорская, ba – баулуская, kml – карамолинская, kr – кураганская, bl – блявинская, ak – акчуринская, ut – утягуловская, is – ишмураговская, ul – улутауская, sb – сарбайская, zl – зилаирская.

Fig. 1. Structural-formational scheme of the northern part of the Sakmara zone of the Urals (pre-Devonian structural stage) (a) and geological column of the Sakmara zone (b). Compiled by I.B. Seravkin and Z.I. Rodicheva (1990).

а. 1, 2 – sedimentary formations framing the Sakmara zone, “removed” on its territory: 1 – carbonate (undivided C_{1-2}), 2 – flysch of the Zilair suite (D_3fm-C_1t,zl); 3–11 – formations of the pre-Devonian stage: 3 – siliceous, Sakmara suite ($S-D_1sk$), 4 – siliceous-basalt, Karamolinskaya suite ($S-D_1kml$), 5 – rhyolite-basalt, Blyavinsky suite ($S-D_1bl$), 6 – terrigenous silty-pelitic, Kuraganskaya suite ($O_{1-2}kr$), 7 – basalt-terrigenous, Kuraganskaya suite ($O_{1-2}kr$), 8 – trachybasalt, Bauluskaya suite ($O_{1-2}ba$), 9 – terrige-

nous graben, Kidryasovskaya suite (Є–O₁kd), 10 – carbonate–terrigenous–trachybasaltic, Mednogorsk suite (Є–O₁md), 11 – serpentinites; 12 – thrusts established (a) and assumed (b); 13 – boundaries of ophiolite plates; 14 – faults of unknown type established (a) and assumed (b); 15 – boundaries between suites, formations established (a), assumed (b) under the deposits of the Devonian stage. Orange circles – pyrite deposits of the Blavinsky ore field.

6. 1 – sandstones; 2 – shales, mudstones; 3 – tuffites; 4 – flints, phtanites, carbonaceous–siliceous–clayey shales; 5 – breccias, congl–breccias with fragments of flints, limestones, volcanics in siliceous–terrigenous cement; 6 – trachybasalts, subalkaline basalts; 7 – the same, in volcanic–sedimentary sections; 8 – basalts; 9 – rhyodacite–basalt sections; 10 – volcanics of basaltic, andesitic and rhyodacite composition, calc-alkaline; 11 – dacites, rhyodacites; 12 – serpentinitized hyperbasites. Names and suite indexes: kd – Kidryasovskaya, sk – Sakmarskaya, md – Mednogorskaya, ba – Bauluskaya, kml – Karamolinskaya, kr – Kuraganskaya, bl – Blyavinskaya, ak – Akchurinskaya, ut – Utyagulovskaya, is – Ishmuratovskaya, ul – Ulutauskaya, sb – Sarbayskaya, zl – Zilairskaya.

медногорской свиты (Стратиграфия..., 1993). В составе кидрясовской свиты (Є₃–O₁ kd) присутствуют аркозовые песчаники, кварцевые и глауконитовые конгломераты, глинистые сланцы, несущие фациальные и минералогические признаки обстановки континентального рифтогенеза на восточном крае ВЕП.

Стратиграфия ордовикских отложений детально анализируется в работах (Формирование..., 1986; Вулканизм..., 1992; Стратиграфия..., 1993; Аристов и др., 2005; Рязанцев и др., 2005; Пучков, 2000, 2010). Ассоциация базальтов в составе *баулуской свиты* (O₂ ba) с кремнистыми породами, содержащими лишь остатки пелагической фауны, без карбонатных прослоев, позволяет предполагать их принадлежность к щелевым рифтогенным комплексам (Пучков, 2000). Практически все более или менее достоверно датированные фрагменты баулуского вулканического комплекса сложены пиллоу-базальтами умереннотитанистого типа (TiO₂ 1.03–1.74 мас. %), принадлежащими толеитовой и умереннощелочной петрохимическим сериям.

Породы *карамолинского комплекса* (S₁–D₁ kml) образуют тектонические пластины (Смирнова и др., 1986; Серавкин, Родичева, 1990), залегающие в виде синформ на кембрий–ордовикских отложениях. Вулканиды представлены афировыми и мелкопорфировыми пиллоу-базальтами и хорошо раскристаллизованными долеритобазальтами, диабазами, габбро-диабазам, слагающими силлы, потоки, штоки с шаровой, скорлуповатой, брекчиевой структурой. Мощность толщи 700–1300 м. В отдельных разрезах (д. Чураево) базальты выклиниваются, замещаясь кремнистыми сланцами сакмарской свиты. Карамолинская толща по возрасту отчасти предшествует блявинской свите (Бо-

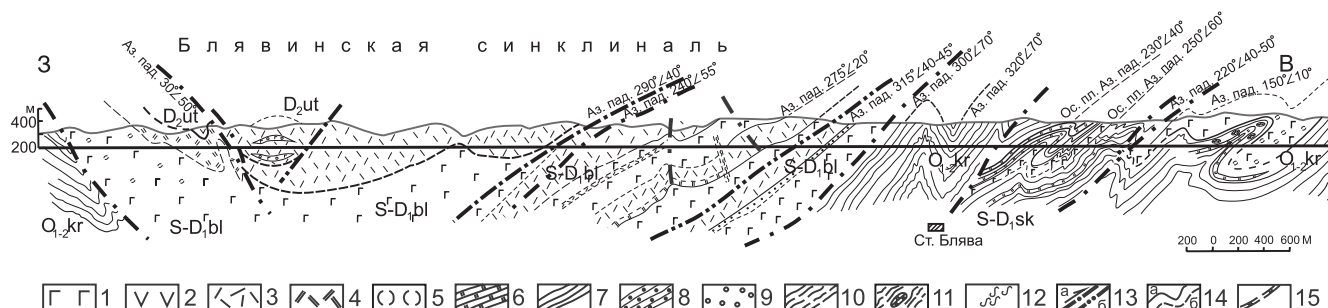


Рис. 2. Геологический разрез через центральную и восточную части Сакмарской зоны (по линии железной дороги), по (Серавкин, Родичева, 1990). Схематизировал А.М. Косарев.

1 – базальты афировые; 2 – андезиты плагиофировые; 3 – дациты плагиофировые; 4 – дациты кварцевые; 5 – шаровая, подушечная текстура; 6 – кремнистые породы; 7 – алевролиты; пелитолиты; 8 – песчаники; 9 – туфы песчано-гравийные; 10 – глинистые сланцы; 11 – то же с будинированными прослоями кремней; 12 – хлорит-серицит-кварцевые метасоматиты; 13 – разрывные нарушения и направления перемещения по ним; установленные (a) и предполагаемые (b); 14 – границы между свитами, толщами установленные (a) и предполагаемые (b); 15 – предполагаемые горизонты внутри толщ. Названия и индексы свит и толщ: O₁₋₂ kr – кураганская, S–D₁bl – блявинская, S–D₁sk – сакмарская, D₂ut – утягуловская.

Fig. 2. Geological section through the central and eastern part of the Sakmara zone (along the railway line) according to (Seravkin, Rodicheva, 1990). Schematicized by A.M. Kosarev.

1 – aphyric basalts; 2 – plagiophyre andesites; 3 – plagiophyre dacites; 4 – quartz dacites; 5 – spherical; pillow texture; 6 – siliceous rocks; 7 – siltstones; pelitoliths; 8 – sandstones; 9 – sand–gravel tuffs; 10 – clayey shales; 11 – the same; with boudinized chert layers; 12 – chlorite–sericite–quartz metasomatites; 13 – faults and directions of movement along them; established (a) and assumed (b); 14 – boundaries between formations, strata established (a) and assumed (b); 15 – supposed horizons within strata. Names and suite indexes: O₁₋₂ kr – Kuraganskaya, S–D₁bl – Blyavinskaya, S–D₁sk – Sakmarskaya, D₂ut – Utyagulovskaya.

родаев и др., 1963) и сходна с сугралинской свитой Косистекского района.

Пространственная ассоциация пород карамолинской толщи с серпентинитами позволила С.В. Руженцеву отнести их к офиолитовой ассоциации. И.Б. Серавкин (Вулканизм..., 1992) отмечает тесную ассоциацию серпентинитов, фтанитов и базальтов. В разрезе у д. Чураево кремнистые породы и базальты залегают на поверхности офиолитовых пластин со стратиграфическим контактом. Эти факты позволяют заключить, что в S_1 – D_1 началось заложение субдукционной зоны со взламыванием океанической коры, протрузиями серпентинитов.

Блявинский комплекс в фрагментарном разрезе свиты (S – D_1 bl) прослежен в южной и восточной стенках Блявинского карьера и по керну скважин Блявинского и Комсомольского колчеданных месторождений. В верхней части этого разреза (уступы 1–6) залегает карамолинская толща базальтов, переслаивающихся с кремнистыми породами, известковистыми алевролитами, содержащими граптолиты (Бородаев и др., 1963; Кропачев и др., 1968). В западной стенке карьера залегают базальты с повышенными TiO_2 , прослоями кремнистых пород, содержащими ордовикские конодонты. Ниже охарактеризованных базальтов, на уступе № 7, в юго-восточном углу карьера, вблизи тектонической зоны, залегают базальты с содержаниями TiO_2 0.8–1.2 мас. % и геохимией, характерной для островодужных базальтов. Они относятся к надрудной пачке базальтов, которая более четко выделяется на Комсомольском колчеданном месторождении (Кропачев и др., 1968; Даниленко, 1991). По наблюдениям И.Б. Серавкина, в нижней части надрудного разреза, в юго-восточном углу Блявинского карьера, низкотитанистые базальты налегают на кислые вулканические породы рудоносной толщи с тектоническим контактом.

Детальные материалы по строению колчеданных месторождений блявинской группы (Блявинское, Разумовское, Комсомольское и Яман-Касы) содержатся в монографии В.В. Масленникова (1999). Он констатирует, что рудовмещающей структурой колчеданных месторождений является Блявинская синформа. Колчеданные месторождения располагаются в узкой (1–5 км) полосе, сложенной кислыми породами полифацального комплекса, в меньшей мере андезитами и базальтами. Эта зона рассматривается в качестве колчеданноносного рифта северо-западного простирания; возможно, что это могло быть связано и с очень крутым падением зоны субдукции (Вулканизм..., 1992; Масленников, 1999).

Важно отметить детальные геологические, геохимические и минералогические материалы В.В. Масленникова, в которых отмечается нормальный характер минералогической и фациальной зо-

нальности руд и околорудных изменений, присутствие в надрудной зоне гематитизированных пород и госсанитов, что свидетельствует о нормальном (незапрокинутом) залегании колчеданных рудных залежей Блявинской группы месторождений. Таким образом, о запрокинутом залегании, видимо, можно говорить лишь для баулуских базальтов западной стенки Блявинского карьера и силурийских базальтов карамолинской толщи, слагающих южную стенку этого карьера. Толщи баулуских (O_2) и карамолинских (S – D_1) базальтов, возраст которых установлен по конодонтам и граптолитам, залегают на толщах блявинской свиты с тектоническим контактом (Даниленко, 1991; Вулканизм..., 1992, Стратиграфия..., 1993).

Таким образом, геологические и петрохимические данные показывают, что в надрудной зоне Блявинского и Комсомольского колчеданных месторождений непосредственно над рудой залегают кислые обломочные породы, а выше – низкотитанистые островодужные базальты, еще выше которых встречаются кремнистые породы с ордовикскими конодонтами (Рязанцев и др., 2005). Над низкотитанистыми базальтами и кремнистыми породами по тектоническому контакту залегают умеренно- и высокотитанистые базальты силура и ордовика. Однако нет гарантии, что кремнистые породы с ордовикскими конодонтами не имеют тектонических контактов не только в области верхнего контакта, но и в зоне нижнего контакта.

Осадки кремнистого (сакмарского типа S – D_1 lh) разреза отлагались в раннем силуре на континентальном склоне в его подножии. Южнее образования косистекского и сугралинского типов формировались на существенном удалении от ВЕП. Высказывалось мнение (Хворова, 1974) о существовании здесь краевого моря. К.С. Иванов и В.Н. Пучков предполагали (Формирование..., 1986), что на пассивной окраине ВЕП возникла ранняя океаническая впадина в результате раскола континента (C – O – S_1), а затем в S – D_1 произошло заложение зоны субдукции и началось формирование островной дуги.

Время заложения зоны субдукции и начало формирования “Блявинской” островной дуги приурочены, скорее всего, к временному интервалу S_2 – D_1 . В этот интервал вписывается блявинская базальт-риолитовая колчеданосная формация, вмещающая колчеданные месторождения: Блявинское, Комсомольское, Разумовское, Яман-Касы. Для Сакмарской зоны, по материалам В.Т. Тищенко, В.А. Маслова, О.В. Артющковой с соавторами (Стратиграфия..., 1993), И.Б. Серавкина с соавторами (Вулканизм..., 1992; Серавкин и др., 2003), С.А. Даниленко (1991), В.А. Аристова с соавторами (2005) выделяют силурийско-раннедевонскую островную дугу. Возраст островодужного комплекса относится к интервалу S_2 – D_1 lh.

В работе С.Г. Самыгина с соавторами (2005) в Эбетинской и Уралтауской антиформных структурах реконструируются Лушниковская (v–Є) и Губерлинская (O_2 – D_2) островодужные системы.

А.В. Рязанцев с соавторами (2005), основываясь на обобщении геологических, структурных и палеонтологических материалов, делает вывод о том, что Сакмарская структурная зона представляет собой краевой аллохтон, в основе которого имеет место “синформно изогнутая лежащая антиклинальная складка (шарьяж); комплексы Сакмарского аллохтона конформно огибают периклиналь зоны Уралтау и прослеживаются к востоку от этой зоны” в междуречье рр. Дергамыш и Губерля, район д. Мазово. Это вряд ли возможно, так как Блявинская свита ограничена возрастом нижележащей карамолинской толщи (S_{1ln}), а завершается в низах лохкова в связи с наличием верхнелохковских конодонтов в акчуриной толще (Стратиграфия..., 1993). Нижняя часть вулканогенного разреза Вознесенско-Присакмарской зоны (ГУР) представлена базальтовой толщей, содержащей позднемские конодонты.

Интерпретация геологического разреза Блявинского рудного поля в качестве фрагмента лежащей складки с запрокинутым нижним крылом (Рязанцев и др., 2005) отчасти соответствует фактическому материалу. Прослой кремнистых пород, залегающие выше рудных залежей Блявинского месторождения, содержат конодонты ордовиковского возраста. Однако они вряд ли датируют рудные тела, так как на плоскостях слоистости присутствуют тектонические зеркала скольжения, которые позволяют предполагать, что кремнистые породы с конодонтами ордовика слагают тектонический клин.

В нижней части разреза западного борта Блявинского карьера прослой кремнистых пород залегают с аз. пад. слоистости 215° , угол 30° . Согласно со слоистостью располагается тектоническая зона. В разрезе западного борта карьера наблюдается серия кулисообразно расположенных тектонических зон, образующих левосдвиговую систему. В юго-восточном борту карьера надрудная зона отделена от метасоматитов рудоносной зоны плоскостью с аз. падения 170° , углом 45° . На этой плоскости сформировалось зеркало скольжения со штриховкой аз. простираения 30° . Перечисленные структурные элементы входят в систему разрывных нарушений сдвига-надвигового типа. Изложенные данные позволяют, предположительно, датировать блявинскую колчедановую свиту возрастным интервалом S_2p – D_{1lh} .

Чанчарский комплекс ($D_1 e_1$) выделен В.Г. Кориневским (1971). Сведения по составу вулканитов чанчарской свиты содержатся в ряде работ (Кориневский, 1971; Формации..., 1978; Иванов, 1998; Бочкарев, Язева, 2000; Золотарев и др., 1975; Федо-

ров и др., 2017). Нижняя часть разреза образована пиллоу-лавами трахибазальтов при подчиненной роли трахиандезитов, трахитов, риолитов, верхняя – эффузивными биотит-пироксеновыми базальтоидами, которые названы “чанчаритами” (Кориневский, 1971). Общая мощность вулканогенно-осадочной части разреза составляет 700–1300 м.

Чанчарская свита и мостостроевский комплекс имеют близкий возраст – D_{1e_1} , соответствующий конодонтовым зонам *excavatus*, *inversus* (Артюшкова, 2014). Акчуриная толща, подстилающая чанчарскую свиту, включает зоны *kitabicus* (D_{1e_1}), (D_{1pr}) пражский ярус и верхнюю часть лохковского яруса, конодонтовые зоны *pesavis* и *delta* (Артюшкова, 2014). Вулканические фации в разрезе чанчарского вулканического комплекса можно параллелизовать с аналогичными по щелочности и более калиевыми интрузивными породами, выделенными в велиховский габбро-сиенитовый комплекс, где комагматичность интрузивных и эффузивных пород установлена предшествующими исследователями (Кориневский, 1976; Бочкарев, Язева, 2000; Федоров и др., 2017).

Мостостроевский трахибазальт-латит-трахитовый комплекс (D_{1e_1}), приуроченный к Вознесенско-Присакмарской структурно-формационной зоне (часть ГУР) (Тищенко, 1971), представлен ассоциацией эффузивно-кремнисто-обломочного состава. На левом берегу р. Дергамыш, против д. Байгускарово, среди обломочных слоеватых серпентинитов, по данным А.М. Косарева, залегает фрагмент (около 5 м в поперечнике) пиллоу-лав латитового состава, относимых к мостостроевскому комплексу. Большое поле аналогичных вулканитов развито на западной окраине г. Орск, в районе автомобильного моста через р. Урал, по обе стороны реки. В районе д. Репино, на восточном берегу р. Елшанки, разрез вулканитов и кремнистых, кремнисто-обломочных пород мостостроевского комплекса перекрывается базальтами и гиадокластогенными брекчиями баймак-бурибаевской свиты (Стратиграфия..., 1993).

Можно предположить, что область щелочного и субщелочного шошонит-латит-трахитового вулканизма охватывала фрагмент Сакмарской и Вознесенско-Присакмарской зон, включая зону ГУР – серпентинитового меланжа. Учитывая разновозрастность чанчарского и мостостроевского комплексов, можно было бы объединить их в единый комплекс раннеэмского возраста, завершающий силурийско-раннеэмский цикл вулканизма Блявинской (S_2 – D_{1e_1}) островной дуги.

Более поздний позднеэмско-раннеэфельский цикл проявлен в Сакмарской (утягуловская вулканогенная свита; D_{1e_2} – D_{2ef_1}) и Западно-Магнитогорской зонах, включая зону ГУР (баймак-бурибаевская, верхнетаналыкская и ирендыкская свиты; D_{1e_2} – $D_{2ef_1ir_5}$).

Судя по имеющимся геологическим материалам, Уралтауской антиформной зоны в раннедевонское, раннеэмское время еще не существовало, но была обширная зона субдукции (уноса и эксгумации). Активная фаза зоны субдукции позднеэмского возраста в зоне ГУР началась с формирования ивановского толеит-бонинитового колчеданосного комплекса (D_{1e_2}). Возрастным аналогом последнего в Сакмарской зоне является утягуловский комплекс островодужных (D_{1e_2} – D_{2ef_1}) вулканитов (Стратиграфия..., 1993; Артюшкова, 2014), известково-щелочной серии, не содержащий бонинитов.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ САКМАРСКОЙ ЗОНЫ КАК ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЙ ИНСТРУМЕНТ ДЛЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

Проведено обобщение геохимических материалов по следующим вулканическим комплексам нижне- и среднепалеозойского возраста: медногорскому (E), баулускому (O_2), карамолинскому (S – D_1), блявинскому (S_2 – D_1), чанчарскому (D_{1e_1}) (рис. 3, 4).

Пробы магматитов *медногорского комплекса* отобраны автором при участии В.Н. Пучкова в разрезе хр. Сарбай и разрезе медногорского комплекса на западной окраине г. Медногорск в районе водовода, поблизости от глыбовых выходов археоциатовых известняков. Используются также литературные данные (Вулканизм..., 1992; Косарев, 2015). Большая часть вулканитов представлена долеритобазальтами с зернистой, хорошо раскристаллизованной основной массой. Принадлежность их к эффузивной фации обосновывается наличием прослоев псаммитовых и гравийных осадочных пород и конглобрекций. Вероятно присутствие экструзивных тел, встречаются редкие интрузии габбро-сиенитов. Базиты медногорского комплекса относятся к умереннощелочной серии, по геохимическим характеристикам близки к океаническим платобазальтам (Oceanic Platobasalts – OPB), а габбро-сиениты содержат повышенный Nb (до 80.2 г/т); на рис. 4 позиция ряда точек медногорских базальтов приближается к E–MORB. Это может указывать на роль плюмового фактора в их генерации или по крайней мере на более обогащенный тип источника. Присутствие плюмозависимых магматических пород кембрийского возраста на Среднем, Северном и Полярном Урале отмечалось В.Н. Пучковым (2018) (маньхамбовский комплекс), сходные образования кислого состава известны и на Южном Урале (Шардакова, 2018).

В составе *баулуского комплекса* (O_{2-3}) преобладают оливинсодержащие базальты, относящиеся к

толеитовой и субщелочной сериям (Серавкин, Родичева, 1990; Вулканизм..., 1992; Рязанцев и др., 2005; Косарев, 2015) ($K_2O + Na_2O = 3.95$ – 5.42%). По концентрациям малоподвижных компонентов (Zr, Cr, Y при $TiO_2 = 1.03$ – 1.77 , изредка до 2.25 мас. %) большая часть базальтов близка к океаническому типу. Для них характерны плоские тренды (порода/хондрит) распределения редкоземельных элементов; на мультиэлементных спайдердиаграммах (см. рис. 4в–е в работе (Косарев, 2015)) виден дефицит легких и тяжелых РЗЭ, положительные аномалии К и других крупноионных элементов. Для Sr характерны слабые положительные и отрицательные аномалии.

Существенная часть баулуских базальтов по соотношениям Th, Nb, Y, Zr (см. рис. 4) близка к производным N–MORB, имеет высокие величины Y/Nb–отношения (10–20), что характерно для океанических (?) образований. Другая часть проб обогащена ЛРЗЭ (см. рис. 4д–е в работе (Косарев, 2015)), имеет повышенные концентрации Nb (12.4–23.5 г/т), по соотношениям Th, Nb, Y, Zr приближается к E–MORB и даже OIB, что указывает на участие обогащенного источника в петрогенезе магм баулуского комплекса. По величине индекса Y/Nb = 20–10 (по (Холоднов и др., 2023)) базальты баулуской свиты отвечают базальтам фронтальных зон островных дуг. К ним близка позиция части точек базальтов губерлинской свиты, тогда как другая их часть явно тяготеет к полю тыловодужных зон островных дуг – здесь же находятся базальты (два анализа) блявинского комплекса. Указанные особенности можно связать либо с наличием фрагментов двух островных дуг – ордовикской (губерлинской) и девонской (блявинской), либо единой дуги, имеющей фронтальную и тыловодужные зоны.

В составе *губерлинской свиты* (см. рис. 4) (O_2 – D_1 ?) присутствуют базальты, большая часть которых по составу отвечает известково-щелочным, реже толеитовым разностям. Их возраст нуждается в уточнении, так как в губерлинском разрезе присутствуют, наряду с ордовикскими, фрагменты пород девонского возраста (Пучков, Иванов, 1983).

По соотношению Nb/Yb–Th/Yb они отвечают IAT и CAB, на диаграмме Zr/Y–Nb/Y и по соотношению Y и Nb точки губерлинских базальтов близки к позиции источника N–MORB.

Базальты *карамолинского комплекса* (S – D_1) (см. рис. 3) имеют более высокие содержания TiO_2 (1.5–2.0 мас. %) (Серавкин, Родичева, 1990), чем базальты блявинской свиты. По этому параметру карамолинские базальты близки к базитам баулуского (O_2) комплекса. При широких колебаниях TiO_2 и пониженных Ni, Co, Cr карамолинские базальты обнаруживают сходство с платобазальтами (OPB) (Богатиков и др., 2010) и умереннотитанистыми базальтами (T–4Б, D_1br) бурибайского комплекса, генера-

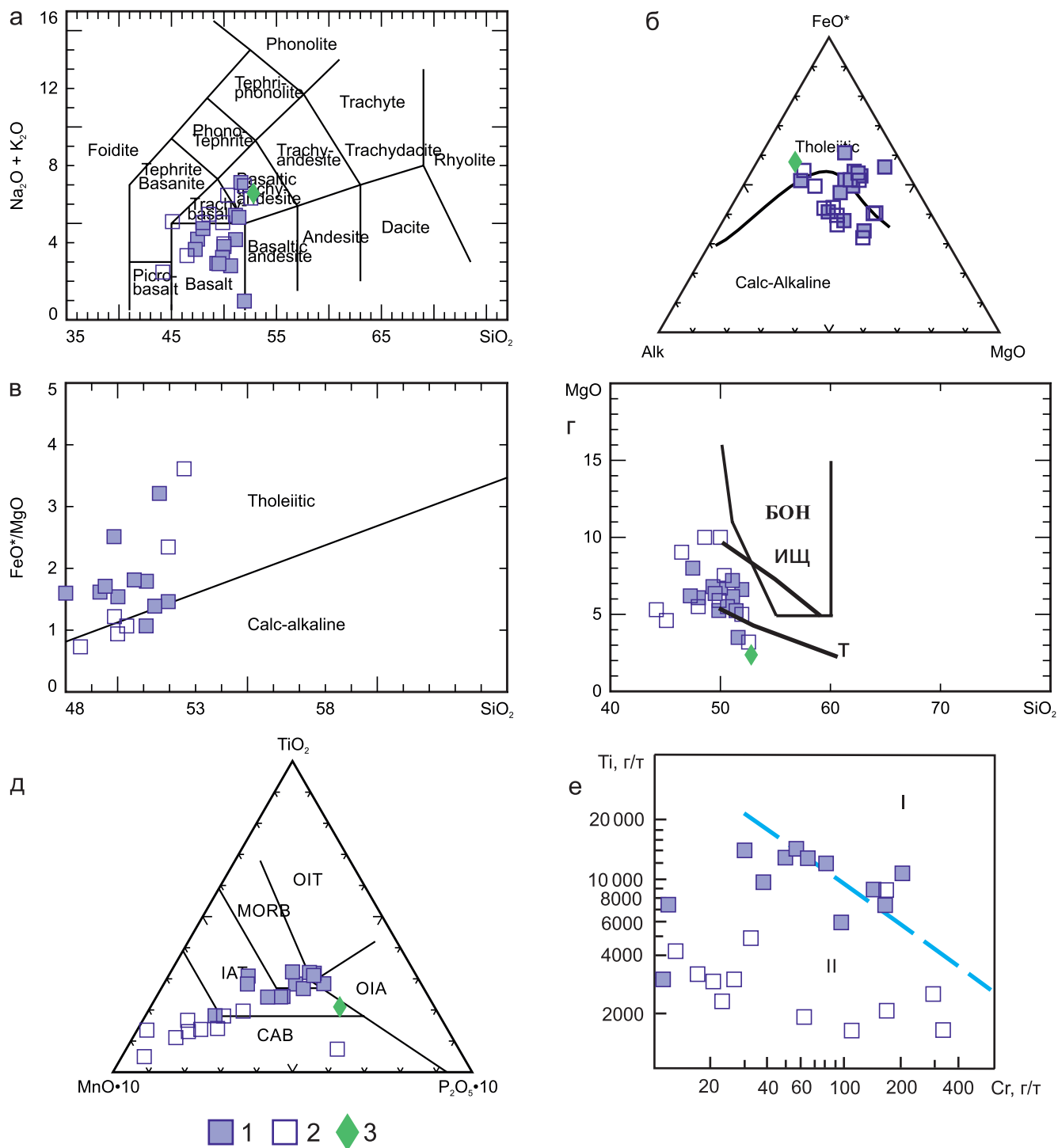


Рис. 3. Особенности химизма базальтов карамолинского и блявинского комплексов. Диаграммы TAS (а), AFM (б), SiO_2 – FeO^*/MgO (в), SiO_2 – MgO (г), $\text{MnO} \cdot 10$ – TiO_2 – $\text{P}_2\text{O}_5 \cdot 10$ (д), Cr–Ti (е).

1 – базальты карамолинского комплекса, 2 – базальты блявинского комплекса, 3 – образец Т-4Б (баймак-бурибаевский комплекс); I – поле океанических базальтов, II – поле островодужных базальтов.

Fig. 3. Features of the chemistry of basalts of the Karamolinsky and Blavinsky complexes. Diagrams TAS (a), AFM (b), SiO_2 – FeO^*/MgO (v), SiO_2 – MgO (r), $\text{MnO} \cdot 10$ – TiO_2 – $\text{P}_2\text{O}_5 \cdot 10$ (d), Cr–Ti (e).

1 – basalts of the Karamolinsky complex, 2 – basalts of the Blyavinsky complex, 3 – sample T-4B (Baymak-Buribaevsky complex); I – field of oceanic basalts, II – field of island arc basalts.

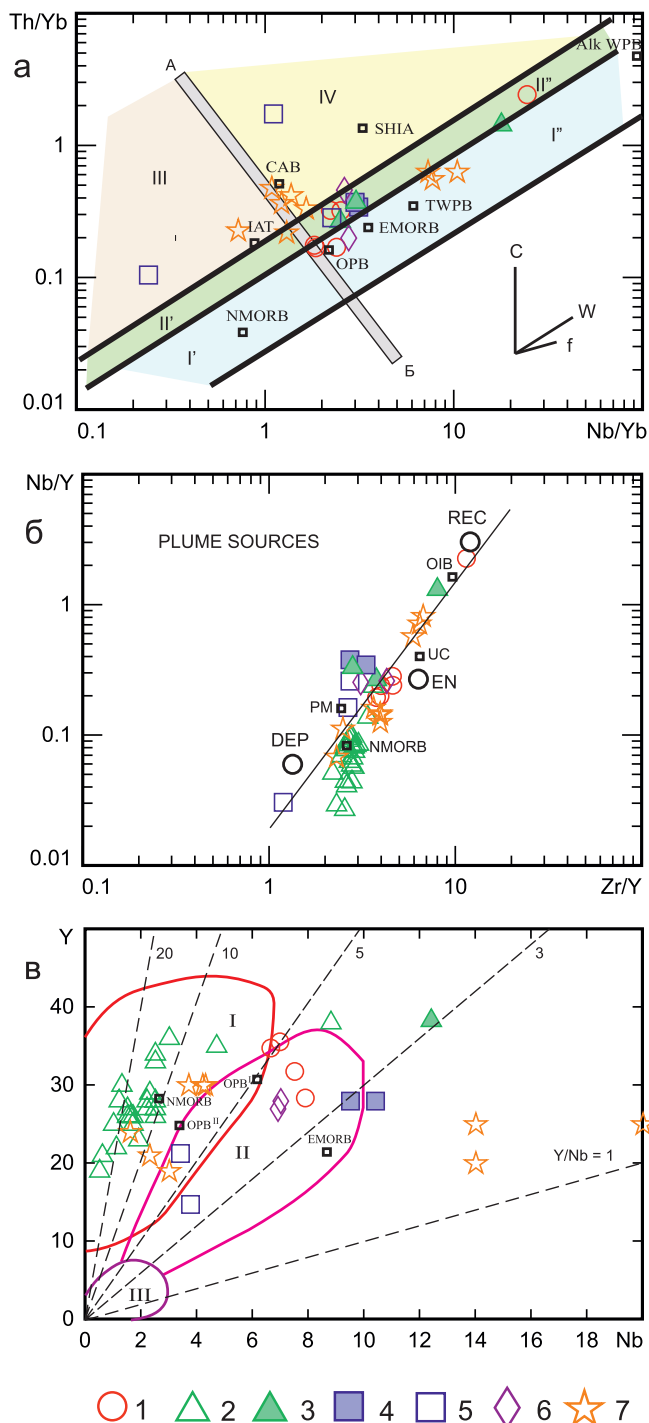


Рис. 4. Соотношения Nb/Yb–Th/Yb (a) (Pearce, 2008), Zr/Y–Nb/Y (б) (Fitton et al., 1997), Nb–Y (Холоднов и др., 2021) базальтов вулканических комплексов, составляющих Кракино–Медногорский пояс.

1 – базальты медногорской свиты; 2 – базальты баулуской свиты (Рязанцев и др., 2005; коллекция Д.В. Борисенка); 3 – базальты баулуской свиты (Косарев, 2015); 4 – базальты карамолинского комплекса, южная стенка Блявинского карьера (Косарев, 2015); 5 – базальты блявинского комплекса, юго–восточной стенки Блявинского

карьера (Косарев, 2015); 6 – базальты дергаишской свиты (Борисенко, Рязанцев, 2005); 7 – базальты губерлинской свиты (Борисенко, Рязанцев, 2005).

Стандартные составы базальтов различных геодинамических обстановок: NMORB – нормальные толеитовые базальты COX, EMORB – обогащенные базальты COX. Стандартные составы островных дуг: IAT – толеитовые базальты островных дуг, CAB – известково-щелочные базальты, SHIA – шшонитовая серия, OPB – базальты подводных океанических плато (Богатиков и др., 2010), TWPB – внутриплитные базальты переходного типа, Alk WPB – щелочные внутриплитные базальты. Поля: I–I'' – поле океанических базальтов, II'–II'' – поле переходных составов от океанических к островодужным, III – поле островодужных составов с океанической и мало мощной островодужной корой, IV – поле островодужных составов с мощной островодужной и переходной к континентальной корой, AB – линия, разделяющая океанический и континентальный сектор; Источники: DEP – деплетированный, REC – рециклинговый, EN – обогащенный, OIB – базальты океанических островов, UC – состав верхней коры, PM – примитивная мантия; NMORB – нормальные толеитовые базальты COX; EMORB – обогащенные базальты COX, OPB – базальты подводных океанических плато (Богатиков и др., 2010). Поле I – островодужные комплексы Тагильской вулканогенной зоны (Холоднов и др., 2021). Поле II – рифтогенный габбро-(сиенит)-гранитоидный магматизм “мантийных окон”. Поле III: Волковский габбровый массив Платиноносного пояса Урала (ППУ); Тагильский (444–430 млн лет) габбро-диоритовый массив (Юрьевский Камень); массивы ЛАП-серии в составе ППУ.

Fig. 4. Ratios Nb/Yb–Th/Yb (a) (Pearce, 2008), Zr/Y–Nb/Y (б) (Fitton et al., 1997), Nb–Y (Kholodnov et al., 2021) ratios of basalts volcanic complexes that make up the Krakino–Mednogorsk belt.

1 – basalts of the Mednogorsk Formation; 2 – basalts of the Baulus Formation (Borisenok, 2005); 3 – basalts of the Baulus Formation (Kosarev, 2015); 4 – basalts of the Karamolinsk complex, southern wall of the Blyavinsky quarry (Kosarev, 2015); 5 – basalts Blyavino complex, southeastern wall of the Blyavinsky quarry (Kosarev, 2015); 6 – basalts of the Dergaish Formation (Borisenok, 2005); 7 – basalts of the Guberninskaya Formation (Borisenok, 2005).

Standard compositions of basalts from different geodynamic settings: NMORB – normal tholeiitic basalts ROH, EMORB – enriched MOR basalts. Standard compositions of island arcs: IAT, tholeiite basalts of island arcs; CAB, calc-alkaline basalts; SHIA – shoshonitic series; OPB, basalts of underwater oceanic plateaus (Bogatikov et al., 2010); TWPB, intraplate transitional basalts; Alk WPB – alkaline intraplate basalts; Fields: I–I'' – field of oceanic basalts, II'–II'' – field of transitional compositions from oceanic to island-arc, III – field of island-arc compositions with oceanic and thin island-arc crust, IV – field of island-arc compositions with thick island-arc and transitional to continental crust, AB – line separating the oceanic and continental sectors;

Sources: DEP – depleted, REC – recycling, EN – enriched, OIB – ocean island basalts; UC is the composition of the upper crust; PM – primitive mantle; NMORB – normal tholeiitic basalts MOR, EMORB – enriched MOR basalts; OPB – submarine oceanic plateau basalts (Bogatikov et al., 2010). Field I – island-arc complexes of the Tagil volcanogenic zone (Kholodnov et al., 2021). Field II – riftogenic gabbro-(syenite)-granitoid magmatism of “mantle windows”. Field III: Volkovsky gabbro massif of the Urals Platinum Belt (PBU); Tagil (444–430 Ma) gabbro-diorite massif (Yuryevsky Kamen); LAP – series arrays as part of PBU.

ция которых могла быть связана с разрывом субдуктирующей плиты и формированием астеносферного диапира (Косарев и др., 2018).

Базальты собственно карамолинского комплекса ($S-D_1$), составы которых нанесены на рис. 3, на диаграмме Cr–Ti располагаются преимущественно в поле океанических образований. Некоторые пробы с повышенными содержаниями TiO_2 (0.8–2.0 мас. %) характеризуются очень низким количеством Cr (8–100 г/т), что связано с аллохимическими вторичными преобразованиями. На диаграмме Ti–Zr (Вулканизм..., 1992) они четко располагаются на линии, характеризующей тренд океанических базальтов.

Точки составов надрудных базальтов ЮВ стенки Блявинского карьера, включаемых нами в карамолинскую свиту, на рис. 4а ($Nb/Yb - Th/Yb$) находятся в поле II (переходном от океанического к островодужному) вблизи стандарта базальтов EMORB типа. По величине отношения Y/Nb (рис. 4в) (Холоднов и др., 2021) они лежат между точками N– и E–MORB. На диаграмме $Zr/Y - Nb/Y$ (Fitton et al., 1997) составы этих базальтов расположены в поле плюмового источника.

Приведенные выше параметры эффузивов Сакмарской зоны указывают на то, что в силурийское время здесь широкое распространение получил базальтовый вулканизм, в петрогенезисе которого участвовали плюмовые (обогащенные мантийные) источники.

Базальты и андезибазальты блявинского комплекса (S_2-D_1) относятся к нормальным и умереннощелочным разностям натриевого типа. Они, в отличие от более древних баулуских и медногорских базитов, содержат меньше FeO_{tot} и TiO_2 (<1%). На TAS-диаграмме надрудные низкотитанистые базальты блявинского комплекса (см. рис. 3а) расположены вблизи границы нормальных и субщелочных составов. Наиболее информативны диаграммы (Cr–Ti, Ti–Zr), где надрудные низкотитанистые базальты блявинского комплекса (Серавкин, Родичева, 1990; Даниленко, 1991) располагаются в поле островодужных базальтов (см. рис. 3б–е) преимущественно известково-щелочной и переходной к толеитовой серий.

На диаграмме $Nb/Yb - Th/Yb$ (см. рис. 4а) (Pearce, 2008) одна из точек блявинских базальтов попадает в поле III – островодужных толеитов–бонинитов, вторая точка – в поле IV известково-щелочных и шошонитовых составов, третья точка расположена в поле II вблизи двух фигуративных точек карамолинской свиты и поблизости от стандарта ОРВ.

На диаграмме (см. рис. 4б) $Zr/Y - Nb/Y$ (Fitton et al., 1997) все точки пород блявинской свиты располагаются в поле плюмовых источников, вблизи разделительной линии и стандарта РМ, одна сдвинута в сторону DEР. На диаграмме $Nb - Y$ (Холоднов и др., 2021) две фигуративные точки базальтов

блявинской свиты расположены в области перекрытия полей I (островодужные серии) и II (“мантийных окон”), вблизи стандарта ОРВ. Эти геохимические данные позволяют сделать вывод о том, что формирование базальтов блявинского комплекса происходило в обстановке разрыва субдуктирующей плиты и возникновения в ней “мантийного окна” (slabwindow), над которым возник продуцирующий их магматический очаг.

По мнению В.В. Бочкарева и Р.Г. Язевой (2000), палеогеодинамическая позиция магматитов чанчарского комплекса интерпретируется неоднозначно. Проблема заключалась в том, что, по их мнению, в данном секторе отсутствовал предшествующий им островодужный вулканизм. По данным этих авторов, в петрохимическом отношении вулканисты чанчарского комплекса относятся к низкотитанистой субщелочной и щелочной сериям – родственным стандартной абсарокит-шошонит-латитовой островодужной серии. В абсарокитах содержания TiO_2 составляют 0.7–1.11, MgO – 3.99–7.48, ΣFeO 9.7–12.01, Na_2O – 2.38–5.06, K_2O – 1.87–3.69 мас.%. В шошонитах сохраняются низкие концентрации TiO_2 и MgO , умеренные ΣFeO и Na_2O (2.2–4.6 мас.%), слабо возрастают концентрации K_2O . По щелочности вулканические породы чанчарского комплекса относятся к субщелочным и щелочным составам.

По нашему мнению, по изученным материалам можно констатировать, что к типу островодужных толеитов относятся базальты блявинской колчеданоносной свиты, которые являются рудовмещающими для колчеданных залежей Блявинского и Комсомольского месторождений Медногорского рудного района.

В работе (Федоров и др., 2017) детально охарактеризованы геохимические особенности чанчаритов и ассоциирующихся с ними щелочных и известково-щелочных вулканитов. На спайдердиаграммах, приведенных в данной работе, прослеживаются негативные аномалии Nb, Ta, Hf, Zr, Ti и позитивные – Sr, Pb, K, Th, U, Ba, Rb, что характеризует их как типичные надсубдукционные образования, в выплавлении которых участвовали флюиды, обогащенные водой и крупноионными элементами. По соотношениям Yb и $(La/Yb)_n$ состав базальтов чанчарского комплекса сопоставим с составом продуктов частичного плавления шпинелевого лерцолита (Thirwall et al., 1994; Федоров и др., 2017).

ОБСУЖДЕНИЕ

Раннепалеозойский тектономагматический цикл в Сакмарской зоне включает кембрийские, ордовикские, силурийские и раннедевонские–раннеэмские формации и комплексы. Кембрийский медногорский вулканический комплекс относится к типу

континентально-рифтогенных образований, ордовикский (O_2) баулуский комплекс имеет характеристики океанического типа, близкого к поляковскому (O_2) комплексу Вознесенско-Присакмарской зоны, и приближается к платобазальтам.

В выборке базальтов баулуского комплекса (см. рис. 4а–в) присутствуют базальты как с океаническими, так и, в меньшей мере, с островодужными характеристиками. По величине индекса $Y/Nb = 20-10$ базальты баулуской свиты и частично губерлинской по составу отвечают фронтальным зонам островных дуг, некоторая часть точек губерлинских базитов ближе к тыловодужным образованиям. Оба последних типа относятся к умереннотитанистым разностям, что позволяет классифицировать их как “базальты океанические с островодужным уклоном” (Косарев, 2015). По мнению Ю.А. Карякина (Самыгин и др., 2007), подобный геохимический тип может возникать при выплавлении океанических магм в области мантийного клина, несколько обогащенного водой предшествующих этапов петрогенеза. В целом геохимические данные подтверждают правомерность выделения Губерлинской островной дуги (Рязанцев и др., 2005).

Заложение зоны субдукции в Сакмарской зоне началось в силурийское время, на что указывает обилие в разрезе кармолинской свиты, сложенной океаническими базальтами, линз серпентинитов. Некоторые пласты серпентинитов, имеющие обломочный состав, относятся к типу эдафогенных брекчий (район д. Рамазаново) и ассоциируются с прослоями кремнистых пород. Подобные фациальные комплексы характерны для зон глубоководных желобов, окаймляющих островные дуги (Мурдмаа, 1987). В Блявинском карьере (южная стенка) к кармолинской свите нами отнесена толща надрудных базальтов (S_1) с прослоями серых кремнисто-глинистых сланцев, содержащих граптолиты (Бородаев и др., 1963; Кропачев и др., 1968). В пределах Вознесенско-Присакмарской зоны в Оренбургской области, в районе к югу от д. Мазово, по граптолитам из прослоев известняков среди пиллоу-базальтов (И.И. Никитин, В.Т. Тищенко и др.) выделена дергаишская свита океанических базальтов (S_1ln) (Стратиграфия..., 1993, Косарев, 2015).

Блявинский колчеданосный вулканический комплекс по геохимическим характеристикам (низкие содержания TiO_2) показывает принадлежность к островодужному типу (см. рис. 3е). На диаграмме $Nb-Y$ (см. рис. 4в) фигуративные точки блявинских базальтов располагаются вблизи стандарта OPB , что, вероятно, указывает на примесь обогащенного мантийного (плюмового?) вещества в источнике магм блявинского комплекса.

На петрохимических и геохимических диаграммах (см. рис. 3) блявинские базальты попадают в пограничную зону толеитовой и известко-

во-щелочной серий (см. рис. 3б–д), в поле островодужных толеитов (см. рис. 4) или океанических островных дуг. Характеристики базальтов блявинской свиты, а также медный и цинково-медный состав руд на Блявинском, Комсомольском и Яманкасинском колчеданных месторождениях позволяют предполагать, что блявинский вулканический комплекс принадлежал к системе фронтальной островной дуги. Выше толщ колчеданосной блявинской свиты залегает акчурунская свита ($D_1lh-pr-e_1$), выделенная из нижней части сакмарской свиты ($S_1ln-S_2-D_1lh$). Акчурунская свита сложена кремнисто-обломочными породами с примесью материала серпентинизированных ультрабазитов, реже габброидов. И.В. Хворова (1974) считала, что кремнисто-обломочные породы относятся к типу эдафогенных брекчий.

Кулисообразная тектоническая сдвиговая зона (аз. пад. слоистости 215° , угол 30°), согласная со слоистостью, по ориентировке соответствует северо-западным направлениям, по которым ориентированы удлинения офиолитовых блоков и сланцеватости в Сакмарской зоне (см. рис. 1а). Скорее всего, это свидетельствует о широком распространении разрывных структур микросдвигового малоамплитудного характера, которые не образуют четких амплитудных разломов, но активно способствуют деформациям блоков с офиолитовыми ассоциациями пород.

На брекчиях акчурунской свиты залегают вулканические породы чанчарской свиты (D_1e_1), представленные щелочной, умереннощелочной, шошонитовой с примесью вулканитов известково-щелочной серии. Чанчарский комплекс завершает вулканический цикл силурийско-раннедевонского возраста, который включает толеитовые базальты блявинской свиты, средние кислые породы той же свиты и широкий ряд вулканитов и интрузивных пород щелочной, субщелочной и известково-щелочной серий.

Считается, что в период завершающего цикла шошонитового вулканизма субдукционная плита достигла глубин около 70–100 км, где уже происходили процессы эклогитизации (Авдейко и др., 2006). Большая глубина погружения слэба и повышенное давление способствуют низкой степени парциального плавления мантийного вещества и выплавлению высококалийных магм. Возрастающее же удельного веса вещества слэба при эклогитизации способствует увеличению угла погружения субдуктирующей плиты в мантию. По мнению Г.П. Авдейко с соавторами (2006), анализировавшего геологические материалы по Курило-Камчатской островной дуге, перечисленные процессы могут способствовать формированию “излома субдукционной плиты” и заложению сдвиговой зоны.

На границе Сакмарской зоны с Магнитогорской мегазоной в позднесилурийско-раннедевонское время, возможно, заложилась сдвиговая зона,

давшая начало Вознесенско-Присакмарской аккреционной призме и структуре ГУР с интенсивными серпентинитовыми протрузиями и меланжем. В эту тектоническую зону, видимо, входил и современный максютовский комплекс, погруженный в зоне субдукции на большие глубины (70–100 км и более), эклогитизированный и затем эксгумированный (Ленных, 1984). Глаукофановые сланцы встречаются в терригенном материале зилаирской свиты фаменского возраста (Аржавитина, 1976).

В Сакмарской зоне вулканический колчеданосный цикл редуцирован. Островодужный надсубдукционный ряд представлен блявинским толеит-базальт-андезит-риолитовым колчеданосным комплексом и следующим за акчуринской кремнистообломочной свитой чанчарским комплексом. В составе чанчарского комплекса мало либо отсутствуют кремнекислые породы, а последовательность формирования типов умереннощелочных и щелочных пород позволяет говорить об антидромной тенденции.

Важно отметить сходство времени образования и типа щелочности чанчарского вулканического комплекса с более кислым щелочным базальт-латит-трахитовым мостостроевским вулканическим комплексом Вознесенско-Присакмарской зоны Магнитогорской мегазоны. Присутствие калиевых латитов (мостостроевского комплекса) в виде клиппов среди обломочных серпентинитов (эдафогенные брекчии) зоны ГУР позволяет предполагать, что в какой-то момент зона щелочного и умереннощелочного вулканизма чанчарского и мостостроевского комплексов была единой, а затем разбита на фрагменты в связи с высокой сейсмической и протрузивной магматической активностью (гипербазиты) этой палеовулканической зоны, а также формированием сдвигов. В целом можно предположить, что тектонический переброс из Вознесенско-Присакмарской зоны в Сакмарскую отсутствовал. Островодужный вулканический цикл Сакмарской зоны (блявинский и чанчарский комплексы) в полном виде в Вознесенско-Присакмарской зоне отсутствует. Вулканогенный островодужный разрез там начинается с латитов и трахитов мостостроевского комплекса, которые перекрываются (в районе д. Репино, в 20 км на север от г. Орск) пиллоу-базальтами и их брекчиями баймак-бурибаевской свиты (Стратиграфия..., 1993; Косарев, 2007), базальты которой (бурибайский комплекс; D_1e_2) представляют уже новый, более молодой цикл.

Туринская свита выделена в южной части Тагильской зоны на Среднем Урала, датирована S_2-D_1 . Шошонит-латитовая ассоциация входит в осадочно-вулканогенную толщу туринской свиты, нижняя часть которой сложена известняками (Наркизова, 2005). Радиологические датировки туринской свиты и ее интрузивных комагматов – (395 ± 10) –

(425 ± 12) млн лет – соответствуют лохковскому и средней-верхней части прижидольского яруса. О сопоставимости чанчарской свиты Сакмарской зоны и туринской свиты Тагильской зоны говорил К.С. Иванов (1998). Туринская свита, датированная пржидолом-лохковым (S_2-D_1), выделяется также в северной части Тагильской зоны, сохраняя повышенную щелочность и калиевоcть (Петров, 2022). В Магнитогорской зоне, на границе Вознесенско-Присакмарской зоны с серпентинитовым меланжем и вулканическими комплексами фронтальной и развитой островных дуг, в районе д. Репино установлено погружение толщ шошонитов мостостроевского комплекса (D_1lh-e_1) (Стратиграфия..., 1993) на восток под толщу базальтовых брекчий баймак-бурибаевской свиты (D_1e_2). В.Т. Тищенко (1971) интерпретировал контакт вулканитов мостостроевского комплекса с обломочными серпентинитами (эдафогенными брекчиями) как стратиграфический.

В Сакмарской зоне в районе д. Рамазаново в тексте описания карамолинской свиты отмечалась ассоциация серпентинитовых брекчий (эдафогенных) с серыми кремнистыми породами и умереннотитанистыми эффузивными базальтами (TiO_2 1.5–2.7 мас. %) океанского типа. Эти данные свидетельствуют о широком распространении протрузий серпентинизированных ультрабазитов, которые давали материал для подводных коллювиальных или эдафогенных (Мурдмаа, 1987; Косарев и др., 2018) брекчий, широко распространенных как в Сакмарской, так и в Вознесенско-Присакмарской зонах. Заложение древней зоны субдукции происходило, видимо, на границе блока баулуских и карамолинских базальтов. Причем для карамолинского разреза характерны пласты серпентинитообломочных пород, а в разрезе Присакмарско-Вознесенской зоны (ГУР) эдафогенные брекчии являются толщей, вмещающей рудные залежи $Co-Cu$ -колчеданных месторождений. Эти месторождения и рудопроявления прослежены с юга на север от Ишкининского месторождения до Кизникеевского рудопроявления на южной окраине д. Вознесенки на расстояние около 400 км. В надрудной базальтовой толще Ивановского рудного поля присутствуют низкотитанистые базальты толеитовой и бонинитовой серий, которые имеют геохимические характеристики ($TiO_2 < 1$ мас. %) надсубдукционных образований (Косарев и др., 2022). Это означает, что колчеданные месторождения ивановского типа формировались, скорее всего, восточнее зоны субдукции на 30–40 км. В зону субдукции, вероятно, входила и современная зона Уралтау, в составе которой присутствуют ортосланцы апобазальтовые максютовского комплекса, частью превращенные в эклогиты, и фрагменты рифейских толщ. Процесс эклогитизации и образования глаукофановых сланцев происходил на глубинах около 70–100 км (Авдейко и др., 2006), но в дальнейшем эти поро-

ды были эксгумированы (Ленных, 1984) и выведены на поверхность морского дна в фамене (Аржавитина, 1976). Приведенные сведения позволяют предполагать возможность сопоставления разреза вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ Сакмарской зоны ордовик-нижнедевонского возраста с вулканическими породами близкого возрастного интервала Тагильской структурной зоны. Завершение вулканического цикла в Сакмарской и отчасти в Вознесенско-Присакмарской зоне произошло в раннем девоне в лохков-раннеэмское время. В Тагильской зоне петрологический аналог чанчарского и мостостроевского комплексов (туринская свита) формировался в среднем и верхнем пржидолии и лохкове. Абсолютного совпадения возрастных данных нет, но тем не менее, в лохковское время в Тагильской и в Сакмарской и Вознесенско-Присакмарской зонах происходили извержения вулканитов шошонитовой серии. Вероятно, эти геологические и петролого-геохимические материалы позволяют говорить об отсутствии тектонических перебрсов из Вознесенско-Присакмарской в Сакмарскую зону.

ВЫВОДЫ

Особенности строения разрезов и петрогеохимические черты вулканогенных и вулканогенно-осадочных свит Сакмарской зоны в кембрийско-раннеэмское время позволяют выделить следующие стадии геодинамического развития, составляющие мегацикл:

- 1) стадия континентального рифтогенеза (Є), внедрение базальтов медногорского комплекса;
- 2) стадия океанического рифтогенеза (O_{1-2}), формирование толеитовых базальтов баулуского комплекса;
- 3) субокеанический рифтогенез, развитие дивергентного процесса с образованием протрузий ультрабазитов, предостроводужным взламыванием коры ($O_3?$) (карамолинский комплекс), инициация субдукционных процессов;
- 4) островодужная стадия, включающая несколько этапов: а) образование фронтальной островной дуги, накопление колчеданосных толщ (S_2-D_1) блявинской свиты; б) кремненакопление по периферии вулканических центров, дезинтеграция кремнистых пород ($S-D_1$); в) формирование тыловодужной островной (D_1) дуги, шошонитовый вулканизм – чанчарский комплекс, который завершает цикл в Сакмарской зоне (его возрастной и геодинамический аналог в Вознесенско-Присакмарской зоне – мостостроевский комплекс).

Характер вулканизма в Сакмарской зоне и проявление шошонитового вулканизма в Сакмарской, Вознесенско-Присакмарской и блоков латитов в зоне серпентинитового меланжа среди эдафогенных брекчий последней свидетельствуют об авто-

номности вулканического цикла Сакмарской зоны ($Є-D_1lh$) и отсутствии тектонического перебрса из Вознесенско-Присакмарской (Магнитогорской) зоны в Сакмарскую, так как возрастные, геохимические и геодинамические аналоги блявинской свиты в Магнитогорской зоне отсутствуют.

В Магнитогорской (Вознесенско-Присакмарской) зоне островодужный вулканизм начался с формирования вулканитов шошонитовой серии мостостроевского комплекса (D_1lh-e_1) и предшествующего и последующего образования зоны серпентинитового меланжа, включая эдафогенные брекчий серпентинизированных ультрабазитов, которые в ряде пунктов залегают на массивных ультрабазитах со стратиграфическим контактом (Косарев и др., 2014, 2022) и вмещают рудные тела $Co-Si$ -колчеданных месторождений. В серпентинитовом меланже содержатся фрагменты (олистоилиты) океанических базальтов поляковской (O_2), дергаишской (S_2) свит, островодужного мостостроевского комплекса (D_1lh-e_1), кремнистые породы сакмарской свиты.

Частичное совпадение возрастного интервала формирования чанчарского комплекса (D_1lh-e_1) и туринской свиты Тагильской зоны (S_2p-D_1lh) позволяет предполагать, что Сакмарская зона является редуцированным продолжением на юг западного крыла Тагильской зоны, как ранее предполагал К.С. Иванов (1998).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абдулин А.А., Авдеев А.З., Сеитов Н.С. (1977) Тектоника Сакмарской и Орь-Илекской зон Мугоджар. Алма-Ата: Наука, 238 с.
- Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А. (2006) Геодинамические условия вулканизма и магнообразования Курило-Камчатской островодужной системы. *Петрология*, **14**(3), 248-265.
- Аржавитина М.Ю. (1976) Расчленение зилаирской свиты Магнитогорского мегасинкли-нория по минеральным компонентам. *Докл. АН СССР*, **229**(3), 679-682.
- Аристов В.А., Борисенок Д.В., Руженцев С.В. (2005) Конодонтовая стратиграфия девонских отложений западного склона Южного Урала. *Очерки по региональной тектонике. Т. 1. Южный Урал*. М.: Наука, 36-55.
- Артюшкова О.В. (2014) Девонские конодонты из вулканогенно-кремнистых отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПресс, 152 с.
- Бельков Ю.П. (1978) Палеовулканизм рудного поля Комсомольского месторождения и колчеданное рудообразование. *Вулканические образования Урала*. Свердловск: УНЦ РАН, 122-127.
- Богатилов О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. (2010) Магматизм, тектоника, геодинамика Земли. Связь во времени и в пространстве. М.: Наука, 606 с.
- Борисенок Д.В., Рязанцев А.В. (2005) Вулканогенные комплексы нижнего палеозоя в области сочленения Сакмарской и Присакмарско-Вознесенской зон Южного Урала. *Очерки по региональной тектонике*.

- Т. 1. Южный Урал. М.: Наука, 135-153.
- Бородаев Ю.С., Корень Т.Н., Петровский А.Д. (1963) О находке граптолитов в карьере Блявинского медноколчеданного месторождения на Южном Урале. *Докл. АН СССР*, **150**(5), 1107-1108.
- Бочкарев В.С., Язева Р.Г. (2000) Субщелочной магматизм Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 256 с.
- Волинец О.Н., Антипин В.С., Перепелов А.Б., Аношин Г.Н. (1990) Геохимия вулканических серий островодужной системы в приложении к геодинамике (Камчатка). *Геология и геофизика*, **5**, 3-13.
- Вулканизм Южного Урала. (1992) (И.Б. Серавкин, А.М. Косарев, Д.Н. Салихов, С.Е. Знаменский, З.И. Родичева, М.В. Рыкус, В.И. Сначев). М.: Наука, 197 с.
- Даниленко С.А. (1991) О химизме надрудных базальтов Комсомольского месторождения. *Микроэлементы в магматических, метаморфических и рудных формациях Урала*. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 116-121.
- Заварицкий В.А. (1946) Спилито-кератофировая формация окрестностей месторождения Блява на Урале. *Тр. ГИН АН СССР*, **71**(24), 83.
- Золотарев Б.П., Ильинская М.Н., Кориневский В.Г. (1975) Состав и геохимические особенности калиевой щелочной разновидности трахиандезито-базальтов. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, **1**, 136-149.
- Иванов К.С. (1998) Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд лет) и строения Урала. Екатеринбург, 252 с.
- История развития Уральского палеоокеана. (1984) М.: Ин-т океанологии АН СССР, 162 с.
- Косарев А.М., Серавкин И.Б., Холоднов В.В. (2014) Геодинамические и петролого-геохимические аспекты зональности Магнитогорской колчеданосной мегазоны на Южном Урале. *Литосфера*, (2), 3-25.
- Кориневский В.Г. (1971) Калиевые щелочные базальтоиды эйфеля Сакмарской зоны Мугоджар. *Ежегодник-70*. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 16-19.
- Кориневский В.Г. (1989) Палеозойские офиолиты Урала. *Геотектоника*, (2), 34-44.
- Кориневский В.Г. (1976) Раннегеосинклинальный дайковый комплекс Мугоджар. *Щелочные, основные и ультраосновные комплексы Урала*. Свердловск, 34-40.
- Косарев А.М. (2015) Геология и геохимические особенности раннепалеозойских вулканитов Сакмарской и Вознесенско-Присакмарской зон на Южном Урале. *Литосфера*, (2), 40-64.
- Косарев А.М. (2007) Умереннощелочной и щелочной вулканизм раннеэмского времени на Южном Урале: геохимические особенности и геодинамические реконструкции. *Литосфера*, (6), 54-70.
- Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б., Шафигуллина Г.Т. (2022) Колчеданосные вулканические комплексы Магнитогорской палеоостроводужной мегазоны на Южном Урале: модели рудно-магматических систем, геодинамические реконструкции. *Петрология*, **30**(1), 91-118. <https://doi.org/10.31857/S0869590322010058>
- Косарев А.М., Светов С.А., Чаженина С.Ю., Шафигуллина Г.Т. (2018) Бонинитовые вариолиты Бурибайского вулканического комплекса Южного Урала: минералогия, геохимия и условия образования. *Литосфера*, **18**(2), 246-279. DOI: <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-2-246-279>
- Косарев А.М., Серавкин И.Б., Холоднов В.В. (2014) Геодинамические и петролого-геохимические аспекты зональности Магнитогорской колчеданосной мегазоны на Южном Урале. *Литосфера*, (2), 3-25.
- Краснобаев А.А., Давыдов В.А., Ленных В.И. и др. (1996) Возраст цирконов и рутилов максютовского комплекса (предварительные данные). *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 143, 13-16.
- Кропачев С.М., Бородаев Ю.С., Гончарова Т.Я. (1968) Блявинский рудный район. *Палеозойский вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала*. М.: Изд-во МГУ, 97-150.
- Ленных В.И. (1984) Доуралиды зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала. *Метаморфизм и тектоника западных зон Урала*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 21-42.
- Масленников В.В. (1999) Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданосных палеогидротермальных полей (на примере Южного Урала). Миасс: ИМин УрО РАН, 347 с.
- Медноколчеданные месторождения Урала: Геологические условия размещения. (1985) (В.А. Прокин, В.М. Нечеухин, П.Ф. Сопко и др.). Свердловск: УНЦ АН СССР, 288 с.
- Мурдмаа И.О. (1987) Фации океанов. М.: Наука, 303 с.
- Наркисова В.А. (2005) Петрохимия позднеордовикских – раннедевонских базальтоидов южной части Тагильской зоны Среднего Урала. Автореф. ... канд. геол.-мин. наук. М., 24 с.
- Петров Г.А. (2022) Геохимические особенности вулканитов северной части Тагильской структуры как отражение эволюции палеозоны субдукции. *Литосфера*, **22**(6), 709-740. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-6-709-740>
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- Пучков В.Н. (2000) Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 146 с.
- Пучков В.Н. (2018) Плюмы – новое слово в геологии Урала. *Литосфера*, **18**(4), 483-499. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-4-483-499>
- Пучков В.Н., Иванов К.С. (1983) К стратиграфии ранне-среднедевонских отложений Сакмарской зоны. *Ежегодник-1982 ИГиГ УНЦ АН СССР*. Свердловск, 6-8.
- Рязанцев А.В., Борисенко Д.В., Дубинина С.В., Калинина Е.А., Кузнецов Н.Б., Матвеева Е.А., Аристов В.А. (2005) Общая структура Сакмарской зоны Южного Урала в районе медногорских колчеданных месторождений. *Очерки по региональной тектонике. Т. 1: Южный Урал*. М.: Наука, 84-134.
- Самыгин С.Г., Милеев В.С., Голицын Б.Г. (2005) Зона Уралтау: геодинамическая природа и структурная эволюция. *Очерки по региональной тектонике. Т. 1: Южный Урал*. М.: Наука, 9-35.
- Самыгин С.Г., Федорова А.А., Бибикина Е.В., Карякин Ю.В. (2007) Вендский надсубдукционный вулканизм в Уралтауской зоне (Южный Урал). *ДАН*, **416**(1), 81-85.
- Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М. (2003) Главный Уральский разлом на Южном Урале: структура и основные этапы формирования. *Геотектоника*, (3), 42-64.

- Серавкин И.Б., Родичева З.И. (1990) Кракинско-Медногорский палеовулканический пояс. Уфа: ИГ БНЦ УрО АН СССР, 53 с.
- Смирнова И.А., Черкасов В.Л., Тищенко В.Т. (1986) Еще раз о геологическом строении и возрасте вулканогенных пород и колчеданного оруденения Медногорского рудного района. *Вулканизм и металлогения геосинклиналей*. Уфа: БФАН СССР, 82-92.
- Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала. (1993) Уфа: УНЦ РАН, 217 с.
- Тектоника Урала: Объяснительная записка к тектонической карте масштаба 1:1 000 000. (1977) М.: Наука, 120 с.
- Тищенко В.Т. (1971) Щелочно-базальтоидная формация нижнего девона в южной части западного крыла Магнитогорского прогиба. *Тезисы докл. к I симпозиуму по вулканизму Южного Урала*. Миасс: УНЦ РАН, 43-44.
- Федоров П.И., Кориневский В.Г., Золотарев Б.П. (2017) Геохимия раннедевонских калиевых пород Сакмарской зоны Южного Урала. *Геохимия*, (4), 314-328. <https://doi.org/10.7868/S0016752517020029>
- Ферштатер Г.Б. (2013) Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 368 с.
- Формирование земной коры Урала. (1986) М.: Наука, 248 с.
- Хворова И.В. Кремниевые брекчии в палеозое Южного Урала. (1974) *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, (8), 68-74.
- Холоднов В.В., Шардакова Г.Ю., Пучков В.Н., Петров Г.А., Шагало Е.С., Салихов Д.Н., Коровко А.В., Прибавкин С.В., Рахимов И.Р., Бородин Н.С. (2021) Палеозойский гранитоидный магматизм Урала как отражение этапов геодинамической и геохимической эволюции коллизионного орогена. *Геодинамика и тектонофизика*, 12(2), 225-245. doi:10.5800/GT-2021-12-2-0522
- Холоднов В.В., Шардакова Г.Ю., Косарев А.М., Шагало Е.С., Бочарникова Т.Д. (2023) Постаккреционный магматизм (D₃-C₁) Магнитогорской мегазоны (Южный Урал): роль источников в процессах плюмлитосферного взаимодействия. *Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит*. Мат-лы VI Всеросс. науч. конф. с междунар. участием. Владивосток: Изд-во ДВФУ, 335-339.
- Шардакова Г.Ю. (2022) Новые данные по геохимии и изотопии цирконов из раннекембрийских гранитов Уфалейского блока (Средний Урал): шаг к корректировке геодинамических представлений. *Литосфера*, 22(1), 55-74. DOI: 10.24930/1681-9004-2022-22-1-55-74
- Fitton J.G., Saunders A.D., Norry M.J., Hardarson B.S., and Taylor R.N. (1997) Thermal and chemical structure of the Iceland plume. *Earth Planet. Sci. Lett.*, (153), 197-208. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00170-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00170-2)
- Lennykh V.I., Valiser P.M. (1999) High-pressure metamorphic rocks of the Maksyutov complex Southern Urals. *4-th International eclogite field symposium*. Novosibirsk, 64 p.
- Pearce J.A. (2008) Geochemical fingerprinting of oceanic basalts applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos.*, (100), 14-48. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the Oceanic Basins. (Geol. Soc. Spec. Publ., 42, 313-345)*. DOI: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19
- Thirlwall M.F., Upton B.G.J., Jenkins C. (1994) Interaction between continental lithosphere and the Iceland plume – Sr – Nd – Pb isotope chemistry of Tertiary basalts, NE Greenland. *Petrol.*, (35), 839-879.
- Volkova N.I., Frenkel A.E., Budanov V.I., Lepezin G.G. (2004) Geochemical signatures for eclogite protolith from the Maksyutov Complex, South Urals. *J. Asian Earth Sci.*, (23), 745-759.

REFERENCES

- Abdulin A.A., Avdeev A.Z., Seitov N.S. (1977) Tectonics of the Sakmara and Or-Ilek Mugodzhazh zones. Alma-Ata, Nauka Publ., 238 p. (In Russ.)
- Aristov V.A., Borisyonok D.V., Ruzhentsev S.V. (2005) Conodont stratigraphy of the Devonian deposits of the western slope of the Southern Urals. *Essays on regional tectonics. T. 1. Southern Urals*. Moscow, Nauka Publ., 36-55. (In Russ.)
- Artyushkova O.V. (2014) Devonian conodonts from volcanic-siliceous deposits of the Magnitogorsk megazone of the Southern Urals. Ufa, DizainPress, 152 p. (In Russ.)
- Arzhavitina M.Yu. (1976) Dissection of the Zilair Formation of the Magnitogorsk mega-clinorium according to mineral components. *Dokl. AN SSSR*, 229(3), 679-682. (In Russ.)
- Avdeiko G.P., Palueva A.A., Khleborodova O.A. (2006) Geodynamic conditions of volcanism and magma formation in the Kuril-Kamchatka island-arc system. *Petrology*, 14(3), 230-246. <https://doi.org/10.1134/S0869591106030027>
- Belkov Yu.P. (1978) Paleovolcanism of the ore field of the Komsomolskoe deposit and pyrite ore formation. *Volcanic formations of the Urals*. Sverdlovsk, UNTs RAN, 122-127. (In Russ.)
- Bochkarev V.S., Yazeva R.G. (2000) Subalkaline magmatism of the Urals. Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 256 p. (In Russ.)
- Bogatikov O.A., Kovalenko V.I., Sharkov E.V. (2010) Magmatism, tectonics, geodynamics of the Earth. Communication in time and space. Moscow, Nauka Publ, 606 p. (In Russ.)
- Borisenok D.V., Ryazantsev A.V. (2005) Volcanogenic complexes of the Lower Paleozoic at the junction of the Sakmara and Prisakmarsko-Voznesenskaya zones of the Southern Urals. *Essays on regional tectonics. T. 1. Southern Urals*. Moscow, Nauka Publ., 135-153. (In Russ.)
- Borodaev Y.U.S., Koren' T.N., Petrovskii A.D. (1963) Add To Selected About the discovery of graptolites in the quarry of the Blyavinsky copper pyrite deposit in the Southern Urals. *Dokl. Akad. Nauk*, 150(5), 1107-1108. (In Russ.)
- Copper pyrite deposits of the Urals: Geological conditions of placement. (1985) (V.A. Prokin, V.M. Necheukhin, P.F. Sopko et al.) Sverdlovsk, UNTs AN SSSR Publ., 288 p. (In Russ.)
- Danilenko S.A. (1991) On the chemistry of supraore basalts

- of the Komsomolsk deposit. *Trace elements in igneous, metamorphic and ore formations of the Urals*. Ufa, BNTs UrO AN SSSR Publ., 116-121. (In Russ.)
- Fedorov P.I., Korinevskii V.G., Zolotarev B.P. (2017) Geochemistry of Early Devonian rocks of the Sakmara zone, Southern Urals. *Geochem. Int.*, **55**(4), 341-354. <https://doi.org/10.1134/S0016702917020021>
- Fershtater G.B. (2013) Paleozoic intrusive magmatism of the Middle and Southern Urals. Ekaterinburg, RIO UrO RAN Publ., 368 p. (In Russ.)
- Fitton J.G., Saunders A.D., Norry M.J., Hardarson B.S., and Taylor R.N. (1997) Thermal and chemical structure of the Iceland plume. *Earth Planet. Sci. Lett.*, (153), 197-208. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00170-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00170-2)
- Formation of the earth's crust of the Urals. (1986) (Ivanov S.N. Puchkov V.N., K.S. Ivanov et al.) Moscow, 248 p. (In Russ.)
- Ivanov K.S. (1998) The main features of the geological history (1.6–0.2 billion years) and the structure of the Urals. Ekaterinburg, 252 p. (In Russ.)
- History of the development of the Ural paleocean. (1984) (Eds L.P. Zonenshain, V.V. Matveenko). Moscow, Institut Okeanologii AN SSSR Publ., 162 p. (In Russ.)
- Kholodnov V.V., Shardakova G.Yu., Kosarev A.M., Shagalov E.S., Bocharnikova T.D. (2023) Post-accretionary magmatism (D₃–C₁) of the Magnitogorsk megazone (Southern Urals): the role of sources in the processes of plume–lithospheric interaction. *Geological processes in the conditions of subduction, collision and sliding of lithospheric plates*. Materials of the VI Scientific Conference. Vladivostok, FEPU Publ., 335-339. (In Russ.)
- Kholodnov V.V., Shardakova G.Yu., Puchkov V.N., Petrov G.A., Shagalov E.S., Salikhov D.N., Korovko A.V., Pribavkin S.V., Rakhimov I.R., Borodina N.S. (2021) Paleozoic granitoid magmatism of the Urals: the reflection of the stages of geodynamic and geochemical evolution of a collisional orogen. *Geodynam. Tectonophys.*, **12**(2), 225-245. doi:10.5800/GT-2021-12-2-0522
- Khvorova I.V. Silicon breccias in the Paleozoic of the Southern Urals. (1974) *Proceedings of the Academy of Sciences of the USSR. Ser. geol.*, (8), 68-74. (In Russ.)
- Korinevskii V.G. (1976) Early geosynclinal dike complex Mugodzhar. *Alkaline, basic and ultrabasic complexes of the Urals*. Sverdlovsk, 34-40. (In Russ.)
- Korinevskii V.G. (1989) Paleozoic ophiolites of the Urals. *Geotectonics*, (2), 34-44. (In Russ.)
- Korinevskii V.G. (1971) Potassium alkaline eifelian basalts of the Sakmara Mugodzhar zone. *Ezhegodnik-70*. Sverdlovsk, IGG UNTs AN SSSR Publ., 16-19. (In Russ.)
- Kosarev A.M. (2007) Early Emsian moderately alkaline and alkaline volcanism in the Southern Urals: geochemical features and geodynamic reconstructions. *Lithosphere (Russia)*, (6), 54-70. (In Russ.)
- Kosarev A.M. (2015) Geology and geochemical features of the Early Paleozoic volcanic rocks of the Sakmara and Voznesensko–Sakmara zones in the Southern Urals. *Lithosphere (Russia)*, (2), 40-64. (In Russ.)
- Kosarev A.M., Puchkov V.N., Seravkin I.B., Shafigullina G.T. (2022) Pyrite-bearing volcanic complexes of the Magnitogorsk paleoisular-arc megazone in the Southern Urals: models of ore-magmatic systems, geodynamic reconstructions. *Petrology*, **30**(1), 82-106. <https://doi.org/10.1134/S0869591122010052>
- Kosarev A.M., Seravkin I.B., Kholodnov V.V. (2014) Geodynamic and petrological-geochemical aspects of zonality of the Magnitogorsk pyrite-bearing megazone in the Southern Urals. *Lithosphere (Russia)*, (2), 3-25. (In Russ.)
- Kosarev A.M., Svetov S.A., Chazhengina S.Yu., Shafigullina G.T. (2018) Boninite variolites of the Buribay volcanic complex of the South Urals: mineralogy, geochemistry and conditions of formation. *Lithosphere (Russia)*, **18**(2), 246-279. (In Russ.) DOI: <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-2-246-279>
- Krasnobaev A.A., Davydov V.A., Lennykh V.I. et al. (1996) Age of zircons and rutiles of the Maksyutov Complex (preliminary data). *Ezhegodnik-1995*. IGG UrO RAN. Ekaterinburg, 13-16. (In Russ.)
- Kropachev S.M., Borodaev Yu.S., Goncharova T.Ya. (1968) Blyavinsky ore district. *Paleozoic volcanism and pyrite deposits of the Southern Urals*. Moscow, MGU Publ., 97-150. (In Russ.)
- Lennykh V.I. (1984) Douralides of the junction zone between the East European Platform and the Urals. *Metamorphism and tectonics of the western zones of the Urals*. Sverdlovsk, UNTs AN SSSR Publ., 21-42. (In Russ.)
- Lennykh V.I., Valiser P.M. (1999) High-pressure metamorphic rocks of the Maksyutov complex Southern Urals. *4-th International eclogite field symposium*. Novosibirsk, 64 p. (In Russ.)
- Maslennikov V.V. (1999) Sedimentogenesis, halmyrolysis and ecology of pyrite-bearing paleohydrothermal fields (on the example of the Southern Urals). Miass, IMin UrO RAN Publ., 347 p. (In Russ.)
- Murdmay I.O. (1987) Facies of the oceans. Moscow, Nauka Publ., 303 p. (In Russ.)
- Narkisova V.A. (2005) Petrochemistry of late Ordovician – early Devonian basaltoids of the southern part of the Tagil zone of the Middle Urals. Abstract ... cand. geol. and min. sci. Moscow, 24 p. (In Russ.)
- Pearce J.A. (2008) Geochemical fingerprinting of oceanic basalts applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos.*, (100), 14-48. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>
- Petrov G.A. (2022) Geochemical features of volcanics of the northern part of the Tagil structure as a reflection of the evolution of the subduction paleozone. *Lithosphere (Russia)*, **22**(6), 709-740. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-6-709-740>
- Puchkov V.N. (2010) Geology of the Urals and Cis–Urals (topical issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny). Ufa, DizainPoligrafServis Publ., 280 p. (In Russ.)
- Puchkov V.N. (2000) Paleogeodynamics of the Southern and Middle Urals. Ufa, Dauriya Publ., 146 p. (In Russ.)
- Puchkov V.N. (2018) Plumes – a new word in the geology of the Urals. *Lithosphere (Russia)*, **18**(4), 483-499. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-4-483-499>
- Puchkov V.N., Ivanov K.S. (1983) On the stratigraphy of the Early-Middle Devonian deposits of the Sakmara zone. *Ezhegodnik-1982*. IGG UNTs AN SSSR. Sverdlovsk, 6-8. (In Russ.)
- Ryazantsev A.V., Borisenok D.V., Dubinina S.V., Kalinina E.A., Kuznetsov N.B., Matveeva E.A., Aristov V.A. (2005) General structure of the Sakmara zone of the

- Southern Urals in the area of the Mednogorsk pyrite deposits. *Essays on regional tectonics. V. 1: Southern Urals*. Moscow, Nauka Publ., 84-134. (In Russ.)
- Samygin S.G., Fedorova A.A., Bibikova E.V., Karyakin Yu.V. (2007) Vendian suprasubduction volcanism in the Uraltau zone (Southern Urals). *Dokl. Akad. Nauk*, **416**(1), 81-85. (In Russ.)
- Samygin S.G., Mileev V.S., Golionko B.G. (2005) Uraltau zone: geodynamic nature and structural evolution. *Essays on regional tectonics. V. 1: Southern Urals*. Moscow, Nauka Publ., 9-35.
- Seravkin I.B., Rodicheva Z.I. (1990) Krakino–Mednogorsk paleovolcanic belt. Ufa, IG BNTs UrO AN SSSR Publ., 53 p. (In Russ.)
- Seravkin I.B., Znamensky S.E., Kosarev A.M. (2003) The Main Ural Fault in the Southern Urals: structure and main stages of formation. *Geotectonics*, (3), 42-64.
- Shardakova G.Yu. (2022) New data on the trace element composition and Lu-Hf isotopic system of zircons from the Early Cambrian granites of the Ufaley block (Middle Urals): a step to the correction of geodynamic concepts. *Lithosphere (Russia)*, **22**(1), 55-74. DOI: 10.24930/1681-9004-2022-22-1-55-74
- Smirnova I.A., Cherkasov V.L., Tishchenko V.T. (1986) Once again about the geological structure and age of volcanogenic rocks and pyrite mineralization of the Mednogorsk ore region. *Volcanism and metallogeny of geosynclines*. Ufa, BFAN SSSR Publ., 82-92. (In Russ.)
- Stratigraphy and correlation of the Middle Paleozoic volcanogenic complexes of the main copper pyrite regions of the Southern Urals. (1993) Ufa, UNTs RAN Publ., 217 p. (In Russ.)
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the Oceanic Basins. (Geol. Soc. Spec. Publ., 42, 313-345)*. DOI: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19
- Tectonics of the Urals: Explanatory note to the tectonic map at a scale of 1:1 000 000. (1977) Moscow, Nauka Publ., 120 p. (In Russ.)
- Tishchenko V.T. (1971) Lower Devonian alkaline-basaltoid formation in the southern part of the western flank of the Magnitogorsk trough. *Abstracts to the 1st Symposium on the volcanism of the Southern Urals*. Miass, UNTs RAN Publ., 43-44. (In Russ.)
- Thirlwall M.F., Upton B.G.J., Jenkins C. (1994) Interaction between continental lithosphere and the Iceland plume – Sr – Nd – Pb isotope chemistry of Tertiary basalts, NE Greenland. *Petrol.*, (35), 839-879.
- Volcanism of the Southern Urals. (1992) (I.B. Seravkin, A.M. Kosarev, D.N. Salikhov, S.E. Znamenskii, Z.I. Rodicheva, M.V. Rykus, V.I. Snachev). Moscow, Nauka Pub., 197 p. (In Russ.)
- Volkova N.I., Frenkel A.E., Budanov V.I., Lepezin G.G. (2004) Geochemical signatures for eclogite protolith from the Maksyutov Complex, South Urals. *J. Asian Earth Sci.*, (23), 745-759.
- Volynets O.N., Antipin V.S., Perepelov A.B., Anoshin G.N. (1990) Geochemistry of volcanic series of the island-arc system in application to geodynamics (Kamchatka). *Geol. Geophys.*, (5), 3-13. (In Russ.)
- Zavaritskii V.A. (1946) Spilito-keratophyric formation in the vicinity of the Blyava deposit in the Urals. *Tr. GIN AN USSR*, **71**(24), 83. (In Russ.)
- Zolotarev B.P., Il'inskaya M.N., Korinevskii V.G. (1975) Composition and geochemical features of the potassium alkaline variety of trachyandesite-basalts. *Izv. Akademii Nauk SSSR. Ser. Geol.*, (1), 136-149. (In Russ.)

УДК 551.8+470.5

DOI: 10.24930/2500-302X-2024-24-5-785-809

Рифтогенные бассейны на аккреционно-коллизийной стадии развития складчатого пояса: восточный склон Южного и Среднего Урала в карбоне

Г. А. Мизенс, С. А. Дуб

Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург,
ул. Академика Вонсовского, 15, e-mails: mizens@igg.uran.ru; sapurin@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 02.02.2024 г., принята к печати 27.02.2024 г.

Объект исследований – бассейны осадконакопления в пределах ранне- и среднекаменноугольных рифтовых (в широком понимании) структур на восточном склоне Южного и Среднего Урала. *Метод исследований* – анализ литологических характеристик осадочных толщ и их взаимоотношений с вулканическими комплексами в целях уточнения особенностей развития рифтогенных бассейнов. *Результаты*. В раннем и среднем карбоне на данной территории существовало несколько крупных рифтогенных бассейнов. Для раннекаменноугольных бассейнов (Магнитогорско-Богдановский грабен и Алапаевско-Каменский рифт) аккреционной окраины Восточно-Европейской платформы характерны относительно мелководные (местами до прибрежно-морских и континентальных) обстановки осадконакопления, обусловленные интенсивным (компенсационным) заполнением впадин осадочным материалом. Значительную роль играли также вулканические образования – лавовые потоки трещинного типа и излияния стратовулканов. В позднем визе процесс рифтогенеза затих, на всей территории установился режим относительно неглубокого шельфового бассейна, который сохранялся до конца раннего карбона. В среднем карбоне вследствие жесткой косой коллизии процесс рифтогенеза возобновился. Но рифтогенные бассейны стали уже другими – меньшими по площади и чаще всего глубоководными. В то же время вулканические процессы в них были проявлены слабо. Для этих бассейнов наиболее характерны флишевые комплексы. Удлиненная форма бассейнов, большие мощности осадочных толщ, фациальная изменчивость по латерали, обилие грубообломочных пород, состоящих в значительной степени из обломков непосредственно подстилающих отложений (визейских, серпуховских, башкирских), позволяют предполагать, что ранне- и среднекаменноугольные рифты на восточном склоне Южного и Среднего Урала имели сдвиговую природу, т. е. являлись впадинами типа пулл-апарта (pull-apart).

Ключевые слова: восточный склон Урала, нижний карбон, средний карбон, рифты, пулл-апарт впадины, бассейны осадконакопления, обломочные породы, известняки, вулканы

Источник финансирования

Исследования выполнены в рамках темы государственного задания ИГГ УрО РАН № 123011800013-6

Rifting Basins at the Accretion-Collision Stage of Fold Belt Development: Eastern Slope of the Southern and Middle Urals in the Carboniferous

Gunar A. Mizens, Semyon A. Dub

A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Academician Vonsovsky st.,
Ekaterinburg 620110, Russia, e-mails: mizens@igg.uran.ru; sapurin@igg.uran.ru

Received 02.02.2024, accepted 27.02.2024

Research subject. Sedimentary basins within the Mississippian and Early Pennsylvanian (Middle Carboniferous of Russia) rift (sensu lato) structures on the eastern slope of the Southern and Middle Urals. *Methods.* An analysis of lithological characteristics of sedimentary rocks and relationships with volcanic complexes in order to clarify the evolution of rifting basins. *Results.* During the Mississippian and Early Pennsylvanian, several large rifting basins were common in this area. The Early Carboniferous rifting basins (Magnitogorsk-Bogdanovskoe graben and Alapaevsk-Kamensk rift) of accretionary margin of the East European craton were characterized by relatively shallow-water (in some places up to coastal-ma-

Для цитирования: Мизенс Г.А., Дуб С.А. (2024) Рифтогенные бассейны на аккреционно-коллизийной стадии развития складчатого пояса: восточный склон Южного и Среднего Урала в карбоне. *Литосфера*, 24(5), 785-809. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-5-785-809>

For citation: Mizens G.A., Dub S.A. (2024) Rifting Basins at the Accretion-Collision Stage of Fold Belt Development: Eastern Slope of the Southern and Middle Urals in the Carboniferous. *Lithosphere (Russia)*, 24(5), 785-809. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-5-785-809>

rine and continental) environments, caused by intensive (compensatory) filling of depressions with sedimentary material. In this case, volcanic rocks – those of fissure-type and stratovolcanoes lava flows – also played a significant role. In the Late Viséan, the rifting process paused; a relatively shallow shelf basin regime was established throughout the entire area, which persisted until the end of the Early Carboniferous. In the Early Pennsylvanian, due to a hard oblique collision, the rifting process resumed. However, the rifting basins were already smaller in terms of area and most often deeper, whereas the occurring volcanic processes were less intensive. The characteristic feature of these basins was the presence of flysch complexes. The elongated shape of the rifting basins, large thicknesses of sedimentary strata, lateral facies variability, and the abundance of coarse clastic rocks, consisting largely of fragments of directly underlying sediments (Viséan, Serpukhovian, Bashkirian), suggest that the Mississippian and Early Pennsylvanian rifts of the Southern and Middle Urals eastern slope had a strike-slip nature, i.e., the rifting basins were pull-apart type depressions.

Keywords: *eastern slope of the Urals, Mississippian and Early Pennsylvanian, strike-slip rifts, pull-apart basins, sedimentary basins, clastic rocks, limestones, volcanites*

Funding information

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

Acknowledgements

The authors are grateful to anonymous reviewers whose comments and recommendations allowed to look at the issues under discussion from a new angle and improve the text accordingly.

ВВЕДЕНИЕ

В геологической истории уралид отчетливо выделяется несколько стадий, различающихся по характеру геодинамических процессов: континентальный рифтогенез, океаническая, аккреционно-коллизионная и платформенная стадии. Закрытие океанического бассейна и формирование горной системы – аккреционно-коллизионная стадия – приходится на поздний палеозой. Процессы, происходившие в то время, трактуются далеко не однозначно, даже иногда противоречиво. В связи с этим большое значение имеет реконструкция хронологии тектонических событий, которая может быть выполнена на основе анализа осадочных и вулканических комплексов.

По мнению большинства исследователей (Пучков, 1996, 2000, 2010; Тевелев и др., 2005; Нечуехин, Волчек, 2012; Буртман и др., 2020; Иванов, Пучков, 2022; и др.), в конце девона – начале карбона Магнитогорская и Тагильская островные дуги подтянулись вплотную к Восточно-Европейской платформе (в составе континента Лавруссии) и столкнулись с ней, что привело к возникновению аккреционного комплекса и поднятию кордильеры Уралтау. Метаморфические индикаторы аккреционно-коллизионных процессов на Среднем и Северном Урале свидетельствуют о том, что начало данной стадии в соответствующих сегментах региона приходится на фаменский век (Петров и др., 2008).

В турнейском веке зона субдукции переместилась на восток, где до начала среднего карбона существовали так называемые остаточные океанические бассейны. С этого времени она находилась на территории современного Тургайского прогиба и имела падение под Казахстанский континент, о чем свидетельствует петрогеохимический состав вулканитов Валерьяновской зоны (Тевелев и др., 2005). По представлениям В.С. Буртмана с соавторами (2020), в раннем карбоне субдукция происходила также и под Восточно-Европейский континент (ВЕК) с аккретированным к нему Восточно-Уральским микроконтинентом. Ранее к такому заключению пришел и В.Н. Пучков (2000, 2010). В результате большая часть коры Уральского океана была поглощена и континенты к середине башкирского века пришли в столкновение (началась “жесткая коллизия”). Таким образом, в настоящее время восточная часть Урала представляет собой сложный коллаж разнородных блоков островных дуг и микроконтинента(ов), существовавших в океаническом бассейне и сохранивших черты своего первоначального строения.

Согласно В.Н. Пучкову (2000, 2010), упомянутые блоки объединяются в три крупных структурных элемента: Тагило-Магнитогорскую, Восточно-Уральскую и Зауральскую мегазоны. Тагило-Магнитогорская представляет собой область развития островодужных вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций, Восточно-Уральская сложена микроконтинентальными блоками (бло-

ком?), а также террейнами палеозойских офиолитовых и островодужных комплексов, а Зауральская – палеозойскими осадочными и вулканогенными толщами и турнейско-раннебашкирским вулканоплутоническим комплексом. Установлено, что в этих тектонических структурах в карбоне (т. е. в пределах аккреционной окраины ВЕК) развиты крупномасштабные – до 1000 км – сдвиговые смещения (скорее всего, обусловленные вращением ВЕК или косой коллизией), зафиксированные как методами структурного анализа, так и палеомагнитными исследованиями (Иванов, 1998; Пучков, 2000, 2010; Петров и др., 2008, 2010; Свяжина и др., 2008; Мизенс, Свяжина, 2010; и др.). С подобными сдвиговыми дислокациями связаны узкие протяженные впадины (рифты¹ или грабены), характеристике которых (в первую очередь условиям осадконакопления) и посвящена настоящая статья.

Аналогичные рифтогенные бассейны, относящиеся к разным геодинамическим обстановкам, известны и в настоящее время (Йогансон, 2005; Петров, 2010; Кохан и др., 2016). В частности, они распространены в западной периферии Тихого (Ханчук и др., 1997; Симаненко и др., 2006; Филатова, 2008) и Атлантического (Rosencrantz et al., 1988; Leroy et al., 2000; Дубинин и др., 2016) океанов. По размерам такие бассейны могут варьироваться от малых ложбин проседания вдоль сдвигов до бассейнов в форме ромбов и параллелограммов длиной до 500 км и шириной ~100 км (Peacock, Sanderson, 1995; Okada, 1999; Civile et al., 2012). Часто такие син-сдвиговые (присдвиговые, или пуллапарт) бассейны развиваются в тыловых частях островодужных систем и активных континентальных окраин. К последнему типу, по-видимому, и относятся тектонические обстановки, существовавшие в раннем карбоне в пределах современного восточного склона Урала.

ОБЪЕКТЫ ИЗУЧЕНИЯ

В настоящей статье рассмотрены рифтогенные бассейны, существовавшие в раннем и среднем карбоне на территории современного восточного склона Южного и Среднего Урала, анализи-

руется их строение и условия осадконакопления с использованием уже известных и новых сведений. Среди бассейнов раннего карбона (рис. 1) рассмотрены Магнитогорско-Богдановский грабен в южноуральской части Тагило-Магнитогорской (далее просто «Магнитогорской») мегазоны и Алапаевско-Каменский («бекленищевский») рифт на Среднем Урале (Восточно-Уральская мегазона). Характеристика рифтогенных бассейнов среднего карбона представлена на основании изучения южноуральских уртазымской и кардаиловской свит, а также среднеуральских ключевской, щербаковской, прищановской, алапаихинской, малобелоносовской, кунарской, нейвинской, карабольской, усмановской свит. Согласно структурно-фациальному районированию Алапаевско-Теченской зоны (называемой также в ряде публикаций Алапаевско-Каменской и Сосьвинско-Теченской) для нижнего-среднего карбона (Стратиграфические ..., 1993; Пучков, 2000; Мизенс и др., 2012; Кучева, Степанова, 2013), карабольская и усмановская свиты относятся к Багарякско-Аргаяшской подзоне, малобелоносовская свита – к Рефтинско-Смолинской, тогда как ключевская и щербаковская свиты, как и прищановская, кунарская и алапаихинская, распространены в Махневско-Егоршинско-Каменской подзоне².

Установлено, что образование раннекаменноугольных рифтовых структур Южного Урала, в том числе Магнитогорско-Богдановского грабена, произошло в результате действия сдвиговых процессов в режиме локального растяжения (транстензии) (Салихов и др., 2014, 2019; Тевелев и др., 2021). Рифтогенные бассейны Среднего Урала также имеют сдвиговую природу, при этом бассейны среднего карбона, скорее всего, формировались в обстановке транспрессии (Знаменский, Знаменская, 2008; Нечехин, Волчек, 2012).

РИФТОГЕННЫЕ БАСЕЙНЫ РАННЕГО КАРБОНА

Южный Урал

На юге Урала наиболее известной рифтовой структурой аккреционно-коллизийной стадии является Магнитогорско-Богдановский грабен (рис. 2), приуроченный к центральной части Магнитогорской мегазоны (Центрально-Магнитогорской зоне) и подразделяющийся на Кизильскую, Кипчак-Аркаимскую и Магнитогорскую под-

¹ В настоящей работе данный термин употребляется в широком смысле, т. е. включает в себя не только типичные рифты, характерные для начальных стадий тектонических циклов (циклов Вилсона, по (Dewey, Burke, 1974)) и образующиеся при региональных процессах растяжения земной коры, но и другие сходные с ними по морфологии структуры, в том числе сдвиговые рифты, связанные с локальными растяжениями (Милановский, 1976; Добрецов и др., 2013; Дубинин и др., 2016). Для рифтов *sensu lato* вулканизм не является обязательно присущим признаком.

² Согласно иному структурно-тектоническому районированию Алапаевско-Теченской зоны (Коровко и др., 2007; Государственная..., 2011; и др.), малобелоносовская, а также ключевская и щербаковская свиты относятся к Рефтинско-Каменской подзоне, а прищановская, кунарская и алапаихинская свиты – к Алапаевско-Айбыкульской подзоне.

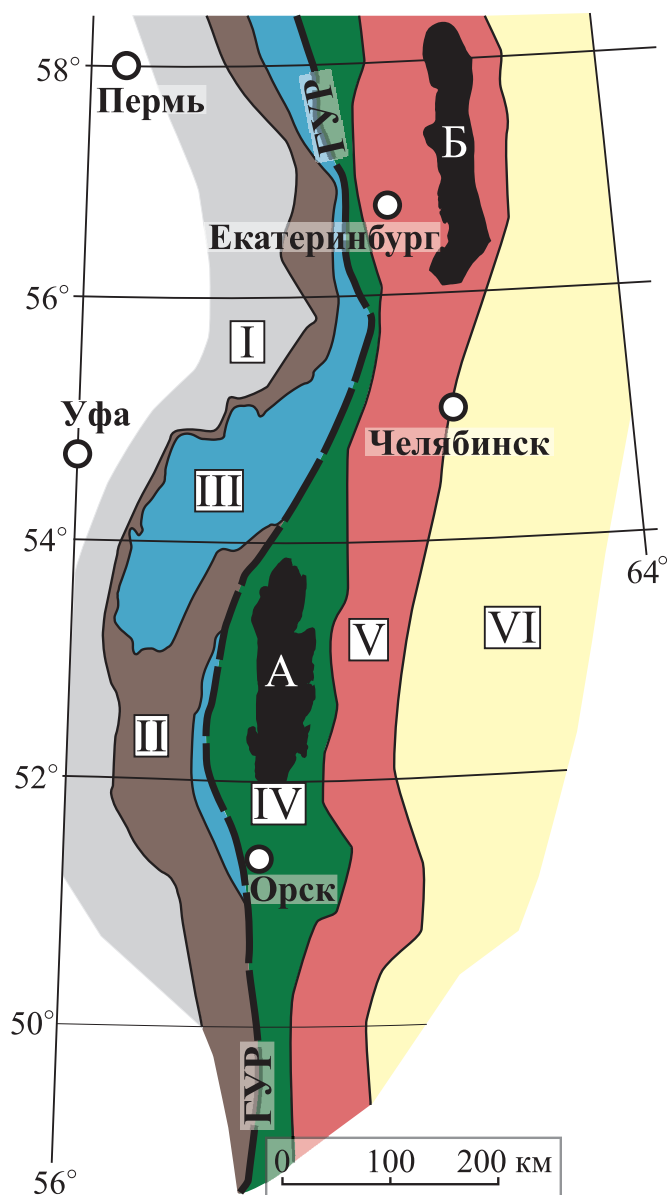


Рис. 1. Расположение рифтогенных бассейнов раннекаменноугольного времени (А и Б) на схеме геологического строения Южного и Среднего Урала.

Мегазоны (Пучков, 2000, 2010): I – Предуральская, II – Западно-Уральская, III – Центрально-Уральская, IV – Тагил-Магнитогорская, V – Восточно-Уральская, VI – Зауральская. А – Магнитогорско-Богдановский грабен, Б – Алапаевско-Каменский рифт.

Fig. 1. Location of rift basins of the Early Carboniferous Epoch (A and B) in the geological structure of the Southern and Middle Urals.

Megazones (Puchkov, 2000, 2010): I – Cisuralian, II – West Uralian, III – Central Uralian, IV – Tagil-Magnitogorskian, V – East Uralian, VI – Transuralian. A – Magnitogorsk-Bogdanovskoe graben, B – Alapaevsk-Kamensk rift.

зоны³ (Салихов, Яркова, 1992; Салихов и др., 2014, 2019; Kosarev et al., 2021). По мнению Д.Н. Салихова с соавторами (2019), данный грабен формировался и развивался в процессе растяжения земной коры в условиях косоориентированного столкновения островной дуги с ВЕК и может быть отнесен к структурам типа пулл-апарт. Заложение рифтогенных бассейнов связано с активизацией вулканизма в пределах Центрально- и Восточно-Магнитогорской зон в середине (точнее, в конце раннего) турне (Знаменский и др., 1992; Салихов, Яркова, 1992; Сурин, Мосейчук, 1997; Язева, Бочкарев, 1998; Тевелев, Кошелева, 2002; Салихов и др., 2014, 2019; и др.). Согласно современным представлениям (Пучков, 2010, Салихов и др., 2019), магматические процессы обусловлены деструкцией коры и влиянием горячих астеносферных диапиров (мантийных плюмов). Формирование вулканических комплексов изначально приурочено к зонам раздвигов шириной до 3–5 км, простиравшихся вдоль грабена. Между ними накапливались толщи осадочных пород, прежде всего известняки. Предполагается, что в турне в пределах грабена существовала одна раздвиговая зона, а в начале визе – уже до шести: от самой юго-восточной – Гусихинской – до крайних северо-западных – Западной и Кирсинской (см. рис. 2). Среди них наиболее протяженным (более 100 км) является Центральный раздвиг, обнажающийся по берегам р. Урал в виде переслаивающихся потоков базальтовых лав и отделяющий Атачскую подзону грабена от Кипчак-Аркаимской. Другой крупный раздвиг – Жарумбайский – протягивается восточнее, на территории Кипчак-Аркаимской подзоны. По данным Д.Н. Салихова с соавторами (2019), зоны Центрального и Жарумбайского раздвигов имеют асимметричное строение: вулканические аппараты центрального типа, в том числе и относительно крупные стратовулканы, проявляются в основном на правых плечах раздвигов, в то время как мелкие вулканические постройки известны как на северном, так и на южном окончаниях раздвиговых зон. Трещинные излияния

³ Не все исследователи подразделяют Магнитогорскую мегазону на три сегмента. Стоит отметить, что еще в 2014 г. Д.Н. Салихов с соавторами выделяли только Западно- и Восточно-Магнитогорскую зоны, относя грабен ко второй из них, но в публикациях последних лет используют трехсегментное районирование. Кроме того, сейчас уже очевидно, что выделение в пределах грабена “Магнитогорской” подзоны выглядит весьма неудачным, запутывающим (особенно с учетом того, что разные исследователи одни и те же тектонические структуры ранжируют по-разному): фактически имеется две тектонических единицы совершенно разного масштаба с одинаковым названием. В этой связи предлагается данную подзону грабена именовать *Атачской* (по историческому названию горы Магнитной).

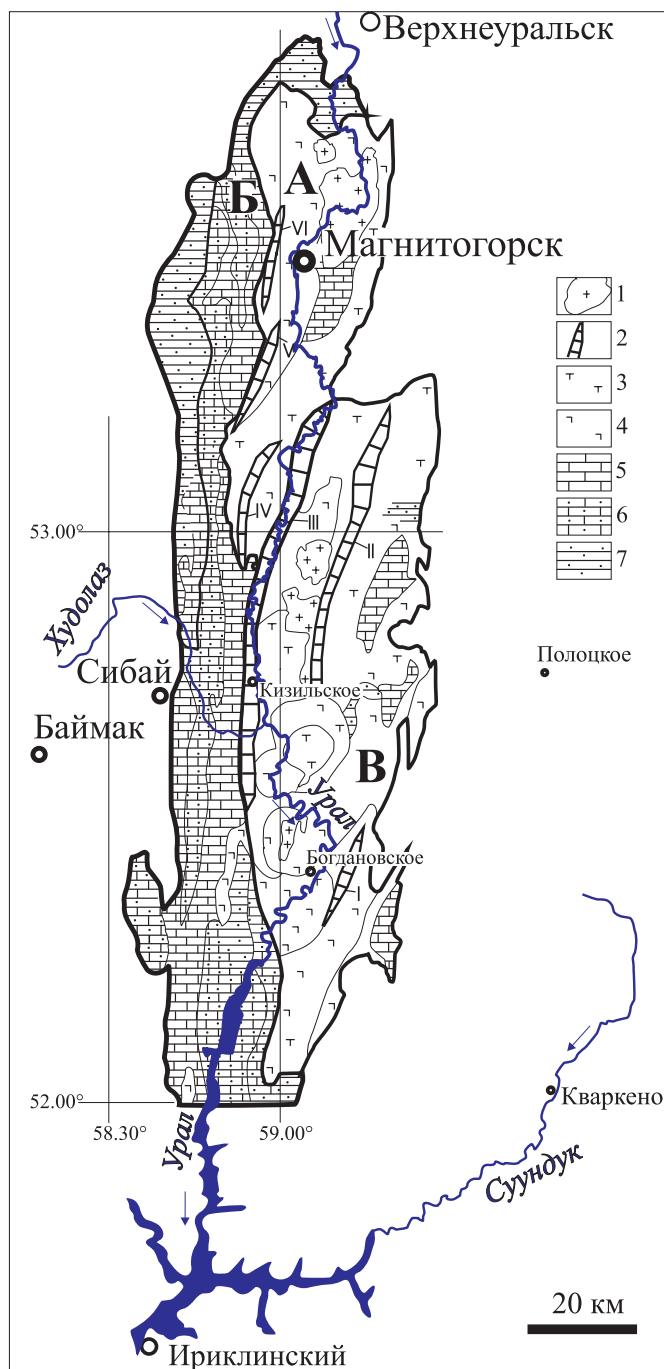


Рис. 2. Схематическая палеовулканическая карта Магнитогорско-Богдановского грабена, составленная Д.Н. Салиховым, И.Р. Рахимовым и Т.А. Осиповой, по (Kosarev et al., 2021), с изменениями.

Подзоны грабена: А – Атачская, Б – Кизильская, В – Кипчак-Аркаимская. 1 – интрузивы гранитоидные; 2 – палеораздвиги; 3, 4 – вулканиты: 3 – трахидацитовые, 4 – базальтоидные; 5 – карбонаты; 6 – карбонатно-терригенные отложения; 7 – вулканотерригенные породы. Римскими цифрами обозначены раздвиги: I – Гусихинский, II – Жарумбайский, III – Центральный, IV – Уральский, V – Западный, VI – Кирсинский.

Fig. 2. Schematic paleovolcanic map of the Magnitogorsk-Bogdanovskoe graben, compiled by D.N. Salikhov, I.R. Rakhimov and T.A. Osipova, after (Kosarev et al., 2021) with changes.

Graben subzones: А – Atach, Б – Kizil, В – Kipchak-Arkaim. 1 – granitoid intrusions; 2 – local tectonic extension zones; 3, 4 – volcanites: 3 – trachydacite, 4 – basaltic/basaltoid; 5 – carbonates (limestones); 6 – carbonate-siliciclastic deposits; 7 – volcano-siliciclastic rocks. Roman numerals indicate the local tectonic extension zones: I – Gusikha, II – Zharumbay, III – Central, IV – Ural, V – Western, VI – Kirsia.

в пределах Центрального раздвиг происходили начиная от косьвинского времени позднего турне и на протяжении всего раннего визе, а в Жарумбайском — только в косьвинское время. Причем основной объем вулканических пород сосредоточен в центральном и восточном секторах грабена.

Вулканисты, распространенные на рассматриваемой территории, выделены в два комплекса (свиты) — березовский и греховский, формировавшихся почти одновременно (по данным биоостратиграфии, греховский в целом несколько более молодой), но разобщенных территориально и по происхождению (Салихов, Яркова, 1992; Салихов и др., 2019). Греховский комплекс представлен лавовыми потоками базальтов трещинного излияния, а березовский — разнообразными излияниями вулканов центрального типа. Породы греховского комплекса имеют субщелочной состав, а вулканисты березовского — промежуточный между базальтами субщелочными и известково-щелочными (Салихов и др., 2013, 2019).

Рассматриваемые вулканогенные и осадочные комплексы⁴ верхнего турне и визе формировались в пределах мелководного моря с вулканическими островами (Салихов, Яркова, 1992; Салихов и др., 2019; Мосейчук и др., 2000; Правикова и др., 2008; и др.). При этом неравномерное опускание морского дна полностью компенсировалось осадконакоплением. Предполагается, что на ранних этапах развития рифтогенного бассейна наиболее крупные острова были характерны для северной и юго-восточной частей грабена. К концу турнейского века они уже почти полностью покрылись морем, в то же время появились новые небольшие острова вулканического происхождения (Смирнов, Смирнова, 1967; Салихов и др., 2019). Начиная с кизеловского горизонта в разрезе присутствуют продукты вулканической деятельности кислого состава, наиболее широко распространенные в южной части грабена. Здесь же встречаются и терригенные отложения, выделяемые в верхнетурнейскую ильясскую свиту, представленные песчаниками и алевролитами, нередко с примесью пирокластики (до туфопесчаников и туфоалевролитов), редкими прослоями базальтов и каменных углей (Мосейчук и др., 2000). Последняя подстилается более грубообломочной михайловской свитой. В течение кизеловского и косьвинского времени в пределах грабена накопились толщи вулканитов мощностью 1000–2500 м.

⁴ Интрузивный магматизм в истории грабена также имел важнейшее значение (в том числе и для формирования рудных месторождений). Он охарактеризован в целом ряде публикаций (Ферштатер, 1966, 2013; Мосейчук и др., 2000; Салихов и др., 2014, 2019; Сурин, 2020; Kosarev et al., 2021; Холоднов и др., 2021; и мн. др.), но в настоящей работе не рассматривается.

Разрезы нижневизейского подъяруса, как и турнейские, на севере грабена (на широте г. Магнитогорска и севернее) сложены преимущественно известняками мощностью до нескольких сотен метров. Карбонатные породы, относящиеся к свитам горы Магнитной⁵ (верхи девона — турнейский ярус нижнего карбона), гусихинской (нижнее визе) и низам кизильской свиты (визейско-башкирского возраста), имеют ограниченное распространение и, скорее всего, формировались на морских поднятиях (банках) — изолированных карбонатных платформах (Постоялко и др., 1990; Степанова, 2016; Кучева, 2019). В более южных районах в это время продолжали накапливаться вулканисты — субщелочные базальты, базальты, дациты, риолиты и их туфы, иногда с прослоями и пачками осадочных пород (Салихов и др., 2019). Мощность нижневизейских вулканогенных толщ там достигает 3000–5000 м. Вулканисты играют некоторую роль и в разрезах верхнего визе. Последние излияния на территории Центрально-Магнитогорской зоны относятся к богдановичскому горизонту (Салихов и др., 2019) (табл. 1).

Восточная часть грабена (Кипчак-Аркаимская подзона) имеет сходное, но несколько более изменчивое строение (Салихов, Яркова, 1992; Стратиграфические..., 1993; Салихов и др., 2019). Здесь большая часть визейского яруса представлена осадочно-вулканогенной толщей мощностью до 3500 м (см. табл. 1): базальтами (в том числе субщелочными), кислыми лавами, различными туфами, туффитами с прослоями вулканомиктовых песчаников и известняков. Верхняя часть визейского яруса и серпуховский ярус сложены слоистыми известняками кизильской свиты, наиболее широко распространенной в западной (Кизильской) подзоне общей мощностью до 2000 м. Область карбонатной седиментации в это время была наиболее обширной. Она распространялась и за пределы грабена, тектоническая активность которого к концу раннего карбона существенно снизилась. Тем не менее структурный план грабена (унаследованный рельефом бассейна) фиксируется в разрезах карбонатной платформы вплоть до среднего карбона. В частности, в Кизильской подзоне распознаются мелководные и депрессионные типы разреза (Пазухин и др., 2009; Степанова, Кучева, 2006; Gorozhanina et al., 2017). Кроме того, западный борт грабена маркируется цепочкой органогенных построек серпуховско-башкирского возраста (Kulagina et al., 2009; Степанова и др., 2013; Горожанина, 2015).

Помимо Магнитогорско-Богдановского грабена в Магнитогорской мегазоне, раннекаменноугольные рифтогенные комплексы известны и в других тектонических структурах Южного Урала (в Коч-

⁵ За пределами грабена ее аналогом является шумилинская свита (D_3-C_1).

Таблица 1. Схема стратиграфии и корреляции нижнекаменноугольных отложений Магнитогорско-Богдановского грабена**Table 1.** Scheme of stratigraphy and correlation of the Lower Carboniferous deposits within the Magnitogorsk-Bogdanovskoe graben

Ярус	Подзоны грабена									
	Кизильская		Атацкая (бывш. Магнитогорская)				Кипчак-Аркаимская			
Баш.	Уртазымская свита	Кардаилловская свита	Кардаилловская свита				Кизильская свита			
Серпуховский	Кизильская свита Известняки		Кизильская свита Известняки				Кизильская свита Известняки			
Визейский	Гусихинская (?) свита Известняки		Березовская и греховская свиты Вулканиды > (?) 6000 м				Березовская и греховская свиты Вулканиды до 3500 м			
Турнейский	Свита горы Магнитной		Свита горы Магнитной				Свита горы Магнитной			
Нижний	Известняки		Известняки, нередко мраморизованные до 160 м				Известняки 150–200 м			
Зилаирская серия	Шумилинская свита		Шумилинская свита				Михайловская и Ильинская свиты			

Примечание. При составлении таблицы использованы работы (Салихов, Яркова, 1992; Стратиграфические..., 1993; Мизенс, 2002; Тевелев и др., 2005; Салихов и др., 2019).

Note. The following works were used in compiling the table (Salikhov, Yarkova, 1992; Stratigraphic..., 1993; Mizens, 2002; Tevelev et al., 2005; Salikhov et al., 2019).

карско-Адамовской зоне Восточно-Уральской мегазоны и Нижнесанарско-Текельдытауской зоне Зауральской мегазоны), а также в Иргизском синклинии Мугоджар (Тевелев и др., 2005, 2021; Pravikova et al., 2023), но в данной работе они не рассматриваются. Упомянутыми авторами установлено, что в целом нижнекаменноугольным вулканическим комплексам восточного склона Южного Урала свойственны признаки как внутриплитных, так и надсубдукционных образований, при этом проявления вулканизма постепенно “омолаживаются” с запада на восток.

Средний Урал

Наличие рифтогенных бассейнов в раннем карбоне можно предположить и на востоке Среднего Урала. В настоящее время имеются сведения о рифтовой структуре (грабене) сложного строения, существовавшей на территории Алапаевско-Теченской структурной зоны Восточно-Уральской мегазоны в турнейское и визейское время. Рифт маркируют породы вулканогенной бекленищевской свиты (табл. 2 и рис. 3, 4), обнажающиеся по берегам рек Исеть, Каменка, Камышенка, Пышма, Рефт и

вскрытые рядом скважин. В основном они приурочены к Рефтинско-Смолинской подзоне⁶. Данная свита сложена главным образом эффузивными породами (в нижней части преимущественно базальтоидами, в верхней преобладают более кислые разности), в меньшей степени в ее составе присутствуют песчаники, алевролиты, углистые аргиллиты, известняки (Волчек, 2008; Петров, 2010; и др.). Стратиграфический диапазон свиты охватывает турнейский ярус, нижнее и основание верхнего визе (Государственная..., 1985; Кучева, Степанова, 1999; Смирнов, Коровко, 2007; Волчек и др., 2018). С подстилающими отложениями контакт преимущественно тектонический, но местами наблюдается несогласное залегание терригенных пород свиты на верхнедевонских известняках (Государственная ..., 2011).

Отложения бекленищевской свиты формировались в мелководных морских и, возможно, частично в наземных условиях. Вулканогенные образова-

⁶ Турнейско-визейские (бекленищевские) вулканиды встречаются также и в Режевской подзоне. В то же время в ее строении не принимают участие породы угленосной серии (Коровко и др., 1992, 2007).

Таблица 2. Схема стратиграфии и корреляции отложений нижнего карбона в районе развития рифтогенных комплексов на востоке Среднего Урала (Алапаевско-Каменский рифт)**Table 2.** Scheme of stratigraphy and correlation of Lower Carboniferous deposits of rifting complexes area in the east of the Middle Urals (Alapaevsk-Kamensk rift)

Ярус	Подзоны Алапаевско-Теченской зоны			
	Режевская		Рефтинско-Смолинская	Махневско-Егоршинско-Каменская
Серпуховск.	Известняки исетской свиты			
Визейский	Верхний	800–1000 м		
	Нижний	Жуковская свита Конгломераты, песчаники, аргиллиты > 1000 м Мироновская свита известняки до 150 м Бекленищевская свита I	Бекленищевская свита базальты, андезиты, дациты Встречаются песчаники, аргиллиты, известняки 2100–2200 м	Смолинская свита Конгломераты, песчаники, аргиллиты, известняки > 300 м
Турнейский	Верхний	Известняки першинской свиты 450–500 м	?	Угленосные отложения полдневской серии 1000–1200 м
	Нижний			

Примечание. При составлении таблицы использованы работы (Еремеев, 1972; Чувашов и др., 1984; Стратиграфические..., 1993; Кучева, Степанова, 1999; Мизенс и др., 2012; и др.). Прерывистыми линиями обозначены тектонические контакты.

Note. The following works were used in compiling the table (Eremeev, 1972; Chuvashov et al., 1984; Stratigraphic..., 1993; Kucheva, Stepanova, 1999; Mizens et al., 2012; et al.). Dashed lines indicate tectonic contacts.

ния в ее составе представлены в основном подводными лавовыми потоками трещинного типа (Петров, 2010). В долине р. Исеть у д. Бекленищева (стратотип свиты) описаны также шлаково-глыбовые лавы порфировых андезибазальтов и андезитов с веерообразным расположением лавовых потоков, свидетельствующие о наличии стратовулканов (Дианова, 1975; Коротеев и др., 1979, 1986). По геохимическим характеристикам вулканиты близки к породам надсубдукционных вулканических серий активных континентальных окраин и вну-

триплитных центров растяжения (Смирнов, Коровко, 2007; Волчек, 2008; Волчек и др., 2018). Вместе с силлами и дайками габбро-долеритов и долеритов, штоками габбро (смолинский комплекс) и дайками плагиогранитов и гранодиоритов (маминский комплекс) в девонских и нижнекаменноугольных образованиях Алапаевско-Теченской зоны свита образует бекленищевскую вулканическую ассоциацию (Государственная..., 2011). Общая мощность свиты – до 2200 м, что свидетельствует об условиях активного прогибания земной коры.

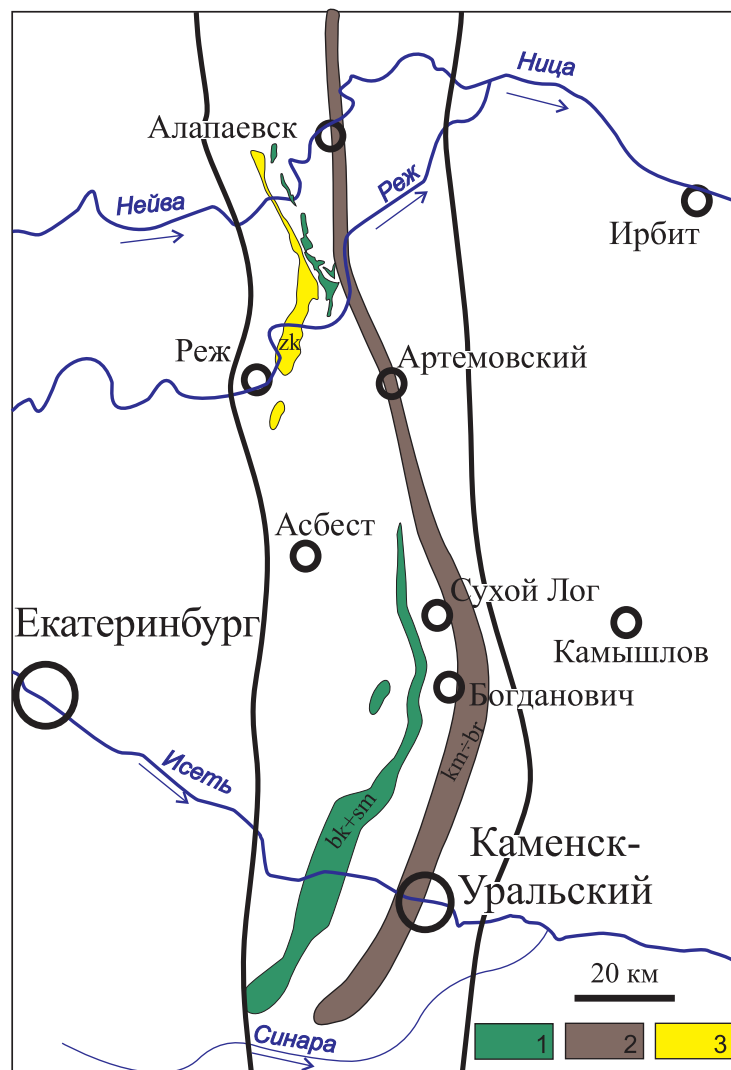


Рис. 3. Схема распространения нижнекаменноугольных терригенных и вулканогенно-терригенных комплексов на восточном склоне Среднего Урала.

1 – отложения бекленищевской (bk) и смолинской (sm) свит, 2 – угленосная полдневская серия (km-br), 3 – жуковская свита (zk). Черные линии – границы Алапаевско-Теченской зоны.

Fig. 3. Scheme of distribution of the Lower Carboniferous siliciclastic and volcano-siliciclastic complexes on the eastern slope of the Middle Urals.

1 – deposits of the Beklenishchevo (bk) and Smolino (sm) formations, 2 – coal-bearing Poldnevskoe Group (km-br), 3 – Zhukovo formation (zk). Black lines – Alapaevsk-Techa zone boundaries.

Восточная часть рифта выполнена морскими, преимущественно мелководными, отложениями смолинской свиты, которые еще дальше на восток сменяются образованиями угленосной полдневской серии (каменная, егоршинская и бурсунская свиты) турнейско-визейского возраста. О формировании упомянутых толщ в непосредственной близости друг к другу свидетельствуют линзы и прослои вулканических туфов в составе смолинской свиты и полдневской серии. Кроме того, в разрезах

по р. Камышенка можно предполагать фациальные контакты (замещения) бекленищевской и смолинской свит, о чем свидетельствуют встречающиеся в последней пласты андезитов (Волчек и др., 2018). Однако латеральные переходы известны только для верхней части бекленищевской свиты, тогда как взаимоотношения ее нижней (турнейской) части со смежными отложениями неизвестны. Более того, о существовании осадочных пород смолинской свиты на этом уровне точных данных нет.

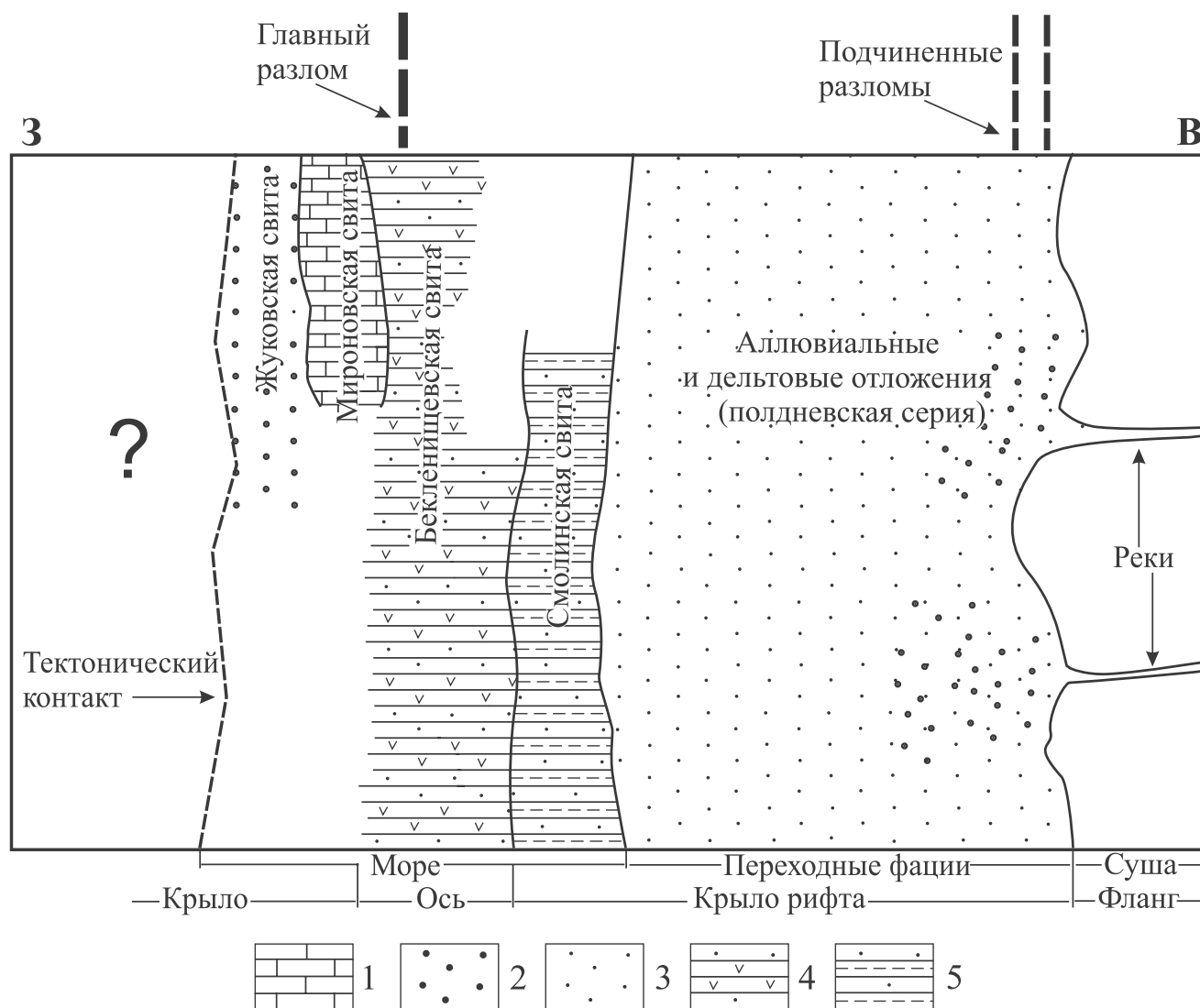


Рис. 4. Модель асимметричного рифтогенного бассейна на восточном склоне Среднего Урала в егоршинское время (на основании строения аналогичных pull-apart бассейнов девонского возраста, описанных в Норвегии (Steel, Gloppen, 1980; Einsele, 2000)).

1 – известняки, 2 – грубообломочные породы, 3 – обломочные породы (песчаники), 4 – вулканогенные и терригенные породы, 5 – песчано-глинистые породы.

Fig. 4. A model of an asymmetric rifting basin on the eastern slope of the Middle Urals (based on the structure of similar pull-apart basins of Devonian age described in Norway (Steel, Gloppen, 1980; Einsele, 2000)).

1 – limestones, 2 – coarse-clastic rocks, 3 – clastic rocks (sandstones), 4 – volcanogenic and siliciclastic rocks, 5 – sandy-argillaceous rocks.

В основании обнаженной части смолинской свиты в ее стратотипе (в окрестностях с. Смолинского на р. Исеть) залегают черные аргиллиты и алевролиты с прослоями пеллециподовых ракушечников и редкими брахиоподами (фации опресненной зоны бассейна), а также русловые конгломераты и гравелиты, распространены прослои и линзы вулканических туфов (Мизенс и др., 2020). На р. Камышенка в аналогичных по составу образо-

ваниях можно встретить хорошо сохранившуюся флору, а в грубо-крупнозернистых песчаниках обнаруживаются обломки каменного угля (Мизенс и др., 2012). В верхней части разреза обнажаются фации основания дельтового конуса, представленные песчаниками, алевролитами, аргиллитами, а также известняки с фораминиферами устьгреховского горизонта нижневизейского подъяруса и жуковского горизонта верхнего визе. Состав обломочно-

го материала песчаников имеет сходство с таким угленосной толщи. Преобладают зерна кварца, присутствуют основные и кислые вулканиты и кремни, встречаются кристаллические сланцы. Последовательность отложений смолинской свиты (увеличение роли тонкозернистых пород вверх по разрезу) на протяжении рассматриваемого возрастного интервала свидетельствует о постепенном углублении бассейна седиментации. Видимая мощность обнаженного интервала данной свиты превышает 300 м (Мизенс и др., 2020). В большинстве случаев контакты терригенных и карбонатных пачек в составе свиты тектонические, поэтому судить о первичных пространственных взаимоотношениях геологических тел затруднительно. Возможно, известняки корректнее относить уже к визейско-серпуховской исетской свите, коренные выходы которой можно наблюдать на участке между д. Бекленищева и с. Смолино – между полосами распространения бекленищевской и смолинской свит (Дубейковский, 2002).

Породы угленосной формации (полдневская серия) залегают на размытой поверхности фаменских отложений. Нижняя ее часть (каменная свита и низы егоршинской) сформировалась в течение турнейского века, а верхи егоршинской и бурсунской свиты – в раннем визе. Общая мощность – 1000–1200 м (Стратиграфические..., 1993). В составе каменной (“подугленосной”) и бурсунской (“надугленосной”) свит широко распространены аллювиальные (русловые) фации. Егоршинская (собственно угленосная) свита более тонкозернистая – песчано-алеврито-глинистая. По данным В.В. Еремеева (1972), в ее составе преобладают озерно-болотные фации, реже встречаются аллювиально-дельтовые и прибрежно-морские с пластами углей, в нижней части присутствуют прослои вулканогенных туфов и туффитов. В составе егоршинской и бурсунской свит встречаются пласты известняков (Еремеев, 1972). По мнению О.В. Жукова (1986) и А.А. Рассказова с соавторами (1998), угленосные толщи отлагались в узких протяженных зонах шириной 2–4 км. В непосредственной близости от них, возможно, располагались возвышенности, о чем свидетельствует широкое распространение конгломератов (в основном в составе каменной и бурсунской свит). В частности, в нижних подсвитах каменной свиты имеются конгломераты с валунами размером до 1–1.5 м. Вполне вероятно, что наличие таких грубообломочных отложений является следствием достаточно крутых бортов у рассматриваемого рифтогенного бассейна на определенных этапах его эволюции.

Во время формирования егоршинской свиты территория, скорее всего, представляла собой низкую заболоченную равнину, прорезанную долинами рек, в пределах которой и накапливались угленосные отложения, как лимнические, так и пара-

лические. Большая суммарная мощность толщи (1000–1200 м) свидетельствует об активном погружении коры в зоне рифта, происходившем неравномерно. Основная питающая провинция для угленосной серии Среднего Урала, по-видимому, располагалась на востоке (Петренко, 1953; Смирнов, 1957; Пронин, 1960; Еремеев, 1972; и др.), где размывался средне- и верхнедевонский комплекс вулканогенных и кремнисто-вулканогенных пород (сложенный преимущественно кислыми разностями), а также метаморфические образования периферийной части Камышловского антиклинория. Тем не менее, по данным В.В. Еремеева (1972), в конце турне – начале визе (т. е. во время существования наиболее “сглаженного” рельефа) появился еще и другой источник – верхнесилурийско-нижнедевонские вулканиты, залегающие к юго-западу от угленосных толщ.

Образования бекленищевской и смолинской свит, а также угленосной серии перекрываются верхневизейскими известняками исетской свиты, имеющей чрезвычайно широкое площадное распространение (см. табл. 2). В большинстве случаев контакты с ней тектонические, только лишь на р. Пышма у г. Сухой Лог (Махневско-Егоршинско-Каменная подзона) можно наблюдать стратиграфическую границу бурсунской и исетской свит.

Западный борт данного рифта является менее определенным. Возможно, к нему относятся обнажающиеся вдоль р. Реж отложения нижневизейской (?) жуковской свиты (см. рис. 4). В визе они, вероятно, были отделены от осевой (бекленищевской) части рифта узким поднятием с карбонатным осадконакоплением, представленным отложениями мироновской свиты. На основании имеющихся в настоящее время данных (Постоялко и др., 1989; Наседкина, Бороздина, 1999; Мизенс и др., 2012) можно предположить, что известняки этой свиты формировались на незначительных по площади поднятиях (в виде чехла вулканических островов (Пучков, 2000; Мизенс и др., 2013)). К западу (в современных координатах) от этого поднятия распространены карбонатно-терригенные отложения жуковской свиты. В начале раннего визе здесь, очевидно, сформировался узкий глубокий прогиб, который постепенно расширялся и продолжал существовать по крайней мере до каменноуральского времени позднего визе (Степанова, Кучева, 2006а; Мизенс и др., 2012). В нем накопилась обломочная толща мощностью до 1000 м, сложенная в нижней части аргиллитами и известняковыми песчаниками (в том числе тонкозернистыми турбидитами), а в верхней – известняковыми конгломератами (нередко с крупными глыбами) и гравелитами – отложениями обломочных потоков (Мизенс и др., 2012, 2013, 2015). Среди обломков в ее составе преобладают известняки и кремнистые породы, встречаются вулканиты. Известняковые гальки и глыбы

чаще всего имеют визейский возраст (в том числе по составу аналогичные таковым мироновской свиты), но встречаются и девонские (фаменские) обломки. Турнейские известняки были погребены, они не размывались. Это хорошо видно в обнажении у Соколиного камня на р. Реж, где песчано-глинистые породы жуковской свиты залегают непосредственно на верхнетурнейских известняках – карбонатных брекчиях (Мизенс и др., 2012).

Формирование данного прогиба, очевидно, сопровождалось поднятиями в более восточной части грабена, о чем сигнализируют обломки визейских известняков мироновской свиты и пород угленосной полдневской серии, присутствующие в составе жуковской свиты. Обломки вулканитов, возможно, происходят от стратовулкана в пределах бекленищевской зоны. Наличие обломков верхнедевонских известняков свидетельствует о неравномерных поднятиях, о выходе на поверхность подстилающих девонских пород.

Таким образом, можно предполагать, что зона с вулканитами протягивалась на север, по крайней мере до широты р. Реж, а два прогиба (бекленищевский и жуковский) были разделены мелководными известняками мироновской свиты видимой мощностью 130–150 м. В настоящее время взаимоотношения между отложениями жуковской и бекленищевской свит всюду тектонические. Тектонической является также западная граница жуковской свиты. Следовательно, точные границы рифта определить проблематично. Тем не менее ясно, что данная рифтовая зона, как и подавляющее большинство уральских структур, вытянута в субмеридиональном направлении.

По аналогии с Магнитогорско-Богдановским грабеном бекленищевская свита, скорее всего, маркирует только непосредственно зону раздвига, тогда как сам рифтогенный бассейн имеет гораздо большее распространение. Как минимум, он соответствует сектору, включающему в себя Рефтинско-Смолинскую и Махневско-Егоршинско-Каменскую подзоны и отчасти Режевскую подзону. Вероятно, более корректно сопоставлять данный бассейн с Алапаевско-Теченским мегаинклинорием/зоной в целом (см., например, (Сначёв, 2014)).

Строение Алапаевско-Каменского рифта имеет сходство с описанными в Норвегии (Steel, Glopren, 1980; Einsele, 2000) асимметричными пуллапартными бассейнами девонского возраста (см. рис. 4). Вблизи главного разлома берег у такого бассейна крутой и сам бассейн более глубокий (отложения жуковской и бекленищевской свит), а на противоположной стороне, где перемещения блоков по разломам менее значительны, развивается аллювиальная равнина (отложения угленосной серии).

Признаки существования рифтового бассейна в раннем карбоне имеются и к западу от описанного рифта – на территории Медведевско-Арамил-

ской структурной зоны, но сложная тектоника не позволяет в полной мере охарактеризовать его природу. Отложения представлены арамилской и кореловской свитами. Арамилская свита сложена ритмично переслаивающимися песчаниками и алевролитами с прослоями гравелитов, конгломератов и известняков, единичными прослоями базальтов и трахиандезитов общей мощностью до 1500 м; кореловская – преимущественно туфами и игнимбритами кислого состава, в меньшей степени лавами и туфоконгломератами (Смирнов и др., 2003; Государственная..., 2011, 2017; Мизенс и др., 2012). Взаимоотношения между свитами не ясны.

В раннем карбоне еще один рифтогенный бассейн, возможно, существовал и к востоку от Алапаевско-Каменского, где в пределах Красногвардейско-Светлинской зоны Восточно-Уральской мегазоны под мезозойско-кайнозойскими образованиями залегает мощная (до 1000 м) потаповская толща (Петров, 2010), сложенная известняками и терригенными породами, в том числе известняковыми брекчиями и конгломератами.

РИФТОГЕННЫЕ БАСЕЙНЫ СРЕДНЕГО КАРБОНА

В среднем карбоне на территории Южного и Среднего Урала начался новый этап рифтогенеза, скорее всего связанный с активизацией тектонических процессов на коллизионном этапе развития орогена. В отличие от раннекаменноугольного он не сопровождался активной вулканической деятельностью. В это время формировались достаточно глубоководные бассейны, интенсивно заполняющиеся обломочным материалом. Следы таких прогибов (бассейнов) встречаются как на уровне башкирского, так и московского ярусов. Впадины преимущественно приурочены к территориям раннекаменноугольных рифтогенных бассейнов, но размеры их значительно меньше.

Южный Урал

Наличие рифтогенного бассейна в конце башкирского и в московском веке можно предположить в западной части Центрально-Магнитогорской зоны (табл. 3, рис. 5). На этой территории (вдоль р. Урал, в основном на правобережье) распространены мощные (до 1000 м и более) толщи карбонатно-терригенных пород уртазымской и кардаиловской свит, залегающие на известняках серпуховского и нижней части башкирского ярусов (кизильской свите). В составе этих свит⁷, наряду с прибрежно-морскими

⁷ В окрестностях с. Агаповки выделяется также агаповская свита (Стратиграфические..., 1993), сходная по литологии и возрасту с отмеченными стратиграфическими подразделениями.

Таблица 3. Схема стратиграфии и корреляции среднекаменноугольных отложений восточных зон Южного Урала**Table 3.** Scheme of stratigraphy and correlation of the Early Pennsylvanian deposits of the Southern Urals eastern zones

Ярус	Полъярус	Зоны		
		Центрально-Магнитогорская	Восточно-Магнитогорская	Кочкарско-Адамовская
Московский	Верхний	Уртазымская и кардаиловская свиты Песчаники, аргиллиты, конгломераты, встречаются гипсы 900–1000 м	Песчаники, ангидриты, гипсы ?	Известняки, углистые аргиллиты, песчаники, конгломераты 500–600 м
	Нижний		Известняковые конгломераты, ангидриты, гипсы ≈ 500 м	?
Башкирский	Верхний	Известняки кизильской свиты	Известняки, углистые аргиллиты, песчаники 350–450 м	Мергели, известняки 120 м
	Нижний			?
Серп.		Известняки	Известняки	

Примечание. При составлении таблицы использованы работы (Чувашов и др., 1984; Салихов, Яркова, 1992; Стратиграфические..., 1993; Мизенс, 2002; Тевелев и др., 2005; Салихов и др., 2019).

Note. The following works were used in compiling the table (Chuvashov et al., 1984; Salikhov, Yarkova, 1992; Stratigraphic..., 1993; Mizens, 2002; Tevelev et al., 2005; Salikhov et al., 2019).

ми и даже континентальными фациями, имеются глубоководные, в том числе флишевые, отложения, описанные в работах (Кочеткова и др., 1977; Бежаев, 1978; Кочеткова, Лутфуллин, 1981; Чувашов и др., 1984; Казанцева, 1987; Мизенс, 2002; Мизенс и др., 2013; Мизенс, Кокшина, 2014; Попов, Абдрахманов, 2017; и др.). Наиболее характерные разрезы уртазымской свиты известны по рр. Худолаз и Янгелька, а также в районе озер Мулдаккуль и Мартышече (западнее г. Магнитогорска), кардаиловской – по берегам р. Урал вблизи с. Верхняя Кардаиловка и по р. Бурля.

В основании уртазымской свиты (верхняя часть башкирского яруса) на р. Худолаз залегают обломочные известняки, в том числе известняковые песчаники и гравелиты. Нижняя часть московского яруса во всех разрезах сложена известняковыми валунно-галечными конгломератами с прослоями песчаников (до 250 м), встречаются гипсы. Выше по реке обнажается флишевая толща мощностью до 1000 м, сменяющаяся аргиллитами с прослоями песчаников. В основании кардаиловской свиты (правый берег р. Урал у пос. Кардаиловского) описаны аргиллиты, известняковые песчаники и конгломераты мощностью около 200 м, на размытой поверхности которых залегает толща тонкоритмичного, преимущественно карбонатного флиша (500–600 м). На р. Бурля обнажена только нижняя часть разреза – переслаивание песчаников и аргиллитов с прослоями и линзами из-

вестняковых конгломератов и гравелитов общей мощностью около 450 м.

В составе галек в конгломератах уртазымской свиты преобладают серпуховские, визейские и башкирские известняки, реже встречаются турнейские и фаменские (Чувашов и др., 1984; Чувашов, Анфимов, 2001), что свидетельствует о формировании поднятий и активном размыве окружающих рифтогенный бассейн породных комплексов. Галек вулканических пород и кремней немного (до 10–15%). Обломки известняков слабоокатанные. На активные тектонические процессы указывает также наличие крупных валунов и даже гигантских глыб известняков в составе обломочных комплексов башкирского и московского ярусов. Так, в основании башкирской толщи обломочных известняков на р. Худолаз около д. Чернышевка, наряду с относительно мелкими обломками, обнажается глыба серпуховских известняков видимых размеров около 200 × 300 м (Степанова и др., 2013). Еще более крупные глыбы рассеяны в составе флишевой толщи московского яруса, обнаженной по р. Худолаз между г. Сибай и с. Новопокровский. Здесь среди песчано-глинистых турбидитов присутствует несколько глыб нижнекаменноугольных известняков длиной до 1000 м (Мизенс, Кокшина, 2014). Крупные глыбы верхнебашкирских известняков встречаются и на р. Янгелька. Глыбы известняков визейского яруса (до 7 м) описаны и в составе кардаиловской свиты (Чувашов и др., 1984).

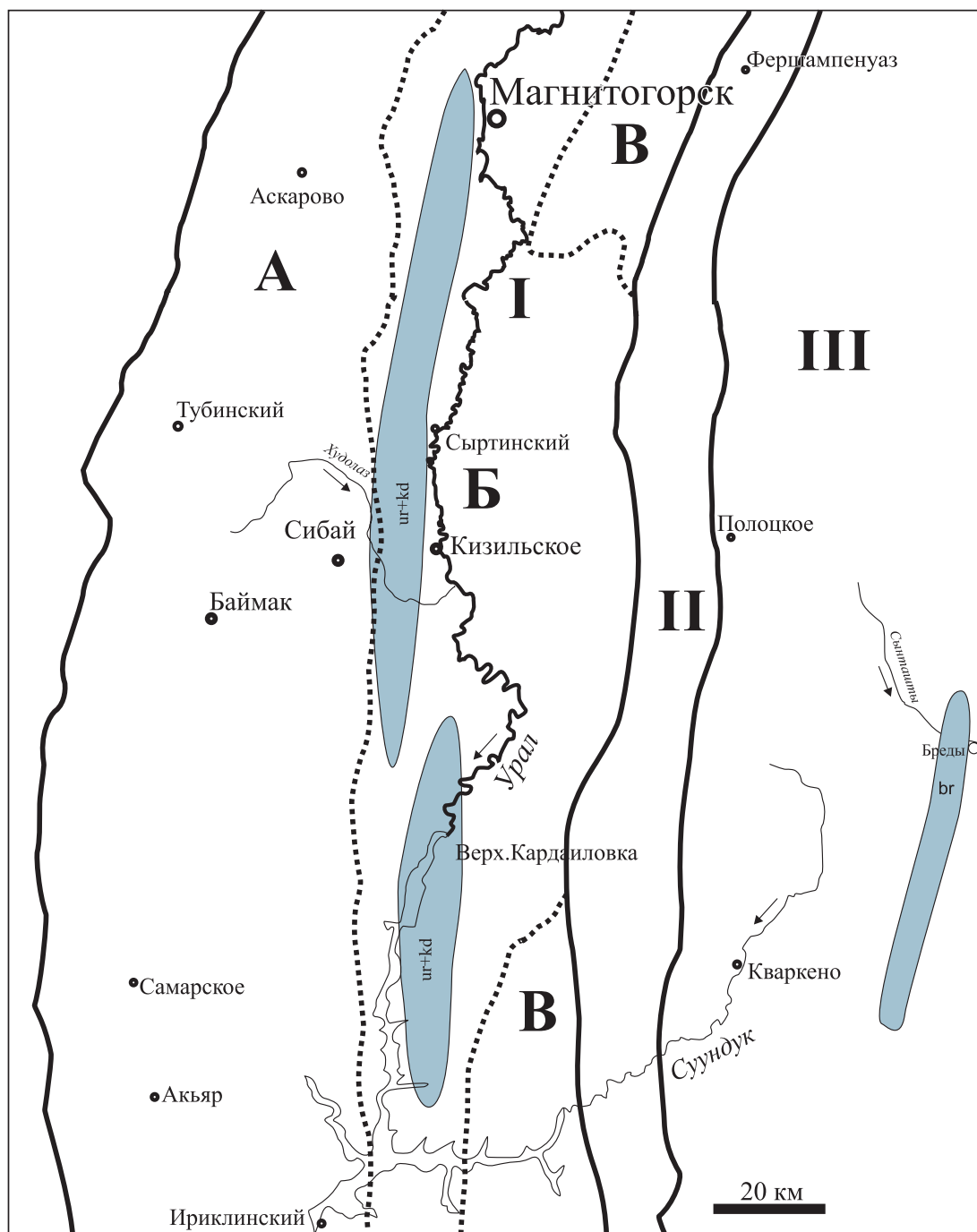


Рис. 5. Схема распространения среднекаменноугольных рифтогенных отложений на восточном склоне Южного Урала.

Тектонические структуры, составлены по (Геологическая..., 1979; Салихов и др., 2019), с изменениями: I – Магнитогорская мегазона, II – Уйско-Новооренбургская шовная зона, III – Кочкарско-Адамовская зона Восточно-Уральской мегазоны. Зоны: А – Западно-Магнитогорская, Б – Центрально-Магнитогорская, В – Восточно-Магнитогорская. Свиты уртазымская и кардаиловская (ur + kd), брединский флиш (br).

Fig. 5. Scheme of distribution of the Early Pennsylvanian rift deposits on the eastern slope of the Southern Urals.

Tectonic structures, compiled according to (Geologicheskaya..., 1979; Salikhov et al., 2019), with changes: I – Magnitogorskian megazone, II – Uy-Novooorenburg suture zone, III – Kochkar-Adamovo zone of the East Uralian megazone. Zones: A – West Magnitogorsk, Б – Central Magnitogorsk, В – East Magnitogorsk. Formations Urtazim and Kardailovka (ur + kd), flysch deposits near the Bredy settlement (br).

Среди песчаников встречаются полимиктовые и полевошпато-кварцевые разности, содержащие обломки вулканитов (главным образом кислых и средних), кремней, иногда метаморфических пород.

На основании присутствия в конгломератах нижней части уртазымской свиты валунов и галек нижнекаменноугольных известняков, а также наличия в основании перекрывающей янгельской свиты горизонтов полимиктовых конгломератов (Государственная..., 2015), можно предполагать стратиграфическое несогласие как в подошве, так и в кровле уртазымской свиты.

О распространении области карбонатного осадконакопления за пределы рифта свидетельствует состав галек известняков в башкирских конгломератах на р. Худолаз. В нижнебашкирской части разреза они в основном серпуховские, а выше по разрезу появляются уже и нижнебашкирские (Чуваши и др., 1984).

Отложения уртазымской и кардаилловской свит формировались в асимметричном бассейне, питавшемся обломочным материалом, по-видимому, только с запада, со стороны кордильеры Уралтау, которая, судя по составу силикатных зерен в песчаниках (Мизенс, 2002), продолжала размываться. Течения в этом бассейне были ориентированы преимущественно вдоль прогиба, с юга на север (Бежаев, 1978).

Удлиненная форма бассейна, большие мощности толщ, обилие грубообломочных пород, состоящих в значительной степени из обломков непосредственно подстилающих отложений (визейских, серпуховских, башкирских), позволяют предположить, что бассейн формировался в межгорной обстановке и мог иметь сдвиговую природу.

Лежащие выше отложения (янгельская свита) обнажены по берегам р. Янгелька, в ее среднем течении, и вскрыты скважинами в нижнем течении реки (Государственная..., 2015). Они представлены красноцветными полимиктовыми песчаниками и алевролитами, полимиктовыми и известняковыми конгломератами; присутствуют прослои известняков и гипсов. Взаимоотношения с подстилающими породами несогласные. Возраст янгельской свиты – позднекаменноугольно-раннепермский.

Признаки существования рифтогенного бассейна на уровне московского яруса имеются и на территории Восточно-Уральской мегазоны. Флишевая толща, возможно формировавшаяся в пределах такого бассейна, обнажается в окрестностях пос. Бреды – по берегам рр. Синташты и Боровая (Бежаев, 1978; Чуваши и др., 1984; Чуваши, Анфимов, 2001), вскрыта также скважиной в 50 км к ЮЮЗ от пос. Бреды, у пос. Синий Шихан (Чуваши и др., 1984). В этих разрезах на нижнекаменноугольных известняках несогласно залегают конгломераты с гальками преимущественно визейских известняков, сменяющиеся вверх по разрезу мощной толщей флиша с линзами оползневых из-

вестняковых конгломератов. В нижней части флишевой толщи песчаники преимущественно известняковые, в верхней части – кварцевые. Предполагается, что в данном случае источник обломочного материала находился на востоке, где по р. Тобол описаны конгломераты (Бежаев, 1978), предположительно, наземного происхождения. Видимая мощность толщи – до 300 м.

За пределами рифтогенных бассейнов на востоке Южного Урала башкирский ярус и низы московского, как правило, сложены карбонатными породами. Там сохранялись приблизительно те же обстановки, что и в конце раннего карбона.

Средний Урал

В башкирском веке в ходе новой активизации тектонических процессов на востоке Среднего Урала образовались по крайней мере два сдвиговых прогиба, расположенные в пределах нижнекаменноугольной карбонатной платформы. Об этом свидетельствуют обломочные толщи, распространенные на территории Алапаевско-Теченской зоны Восточно-Уральской мегазоны – ключевская, щербакановская, прищановская, алапахинская, малобелоносовская свиты (рис. 6, табл. 4) (Чуваши и др., 1984; Чуваши и др., 2002; Мизенс и др., 2012; Мизенс, 2021).

На основании имеющихся сведений можно предположить, что в первой половине башкирского века в срединной части Восточно-Уральской мегазоны была заложена серия глубоких депрессий. В их пределах развиты отложения глубоководных конусов выноса (Мизенс, 2021) – песчано-глинистые турбидиты с линзами галечных дебритов и отдельными глыбами известняков, слагающие башкирские алапахинскую и малобелоносовскую свиты и залегающие с размывом на серпуховских известняках. М.М. Бежаев (1978) совершенно справедливо относил эти толщи к флишевой формации. Грубозернистые породы, в том числе довольно многочисленные отложения дебритных потоков с валунами и глыбами известняков, широко распространены, что указывает на крутые склоны бассейнов. Среди глыб известняков встречаются как нижнебашкирские, так и серпуховские, среди галек преобладают известняки серпуховского возраста, но встречаются и верхневизейские (Чуваши и др., 1984). В песчаниках и конгломератах, наряду с обломками известняков, имеется небольшая примесь силикатных компонентов. А в составе малобелоносовской свиты встречены даже прослои полимиктовых песчаников. Общая мощность отложений башкирского яруса на этой территории – до 800 м (Чуваши и др., 1984). Глубоководные бассейны, по-видимому, здесь начали формироваться в первой половине среднего карбона. Наличие глыб нижнебашкирских известняков сви-

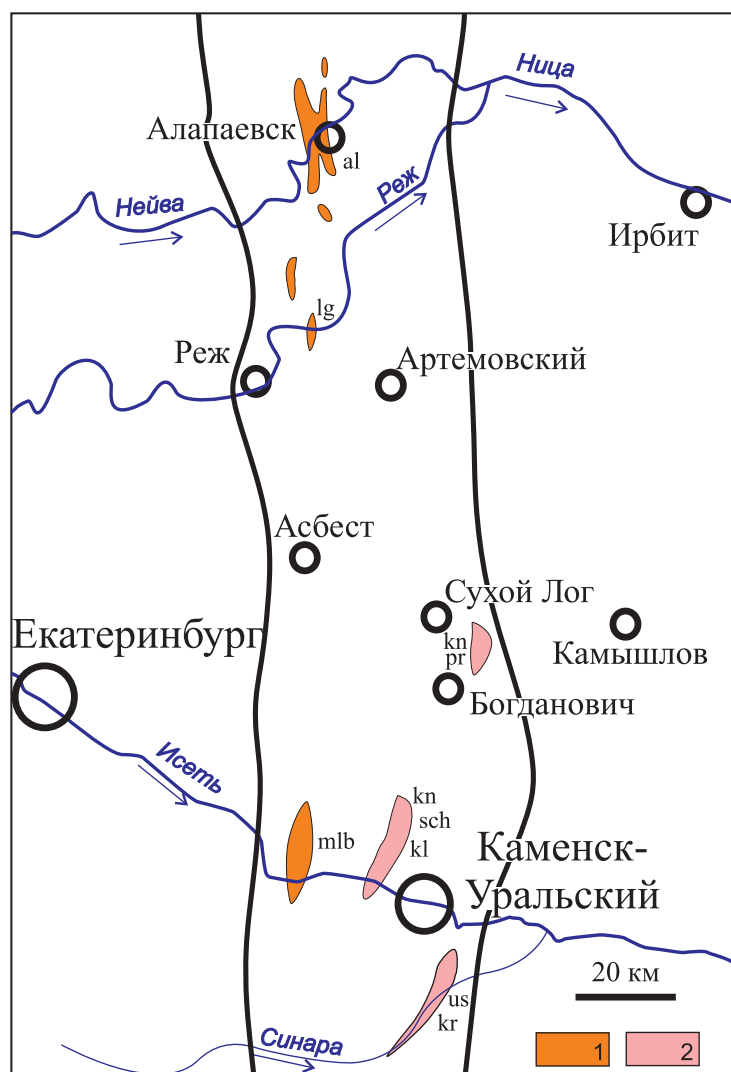


Рис. 6. Схема распространения среднекаменноугольных рифтогенных отложений на восточном склоне Среднего Урала.

1 – свиты башкирского яруса: луговская (lg), алапаихинская (al), малобелоносовская (mlb); 2 – свиты башкирского и московского ярусов: прищановская (pr), кунарская (kn), ключевская (kl), шербаковская (sch), усмановская (us), карабольская (kr). Черные линии – границы Алапаевско-Теченской зоны.

Fig. 6. Scheme of distribution of Middle Carboniferous rift deposits on the eastern slope of the Middle Urals.

1 – formations of Bashkirian Stage: Lugovaya (lg), Alapaikha (al), Malobelonosovo (mlb) formations; 2 – formations of Bashkirian and Moscovian stages: Prishchanovo (pr), Kunara (kn), Klyuchiki (kl), Shcherbakovo (sch), Usmanovo (us), Karabolka (kr) formations. Black lines – Alapaevsk-Techa zone boundaries.

детельствует о том, что в самом начале башкирского века на данной территории все еще существовала шельфовая обстановка.

К западной части Алапаевско-Теченской зоны относятся и мелководные образования луговской свиты, обнажающиеся на берегу р. Реж (известняковые песчаники, гравелиты и конгломераты с прослоями битуминозных известняков), залегающие с разрывом на органогенных известняках серпуховского яруса. Ее возраст, предположительно,

соответствует нижнему подъярису башкирского яруса (Чувазов и др., 1984; Мизенс и др., 2007). Судя по текстурным особенностям пород, характеру и составу обломочного, в том числе органогенного, материала, свита формировалась в пределах мелководной прибрежной зоны шельфа. Тем не менее прогибание здесь было активным, мощность толщи – 200–220 м. В составе обломочного материала присутствуют как нижнебашкирские, так и серпуховские и верхневизейские органические остатки.

Таблица 4. Схема стратиграфии и корреляции отложений среднего карбона в районе развития рифтогенных комплексов на востоке Среднего Урала**Table 4.** Scheme of stratigraphy and correlation of the Early Pennsylvanian deposits in the area of rift complexes in the east of the Middle Urals

Ярус	Подярус	Подзоны Алапаевско-Теченской зоны			
		Режевская	Рефтинско-Смолинская	Махневско-Егоршинско-Каменская	Багарякско-Аргаяшская
Московский		Нейвинская свита Песчаники и конгломераты, аргиллиты алевролиты до 380 м		Нейвинская свита Песчаники и конгломераты, аргиллиты алевролиты до 380 м	Усмановская Конгломераты до 1000 м
				Кунарская свита Песчаники, аргиллиты, конгломераты, обломочные известняки до 600 м	Сипавская свита Известняки, песчаники, аргиллиты до 100–150 м
Башкирский	Верхний			Щербаковская свита Известняки, аргиллиты, известняковые песчаники до 50 м	
	Нижний	Луговская свита Известняки, песчаники и конгломераты до 220 м	Малобелосовская свита Песчаники, аргиллиты, конгломераты, известняки до 340 м	Алапахинская свита Песчаники, аргиллиты, конгломераты до 600 м	Прищановская свита Известняковые брекчии и конгломераты известняки, аргиллиты, песчаники до 300 м
Нижний карбон		Исетская свита Известняки до 500–1000 м			
				Ключевская свита Известняковые брекчии и конгломераты до 230 м	Пироговская свита Известняки глинистые до 200 м

Примечание. При составлении таблицы использованы работы (Чувазов и др., 1984, 2002; Стратиграфические..., 1993; Мизенс и др., 2012, 2021; и др.).

Note. The following works were used in compiling the table (Chuvashov et al., 1984, 2002; Stratigraphic..., 1993; Mizens et al., 2012, 2021; et al.).

Усиленное прогибание в пределах грабен (по крайней мере в северной части зоны) продолжалось и в московское время – формировалась толща красноцветных (мелководно-морских и континентальных) отложений нейвинской свиты. Нижняя ее часть (100–200 м) сложена красноцветными песчаниками, аргиллитами и алевролитами с прослоями гипсов и известняков, содержащими нижнемосковские фораминиферы, верхняя (тоже 100–200 м) – гравелитами и мелкогалечными конгломератами, в гальках которых описана фауна верхнего визе и среднего карбона (Чувазов и др., 1984; Стратиграфические..., 1993).

Несколько восточнее, уже на территории Махневско-Егоршинско-Каменской подзоны, в начале башкирского века образовался еще один узкий прогиб (глубоководный бассейн), существование которого,

по-видимому, продолжалось до конца московского века. Об этом свидетельствуют состав и строение ключевской, прищановской, щербаковской и кунарской свит, обнажающихся вдоль рр. Исеть и Кунара. В составе нижних толщ (ключевской свиты и в основании прищановской) распространены несортированные брекчии и конгломераты, состоящие из обломков подстилающих известняков. Причем в некоторых случаях породы верхней части серпуховского яруса полностью размыты, брекчии и конгломераты лежат на нижнесерпуховских известняках (Лагутенко, 1976). Во второй половине башкирского века произошло расширение и, вероятно, углубление этого прогиба. Формировались отложения щербаковской свиты (около 50 м), залегающие на брекчиях ключевской, а также верхняя

часть прищановской свиты (общая мощность которой до 300 м). Они представлены переслаивающимися битуминозными известняками, мергелями, аргиллитами, кремнями и известняковыми песчаниками с текстурами турбидитов. В составе обломочных пород щербаковской свиты имеется небольшая примесь зерен кварца и полевых шпатом, зерен и галек кремней, основных и, редко, кислых вулканитов. В известняках и песчаниках обнаружены фораминиферы средних-верхних горизонтов башкирского яруса (Чувазов и др., 1984, 2002).

Отложения московского яруса этого же бассейна представляет мощная (до 600 м) песчано-глинистая (флишевая) толща кунарской свиты, обнажающаяся на р. Кунара и, частично, на р. Исеть (Чувазов и др., 1984). Флишевые отложения московского возраста вскрыты также скважинами в окрестностях г. Богданович.

В составе кунарской свиты, наряду с песчаниками и аргиллитами, присутствуют конгломераты, гравелиты, обломочные известняки. В конгломератах преобладают гальки кремней (Мизенс и др., 2012), а известняков среди галек (визейских, серпуховских, башкирских) не более 20–40%. Песчаники представлены собственно граувакками и полевошпатовыми граувакками, обломков кварца в них мало. Среди обломков пород в них преобладают вулканиты (основные и/или средние) и кремни, присутствуют обломки известняков и кислых вулканитов, встречаются серпентиниты. По текстурным особенностям охарактеризованную последовательность можно отнести к проксимальным турбидитам. М.М. Бежаев (1978) в результате изучения ориентировки язычковых гиероглифов пришел к выводу, что направление течения (и разноса обломочного материала) в бассейне было приблизительно меридиональным – с севера на юг. Однако источник сноса, скорее всего, находился на востоке.

Наличие рифтогенного бассейна в московском веке можно предположить и на юге Среднего Урала (разрезы усмановской и карабольской свит по рр. Багаряк, Синара, Караболка). Однако его взаимоотношения с расположенным севернее прогибом (прогибами) не ясны. Упомянутый бассейн не был глубоководным, но большие мощности выполняющих его отложений (до 1000 м), накопленных за московский век, в том числе около 500 м за подольское время (Чувазов и др., 1984; Государственная..., 2011), позволяют предполагать интенсивное погружение участка земной коры. В состав этих толщ входят конгломераты (полимиктовые и известняковые), конглобрекции, гравелиты, песчаники, красноцветные алевролиты, аргиллиты, доломиты, известняки (в том числе биогермные), встречаются гипсы. В конгломератах преобладают гальки известняков (преимущественно верхневизейских, реже нижневизейских, серпуховских и башкирских, редко турнейских), встречаются вул-

каниты и кремни (Чувазов и др., 1984). Отложения формировались в мелководно-морской и прибрежно-морской обстановках, при участии временных водотоков, выносивших обломочный материал с суши (Мизенс и др., 2012). Наличие большого количества конгломератов среди прибрежно-морских фаций и слабая окатанность обломков дают основания предполагать крутые берега бассейна, сложенные известняками визейского, серпуховского и башкирского ярусов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Признаки существования рифтогенных бассейнов на аккреционно-коллизийной стадии развития уральского орогена (в карбоне) имеются на восточном склоне Южного и Среднего Урала. Следы таких бассейнов можно встретить как среди отложений нижнего, так и среднего карбона, но по основным характеристикам они несколько различаются. Для раннекаменноугольных бассейнов (Магнитогорско-Богдановский грабен и Алапаевско-Каменский рифт) характерны относительно мелководные обстановки осадконакопления (от мелководно-морских до континентальных), обусловленные интенсивным отложением осадков в условиях неравномерного тектонического погружения разных участков рифтовых зон. При этом значительную роль играли вулканические фации – лавовые потоки трещинного типа и излияния стратовулканов, особенно на Южном Урале. В центральных и южных районах Магнитогорско-Богдановского грабена в течение позднего турне накопилось до 1000–2500 м вулканитов, а в раннем визе – до 5000 м (березовская и греховская свиты). На Среднем Урале вулканическая активность была заметно меньше. Менее активным было и тектоническое погружение. Общая мощность отложений бекленищевской свиты (турне и нижнее визе) – до 2200 м. Мощности турнейско-нижневизейской угленосной серии (восточное крыло рифта) достигают 1200 м. Вопрос о западном крыле данного рифта остается нерешенным. Западная граница жуковской свиты тектоническая.

В позднем визе процесс рифтогенеза затих, вулканические и терригенные породы сменились известняками кизильской (на Южном Урале) и исетской (Средний Урал) свит. На огромных территориях установился режим мелководной карбонатной седиментации (карбонатных платформ), который сохранялся до конца раннего карбона (участками и до башкирского века включительно). В среднем карбоне процесс рифтогенеза, приуроченный в основном к зонам раннекаменноугольных рифтов (к Кизильской подзоне Магнитогорско-Богдановского грабена и Махневско-Егоршинско-Каменской и Багарякско-Аргаяшской подзонам Алапаевско-Теченской зоны), возобновился. Но бассейны были уже другими – более мелкими по площади и чаще все-

го глубоководными, в то же время вулканические породы в их составе встречаются редко или полностью отсутствуют. Наличие большого количества крупногалечных и валунных конгломератов свидетельствует о достаточно крутых берегах. Наиболее характерными отложениями для этих бассейнов (как на Южном, так и на Среднем Урале) были турбидиты и дебриты, слагающие флишевые комплексы, мощности которых (башкирские и московские ярусы) достигают 1500 м. Тем не менее существовали также относительно мелководные рифтогенные бассейны (особенно в московском веке) с большими мощностями выполняющих их отложений. Так, общая мощность карабальской и усмановской свит на рр. Багаряк и Синара превышает 1000 м.

Удлиненная форма бассейнов, большие мощности, фациальная изменчивость по латерали, обилие грубообломочных пород, состоящих в значительной степени из обломков непосредственно подстилающих отложений (визейских, серпуховских, башкирских), позволяют предполагать, что ранне- и среднекаменноугольные рифты имели сдвиговую природу. Соответственно, бассейны седиментации, скорее всего, относятся к типу пулл-апат (pull-apart). О существенной роли сдвиговых перемещений при формировании складчатого пояса свидетельствуют и палеомагнитные данные (Свяжина и др., 2008; Мизенс, Свяжина, 2010; Петров и др., 2010).

Предполагается (Пучков, 2000), что активизация рифтогенеза в раннем карбоне обусловлена субдупированием океанической литосферы под новообразованную аккреционную окраину ВЕК. Соответственно, данную тектоническую обстановку можно рассматривать как тыловую часть активной континентальной окраины, для которой характерны условия растяжения. Однако вулканические ассоциации в Магнитогорской мегазоне в нижнем карбоне уже ничем не напоминают субдукционные: формируются субщелочные контрастные вулканические серии, характерные для условий эпиконтинентального рифтогенеза, а также мелководные карбонатные формации. Образование рифтов в среднем карбоне, скорее всего, связано с началом жесткой косо́й коллизии (Пучков, 1996, 2000; и др.) ВЕК и Казахстанского континента. Таким образом, палеогеографическая обстановка (распределение и характер бассейнов осадконакопления) в карбоне на восточном склоне Южного и Среднего Урала в значительной степени определялась процессами, протекавшими на аккреционно-коллизийной стадии геодинамического цикла.

Благодарности

Авторы благодарны анонимным рецензентам, замечания и рекомендации которых позволили под новым углом взглянуть на обсуждаемые проблемы и улучшить текст публикации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бежаев М.М. (1978) Флишевая и орогенная формации восточного склона Урала. Свердловск: Средне-Урал. кн. изд-во, 207 с.
- Буртман В.С., Дворова А.В., Самыгин С.Г. (2020) Палеоширотное положение Восточно-Уральского микроконтинента и Магнитогорской дуги в Уральском океане. *Литосфера*, 20(6), 842-850. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-6-842-850>
- Волчек Е.Н. (2008) Структурное положение и геохимические особенности вулканитов среднего течения р. Исеть (восточная периферия Среднего Урала). *Тр. ИГТ УрО РАН*, вып. 155, 102-108.
- Волчек Е.Н., Слободчиков Е.А., Притчин М.Е., Червяковский В.С. (2018) О петрогеохимическом составе вулканогенных пород в визейских отложениях на востоке Среднего Урала. *Тр. ИГТ УрО РАН*, вып. 165, 80-84.
- Геологическая карта Урала. (1979) М-6 1 : 500 000. Листы N-40, N-41. (Ред. И.Д. Соболев).
- Горожанина Е.Н. (2015) Тектоно-седиментационная модель эволюции осадконакопления в Центрально-Магнитогорской зоне на Южном Урале. *Геол. сб. № 12*. СПб.: Свое издательство, 79-92.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. (2011) М-6 1 : 1 000 000 (3-е поколение). Сер. Уральская. Лист О-41 – Екатеринбург. Объяснит. записка. (Ред. А.В. Жданов). СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 492 с. + 6 вкл. (Минприроды России, Роснедра, ФГУП “ВСЕГЕИ”, ОАО “УГСЭ”).
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. (2015) М-6 1 : 200 000. 2-е изд. Сер. Южно-Уральская. Лист N-40-XXIX – Сибай. Объяснит. записка. (Ред. Е.В. Попов). М.: МФ ВСЕГЕИ, 218 с. + 14 вкл.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. (2017) М-6 1 : 200 000. 2-е изд. Сер. Среднеуральская. Лист О-41-XXV. Объяснит. записка. (Ред. М.С. Рапопорт). М.: Моск. фил. ФГБУ “ВСЕГЕИ”, 156 с.
- Государственная геологическая карта СССР. (1985) М-6 1 : 200 000. Сер. Среднеуральская. Лист О-41-XXXII. Объяснит. записка. (Ред. М.С. Рапопорт). Свердловск: Уралгеология, 160 с.
- Дианова Т.В. (1975) О некоторых фациях раннекаменноугольных вулканитов Восточной зоны. *Палеовулканизм Урала*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 99-107.
- Добрецов Н.Л., Кулаков И.Ю., Полянский О.П. (2013) Геодинамика, поля напряжений и условия деформаций в различных геодинамических обстановках. *Геология и геофизика*, 4(54), 469-499.
- Дубейковский С.Г. (2002) Смолинская пещера и ее окрестности. Екатеринбург: Изд-во Уральск. ун-та, 35 с.
- Дубинин Е.П., Кохан А.В., Тетерин Д.Е., Грохольский А.Л., Курбатова Е.С., Сущевская Н.М. (2016) Тектоническое строение и типы рифтогенных бассейнов моря Скотия, Южная Атлантика. *Геотектоника*, (1), 41-61.
- Еремеев В.В. (1972) Палеогеография и минералообразование нижнекарбонных угленосных отложений Среднего Урала. М.: Наука, 224 с.
- Жуков О.В. (1986) Закономерности пространственного размещения мощных угольных залежей на Урале. Препринт. Свердловск: УНЦ АН СССР, 64 с.

- Знаменский С.Е., Знаменская Н.М. (2008) Модель формирования структуры восточного склона Южного Урала на этапе общей коллизии. *Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий*. Мат-лы VII Межрегион. науч.-практ. конф. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 89-92.
- Знаменский С.Е., Косарев А.М., Родичева З.И., Рыкус М.В., Салихов Д.Н., Серавкин И.Б., Сначёв В.И. (1992) Вулканизм Южного Урала. М: Наука, 197 с.
- Иванов К.С. (1998) Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд лет) и строения Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 252 с.
- Иванов К.С., Пучков В.Н. (2022) Структурно-формационные зоны Уральского складчатого пояса: обзор данных и развитие новых идей. *Геотектоника*, (6), 78-113.
- Иогансон Л.И. (2005) Присдвиговые осадочные бассейны (бассейны pull-apart) (обзор литературы). *Геотектоника*, (2), 66-80.
- Казанцева Т.Т. (1987) Аллохтонные структуры и формирование земной коры Урала. М.: Наука, 158 с.
- Коровко А.В., Двоглазов Д.А., Пуртов В.А. (1992) О геологической позиции и строении Сафьяновского рудного поля. *Новые данные по стратиграфии и литологии палеозоя Урала и Средней Азии*. Екатеринбург: Наука, УрО РАН, 138-153.
- Коровко А.В., Смирнов В.Н., Степанова Т.И., Мизенс Г.А. (2007) Вулканизм фамена среднеуральской части Восточно-Уральской мегазоны. *Геодинамика формирования подвижных поясов Земли*. Мат-лы Междунар. науч. конф. Екатеринбург: ИГГ, 158-161.
- Коротеев В.А., Дианова Т.В., Кабанова Л.Я. (1979) Среднепалеозойский вулканизм Восточной зоны Урала. М.: Наука, 129 с.
- Коротеев В.А., Дианова Т.В., Кориневский В.Г. (1986) Вулканические фации Урала Свердловск: УНЦ АН СССР, 205 с.
- Кохан А.В., Дубинин Е.П., Курбатова Е.С. (2016) Проявления ультрамедленного спрединга в трансформных сдвиго-раздвиговых зонах. *Вестн. КРАУНЦ. Сер.: Науки о Земле*, 30(2), 16-28.
- Кочеткова Н.М., Лутфуллин Я.Л. (1981) Схема стратиграфии и корреляции среднекаменноугольных отложений Южного Урала. Уфа: БашФ АН СССР, 30 с.
- Кочеткова Н.М., Лутфуллин Я.Л., Архипова В.В. (1977) Башкирские отложения Магнитогорского мегасинклинория. *Стратиграфия палеозоя Южного Урала*. Уфа: БашФ АН СССР, 78-100.
- Кучева Н.А. (2019) Распространение брахиопод в отложениях нижней части визейского яруса Восточно-Уральского субрегиона. *Литосфера*, 19(1), 59-80.
- Кучева Н.А., Степанова Т.И. (2013) Предложения по модернизации схемы районирования нижнего карбона Урала (на примере Среднего и Южного Урала). *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 160, 22-28.
- Кучева Н.А., Степанова Т.И. (1999) Стратиграфия каменноугольных отложений Смолинского района. *Уральск. геол. журн.*, 3(9), 13-46.
- Лагутенко В.Н. (1976) К характеристике конгломератов среднекаменноугольных отложений на восточном склоне Среднего Урала. Петрография обломочных пород восточного склона Урала и Мугоджар. Свердловск: УНЦ АН СССР, 55-67.
- Мизенс Г.А. (2021) Башкирский ярус на восточном склоне Среднего Урала и граница нижнего/среднего карбона: особенности литологии и обстановки осадконакопления. *Геол. вестник*, (3), 28-36.
- Мизенс Г.А. (2002) Седиментационные бассейны и геодинамические обстановки в позднем девоне–ранней перми юга Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 190 с.
- Мизенс Г.А., Кокшина Л.В. (2014) Некоторые особенности разреза московских отложений на востоке Южного Урала (Магнитогорская мегазона). *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 161, 86-89.
- Мизенс Г.А., Кучева Н.А., Степанова Т.И. (2015) Обстановка осадконакопления в раннем карбоне и башкирском веке в восточных зонах Среднего Урала. *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 162, 71-76.
- Мизенс Г.А., Кучева Н.А., Степанова Т.И., Дуб С.А. (2020) Некоторые особенности осадконакопления в раннем карбоне на востоке Среднего Урала. *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 167, 51-59.
- Мизенс Г.А., Свяжина И.А. (2010) Некоторые особенности палеотектоники территории Урала в позднем палеозое по палеомагнитным данным. *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 157, 72-74.
- Мизенс Г.А., Степанова Т.И., Кучева Н.А. (2012) Восточные зоны Среднего Урала в карбоне (эволюция бассейнов осадконакопления и особенности палеотектоники). *Литосфера*, (4), 107-126.
- Мизенс Г.А., Степанова Т.И., Кучева Н.А. (2013) Эволюция бассейнов осадконакопления коллизионной стадии развития Урала. *Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории*. Мат-лы VII Всерос. литолог. совещ. Т. 2. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 268-271.
- Мизенс Г.А., Степанова Т.И., Кучева Н.А., Коровко А.В. (2007) Фациальные особенности обломочных пород башкирского яруса на восточном склоне Среднего Урала. *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 154, 94-100.
- Милановский Е.Е. (1976) Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 179 с.
- Мосейчук В.М., Яркова А.В., Михайлов И.Г. (2000) Отчет о геологическом доизучении м-ба 1 : 200 000 листов N-40-XXIV, XXX (нов. сер.). Магнитогорская площадь. Кн. 1. Челябинск, ТГФ.
- Наседкина В.А., Бороздина Г.Н. (1999) Конодонты из пограничных отложений среднего–верхнего девона на восточном склоне Среднего Урала. *Проблемы стратиграфии и палеонтологии Урала*. Екатеринбург: УГСЭ, 45-51.
- Нечухин В.М., Волчек Е.Н. (2012) Типы аккреционных и коллизионных процессов в орогенных системах Тимано-Уральского сегмента Евразии. *Литосфера*, (4), 78-90.
- Пазухин В.Н., Кулагина Е.И., Николаева С.В., Кочетова Н.Н., Коновалова В.А., Зайнакаева Г.Ф. (2009) Обоснование нижней границы серпуховского яруса в разрезе Верхняя Кардаилловка как претендента на GSSP. *Carboniferous Type Sections in Russia and Potential Global Stratotypes. Southern Urals Session*. Proc. Int. Field Meeting Ufa–Sibai. Ufa: DizainPoligraf-Servis, 129-141.
- Петренко А.А. (1953) Восточноуральский пояс нижнекарбонового утленакопления. *Тр. Лаборатории геологии угля АН СССР*, вып. 1. Л: Госгеолтехиздат, 7-10.

- Петров Г.А. (2010) Раннекаменноугольные палеобассейны на восточном склоне Среднего Урала: постановка проблемы интерпретации обстановки формирования и главные черты минерализации. *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 157, 79-82.
- Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Свяжина И.А., Рыбалка А.В., Лепихина О.П. (2008) Время начала коллизии на Среднем и Северном Урале. *Докл. РАН*, 422(3), 365-370.
- Петров Г.А., Свяжина И.А., Рыбалка А.В. (2010) Особенности формирования позднепалеозойского орогена на Среднем Урале. *Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя*. Мат-лы XLIII Тектон. совещ. Т. 2. М.: ГЕОС, 139-143.
- Попов В.Г., Абдрахманов Р.Ф. (2017) Гидрогеологические предпосылки нефтеносности Кизильской зоны Южного Урала. *Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН*, 1(265), 3-7.
- Постоялко М.В., Плюснина А.А., Арбанова Е.С., Степанова Т.И., Черепанова Н.А. (1989) Путеводитель геологических экскурсий. *Свердловская экскурсия. Маршрут № 4: Режевская структурно-формационная зона. Осадочные породы Першинского комплекса*. Свердловск: УНЦ АН СССР, ПГО Уралгеология, 46-49.
- Постоялко М.В., Степанова Г.А., Черепанова Н.А. (1990) Нижневизейские отложения Магнитогорского синклинария (разрез Нижняя Гусиха). *Новые данные по геологии Урала, Западной Сибири и Казахстана*. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 95-107.
- Правикова Н.В., Матвеев Е.А., Тевелев А.В., Веймарн А.Б., Рудакова А.В. (2008) Вулканизм переходного этапа от позднедевонской островной дуги к раннекаменноугольным рифтам на Южном Урале. *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол.*, (6), 8-15.
- Пронин А.А. (1960) Карбон восточного склона Среднего Урала. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 232 с.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- Пучков В.Н. (2000) Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 145 с.
- Пучков В.Н. (1996) Формирование Урало-Новоземельского складчатого пояса – результат неравномерной, косоориентированной коллизии континентов. *Геотектоника*, (5), 66-75.
- Рассказов А.А., Скобелев С.Ф., Стукалова И.Е. (1998) Особенности влияния длительно развивавшихся разломов на формирование угольных месторождений (на примере восточного склона Урала). *Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии*. М.: Наука, 60-72. (Тр. ГИН РАН, вып. 500).
- Салихов Д.Н., Мосейчук В.М., Холоднов В.В., Рахимов И.Р. (2014) Каменноугольный вулканогенно-интрузивный магматизм Магнитогорско-Богдановского грабена в свете новых геолого-геохимических данных. *Литосфера*, (5), 33-56.
- Салихов Д.Н., Рахимов И.Р., Мосейчук В.М. (2013) Каменноугольный магматизм коллизивной эпохи на Южном Урале. *Геол. сб. № 10*. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 176-199.
- Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Пучков В.Н., Рахимов И.Р. (2019) Магнитогорская зона Южного Урала в позднем палеозое: магматизм, флюидный режим, металлогения, геодинамика. М.: Наука, 392 с.
- Салихов Д.Н., Яркова А.В. (1992) Нижнекаменноугольный вулканизм Магнитогорского мегасинклинария. Уфа: БНЦ УрО РАН, 137 с.
- Свяжина И.А., Петров Г.А., Слободчиков Е.А. (2008) Палеомагнетизм, тектоника и геодинамика палеозоя среднеуральского фрагмента Восточно-Уральской мегазоны. *Литосфера*, (4), 22-34.
- Симаненко В.П., Голозубов В.В., Сахно В.Г. (2006) Геохимия вулканитов трансформных окраин (на примере Алчанского бассейна, Северо-Западное Приуралье). *Геохимия*, (12), 1251-1265.
- Смирнов В.Н., Коровко А.В. (2007) Палеозойский вулканизм восточной зоны Среднего Урала. *Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование*. Мат-лы Междунар. науч. конф. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 395-420.
- Смирнов В.Н., Ферштатер Г.Б., Иванов К.С. (2003) Схема тектономагматического районирования территории восточного склона Среднего Урала. *Литосфера*, (2), 40-56.
- Смирнов Г.А. (1957) Материалы к палеогеографии Урала. Визейский ярус. Свердловск: УФ АН СССР, 120 с.
- Смирнов Г.А., Смирнова Т.А. (1967) Материалы к палеогеографии Урала. Очерк IV. Турнейский век. *Тр. ИГГ УрО АН СССР*, 205 с.
- Сначёв В.И. (2014) Новый вариант тектонического районирования Восточно-Уральской мегазоны (Южный Урал). *Вестн. АН Республики Башкортостан*, 19(3), 43-48.
- Степанова Т.И. (2016) Биостратиграфия пограничных отложений турнейского и визейского ярусов по фораминиферам в разрезе Кипчак на восточном склоне Южного Урала. *Литосфера*, (6), 70-96.
- Степанова Т.И., Кулагина Е.И., Кучева Н.А., Миценс Г.А., Пазухин В.Н. (2013) Разрез Чернышевка на р. Худолаз (Восточный склон Южного Урала). *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 160, 32-38.
- Степанова Т.И., Кучева Н.А. (2006а) Возрастной состав карбонатных обломков в жуковской свите нижнего визе (восточный склон Среднего Урала). *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 153, 115-121.
- Степанова Т.И., Кучева Н.А. (2006б) Разрез Худолаз – стратотип горизонтов субрегиональной схемы нижнекаменноугольных отложений восточного склона Урала. *Литосфера*, (1), 45-75.
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). (1993) Екатеринбург: Роскомнедра, 152 с.
- Сурин Т.Н. (2020) Раннепермские гранитоиды Восточно-Магнитогорской зоны (Южный Урал): петрология, геохимия и геодинамическая обстановка формирования. *Изв. УГТУ*, 57(1), 47-62.
- Сурин Т.Н., Мосейчук В.М. (1997) Геодинамическое развитие Магнитогорского палеовулканического пояса (Южный Урал). Миасс: Геотур, 310 с.
- Тевелев А.В., Дегтярев К.Е., Тихомиров П.Л., Кошелева И.А., Косарев А.М., Мосейчук В.М., Правикова Н.В., Сурин Т.Н. (2005) Геодинамические обстановки формирования каменноугольных вулканических комплексов Южного Урала и Зауралья. *Очерки по региональной тектонике. Т. 1. Южный Урал*. М.: Наука, 213-247. (Тр. Геол. ин-та, вып. 561).

- Тевелев А.В., Кошелева И.А. (2002) Геологическое строение и история развития Южного Урала (Восточно-Уральское поднятие и Зауралье). М.: Изд-во МГУ, 123 с.
- Тевелев А.В., Соболев И.Д., Борисенко А.А., Правикова Н.В., Казанский А.Ю., Коптев Е.В., Кошелева И.А., Жак Ю. (2021) Начальный этап раннекаменноугольного рифтинга на Южном Урале: первые результаты U-Pb датирования циркона из гранитоидов неплюевского комплекса. *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4: Геол.*, (6), 40-48.
- Ферштатер Г.Б. (1966) Магнитогорская габбро-гранитная интрузия. Свердловск: ИГ УФАИ СССР, 144 с.
- Ферштатер Г.Б. (2013) Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 368 с.
- Филатова Н.И. (2008) Специфика магматизма окраинно-континентальных и окраинно-морских бассейнов синсдвиговой природы, западная периферия Тихого океана. *Петрология*, 16(5), 480-500.
- Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко В.П. (1997) Раннемеловая и палеогеновая трансформные континентальные окраины (калифорнийский тип) Дальнего Востока России. *Тектоника Азии*. М.: ГЕОС, 240-243.
- Холоднов В.В., Шардакова Г.Ю., Пучков В.Н., Петров Г.А., Шагалов Е.С., Салихов Д.Н., Коровко А.В., Прибавкин С.В., Рахимов И.Р., Бородин Н.С. (2021) Палеозойский гранитоидный магматизм Северного, Среднего и Южного Урала как отражение этапов геодинамической и геохимической эволюции коллизионного орогена. *Геодинамика и тектонофизика*, 12(2), 225-245.
- Чувашов Б.И., Анфимов А.Л. (2001) Среднекаменноугольный восточно-уральский залив и особенности формирования карбонатной платформы. *Литология и полез. ископаемые*, (3), 245-248.
- Чувашов Б.И., Иванова Р.М., Колчина А.Н. (1984) Верхний палеозой восточного склона Урала (стратиграфия и геологическая история). Свердловск: УНЦ АН СССР, 230 с.
- Чувашов Б.И., Черных В.В., Иванова Р.М. (2002) Пограничные башкирско-московские отложения бассейна реки Исеть. *Путеводитель геологических экскурсий по карбону Урала. Ч. 2. Среднеуральская экскурсия*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 68-101.
- Язева Р.Г., Бочкарев В.В. (1998) Геология и геодинамика Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 203 с.
- Civile D., Lodolo E., Vuan A., Loreto M. (2012) Tectonics of the Scotia-Antarctica plate boundary constrained from seismic and seismological data. *Tectonophysics*, 550, 17-34.
- Dewey J.F., Burke K. (1974) Hot Spots and Continental Break-up: Implications for Collisional Orogeny. *Geology*, 2(2), 57-60.
- Einsele G. (2000) Sedimentary basins: evolution, facies, and sediment budget. Berlin: Springer-Verlag, 792 p.
- Gorozhanina E., Kulagina E., Nikolaeva S., Gorozhanin V. (2017) The Devonian-Carboniferous Boundary Deposits in the Central Magnitogorsk Zone of the South Urals. *Advances in Devonian, Carboniferous and Permian Research: Stratigraphy, Environments, Climate and Resources*. Proceedings Kazan Golovkinsky Stratigraphic Meeting, 2017. (Kazan, Russian Federation, 19–23 September 2017). Milano: Filodiritto Editore, 120-129.
- Kosarev A.M., Vladimirov A.G., Khanchuk A.I., Salikhov D.N., Kholodnov V.B., Osipova T.A., Kallistov G.A., Seravkin I.B., Rakhimov I.R., Shafigullina G.T. (2021) Devonian-Carboniferous Magmatism and Metallogeny in the South Ural Accretionary-Collisional System. *Geodynam. Tectonophys.*, 12(2), 365-391.
- Kulagina E.I., Pazukhin V.N., Nikolaeva S.V., Kochetova N.N., Zainakaeva G.F., Gibshman N.B. (2009) Serpukhovian and Bashkirian bioherm facies of the Kizil Formation in the South Urals. *Carboniferous Type Sections in Russia and Potential Global Stratotypes. Southern Urals Session*. Proc. Int. Field Meeting Ufa-Sibai. Ufa: DizainPoligrafServis, 78-96.
- Leroy S., Mauffret A., Patriat P., Mercier de Lepinay B. (2000) An alternative interpretation of the Cayman Trough evolution from a re-identification of magnetic anomalies. *Geophys. J. Int.*, 3(141), 539-557.
- Okada H. (1999) Plume-related sedimentary basins in East Asia during the Cretaceous. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, (150), 1-11.
- Peacock D.C., Sanderson D.J. (1995) Pull-aparts, shear fractures and pressure solution. *Tectonophysics*, (241), 1-13.
- Pravikova N.V., Tikhomirov P.L., Tevelev A.V., Kosheleva I.A., Surin T.N. (2023) Magma Chemistry and Tectonic Controls of Volcanic Activity in the Southern Ural Area during Early Carboniferous Time. *Minerals*, 13, 258.
- Rosencrantz E., Malcom R.I., Sclater J.G. (1988) Age and spreading history of the Cayman trough as determined from depth, heat flow, and magnetic anomalies. *J. Geophys. Res.*, (93), 2141-2157.
- Steel R.J., Gloppen T.G. (1980) Late Caledonian (Devonian) basin formation, western Norway: Signs of strike-slip tectonics during infilling. In Sedimentation in oblique-slip mobile zones. (Eds P.F. Balance, H.G. Reading). *Int. Assoc. Sedimentol., Spec. Publ.*, (4), 79-103.

REFERENCES

- Bezhaev M.M. (1978) Flysch and orogenic formations of the eastern slope of the Urals. Sverdlovsk, Sredne-Ural'skoe knizhnoe izd-vo, 207 p. (In Russ.)
- Burtman V.S., Dvorova A.V., Samygin S.G. (2020) Paleolatitudinal position of the East Ural microcontinent and the Magnitogorsk arc in the Ural Ocean. *Lithosphere (Russia)*, 20(6), 842-850. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-6-842-850>
- Chuvashov B.I., Anfimov A.L. (2001) Middle Carboniferous East Ural Bay and Features of Carbonate Platform Formation. *Litol. Polez. Iskop.*, (3), 245-248. (In Russ.)
- Chuvashov B.I., Chernykh V.V., Ivanova R.M. (2002) Bashkirian-Moscovian boundary deposits of the Iset river basin. *Guide to geological excursions to the Carboniferous of Urals. Pt 2. Middle Urals excursion*. Ekaterinburg, IGG Uro RAN Publ., 68-101. (In Russ.)
- Chuvashov B.I., Ivanova R.M., Kolchina A.N. (1984) Upper Paleozoic of the eastern slope of the Urals (stratigraphy and geological history). Sverdlovsk, UNTs AN SSSR Publ., 230 p. (In Russ.)
- Civile D., Lodolo E., Vuan A., Loreto M. (2012) Tectonics of the Scotia-Antarctica plate boundary constrained from seismic and seismological data. *Tectonophysics*, 550, 17-34.
- Dewey J.F., Burke K. (1974) Hot Spots and Continental Break-up: Implications for Collisional Orogeny. *Geology*, 2(2), 57-60.

- Dianova T.V. (1975) On some facies of early Carboniferous volcanites of the Eastern zone. *Paleovolcanism of the Urals*. Sverdlovsk, UNTs AN SSSR Publ., 99-107. (In Russ.)
- Dobretsov N.L., Kulakov I.Y., Polyanskii O.P. (2013) Geodynamics and stress-strain patterns in different tectonic settings. *Russ. Geol. Geophys.*, **54**(4), 357-380.
- Dubeikovskii S.G. (2002) Smolinskaya cave and its vicinity. Ekaterinburg, Izd-vo Ural'skogo universiteta, 35 p. (In Russ.)
- Dubinin E.P., Kokhan A.V., Grokhol'sky A.L., Kurbatova E.S., Teterin D.E., Sushchevskaya N.M. (2016) Tectonics and types of riftogenic basins of the Scotia sea, South Atlantic. *Geotectonics*, **50**(1), 35-53.
- Einsele G. (2000) Sedimentary basins: evolution, facies, and sediment budget. Berlin, Springer-Verlag, 792 p.
- Eremeev V.V. (1972) Paleogeography and mineral formation of the Lower Carboniferous coal-bearing deposits of the Middle Urals. Moscow, Nauka Publ., 224 p. (In Russ.)
- Fershtater G.B. (1966) Magnitogorsk gabbro-granite intrusion. Sverdlovsk, IG UFAN SSSR Publ., 144 p. (In Russ.)
- Fershtater G.B. (2013) Paleozoic intrusion magmatism of the Middle and Southern Urals. Ekaterinburg, RIO UrO RAN Publ., 368 p. (In Russ.)
- Filatova N.I. (2008) Specifics of magmatism in marginal continental and marginal-sea pull-apart basins: Western periphery of the Pacific Ocean. *Petrologiya*, **16**(5), 448-467. (In Russ.)
- Geological map of the Urals. (1979) Scale 1 : 500 000. Sheet N-40, N-41. (Ed. I.D. Sobolev). (In Russ.)
- Gorozhanina E.N. (2015) Tectono-sedimentary model of sedimentation evolution in the Central Magnitogorsk zone in the Southern Urals. *Geologicheskii sbornik No. 12*. St.Petersburg, Svoe Izdatel'stvo, 79-92. (In Russ.)
- Gorozhanina E., Kulagina E., Nikolaeva S., Gorozhanin V. (2017) The Devonian-Carboniferous Boundary Deposits in the Central Magnitogorsk Zone of the South Urals. *Advances in Devonian, Carboniferous and Permian Research: Stratigraphy, Environments, Climate and Resources*. Proceedings Kazan Golovkinsky Stratigraphic Meeting, 2017. (Kazan, Russian Federation, 19–23 September 2017). Milano, Filodiritto Editore, 120-129.
- Loganson L.I. (2005) Pull-apart basins: a review. *Geotectonics*, **39**(2), 156-168. (In Russ.)
- Ivanov K.S. (1998) The main features of geological history (1.6–0.2 billion years) and the structure of the Urals. Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 252 p. (In Russ.)
- Ivanov K.S., Puchkov V.N. (2022) Structural-Formational Zoning of the Ural Fold Belt: An Overview and New Approach. *Geotectonics*, **56**(6), 747-780. (In Russ.)
- Kazantseva T.T. (1987) Allochthonous structures and formation of the earth's crust of the Urals. Moscow, Nauka Publ., 158 p. (In Russ.)
- Khanchuk A.I., Golozubov V.V., Martynov Yu.A., Simanenko V.P. (1997) Early Cretaceous and Paleogene transforming continental margins (Californian type) of the Russian Far East. *Tectonics of Asia*. Moscow, GEOS Publ., 240-243. (In Russ.)
- Kholodnov V.V., Shardakova G.Yu., Puchkov V.N., Petrov G.A., Shagalov E.S., Salikhov D.N., Korovko A.V., Pribavkin S.V., Rakhimov I.R., Borodina N.S. (2021) Paleozoic granitoid magmatism of the Urals: the reflection of the stages of the geodynamic and geochemical evolution of a collisional orogen. *Geodynam. Tectonophys.*, **12**(2), 225-245. (In Russ.)
- Kochetkova N.M., Lutfullin Y.L. (1981) Scheme of stratigraphy and correlation of the Middle Carboniferous deposits of the Southern Urals. Ufa, BF AN SSSR Publ., 30 p. (In Russ.)
- Kochetkova N.M., Lutfullin Y.L., Arkhipova V.V. (1977) Bashkir deposits of the Magnitogorsk megasynclinalorium. *Paleozoic stratigraphy of the Southern Urals*. Ufa, BF AN SSSR Publ., 78-100. (In Russ.)
- Kokhan A.V., Dubinin E.P., Kurbatova E.S. (2016) Manifestations of ultraslow spreading in transform strike-slip zones. *Vestnik KRAUNTS. Ser.: Nauki o Zemle*, **30**(2), 16-28. (In Russ.)
- Koroteev V.A., Dianova T.V., Kabanova L.Ya. (1979) Middle Paleozoic volcanism of the Eastern zone of the Urals. Moscow, Nauka Publ., 129 p. (In Russ.)
- Koroteev V.A., Dianova T.V., Korinevskii V.G. (1986) Volcanic facies of the Urals. Sverdlovsk, UNTs AN SSSR Publ., 205 p. (In Russ.)
- Korovko A.V., Dvoeglazov D.A., Purtov V.A. (1992) Geological position and structure of the Safyanovka ore field. *New data on the stratigraphy and lithology of the Paleozoic Urals and Central Asia*. Ekaterinburg, Nauka Publ., UrO RAN Publ., 138-153. (In Russ.)
- Korovko A.V., Smirnov V.N., Stepanova T.I., Mizens G.A. (2007) Famennian volcanism in the Middle Ural part of the East Ural megazone. *Geodynamics of the Earth's orogenic belts formation*. Proc. of Int. sci. conf. Ekaterinburg, IGG UrO RAN Publ., 158-161. (In Russ.)
- Kosarev A.M., Vladimirov A.G., Khanchuk A.I., Salikhov D.N., Kholodnov V.B., Osipova T.A., Kallistov G.A., Seravkin I.B., Rakhimov I.R., Shafigullina G.T. (2021) Devonian-Carboniferous Magmatism and Metallogeny in the South Ural Accretionary-Collisional System. *Geodynam. Tectonophys.*, **12**(2), 365-391. <https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-2-0529>
- Kucheva N.A., Stepanova T.I. (2013) Proposals for upgrading the stratigraphic scheme of the Lower Carboniferous of the Urals (on example of the Middle and Southern Urals). *Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 160, 22-28. (In Russ.)
- Kucheva N.A., Stepanova T.I. (1999) Stratigraphy of Carboniferous Deposits of the Smolinsky District. *Ural'skii Geol. Zhurnal*, **3**(9), 13-46. (In Russ.)
- Kulagina E.I., Pazukhin V.N., Nikolaeva S.V., Kochetova N.N., Zainakaeva G.F., Gibshman N.B. (2009) Serpukhovian and Bashkirian bioherm facies of the Kizil Formation in the South Urals. *Carboniferous Type Sections in Russia and Potential Global Stratotypes. Southern Urals Session*. Proc. Int. Field Meeting Ufa–Sibai. Ufa, DizainPoligrafServis, 78-96.
- Lagutenko V.N. (1976) Characteristics of conglomerates of the Middle Carboniferous deposits on the eastern slope of the Middle Urals. *Petrography of clastic rocks of the eastern slope of the Urals and Mugodzharsk range*. Sverdlovsk, UNTs AN SSSR Publ., 55-67. (In Russ.)
- Leroy S., Mauffret A., Patriat P., Mercier de Lepinay B. (2000) An alternative interpretation of the Cayman Trough evolution from a re-identification of magnetic anomalies. *Geophys. J. Int.*, **3**(141), 539-557.
- Milanovskii E.E. (1976) Continental rift zones. Moscow, Nedra Publ., 179 p. (In Russ.)
- Mizens G.A. (2002) Sedimentation basins and geodynamic conditions in the Late Devonian–Early Permian of the south of the Urals. Ekaterinburg, IGG UrO RAN Publ., 190 p. (In Russ.)

- Mizens G.A. (2021) The Bashkirian Stage on the Eastern Slope of the Middle Urals and the Lower/Middle Carboniferous Boundary: Features of Lithology and Sedimentation Environment. *Geol. Vestnik*, (3), 28-36. (In Russ.) <https://doi.org/10.31084/2619-0087/2021-3-4>
- Mizens G.A., Kokshina L.V. (2014) Some features of the section of moscow sediments in the east of the Southern Urals (Magnitogorsk megazone). *Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 161, 86-89. (In Russ.)
- Mizens G.A., Kucheva N.A., Stepanova T.I. (2015) Sedimentation Conditions in the Early Carboniferous and Bashkirian in eastern zones of the Middle Urals. *Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 162, 71-76. (In Russ.)
- Mizens G.A., Kucheva N.A., Stepanova T.I., Dub S.A. (2020) Some features of sedimentation in the Early Carboniferous in the east of the Middle Urals. *Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 167, 51-59. (In Russ.)
- Mizens G.A., Stepanova T.I., Kucheva N.A. (2012) Eastern zones of the Middle Urals in the Carboniferous (evolution of sedimentation basins and features of paleotectonics). *Lithosphere (Russia)*, (4), 107-126. (In Russ.)
- Mizens G.A., Stepanova T.I., Kucheva N.A. (2013) Evolution of sedimentation basins of the collision stage of development of the Urals. *Sedimentary basins, sedimentation and post-sedimentation processes in geological history*. Proc. of the VII All-Russian Lithological Conf. V. 2. Novosibirsk, INGG SO RAN Publ., 268-271. (In Russ.)
- Mizens G.A., Stepanova T.I., Kucheva N.A., Korovko A.V. (2007) Facies features of clastic rocks of the Bashkirian stage on the eastern slope of the Middle Urals. *Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 154, 94-100. (In Russ.)
- Mizens G.A., Svyazhina I.A. (2010) Some features of the paleotectonics of the Ural territory in the Late Paleozoic according to paleomagnetic data. *Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 157, 72-74. (In Russ.)
- Moseichuk V.M., Yarkova A.V., Mikhailov I.G. (2000) Report on geological additional study of scale 1:200 000 sheets N-40-XXIV, XXX (new series). Magnitogorsk Square. B. 1. Chelyabinsk, THF. (In Russ.)
- Nasedkina V.A., Borozdina G.N. (1999) Conodonts from the boundary sediments of the Middle–Upper Devonian on the eastern slope of the Middle Urals. *Problems of stratigraphy and paleontology of the Urals*. Ekaterinburg, UGSE Publ., 45-51. (In Russ.)
- Necheukhin V.M., Volehek E.N. (2012) Types of accretion and collision processes in orogenic systems of Timan-Urals segment of Eurasia. *Lithosphere (Russia)*, (4), 78-90. (In Russ.)
- Okada H. (1999) Plume-related sedimentary basins in East Asia during the Cretaceous. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, (150), 1-11.
- Pazukhin V.N., Kulagina E.I., Nikolaeva S.V., Kochetova N.N., Kononova V.A., Zainakaeva G.F. (2009) Justification of the Serpukhovian stage lower boundary in the Verkhnyaya Kardailovka section as a candidate for the GSSP. *Carboniferous Type Sections in Russia and Potential Global Stratotypes. Southern Urals Session*. Proc. Int. Field Meeting Ufa–Sibai. Ufa, DizainPoligraf-Servis Publ., 129-141. (In Russ.)
- Peacock D.C., Sanderson D.J. (1995) Pull-aparts, shear fractures and pressure solution. *Tectonophysics*, (241), 1-13.
- Petrenko A.A. (1953) East Ural belt of the Lower Carboniferous Waste Accumulation. *Tr. Laboratorii Geologii Uglya AN SSSR*, vyp. 1. Leningrad, Gosgeoltekhizdat Publ., 7-10. (In Russ.)
- Petrov G.A. (2010) Early Carboniferous paleobasins on the eastern slope of the Middle Urals: formulation of the problem of interpretation of the formation environment and the main features of mineragenia. *Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 157, 79-82. (In Russ.)
- Petrov G.A., Ronkin Yu.L., Maslov A.V., Lepikhina O.P., Svyazhina I.A., Rybalka A.V. (2008) Timing of the onset of collision in the Central and Northern Urals. *Dokl. Earth Sci.*, **422**(1), 1050-1055.
- Petrov G.A., Svyazhina I.A., Rybalka A.V. (2010) Features of the formation of the Late Paleozoic orogen in the Middle Urals. *Tectonics and Geodynamics of Folded Belts and Phanerozoic Platforms*. Proc. of the XLIII Tectonic Meeting. V. 2. Moscow, GEOS Publ., 139-143. (In Russ.)
- Popov V.G., Abdrakhmanov R.F. (2017) Hydrogeological prerequisites for the oil content of the Kizil zone of the Southern Urals. *Vestn. IG Komi NTs UrO RAN*, **265**(1), 3-7. (In Russ.)
- Postoyalko M.V., Plyusnina A.A., Arbanova E.S., Stepanova T.I., Cherepanova N.A. (1989) Sverdlovsk excursion. Route No. 4: Rezhnev structural-facies zone. Sedimentary rocks of the Pershin complex. *Guide to geological excursions*. Sverdlovsk, UNTs AN SSSR, PGO Uralgeologiya, 46-49. (In Russ.)
- Pravikova N.V., Matveev E.A., Tevelev A.I.V., Veimarn A.B., Rudakov A.V. (2008) Volcanism of the transition stage from the Late Devonian island arc to the Early Carboniferous rifts in the Southern Urals. *Vestn. Moskovskogo Universiteta. Ser. 4. Geol.*, (6), 8-15. (In Russ.)
- Pravikova N.V., Tikhomirov P.L., Tevelev A.V., Kosheleva I.A., Surin T.N. (2023) Magma Chemistry and Tectonic Controls of Volcanic Activity in the Southern Ural Area during Early Carboniferous Time. *Minerals*, **13**, 258.
- Pronin A.A. (1960) Carboniferous of the eastern slope of the Middle Urals. Moscow; Leningrad, Izd-vo AN SSSR, 232 p. (In Russ.)
- Puchkov V.N. (2010) Geology of the Urals and Cis-Urals (actual problems of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny). Ufa, DizainPoligrafServis Publ., 280 p. (In Russ.)
- Puchkov V.N. (2000) Paleogeodynamics of the Southern and Middle Urals. Ufa, Dauriya Publ., 145 p. (In Russ.)
- Puchkov V.N. (1996) The formation of the Ural-Novaya Zemlya fold belt is the result of an uneven, oblique collision of continents. *Geotectonics*, (5), 66-75. (In Russ.)
- Rasskazov A.A., Skobelev S.F., Stukalova I.E. (1998) Features of the influence of long-term developed faults on the formation of coal deposits (on the example of the eastern slope of the Urals). *The Urals: Fundamental Problems of Geodynamics and Stratigraphy*. Moscow, Nauka Publ., 60-72. (In Russ.)
- Rosencrantz E., Malcom R.I., Sclater J.G. (1988) Age and spreading history of the Cayman trough as determined from depth, heat flow, and magnetic anomalies. *J. Geophys. Res.*, (93), 2141-2157.
- Salikhov D.N., Kholodnov V.V., Puchkov V.N., Rakhi-mov I.R. (2019) Magnitogorsk zone of the Southern Urals in the Late Paleozoic: magmatism, fluid regime, metallogeny, geodynamics. Moscow, Nauka Publ., 392 p. (In Russ.)
- Salikhov D.N., Moseichuk V.M., Kholodnov V.V., Rakhi-mov I.R. (2014) Carboniferous volcano-intrusive mag-

- matism of the Magnitogorsk-Bogdanovsky graben in the light of new geological and geochemical data. *Lithosphere (Russia)*, (5), 33-55. (In Russ.)
- Salikhov D.N., Rakhimov I.R., Moseichuk V.M. (2013) Carboniferous magmatism of the collision epoch in the Southern Urals. *Geologicheskii Sbornik No. 10*. Ufa, DizainPoligrafServis Publ., 176-199. (In Russ.)
- Salikhov D.N., Yarkova A.V. (1992) Lower Carboniferous volcanism of the Magnitogorsk megasynclinalorium. Ufa, BNTs UrO RAN Publ., 137 p. (In Russ.)
- Simanenko V.P., Golozubov V.V., Sakhno V.G. (2006) Geochemistry of volcanic rocks from transform margins: evidence from the Alchan basin, Northwestern Primorie. *Geochem. Int.*, **44**(12), 1157-1169.
- Smirnov G.A. (1957) Materials for the paleogeography of the Urals. The Visean stage. Sverdlovsk, UFAN SSSR Publ., 120 p. (In Russ.)
- Smirnov V.N., Fershtater G.B., Ivanov K.S. (2003) Scheme of tectonic-magmatic zoning of the territory of the eastern slope of the Middle Urals. *Lithosphere (Russia)*, (2), 40-56. (In Russ.)
- Smirnov V.N., Korovko A.V. (2007) Paleozoic volcanism of the eastern zone of the Middle Urals. *Geodynamics, magmatism, metamorphism and ore formation*. Proceedings of the international scientific conference. Ekaterinburg, IGG UrO RAN Publ., 395-420. (In Russ.)
- Smirnov G.A., Smirnova T.A. (1967) Materials for the paleogeography of the Urals. The Tournaisian age. *Tr. IGG UFAN SSSR*, 205 p. (In Russ.)
- Snachev V.I. (2014) New version of the tectonic zonation of the East-Ural megazone (South Urals). *Vestnik Akademii Nauk Respubliki Bashkortostan*, **19**(3), 43-48. (In Russ.)
- State Geological Map of the USSR. (1985) Scale 1 : 200 000. Sheet O-41-XXXII. Explanatory note. The Sredneural'skaya Ser. (Ed. M.S. Rapoport). Sverdlovsk, PO Uralgeologiya Publ., 160 p. (In Russ.)
- State Geological Map of the Russian Federation. (2011) Scale 1 : 1000 000 (3rd gen.). The Uralskaya Ser. Sheet O-41 (Ekaterinburg). Explanatory note. (Ed. A.V. Zhdanov). St. Petersburg, VSEGEI Kartfabrika Publ., 492 p. + 6 incl. (In Russ.)
- State Geological Map of the Russian Federation. (2015) Scale 1 : 200 000. 2nd ed. The Yuzhno-Uralskaya Ser. Sheet N-40-XXIX (Sibai). Explanatory note. (Ed. E.V. Popov). Moscow, The Moscow branch of the VSEGEI, 218 p. + 14 incl. (In Russ.)
- State Geological Map of the Russian Federation (2017). Scale 1 : 200 000. 2nd ed. The Sredneural'skaya Ser. Sheet O-41-XXV. Explanatory note. (Ed. M.S. Rapoport). Moscow, The Moscow branch of the VSEGEI, 156 p. (In Russ.)
- Steel R.J., Gloppen T.G. (1980) Late Caledonian (Devonian) basin formation, western Norway: Signs of strike-slip tectonics during infilling. In *Sedimentation in oblique-slip mobile zones*. (Eds P.F. Balance, H.G. Reading). *Int. Assoc. Sedimentol., Spec. Publ.*, (4), 79-103.
- Stepanova T.I., Kucheva N.A. (2006a) Age composition of carbonate debris in the Zhukovo Formation of the Lower Visean (eastern slope of the Middle Urals). *Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 153, 115-121. (In Russ.)
- Stepanova T.I., Kucheva N.A. (2006b) The Khudolaz section as a Stratotype of horizons of a subregion scheme of the Urals eastern slope Lower Carboniferous deposits. *Lithosphere (Russia)*, (1), 45-75. (In Russ.)
- Stepanova T.I., Kulagina E.I., Kucheva N.A., Mizens G.A., Pazukhin V.N. (2013) Section Chernyshevka on the Khudolaz river (eastern slope of the Southern Urals). *Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 160, 32-38. (In Russ.)
- Stratigraphic schemes of the Urals (Precambrian, Paleozoic). (1993). Ekaterinburg, Roskomnedra Publ., 152 p. (In Russ.)
- Surin T.N. (2020) Early Permian granitoids of the East Magnitogorsk zone (Southern Urals): petrology, geochemistry, and geodynamic formation environment. *Izvestiya UGGU*, **57**(1), 47-62. (In Russ.)
- Surin T.N., Moseichuk V.M. (1997) Geodynamic development of the Magnitogorsk paleovolcanic belt (Southern Urals). Miass, Geotur Publ., 310 p. (In Russ.)
- Svyazhina I.A., Petrov G.A., Slobodchikov E.A. (2008) Paleomagnetism, tectonics and geodynamics of the Paleozoic of the Middle Urals fragment of the East Urals megazone. *Lithosphere (Russia)*, (4), 22-34. (In Russ.)
- Tevelev A.V., Degtyarev K.E., Tikhomirov P.L., Kosheleva I.A., Kosarev A.M., Moseichuk V.M., Pravikova N.V., Surin T.N. (2005) Geodynamic conditions for the formation of Carboniferous volcanic complexes of the Southern Urals and Trans-Urals. *Essays on Regional Tectonics. V. 1. Southern Urals*. Moscow, Nauka Publ., 213-247. (In Russ.)
- Tevelev A.V., Kosheleva I.A. (2002) Geological structure and history of development of the Southern Urals (East Urals uplift and Trans-Urals). Moscow, Izd-vo MGU, 123 p. (In Russ.)
- Tevelev A.V., Sobolev I.D., Borisenko A.A., Pravikova N.V., Kazanskii A.J., Koptev E.V., Kosheleva I.A., Zhak J. (2021) The initial stage of Early Carboniferous rifting in the Southern Urals: first results of zircon U-Pb dating from granitoids of Neplyuevka complex. *Vestn. Moskovskogo Universiteta. Ser. 4. Geol.*, (6), 40-48. (In Russ.)
- Volchek E.N. (2008) Structural position and geochemical features of volcanites of the middle reaches of the Iset River (eastern periphery of the Middle Urals). *Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 155, 102-108. (In Russ.)
- Volchek E.N., Slobodchikov E.A., Pritchkin M.E., Chervyakovskii V.S. (2018) On the petrogeochemical composition of volcanogenic rocks in Visean sediments in the east of the Middle Urals. *Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 165, 80-84. (In Russ.)
- Yazeva R.G., Bochkarev V.V. (1998) Geology and geodynamics of the Southern Urals. Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 203 p. (In Russ.)
- Zhukov O.V. (1986) Patterns of spatial distribution of thick coal deposits in the Urals. Preprint. Sverdlovsk, UNTs AN SSSR, 64 p. (In Russ.)
- Znamenskii S.E., Znamenskaya N.M. (2008) Model of the formation of the structure of the eastern slope of the Southern Urals at the stage of general collision. *Geology, minerals and geoecological problems of Bashkortostan, the Urals and adjacent territories*. Materials of the VII Interregional Scientific and Practical Conference. Ufa, DizainPoligrafServis, 89-92. (In Russ.)
- Znamenskii S.E., Kosarev A.M., Rodicheva Z.I., Rykus M.V., Salikhov D.N., Seravkin I.B., Snachev V.I. (1992) Volcanism of the Southern Urals. Moscow, Nauka Publ., 197 p. (In Russ.)

Палеонтологические исследования пограничных отложений девона и карбона Берчогура (западный Казахстан): возможности глобальной корреляции

Е. И. Кулагина¹, С. В. Николаева^{2,3}, С. Н. Мустапаева⁴, Ю. А. Гатовский⁵

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

²Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, 117647, г. Москва, ул. Профсоюзная, 123

³Казанский (Приволжский) федеральный университет, 420008, г. Казань, ул. Кремлевская, 18

⁴Satbayev University, кафедра геологической съемки, поиска и разведки месторождений полезных ископаемых, 050000, Республика Казахстан, г. Алматы, ул. Сатбаева, 22

⁵Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, кафедра палеонтологии, геологический факультет, 119991, г. Москва, Ленинские горы, 1

Поступила в редакцию 21.09.2023 г., принята к печати 24.11.2023 г.

Объект исследования. Пограничные отложения девона и карбона Берчогурской мульды (Западный Казахстан). Новые данные по фауне амmonoидей, конодонтов, фораминифер из разрезов Берчогура получены при полевых работах в 2018–2019 гг. **Цель** – выявить эпизоды Хангенбергского события (кризиса) в разрезе Берчогур и скоррелировать уровни появления маркеров нижней границы каменноугольной системы по разным группам фауны в этом разрезе. **Методы.** Используются палеонтологический и литологический методы. **Результаты.** Анализ комплексов фауны и литологических особенностей пород, вскрытых новыми выработками, дал возможность предположить проявление глобального Хангенбергского события и сравнить с фазами этого события в разрезах Западной Европы. Уточнена корреляция зон амmonoидей, конодонтов, фораминифер. Установлено, что первое появление конодонтов вида *S. (Eo.) praesulcata* в разрезе Берчогур приходится на пачку 2b, а первое появление вида *S. (Eo.) sulcata* зафиксировано в пачке 3b. Благодаря находкам амmonoидей рода *Acutimitoceras* пачки 3b и 3c можно сопоставить с верхней частью амmonoидной зоны *prorsum*, что соответствует уровню появления конодонтов *S. (Eo.) sulcata*. В разрезе выявлены интервалы, предположительно соответствующие эпизодам глобального Хангенбергского события, и часть послекризисного интервала. **Выводы.** Предкризисный интервал соответствует расцвету фораминифер зоны *Q. kobeitusana substricta* и конодонтовым зонам *Upper expansa* и нижней части *Lower praesulcata* (пачки 1–2a¹). Так называемая прелюдия кризиса отвечает вымиранию квазиэндогенного сообщества фораминифер (экозона с доживающими *Quasiendothyra* и верхней части зоны *Lower praesulcata* (пачка 2a²). Хангенбергское вымирание, или нижний кризисный интервал, соответствует трансгрессивному эпизоду (выраженному глинистыми сланцами пачки 2b) и интервалу большей части зоны *Middle praesulcata* – нижней части зоны *Upper praesulcata*. Этот интервал сопоставляется с хангенбергскими черными сланцами Западной Европы. Последующий регрессивный эпизод (пачка 3a) отвечает верхам зоны *Upper praesulcata*. Пачка с амmonoидеями (слой 3c) и конодонтами зоны *sulcata* (слои 3b и 3c) и пачка 4 соответствуют трансгрессивной фазе и рассматриваются как эквивалент Штокумского известняка Рейнского массива.

Ключевые слова: Берчогурская мульда, фаменский ярус, турнейский ярус, амmonoидеи, конодонты, фораминиферы, Хангенбергское событие

Источник финансирования

Исследования проводились в соответствии с планами госзаданий Е.И. Кулагиной – № FMRS-2022-0010 (ИГ УФИЦ РАН), С.В. Николаевой – № 122011700294-1 (ПИН РАН). Исследования С.Н. Мустапаевой проводились по теме гранта AP14871618 (Национальный университет им. К. Сатпаева, МНУВО РК)

Paleontological studies of the Devonian-Carboniferous boundary beds of Berchogur (Western Kazakhstan): possibilities of global correlation

Elena I. Kulagina¹, Svetlana V. Nikolaeva^{2,3}, Sezim N. Mustapayeva⁴, Yury A. Gatovsky⁵

Для цитирования: Кулагина Е.И., Николаева С.В., Мустапаева С.Н., Гатовский Ю.А. (2024) Палеонтологические исследования пограничных отложений девона и карбона Берчогура (западный Казахстан): возможности глобальной корреляции. *Литосфера*, 24(5), 810–833. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-5-810-833>

For citation: Kulagina E.I., Nikolaeva S.V., Mustapayeva S.N., Gatovsky Yu.A. (2024) Paleontological studies of the Devonian-Carboniferous boundary beds of Berchogur (Western Kazakhstan): possibilities of global correlation. *Lithosphere (Russia)*, 24(5), 810–833. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-5-810-833>

¹Institute of Geology, UFRS RAS, 16/2 Karla Marksa st., Ufa 450077, Russia, e-mail: elenkul@mail.ru

²A.A. Borissiak Paleontological Institute, RAS, 123 Profsoyuznaya st., Moscow 117647, Russia

³Kazan Federal University, 18 Kremlyovskaya st., Kazan 420008, Russia

⁴Satbayev University, Department of Geological Survey, Search and Exploration of Mineral Deposits,
22 Satbayev st., Almaty 050000, Kazakhstan

⁵M.V. Lomonosov State University, Department of Paleontology, Geology Faculty, 1 Leninskiye Gory,
Moscow 119991, Russia

Received 21.09.2023, accepted 24.11.2023

Research subject. Devonian-Carboniferous boundary beds in the Berchogur Depression (Western Kazakhstan). New data on the fauna of ammonoids, conodonts, and foraminifers from the Berchogur sections were obtained during fieldwork studies in 2018–2019. **Aim.** Identification of episodes of the Global Hangenberg event (crisis) in the Berchogur section and correlation of the potential markers of the base of the Carboniferous in this section. **Materials and Methods.** The research was conducted using paleontological and lithological methods. **Results.** The study of fossil assemblages and rock lithology exposed by new excavations suggests that the markers of the Hangenberg event are present in the section; moreover, they can be correlated with the phases of this event in the sections of Western Europe. A correlation of ammonoid, conodont, and foraminiferal zones is proposed. It is shown that the conodont *S. (Eo.) praesulcata* in the Berchogur section first appears in Member 2b, and the first appearance of *S. (Eo.) sulcata* is recorded in Member 3b. Based on the findings of ammonoids of the genus *Acutimitoceras*, Members 3b and 3c can be correlated with the upper part of the *prorsum* ammonoid Zone, which corresponds to the level of appearance of *S. (Eo.) sulcata*. The intervals corresponding to episodes of the global Hangenberg event (pre-crisis, crisis, and partly post-crisis) are provisionally identified in the section. **Conclusions.** The pre-crisis interval corresponds to the abundance of foraminifers in the *Q. kobeitusana substricta* Zone and the Upper *expansa* and lower part of the Lower *praesulcata* conodont zones. The so-called crisis prelude corresponds to the extinction of the quasiendothyrid foraminiferal community and the upper part of the Lower *praesulcata* Zone (Member 2a²). The Hangenberg Extinction, or the lower crisis interval, corresponds to the clays of Member 2b in, and to the interval of most of the Middle *praesulcata* Zone – the lower part of the Upper *praesulcata* Zone, and to the Hangenberg black shales in Europe. The subsequent regressive episode (Member 3a) corresponds to the upper part of the Upper *praesulcata* Zone. The members with ammonoids (3c) and conodonts of the *sulcata* Zone (3b and 3c) and Member 4 correspond to the transgressive phase and are considered equivalent to the Stockum Limestone of the Rhenish Massif.

Keywords: Berchogur Depression, Famennian, Tournaisian, ammonoids, conodonts, foraminifers, Hangenberg event

Funding information

The research was carried out by: E.I. Kulagina in accordance with the state assignment no. FMRS-2022-0010 (IG UFITs RAS), S.N. Mustapayeva funded by grant no. AP14871618 (Satbayev National University, Ministry of Education and Science of the Republic of Kazakhstan), Nikolaeva S.V. according to the plan of program no. 122011700294-1) (PIN RAS)

Acknowledgements

The authors are grateful to A.S. Alekseev (MSU) for carefully reading the manuscript and valuable comments, reviewers O.V. Artyushkova (IG UFITs RAS) and the anonymous reviewer for useful comments that helped to improve the paper.

ВВЕДЕНИЕ

Пограничные отложения девона и карбона Берчогурской мульды в Мугоджарах (Западный Казахстан, южная оконечность Урала) давно известны по обилию разнообразных ископаемых остатков (Балашова, 1945 и др.; Розман, 1960 и др.). Интерес к разрезу существенно повысился в 80-х гг. прошлого века, когда встала задача поиска глобального маркера и стратотипа границы между девоном и карбоном. В эти годы на разрезах руч. Буртыбай (разрезы Буртыбай, Джангансай = Жангансай и Берчогур) параллельно работали специалисты Палеонтологического института (ПИН РАН, Москва), Актюбинского отдела КазНИГРИ (Казахстан), Дальневосточного научного центра (СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, Магадан), Институ-

та геологии (ИГ УФИЦ РАН, Уфа). Данный период исследований завершился публикацией монографии (Фауна..., 1987) и ряда статей (Кузина, 1985; Барсков и др., 1988; Богословский, 1988; Barskov et al., 1984). В монографии было дано описание разреза Буртыбай = Джангансай по бортам широтного течения руч. Буртыбай и обн. 8 в 3 км к юго-востоку от впадения руч. Буртыбай в р. Шуылдак. Разрез вдоль руч. Буртыбай, под названием Буртыбай описан группой под руководством Н.М. Кочетковой (Фауна..., 1987, рис. 3), а под названием Джангансай – Л.И. Кононовой и М.Х. Гагиевым (Фауна..., 1987, рис. 4). Разрез Берчогур описан в меридиональном течении ручья А.С. Алексеевым, И.С. Барсковым и Л.И. Кононовой (Фауна..., 1987, рис. 6). Несмотря на обширную палеонтологическую характеристику, разрез не получил ста-

туса мирового стратотипа в связи с эндемичной конодонтовой фауной.

Глобальный стратотип (GSSP) на основе первого появления (FAD – First appearance datum) конодонта *Siphonodella* (*Eosiphonodella*) *sulcata* (Huddle, 1934) был установлен в эталонном разрезе Ла-Серр во Франции (Paproth et al., 1991; www.stratigraphy.org/gssps/tournaisian). Однако после обнаружения *S. sulcata* в Ла-Серр ниже так называемого FAD и соответственно уровня официальной границы проблема GSSP возникла снова (Kaiser, 2009; Kaiser et al., 2019; Becker et al., 2021b; и др.). Вопрос о границе девона и карбона обсуждался на палеонтологическом конгрессе в 2010 г. в Лондоне, совещаниях рабочей группы в Монпелье (Николаева и др., 2016), Международном конгрессе по карбону и перми в Кельне в 2019 г. (Aretz et al., 2021) и Международном стратиграфическом конгрессе в Лилле в 2023 г. (Aretz, Corradini, 2023).

В настоящее время рассматривается несколько предложений по выбору маркеров данной границы. Поставлена задача установить проявление не одного, а нескольких критериев, поскольку в разных регионах и разных фациях какие-то маркеры могут отсутствовать. Основным критерием является биомаркер – первое появление конодонта *Protognathodus kockeli* (Bischoff, 1957). Другим из наиболее обсуждаемых критериев является событийный маркер, связанный с этапами Хангенбергского события вблизи границы девона и карбона. Первое появление *P. kockeli* в разрезах Западной Европы отмечается немного выше основного регрессивного эпизода Хангенбергского события, представленного Хангенбергским песчаником.

Вероятно, что уровень, соответствующий комплексу критериев, а именно основанию конодонтовой зоны *Protognathodus kockeli*, началу диверсификации и концу большой регрессии (верхняя часть песчаника Хангенберг), послужит основой для будущей границы (Corradini et al., 2011, 2017; Spalletta et al., 2017; Becker et al., 2021a; Aretz, Corradini, 2023).

В 2018–2019 гг. проводились совместные полевые работы специалистов России и Казахстана на разрезе Берчогур. Предварительные результаты этих исследований представлены на Международном конгрессе по карбону и перми в Кельне (Nikolaeva et al., 2019) и опубликованы в специальном выпуске журнала, посвященном границе девона и карбона (Kulagina et al., 2021). Позже опубликована полная характеристика обнажений с описанием комплексов фораминифер, аммоноидей, конодонтов, кораллов, криноидей и трилобитов (Nikolaeva et al., 2022).

В настоящей статье дан краткий обзор новейших результатов изучения разреза Берчогур с акцентом на вероятное проявление эпизодов Хангенбергского события.

ПРОЯВЛЕНИЕ ХАНГЕНБЕРГСКОГО СОБЫТИЯ В РАЗРЕЗАХ ЕВРАЗИИ

Хангенбергское событие (или кризис) связано с резким поднятием уровня моря, затоплением шельфа и развитием в морских бассейнах мало- и бескислородных обстановок, приведших к массовому вымиранию многих групп организмов. Оно является многофазным и соответствует временному промежутку, начавшемуся в самом конце девонского периода и закончившемуся в начале карбона (Aretz, Corradini, 2021). В Западной Европе это событие происходило в несколько этапов, которым соответствуют эвстатические циклы (табл. 1) (Aretz, 2021; Becker et al., 2021a, б).

По результатам изучения разрезов Рейнских Сланцевых гор в интервале верхнего фамена–нижнего турне (до основания нижних Сланцев Аллюм), выделены четыре этапа Хангенбергского события (Becker et al., 2021a): прелюдия (верхи известняка Воклюм и локально замещающий их песчаник Древер); нижний трансгрессивный кризисный интервал (Lower Crisis Interval), или Хангенбергский черносланцевый эпизод (Hangenberg Black Shale, HBS); средний кризисный интервал, или Хангенбергский песчаниковый эпизод (Hangenberg Shale, HS / Hangenberg Sandstone, HSS); трансгрессивный верхний кризисный интервал, который разделен на три части (I–III) по конодонтам.

В рейнской стандартной последовательности (Kaiser et al., 2021) в эпоху прелюдии кризиса фиксируется небольшая регрессия (песчаник Древер, перекрывающий известняк с аммоноидеями генозоны *Wocklumeria*), за которой следуют значительная трансгрессия и накопление черных хангенбергских сланцев, фиксирующих максимальное затопление и бескислородные обстановки нижнего кризисного интервала. Последующая регрессия зарегистрирована в среднем кризисном интервале и соответствует хангенбергским сланцам и Хангенбергскому песчанику, кровля которого отмечает максимум регрессии. Следующий эпизод, которому в разрезах соответствует так называемый верхний кризисный интервал, отвечает повышению уровня моря и отложению Штоккумского известняка Рейнского массива (Clausen et al., 1994).

В Намюре-Динантском бассейне Бельгии в верхах девона ('Strunian') Хангенбергский черносланцевый эпизод отмечает максимальную поверхность затопления (Denayer et al., 2021). Обмеление, проявившееся в виде слоя песчаника (Hangenberg Sandstone Event, HSS), фиксируется в основании формации Астьер либо в виде слоя песчаного алевролита в проксимальных фациях, либо в виде горизонта с обломками известняка и переотложенными окаменелостями в пелагических фациях.

Таблица 1. Соотношение хроностратиграфических, событийных, литостратиграфических и биостратиграфических подразделений на рубеже девонского и каменноугольного периодов в Рейнском массиве в Германии (Becker et al., 2021a, fig. 1)

Table 1. Correlation of chrono-, event, litho- and biostratigraphy around the Devonian-Carboniferous Boundary in the Rhenish Massif, Germany (Becker et al., 2021a, fig. 1)

МСШ	Событие/кризис		Литоология	Конодонтовая зона
Нижнее турне	Нижний Алюм Сланцевое событие		Нижнеалюмские сланцы	<i>S.(S.) crenulata</i>
	Послекризисный интервал		Хангенбергский известняк	<i>S.(S.) lobata</i> M1 <i>S.(S.) sandbergi</i> [<i>S.(S.) cf. wilberti</i>] <i>S.(S.) mehli</i> [<i>S.(S.) carinthiaca</i>] <i>S.(S.) duplicata</i> <i>S.(S.) bransoni</i>
	Хангенбергский кризис	Верхний	III верхний известняк Штокум	<i>S.(Eo.) sulcata</i> s.l./ <i>Pr. kuehni</i>
			II средний Штокумский уровень черных сланцев	
I базальный		Хангенбергский песчаник	<i>Bi. costatus</i> — <i>Pr. kockeli</i> Interregnum (<i>cki</i>)	
Средний	II Хангенбергский сланец			
	I	Хангенбергский черный сланец		
Верхний фамен	Нижний			
	Прелюдия	II I Песчаник Дрёвер		
	Предкризисный интервал (часть)	Известняк Воклюм	<i>S. (Eo.) praesulcata</i> s.l.	

Примечание. Полу жирным выделены зональные индексы конодонтовых зон, в скобках указаны дополнительные маркеры. Сокращения: *cki* – *costatus-kockeli* Interregnum.

Note. Abbreviation: *cki* – *costatus – kockeli* Interregnum. Zonal index taxa – in bold, important auxiliary marker species – in brackets.

Хангенбергское событие также проявилось в разрезах Тимано-Печорской провинции, Урала, Китая и Казахстана.

На востоке Печорской плиты Хангенбергское событие выражено прослоями черных сланцев в разрезах рек Каменка и Вангыр (Журавлев, Соболев, 2019). Пограничные отложения девона и карбона в этих разрезах охарактеризованы конодонта-

ми, остракодами и изменениями в изотопном составе углерода в карбонатах и органического вещества конодонтовых элементов.

На Южном Урале Хангенбергское событие отражено в разрезах Сиказа и Зиган (Седаева и др., 2008, 2010; Пазухин и др., 2009; Gatovsky, 2015). В этих разрезах прослеживается пачка известково-глинистых пород мощностью до 0.5 м, зале-

гающая среди известняковой толщи. Глинистый слой в гумеровском горизонте соответствует эпизоду HBS (Хангенбергский черный сланец) (Седаева и др., 2010), возможно максимальной фазе затопления (Gatovsky, 2015). В разрезе Сиказа, по мнению Ю.А. Гатовского, между слоями 6 и 7 имеется перерыв в осадконакоплении, связанный с большой регрессией, соответствующей Хангенбергскому песчанику (Gatovsky, 2015).

В разрезах Китая (Hou et al., 2022) интервал, соответствующий Хангенбергскому событию, был изучен в разных обстановках осадконакопления: на мелководной морской платформе; окраине шельфа и верхнем склоне; в глубоководных фациях вдоль Южно-Китайской платформы. Осадконакопление в этих районах, представляющих восточный Палеотетис, существенно отличается от осадконакопления в Рейнских Сланцевых горах Германии, которые являются стандартом для западного Палеотетиса. В Южном Китае отмечаются вулканические туфы, штормовые отложения и микробиолиты, сформированные во время “верхнего кризисного интервала” Хангенбергского события.

В Западном Казахстане Хангенбергское событие отмечено в разрезе Берчогур (Nikolaeva et al., 2022 и др.) и более детально описано в данной статье.

Хангенбергский кризис приравнивается к важным изменениям биоты в истории Земли и считается массовым вымиранием 1-го порядка (Kaiser et al., 2021), однако он является не одномоментным событием и с ним связано не только вымирание, но и эпизоды радиации отдельных таксонов. Предлагается провести границу девона и карбона так, чтобы основные уровни вымирания остались в девоне (Aretz, Corradini, 2021).

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

В 2018–2019 гг. полевые исследования были сосредоточены на выходах пограничных отложений девона и карбона в меридиональном течении руч. Буртыбай (Джангансай = Жангансай), которые получили известность по находкам аммоноидей рода *Acutimitoceras*. В 2018 г. С.Н. Мустапаевой (Satbayev University, Алматы) и С.В. Николаевой (ПИН РАН) была найдена историческая точка, на которой работали известные специалисты из бывшего СССР – Е.А. Балашова (1945), Х.С. Розман (1960), Л.И. Кузина (1985), Б.И. Богословский (1988) (Nikolaeva, Mustapayeva, 2018). В 2019 г. к полевым исследованиям присоединились Ю.А. Гатовский (МГУ) и Е.И. Кулагина (ИГ УФИЦ РАН). Были вскрыты с помощью экскаватора траншеи (канавы) БК-1 и БК-3, а также пройдена новая канава БК-4 и собраны ископаемые остатки в четырех точках (точки 3, 5, 6, 7) (рис. 1). Канавы БК-1 и БК-3 пройдены почти на том же участке, где в 1983 г. это было сделано вручную, поэтому остались закры-

тые интервалы. Подробно ход работ изложен в статье С.В. Николаевой с соавторами (2020).

Тот же пограничный интервал был изучен в верхней части разреза Буртыбай в субширотном течении ручья (Фауна..., 1987, рис. 1), но аммоноидеи в этой части разреза не были найдены. На этом участке разрез прерывался солончаковой долиной, где в настоящее время построена дорога на известняковый карьер, и местность изменена. На участке солончаковой долины русло ручья “теряется” и затем снова хорошо выражено в рельефе в меридиональном течении, где описан разрез Берчогур (рис. 2).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ РАЗРЕЗА БЕРЧОГУР

Детально исследованы четыре литостратиграфические пачки, впервые описанные ранее (Фауна..., 1987; Барсков и др., 1988). Эти пачки были выделены по скважинам, естественным обнажениям и канавам. При характеристике пачек использованы как новые данные, так и результаты предшествующих исследований.

Пачка 1 (более 10 м) прослежена в канаве 1 (БК-1) (рис. 3), скважинах БС-1 (рис. 4) и БС-2 (Nikolaeva et al., 2022, fig. 4). Наиболее полно она представлена в скважине БС-1. Сложена известняками средне- и толстослоистыми, водорослево-фораминиферовыми вакстоунами со строматопоридеями, одиночными ругозами, остракодами, конодонтами мелководной биофации *Polygnathus-Icriodus* (Барсков и др., 1988).

Пачка 2 (2.5 м) имеет карбонатно-терригенный состав, прослежена в канаве БК-1, скважинах БС-1 и БС-2, подразделяется на пачки 2a и 2b.

Пачка 2a делится на две части – 2a¹ и 2a². Нижняя часть (2a¹, слои 2–3) представлена темно-зелеными тонкослоистыми глинистыми сланцами, на которых залегают глинистые известняки (слои 4–5). В кровле слоя 5 залегают прослой гравелистов мощностью до 10 мм. Глинистые сланцы (обр. БК-1-19/3-1, БК-1-19/3-2, канава БК-1) (см. рис. 3) содержат биокласты в виде фрагментов стеблей криноидей, створок остракод, трубчатых известковых водорослей и водорослевой проблематики *Menselina* Antropov (Nikolaeva et al., 2022). Отмечается практически полное отсутствие зубов рыб, что характерно для всех литологических разновидностей берчогурских разрезов. Разнообразие бентоса и присутствие известковых водорослей предполагают нормальные морские мелководные условия внутреннего шельфа.

Верхняя часть пачки в канаве БК-1 (2a², слой 6, мощность около 1 м) сложена водорослевым грейнстоуном с тонкими прослоями глинистых сланцев. Грейнстоун (обр. БК-11) в основном состоит из остатков известковых дазикладовых водорослей и

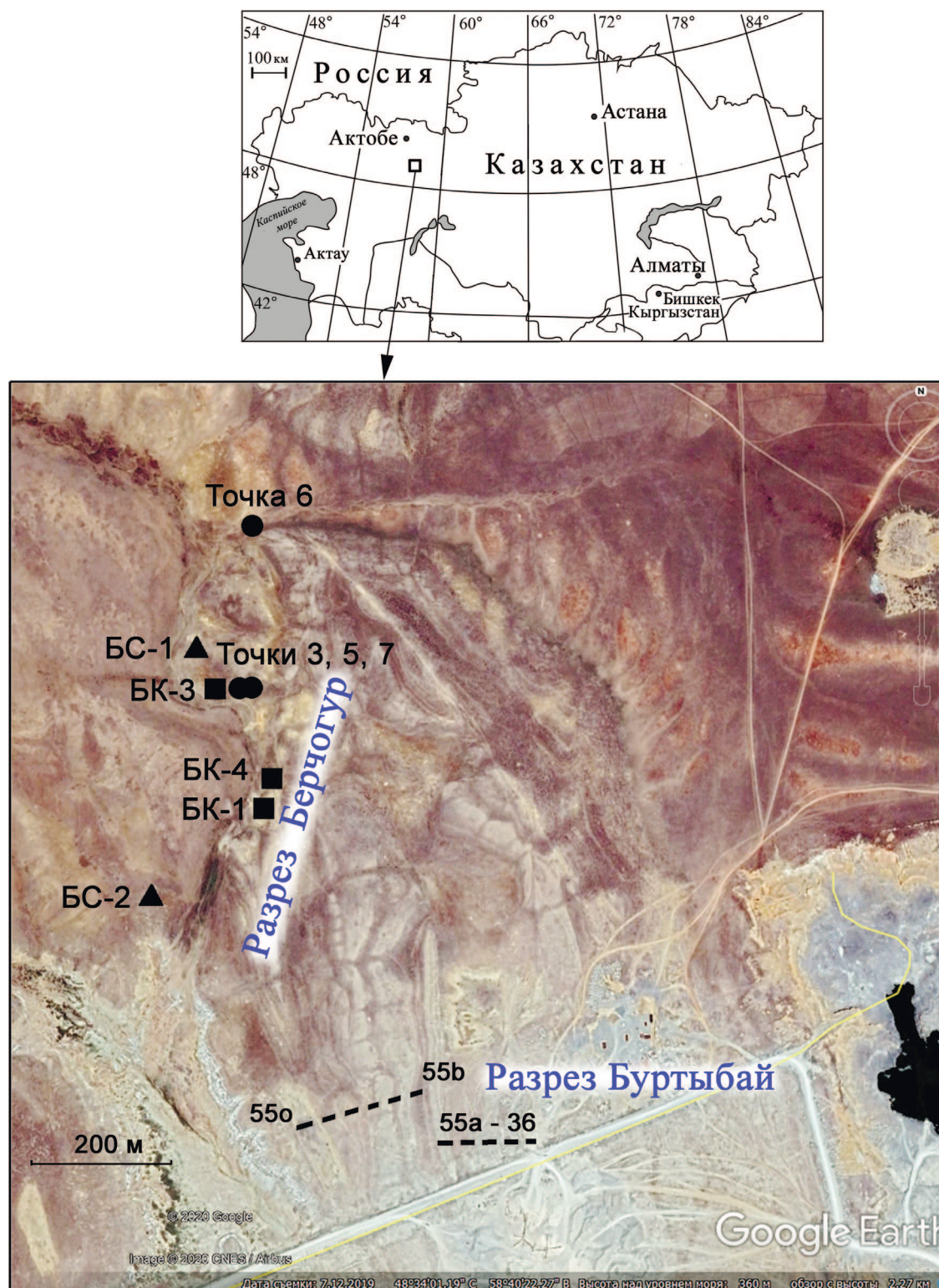


Рис. 1. Местонахождение разрезов по левому борту руч. Буртыбай (Джангансай = Жангансай).

Разрез Берчогур: каналы БК-1, БК-3, БК-4, скважины БС-1, БС-2 и точки сбора аммоноидей. Разрез Буртыбай, верхняя часть (обр. 55а-55о, сборы 1980 г. группы Н.М. Кочетковой).

Fig. 1. Studied sections along the left tributary of Burtybai (Dzhangansai = Zhangansai) Creek.

The Berchogur: trenches BK-1, BK-3, BK-4, boreholes BS-1, BS-2 and ammonoid localities. The Burtybai section, upper part, samples 55a-55o collected in 1980 by N.M. Kochetkova's group.



Рис. 2. Разрез Берчогур, левый борт руч. Буртыбай, вид с севера.

Слева стрелкой показано место сбора аммоноидей Б.И. Богословским в 1981 г., фото С.В. Николаевой, 2018 г.

Fig. 2. Valley of Burtybai (Dzhangansai = Zhangansai) Creek in its meridional flow, left bank, view from the north.

On the left, the arrow shows the place of collection of ammonoids by B.I. Bogoslovsky in 1981, photograph by S.V. Nikolaeva, 2018.

менселин, а также содержит отдельные фрагменты стеблей криноидей, обломки и ювенильные раковины брахиопод, остатки морских ежей, офиур и пластинок червей махаэридий. Состав менее разнообразен, чем в нижележащей пачке 2a¹, но все же морской, хотя и указывает на меньшие глубины. Верхняя поверхность известняка слоя 6 слегка неровная, коричневатая, представляет собой *hardground*, отвечающий возможному перерыву в осадконакоплении. На поверхности напластования известняков и сланцев слоя 6 наблюдаются скопления мелких углефицированных растительных остатков. Заметно поступление с суши тонких пластинок сильно измененной слюды типа мусковита. Также встречена одна спиральная трубка микроконхид, что может служить указанием на некоторое снижение солености бассейна. Пачка 2a² в скв. БС-1 (обр. 23-25) сложена фораминиферо-водорослевыми вакстоунами с многочисленными дазикладовыми водорослями и менселинами. Литологические особенности карбонатной части пачки 2a (канавы 1, слои 4–6), а именно появление линзовидного конгломерата и водорослевых известняков свидетельствуют о резком падении уровня моря. Поэтому пачка 6 соответствует регрессивной фазе развития бассейна.

Пачка 2b (2.0–2.5 м) представлена глинистыми сланцами темно-коричневыми, зеленовато-серыми до черных. В средней части пачки залегает очень тонкий (1–3 см) прослой мергелистого известняка с многочисленными отпечатками двустворчатых моллюсков (слой 8, обр. БК-14) (см. рис. 3). Отдельные прослои содержат многочисленные карбонатные конкреции и окаменелости, в том числе кораллы – табуляты и ругозы, брахиоподы, членики криноидей, раковины остракод и мшанки. В этой пачке также присутствуют сотни мелких пластинок усоногих раков *Pabulum* Whyte, 1976, ранее известных из верхнего визе Йоркшира (Англия) и Шотландии (Алексеев, 2023).

Состав биокластов и отсутствие водорослей свидетельствуют о быстром углублении бассейна и повышенной солености, тогда как общий таксономический состав биоты практически не изменился по сравнению с таковым пачки 2a. Увеличение глубины осадконакопления пачки 2b, вероятно, было значительным, и осадконакопление происходило ниже фотической зоны.

Пачка 3 (0.3–0.5 м) описана по канавам БК-1, БК-3 и скважинам разреза Берчогур (Барсков и др., 1988; Nikolaeva et al., 2022), а также обнажена по

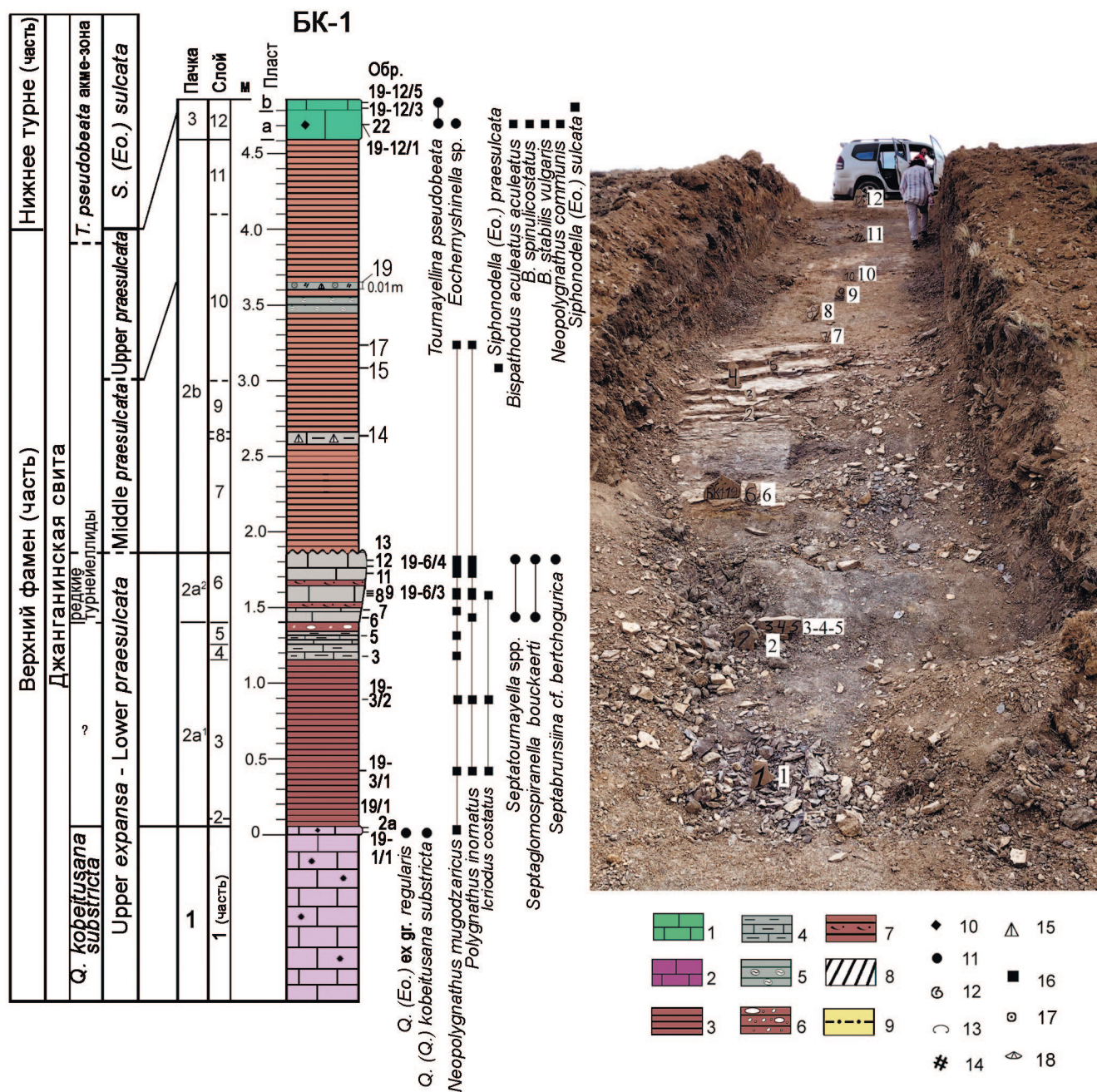


Рис. 3. Распространение конодонтов и фораминифер в разрезе канавы БК-1 (Nikolaeva et al., 2022).

Номера на фотографии отмечают основания соответствующих слоев.

Здесь и на рис. 4, 9: 1 – известняк; 2 – глинистый известняк; 3 – глинистые сланцы пачек 2 и 4; 4 – переслаивание глинистых сланцев и тонких прослоев известняка с биокластикой; 5 – карбонатные конкреции; 6 – гравелит; 7 – растительные остатки; 8 – закрытый интервал, 9 – глинистые сланцы с биокластами; 10 – водоросли и цианобактерии; 11 – фораминиферы; 12 – аммонитоиды; 13 – остракоды; 14 – мшанки; 15 – двустворки; 16 – конодонты; 17 – криноиды; 18 – брахиоподы.

Fig. 3. Distribution of conodonts and foraminifers in the section of Trench BK-1 (Nikolaeva et al., 2022).

The numbers in the photograph mark the bases of the respective beds.

Here and in Fig. 4, 9: 1 – limestone; 2 – clayey limestone; 3 – shales of Members 2 and 4; 4 – interbedding of shales and thin beds of limestone with bioclasts; 5 – carbonate concretions; 6 – gravelite; 7 – plant remains; 8 – closed interval; 9 – shales with bioclasts; 10 – algae and cyanobacteria; 11 – foraminifers; 12 – ammonoids; 13 – ostracods; 14 – bryozoans; 15 – bivalves; 16 – conodonts; 17 – crinoids; 18 – brachiopods.

левому борту руч. Буртыбай (обр. 55о, см. рис. 1) и прослеживается в других точках долины ручья (Фауна..., 1987; Nikolaeva et al., 2022). Она представлена глинистыми известняками, пельмикритами с многочисленными фораминиферами *Tournayellina pseudobeata* и желваками водорослей *Garwoodia*, участками с крупными литокластами. Эта специфическая микрофауна отличается пачку 3 от ниже- и вышележащих слоев.

Разрез канавы БК-3 охватывает меньший стратиграфический интервал по сравнению с разрезом канавы БК-1, но именно отсюда происходят основные сборы амmonoидей, в том числе новые сборы 2018–2019 гг. В канаве БК-3 описаны верхняя часть пачки 2b, пачка 3, включающая три пласта (слои 3a, 3b, 3c), и пачка 4.

Пачка 4 мощностью 18.5 м представлена почти сплошными высыпками алевролитов, сланцев, реже известняков и известняковых песчаников (калькаренигов). Отсюда собраны амmonoидеи, наутилоидеи, брахиоподы, кораллы и др.

Фораминиферы

Фораминиферы Берчогура известны с 60-х гг. прошлого века. Е.А. Рейтлингер (1961) опубликованы отдельные экземпляры фораминифер из разреза Джангансай из сборов Х.С. Розман 1957 г.: *Quasiendothyra communis regularis* – экземпляр с хорошо сохранившимся ситовидным устьем из обр. 681 (Рейтлингер, 1961, табл. 1, фиг. 16, экз. № 16) и *Q. kobeitusana* из обр. 665а (Рейтлингер, 1961, табл. 1, фиг. 15, экз. № 15). Вероятно, эти образцы происходят из известняков зоны *Quasiendothyra kobeitusana substricta*. Позже Е.А. Рейтлингер опубликованы результаты исследований фораминифер по сборам 1980-х гг. (Barskov et al., 1984).

Е.А. Рейтлингер, Е.И. Кулагина (1987) в разрезах Берчогурской мульды выделены слои с фораминиферами, которые позже переведены в ранг зон по сопоставлению с разрезами Южного Урала (Kulagina, 2013). Зона *T. beata pseudobeata* Берчогура сопоставлялась с зоной доживающих (remnant) *Quasiendothyra* Южного Урала (Kulagina, 2013, fig. 2). В результате изучения ряда разрезов пограничных отложений девона и карбона России была усовершенствована шкала фораминифер на рубеже девона и карбона и предложены зоны *Q. kobeitusana* (верхний фамен), *T. pseudobeata* – доживающие *Quasiendothyra* (переходный интервал от девона к карбону) и *Earlandia minima* (нижнее турне) (Кулагина и др., 2018; Kulagina et al., 2021). Новые сборы из Берчогурского разреза подтвердили расчленение, сделанное ранее, позволили сопоставить выделенные подразделения с обновленной общей шкалой и провести корреляцию фораминиферных подразделений с подразделениями других регионов Западной Европы (Nikolaeva et al., 2022).

В разрезе Берчогур выделяются следующие зоны фораминифер: 1) *Quasiendothyra kobeitusana substricta* (канавы БК-1 и скважина БС-1), которая соответствует зоне *Q. kobeitusana*; 2) зона *Tournayellina pseudobeata* – доживающие *Quasiendothyra*, которую можно разделить на локальные экзозоны: доживающие *Quasiendothyra* и акме-зона *Tournayellina pseudobeata* (канавы БК-1 и БК-3). Следует отметить, что распределение фораминифер во всех изученных разрезах различается, что связано либо с фациями, либо с неполным отбором образцов. Так, в канаве БК-1 зона *Quasiendothyra kobeitusana substricta* выделяется только в пачке 1 (Мустапаева и др., 2020). В пачке 2a¹ фораминиферы не встречены, а в пачке 2a² распространены многочисленные однокамерные фораминиферы и турнейеллиды, в том числе *Endoglomospiranella imminuta*.

Самый богатый комплекс фораминифер зоны *Quasiendothyra kobeitusana substricta* встречен в скважине БС-1, которая была пробурена недалеко от канавы БК-3 в 1983 г. (Барсков и др., 1988). Ранее (Рейтлингер, Кулагина, 1987; Kulagina, 2013) мы выделяли слои с *Quasiendothyra kobeitusana substricta* – *Endoglomospiranella imminuta*, однако, поскольку последний вид поднимается выше по разрезу по сравнению с *Q. (Q.) kobeitusana substricta*, мы ограничили объем зоны только распространением зонального вида. Вышележащие слои, не содержащие *Q. (Q.) kobeitusana*, но включающие *Q. communis* и *Endoglomospiranella imminuta* (пачка 2a²), по всей видимости, соответствуют экзозоне с доживающими *Quasiendothyra*.

Е.А. Рейтлингер определила фораминиферы из разрезов двух скважин и канавы 1 по образцам Л.И. Кононовой 1983 г. (Фауна..., 1987, табл. 8), однако изображения фораминифер из пачек 1 и 2a¹ приведены не были. Наиболее представительный комплекс зоны *Q. kobeitusana substricta* представлен в обр. 36 (пачка 1) и 27 (пачка 2a¹) (рис. 5, 6). Разрез скважины БС-1 примечателен тем, что здесь зафиксировано самое раннее появление фораминифер *Tournayellina pseudobeata* вместе с квазиэндо-тирами. Совместное нахождение фораминифер и конодонтов демонстрирует, что первые единичные *Tournayellina pseudobeata* появляются в интервале, соответствующем нерасчлененным конодонтовым зонам Upper *praesulcata* – Lower *praesulcata*. Первые единичные *Tournayellina pseudobeata* совместно с *Q. communis* встречены также в обр. 8. В обр. 78 с конодонтами зоны *Polygnathus inornatus* (Kulagina, 2013).

Акме-зона *Tournayellina pseudobeata* выделена на основании частой встречаемости *Tournayellina pseudobeata* первоначально в качестве слоев с *Tournayellina* (Рейтлингер, Кулагина, 1987). Она прослежена в канавах БК-1 и БК-3 в пачках 3 и 4, а также в разрезе Буртыбай (обр. 55о) и обн. 8 (пачка IX,

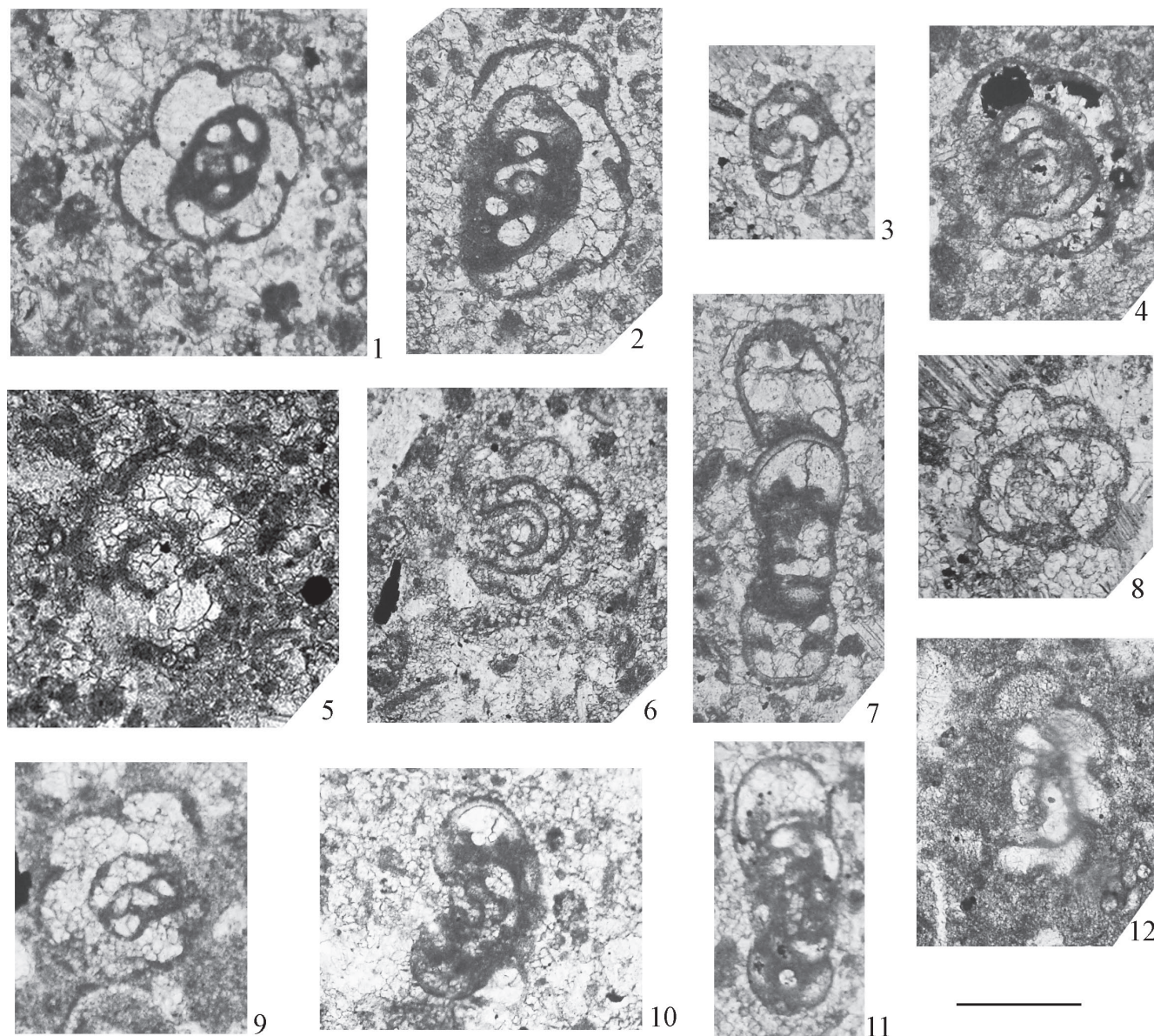


Рис. 5. Фораминиферы зоны *Quasiendothyra kobeitusana substricta*, скв. БС-1, пачка 1, обр. 36. Масштабный отрезок 0.2 мм. Коллекция Е.А. Рейтлингер, сборы Л.И. Кононовой, 1983 г.

- 1, 2. *Endoglomospiranella imminuta* (Conil et Lys, 1964): 1 – экз. 123/515, шлиф 5; 2 – экз. 123/516, шлиф 2.
 3. *Septaglomospiranella bouckaerti* Conil et Lys, 1970, экз. 123/517, шлиф 6.
 4. *Septatourayella* (*Eoseptatourayella*) *potensa* Durkina, 1959, экз. 123/518, шлиф 3а.
 5. *Tourayellina pseudobeata* Reitlinger et Kulagina, 1987, экз. 123/410(BC-1/36), шлиф 2 (Kulagina et al., 2021, fig. 7b).
 6. *Septatourayella* (*Eoseptatourayella*) *potensa variabilis* Reitlinger et Kulagina, 1987, в пеллоидно-водорослево-фораминиферовом пакстоуне, экз. 123/519, шлиф 4.
 7. *Quasiendothyra kobeitusana substricta* Conil et Lys, 1964, экз. 123/520, шлиф 6.
 8. *Septabrunsiina bertchogurica* (Reitlinger et Kulagina), 1987, экз. 123/521, шлиф 6.
 9. *Septabrunsiina* sp., экз. 123/522, шлиф 1.
 - 10, 11. *Quasiendothyra* (*Eoendothyra*) *communis* (Rausser-Chernousova, 1948), 10 – экз. 123/523, шлиф 6, 11 – экз. 123/524, шлиф 2.
 12. *Septabrunsiina kingirica* Reitlinger, 1961, экз. 123/525, шлиф 1.
- Сечения: 1, 4–6, 8, 9, 12 – медианные, 2 – косое, 3 – близкое к медианному, 7 – тангенциальное, 10, 11 – близкие к аксиальному.

Fig. 5. Foraminifers of the *Quasiendothyra kobeitusana substricta* Zone, Borehole BS-1, Member 1, Sample 36. Scale bar 0.2 mm. Collection of E.A. Reitlinger, collections of L.I. Kononova, 1983.

- 1, 2. *Endoglossospiranella imminuta* (Conil et Lys, 1964): 1 – specimen 123/515, thin section 5; 2 – specimen 123/516, thin section 2.
 3. *Septaglossospiranella bouckaerti* Conil et Lys, 1970, specimen 123/517, thin section 6.
 4. *Septatournayella* (*Eoseptatournayella*) *potensa* Durkina, 1959, specimen 123/518, thin section 3a.
 5. *Tournayellina pseudobeata* Reitlinger et Kulagina, 1987, specimen 123/410(BC-1/36), thin section 2 (Kulagina et al., 2021, fig. 7b).
 6. *Septatournayella* (*Eoseptatournayella*) *potensa variabilis* Reitlinger et Kulagina, 1987, in peloid-algal-foraminiferal packstone, specimen 123/519, thin section 4.
 7. *Quasiendothyra kobeitusana substricta* Conil et Lys, 1964, specimen 123/520, thin section 6.
 8. *Septabrunsiina bertchogurica* Reitlinger et Kulagina, 1987, specimen 123/521, thin section 6.
 9. *Septabrunsiina* sp., specimen 123/522, thin section 1.
 - 10, 11. *Quasiendothyra* (*Eoendothyra*) *communis* (Rauscher-Chernousova, 1948), 10 – specimen 123/523, thin section 6, 11 – specimen 123/524, thin section 2.
 12. *Septabrunsiina kingirica* (Reitlinger, 1961) specimen 123/525, thin section 1.
- Type of section: 1, 4–6, 8, 9, 12 – median, 2 – oblique, 3 – close to median, 7 – tangential, 10, 11 – close to median.

обр. 82-84). В этих слоях встречаются также редкие мелкие *Earlandia*, паракалигеллоидесы и желваки водорослей *Garwoodia*. Эта своеобразная микрофауна характерна для слоев с *Acutimitoceras* и представлена в коллекции Е.А. Рейтлингер из сборов Х.С. Розман 1957 г. – обр. 661a, 681a (от кровли) до – 681n (основания “слоя 17 с гониатитами”) (рис. 7). К сожалению, мы не можем показать эти образцы на карте, но по микроструктуре известняков в шлифах и указанию на этикетке на то, что образцы из слоев с гониатитами, можно предположить, что эта коллекция происходит из разреза Берчогур. Она хранится в Геологическом институте ГИН РАН и временно взята для изучения в ИГ УФИЦ РАН. Из этой коллекции происходит голотип *Tournayellina pseudobeata* (см. рис. 7, фиг. 5).

Аммоноидеи

Аммоноидеи встречаются в пачках 3 и 4 (рис. 8). Из пачки 3 определены “*Imitoceras*” *bertchogurense* Balashova, 1953; *Acutimitoceras* (?*Stockumites*) *dzhanganense* Nikolaeva, 2020; *A.* (?*Stockumites*) *mu-godzharense* Kusina in Barskov et al., 1984; ?*Nicimitoceras* cf. *carinatum* (Schmidt, 1924); *Sulcimitoceras yatskovi* Kusina, 1985 и *Acutimitoceras* (?*Stockumites*) *alabasense* Nikolaeva, 2020. Пачка 3 перекрывается сланцами пачки 4 с *Acutimitoceras* (?*Stockumites*) *pulchrum* (Kusina, 1985) и *Acutimitoceras* (?*Stockumites*) *dzhanganense* Nikolaeva, 2020 (см. рис. 8).

Конодонты

В 2019 г. мы повторно опробовали разрез Берчогур (карбонаты и сланцевые пачки, каналы БК-1, БК-3, БК-4). Пробы содержали 36 экземпляров конодонтов, из которых 18 представляли собой платформенные элементы, а остальные – рамиформные. Установлены представители родов *Polygnathus*, *Neopolygnathus*, *Bispathodus*, *Siphonodella*, *Mehlina*, *Icriodus* и *Apatognathus* (рис. 9). Конодонты крайне редки, обнаружены лишь в единичных образцах. Коллекция конодонтов

№ 243 хранится на кафедре палеонтологии геологического факультета Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова (МГУ). Анализ конодонтов, распространенных в разрезах Берчогур, позволяет выделить следующие зоны.

1. Интервал от Upper *expansa* до базальной части Middle *praesulcata* (= зоны *Bispathodus ultimus ultimus* и *Siphonodella* (*Eosiphonodella*) *praesulcata* s.l. (Kaiser, 2009; Söte et al., 2017; Becker et al., 2021a, б), пачки 1, 2a¹ и 2a². Распознается по наличию *Icriodus costatus* (Thomas, 1949) (Гагиев и др., 1987, табл. 25, фиг. 9; Barskov et al., 1984, pl. 7, fig. 2a; Nikolaeva et al. 2022, fig. 7c, e), *Polygnathus inornatus* (Branson, 1934) (Гагиев и др., 1987, табл. 27, фиг. 1a; Nikolaeva et al., 2022, fig. 7f, g), *Mehlina strigosa* (Branson et Mehl, 1934a) и *Apatognathus varians cipitis* Kononova (Bushmina, Kononova, 1981). Последний первоначально был описан из самого верхнего фамена Кузбасса (Западная Сибирь, Россия), из слоев с *Icriodus costatus* и *Polygnathus parapetus* (Druce, 1969), первоначально отнесенных к верхней части зоны *B. costatus* (Бушмина, Кононова, 1981, с. 25, 34, табл. 6). Этот подвид также встречается на Южном Урале в местной зоне *Pseudopolygnathus trigonicus*, что соответствует зоне Upper *expansa* (Артюшкова и др., 2011, рис. 20). Вид *Polygnathus inornatus* известен из разрезов многих регионов мира; впервые он появляется в зоне Middle *expansa* верхнего фамена (основание зоны *Bispathodus costatus*, см. Ziegler, Sandberg, 1984, рис. 4) и продолжается до верхнего турне (e.g., Spalletta et al., 2017). Наблюдается распространение икриодид до верхов пачки 2a¹.

2. Основная часть бывшей зоны Middle *praesulcata* (= *costatus-kockeli* Interregnum (Becker et al., 2021a; Kaiser et al., 2021)) зафиксирована в пачке 2b. В этой пачке отмечается наиболее раннее появление *Siphonodella* (*Eosiphonodella*) *praesulcata* (скв. БС-1, см. рис. 4; 2 на рис. 9), тогда как в других регионах его первое появление определяется в зоне Lower *praesulcata* (s. l., см. обсуждение в работе (Söte et al., 2017)). Последнее нахождение (LAD) *Icriodus costatus*, *Mehlina strigosa* и *Apatognathus varians cipitis* в верхней части пачки 2a, вероятно,

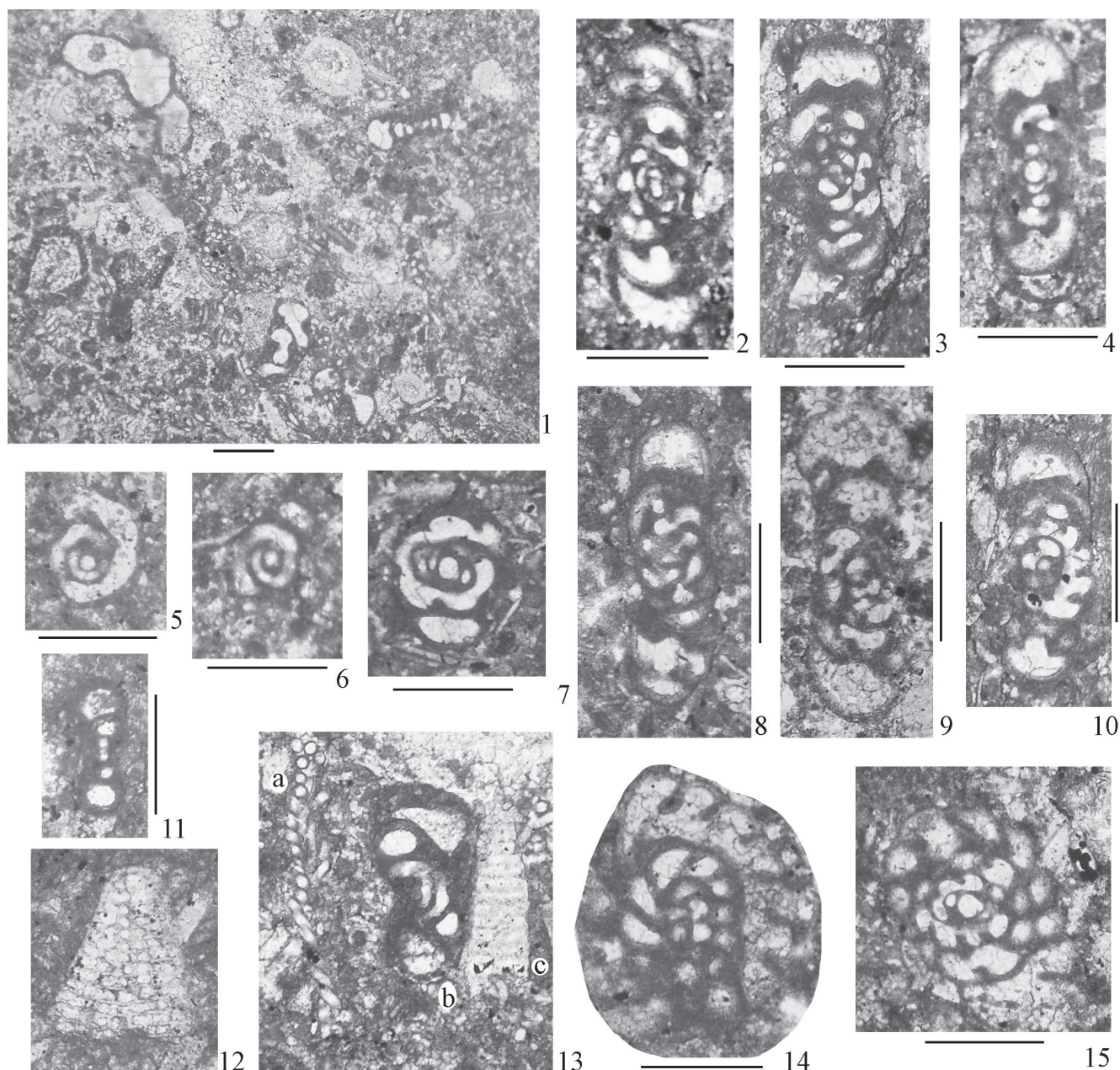


Рис. 6. Фораминиферы и водоросли зоны *Quasiendothyra kobeitusana substricta*, Берчогур, скв. БС-1, пачка 2а¹, образец 27.

Масштабный отрезок 0.2 мм. Коллекция Е.А. Рейтлингер, сборы Л.И. Кононовой, 1983 г.

1. Пакстоун фораминиферо-водорослевый, шлиф 3.
- 2, 3, 8, 9, 14. *Quasiendothyra (Quasiendothyra) kobeitusana substricta* Conil et Lys, 1964: шлифы 8, 9, 6, 5, 9 соответственно, 2 – экз. 123/526; 3 – экз. 123/527; 8 – экз. 123/528; 9 – экз. 123/529; 14 – экз. 123/530.
- 4, 15. *Quasiendothyra (Eoendothyra) regularis* (Lipina, 1955): 4 – экз. 123/531; шлиф 10, 15 – экз. 123/532; шлиф 8.
- 5, 6. *Pseudocornuspira siratchoya* (Bykova, 1952) (= *Tournayella (Eotournayella) aff. juba* Lipina et Pronina in Lipina, 1964 (Рейтлингер, 1969)): 5 – медианное сечение, экз. 123/533, шлиф 4, 6 – 123/534, шлиф 2.
7. *Septaglomospiranella compressa* Lipina, 1965, экз. 123/535, шлиф 6.
10. *Quasiendothyra (Quasiendothyra) mirabilis* N. Tchernysheva, 1952, экз. 123/536, шлиф 9.
11. *Septatournayella (Eoseptatournayella) potensa* Durkina, 1959, экз. 123/537, шлиф 2.
12. *Menselina clathrata* Antropov, 1967, экз. 123/538, шлиф 8.
13. Водорослево-фораминиферный вакстоун: 13a – *Girvanella* sp., экз. 123/539; 13b – экз. 123/540, *Glomospiranella vytchegda* (Durkina, 1959), 13c – экз. 123/541, *Menselina* sp., шлиф 2.

Сечения: 2, 3, 4, 6, 9, 10, 11 – аксиальные, 14, 15 – медианные.

Fig. 6. Foraminifers and algae of the *Quasiendothyra kobeitusana* Zone, Berchogur, Borehole BS-1, Member 2a¹, Sample 27.

Scale bar 0.2 mm. Collection of E.A. Reitlinger, sampled by L.I. Kononova, 1983.

1. Foraminiferal-algal packstone, thin section 3.
 - 2, 3, 8, 9, 14. *Quasiendothyra* (*Quasiendothyra*) *kobeitusana substricta* Conil et Lys, 1964: thin sections 8, 9, 6, 5, 9, 2 – specimen 123/526; 3 – specimen 123/527; 8 specimen 123/528; 9 – specimen 123/529; 14 – specimen 123/530.
 - 4, 15. *Quasiendothyra* (*Eoendothyra*) *regularis* (Lipina, 1955): 4 – specimen 123/531; шлиф 10, 15 – specimen 123/532; thin section 8.
 - 5, 6. *Rectocornuspira siratchoya* Bykova, 1952 (= *Tournayella* (*Eotournayella*) aff. *jubra* Lipina et Pronina in Lipina, 1964 (Reitlinger, 1969)): 5 – median, specimen 123/533, thin section 4, 6 – 123/534, thin section 2.
 7. *Pseudocornuspira siratchoya* (Bykova, 1952), specimen 123/535m, thin section 6.
 10. *Quasiendothyra* (*Quasiendothyra*) *mirabilis* N. Tchernysheva, 1952, specimen 123/536, thin section 9.
 11. *Septatournayella* (*Eoseptatournayella*) *potensa* Durkina, 1959, specimen 123/537, thin section 2.
 12. *Menselina clathrata* Antropov, 1967, specimen 123/538, thin section 8.
 13. Algal-foraminiferal wackestone: 13a – *Girvanella* sp., specimen 123/517; 13b – specimen 123/518, *Glomospiranella vytchegda* (Durkina, 1959), 13c – specimen 123/519, *Menselina* sp., thin section 2.
- Type of section: 2, 3, 4, 6, 9, 10, 11 – axial, 14, 15 – median.

коррелирует с основным вымиранием конодонтов, определяющим основание зоны *costatus-kockeli* Interregnum (Kaiser, 2009).

3. Возможный эквивалент зоны *Upper praesulcata* (= зона *Protognathodus kockeli*) в пачке 2b. Зона *Upper praesulcata* коррелирует с интервалом *Lower Protognathodus* (Ziegler, 1962), зоной *Upper praesulcata* (Sandberg, Dreesen, 1984; Ziegler, Sandberg, 1990; Corradini, 2003), зоной *kockeli* (Kaiser et al., 2021) и нижней частью зоны *Pr. kockeli* (Corradini et al., 2017; Spalletta et al., 2017). Здесь появляется морфологически более продвинутая форма *S. (Eo.) cf. praesulcata*, указывающая на принадлежность к этой зоне. Комплекс также включает *Polygnathus inornatus*, переходящий из интервала *Upper expansa* – основание *Middle praesulcata*, что также может указывать на верхнюю часть зоны *praesulcata*. В разрезе Берчогур не встречены *Protognathodus kockeli*. Однако этот уровень (= зона *kockeli*) в других разрезах мира зафиксирован на уровне находок видов рода *Bispathodus*, и один из них, *B. spinulicostatus* (Branson, 1934) (Nikolaeva et al., 2022, fig. 7o, p), часто встречается в этой зоне (Corradini et al., 2017).

4. Зона *Siphonodella sulcata* установлена по наличию вида-индекса. Первое его появление фиксируется около 20 см выше подошвы известняковой пачки 3: в канаве БК-1 – в обр. БК-19-12/3 (пласт 3b) и в канаве БК-3 (пласт 3с, обр. 5а). Первоначально зона была установлена по единичному экземпляру (Гагиев и др., 1987, табл. 27, фиг. 12а; Barskov et al., 1984, pl. 6, fig. 7а; Nikolaeva et al., 2022, fig. 7а). Из этого же образца (5а канавы БК-3) нам удалось еще получить экземпляры данного вида (см. 1 на рис. 9) (Nikolaeva et al., 2022, fig. 7b). Находка *S. (Eo.) sulcata* в пласте 3b пачки 3 в канаве БК-1 подтверждает отнесение этой пачки к зоне *sulcata*. Уровень основания зоны *sulcata* в пределах пачки 2b, как предложено в (Фауна..., 1987), не подтвержден последними исследованиями.

Для этой зоны также характерно появление нескольких представителей рода *Bispathodus* – *B.*

aculeatus aculeatus (Branson et Mehl, 1934) (см. 15 на рис. 9) (Nikolaeva et al., 2022, fig. 7q–s), *B. aculeatus anteposicornis* (Scott, 1961) (см. 16 и 17 на рис. 9), *B. spinulicostatus* и *B. stabilis vulgaris* (Dzik, 2006) (Nikolaeva et al., 2022, fig. 7t). *B. aculeatus aculeatus*, найденный в нижней части пачки 3 (обр. БК1-19-12/1), появляется в основании зоны *Middle expansa* и проходит до нижнего турне (Ziegler, Sandberg, 1984; Corradini et al., 2017).

Pseudopolygnathus fusiformis Branson et Mehl, 1934 (см. 3 на рис. 9) широко распространен в пограничных отложениях девона и карбона. Этот вид появляется примерно на том же уровне, что и первые амmonoидеи, обнаруженные нами в 2018–2019 гг.

Полигнатиды представлены видом *Neopolygnathus communis* (Branson et Mehl, 1934) (обр. БК1-19-12/1), который распространен от нижнего фамена до нижнего турне (Corradini et al., 2017).

ЭПИЗОДЫ ХАНГЕНБЕРГСКОГО СОБЫТИЯ В БЕРЧОГУРЕ

По литологическим признакам в сочетании с распространением амmonoидей, конодонтов, фораминифер и других ископаемых в разрезе Берчогур можно предположить следующую последовательность эпизодов глобального Хангенбергского события (рис. 10).

Период, предшествующий Хангенбергскому событию, соответствует пачке 1 и нижней части пачки 2а, сложенной глинистыми сланцами и известняками.

Верхний слой пачки 2а¹ (слой 5 в БК1), представленный гравелитом мощностью до 10 мм, указывает на регрессию, которая, по-видимому, соответствует прелюдии Хангенбергского события. Этот прослой гравелита, возможно, отвечает песчаннику Древер в Рейнской области в Германии, который локально наблюдается в кровле известняка Wocklum с амmonoидеями генезиса *Wocklumeria* (Becker et al., 2021a, б; Hartenfels et al., 2022). Завершает пачку 2а² водорослевый грейнстоун (0.45 м,

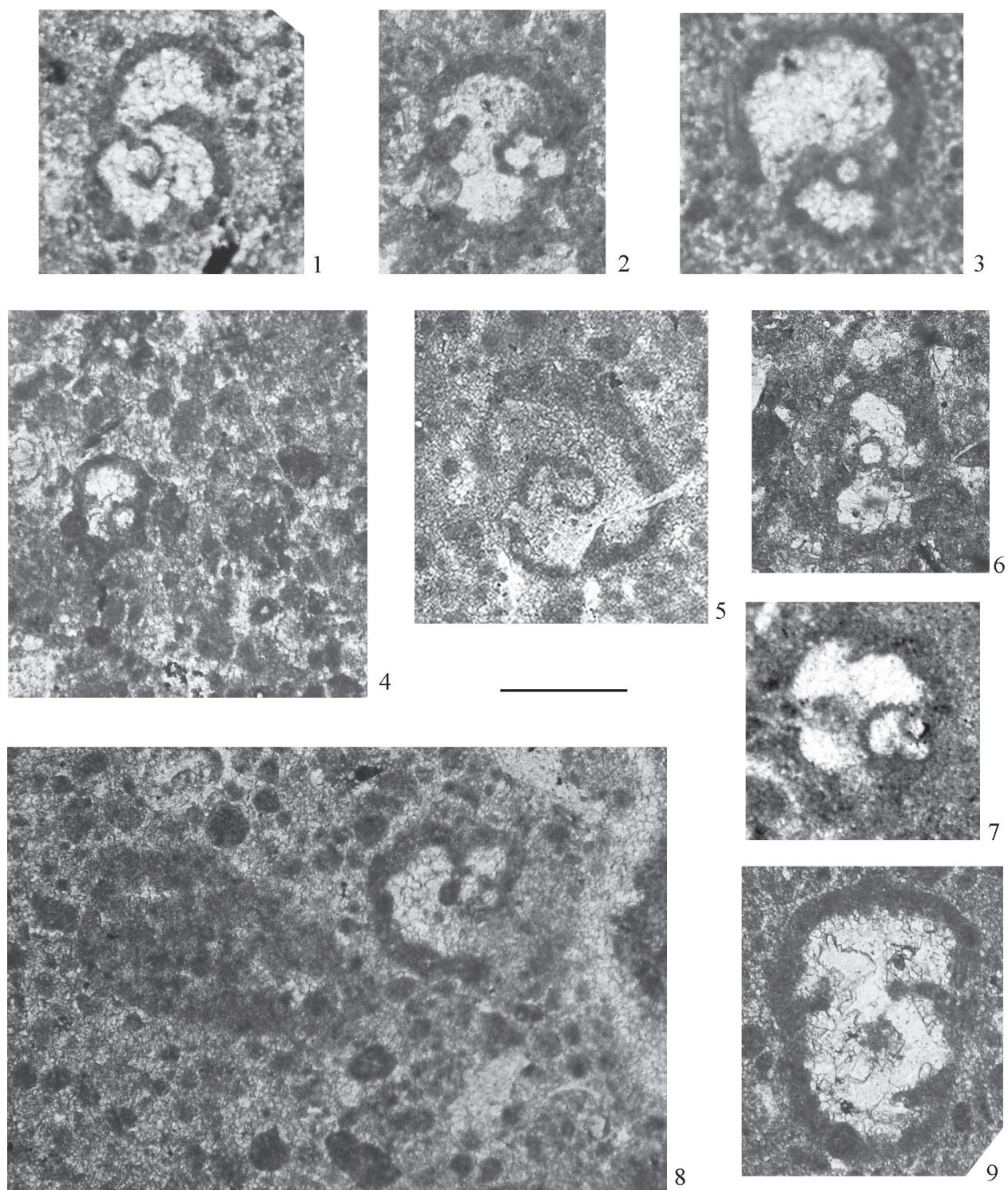


Рис. 7. Фораминиферы акме-зоны *Tournayellina pseudobeata*, Джангансай, “гониятитовые слои” по этикетке из коллекции Е.А. Рейтлингер, сборы Х.С. Розман, 1957 г.
Масштабный отрезок 0.2 мм.

Фиг. 1–9 – *Tournayellina pseudobeata* Reitlinger et Kulagina, 1987: 1 – экз. 123/542(63), образец (обр.) 681и, шлиф 3; 2, 5, 6 – все из шлифа 1, обр. 661а(55); 2 – экз. 123/543, 5 – голотип 123/18 (Рейтлингер, Кулагина, 1987, табл. 4, фиг. 18; Kulagina et al., 2021, fig. 7a), 6 – экз. 123/544; 3 – экз. 123/545 обр. 681и, шлиф 5; 4 – экз. 123/546, обр. 681о, шлиф 3; 7 – экз. 123/547, обр. 681н, шлиф 1; 8 – экз. 123/548, вакстоун пелоидный с отдельными литокластами, обр. 681и, шлиф 3; 9 – экз. 123/549, обр. 681и, шлиф 5.

Сечения: 3, 6, 9 – аксиальные; 1–3, 7, 8 – медианные и близкие к ним.

Fig. 7. Foraminifers of the *Tournayellina pseudobeata* Acme-Zone, “goniatite beds” according to a label in E.A. Reitlinger’s collection, collected by Kh.S. Rozman, 1957.

Scale bar 0.2 mm.

1–9 – *Tournayellina pseudobeata* Reitlinger et Kulagina, 1987: 1 – specimen 123/542, Sample 681i, thin section 3-63; 2, 5, 6 – all from section 1-55, Sample 661a: 2 – specimen 123/543, 5 – holotype 123/18 (Reitlinger, Kulagina, 1987, pl. 4, fig. 18; Kulagina et al., 2021, fig. 7a), 6 – specimen 123/544; 3 – specimen 123/545, Spl. 681i, thin section 5; 4 – specimen 123/546, Sample 681o, thin section 3; 7 – specimen 123/547, Sample 681n, thin section 1; 8 – specimen 123/548, peloidal wackestone with lithoclasts, Sample 681i, thin section 3; 9 – specimen 123/549, Sample 681i, thin section 5.
Sections: 3, 6, 9 – axial; 1–3, 7, 8 – median and nearly median.



Рис. 8. Некоторые аммоноидеи разреза Берчогур, пачка 3с.
Масштабный отрезок 1 см.

1. *Acutimitoceras* (?*Stockumites*) *dzhanganense* Nikolaeva, 2020, экз. ПИН, № 5643/1.
- 2, 3. "*Imitoceras*" *bertchogurense* Balashova, 1953: 2 – экз. ПИН, № 5643/5; 3 – экз. ПИН, № 4005/39.
4. *Acutimitoceras* (?*Stockumites*) *dzhanganense* Nikolaeva, 2020, экз. ПИН, № 4005/195.
5. *Acutimitoceras* (?*Stockumites*) *alabasense* Nikolaeva, 2020, экз. ПИН, голотип № 4005/147.

Fig. 8. Ammonoids from the Berchogur Section, Member 3c.
Scale bar 1 cm.

1. *Acutimitoceras* (?*Stockumites*) *dzhanganense* Nikolaeva, 2020, specimen PIN, no. 5643/1.
- 2, 3. "*Imitoceras*" *bertchogurense* Balashova, 1953: 2 – specimen PIN, no. 5643/5; 3 – specimen PIN, no. 4005/39.
4. *Acutimitoceras* (?*Stockumites*) *dzhanganense* Nikolaeva, 2020, specimen PIN, no. 4005/195.
5. *Acutimitoceras* (?*Stockumites*) *alabasense* Nikolaeva, 2020, holotype PIN, no. 4005/147.

слой 6 в БК1), на котором с небольшим несогласием залегают глинистые сланцы от темно-коричневого до почти черного цвета пачки 2b. По сравнению с пачкой 2a в пачке 2b реже встречаются раковины остракод, двусторчатых моллюсков, отмечаются остатки неаммоидных цефалопод и иглокожих, отсутствуют водоросли, что свидетельствует о быстром углублении бассейна. Накопление пачки 2b, вероятно, связано со значительным увеличением глубины морского дна ниже фотической зоны и соответствует трансгрессивной фазе. В таком случае глинистые сланцы пачки 2b предположительно соотносятся с хангенбергскими черными сланцами (Becker et al., 2021a) и коррелируют с нижним кризисным интервалом (низы зоны *costatus-kockeli* Interregnum).

Пачка 2b перекрывается известняками пачки 3 (пласты 3a–b) с фораминиферами *Tournayellina pseudobeata* и желваками водорослей *Garwoodia* (канавы БК-1 и БК-3), что свидетельствует о мелководных условиях. Возможно, между пачками 2b и 3 есть небольшой перерыв, поскольку Ю.А. Гатовский в 2019 г. наблюдал железистую корку мощностью 1–2 см между глинистыми сланцами пачки 2b и известняками пачки 3 и небольшую брекчированность основания пачки 3a. Поэтому изменение литологии от глинистых сланцев пачки 2b до вакстоунов пачки 3 можно интерпретировать как кратковременную регрессию.

Залегающий выше пласт 3с, представленный вакстоуном с аммоидеями, и перекрывающие его алевролиты и глинистые сланцы с редкими прослоями пакстоунов (пачка 4), по всей видимости, отвечают следующей трансгрессивной фазе эволюции бассейна. Это подтверждается находками аммоидей *Acutimitoceras* и конодонтов *Siphonodella*. Учитывая, что фауна *Acutimitoceras* появляется только в пачке 3с, можно предположить быстрое углубление. Пачку 3, по крайней мере ее верхнюю часть (3с), можно считать эквивалентом Штокумского известняка Рейнского массива (Clausen et al., 1994) и базального известняка свиты Астьер Арденн (Becker et al., 2021a). Это согласуется с данными европейских разрезов, где мелкомасштабная регрессия, соответствующая пачке 3a и нижней части 3b (регрессия песчаника

Хангенберг), сменяется трансгрессией, что происходит вблизи первого появления (FAD) конодонтов *S. (Eo.) sulcata*. Последние исследования (Nikolaeva et al., 2022) подтвердили первое появление *S. (Eo.) sulcata* в средней и верхней частях пачки 3, как это было ранее установлено (Barskov et al., 1984; Барсков и др., 1988).

ОБСУЖДЕНИЕ

Утвержденная в настоящее время граница девона и карбона проводится по появлению конодонтов *Siphonodella (Eosiphonodella) sulcata* и проходит внутри аммоидной генозоны *Acutimitoceras* (Becker et al., 2021a, б).

Граница D–C в разрезе Берчогур ранее проводилась в основании пачки 3 (Nikolaeva et al., 2022). Однако анализ распространения маркерных таксонов позволяет внести некоторые коррективы. С учетом новых находок *S. (Eo.) sulcata* в канаве БК-1 граница проведена в основании пласта 3b по первому появлению (FOD = First occurrence datum) вида *S. (Eo.) sulcata*. Установлено, что первое появление вида конодонтов *S. (Eo.) praesulcata* приходится на пачку 2b. Учитывая находки аммоидей генозоны *Acutimitoceras* в пласте 3с и то, что *S. sulcata* в Западной Европе впервые появляется в зоне *prorsum* (Clausen, Korn, 2008), пачку 3 хотя бы частично можно сопоставить с зоной *prorsum*. Верхние горизонты пачки 4, вероятно, соответствуют зоне *Gattendorfia*, так как некоторые разрозненные остатки, обнаруженные в разрезе, могут быть идентифицированы как фрагменты *Gattendorfia* sp.

Ранее выдвинутое предположение, что вид *S. (Eo.) sulcata* следует искать в верхней части пачки 2b, не подтвердилось. Конодонты из пачки 2b включают *Icriodus costatus*, *Apatognathus varians*, *Polygnathus inornatus inornatus*, *Po. lobatus*, *Po. longiposticus*, *Po. parapetus*, *Po. vogesi*, *Siphonodella (Eo.) praesulcata*, *Bispathodus stabilis* и *Pseudopolygnathus fusiformis*, что может соответствовать интервалу *costatus – kockeli* Interregnum, но вид *Protonathodus kockeli* в этом разрезе не обнаружен.

Смена фаций, сопровождаемая изменениями ископаемых ассоциаций в пограничных отложениях девона и карбона Берчогура, может быть сопоставлена



Рис. 9. Фаменско-турнейские конодонты из разреза Берчогур.
Масштабная линейка равна 100 μm .

- 1, 5, 8, 9, 12–14 – нижнее турне, зона *sulcata*; 2 – самый верхний фамен, зона Upper *praesulcata*; 3, 4, 6, 7, 10, 11, 16, 17 – самый верхний фамен, зоны Lower-Middle *praesulcata*.
1. *Siphonodella* (*Eosiphonodella*) *sulcata* (Huddle, 1934), БК-3/5а, пачка 3, обр. 5а.
 2. *Siphonodella* (*Eosiphonodella*) *praesulcata* Sandberg (Sandberg et al., 1972), БК-1/15, пачка 2b, сл. 10, обр. 15.
 3. *Pseudopolygnathus fusiformis* Branson et Mehl, 1934, БС-2/54; переизображение из (Barskov et al., 1984, pl. 7, fig. 1), пачка 2а², скв. БС-2, обр. 54.
 4. *Polygnathus vogesi* Ziegler, 1962, БК-1/2, пачка 1, сл. 1, обр. 2.
 5. *Polygnathus parapetus* Druce, 1969, БК-3/5, пачка 3, обр. 5.
 6. *Polygnathus inornatus inornatus* Branson et Mehl, 1934, БК-1/1, пачка 1, сл. 1, обр. 1.
 - 7, 11. *Apatognathus varians* Branson et Mehl, 1934: 7 – БК-1/3, пачка 1, сл. 1, обр. 3; 11 – БК-1/2, пачка 1, сл. 1, обр. 2.
 - Фиг. 8, 9. *Polygnathus purus purus* Voges, 1959: 8 – БК-3/6а, пачка 3, обр. 6; 9 – БК-3/6, пачка 3, обр. 6.
 10. *Icriodus costatus* (Thomas, 1949), БК-1/4, пачка 2, сл. 4, обр. 1.
 - 12, 13. *Pseudopolygnathus prima* Branson et Mehl, 1934: 12 – БК-3/5а, пачка 3, обр. 5а, нижнее турне, зона *sulcata*; 13 – БК-3/5а, пачка 3, обр. 5а.
 14. *Bispathodus costatus* (Branson, 1934), переходная форма, БК-3/5а, пачка 3, обр. 5а.
 15. *Bispathodus aculeatus aculeatus* (Branson et Mehl, 1934), БК-3/5а, пачка 3, обр. 5а.
 - 16, 17. *Bispathodus aculeatus anteposicornis* (Scott, 1961): 16 – БК-3/6, пачка 3, обр. 6, нижнее турне, зона *sulcata*; 17 – БС-2, пачка 4, обр. 44.

Fig. 9. Famennian-Tournaisian conodonts from the Berchogur Section.
Scale bar 100 μ m.

- 1, 5, 8, 9, 12 – 14 – Lower Tournaisian, *sulcata* Zone; 2 – Uppermost Famennian, Upper *praesulcata* Zone; 3, 4, 6, 7, 10, 11, 16, 17 – Uppermost Famennian, Lower-Middle *praesulcata* zones.
1. *Siphonodella* (*Eosiphonodella*) *sulcata* (Huddle, 1934), БК-3/5а, Member 3, Sample 5а.
 2. *Siphonodella* (*Eosiphonodella*) *praesulcata* Sandberg (Sandberg et al., 1972), БК-1/15; Member 2b, Bed 10, Sample 15.
 3. *Pseudopolygnathus fusiformis* Branson et Mehl, 1934, BS-2/54; re-image from (Barskov et al., 1984, pl. 7, fig. 1), Member 2а², Sample 54.
 4. *Polygnathus vogesi* Ziegler, 1962, БК-1/2; Member 1, Bed 1, Sample 2.
 5. *Polygnathus parapetus* Druce, 1969, БК-3/5, Member 3, Sample 5.
 6. *Polygnathus inornatus inornatus* Branson et Mehl, 1934, БК-1/1, Member 1, Bed 1, Sample 1.
 - 7, 11. *Apatognathus varians* Branson et Mehl, 1934: 7 – БК-1/3; Member 1, Bed 1, Sample 3; 11 – БК-1/2; Member 1, Bed 1, Sample 2.
 - 8, 9. *Polygnathus purus purus* Voges, 1959: 8 – БК-3/6а; Member 3, Sample 6; Lower Tournaisian, *sulcata* Zone; 9 – БК-3/6; Member 3, Sample 6.
 10. *Icriodus costatus* (Thomas, 1949), БК-1/4; Member 2, Bed 4, Sample 1.
 - 12, 13. *Pseudopolygnathus prima* Branson et Mehl, 1934: 12 – БК-3/5а, Member 3, Sample 5а, Lower Tournaisian, *sulcata* Zone; 13 – БК-3/5а, Member 3, Sample 5а.
 14. *Bispathodus costatus* (Branson, 1934) morphotype 1 – *Bispathodus aculeatus aculeatus* (Branson et Mehl, 1934), transitional form, БК-3/5а, Member 3, Sample 5а.
 15. *Bispathodus aculeatus aculeatus* (Branson et Mehl, 1934), БК-3/5а; Member 3, Sample 5а.
 - 16, 17. *Bispathodus aculeatus anteposicornis* (Scott, 1961): 16 – БК-3/6, Member 3, Sample 6, 17 – BS-2, Member 4, Sample 44.

ставлена с последовательностью трансгрессивно-регрессивных эпизодов в разрезах Западной Европы. Корреляция литологических изменений с эпизодами Хангенбергского события подтверждается палеонтологическими данными. Результаты исследований Западного Казахстана могут существенно помочь при разработке комплексного критерия определения границы девона и карбона в глобальном масштабе.

ВЫВОДЫ

В разрезе Берчогур предположительно выявлены интервалы, соответствующие эпизодам глобального Хангенбергского события. Период, предшествующий вымиранию, соответствующий расцвету фораминифер зоны *Q. kobeitusana substricta* и конодонтовым зонам Upper *expansa* – Lower *praesulcata*, проявляется в пачках 1 и 2а¹. Эпизод прелюдии вымирания отражен в пачке 2а² и отвеча-

ет верхней части зоны Lower *praesulcata* и экзозоне с доживающими *Quasiendothyra*. Нижний кризисный интервал (хангенбергские черные сланцы Европы) сопоставляется с глинистой пачкой 2b и соответствует интервалу конодонтовых зон Middle *praesulcata* – нижняя часть Upper *praesulcata*. Пачка 3с с аммоноидеями и конодонтами зоны *sulcata* и пачка 4 соответствуют трансгрессивной фазе и рассматриваются как эквивалент штокумского известняка Рейнского массива. Таким образом, переход от карбонатной седиментации (пачки 1, 2а) к преимущественно терригенной (пачка 2b), вероятно, отражает начало глобального Хангенбергского события.

Благодарности

Авторы благодарны А.С. Алексееву за внимательное прочтение рукописи и ценные замечания, а также рецензентам О.В. Артюшковой и анонимному рецензенту за полезные замечания и конструктивные предложения.

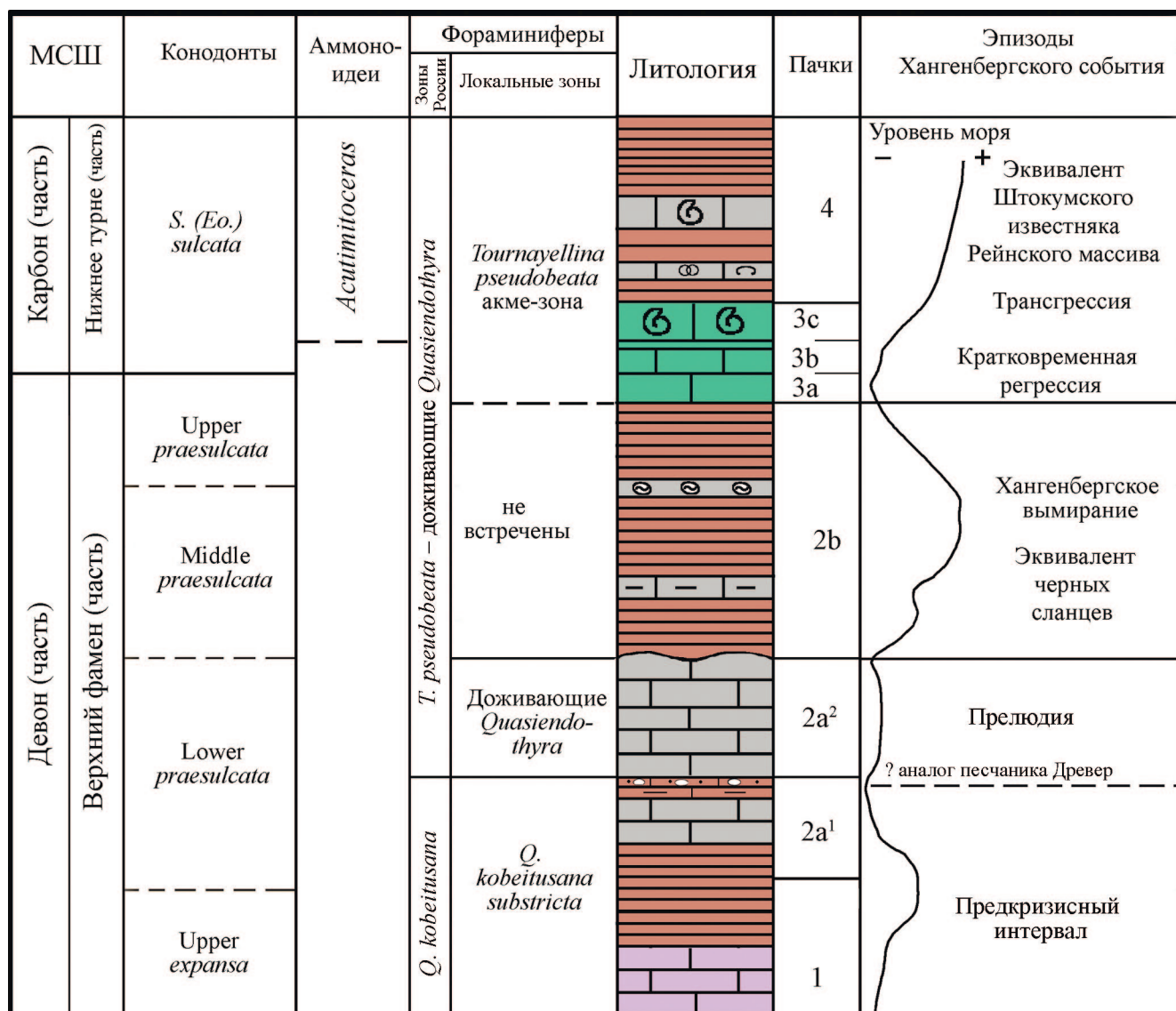


Рис. 10. Расчленение разреза Берчогур по конодонтам, аммоноидеям, фораминиферам и предполагаемая корреляция с эпизодами Хангенбергского события.

Зоны России по (Кулагина и др., 2018; Kulagina et al., 2021).

Fig. 10. Zonal subdivisions in the Berchogur Section based on conodonts, ammonoids, foraminifers, and correlation with episodes of the Hangenberg Event.

Zones of Russian scale are according to (Kulagina et al., 2018, 2021).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев А.С. (2023) Таблички Cirripedia из терминального фамена (верхний девон) Берчогура (Западный Казахстан). *Палеострат-2023. Годичное собрание (науч. конф.) секции палеонтологии МОИП и Московского отделения палеонтологического общества при РАН. М.: Палеонтологический ин-т им. А.А. Борисяка РАН*, 10-11.
- Артюшкова О.В., Маслов В.А., Пазухин В.Н., Кулагина Е.И., Тагариева Р.Ч., Мизенс Л.И., Мизенс А.Г.

(2011) Типовые разрезы девона и нижнего карбона на западном склоне Южного Урала. *Путеводитель полевой экскурсии Междунар. конф. "Биостратиграфия, палеогеография и события в девоне и раннем карбоне" (SDS/IGCP 596 объединенная полевая сессия)*. Уфа, Виртуал, 92 с.

- Балашова Е.А. (1945) О фауне и стратиграфии карбона Бер-Чогура. *Науч. бюл. Ленингр. ун-та*, 3, 22-28.
- Барсков И.С., Кононова Л.И., Бышева Т.В., Алексеев А.С. (1988) Граница девона и карбона в разрезе Берчогур (Мугоджары). *Граница девона и карбо-*

- на на территории СССР. (Отв. ред. В.К. Голубцов). Минск: Наука и техника, 171-180.
- Богословский Б.И. (1988) Эволюция и биохронология аммоноидей на рубеже девона и карбона. *Граница девона и карбона на территории СССР*. (Отв. ред. В.К. Голубцов). Минск: Наука и техника, 248-254.
- Бушмина Л.С., Кононова Л.И. (1981) Микрофауна и биостратиграфия пограничных отложений слоев девона и карбона (юг Западной Сибири). *Тр. ИГиГ СО АН СССР*, **459**, 1-123.
- Гагиев М.Х., Кононова Л.И., Пазухин В.Н. (1987) Конодонты. *Фауна и биостратиграфия пограничных отложений девона и карбона Берчогура (Мугоджары)*. (Ред. В.А. Маслов). М.: Наука, 91-97.
- Журавлев А.В., Соболев В.Б. (2019) Граница девона и карбона на востоке Печорской плиты (разрезы на р. Каменке и р. Вангыр). *Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН*, **10**, 16-22. <https://doi.org/10.19110/2221-1381-2019-10-16-22>
- Кузина Л.Ф. (1985) К ревизии рода *Imitoceras*. *Палеонтол. журн.*, **3**, 35-48.
- Кулагина Е.И., Степанова Т.И., Зайцева Е.Л., Горожанина Е.Н., Гибшман Н.Б., Иванова Р.М., Вевель Я.А., Пономарева Г.Ю., Филимонова Т.В. (2018) *Атлас фораминифер и микрофаций верхнедевонских – каменноугольных отложений Северной Евразии. Фаменский и турнейский ярусы* [Электронное издание сетевого распространения]. М.: ПИН РАН, 205 с. URL: <http://ig.ufaras.ru/publikatsii/monografii-i-statii/>
- Мустапаева С.Н., Жаймина В.Я., Куриленко А.В. (2020) Описание разрезов пограничных отложений верхнего девона и нижнего карбона гор Мугалжар (Актюбинская область). Алматы: Satbayev University, 120 с.
- Николаева С.В., Гатовский Ю.А., Кулагина Е.И., Зайцева Е.Л. (2016) Граница девона и карбона: новые решения старой проблемы. Сов. междунар. рабочей группы в Монпелье, 20–22 сентября 2016 г. *Бюлл. МОИП. Отд. геол.*, **91**(6), 66-74.
- Николаева С.В., Кулагина Е.И., Мустапаева С.Н., Алексеев А.С., Гатовский Ю.А., Кононова Л.И., Ахметшина Л.З., Куриленко А.В., Кашеева Е.Г. (2020) Пограничные отложения девона и карбона в Берчогуре (Западный Казахстан): история исследований, мировое значение, новейшие данные. *Бюлл. МОИП. Отд. геол.*, **95**(2), 17-25.
- Пазухин В.Н., Кулагина Е.И., Седаева К.М. (2009) Граница девона–карбона на западном склоне Южного Урала. *Типовые разрезы карбона России и потенциальные глобальные стратотипы. Южноуральская сессия*. Материалы Междунар. полевого сов. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 22-33.
- Рейтлингер Е.А. (1961) Некоторые вопросы систематики квазиэндопир. *Вопр. микропалеонтологии*, **5**, 31-68.
- Рейтлингер Е.А., Кулагина Е.И. (1987) Фораминиферы. *Фауна и биостратиграфия пограничных отложений девона и карбона Берчогура (Мугоджары)*. (Ред. В.А. Маслов). М.: Наука, 48-52, 68-75.
- Розман Х.С. (1960) Стратиграфия фаменских и нижнетурнейских отложений Мугоджар и смежных районов Урала. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, **12**, 42-51.
- Седаева К.М., Рябинкина Н.Н., Кулешов В.Н., Валяева О.В. (2010) Отражение хангенбергского глобального геологического события рубежа девона и карбона в разрезах западного склона Приполярного (р. Кожим) и Южного Урала (р. Сиказа). *Литосфера*, **6**, 25-37.
- Седаева К.М., Кулешов В.Н., Горожанина Е.Н., Горожанин В.М., Виноградов В.М., Пазухин В.Н. (2008) Хангенбергское глобальное геологическое событие и его отражение в литологии и изотопном составе ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) разреза р. Сиказы (Башкортостан Ю. Урал). *Био- и литостратиграфические рубежи в истории Земли. Тр. Междунар. науч. конф.* Тюмень: ТюмГНГУ, 250-255.
- Фауна и биостратиграфия пограничных отложений девона и карбона Берчогура (Мугоджары) (1987) [Электронное издание сетевого распространения]. (Ред. В.А. Маслов). М.: Наука, 121 с. http://ig.ufaras.ru/?part_id=493,281,446
- Aretz M. (2021) Late Devonian extinctions. *Encyclopedia of Geology*. 2nd ed. (Ed. by D. Alderton, S.A. Elias). L.: Academic Press, 628-636. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.12453-4>
- Aretz M., Corradini C. (2021) Global review of the Devonian-Carboniferous Boundary: an introduction. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, **101**, 285-293. <https://doi.org/10.1007/s12549-021-00499-8>
- Aretz M., Corradini C. (2023) Moving forward with the redefinition of the Devonian/Carboniferous Boundary. *Strati 2023. 4th Int. Congress on Stratigraphy. Book of Abstracts*. Lille: Université de Lille, 246-247.
- Aretz M., Corradini C., Denayer J. (2021) The Devonian-Carboniferous Boundary around the globe: a complement. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, **101**, 633-662. <https://doi.org/10.1007/s12549-021-00495-y>
- Barskov I.S., Simakov K.V., Alekseev A.S., Bogoslovsky B.I., Byvsheva T.V., Gagiev M.H., Kononova L.I., Kochetkova N.M., Kuzina L.F., Reitlinger E.A. (1984) Devonian–Carboniferous transitional deposits of the Berchogur section, Mugodzhary, USSR. *Cour. Forschungsinstitut Senckenberg*, **67**, 207-230.
- Becker R.T., Hartenfels S., Kaiser S.I. (2021a) Review of Devonian-Carboniferous boundary sections in the Rhenish Slate Mountains (Germany). *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, **101**, 357-420. <https://doi.org/10.1007/s12549-020-00469-6>
- Becker R.T., Kaiser S.I., Aretz M. (2021b) Review of chrono-, litho- and biostratigraphy across the global Hangenberg Crisis and Devonian–Carboniferous boundary. *Devonian climate, sea level and evolutionary events, Geological Society of London, Spec. Publ.*, **423**, 355-386. <https://doi.org/10.1144/SP423>
- Clausen C.-D., Korn D. (2008) Höheres Mitteldevon und Oberdevon des nördlichen Rheinischen Schiefergebirges (mit Velberter Sattel und Kellerwald). *Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, **52**, 439-481.
- Clausen C.-D., Korn D., Feist R., Leuschner K., Gross-Uffenorde H., Luppold F.W., Stoppel D., Higgs K., Streel M. (1994) Die Devon/Karbon-Grenze bei Stokkum (Rheinisches Schiefergebirge). *Geologie und Paläontologie in Westfalen*, **29**, 71-95.
- Corradini C. (2003) Late Devonian (Famennian) conodonts from the Corona Mizziu sections near Villasalto (Sardinia, Italy). *Palaeontographia Italica*, **98**, 65-116.
- Corradini C., Kaiser S.I., Perri M.C., Spalletta C. (2011) *Protrognathodus* (Conodonta) and its potential as a tool for

- defining the Devonian/Carboniferous boundary. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **117**(1), 15-28.
- Corradini C., Spalletta C., Mossoni A., Matyja H., Over D.J. (2017) Conodont across the Devonian/Carboniferous boundary: A review and implication for the redefinition of the boundary and a proposal for an updated conodont zonation. *Geol. Mag.*, **154**(4), 888-902. <https://doi.org/10.1017/S001675681600039X>
- Denayer J., Prestianni C., Mottequin B., Hance L., Poty E. (2021) The Devonian–Carboniferous boundary in Belgium and surrounding areas. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, **101**, 313-356 (2021). <https://doi.org/10.1007/s12549-020-00440-5>
- Gatovsky Yu.A. (2015) Famennian–Tournaisian boundary on the western slope of the South Urals, Russia: new look. *Strata. Série I*, **16**. IGCP596–SDS Symposium, 51-52.
- Hartenfels S., Becker R.T., Herbig H.-G., Qie W., Kump T., Vleeschouwer D. de, Weyer D., Kalvoda J. (2022) The Devonian–Carboniferous transition at Borkewehr near Wocklum (northern Rhenish Massif, Germany) – a potential GSSP section. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, **102**, 763-829. <https://doi.org/10.1007/s12549-022-00531-5>
- Hou H., Ma X., Zhou H., Ogg J.G., Shen Ya. (2022) The End-Devonian Hangenberg Event and its aftermath in South China: Stratigraphic and sedimentary records from shallow to deep water facies. *Earth Sci. Rev.*, **232**, 104137. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104137>
- Kaiser S.I. (2009) The Devonian/Carboniferous stratotype section La Serre (Montagne Noire) revisited. *Newslett. Stratigraphy*, **43**, 195-205.
- Kaiser S., Aretz M., Becker R.T. (2021) The global Hangenberg Crisis (Devonian–Carboniferous transition): review of a first-order mass extinction. *Devonian climate, sea level and evolutionary events, Geological Society London, Spec. Publ.*, **423**, 387-437.
- Kaiser S., Kump T., Rasser M.W. (2019) High resolution conodont biostratigraphy in two key sections from the Carnic Alps (Grüne Schneid) and Graz Paleozoic (Tropf) – implication for biozonation concept at the Devonian–Carboniferous boundary. *Newslett. Stratigraphy*, **53**(3), 249-274. <https://doi.org/10.1127/nos/0520>
- Kulagina E.I. (2013) Taxonomic diversity of foraminifers of the Devonian–Carboniferous boundary interval in the South Urals. *Bull. Geosci.*, **88**(2), 265-282.
- Kulagina E.I., Zaytseva E.L., Vevel Ya.A., Stepanova T.I., Gibshman N.B., Nikolaeva S.V., Kononova L.I., Plotitsyn A.N. (2021) The foraminiferal zonal scale of the Devonian–Carboniferous boundary beds in Russia and Western Kazakhstan and its correlation with ammonoid and conodont scales. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, **101**(2), 561-588. <https://doi.org/10.1007/s12549-020-00439-y>
- Nikolaeva S.V., Kulagina E.I., Mustapayeva S.N., Alekseev A.S., Gatovsky Yu.A. (2019) The Devonian–Carboniferous Boundary sections in the Berchogur Depression (Mugodzhary Mountains, Western Kazakhstan). *Kölner Forum Geol. Paläont.*, **23**. 19th Int. Congress on the Carboniferous and Permian. Abstracts, 242-243.
- Nikolaeva S.V., Kulagina E.I., Mustapayeva S.N., Alekseev A.S., Gatovsky Yu.A., Denayer J., Ohar V., Kurilenko A.V., Mychko E.V., Zhaimina V.Ya. (2022) Progress in the study of the Devonian–Carboniferous boundary sections in the Berchogur Depression (Mugodzhary Mountains, Western Kazakhstan). *Paläontologische Zeitschrift*, **96**, 415-447. <https://doi.org/10.1007/s12542-022-00611-z>
- Nikolaeva S.V., Mustapayeva S.N. (2018) The Devonian–Carboniferous boundary locality in Berchogur (Western Kazakhstan) revisited. *Subcommission on Devonian Stratigraphy, Newslett.*, **33**, 31-34.
- Paproth E., Feist R., Flajs G. (1991) Decision on the Devonian–Carboniferous boundary stratotype. *Episodes*, **14**(4), 331-336.
- Sandberg C.A., Dreesen R. (1984) Late Devonian icriodontid biofacies models and shallow-water conodont zonation. *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper*, **196**, 143-178. <https://doi.org/10.1130/SPE196-p143>
- Sandberg Ch.A., Streel M., Scott R.A. (1972) Comparison between conodont zonation and spore assemblages at the Devonian–Carboniferous boundary in the western and central United States and in Europe. *Compte Rendu*, **1**, 179-203.
- Söte T., Hartenfels S., Becker R.T. (2017) Uppermost Famennian stratigraphy and facies development of the Reigern Quarry near Hachen (northern Rhenish Massif, Germany). *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, **97**, 633-654.
- Spalletta C., Perri M.C., Over D.J., Corradini C. (2017) Famennian (Upper Devonian) conodont zonation: Revised global standard. *Bull. Geosci.*, **92**(1), 31-57.
- Ziegler W. (1962) Taxonomie und Phylogenie oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. *Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung*, **38**, 1-166.
- Ziegler W., Sandberg C.A. (1984) *Palmatolepis*-based revision of upper part of standard Late Devonian conodont zonation. *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper*, **196**, 179-194.
- Ziegler W., Sandberg C.A. (1990) The late Devonian standard conodont zonation. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **121**, 1-115.

REFERENCES

- Alekseev A.S. (2023) Cirripedia tablets from terminal Famennian (Upper Devonian) Berchogur (Western Kazakhstan). *Paleostrat-2023. Annual meeting (scientific conference) of the paleontology section of the MOIP and the Moscow branch of the paleontological society at the Russian Academy of Sciences*. Moscow, Paleontologicheskii in-t im. A.A. Borisyaka RAN, 10-11. (In Russ.)
- Aretz M. (2021) Late Devonian extinctions. *Encyclopedia of Geology*. 2nd ed. (Ed. by D. Alderton, S.A. Elias). L.: Academic Press, 628-636. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.12453-4>
- Aretz M., Corradini C. (2021) Global review of the Devonian–Carboniferous Boundary: an introduction. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, **101**, 285-293. <https://doi.org/10.1007/s12549-021-00499-8>
- Aretz M., Corradini C. (2023) Moving forward with the redefinition of the Devonian/Carboniferous Boundary. *Strati 2023. 4th Int. Congress on Stratigraphy. Book of Abstracts*. Lille: Université de Lille, 246-247.
- Aretz M., Corradini C., Denayer J. (2021) The Devonian–Carboniferous Boundary around the globe: a complement. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, **101**, 633-662. <https://doi.org/10.1007/s12549-021-00495-y>
- Artyushkova O.V., Maslov V.A., Pazukhin V.N., Kulagi-

- na E.I., Tagarieva R.C., Mizens L.I., Mizens A.G. (2011) Devonian and Lower Carboniferous type sections of the western South Urals. *Pre-Conference Field Excursion Guidebook. Int. Conf. Ufa, Virtual*, 92 p. (In Russ.)
- Balashova E.A. (1945) On the fauna and stratigraphy of the Carboniferous of Ber-Chogur. *Nauch. byul. Leningr. un-ta*, **3**, 22-28 (In Russ.)
- Barskov I.S., Kononova L.I., Byvsheva T.V., Alekseev A.S. (1988) Devonian–Carboniferous boundary in the Berchogur Section (Mugodzhary). *The Devonian-Carboniferous boundary in the territory of the USSR*. (Ed. by V.K. Golubtsov). Minsk, Nauka i Tekhnika Publ., 171-180. (In Russ.)
- Barskov I.S., Simakov K.V., Alekseev A.S., Bogoslovsky B.I., Byvsheva T.V., Gagiev M.H., Kononova L.I., Kochetkova N.M., Kuzina L.F., Reitlinger E.A. (1984) Devonian–Carboniferous transitional deposits of the Berchogur section, Mugodzhary, USSR. *Cour. Forschun-gsinstitut Senckenberg*, **67**, 207-230.
- Becker R.T., Hartenfels S., Kaiser S.I. (2021a) Review of Devonian-Carboniferous boundary sections in the Rhenish Slate Mountains (Germany). *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, **101**, 357-420. <https://doi.org/10.1007/s12549-020-00469-6>
- Becker R.T., Kaiser S.I., Aretz M. (2021b) Review of chrono-, litho- and biostratigraphy across the global Hangenberg Crisis and Devonian–Carboniferous boundary. *Devonian climate, sea level and evolutionary events, Geological Society of London, Spec. Publ.*, **423**, 355-386. <https://doi.org/10.1144/SP423>
- Bogoslovsky B.I. (1988) Evolution and biochronology of ammonoids at the Devonian and Carboniferous boundary. *The Devonian-Carboniferous boundary in the territory of the USSR*. (Ed. by V.K. Golubtsov). Minsk, Nauka i Tekhnika Publ., 248-254. (In Russ.)
- Bushmina L.S., Kononova L.I. (1981) Microfauna and biostratigraphy of boundary of the Devonian and Carboniferous boundary deposits (south of Western Siberia). *Trudy IGIG SO RAN*, **459**, 1-123. (In Russ.)
- Clausen C.-D., Korn D. (2008) Höheres Mitteldevon und Oberdevon des nördlichen Rheinischen Schiefergebirges (mit Velberter Sattel und Kellerwald). *Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, **52**, 439-481.
- Clausen C.-D., Korn D., Feist R., Leuschner K., Gross-Uffenorde H., Luppold F.W., Stoppel D., Higgs K., Streel M. (1994) Die Devon/Karbon-Grenze bei Stoc-kum (Rheinisches Schiefergebirge). *Geologie und Paläontologie in Westfalen*, **29**, 71-95.
- Corradini C. (2003) Late Devonian (Famennian) conodonts from the Corona Mizziu sections near Villasalto (Sardinia, Italy). *Palaeontographia Italica*, **98**, 65-116.
- Corradini C., Kaiser S.I., Perri M.C., Spalletta C. (2011) *Protognathodus* (Conodonta) and its potential as a tool for defining the Devonian/Carboniferous boundary. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **117**(1), 15-28.
- Corradini C., Spalletta C., Mossoni A., Matyja H., Over D.J. (2017) Conodont across the Devonian/Carboniferous boundary: A review and implication for the redefinition of the boundary and a proposal for an updated conodont zonation. *Geol. Mag.*, **154**(4), 888-902. <https://doi.org/10.1017/S001675681600039X>
- Denayer J., Prestianni C., Mottequin B., Hance L., Poty E. (2021) The Devonian–Carboniferous boundary in Belgium and surrounding areas. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, **101**, 313-356 (2021). <https://doi.org/10.1007/s12549-020-00440-5>
- Fauna and biostratigraphy of the Devonian and Carboniferous boundary sediments of Berchogur (Mugodzhary) (1987) (Ed. by V.A. Maslov). Moscow, Nauka Publ., 121 p. (In Russ.)
- Gagiev M.Kh., Kononova L.I., Pazukhin V.N. (1987) Conodonts. *Fauna and biostratigraphy of the Devonian-Carboniferous boundary beds in Berchogur (Mugodzhary)* Moscow, Nauka Publ., 91-97. (In Russ.)
- Gatovsky Yu.A. (2015) Famennian–Tournaisian boundary on the western slope of the South Urals, Russia: new look. *Strata. Série 1*, **16**. IGCP596–SDS Symposium, 51-52.
- Hartenfels S., Becker R.T., Herbig H.-G., Qie W., Kump-an T., Vleeschouwer D. de, Weyer D., Kalvoda J. (2022) The Devonian-Carboniferous transition at Borkewehr near Wocklum (northern Rhenish Massif, Germany) – a potential GSSP section. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, **102**, 763-829. <https://doi.org/10.1007/s12549-022-00531-5>
- Hou H., Ma X., Zhou H., Ogg J.G., Shen Ya. (2022) The End-Devonian Hangenberg Event and its aftermath in South China: Stratigraphic and sedimentary records from shallow to deep water facies. *Earth Sci. Rev.*, **232**, 104137. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104137>
- Kaiser S.I. (2009) The Devonian/Carboniferous stratotype section La Serre (Montagne Noire) revisited. *Newslett. Stratigraphy*, **43**, 195-205.
- Kaiser S., Aretz M., Becker R.T. (2021) The global Hangenberg Crisis (Devonian-Carboniferous transition): review of a first-order mass extinction. *Devonian climate, sea level and evolutionary events, Geological Society London, Spec. Publ.*, **423**, 387-437.
- Kaiser S., Kump-an T., Rasser M.W. (2019) High resolution conodont biostratigraphy in two key sections from the Carnic Alps (Grüne Schneid) and Graz Paleozoic (Trolp) – implication for biozonation concept at the Devonian-Carboniferous boundary. *Newslett. Stratigraphy*, **53**(3), 249-274. <https://doi.org/10.1127/nos/0520>
- Kulagina E.I. (2013) Taxonomic diversity of foraminifers of the Devonian-Carboniferous boundary interval in the South Urals. *Bull. Geosci.*, **88**(2), 265-282.
- Kulagina E.I., Stepanova T.I., Zaytseva E.L., Gorozhanina E.N., Gibshman N.B., Ivanova R.M., Vevel Ya.A., Ponomareva G.Yu. Filimonova T.V. (2018) Atlas of Upper Devonian and Lower Carboniferous foraminifers and microfacies of Northern Eurasia. Famennian and Tournaisian [Electronic publication of network distribution]. Moscow, PIN RAN, 205 p. URL: <http://ig.ufaras.ru/publikatsii/monografii-i-stati/> (In Russ.)
- Kulagina E.I., Zaytseva E.L., Vevel Ya.A., Stepanova T.I., Gibshman N.B., Nikolaeva S.V., Kononova L.I., Plotitsyn A.N. (2021) The foraminiferal zonal scale of the Devonian–Carboniferous boundary beds in Russia and Western Kazakhstan and its correlation with ammonoid and conodont scales. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, **101**(2), 561-588. <https://doi.org/10.1007/s12549-020-00439-y>
- Kusina L.F. (1985) On the revision of the genus *Imitoceras*. *Paleontol. zhurn.*, (3), 35-48. (In Russ.)
- Mustapayeva S.N., Zhaimina V.Ya., Kurilenko A.V. (2020) Description of sections of the boundary deposits of the Upper Devonian and Lower Carboniferous of the Mu-

- galzhar mountains (Aktobe region). Almaty, Satbayev university, 120 p. (In Russ.)
- Nikolaeva S.V., Mustapayeva S.N. (2018) The Devonian-Carboniferous boundary locality in Berchogur (Western Kazakhstan) revisited. *Subcommission on Devonian Stratigraphy, Newslett.*, **33**, 31-34.
- Nikolaeva S.V., Gatovsky Yu.A., Kulagina E.I., Zaytseva E.L. (2016) Devonian-Carboniferous boundary: new solutions for an old problem (meeting of International Working Group, Montpellier, September 20–22, 2016). *Bull. MOIP. Otd. geol.*, **91**(6), 66-74. (In Russ.)
- Nikolaeva S.V., Kulagina E.I., Mustapayeva S.N., Alekseev A.S., Gatovsky Yu.A. (2019) The Devonian-Carboniferous Boundary sections in the Berchogur Depression (Mugodzhary Mountains, Western Kazakhstan). *Kölner Forum Geol. Paläont.*, **23**. 19th Int. Congress on the Carboniferous and Permian. Abstracts, 242-243.
- Nikolaeva S.V., Kulagina E.I., Mustapayeva S.N., Alekseev A.S., Gatovsky Yu.A., Kononova L.I., Akhmetshina L.Z., Kurilenko A.V., Kashcheeva E.G. (2020) Devonian-Carboniferous Boundary Beds in Berchogur (Western Kazakhstan): History of studies, international significance, latest data. *Bull. MOIP. Otd. geol.*, **95**(2), 17-25. (In Russ.)
- Nikolaeva S.V., Kulagina E.I., Mustapayeva S.N., Alekseev A.S., Gatovsky Yu.A., Denayer J., Ohar V., Kurilenko A.V., Mychko E.V., Zhaimina V.Ya. (2022) Progress in the study of the Devonian-Carboniferous boundary sections in the Berchogur Depression (Mugodzhary Mountains, Western Kazakhstan). *Paläontologische Zeitschrift*, **96**, 415-447. <https://doi.org/10.1007/s12542-022-00611-z>
- Paproth E., Feist R., Flajs G. (1991) Decision on the Devonian-Carboniferous boundary stratotype. *Episodes*, **14**(4), 331-336.
- Pazukhin V.N., Kulagina E.I., Sedaeva K.M. (2009) Devonian-Carboniferous boundary on the western slope of the Southern Urals. *Type sections of the Russian Carboniferous and potential global stratotypes. South Ural session: Proc. Int. Field Meet.* Ufa, DesignPolygraph-Service, 22-33. (In Russ.)
- Reitlinger E.A. (1961) Some questions of the systematics of Quasiendothyra. *Voprosy mikropaleontologii*, **5**, 31-68. (In Russ.)
- Reitlinger E.A., Kulagina E.I. (1987) Foraminifera. *Fauna and biostratigraphy of the Devonian-Carboniferous boundary beds in Berchogur (Mugodzhary)* Moscow, Nauka Publ., 48-52, 68-75. (In Russ.)
- Rozman Kh. S. (1960) Stratigraphy of the Famennian and Lower Tournaisian deposits of Mugodzhary and adjacent regions of the Urals. *Izv. AN SSSR. Ser. geol.*, **12**, 42-51 (In Russ.)
- Sandberg C.A., Dreesen R. (1984) Late Devonian icriodontid biofacies models and shallow-water conodont zonation. *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper*, **196**, 143-178. <https://doi.org/10.1130/SPE196-pl43>
- Sandberg Ch.A., Streel M., Scott R.A. (1972) Comparison between conodont zonation and spore assemblages at the Devonian-Carboniferous boundary in the western and central United States and in Europe. *Compte Rendu*, **1**, 179-203.
- Sedaeva K.M., Kuleshov V.N., Gorozhanina E.N., Gorozhanin V.M., Vinogradov V.M., Pazukhin V.N. (2008) Hangenberg global geological event and its reflection in lithology and isotope composition ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) of the section of the Sikazy River (Bashkortostan, Yu. Ural). *Bio- and lithostratigraphic boundaries in the history of the Earth. Proc. Int. sci. conf.* Tyumen, TyuMGNGU, 250-255. (In Russ.)
- Sedaeva K.M., Ryabinkina N.N., Kuleshov V.N., Valyeva O.V. (2010) Reflection of the Hangenberg global geological event at the turn of the Devonian and Carboniferous in the sections of the western slope of the Subpolar (Kozhim River) and South Urals (Sikaza River). *Lithosphere (Russia)*, **6**, 25-37. (In Russ.)
- Söte T., Hartenfels S., Becker R.T. (2017) Uppermost Famennian stratigraphy and facies development of the Reigern Quarry near Hachen (northern Rhenish Massif, Germany). *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, **97**, 633-654.
- Spalletta C., Perri M.C., Over D.J., Corradini C. (2017) Famennian (Upper Devonian) conodont zonation: Revised global standard. *Bull. Geosci.*, **92**(1), 31-57.
- Zhuravlev A.V., Sobolev D.B. (2019) Devonian-Carboniferous boundary in the east of the Pechora Plate (Kamenka River and Vangyr River sections). *Vestn. IG Komi NTS URO RAN*, **10**, 16-22. <https://doi.org/10.19110/2221-1381-2019-10-16-22>. (In Russ.)
- Ziegler W. (1962) Taxionomie und Phylogenie oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. *Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung*, **38**, 1-166.
- Ziegler W., Sandberg C.A. (1984) *Palmatolepis*-based revision of upper part of standard Late Devonian conodont zonation. *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper*, **196**, 179-194.
- Ziegler W., Sandberg C.A. (1990) The late Devonian standard conodont zonation. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **121**, 1-115.

УДК 552.3(470.5)

DOI: 10.24930/2500-302X-2024-24-5-834-847

Габбро мантийной части офиолитового разреза в Алапаевском дунит-гарцбургит-габбровом массиве (Восточная зона Среднего Урала)

В. Н. Смирнов¹, Ю. В. Ерохин¹, Ю. Л. Ронкин¹, И. И. Казаков², А. В. Коровко¹, Д. Д. Коровин¹

¹Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, 15, e-mails: smirnov@igg.uran.ru; erokhin-yu@yandex.ru; y-ronkin@mail.ru; korovko@igg.uran.ru; korovin1997@rambler.ru

²Уральская геологическая экспедиция, 620014, г. Екатеринбург, ул. Вайнера, 55, e-mail: kazakov@uralgeology.ru

Поступила в редакцию 01.02.2024 г., принята к печати 19.03.2024 г.

Объект исследования. Интрузивное тело габброидов, прорывающее мантийные перидотиты (дуниты и гарцбургиты) Алапаевского офиолитового массива (Восточная зона Среднего Урала). **Методы изучения.** Содержания петрогенных элементов определены рентгенофлуоресцентным методом, содержания редких и рассеянных элементов – методом ICP-MS. Возраст габброидов установлен ¹⁴⁷Sm–¹⁴³Nd ID-TIMS методом изотопного датирования. **Результат.** Показано, что габбро и вмещающие их ультрамафиты имеют практически одинаковый возраст – около 580 млн лет, что свидетельствует о их принадлежности к единой офиолитовой ассоциации вендского возраста. При этом габброиды Алапаевского массива резко отличаются как от изотропных, так и расслоенных габбро коровой части офиолитового разреза, фрагменты которого наблюдаются в пределах Восточной зоны Среднего Урала, значительно пониженным содержанием легких редкоземельных элементов, редких щелочей, бария, урана и тория, а также отсутствием на спайдер-диаграмме максимумов Pb. **Выводы.** Отмеченные особенности состава и интрузивная форма залегания габбро Алапаевского массива среди мантийных ультрамафитов свидетельствуют о том, что изученные породы не могут быть отождествлены с габброидами коровой части офиолитовой ассоциации. Это позволяет заключить, что исследованная достаточно крупная интрузия габбро является аналогом мелких жил и даек габброидов, наблюдаемых среди мантийных перидотитов в ряде офиолитовых массивов, таких как Войкаро-Сыньинский массив на Полярном Урале и офиолит Семейл в Омане. Особенности распределения редких элементов на спайдер-диаграммах габброидов Алапаевского массива: наличие максимумов Sr и Ba и минимумов Nd и Th, а также гарцбургитовый состав мантийного рестита, вмещающего рассматриваемое габбровое тело, свидетельствуют о том, что формирование вендской офиолитовой ассоциации Восточной зоны Среднего Урала происходило в надсубдукционной (преддуговой) обстановке. Предложена модель образования крупных масс габбро в мантийной части офиолитового разреза

Ключевые слова: офиолиты, габбро, геохимия, возраст, Алапаевский массив, Средний Урал

Источник финансирования

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-17-00027, <https://rscf.ru/project/22-17-00027/>

Gabbro of the mantle part of the ophiolite section in the Alapaevsky dunite-harzburgite-gabbro massif (Eastern zone of the Middle Urals)

Vladimir N. Smirnov¹, Yuriy V. Erokhin¹, Yuriy L. Ronkin¹, Igor I. Kazakov², Anatoly V. Korovko¹, Dmitry D. Korovin¹

¹A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, 15 Academician Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia, e-mails: smirnov@igg.uran.ru; erokhin-yu@yandex.ru; y-ronkin@mail.ru; korovko@igg.uran.ru; korovin1997@rambler.ru

²Ural geological survey expedition, 55 Vayner st., Ekaterinburg 620014, Russia, e-mail: kazakov@uralgeology.ru

Received 01.02.2024, accepted 19.03.2024

Research subject. An intrusive body of gabbroids breaking through mantle peridotites (dunites and harzburgites) of the Alapaevsky ophiolite massif (Eastern zone of the Middle Urals). **Methods.** The contents of petrogenic elements were determined by the X-ray fluorescence method; the contents of rare and scattered elements were studied by the ICP-MS

Для цитирования: Смирнов В.Н., Ерохин Ю.В., Ронкин Ю.Л., Казаков И.И., Коровко А.В., Коровин Д.Д. (2024) Габбро мантийной части офиолитового разреза в Алапаевском дунит-гарцбургит-габбровом массиве (Восточная зона Среднего Урала). *Литосфера*, 24(5), 834–847. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-5-834-847>

For citation: Smirnov V.N., Erokhin Yu.V., Ronkin Yu.L., Kazakov I.I., Korovko A.V., Korovin D.D. (2024) Gabbro of the mantle part of the ophiolite section in the Alapaevsky dunite-harzburgite-gabbro massif (Eastern zone of the Middle Urals). *Lithosphere (Russia)*, 24(5), 834–847. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-5-834-847>

© В.Н. Смирнов, Ю.В. Ерохин, Ю.Л. Ронкин, И.И. Казаков, А.В. Коровко, Д.Д. Коровин, 2024

method. The age of gabbroids was determined by ^{147}Sm - ^{143}Nd ID-TIMS by isotope dating. *Results.* The gabbro and their containing ultramafic rocks were established to be of almost the same age of about 580 Ma, which indicates their belonging to a single ophiolite association of the Vendian age. At the same time, the gabbroids of the Alapaevsky massif differ sharply from both isotropic and stratified gabbro of the crustal part of the ophiolite section, fragments of which are observed within the Eastern zone of the Middle Urals, in terms of a significantly reduced content of light REE, rare alkalis, barium, uranium and thorium, as well as the absence of Pb maxima on spider diagrams. *Conclusions.* The established features in the composition and intrusive occurrence of the gabbro of the Alapaevsky massif among mantle ultramafic rocks indicate that the studied rocks cannot be identified with gabbroids of the crustal part of the ophiolite association. This suggests that this rather large intrusion of gabbro may be analogous to small veins and dikes of gabbroids observed among mantle peridotites in a number of ophiolite massifs, such as Voikar-Synyinsky massif in the Polar Urals and the Samail ophiolite in Oman. The distribution specifics of rare elements on the spider diagrams of the gabbroids of the Alapaevsky massif, i.e., the presence of Sr and Ba maxima and Nd and Th minima, as well as the Harzburgite composition of the mantle restite containing the gabbro body under consideration, indicate that the Vendian ophiolite association of the Eastern zone of the Middle Urals formed in a suprasubduction (pre-arc) environment. A model for the formation of large masses of gabbro in the mantle part of the ophiolite section is proposed.

Keywords: *ophiolites, gabbro, geochemistry, age, Alapaevsky massif, Middle Urals*

Funding information

The research was supported by the grant of the Russian Science Foundation No. 22-17-00027, <https://rscf.ru/project/22-17-00027/>

ВВЕДЕНИЕ

Алапаевский мафит-ультрамафитовый массив – типичный для восточного сектора Урала массив офиолитового типа. Ультраосновные породы этого массива представлены в разной степени серпентинизированными дунитами и гарцбургитами, являющимися, по общему мнению, фрагментами мантийной части офиолитового разреза. Породы основного состава, как и в преобладающей части офиолитовых массивов Урала, представляют собой преобразованные процессами зеленокаменного метаморфизма габброиды. В ряде выполненных ранее работ (главным образом региональных геологических исследований) габброиды рассматриваются в качестве самостоятельного Александровского габбрового массива. Однако, поскольку к настоящему времени достигнуто понимание того, что габброиды совместно с ассоциирующими с ними дунитами и гарцбургитами входят в состав офиолитовой ассоциации и отнесены к одному плутоническому комплексу (алапаевскому дунит-гарцбургит-габбровому), более целесообразным представляется рассматривать эти образования как единый Алапаевский мафит-ультрамафитовый массив.

При типичном для офиолитов Урала петрографическом составе Алапаевский массив обладает важной отличительной особенностью, заключающейся в том, что по геологическому положению входящие в его состав габбро принципиально отличаются от аналогичных пород других офиолитовых массивов. Многочисленными исследованиями офиолитовых ассоциаций по всему миру установлено, что габброиды присутствуют главным обра-

зом в составе коровой части офиолитового разреза (габброидный комплекс офиолитов). Считается, что в мантийной части офиолитов (ультрабазитовый комплекс) породы основного состава слагают только немногочисленные дайки и жилы (Coleman, 1977; и мн. др.). Однако в Алапаевском массиве габброиды образуют достаточно крупное тело, прорывающее вмещающие его ультрамафиты мантийного генезиса. Это побудило авторов уделить особое внимание изучению этих пород в целях выяснения их природы. Результаты проведенных исследований изложены в настоящей работе.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СТРОЕНИЕ АЛАПАЕВСКОГО МАССИВА

Алапаевский дунит-гарцбургит-габбровый массив представляет собой ограниченный со всех сторон разрывными нарушениями блок пород офиолитовой ассоциации, приуроченный к Баженовской шовной зоне (Смирнов, Иванов, 2019; Смирнов и др., 2019) – системе разрывных нарушений, отделяющих палеозойские вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные комплексы Восточной зоны Среднего Урала от блоков кристаллического фундамента (Сысертско-Ильменогорского, Мурзинско-Адуйского, Гаёвского) и разделяющих их мульд, сложенных вулканогенно-осадочными палеозойскими образованиями (Смирнов и др., 2003).

На современном эрозионном срезе Алапаевский массив имеет форму сильно вытянутого в субмеридиональном направлении овала, выклинивающегося в северном и южном направлениях (рис. 1). Его длина около 85 км и ширина до 13 км. По дан-

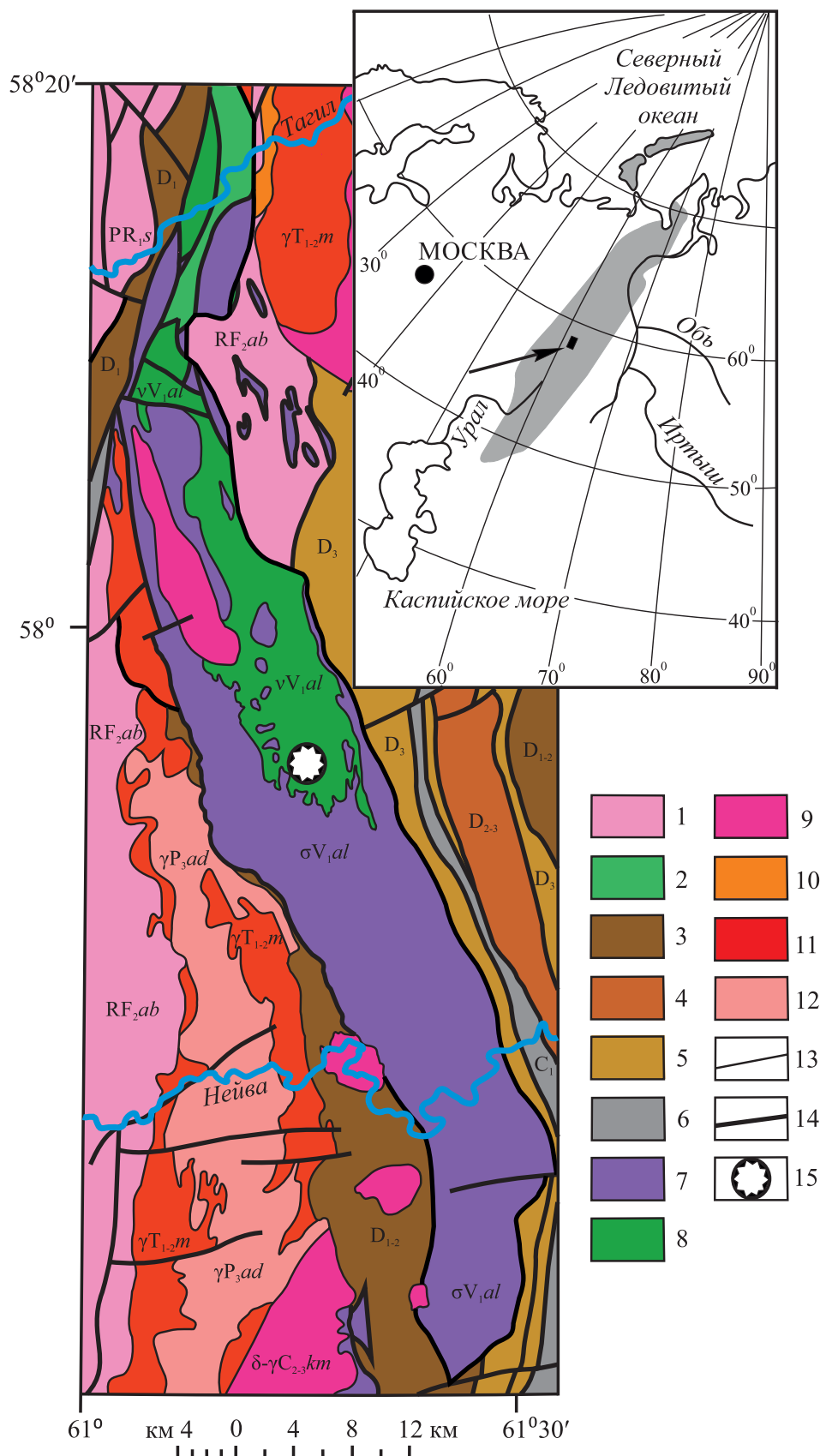


Рис. 1. Геологическое строение Алапаевского массива (на основе госгеолкарта масштаба 1:200 000).

1 – докембрийские метаморфические толщи: раннепротерозойские салдинский комплекс (PR_{1s}) и среднерифейская алабашская серия (RF_{2ab}); 2 – позднеордовикские вулканогенные породы (белоярская толща; O_{3bj}); 3 – ниже- и среднедевонские вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи: медведевская (D_{1md}) и рудянская (D_{1,2rd}); 4 – средне- и верхнедевонская маминская вулканогенно-осадочная толща (D_{2,3mm}); 5 – верхнедевонские осадочные и осадочно-вулканогенные породы: кодинская (D_{3kd}) и устькодинская (D_{3uk}) свиты; 6 – нижнекаменноугольные осадочные породы: бекленищевская (C_{1bk}), арамилская (C_{1ar}) и исетская (C_{1is}) свиты; 7, 8 – породы алапаевского дунит-гарцбургит-габбрового комплекса: 7 – в разной степени серпентинизированные дуниты и гарцбургиты, редко клинопироксениты (σV_{1al}), 8 – зеленокаменно измененные габброиды (vV_{1al}); 9 – средне- и позднедевонские гранодиориты и граниты каменского комплекса (δ-γC_{2,3km}); 10 – раннепермские умереннощелочные граниты и лейкограниты петуховского комплекса (γ-lyP_{1pt}); 11 – позднепермские граниты адуйского комплекса (γP_{3ad}); 12 – триасовые граниты мурзинского комплекса (γT_{1,2m}); 13 – ненарушенные геологические границы; 14 – разрывные нарушения; 15 – Северный карьер Южно-Александровского месторождения строительного камня.

Fig. 1. The geological structure of the Alapaevsky massif (based on a 1:200 000 scale State Geological Map).

1 – Precambrian metamorphic strata: Early Proterozoic saldinsky (PR_{1s}) and Middle-Siberian alabashskaya series (RF_{2ab}); 2 – Late Ordovician volcanogenic rocks (beloyarskaya strata; O_{3bj}); 3 – Lower and Middle Devonian volcanogenic and volcanogenic sedimentary strata: medvedevskaya (D_{1md}) and rudyanskaya (D_{1,2rd}); 4 – the Middle-Upper Devonian maminskaya volcanogenic sedimentary strata (D_{2,3mm}); 5 – Upper Devonian sedimentary and sedimentary-volcanogenic rocks: kodinskaya (D_{3kd}) and ustkodinskaya (D_{3uk}) formations; 6 – Lower carboniferous sedimentary rocks: beklenishchevskaya (C_{1bk}), aramils-kaya (C_{1ar}) and isetskaya (C_{1is}) suite; 7, 8 – rocks of the Alapaevsky dunite-harzburgite-gabbro complex: 7 – serpentized dunites and harzburgites to varying degrees, rarely clinopyroxenites (σV_{1al}), 8 – greenstone-alternated gabbroids (vV_{1al}); 9 – Middle-Late Devonian granodiorites and granites of the kamensky complex (δ-γS_{2,3km}); 10 – Early Permian mid-alkaline granites and leucogranites of the petukhovskiy complex (γ-lyP_{1pt}); 11 – Late Permian granites of the aduiskiy complex (γP_{3ad}); 12 – Triassic granites of the murzinskoy complex (γT_{1,2m}); 13 – undisturbed geological boundaries; 14 – faults; 15 – The Northern quarry of the Yuzhno-Alexandrovskiy building stone deposit.

ным геофизических исследований, форма массива в его южной половине пластообразная с падением контактов под массив, что позволяет рассматривать его как тектонический покров, перекрывающий девонские вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи. Глубина залегания подошвы массива в этой его части изменяется от 0.5 до 4.8 км. Северная часть массива, располагающаяся в промежутке между Мурзинско-Адуйским и Гаёвским блоками кристаллических пород, подверглась наиболее сильным деформациям, в результате которых была разбита на серию пластообразных линейных в плане тектонических пластин (блоков) шириной от 1 до 4 км, погружающихся в западном направлении.

Преобладающая часть массива (около 70% площади его выхода на поверхность) сложена породами ультраосновного состава: серпентинитами, серпентинизированными гарцбургитами и в меньшей степени дунитами, которые связаны постепенными переходами. В крайне незначительном количестве присутствуют также пироксениты, верлиты и лерцолиты. Габброиды слагают тело сложной формы, вытянутое с севера на юг на 35 км тело при ширине от 2 до 6 км. В северной части массива все контакты габбро с боковыми породами тектонические. В южной части граница габброидов с вмещающими ультрамафитами имеет сложную конфигурацию с многочисленными апофизами. В экзоконтактовых частях габбрового тела присутствуют ксенолиты вмещающих ультраосновных пород, а в эндоконтактах – реакционная оторочка пироксенитов. Непосредственно контакт габбро с ультрамафитами авторами не наблюдался, но перечисленные особенности позволяют считать, что он явля-

ется интрузивным: габброиды прорывают дуниты и гарцбургиты.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ПРОВЕДЕННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Алапаевский массив характеризуется очень плохой обнаженностью. Немногочисленные коренные выходы, представленные ультраосновными разновидностями пород, наблюдаются только в долине р. Нейва. Естественные выходы габброидов этого массива отсутствуют совсем, и площадь их распространения откартирована по результатам проходки шурфов, большая часть которых вскрыла лишь коры выветривания, керну редких буровых скважин и геофизическим данным. Единственным местом, где габброиды доступны для изучения, является Северный карьер Южно-Александровского месторождения строительного камня. В разных частях этого карьера авторами отобрано четыре пробы габбро для изучения их петро- и геохимических особенностей. Проба Ал-3 отобрана из верхней части борта в северо-западной части карьера (координаты точки отбора: 57°54'47.4" с.ш. и 61°14'37.2" в.д.), пр. Ал-4 – из нижней части северного борта карьера (57°54'43.4" с.ш. и 61°14'38.4" в.д.), пр. Ал-5 – в восточной части северного борта карьера (57°54'44.8" с.ш. и 61°14'39.5" в.д.), проба Ал-7 – у южного борта карьера (57°54'41.3" с.ш. и 61°14'27.8" в.д.).

Проведенные исследования включали изучение различий в составе изученных пород и габброидов из других офиолитовых массивов Восточной зоны Среднего Урала. Для сравнения использованы аналитические данные из коллекции авто-

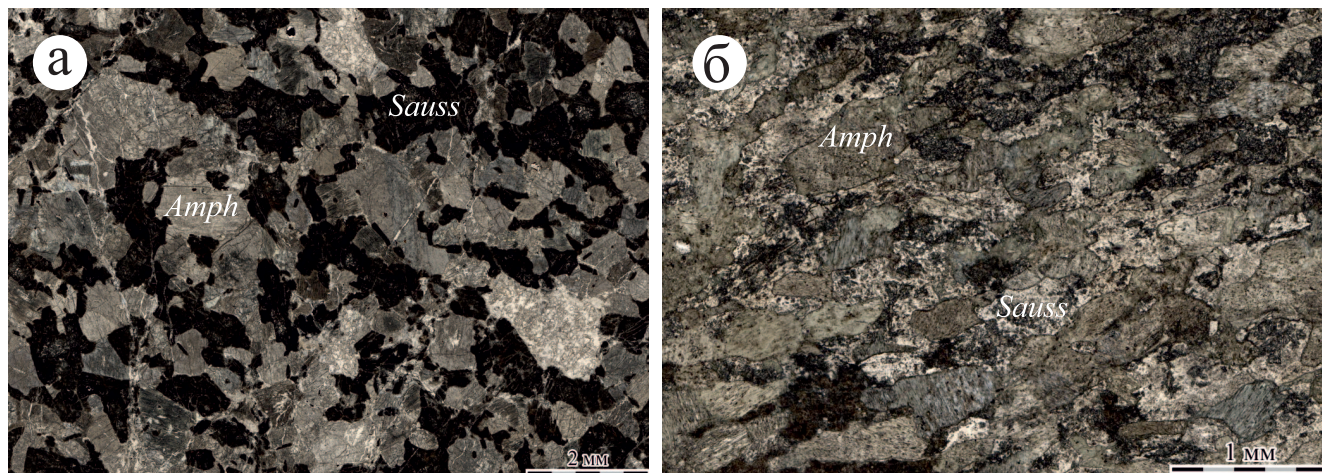


Рис. 2. Микроструктура габбро Алапаевского массива.

а – аллотриоморфнозернистая, шлиф Ал-7; б – гипидиоморфнозернистая, шлиф Ал-4. *Amph* – амфибол, *Sauss* – соссюрит.

Fig. 2. The microstructure of Alapaevsky massif gabbro.

a – allotriomorphic grained, thin section Ал-7; б – hypidiomorphic grained, thin section Ал-4. *Amph* – amphibole, *Sauss* – saussurite.

ров: по изотропным габбро из Быстринского массива (Смирнов и др., 2021) и из скринов в комплексе параллельных даек в Рефтинском массиве (Лобова, 2013), по расслоенным габбро Ключевского массива (Симонов и др., 2008; Smirnov et al., 2022) и из блока офиолитовых пород в Рефтинском массиве (Лобова, 2012).

Содержание петрогенных элементов определялось в ЦКП “Геоаналитик” рентгенофлуоресцентным методом на рентгеновском многоканальном спектрометре СРМ-35 (аналитики И.А. Желуницын, Л.А. Татаринова). Анализ содержания редких и рассеянных элементов выполнен в Южно-Уральском федеральном научном центре минералогии и геоэкологии УрО РАН (г. Миасс) на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой Agilent 7700х (аналитики К.А. Филиппова, П.А. Карионова).

Определение концентраций Sm, Nd и величин $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в процессе изотопного датирования осуществлялось масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления (ID) с использованием смешанного спайка $^{149}\text{Sm} + ^{150}\text{Nd}$ и последующим анализом результирующих смесей с помощью мультиколлекторного масс-спектрометра Triton (TIMS) в статическом режиме. Контроль за правильностью и точностью определения изотопного состава Sm и Nd выполнен путем многократных измерений соответствующих величин в стандартах LaJolla ($n = 21$) и BCR-2 ($n = 26$). Результаты измерений изотопного состава Sm, Nd этих стандартов приведены далее по тексту. Более подробные сведения об аналитических процедурах можно найти в опубликованной ранее работе (Ронкин и др., 2021).

ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗУЧЕННЫХ ГАББРОИДОВ

Габброиды Южно-Александровского месторождения представляют собой массивные преимущественно мелкозернистые (до среднезернистых) породы зеленовато-серого цвета, состоящие из приблизительно равных количеств бледно-зеленого амфибола, псевдоморфно замещающего зерна первичного темноцветного минерала (или нескольких минералов), и полностью соссюритизированного плагиоклаза. Реликтов первичных магматических минералов не обнаружено, но исходная структура породы сохранилась неизменной. Наблюдаемый характер преобразований габброидов соответствует зеленокаменной ступени метаморфизма. Размер зерен первичных породообразующих минералов варьируется от 0.5 до 2 мм, преобладают зерна размером около 1 мм. Микроструктура преимущественно аллотриоморфнозернистая, довольно часто переходящая в гипидиоморфнозернистую. Часто характер структуры меняется на незначительном расстоянии, иногда в пределах одного шлифа (рис. 2). При этом одинаково часто наблюдаются случаи, когда зерна плагиоклаза идиоморфны по отношению к темноцветному минералу и, наоборот, когда более высокой степенью идиоморфизма обладают зерна темноцветного минерала.

Содержания главных породообразующих окислов и элементов-примесей в изученных приведены в табл. 1. Пересчеты анализов этих пород по методу CIPW показали, что по химическому составу пр. Ал-3 и Ал-7 соответствуют оливиновым габбро, а пр. Ал-4 и Ал-5 – оливиновым габбро-норитам.

Таблица 1. Содержание петрогенных (мас. %) и редких (ppm) элементов в габбро Алапаевского массива

Table 1. Content of petrogenic (wt %) and trace (ppm) elements in the gabbro of the Alapaevsky massif

Компонент	Пр. Ал-3	Пр. Ал-4	Пр. Ал-5	Пр. Ал-7
SiO ₂	46.41	47.48	47.76	45.13
TiO ₂	0.352	0.371	0.385	0.196
Al ₂ O ₃	14.58	13.93	15.01	15.00
Fe ₂ O ₃	2.98	4.60	4.32	1.86
FeO	5.3	3.9	4.2	4.2
MnO	0.137	0.119	0.132	0.097
MgO	10.47	10.30	10.23	12.88
CaO	14.96	15.21	12.74	16.21
Na ₂ O	1.80	1.64	2.04	1.23
K ₂ O	0.08	0.04	0.06	0.03
P ₂ O ₅	0.001	0.001	0.001	0.001
П. п. п.	2.70	2.30	2.90	3.10
Сумма	99.78	99.89	99.78	99.93
Fe/(Fe + Mg)	0.30	0.30	0.31	0.20
Li	0.84	0.33	0.92	0.63
Rb	0.76	0.27	0.53	0.39
Sr	122	160	120	95.6
Ba	7.60	8.80	15.5	6.79
Sc	41.1	42.3	42.8	46.1
V	152	166	163	151
Cr	391	347	327	757
Co	53.2	42.3	47.3	60.9
Ni	104	89.0	113	215
Cu	51.3	59.7	65.6	112
Zn	26.2	19.8	29.4	24.3
Ga	10.4	11.2	10.6	9.01
Y	7.72	8.21	8.96	4.78
Nb	0.068	0.33	0.57	0.55
Ta	0.134	0.120	0.123	0.950
Zr	9.73	9.40	12.20	5.22
Hf	0.31	0.34	0.38	0.24
Sn	0.220	0.184	0.110	0.100
U	<0.010	0.024	0.030	0.015
Th	0.030	<0.010	0.011	0.017
La	0.35	0.48	0.50	0.116
Ce	1.03	1.25	1.20	0.34
Pr	0.22	0.26	0.28	0.075
Nd	1.60	1.75	1.93	0.54
Sm	0.79	0.78	0.80	0.30
Eu	0.41	0.44	0.47	0.22
Gd	1.06	1.13	1.24	0.55
Tb	0.22	0.23	0.25	0.12
Dy	1.50	1.59	1.77	0.83
Ho	0.32	0.35	0.38	0.19
Er	0.82	0.88	0.95	0.54
Tm	0.138	0.142	0.156	0.078
Yb	0.84	0.86	0.94	0.51
Lu	0.126	0.137	0.148	0.075

Примечание. Во всех пробах содержание Cs < 0.020, Be < 0.050, Mo < 0.10, Tl < 0.010, Pb < 0.10.

Note. In all samples, the contents of Cs < 0.020, Be < 0.050, Mo < 0.10, Tl < 0.010, Pb < 0.10.

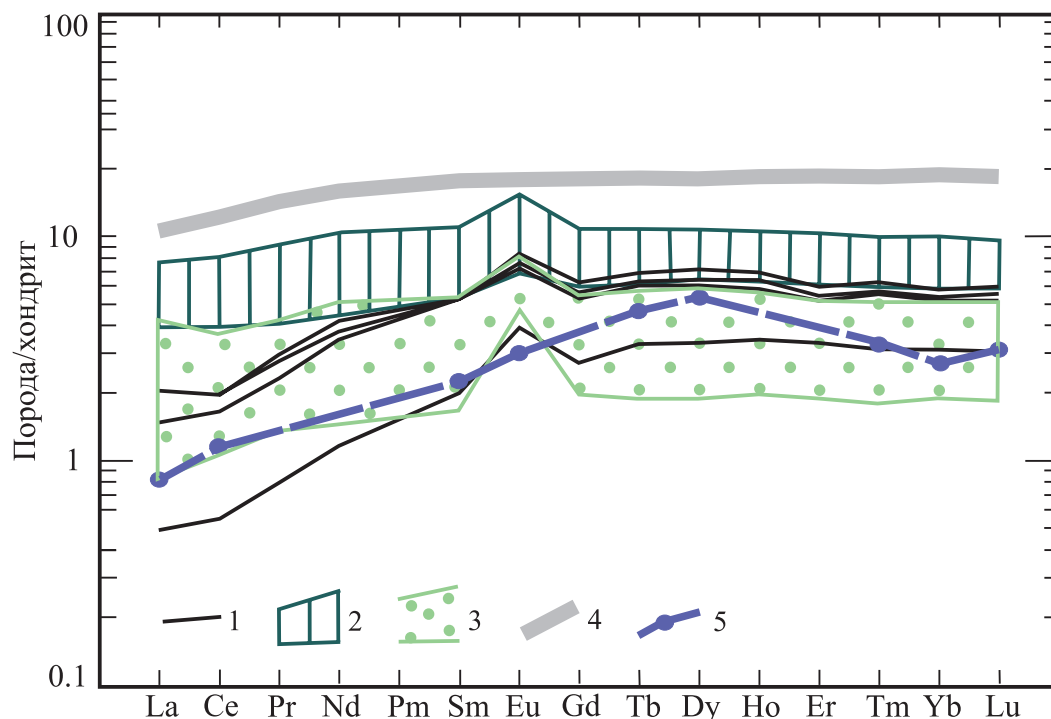


Рис. 3. Нормированное по хондриту (McDonogh, Sun, 1995) распределение редкоземельных элементов в габброидах Алапаевского массива в сравнении с разными типами габбро из офиолитовой ассоциации Восточной зоны Среднего Урала.

1 – габброиды Алапаевского массива; 2, 3 – поля составов габбро из офиолитовой ассоциации Восточной зоны Среднего Урала: 2 – изотропные габбро, 3 – габбро расслоенной части офиолитового разреза; 4 – MORB (Sun, McDonogh, 1989); 5 – габбро из дайки, секущей мантийный перидотит в офиолите Семейл, обр. С-206а (Pallister, Knight, 1981).

Fig. 3. Chondrite-normalized (McDonogh, Sun, 1995) distribution of rare-earth elements in gabbroids of the Alapaevsky massif in comparison to different types of the gabbroids from ophiolite association of Eastern zone of Middle Urals.

1 – gabbroids of the Alapaevsky massif; 2, 3 – the fields of the composition of gabbros from the ophiolite association of Eastern zone of Middle Urals: 2 – isotropic gabbros, 3 – gabbros of stratiform part of ophiolite section; 4 – MORB (Sun, McDonogh, 1989); 5 – gabbros from a dike in mantle peridotite of the Samail Ophiolite, sample C-206a (Pallister, Knight, 1981).

При наличии заметных вариаций в содержании большинства элементов все проанализированные образцы обладают хорошо выраженными общими особенностями состава. Для них характерны высокие содержания Ca (12.74–16.21 мас. % CaO), Mg (10.23–12.88 мас. % MgO), Cr (327–757 г/т), Ni (89–215 г/т) при низких количествах Ti (менее 0.4 мас. % TiO₂), щелочей (< 2 мас. % Na₂O и < 0.1 мас. % K₂O), Sr (< 200 г/т) и низкой величине железистости (Fe/(Fe + Mg) = 0.20–0.31).

Все изученные образцы габброидов Алапаевского массива имеют низкое содержание редкоземельных элементов – 4.48–11.3 г/т (среднее значение – 8.80 г/т). В их составе резко преобладают элементы тяжелой части спектра, величина (La/Yb)_n составляет 0.16–0.40 при среднем значении 0.31. Графики распределения РЗЭ рассматриваемых габбро (рис. 3) имеют положительную европиевую аномалию (Eu/Eu* = 1.31–3.29).

Нормированное по примитивной мантии распределение литофильных элементов на мультикомпонентной диаграмме (рис. 4) демонстрирует низкое (на уровне N-MORB и ниже) содержание всех редких и рассеянных элементов и характеризуется наличием отчетливо выраженных максимумов Sr и Ba, а также минимумов Nd и Th.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ

Первые изотопные данные о возрасте пород Алапаевского массива получены Г.А. Петровым с соавторами (2010). Ультраосновные породы датированы ими U–Pb LA ICP-MS методом по цирконам из густовкрапленных хромитовых руд Курмановского месторождения, в результате чего получено два возрастных кластера: 588 ± 16 млн лет, СКВО = 0.108 и 428.5 ± 8.5 млн лет, СКВО = 0.073.

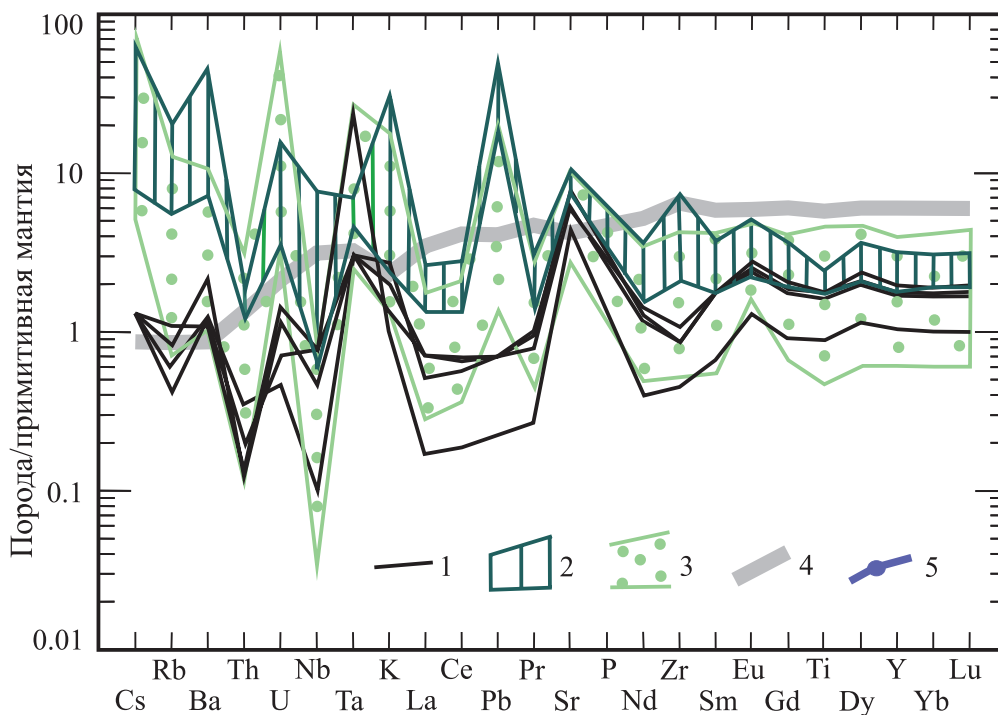


Рис. 4. Нормированное по примитивной мантии (Sun, McDonogh, 1989) распределение рассеянных элементов в габбро Алапаевского массива в сравнении с разными типами габброидов из офиолитовой ассоциации Восточной зоны Среднего Урала.

Условные обозначения – см. рис. 3.

Fig. 4. Normalized to primitive mantle distribution of the trace elements in the gabbros of the Alapaevsky massif in comparison to different types of the gabbroids from the ophiolite association of Eastern zone of Middle Urals.

Explanations – see Fig. 3.

По амфибол-соссюритовым габбро из Южно-Александровского месторождения строительного камня ^{147}Sm - ^{143}Nd -методом (эрохрона по монофракциям плагиоклаза, амфибола из амфибол-соссюритовых габбро и породе в целом) получен возраст 579 ± 42 млн лет при СКВО = 2.7.

В процессе подготовки к изданию геологической карты 1:200 000 выполнено повторное ^{147}Sm - ^{143}Nd датирование габбро этого же месторождения (обр. 3800/160) по монофракциям соссюритизированного плагиоклаза, амфибола и породе в целом, результаты которого представлены в табл. 2 и на рис. 5. Вычисление параметров регрессионной зависимости и ее графическая визуализация (см. рис. 5) осуществлялись с помощью программного обеспечения Isoplot/EX ver 3.0 (Ludwig, 2003). Диапазон наблюдаемых вариаций значений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ изученных разностей характеризуется довольно значимым размахом – (0.2002 ± 0.0010) – (0.3155 ± 0.0016) , что определяет известную значимость полученным Sm-Nd параметрам на графике Николайсена. Аппроксимация ^{147}Sm - ^{143}Nd изотопных данных по породе в целом и выделенным из

нее монофракциям плагиоклаза и амфибола на графике в координатах $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ определяет изохронную зависимость (СКВО = 0.09, модель I (McIntyre et al., 1966)), наклон которой соответствует возрасту 580 ± 14 млн лет, что, согласно геохронологической шкале (International Chronostratigraphic Chart, ver. 2023/04), соответствует неопротерозойскому, эдиакарскому времени. Вычисленное значение первичного отношения $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 = 0.512151 \pm 0.000023$ в терминах модельных представлений соответствует величине $\epsilon_{\text{Nd}} = +5.1$, характеризующая деплетированный источник для изученного вещества.

Очевидно, что совпадающие в пределах погрешностей анализа неопротерозойские (вендские) значения возраста 588–579 млн лет, полученные как для габбро, так и для ультрамафитов Алапаевского массива, фиксируют время формирования офиолитовой ассоциации. Более молодой палеозойский возраст 428.5 ± 8.5 млн лет (Петров и др., 2010), полученный по пяти кристаллам циркона из сильно-измененной (серпентин-хромитовой) породы ультраосновного состава, по всей вероятности, следу-

Таблица 2. ¹⁴⁷Sm-¹⁴³Nd ID-TIMS данные для габбро 3800/160 Алапаевского массива

Table 2. ¹⁴⁷Sm-¹⁴³Nd ID-TIMS data for gabbro 3800/160 of the Alapaevsky massif

№ п.п.	Образец/стандарты	Sm, г/т	Nd, г/т	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	±2σ	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	±2σ
1	3800/160 <i>Pl</i>	0.160	0.483	0.2002	0.0010	0.512915	0.000017
2	3800/160 <i>Wr</i>	0.301	0.865	0.2104	0.0011	0.512951	0.000005
3	3800/160 <i>Amph</i>	0.476	0.913	0.3155	0.0016	0.513351	0.000005
4	La Jolla Nd (n = 21)	—	—	—	—	0.511858	0.000005
5	BCR-2 (n = 26)	6.51	28.4	0.1385	0.0004	0.512637	0.000008

Примечание. *Pl* – плагиоклаз, *Wr* – порода в целом, *Amph* – амфибол. La Jolla Nd и BCR-2 стандарты для контроля точности измерения изотопного состава Nd и концентраций Sm, Nd соответственно.

Note. *Pl* – plagioclase, *Wr* – rock as a whole, *Amph* – amphibole. La Jolla Nd, BCR-2. La Jolla Nd, BCR-2 standards for monitoring the accuracy of measurements of Nd isotopic composition and Sm, Nd concentrations, respectively.

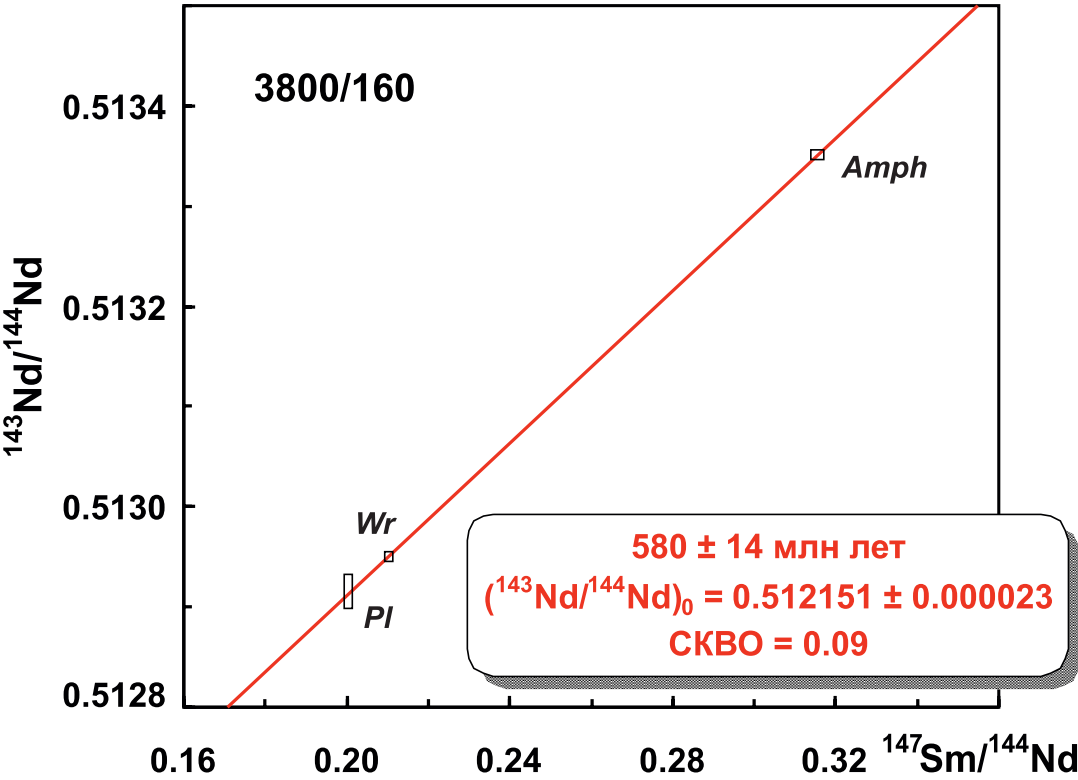


Рис. 5. ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd-¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd эволюционная зависимость для габбро Алапаевского массива, обр. 3800/160.

Размеры прямоугольников пропорциональны ±2σ погрешностям соответствующих величин. *Pl* – плагиоклаз, *Wr* – порода в целом, *Amph* – амфибол.

Fig. 5. ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd-¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd evolutionary relationship for gabbro of the Alapaevsky massif, sample 3800/160.

The dimensions of the rectangles are proportional to the ±2σ uncertainties of the corresponding values. *Pl* – plagioclase, *Wr* – whole rock, *Amph* – amphibole.

ет рассматривать как время метаморфических преобразований. Ранее при датировании Ключевского офиолитового массива было показано, что палеозойские возрасты цирконов из пород офиолитовой ассоциации являются результатом метамор-

физма в процессе их перемещения из глубинных горизонтов (8–13 км) в приповерхностную часть коры (Смирнов и др., 2016; Smirnov et al., 2022). По-видимому, этим же объясняются и палеозойские датировки цирконов из пород Алапаевского массива.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ ДАННЫХ

Выше уже говорилось, что особый интерес к габброидам Алапаевского массива обусловлен необычным для этих пород геологическим положением. В классических офиолитовых разрезах достаточно крупные массы плутонических пород основного состава присутствуют только в их коровой части (габброидный комплекс офиолитов), слагающая нижнюю толщу расслоенных габброидов, переслаивающихся с дунитами, верлитами и пироксенитами, и верхнюю толщу изотропных габбро. В составе ультрабазитового комплекса (мантийная часть офиолитов) базиты либо отсутствуют, либо представлены только немногочисленными жилами и дайками (Coleman, 1977; и др.). В Алапаевском же массиве достаточно крупное габбровое тело залегает среди мантийных дунитов и гарцбургитов и имеет с ними типичные интрузивные (рвушие) взаимоотношения. На основании этого можно было бы предположить, что габбро представляют собой более молодые по отношению к породам офиолитовой ассоциации образования, внедрившиеся уже после завершения процессов ее формирования. Однако приведенные выше результаты изотопного датирования показывают, что рассматриваемые габброиды имеют практически тот же изотопный возраст, что и мантийные ультрамафиты Алапаевского массива, – около 580 млн лет, что однозначно указывает на их принадлежность к единой ассоциации пород. Анализ петро- и геохимических особенностей рассматриваемых образований подтверждает этот вывод. Г.Б. Ферштатером (1987) на большом фактическом материале показано, что габбро офиолитовой ассоциации обладают хорошо выраженными особенностями состава, резко отличаясь от габброидов из ассоциаций других типов (Платиноносного пояса и габбро-гранитоидных комплексов Урала) более высокими содержаниями Ca, Mg, Cr и Ni при пониженных количествах щелочей, Ti, Sr и низкой величине железистости. Именно эти особенности состава присущи описываемым породам, поэтому их принадлежность к офиолитовой ассоциации вендского возраста не вызывает сомнений.

При этом более детальный анализ состава описываемых пород с использованием результатов определения содержаний элементов-примесей современными прецизионными методами показал, что они имеют заметные отличия от габбро из других изучавшихся ранее массивов Восточной зоны Среднего Урала. Содержание редкоземельных элементов в габброидах Алапаевского массива (среднее значение суммы РЗЭ – 8.80 г/т) заметно понижено по сравнению с изотропными габбро (12–24 г/т, среднее – 18.32 г/т), хотя близко к их содержаниям в габброидах расслоенной части офиолитового разреза (4.29–11.68 г/т, среднее – 7.51 г/т). Тем не

менее различие в содержаниях РЗЭ между описываемыми породами и расслоенными габбро все же имеется, хотя и выражено не столь отчетливо. Оно заключается в том, что последние, как правило, имеют более высокую долю элементов легкой части спектра. Среднее значение величины $(La/Yb)_n$ в них составляет 0.54, тогда как в габброидах Алапаевского массива элементы тяжелой части спектра всегда заметно преобладают ($(La/Yb)_n = 0.16–0.40$ при среднем значении 0.31).

Графики распределения литофильных редких элементов на мультикомпонентной диаграмме (см. рис. 4) имеют выраженные максимумы Sr и Ba, а также минимумы Nd и Th, свойственные всем габбро офиолитовой ассоциации Восточной зоны Среднего Урала. При этом различия между изученными породами и габброидами разного типа (изотропными и расслоенными) из других офиолитовых массивов востока Среднего Урала также выражены отчетливо. Фундаментальное отличие заключается в значительно пониженном, по сравнению с другими типами офиолитовых габбро, содержанием в изученных породах редких щелочей, бария, урана и тория. Кроме того, на графиках нормированного распределения редких элементов в рассматриваемых породах отсутствуют максимумы Pb, свойственные офиолитовым габбро других массивов.

Особенности характера распределения редких элементов на спайдер-диаграмме, общие для всех габброидов офиолитовой ассоциации востока Среднего Урала, – наличие максимумов Sr и Ba, а также минимумов Nd и Th – считаются отличительной чертой островодужных базальтоидов (Holm, 1985; Волюнец и др., 1990; и др.). Среди базитов офиолитовой ассоциации эти особенности, судя по опубликованным данным, наиболее хорошо выражены в породах, формировавшихся в преддуговой обстановке (Dilek, Furnes, 2011). Гарцбургитовый состав мантийного рестита, вмещающего рассматриваемое габбровое тело, также, по мнению ряда исследователей, характерен для преддуговых обстановок (Stern, Bloomer, 1992; Shervais, 2001; и др.). Изложенные соображения, по мнению авторов, являются достаточным основанием для вывода о надсубдукционных, скорее всего преддуговых, условиях формирования вендских офиолитов Восточной зоны Среднего Урала.

Отдельного рассмотрения заслуживает вопрос о причинах принципиальных различий между габброидами Алапаевского массива и аналогичными породами других офиолитовых массивов рассматриваемого региона. Отмеченные выше различия по содержанию большинства редких элементов и характеру их распределения на спайдер-диаграмме между характеризуемыми породами и входящими в состав других офиолитовых массивов Восточной зоны изотропными габбро и габбро из рас-

слоенного разреза свидетельствуют о том, что изученные породы не могут быть отождествлены с габброидами коровой части офиолитовой ассоциации. На это же указывает и интрузивная форма залегания габбрового тела среди мантийных ультрамафитов. Таким образом, напрашивается вывод, что это достаточно крупное габбровое тело является аналогом жил и даек габброидов, залегающих среди мантийных перидотитов в ряде офиолитовых массивов (это, например, Войкаро-Сыньинский массив на Полярном Урале (Савельева и др., 2013; и др.) и офиолит Семейл в Омане (Pallister, Knight, 1981)). К сожалению, авторам настоящей работы не удалось отыскать в опубликованной литературе полноценных данных о составе габброидов из таких жил. Единственный неполный, но все-таки более или менее пригодный для использования анализ редкоземельных элементов в жильных габбро, залегающих среди перидотитов офиолита Семейл (Pallister, Knight, 1981), показывает, что по содержанию и характеру распределения РЗЭ (см. рис. 3) эта порода в общих чертах близка габброидам Алапаевского массива. Их общей особенностью является более низкое, по сравнению с габброидами коровой части офиолитового разреза, содержание элементов легкой части спектра ($(La/Yb)_n$ составляет 0.16–0.40 в габбро Алапаевского массива и 0.46 в жильном габбро офиолита Семейл), что является весомым аргументом в пользу вывода о принадлежности изученных габбро к мантийной части офиолитового разреза.

Изложенные материалы, по мнению авторов, позволяют считать, что присутствие габброидов в составе мантийной части офиолитов (ультрабазитовый комплекс) не ограничивается маломощными жилами и дайками. На примере Алапаевского массива видно, что в некоторых случаях они могут слагать и достаточно крупные интрузии. Ввиду необычности наблюдаемой здесь геологической ситуации будет интересным рассмотреть возможную причину формирования крупных масс габбро в мантийной части офиолита. Очевидно, что оно не могло произойти в мантийных условиях, поскольку кристаллизация габбро на глубинах мантии невозможна (Рингвуд, 1981; и мн. др.). Это означает, что внедрение интрузии габбро было связано с процессом формирования офиолитовой ассоциации в надсубдукционных (преддуговых) условиях.

Наиболее популярной тектонической моделью формирования надсубдукционных офиолитов в настоящее время считается модель Р. Штерна и С. Блумера (Stern, Bloomer, 1992; Shervais, 2001; и др.), согласно которой они являются результатом спрединга над зарождающимися зонами субдукции (рис. 6). В соответствии с этой моделью, с начальной стадией формирования таких офиолитовых ассоциаций связано образование расслоенных габбро, некоторых изотропных габбро плу-

тонического разреза, большей части комплекса параллельных даек и нижних вулканических комплексов. Все перечисленные образования характеризуются слабым обогащением крупнокатионными элементами (LILE) по сравнению с N-MORB (что, по-видимому, является результатом влияния потока флюидов из субдущирующей пластины) и обеднением высокочargedными элементами (HFSE). Позднее происходит формирование основных и ультраосновных пород, которые интродуцированы в более древний плутонический разрез, а также вулканических толщ, которые лежат на вулканитах ранней стадии, и, отчасти, на дайковом комплексе.

Блоки пород офиолитовой ассоциации, присутствующие в пределах Восточной зоны Среднего Урала, содержат фрагменты как расслоенных, так и однородных габбро, которые по геохимическим особенностям (см. рис. 4) соответствуют породам ранней стадии формирования надсубдукционных офиолитов, характеризующимся повышенными, по сравнению с N-MORB, содержаниями LILE и более низкими содержаниями HFSE (Shervais, 2001). Однако интрузий верлитов, пироксенитов или примитивных габбро, которые, согласно этой модели, должны залегать среди габброидов (Shervais, 2001), в пределах таких блоков не обнаружено. Отмеченная особенность, по-видимому, объясняется тем, что рассматриваемая зона субдукции не прошла полный цикл развития. По какой-то причине ее существование завершилось после формирования разреза, включающего расслоенные и изотропные габбро, а также комплекс параллельных долеритовых даек, фрагменты которых наблюдаются сейчас в пределах Восточной зоны Среднего Урала. В этом случае получает удовлетворительное объяснение и образование рассматриваемых в настоящей работе бедных всеми литофильными редкими элементами габброидов, залегающих в мантийной части офиолита. Очевидно, что с остановкой процесса субдукции и связанного с ней преддугового спрединга прекращается подток флюида в область плавления мантийного субстрата. Это вызывает обеднение редкими элементами образующихся базитовых расплавов и кристаллизующихся из них пород. Возникающие в это время условия сжатия закрывают каналы поступления образующихся расплавов в верхние горизонты формирующейся островодужной коры, что приводит к их кристаллизации на небольшом удалении от места генерации в мантийной части офиолитового разреза.

ВЫВОДЫ

1. Габброиды Алапаевского массива, слагающие крупное (длиной около 35 км) интрузивное тело среди мантийных ультрамафитов, по геохимическим особенностям заметно отличаются как от

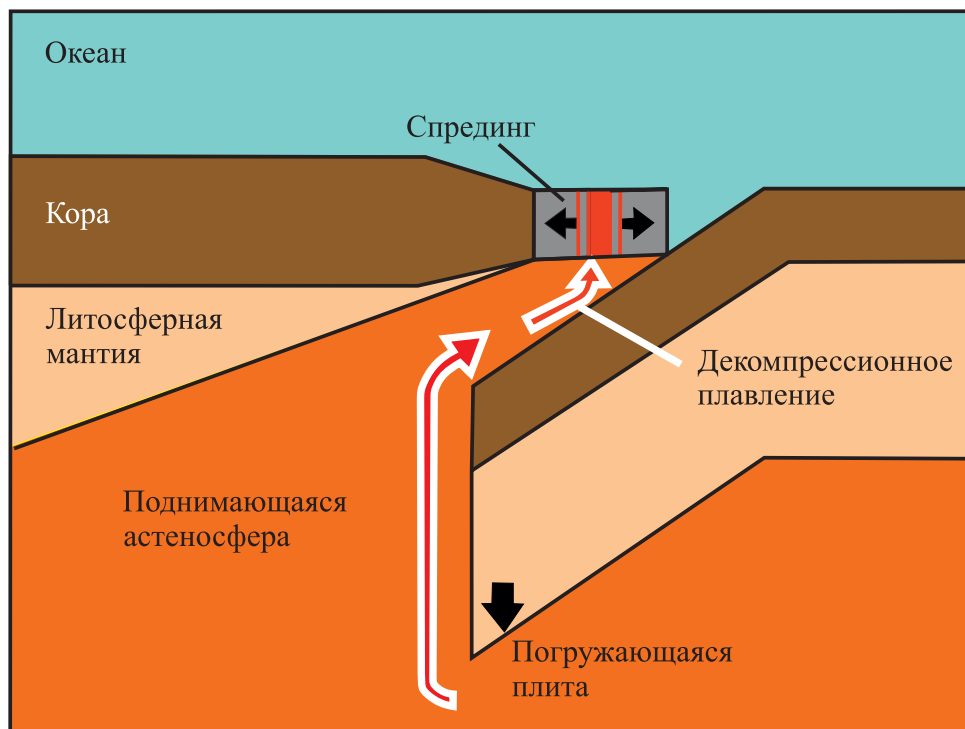


Рис. 6. Схематическая модель образования офиолитов при быстром растяжении верхней плиты над зарождающейся зоной субдукции в результате погружения нижней плиты литосферы (Stern, Bloomer, 1992).

Астеносферный источник MORB внедряется в клин под растягивающейся пластиной и подвергается воздействию флюидов из погружающейся пластины. Плавление происходит в результате декомпрессии литосферы и поступления водосодержащего флюида из слэба.

Fig. 6. Schematic model for ophiolite formation by rapid extension in the upper plate of a nascent subduction zone, in response to sinking of the lower plate lithosphere, after (Stern, Bloomer, 1992).

MORB-source asthenosphere flows into the wedge beneath the extending lithosphere and is fluxed with fluids from the sinking slab. Melting occurs in response to decompression of the lithosphere and the aqueous flux from the slab.

изотропных, так и расслоенных габбро коровой части офиолитового разреза, фрагменты которого наблюдаются в пределах Восточной зоны Среднего Урала. Фундаментальное различие заключается в значительно пониженном содержании в изученных породах легких РЗЭ, редких щелочей, бария, урана и тория, а также в отсутствии на спайдер-диаграмме максимумов Pb, свойственных габброидам коровой части офиолитовой ассоциации. Это позволяет заключить, что присутствующая в составе Алапаевского массива достаточно крупная интрузия габбро является аналогом мелких жил и даек базитов, наблюдаемых среди мантийных перидотитов в ряде офиолитовых массивов, таких как Войкаро-Сыньинский массив на Полярном Урале и офиолит Семейл в Омане.

2. Особенности распределения редких элементов на спайдер-диаграммах габброидов Алапаевского массива, общие для всех габброидов офиолитовой ассоциации востока Среднего Урала: наличие максимумов Sr и Ba и минимумов Nd и Th,

а также гарцбургитовый состав мантийного рести-та, вмещающего рассматриваемое габбровое тело, свидетельствуют о том, что формирование вендской офиолитовой ассоциации Восточной зоны Среднего Урала происходило в надсубдукционной (преддуговой) обстановке.

3. Причина формирования достаточно крупных масс габбро в мантийной части офиолита, по-видимому, заключается в том, что зона субдукции, с функционированием которой было связано формирование вендской офиолитовой ассоциации востока Среднего Урала, не прошла полный цикл развития. По какой-то причине ее существование завершилось на относительно ранней стадии формирования. С прекращением процесса субдукции условия растяжения на стыке плит сменяются сжатием, в результате чего прекращается подток флюида в область плавления мантийного субстрата и закрываются каналы поступления образующихся расплавов в верхние горизонты формирующейся островодужной коры, что вызывает обе-

днение редкими элементами образующихся базитовых расплавов и их кристаллизацию на небольшом удалении от места генерации в мантийной части офиолитового разреза.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Волынец О.Н., Антипин В.С., Перепелов А.Б., Аношин Г.Н. (1990) Геохимия вулканических серий островодужной системы в приложении к геодинамике (Камчатка). *Геология и геофизика*, (5), 3-13.
- Лобова Е.В. (2013) Силурийский интрузивный магматизм Восточной зоны Среднего Урала. Автореф. Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. СПб.: Национ. минер.-сырьевой ун-т "Горный", 20 с.
- Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Лепихина О.П. (2010) Вендский и силурийский этапы офиолитообразования на восточном склоне Среднего Урала. *Докл. АН*, **432**(2), 220-226.
- Рингвуд А.Е. (1981) Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 584 с.
- Ронкин Ю.Л., Карасева Т.В., Маслов А.В. (2021) Первые ^{147}Sm - ^{143}Nd -данные для пород, представляющих интервал 6925.2–8250 м сверхглубокой скважины СГ-7 (Западно-Сибирская нефтегазоносная провинция). *Докл. АН*, **496**(2), 130-134.
- Савельева Г.Н., Батанова В.Г., Бережная Н.А., Пресняков С.Л., Соболев А.В., Скублов С.Г., Белоусов И.А. (2013) Полихронное формирование мантийных комплексов офиолитов (Полярный Урал). *Геотектоника*, (3), 43-57.
- Симонов В.А., Смирнов В.Н., Иванов К.С., Ковязин С.В. (2008) Расплавные включения в хромшпинелидах расслоенной части Ключевского габбро-гипербазитового массива. *Литосфера*, (2), 101-115.
- Смирнов В.Н., Иванов К.С. (2019) Структурные связи Урала и Западной Сибири: единый этап формирования на границе перми и триаса. *Докл. АН*, **488**(3), 65-68. <https://doi.org/10.31857/S0869-56524883294-297>
- Смирнов В.Н., Иванов К.С., Коротеев В.А., Ерохин Ю.В., Хиллер В.В. (2016) U–Pb-датирование и изучение состава включений в цирконах из офиолитовых габбро из Ключевского массива (Средний Урал): результаты и геологическая интерпретация. *Докл. АН*, **468**(5), 556-561.
- Смирнов В.Н., Иванов К.С., Травин А.В. (2019) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраст деформаций пород в Баженовской шовной зоне (восточная окраина Среднего Урала). *Литосфера*, **19**(2), 242-249. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2019-19-2-242-249>
- Смирнов В.Н., Казаков И.И., Пономарев В.С., Ронкин Ю.Л., Стороженко Е.В. (2021) Быстринский габбровый массив: первые данные о составе, возрасте и формационной принадлежности. *Литосфера*, **21**(1), 55-69. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-1-55-69>
- Смирнов В.Н., Ферштатер Г.Б., Иванов К.С. (2003) Схема тектоно-магматического районирования территории восточного склона Среднего Урала. *Литосфера*, (2), 45-56.
- Ферштатер Г.Б. (1987) Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 231 с.
- Coleman R.G. (1977) Ophiolites: Ancient Oceanic Lithosphere? Berlin/Heidelberg: Springer, 229 p.
- Dilek Y., Furnes H. (2011) Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **123**, 387-411. <https://doi.org/10.1130/B30446.1>
- Ishizuka O., Hickey-Vargas R., Arculus R.J., Yagodinski G.M., Savov I.P., Kusano Y., McCarthy A., Brandl P.A., Sudo M. (2018) Age of Izu–Bonin–Mariana arc basement. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **481**, 80-90.
- Holm P.E. (1985) The geochemical fingerprints of different tectonomagmatic environments using hydromagmatophile element abundances of toleitic basalts and basaltic andesites. *Chem. Geol.*, **51**, 303-323.
- Ludwig K.R. (2003) User's manual for Isoplot 3.0: a geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Special publication/Berkeley Geochronology Center*, No. 4. 77 p.
- McIntyre G.A., Brooks C., Compston W., Turek A. (1966) The statistical assessment of Rb-Sr isochrones. *J. Geophys. Res.*, **71**, 5459-5468.
- McDonough W.F., Sun S.-S. (1995) The composition of the Earth. *Chemical Geology*, **120**, 223-253.
- Pallister J.S., Knight R.J. (1981) Rare-earth element geochemistry of the Samail Ophiolite near Ibra, Oman. *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, **86**, 2673-2697. <https://doi.org/10.1029/jb086ib04p02673>
- Shervais J.W. (2001) Birth, death, and resurrection: The life cycle of suprasubduction zone ophiolites. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2000GC000080.
- Smirnov V.N., Ivanov K.S., Ronkin Y.L., Erokhin Y.V. (2022) Results of ^{147}Sm – ^{143}Nd (ID-TIMS) and U–Pb (SHRIMP-II) Dating of Rocks and Minerals of the Chromite-Bearing Kluchevskoy Ophiolite Massif (the Eastern Segment of the Urals) and Their Geological Interpretation. *Minerals*, **12**, 1369.
- Stern R.J., Bloomer S.H. (1992) Subduction zone infancy: Examples from the Eocene Izu-Bonin-Mariana and Jurassic California arcs, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **104**(12), 1621-1636.
- Sun S.-S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes (Eds A.D. Saunders, M.J. Norry) *Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. Spec. Publ. Lond.*, **42**, 313-345.

REFERENCES

- Coleman R.G. (1977) Ophiolites: Ancient Oceanic Lithosphere? Berlin/Heidelberg, Springer, 229 p.
- Dilek Y., Furnes H. (2011) Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **123**, 387-411. <https://doi.org/10.1130/B30446.1>
- Ishizuka O., Hickey-Vargas R., Arculus R.J., Yagodinski G.M., Savov I.P., Kusano Y., McCarthy A., Brandl P.A., Sudo M. (2018) Age of Izu–Bonin–Mariana arc basement. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **481**, 80-90.
- Fershtater G.B. (1987) Petrology of major intrusive associations. Moscow, Nauka Publ., 231 p. (In Russ.)
- Holm P.E. (1985) The geochemical fingerprints of different tectonomagmatic environments using hydromagmatophile element abundances of toleitic basalts and basaltic andesites. *Chem. Geol.*, **51**, 303-323.
- Lobova E.V. (2013) Silurian intrusive magmatism of the Eastern zone of the Middle Urals. Abstract cand. geol.

- and min. sci. diss. St-Peterburg, National mineral resource u mining university "Mining", 20 p. (In Russ.)
- Ludwig K.R. (2003) User's manual for Isoplot 3.0: a geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Special publication/Berkeley Geochronology Center*, No. 4. 77 p.
- McDonough W.F., Sun S.-S. (1995) The composition of the Earth. *Chemical Geology*, **120**, 223-253.
- McIntyre G.A., Brooks C., Compston W., Turek A. (1966) The statistical assessment of Rb-Sr isochrones. *J. Geophys. Res.*, **71**, 5459-5468.
- Pallister J.S., Knight R.J. (1981) Rare-earth element geochemistry of the Samail Ophiolite near Ibra, Oman. *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, **86**, 2673-2697. <https://doi.org/10.1029/jb086ib04p02673>
- Petrov G.A., Ronkin Yu.L., Maslov A.V., Lepikhina O.P. (2010) Vendian and Silurian ophiolite-formation stages on the eastern slope of the Middle Urals. *Dokl. Earth Sci.*, **432**(1), 570-576. (In Russ.)
- Ringvud A.E. (1981) Composition and petrology of the earths mantle. Moscow, Nedra Publ., 584 p. (In Russ.)
- Ronkin Yu.L., Karaseva T.V., Maslov A.V. The First ^{147}Sm – ^{143}Nd Data on Rocks from the 6925.2- to 8250-m Interval of the SG-7 Superdeep Borehole (West Siberian Oil-and-Gas Province). *Dokl. Earth Sci.*, **496**(2), 130-134 (translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **496**(2), 130-134).
- Savelieva G.N., Batanova V.G., Sobolev A.V., Belousov N.A., Skublov S.G. (2013) Polychronous formation of mantle complexes in ophiolites. *Geotectonics*, **47**(3), 167-179 (translated from *Geotektonika*, (3), 43-57).
- Shervais J.W. (2001) Birth, death, and resurrection: The life cycle of suprasubduction zone ophiolites. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2000GC000080.
- Simonov V.A., Smirnov V.N., Ivanov K.S., Kovyasin S.V. (2008) Melt inclusions in chrome-spinel of Kluchevsk gabbro-ultrabasic massif's stratiform part. *Lithosphere*, (2), 101-115. (In Russ.)
- Smirnov V.N., Fershtater G.B., Ivanov K.S. (2003) Scheme of tectonomagmatic zoning of the Middle Urals. *Litosfera*, (2), 45-56. (In Russ.)
- Smirnov V.N., Ivanov K.S. (2019) Structural links between the Urals and Western Siberia: a single stage of formation at the border of the Permian and Triassic. *Dokl. Akad. Nauk*, **488**(3), 65-68. (In Russ.) <https://doi.org/10.31857/S0869-56524883294-297>.
- Smirnov V.N., Ivanov K.S., Koroteev V.A., Erokhin Y.V., Khiller V.V. (2016) U–Pb dating and composition of inclusion in zircon from ophiolitic gabbro of the Kluchevsk massif (Middle Urals): results and geological interpretation. *Dokl. Earth Sci.*, **468**(2), 574-579 (translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **468**(5), 556-561).
- Smirnov V.N., Ivanov K.S., Ronkin Y.L., Erokhin Y.V. (2022) Results of ^{147}Sm – ^{143}Nd (ID-TIMS) and U–Pb (SHRIMP-II) Dating of Rocks and Minerals of the Chromite-Bearing Kluchevskoy Ophiolite Massif (the Eastern Segment of the Urals) and Their Geological Interpretation. *Minerals*, **12**, 1369.
- Smirnov V.N., Ivanov K.S., Travin A.V. (2019) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of deformations in Bazgenovo suture zone (Eastern boundary of the Middle Urals). *Lithosphere (Russia)*, **19**(2), 242-249. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2019-19-2-242-249>
- Smirnov V.N., Kazakov I.I., Ponomarev V.S., Ronkin Y.L., Storozhenko E.V. (2021) The Bystrinskii gabbro massif: the first data concerning composition, age and formation affiliation. *Lithosphere*, **21**(1), 55-69. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-1-55-69>
- Stern R.J., Bloomer S.H. (1992) Subduction zone infancy: Examples from the Eocene Izu-Bonin-Mariana and Jurassic California arcs, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **104**(12), 1621-1636.
- Sun S.-S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. (Eds A.D. Saunders, M.J. Norry). *Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. Spec. Publ. Lond.*, **42**, 313-345.
- Volynets O.N., Antipin V.S., Perepelov A.V., Anoshin G.N. (1990) Geochemistry of volcanic series of island arc system in terms of geodynamics (Kamchatka). *Geol. Geophys.*, (5), 3-13.

Минеральный состав ксенолитов преобразованных толеитовых базальтов в рудовмещающих породах Рудногорского железорудного месторождения, Восточная Сибирь

Е. В. Шепель, Н. Р. Аюпова, А. С. Целуйко

Институт минералогии Южно-Уральского федерального научного центра минералогии и геоэкологии УрО РАН,
456317, г. Миасс, e-mail: liena-safina@mail.ru

Поступила в редакцию 06.12.2023 г., принята к печати 26.01.2024 г.

Объект исследований. Изучен вещественный состав в разной степени измененных ксенолитов толеитовых базальтов в рудовмещающих породах Рудногорского железорудного месторождения Ангаро-Илимского района Восточной Сибири. **Цель работы.** Выявление последовательности минеральных преобразований при формировании магнетитовых руд. **Материалы и методы.** Исследован минеральный состав слабоизмененных и гематитизированных ксенолитов толеитовых базальтов в скарнированных породах и реликтовых продуктов преобразования гиало- и литокластов базальтов в оруденелых вулканокластических породах. Для идентификации минералов использованы порошковая рентгеновская дифрактометрия с определением количественных соотношений минеральных фаз (дифрактометр SHIMADZU XRD-6000 и ДРОН-2.0), микроскопические (микроскоп Olympus BX51), электронно-микроскопические (Tescan Vega 3 sru с энергодисперсионным анализатором Oxford Instruments Xact) и ИК-спектроскопические (ИК фурье-спектрометр Spectrum One с микроскопом Multiscope фирмы PerkinElmer) методы исследований. **Результаты.** Установлено, что в ксенолитах слабоизмененных толеитовых базальтов вулканическое стекло смектитизировано и частично замещено вторичными агрегатами хлорита и карбоната. В гематитизированных ксенолитах выявлено, что в смектит-гематитовой ассоциации минералов присутствуют скарные минералы – эпидот и гранат. Смектитовые агрегаты в ассоциации с хлоритом также обнаружены в цементирующей массе оруденелых вулканокластиков. По полученным значениям базальных отражений d_{001} в пределах 14.76–15.23 Å и рассчитанным кристаллохимическим формулам изученные смектиты относятся к сапонитам. Различия в морфологии, химическом составе и ИК-спектрометрических характеристиках смектитов отражают различную степень преобразования толеитовых базальтов в многостадийных рудообразующих процессах.

Ключевые слова: ксенолиты, толеитовые базальты, магнетитовые руды, Рудногорское месторождение, Восточная Сибирь

Источник финансирования

Исследования проведены по проекту РНФ “Создание минералого-геохимической теории гальмиролиза как фактора субмаринного железнакопления в осадочно-вулканогенных палеобассейнах” (№ 22-17-00215). Для исследований использован фактический материал, собранный при проведении полевых работ по госбюджетной теме Института минералогии ЮУ ФНЦ МуГ УрО РАН (№ 122031600292-6)

Mineral composition of xenoliths of transformed tholeiitic basalts in ore-hosting rocks of the Rudnogorskoe iron ore deposit, Eastern Siberia

Elena V. Shepel, Nuriya R. Ayupova, Aleksandr S. Tselyuko

Institute of Mineralogy, South Ural Federal Scientific Center for Mineralogy and Geoecology, UB RAS,
Miass 456317, Russia, e-mail: liena-safina@mail.ru

Received 06.12.2023, accepted 26.01.2024

Research subject. Various-ly-altered tholeiitic basalt xenoliths in ore-hosting rocks from the Rudnogorskoe iron ore deposit, the Angaro-Ilim region of Eastern Siberia. **Aim.** To identify the sequence of mineral transformations during the formation of magnetite ores. **Materials and methods.** The mineral composition of weakly-altered and hematitized xenoliths

Для цитирования: Шепель Е.В., Аюпова Н.Р., Целуйко А.С. (2024) Минеральный состав ксенолитов преобразованных толеитовых базальтов в рудовмещающих породах Рудногорского железорудного месторождения, Восточная Сибирь. *Литосфера*, 24(5), 848–863. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-5-848-863>

For citation: Shepel E.V., Ayupova N.R., Tselyuko A.S. (2024) Mineral composition of xenoliths of transformed tholeiitic basalts in ore-hosting rocks of the Rudnogorskoe iron ore deposit, Eastern Siberia. *Lithosphere (Russia)*, 24(5), 848–863. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-5-848-863>

of tholeiitic basalts in skarned rocks and relics of basaltic hyalo- and lithoclasts in varying degrees magnetitized volcanoclastites were studied. Minerals were identified using a powder X-ray diffractometer with the determination of the quantitative ratios of mineral phases by SHIMADZU XRD-6000 and DRON-2.0 diffractometers and using the microscopic (Olympus BX51) and electron microscopic (Tescan Vega 3 sbu with an Oxford Instruments Xact energy-dispersive analyzer) and IR spectroscopic (Spectrum One IR Fourier-spectrometer and a Multiscope microscope, PerkinElmer) research methods. *Results.* In xenoliths of weakly-altered tholeiitic basalts, volcanic glass is smectitized and partially replaced by secondary aggregates of chlorite and carbonate. In hematitized xenoliths, the smectite-hematite mineral association contains skarn epidote and garnet. Smectite aggregates, partially transformed into magnetite mass, are present in the magnetitized volcanoclastites. The studied smectites are classified as saponite according to the obtained values of basal reflections d_{001} in the range of 14.76–15.23 Å and calculated crystal chemical formulas. The differences in the morphology, chemical composition, and IR spectrometric characteristics of smectites reflect the varying degrees of transformation of the tholeiitic basalts in multi-stage ore-forming processes.

Keywords: *xenoliths, tholeiitic basalts, magnetite ores, Rudnogorskoe deposit, Eastern Siberia*

Funding information

The mineralogical study was supported by the Russian Science Foundation (project No. 22-17-00215). The field works were supported by state contract of the Institute of Mineralogy of the SU FRC MG UB RAS (No. 122031600292-6)

Acknowledgements

Belogub for consultation, M.A. Rassomakhin and P.V. Khvorov for SEM and X-ray analysis, respectively.

ВВЕДЕНИЕ

Рудногорское железорудное месторождение относится к наиболее известным объектам в Ангаро-Илимском рудном районе Восточно-Сибирской платформы, где пространственное размещение железорудного месторождения контролируется глубинными разломами фундамента, трапповыми магматическими центрами и залеганием доломитовых и эвапоритовых толщ (Фон-дер-Флаасс и др., 1992; Малич и др., 1999). Основные рудные тела Рудногорского месторождения круто погружаются на глубину 700–1200 м и, по мнению большинства исследователей, локализованы в так называемых сближенных диатремах или “трубках взрыва” (Фон-дер-Флаасс и др., 1992; Калугин и др., 1994; Соловьев, 2011) (рис. 1а). Трубочатые структуры заполнены различными базальтовыми образованиями и брекчиевыми породами, состоящими из обломков долеритов, осадочных пород, метасоматитов и магнетитовых руд в различных количественных соотношениях. Рудоносные трубки прорывают все стратиграфические уровни палеозойской осадочной толщи, образуя с поверхности расширенную кольцеобразную рудную зону, сложенную в основном ритмично-слоистой вулканогенно-осадочной толщей (Фон-дер-Флаасс, 1992). Считается, что глубинные каналы труб служили одновременно рудоподводящими структурами, а отложение магнетита в трубках произошло из гидротермальных рассолов (Polozov et al., 2016; Neumann et al., 2017).

Текстурные разновидности магнетитовых руд на месторождении, представленные массивными, полосчатыми, оолитовыми, оолитоподобными (гравелитоподобными), крустификационными, плейчатными, тонкоплитчатыми, сланцеватыми, брекчиевыми, конгломератовыми и почковидными рудами, встречаются совместно, находясь в сложных взаимоотношениях (Жук-Почекутов и др., 1986). Особый интерес при определении формирования и последующего преобразования руд вызывают оолитовые магнетитовые руды, слагающие линзовидные и гнездообразные тела слоистой текстуры (мощность прослоев от 5 до 20 см и более) в полосчатых магнетитовых рудах. В оолитах наблюдаются все стадии преобразования нерудных обломков: от обволакивания их тоненькой каемкой магнетита до превращения в оолиты магнетитового состава.

Для выявления последовательности минеральных преобразований в рудах нами исследован минеральный состав слабоизмененных ксенолитов толеитовых базальтов в сравнении с их гематитизированными разновидностями, содержащимися в скарнированной породе, и в виде реликтовых фрагментов в оруденелых вулканокластических породах.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В карьере месторождения были отобраны образцы ксенолитсодержащих скарнированных пород и оруденелых вулканокластиков (рис. 1б–г).

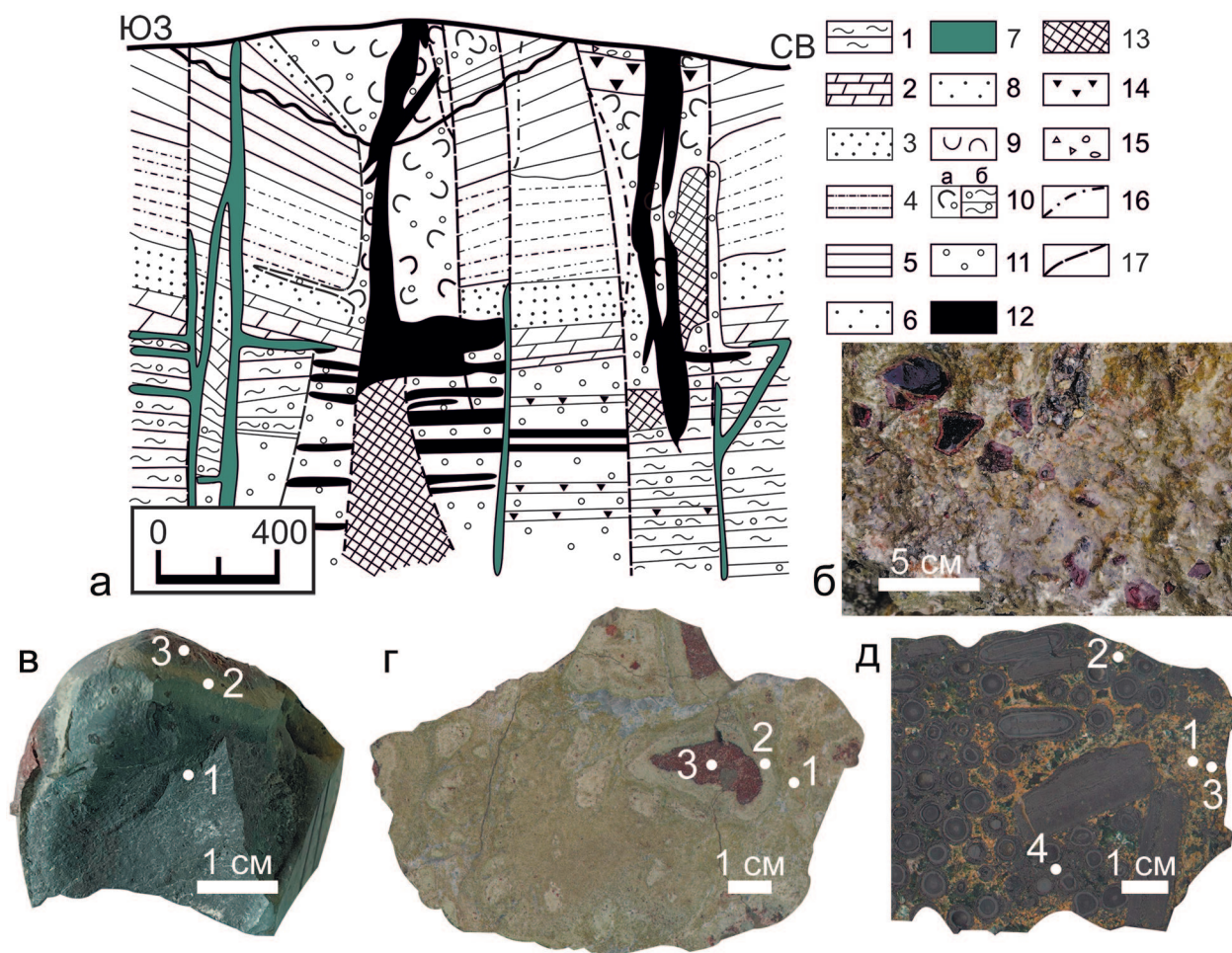


Рис. 1. Рудногорское месторождение.

а – разрез по разведочному профилю XI (Калугин и др., 1981). Є_{2-3} : 1 – алевролиты; $\text{Q}_1\text{--O}_3$: 2 – доломиты, 3 – кварцевые песчаники, 4 – аргиллиты, мергели; S_1 : 5 – аргиллиты, алевролиты, 6 – песчаники; C-P_1 : 7 – долериты, 8 – песчаники, 9 – туфы с блоками осадочных пород, 10 – скарированные туфы (а) и осадочные породы (б), 11 – скарны, 12, 13 – магнетитовая руда (12 – $\text{Fe}_{\text{руд}} > 25\%$, 13 – $\text{Fe}_{\text{руд}} 14\text{--}25\%$), 14 – карбонатные породы с вкрапленным магнетитом; Q : 15 – аллювий и делювий; 16 – эруптивный контакт; 17 – дизъюнктивные нарушения. б – ксеногенные включения в различной степени преобразованных базальтов в скарированной породе (фото стенки карьера). Образцы пород: в – слабоизмененный ксенолит толеитового базальта в скарированной породе; г – гематитизированные и скарированные ксенолиты базальтов в скарированной породе; д – оруденелая (магнетитизированная) вулканокластическая порода. 1–4 – точки отбора образцов для анализов XRD и ISP-MS.

Fig. 1. Rudnogorskoe deposit.

а – cross section according to the exploration profile XI (Kalugin et al., 1981). Є_{2-3} : 1 – siltstones; $\text{Q}_1\text{--O}_3$: 2 – dolomites, 3 – quartz sandstones, 4 – mudstones, marls; S_1 : 5 – mudstones, siltstones, 6 – sandstones; C-P_1 : 7 – dolerites, 8 – sandstones, 9 – tuffs with blocks of sedimentary rocks, 10 – scarned tuffs (a) and sedimentary rocks (б), 11 – scarns, 12, 13 – magnetite ore (12 – $\text{Fe}_{\text{ore}} > 25\%$; 13 – $\text{Fe}_{\text{ore}} 14\text{--}25\%$), 14 – carbonate rocks with disseminated magnetite; Q : 15 – alluvium and deluvium; 16 – eruptive contact; 17 – disjunctive disorders. б – xenoliths of basalt in skarned rock (photo of open pit mine wall). Rock samples: в – weakly altered xenolith of tholeiitic basalt in skarned rock; г – hematitized xenoliths of basalt in skarned rock; д – magnetitized to varying degrees volcanoclastite. 1–4 – sampling points for XRD and ICP-MS analyzes.

Минеральный состав образцов изучен с применением рентгеновского анализа в воздушно-сухом состоянии (дифрактометр SHIMADZU XRD-6000 и ДРОН-2.0), Си-анод, графитовый монохроматор, съемка в интервале углов $2\theta = 4\text{--}70^\circ$, шаг съемки 0.02° , аналитик П.В. Хворов). Пробы для анализов

были отобраны из различных пород и подготовлены путем истирания первично раздробленного материала в агатовой ступке до образования тонкого порошка. Количественное определение минерального состава выполнено методом постоянных коэффициентов в программе SIROQUANT V4. Опре-

деление минерального состава и морфоструктурных особенностей проводилось на микроскопе Olympus BX51 с использованием темнопольного изображения (Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН (ЮУ ФНИЦ МиГ УрО РАН), Миасс).

Химический состав минералов изучен с помощью сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) Tescan Vega 3 sbu с энергодисперсионным анализатором Oxford Instruments Xact (ЮУ ФНИЦ МиГ УрО РАН, Миасс), аналитик М.А. Рассомахин. Пределы обнаружения содержаний химических элементов не превышают 0.2 мас. %. Воспроизводимость определений составляет от 1 до 15 отн. %.

ИК-спектры смектитов получены с помощью инфракрасного фурье-спектрометра Spectrum One с микроскопом MultiScor фирмы Perkin Elmer в режиме на отражение, усреднялись по 100 интерферограммам (аналитик С.В. Лепеха, ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН). Размер диафрагмы варьировал от 50 до 30 мкм. Все спектры были пересчитаны методом Крамерса – Кронига.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Образцы скарнированных пород светло-зеленого цвета пятнистой текстуры и обломочной структуры (рис. 1б). На фоне серо-зеленоватой однородной массы породы выделяются чуждые для породы крупные округловатые обломки (размер от нескольких миллиметров до 3–4 см) слабоизмененных толеитовых базальтов микропорфировой структуры темно-зеленого, почти до черного цвета (рис. 1в). Для этих обломков характерны чередующиеся к краям зоны шириной в 2–3 мм голубоватого и светло-молочного цвета, которые заключены в гематитизированную оторочку кирпично-красного цвета. Кроме того, в породе также присутствуют обломки кирпично-красного цвета с наружной каймой светло-серых тонов (рис. 1г). Размер таких обломков варьирует от первых миллиметров до 2–3 см. В одних случаях участки кирпично-красного цвета в центре обломков представляют точечные образования или небольшие разрозненные участки (до 5 мм), а в некоторых случаях их размер достигает 2–3 см, составляя большую часть обломков. Особенностью этих обломков являются реликтовые участки слабоизмененных базальтов темно-зеленого цвета в центральной части.

Оруденелые вулканокластические породы состоят из несортированных и в различной степени магнетитизированных вулканокластов, фрагментов скарнированных пород и слоистых магнетитовых руд, часто с наружной тонкослоистой магнетитовой оторочкой (рис. 1д). Обычно обломки слегка касаясь друг друга или не соприкасаясь погружены в неоднородную цементирующую массу.

Минеральный состав

В составе скарнированной породы определены: полевой шпат (28%), пироксен (24), смектит (22), гранат (10), кальцит (8), хлорит (2) и гематит (1%) (см. рис. 1г, точка 1). Основными породообразующими минералами ксенолита слабоизмененного толеитового базальта являются полевой шпат (39%), смектит (27) и пироксен (18), а также незначительно присутствуют кварц (7), хлорит (2) и магнетит (2%) (см. рис. 1в, точка 1). Цвет зон в краевых частях ксенолита обусловлен изменением количественных соотношений минералов. В зонах осветления ближе к краевой части ксенолита увеличиваются количества полевого шпата (49%), кварца (15) и соответственно уменьшаются содержания пироксена (15) и смектита (21%) (см. рис. 1в, точка 2). Наружная оторочка красного цвета состоит из калиевого полевого шпата (35%), гематита (8) и аморфной составляющей (до 57%), представленной плохо окристаллизованным смектитом (см. рис. 1в, точка 3).

Центральная часть ксенолитов кирпично-красного цвета характеризуется появлением в составе значительного количества эпидота (37%), кальцита (16), граната (15), гематита (до 3) при уменьшении содержаний смектита (13) и полевого шпата (11%) в 2 раза по сравнению с таковыми в основной массе скарнированной породы (см. рис. 1г, точка 3). Наружная оторочка ксенолитов выделяется резким возрастанием содержания полевого шпата (50%) и уменьшением содержания пироксена (14) на фоне близких количеств кальцита (11), граната (9) и смектита (16%) относительно основной массы породы (см. рис. 1г, точка 2).

Отобранные пробы цементирующей массы в оруденелых вулканокластических породах выделяются различной цветовой гаммой, представленной светло-желтыми, темно-зелеными, розоватыми и темно-серыми оттенками. Участки распространения цементирующего вещества темно-зеленого цвета характеризуются преобладанием в минеральном составе хлорита (94%) и присутствием незначительного количества пироксена (2), талька (2), кальцита (1) и магнетита (1%) (см. рис. 1д, точка 1). Участки цемента с розоватым оттенком отличаются повышенным содержанием аморфной составляющей – смектита (46%) (рис. 2) и присутствием хлорита (14), кальцита (12), талька (9), пироксена (9) и магнетита (4%) (см. рис. 1д, точка 2). В некоторых пробах отмечается присутствие смешаннослойной иллит-смектитовой фазы (6%) с базальным рефлексом $d = 3.22 \text{ \AA}$ на дифрактограммах. Цементирующая масса со светло-желтым оттенком представлена пироксеном (28%), кальцитом (27), хлоритом (18), магнетитом (17) и тальком (10%) (см. рис. 1д, точка 3). Магнетитизированные участки цемента кроме магнетита содержат хлорит, кальцит и апатит (см. рис. 1д, точка 4).

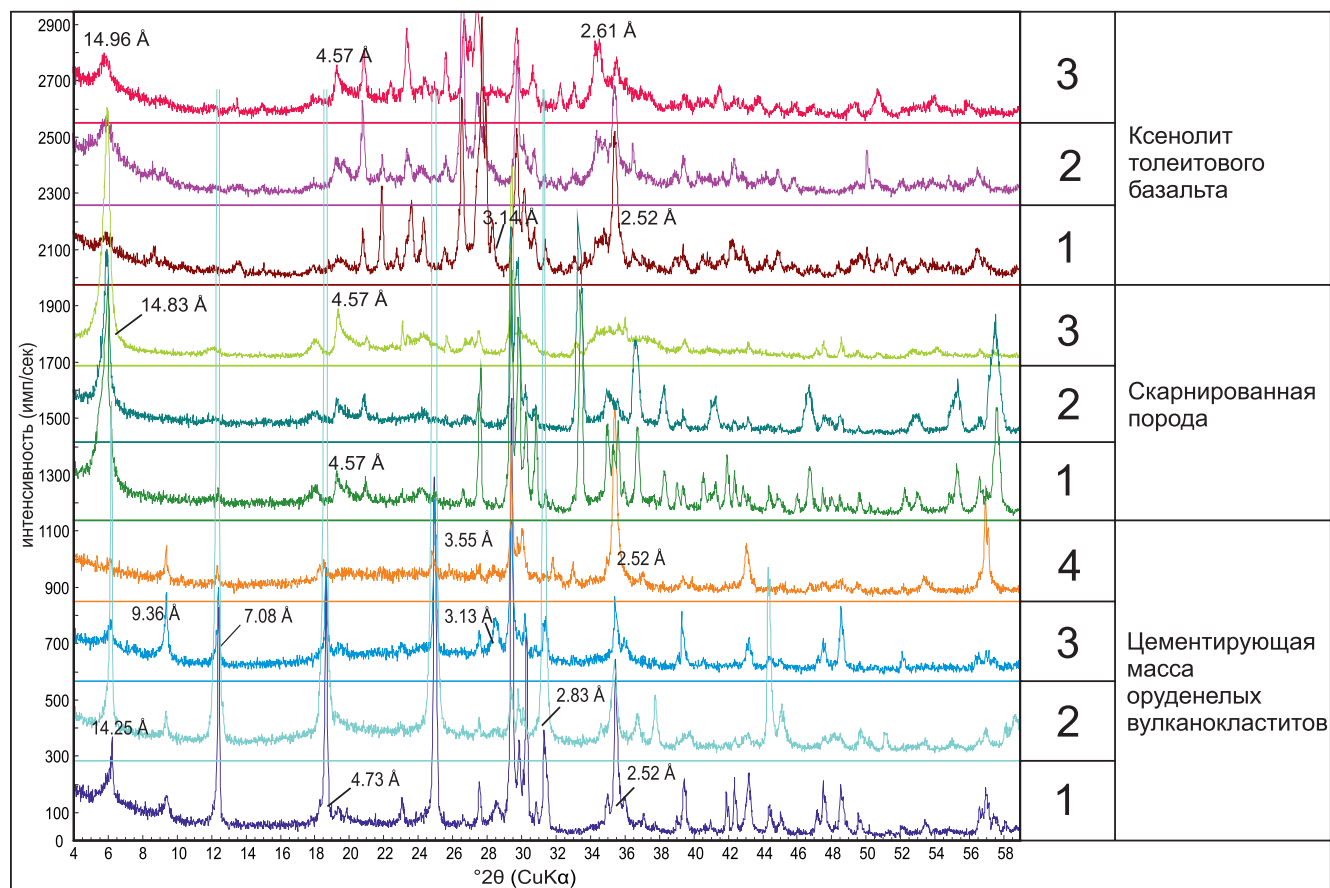


Рис. 2. Дифракционные картины образцов Рудногогорского месторождения в воздушно-сухом состоянии. Точки отбора проб см. на рис. 1.

Fig. 2. Diffraction patterns for samples of the Rudnogorsкое deposit in the air-dry state. See the sampling points in Fig. 1.

На дифрактограммах проб смектитовая составляющая диагностируется по характерным сильным рефлексам, регистрируемым в области значений d_{001} , равных 14.76–15.23 Å, а также 4.57–4.59, 3.11–3.14 и 1.528–1.531 Å (см. рис. 2). Для хлорита изученных проб характерны сильные рефлексы в области 7.08–7.13 и 2.546–2.558 Å при низкой интенсивности в области 13.28–14.14 Å (см. рис. 2).

Петрографические исследования

Скарнированные породы характеризуются микрорзернистой основной массой, состоящей из тонких сростаний смектита и хлорита, в которой выделяются зерна полевых шпатов, клинопироксена, эпидота и граната. Корродированные реликтовые зерна клинопироксена размером 100–200 мкм замещаются агрегатами карбоната и эпидота. Единичные зерна плагиоклаза размером от 70 до 200 мкм имеют таблитчатое строение. *Эпидот*

развит слабо и наблюдается в виде редких зерен размером не более 300 мкм. *Цоизит* встречается в виде единичных призматических и удлиненных зерен размером не более 100 мкм с аномальной интерференционной окраской (нейтрально-синие, серо-синие, желтово-буроватые). *Гранаты* отмечаются в виде округлых зерен размером от 100 до 400 мкм. *Карбонаты* в основной массе породы представлены зернами изометричной формы, редко в виде ксеноморфных агрегатов с отчетливыми полисинтетическими двойниками. Вокруг карбонатов наблюдаются каемки мощностью 10 мкм глинисто-хлоритового состава. *Циркон* представлен отдельными угловатыми агрегатами размером до 100 мкм, а также как включение в эпидоте. Изредка встречается *кварц*, который заполняет промежутки в основной массе. *Апатит* размером до 100 мкм представлен удлиненными кристаллами призматической формы с поперечными трещинами.

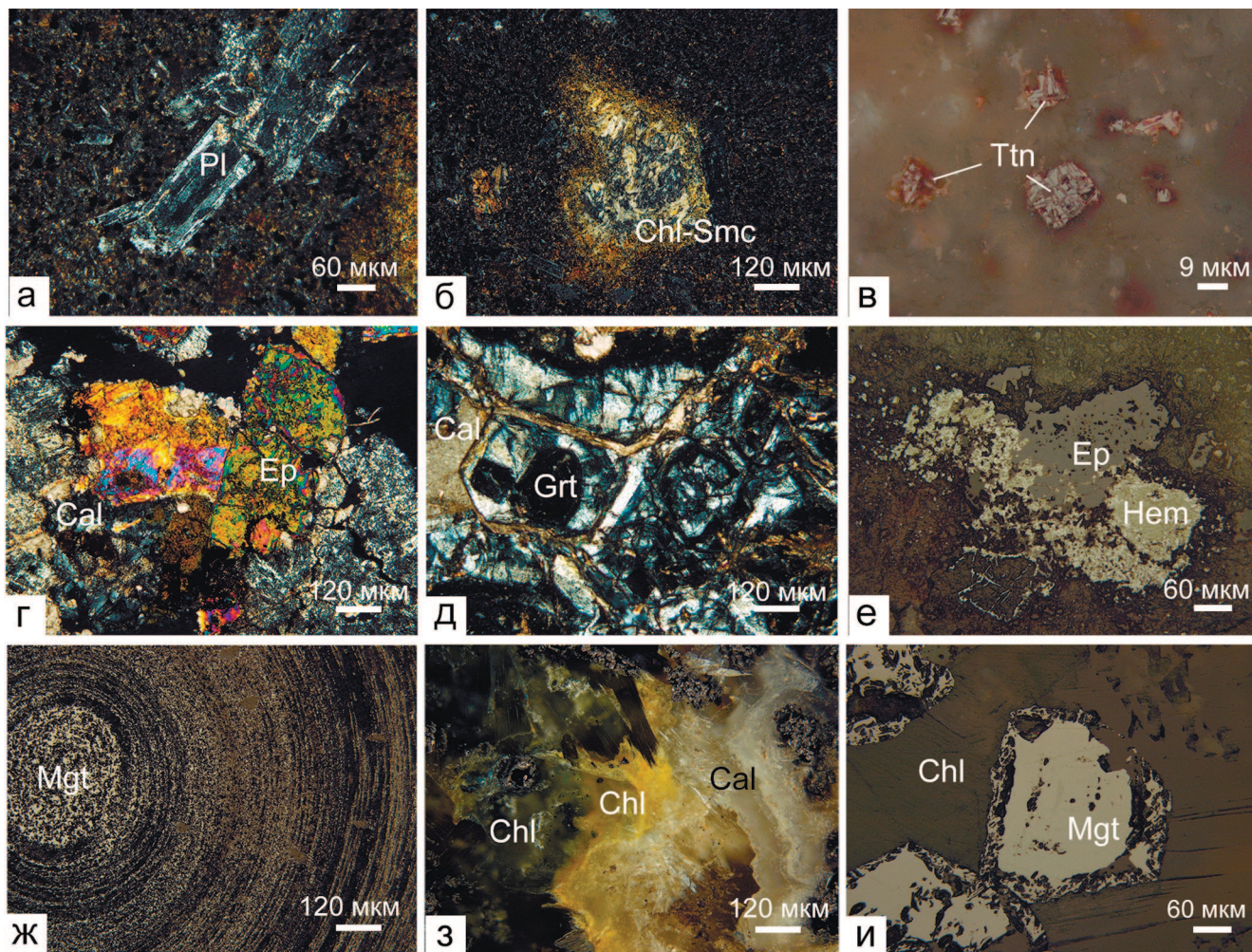


Рис. 3. Минеральный состав пород Рудногогорского месторождения.

Ксенолит толеитового базальта: а – вкрапленник плагиоклаза (Pl) с полисинтетическими двойниками, б – миндалины, заполненные агрегатами хлорита-сметита (Chl-Smc), в – идиоморфные зерна титаниита (Ttn); скарированная порода: г – сростки призматических зерен эпидота (Ep), окруженные агрегатами кальцита (Cal), д – зерна граната (Grt) ромбического облика в кальцитовом цементе, е – пластинки гематита (Hem) вокруг агрегатов эпидота; оруденелый вулканокластит: ж – магнетитовый оолит (Mgt) с четким концентрически-зональным строением, з – пластинки хлорита в кальцитовом цементе, и – зональное зерно магнетита в хлоритовой массе. Поляризованный (а, б, г, д, з) и отраженный (в, е, ж, и) свет.

Fig. 3. Minerals of the rocks from Rudnogorskoe deposit.

Xenolith of tholeiitic basalt: а – plagioclase (Pl) phenocryst, б – chlorite (Chl) aggregates in amygdala, в – idiomorphic titanite (Ttn); skarned rock: г – clusters of prismatic epidote grains (Ep) surrounded by calcite aggregates (Cal), д – rhombic garnet grains (Grt) in calcite cement, е – plate hematite (Hem) around epidote aggregates (Ep); mineralized volcanoclastite: ж – concentric-zonal magnetite ooid (Mgt); з – chlorite flakes associated with calcite in cement; и – zonal grain of magnetite in chlorite mass. Polished light (а, б, г, д, з) and reflected (в, е, ж, и) light.

Ксенолит слабоизмененного толеитового базальта характеризуется наличием крупных вкрапленников полевых шпатов в основной массе интерсертальной структуры. Вкрапленники полевых шпатов (калиевые полевые шпаты и плагиоклазы) размером от 100 до 800 мкм представлены как кристаллами призматической и удлиненной форм, так и отдельными гломеровыми сростками с полисин-

тетическим или зональным погасанием, которые частично замещены агрегатами слюдястого минерала (серицита) и хлорита (рис. 3а). Миндалины диаметром до 0.5 мм частично или полностью выполнены радиально-лучистыми, пластинчатыми агрегатами хлорита и чешуйчатыми агрегатами смектита (рис. 3б). Основная масса состоит из хаотично расположенных лейст полевого шпа-

та размером до 50–60 мкм, промежутки между которыми заняты стеклом, замещенным агрегатами глинистых минералов. Реликтовые зерна и удлиненно-призматические кристаллы клинопироксена в основной массе замещены хлоритом. В наружной кайме ксенолита наблюдаются многочисленные пластинчатые зерна *гематита* (до 10–20 мкм). *Титанит* (от 10 до 200 мкм) хаотично распределен в виде многочисленных выделений, характеризующихся параллельно ориентированными и решетчатыми структурами (рис. 3в). В основной массе отмечается редкая вкрапленность магнетита.

Основная масса гематитизированного ксенолита в скарнированной породе сложена карбонатным материалом, в котором присутствуют крупные таблитчатые кристаллы эпидота (от 80 до 500 мкм по длинной оси) (рис. 3г), иногда в тесном срастании с *клиноцоизитом*. *Гранаты* наблюдаются в виде ромбических кристаллов со сглаженными вершинами (рис. 3д). В некоторых агрегатах граната фиксируется оптическая аномалия, выраженная в анизотропии минерала, характерная для андрадит-гроссулярового ряда, вследствие чего часть зерен отличается сложным концентрически зональным и секториальным строением, подчеркиваемым светло- и темно-серыми цветами интерференции. Кальцит по отношению к эпидоту и гранату ксеноморфен. Гематит в виде темно-бурых тонких пластинок размером до 100 мкм развивается вокруг агрегатов эпидота и циркона (рис. 3е). *Смектит* в ксенолите заполняет пространство между агрегатами кальцита и граната. Агрегаты *полевых шпатов* представляют собой реликтовые зерна, замещенные кальцитом и эпидотом.

Вулканокластические породы сложены в различной степени магнетитизированными обломками, вплоть до образования оолитов, имеющими концентрически зональное строение (рис. 3ж) и одиночными зональными зернами магнетита размером от 60 до 500 мкм в руде. В цементирующей массе присутствуют крупные пластинчатые агрегаты хлорита размером до 1–2 мм (рис. 3з, и) в ассоциации с кальцитом размером до 1 мм, часто содержащим включения апатита размером от 100 до 400 мкм. Выделяются локальные участки в междообломочном пространстве, где в хлоритовой массе содержатся зональные угловатые зерна магнетита.

Химический состав минералов

Полевые шпаты. Химический состав калиевых полевых шпатов в ксенолите слабоизмененного толеитового базальта (рис. 4а) варьирует от степени вторичных изменений, мас. %: SiO_2 – 56.19–65.89, Al_2O_3 – 17.73–22.99, K_2O – 13.01–16.34 с примесями Na_2O – 0.26–0.34, MgO – 0.92, CaO – 0.18, FeO – 0.54 и BaO – 0.60 (табл. 1). Химический состав плагиоклаза по содержаниям компонентов

близок к стехиометрическому, мас. %: SiO_2 – 55.95, Al_2O_3 – 26.53, CaO – 10.05, Na_2O – 5.96, K_2O – 0.33 и FeO – 0.81 (см. табл. 1). Химический состав остаточных зерен калиевых полевых шпатов в основной массе (рис. 4г) и гематитизированном ксенолите не отличается от состава таковых в ксенолите слабоизмененного толеитового базальта (см. табл. 1).

Клинопироксены. Химический состав клинопироксена в ксенолите толеитового базальта (рис. 4б) характеризуется пониженными содержаниями (мас. %): CaO – 11.74 и присутствием значительного количества Al_2O_3 – до 3.44, Na_2O – 0.41, K_2O – 0.22 (см. табл. 1). По составу клинопироксен в гематитизированном ксенолите соответствует кальциевому диопсиду, мас. %: SiO_2 – 54.11–54.48, CaO – 24.33–25.23, MgO – 14.99–16.33, содержащему примеси FeO – 3.33–5.30, Na_2O – до 0.77, Al_2O_3 – до 0.27, TiO_2 – до 0.31 (см. табл. 1).

Смектиты. В ксенолите слабоизмененного толеитового базальта повышенные содержания (мас. %) MgO (24.24–26.25) и SiO_2 (52.23–55.08) при низких содержаниях FeO (1.79–2.87) и Al_2O_3 (1.47–2.55) характерны для чешуйчатых агрегатов смектита-1 в цементе, расположенном между лейстами полевых шпатов (рис. 4в, табл. 2). Смектит-2, который псевдоморфно развивается по лейстам полевых шпатов, имеет пониженные содержания (мас. %) MgO (18.74–18.76), SiO_2 (41.46–42.32), FeO (1.70–1.72) и повышенные содержания Al_2O_3 (7.27–7.58) и CaO (2.51–2.81) по сравнению со смектитом-1 (рис. 4в, см. табл. 2). В смектите-2 повсеместно присутствует примесь K_2O (0.22–0.23 мас. %).

В гематитизированном ксенолите химический состав смектита-3 в основной массе характеризуется варьирующими содержаниями (мас. %) SiO_2 (41.73–48.57), MgO (23.28–24.91), CaO (1.39–3.24) и повышенными содержаниями Al_2O_3 (5.46–6.58) при низких содержаниях FeO (1.49–2.53) (рис. 4г). В наружной оторочке гематитизированного ксенолита плотная смектитовая масса с трещинами синерезиса (смектит-4) (рис. 5а) по химическому составу отличается от состава смектита-3 уменьшением содержаний MgO до 16.93 мас. % и соответственно увеличением содержаний Al_2O_3 до 9.72 и FeO до 3.19 мас. % (см. табл. 2).

Хлориты. Химический состав крупных пластинчатых агрегатов хлорита, образующегося по вкрапленникам полевых шпатов, в ксенолите слабоизмененного толеитового базальта соответствует Mg-разновидности, мас. %: MgO – 18.36–20.13, Al_2O_3 – 13.50–18.19, SiO_2 – 31.32–31.74, FeO – 2.68–4.92, содержит незначительные примеси K_2O (0.14–0.19 мас. %), V_2O_5 (0.17) и CaO (от 0.92 до 1.48 мас. %) (см. рис. 4а, табл. 2).

В цементе оруженелых вулканокластических пород для укрупненных пластинок хлорита (рис. 4ж) характерна широкая вариация химического

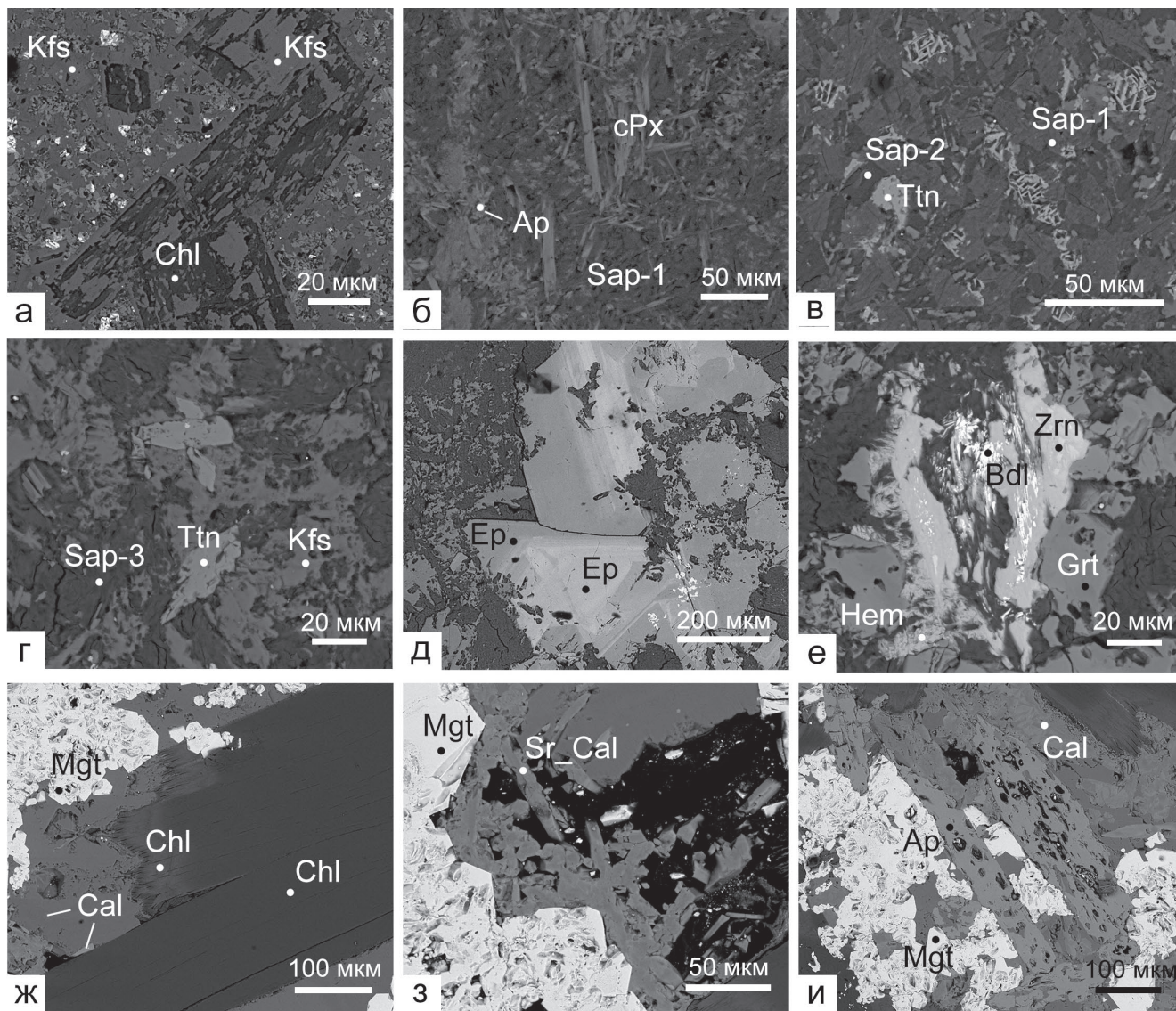


Рис. 4. Взаимоотношения минеральных ассоциаций в породах Рудногорского месторождения.

Ксенолит слабоизмененного толеитового базальта: а – развитие хлорита (*Chl*) по вкрапленникам калиевого полевого шпата (*Kfs*), б – игольчатые зерна клинопироксена (*cPx*) в смектитовой массе, в – две разновидности смектита-1 и -2 (*Sap-1* и *Sap-2*); скарнированная порода: г – клиновидные агрегаты титанита (*Ttn*) в смектит (*Sap-3*)-полевошпатовой (*Kfs*) массе, д – зональные зерна эпидота (*Ep*), е – тесная ассоциация циркона (*Zrn*) и бадделеита (*Bdl*); цементирующая масса оолитовой магнетитовой руды: ж – хлорит-кальцитовая (*Cal*) ассоциация в цементирующей массе, з – образующие кристаллов Sr-содержащего кальцита (*Sr-Cal*) в порах, и – корродированные зерна апатита (*Ap*) в ассоциации с кальцитом и магнетитом (*Mgt*) массы. Фото СЭМ.

Fig. 4. Relationships between mineral associations in rocks of Rudnogorskoe deposit.

Xenolith of slightly modified tholeiitic basalt: а – replacement of potassium feldspar phenocryst (*Kfs*) by chlorite (*Chl*), б – two varieties of smectite (*Sap-1* and *Sap-2*), в – clinopyroxene (*cPx*) in the smectite mass (*Sap-1*); scarned rock: г – wedge-shaped aggregates of titanite (*Ttn*) in smectite (*Sap-3*)-feldspar (*Kfs*) mass, д – zonal epidote grains (*Ep*), е – zircon (*Zrn*)-baddeleyite (*Bdl*) assemblage; cement mass of oolitic magnetite ore: ж – chlorite-calcite association in cementing mass, з – crystals of Sr-containing calcite (*Sr-Cal*) in pores, и – corroded grains of apatite (*Ap*) in calcite-magnetite (*Mgt*) association. SEM-photo.

состава, мас. %: SiO_2 – 28.43–32.67, MgO – 25.47–35.34, Al_2O_3 – 18.69–21.11, FeO – 2.36–12.57. в сравнении с хлоритом в ксенолите толеитового базальта (см. табл. 2).

В титаните ксенолита толеитового базальта (см. рис. 3в) установлены примеси FeO (1.36–3.15 мас. %), иногда F (до 0.56) и V_2O_5 (до 0.89 мас. %). Для состава клиновидных агрегатов титанита в на-

Таблица 1. Химический состав минералов скарнированной породы, мас. %
Table 1. Chemical composition of minerals of the skarned rock of the Rudnogorskoe deposit, wt. %

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	BaO	V ₂ O ₅	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Nb ₂ O ₅	F	Сумма
Основная масса скарнированной породы																	
Калиевый полевой шпат																	
63.84	–	19.35	0.40	–	–	0.25	0.43	14.01	1.19	–	–	–	–	–	–	–	99.48
Гранат																	
37.16	–	6.03	21.03	–	–	33.07	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	97.28
36.08	–	3.53	23.73	–	0.26	32.99	–	–	–	0.21	–	–	–	–	–	–	96.80
36.00	–	2.88	24.71	–	0.17	32.99	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	96.75
37.40	–	7.85	19.37	–	0.18	32.90	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	97.70
37.48	0.29	11.8	14.26	–	0.19	33.89	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	97.91
37.11	–	9.55	17.16	–	0.24	33.67	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	97.72
36.38	–	4.79	22.60	–	0.24	33.03	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	97.04
37.15	0.24	10.18	16.33	0.13	0.19	33.48	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	97.70
(Ca _{3,02–2,87} Mg _{0,03–0,02} Mn _{0,01}) _{2,98–2,88} (Fe _{1,87–0,62} Al _{1,4–0,19} Ti _{0,03–0,01} V _{0,02}) _{2,21–2,01} (SiO ₄) ₃																	
Ксенолит слабоизмененного толщевого базальта																	
Калиевый полевой шпат																	
64.55	–	18.67	–	–	–	0.18	0.26	15.75	–	–	–	–	–	–	–	–	99.41
56.19	–	22.99	0.54	–	0.92	–	0.34	13.01	–	–	–	–	–	–	–	–	94.0
65.12	–	18.23	–	–	–	–	–	16.06	0.60	–	–	–	–	–	–	–	100.0
65.89	–	17.73	–	–	–	–	–	16.07	–	–	–	–	–	–	–	–	99.70
65.78	–	17.74	–	–	–	–	–	16.34	–	–	–	–	–	–	–	–	99.87
(K _{0,97–0,81} Na _{0,03–0,02} Ba _{0,02} Ca _{0,01}) _{0,97–0,93} (Al _{1,32–0,97} Fe _{0,02}) _{1,34–1,32} Si _{2,74–3,07} O ₈																	
Плагиоклаз																	
55.95	–	26.53	0.81	–	–	10.05	5.96	0.33	–	–	–	–	–	–	–	–	99.63
(Na _{0,52} Ca _{0,49} K _{0,02}) _{1,03} (Fe _{0,03} Al _{1,41}) _{1,44} Si _{2,53} O ₈																	
Клинопироксен																	
50.81	–	3.44	7.21	–	20.12	11.74	0.41	0.22	–	–	–	–	–	–	–	–	93.95
Mg _{1,15} (Ca _{0,48} Fe _{0,23} Al _{0,16} Na _{0,03}) _{0,9} Si _{1,94} O ₆																	
Титанил																	
32.21	30.26	4.32	2.72	–	0.68	28.13	–	0.32	–	0.89	–	–	–	–	–	0.56	100.0
30.60	35.74	1.99	3.15	–	–	28.34	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	99.82
31.53	32.72	4.81	1.36	–	–	29.23	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	99.65
(Ca _{1–0,96} Mg _{0,03} K _{0,01}) _{1,01–0,98} (Ti _{0,87–0,72} Al _{0,18–0,08} Fe _{0,09–0,04}) _{1,03–0,96} Si _{1,02–0,99} O ₅																	

Таблица 1. Окончание
Table 1. Ending

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	BaO	V ₂ O ₅	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Nb ₂ O ₅	F	Сумма
Гематитизированный ксенолит																	
Центральная часть																	
Калиевый полевой шпат																	
64.61	–	18.56	–	–	–	–	0.13	15.46	0.85	–	–	–	–	–	–	–	99.61
65.24	–	18.89	–	–	–	–	–	15.44	–	–	–	–	–	–	–	–	99.57
62.67	–	20.90	–	–	–	–	0.23	14.12	2.03	–	–	–	–	–	–	–	99.95
(K _{0.92–0.23} Na _{0.07–0.03} Ca _{0.01}) _{0.96–0.93} (Al _{1.15–1.02} Fe _{0.02}) _{1.15–1.06} Si _{3.2–2.92} O ₈																	
Эпидот																	
35.43	–	21.09	12.13	–	0.61	18.40	–	–	–	–	2.00	4.43	0.51	2.05	–	–	96.65
35.45	–	21.77	12.30	–	0.42	18.95	–	–	–	–	1.59	3.54	0.8	1.54	–	–	96.35
37.54	–	24.96	11.45	–	–	22.35	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	96.29
37.48	–	23.16	11.96	–	0.12	22.52	–	–	–	–	–	0.51	–	–	–	–	95.75
36.59	–	23.64	10.69	–	0.22	20.57	–	–	–	–	1.46	3.34	–	–	–	–	96.52
[Ca _{1.93–1.67} (Ce _{0.14–0.01} La _{0.06–0.04} Nd _{0.06–0.05} Pr _{0.02}) _{0.28–0.01}] _{1.95–1.91} (Al, Fe) _{3.04–2.96} Si ₂ O ₇ SiO ₄ [O, OH]																	
Гранат																	
38.07	0.84	13.47	11.28	–	–	34.82	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	98.49
38.77	0.80	15.22	9.51	–	–	34.80	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	99.10
37.90	0.30	14.46	10.92	–	–	35.04	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	98.62
38.04	–	15.86	9.55	–	–	35.24	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	98.68
Ca _{2.95–2.92} (Fe _{0.75–0.62} Al _{1.4–1.26} Ti _{0.03–0.01}) _{2.07–2.03} (SiO ₄) ₃																	
Наружная оторочка																	
Калиевый полевой шпат																	
64.59	–	18.92	0.48	–	0.38	0.11	–	15.32	–	–	–	–	–	–	–	–	99.80
63.44	–	20.24	0.48	–	–	0.25	0.3	14.04	1.11	–	–	–	–	–	–	–	99.86
Клинопироксен																	
54.48	0.31	0.27	3.33	–	16.33	24.33	0.77	–	–	–	–	–	–	–	–	–	99.82
54.33	–	–	5.30	–	15.02	25.18	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	99.83
54.11	–	–	5.17	–	14.99	25.23	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	99.50
Ca _{1–0.95} (Mg _{0.89–0.83} Fe _{0.16–0.11} Na _{0.05} Al _{0.01}) _{1.0–0.99} Si _{2.01} O ₆																	
Титанит																	
29.83	41.37	0.65	0.44	–	–	27.16	–	–	–	–	–	–	–	–	0.39	–	99.83
32.68	33.13	3.01	2.50	–	0.33	28.17	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	99.82
31.29	34.13	2.74	1.24	–	0.23	28.84	–	0.11	–	1.00	–	–	–	–	–	–	99.58
(Ca _{0.99–0.96} Mg _{0.02–0.01} K _{0.01}) _{1.02–0.97} (Ti _{1.01–0.83} Al _{0.11–0.02} Fe _{0.07–0.01}) _{0.05–0.96} Si _{1.04–0.97} O ₅																	

Примечание. Кристаллохимические формулы рассчитаны на катионы: 8 – для эпидота и граната, 5 – для калиевого полевого шпата и плагиоклаза, 4 – для клинопироксена, 3 – для титанита. Проверк – не обнаружено.
Note. Crystal chemical formulas calculated on cations: 8 – epidote and garnet, 5 – K-feldspar and plagioclase, 4 – clinopyroxene, 3 – titanite. Dash – not determined.

Таблица 2. Химический состав смектита и хлорита в ксенолитах скарированной породы и цементе оруденелых вулканокластических пород Рудногорского месторождения, мас. %**Table 2.** Chemical composition of smectite and chlorite from xenoliths of scarred rocks and cement masses of volcanoclastites from the Rudnogorskoe deposit, wt. %

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	V ₂ O ₅	SO ₃	Сумма
Ксенолит слабоизмененного толеитового базальта											
<i>Смектит в основной массе</i>											
1	52.52	—	2.55	2.87	24.24	1.94	0.41	0.38	—	0.44	85.34
2	53.70	—	2.07	1.79	26.25	1.09	—	—	—	—	84.90
3	55.08	—	1.47	1.87	26.21	0.28	—	—	—	—	84.90
4	52.23	—	1.66	2.12	24.91	1.13	—	—	—	—	82.05
<i>Смектиты по лейстам полевых шпатов</i>											
5	41.46	0.07	7.27	1.70	18.76	2.81	—	0.23	0.17	—	72.47
6	42.32	—	7.58	1.72	18.74	2.51	—	0.22	—	—	73.11
$(\text{Na}_{0.007}\text{K}_{0.09-0.01}\text{Ca}_{0.26-0.04})_{0.28-0.02}(\text{Mg}_{2.43-2.90}\text{Fe}_{0.51-0.11}\text{Al}_{0.46-0.07})_{3.22-2.97}(\text{Si}_{2.63-4.03}\text{Al}_{1.37-0.02})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \times n\text{H}_2\text{O}$											
<i>Хлорит</i>											
7	31.32	—	13.50	4.92	20.13	1.48	—	0.14	0.17	—	71.67
8	31.74	—	18.19	2.68	18.36	0.92	—	0.19	—	—	72.09
$(\text{Mg}_{3.61-3.26}\text{Al}_{2.34-1.68}\text{Fe}_{0.49-0.27}\text{Ca}_{0.2-0.12}\text{K}_{0.01}\text{V}_{0.01})_6(\text{Si}_{3.77-3.78}\text{Al}_{0.23-0.22})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$											
Гематитизированный ксенолит											
<i>Смектит</i>											
Центральная часть											
9	45.40	—	6.14	1.94	24.08	2.51	—	—	—	—	80.07
10	42.75	—	6.48	1.56	24.36	3.24	—	—	—	—	78.39
11	44.37	—	6.58	2.53	24.57	1.39	—	—	—	—	79.43
12	41.73	—	5.46	1.94	23.28	1.97	—	—	—	—	74.39
13	48.57	—	5.50	1.49	24.91	1.89	—	—	—	—	82.36
Наружная оторочка											
14	45.49	—	7.01	3.19	21.66	1.88	—	—	—	—	79.23
15	46.70	—	9.72	2.85	16.93	2.07	—	—	—	—	78.28
$\text{Ca}_{0.28-0.08}(\text{Mg}_{3.09-2.08}\text{Fe}_{0.21-0.10}\text{Al}_{0.79-0.03})_{3.1-3.07}(\text{Si}_{3.55-3.08}\text{Al}_{0.82-0.45})_{4-3.9}\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \times n\text{H}_2\text{O}$											
Цемент оруденелых вулканокластиков											
<i>Хлорит</i>											
16	32.08	—	18.72	2.60	34.82	—	—	—	—	—	88.22
17	28.43	—	21.11	12.57	25.47	—	—	—	—	—	87.57
18	32.67	—	19.29	2.29	35.34	—	—	—	—	—	89.58
19	32.19	—	18.82	2.36	34.55	—	—	—	—	—	87.91
20	28.66	—	20.84	10.27	27.19	—	—	—	—	—	86.95
21	29.78	—	19.41	9.03	28.90	—	—	—	—	—	87.11
22	30.15	—	18.69	12.34	25.94	—	—	—	—	—	87.12
$(\text{Mg}_{4.8-3.73}\text{Al}_{1.23-1}\text{Fe}_{1.16-0.17})_6(\text{Si}_{2.98-2.79}\text{Al}_{1.21-1.02})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$											

Примечание. Формула смектита рассчитана на 22 аниона, хлорита – на 10 катионов. Прочерк – не обнаружено.

Note. Calculation of smectite formula based on for 22 anions, chlorite – for 10 cations. Dash – not determined.

ружной оторочке гематитизированного ксенолита (см. рис. 4г) определены примеси, мас. %: Al₂O₃ – 0.65–3.01, MgO – 0.23–0.33, FeO – 0.44–3.15, K₂O – до 0.11.

Эпидот, присутствующий в гематитизированном ксенолите скарированной породы, характеризуется зональным распределением РЗЭ: центральная часть зерен обогащена РЗЭ (0.51 до 8.99

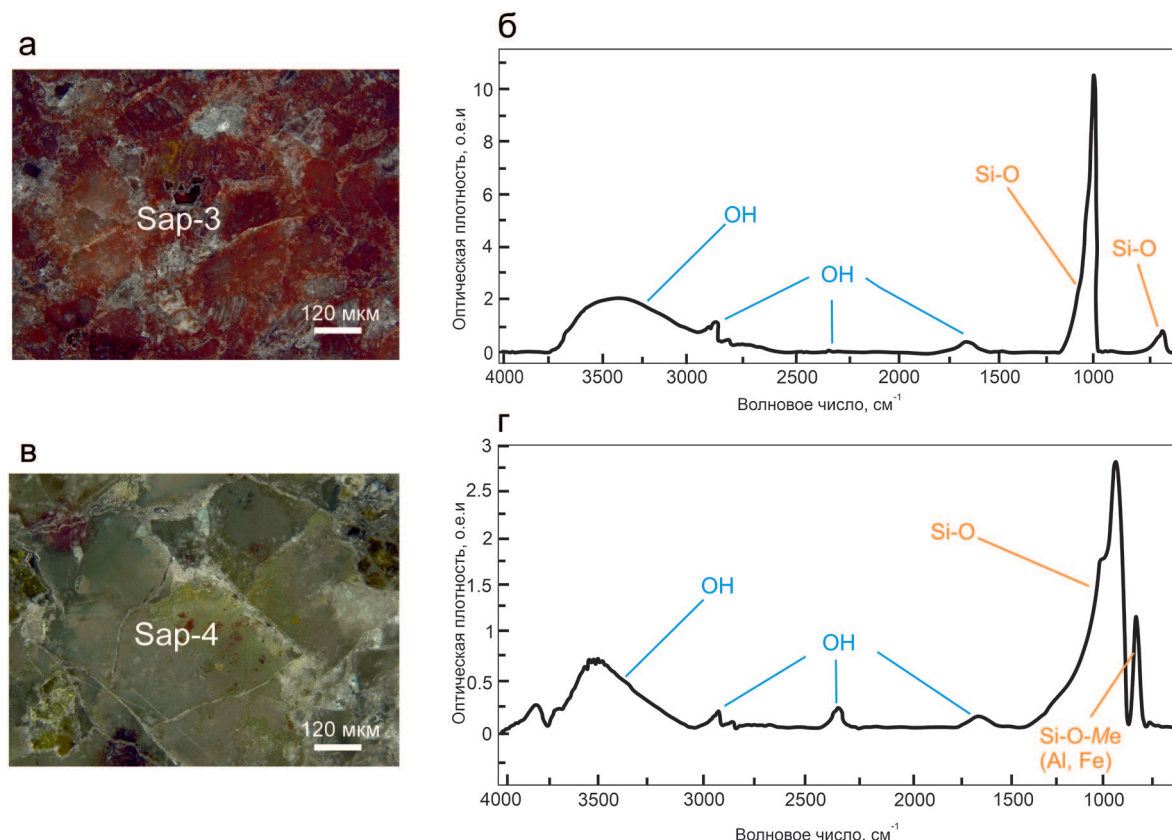


Рис. 5. Точки анализа и ИК-спектры смектитов в центральной гематитсодержащей части (а, б) и наружной оторочки (в, г) гематитизированного ксенолита из скарнированной породы. Рудногорское месторождение.

Fig. 5. Point of analyzes and IR spectra of smectites from the hematite bearing central part (а, б) and outer rim (в, г) of hematitized xenolith in skarn rock. Rudnogorskoe deposit.

мас. %), а в краевых частях зерен РЗЭ отсутствуют (рис. 4д, см. табл. 2).

Химический состав мелких зерен (до 20 мкм) граната в смектитовой массе скарнированной породы по составу близок к гидрогроссуляру, а крупные (до 300 мкм) зерна граната в гематитизированном ксенолите – к андрадиту (см. табл. 1).

Для тонкопластинчатых агрегатов гематита Fe_2O_3 (95.68 мас. %) в ксенолите скарнированной породы (рис. 4е) установлены примеси, мас. %: SiO_2 – 4.33, Al_2O_3 – 0.75, CaO – 0.6, MgO – 0.52, V_2O_5 – 0.44. С гематитом ассоциируют циркон (см. рис. 4е), мас. %: ZrO_2 – 40.7–66.0, SiO_2 – 23.9–33.3, Al_2O_3 – 0.45–0.81, MgO – 0.98, K_2O – 0.24–0.31, CaO – 0.17–8.33, FeO – 0.36–6.71, HfO_2 – 0.74–0.93, Y_2O_3 – 1.43–1.78, ThO_2 – 0.69–2.77, UO_2 – 0.17–3.51, а также бадделеит, мас. %: ZrO_2 – 96.5, FeO – 1.41, HfO_2 – 1.02, CaO – 0.25.

Кальцит в основной массе скарнированной породы содержит примеси FeO (0.28–0.37 мас. %) и MgO (до 0.1 мас. %). В цементирующей массе оолитовых руд для состава крупных кристаллов кальцита (см. рис. 4ж, з) характерны сильно варьирующие

содержания SrO (0.47–16.61 мас. %), а также примеси FeO (0.21–0.39) и MgO (0.17–3.76 мас. %).

В химическом составе апатита скарнированной породы отмечается присутствие SiO_2 – 0.37 мас. %, FeO – 0.23, F – 1.62, Cl – 0.26 мас. %. Апатит в цементирующей массе оруденелой вулканокластической породы (рис. 4и) характеризуется примесями следующими, мас. %: FeO – 0.28–0.61, SiO_2 – 0.10–0.43, F – 1.11–1.82, Cl – 0.20–0.37. Соотношение F/Cl в апатите изученных пород варьирует от 4.91 до 6.23.

ИК-спектры смектитов

ИК-спектры смектитов изучены из центральной (смектит-3) и наружной оторочки (смектит-4) гематитизированного ксенолита (см. рис. 1в).

Смектит-3 в гематитизированной массе ксенолита характеризуется резким пиком на отрезке 1016 см^{-1} , эталонным для смектитовых групп минералов (рис. 5а, б). Присутствие пика 670 см^{-1} отражает положение SiO_4 в структуре минерала. Появление интенсивности в пределах 2848 – 2933 см^{-1}

и наличие пика 3394 см^{-1} указывают на вариации колебаний ОН-группы. Также просматриваются пики очень слабой интенсивности на отрезках 1656 и 2361 см^{-1} .

В ИК-спектрах смектита-4 из наружной оторочки гематитизированного ксенолита проявляются явные полосы поглощения в области валентных и деформационных колебаний Si-O с максимумами 870 и 970 см^{-1} , а также многочисленные полосы поглощения в области $3483\text{--}3562$ и 3818 см^{-1} , вероятно, отвечающие валентным колебаниям ОН-групп молекул воды и гидроксидов (рис. 5в, г). Пики слабой и средней интенсивности частоты – 1648 , 2826 и 2924 см^{-1} – принадлежат деформационным колебаниям кристаллизационной воды, а 2342 см^{-1} – соответствует физически адсорбированной воде на поверхности зерен минералов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Считается, что скарны на железорудных месторождениях Ангара-Илимского относятся к автореактивному генетическому типу, поскольку формируются без контактного взаимодействия интрузий с карбонатными породами (Вахрушев, 1981; Мазуров и др., 2018). Несмотря на то что исходный материал изученных скарнированных пород в той или иной степени замещен гранатом, диопсидом, хлоритом и кальцитом, они по структуре распознаются как базальты, содержащие ксеногенный материал в различной степени преобразованных базальтов (см. рис. 1б). По текстурно-структурным признакам и минеральному составу ксенолиты сходны с автокластами брекчиевидных базальтов, известных в литературе под названием “туффизиты” (Никулин и др., 1991; Фон-дер-Флаасс, 1992; Фон-дер-Флаасс и др., 1992), однако в отличие от них встречаются в виде самостоятельных обломков, засоряя исходный состав базальта.

Для изученных слабоизмененных ксенолитов характерна частично раскристаллизованная внутренняя зона (мезостазис заполнен едва раскристаллизованным стеклом), которая окаймляется стекловатой корочкой, содержащей скопления миндалинов, выполненных смектитом и хлоритом. Из первичных минералов в них сохранились полевые шпаты и клинопироксен, слагающие порфировые вкрапленники в интерсертальной основной массе, что свойственно микрозернистым долеритам. Появление значительного количества смектита в основной массе породы свидетельствует о разложении вулканического стекла, что характерно для низкотемпературных придонных процессов преобразования стекловатых базальтов с образованием палагонита, а затем в дальнейших процессах гальмиролиза и диагенеза в глинистые минералы и оксигидроксиды железа (Рудник, 1979; Stau-

digel, Hart, 1983; Дриц, Коссовская, 1990; Pichler et al., 1999). Наличие большого количества полевого шпата в ксенолите толеитового базальта согласуется с тем, что рудоносные базальты отличаются повышенной щелочностью ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ до 4 %) и близки по многим петрогеохимическим признакам базальтам субщелочной серии (Шарков, Цветков, 1987; Никулин и др., 1991; Альмухамедов и др., 1999).

Выявленная смектит-гематитовая ассоциация в гематитизированных ксенолитах в присутствии таких минералов, как эпидот, кальцит и водосодержащие гранаты, отражает, что толеитовые базальты были преобразованы в смектит-железооксидную массу до того, как порода подверглась процессам скарнирования. Вероятно, дальнейшие преобразования с удалением Si, Al и Mg из смектитизированного базальтового материала привели к образованию оксигидроксидов железа, а затем тонкодисперсных агрегатов гематита (Дриц, Коссовская, 1990). Следует отметить, что смектитовое ядро в обломках, окруженное скарновыми минералами, широко распространено в лавовых потоках (Никулин и др., 1991). Присутствие смектитов в основной скарнированной массе породы и наружной оторочке гематитизированных ксенолитов, отличающихся большей раскристаллизованностью по сравнению с смектитом ксенолитов толеитовых базальтов, а также обильного гидрогроссуляра, предполагает низкотемпературные условия метасоматических изменений исходных пород. В лабораторных экспериментах фаза, соответствующая гидрогроссуляру, образуется при $\sim 120^\circ\text{C}$ и с повышением температуры реакции превращается в гроссуляр (Fujita et al., 2002). Находки в породе таких минералов, как бадделейт и циркон, указывают на постмагматические преобразования базальтов при участии нейтральных и щелочных флюидов (Момджи и др., 1976). Источником циркония, вероятно, могла быть его изоморфная примесь в ильмените, извлеченная при метасоматических процессах.

Химический состав апатита с соотношениями $\text{F/Cl} = \text{от } 4.91 \text{ до } 6.23$ в изученных образованиях коррелирует со значениями F/Cl в базальтах континентальных рифтовых зон и отличается от состава эксплозивно-интрузивных базальтов траппов, характеризующихся более высокими содержаниями Cl, чем F (Олейников и др., 1973; Рябов и др., 2018). Считается, что железорудные месторождения Восточной Сибири приурочены к периферии трапповых впадин-синеклиз, узлам пересечения разломов, унаследованных от докембрийских структур фундамента и проявившихся как участки внутриконтинентального рифтогенеза (Никулин и др., 1991). Такие же соотношения F/Cl установлены для апатитов из скарнов и магнетитовых руд Магнитогорского железорудного месторождения на Урале (Холоднов, Бушляков, 2002). Возможным источни-

ком летучих компонентов могли быть осадочные породы Сибирской платформы (Рябов и др., 2018).

Последовательность преобразования вулканокластов в магнетитовую массу хорошо прослеживается в частично оруденелых вулканокластических породах (Жук-Почекутов, 1986). В одних случаях в ядре обломков обнаружены смектит-гематитовые ассоциации, характерные для описанных ксенолитов толеитовых базальтов. В других – обломки вплоть до центральных частей полностью состоят из скарновых минералов. Во всех случаях отмечается развитие магнетита по нерудным обломкам. Кроме того, в цементирующей массе оруденелых вулканокластических пород присутствуют участки, сложенные смектитом. Эти данные согласуются с ранее высказанным представлением о том, что образование скарнов на месторождении, очевидно, было многостадийным процессом (Жук-Почекутов, 1986).

На дифрактограммах проб изученных образцов смектитовая составляющая ксенолитов слабоизмененных базальтов характеризуется широкими рефлексами (d_{001} 14.85–15.23 Å) и низкой интенсивностью из-за высокой дисперсности и низкой структурной упорядоченности. Сдвиг рефлекса в сторону увеличения значений d_{001} с хорошо выраженной интенсивностью наблюдается у смектитов в гематитизированных ксенолитах (d_{001} 14.76–14.83 Å) и цементирующей массы (d_{001} 14.04–14.30 Å) в оруденелых вулканокластических породах, вероятно, за счет их более упорядоченной структуры. Кроме того, появление в пробах смектита цементирующей массы интенсивных рефлексов хлорита предполагает присутствие смешаннослойных смектит-хлоритовых фаз.

Полученные результаты исследования минеральных преобразований в ксенолитах и образования оолитовых руд, сохраняющих в оолитах реликты фрагментов толеитовых базальтов, магнетитовых руд и скарнированных пород, свидетельствуют о многостадийности рудообразующих процессов. Вероятно, формирование магнетитовых оолитов происходило из коллоидных и метакolloидных фаз в результате реакционного взаимодействия пород траппового комплекса с химически активными карбонатно-соленосными и карбонатно-эвапоритовыми рассолами в активной гидродинамической обстановке. Влияние рассолов, газовых просачиваний и испарений на месторождении рассмотрены в работах (Вахрушев, 1981; Polozov et al., 2016; Мазуров и др., 2018).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, для ксенолитов толеитовых базальтов в скарнированных породах характерны процессы разложения вулканического стекла с образованием палагонита и его превращением

в смектиты и оксигидроксиды железа, свойственные низкотемпературным водным процессам. Сохранность смектитовых агрегатов с более упорядоченной структурой в скарновой породе и гематитизированных ксенолитах в ассоциации со скарновыми минералами, в том числе присутствие гидрогроссуляра, также свидетельствует о низкотемпературных метасоматических процессах преобразования исходных пород. Изменения характера минеральных ассоциаций в определенной последовательности с отложением магнетита в рудах, вероятно, объясняется процессами, протекающими в металлоносных рассолах с поступлением газов CH_4 и CO_2 в рифтогенных грабен-синклиналях в районах интрузий толеитовых базальтов (Дербилов, 1964; Рудницкий, Кузнецов, 2014).

Благодарности

Авторы выражают благодарность Е.В. Белогуб за консультации, М.А. Рассомахину и П.В. Хворову за выполнение СЭМ и рентгеновских анализов, соответственно.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Кирда Н.П. (1999) Сравнительный анализ геодинамики пермотриасового магматизма Восточной и Западной Сибири. *Геология и геофизика*, **40**(11), 1575–1587.
- Вахрушев В.А. (1981) Галит-магнетитовые руды Сибирской платформы. *Геология рудн. месторождений*, **6**, 100–104.
- Дербилов И.В. (1964) К проблеме генезиса железоскарновых месторождений Западной Сибири (о вулканогенно-осадочном генезисе некоторых месторождений Казской группы). *Тр. СНИИГГиМС*, **35**, 82–100.
- Дриц В.А., Коссовская А.Г. (1990) Глинистые минералы: смектиты, смешаннослойные образования. М.: Наука, 214 с.
- Жук-Почекутов К.А. (1986) Магнетитовые оолиты Рудногорского железорудного месторождения. *Геология рудн. месторождений*, **4**, 72–83.
- Калугин А.С., Калугина Т.С., Иванов В.И. (1981) Железорудные месторождения Сибири. Новосибирск: Наука, 238 с.
- Калугин И.А., Третьяков Г.А., Фон-дер-Флаасс Г.С. (1994) Происхождение железных руд в траппах: образование рудоносной диатремы с корневой зоной взаимодействия между базальтовой магмой и эвапоритами. Новосибирск, ОИГГМ, 45 с.
- Мазуров М.П., Гришина С.Н., Титов А.Т., Шихова А.В. (2018) Эволюция рудно-метасоматических процессов в крупных скарновых железорудных месторождениях трапповой формации Сибирской платформы. *Петрология*, **26**(3), 265–281. <https://doi.org/10.7868/S0869590318030044>
- Малич Н.С., Миронюк Е.П., Туганова Е.В. (1999) Геологическая карта Сибирской платформы и прилегающих территорий. М-б 1 : 1 500 000. СПб.: ВСЕГЕИ.
- Момджи Г.С., Архипенкова А.Я., Козлов В.Ф. (1976) Платформенная магномагнетитовая формация (на примере Ангарской железорудной провинции). М.:

- Недра, 171 с.
- Никулин В.И., Фон-дер-Флаасс Г.С., Барышев А.С. (1991) Эксплозивно-вулканическая базальтоидная рудообразующая система (Ангарская железорудная провинция). *Геология рудн. месторождений*, **3**, 26-40.
- Олейников Б.В., Савинов В.Т., Погудина М.А. (1973) Основные типы трапповых интрузивов среднепалеозойской и верхнепалеозойской – нижнемезозойской трапповых формаций зоны сочленения Тунгусской и Вилуйской синеклиз. *Геология и геохимия базитов восточной части Сибирской платформы: сб. ст.* (Отв. ред. В.В. Ковальский, Б.В. Олейников). М.: Наука, 4-76.
- Рудник Г.Б. (1979) Эффузивные породы. *Геология океана. В 2 т. (Отв. ред. чл.-кор. АН СССР П.Л. Безруков). Т. 1. Осадкообразование и магматизм океана*. М.: Наука, 9-38.
- Рудницкий В.Ф., Кузнецов А.Ж. (2014) О способах отложения руд Естюнинского скарново-магнетитового месторождения на Среднем Урале. *Металлогения древних и современных океанов – 2014*. Миасс: ИИИ УрО РАН, 91-94.
- Рябов В.В., Симонов О.Н., Снисар С.Г. (2018) Фтор и хлор в апатитах, слюдах и амфиболах расслоенных трапповых интрузий Сибирской платформы. *Геология и геофизика*, **59**(4), 453-466.
- Соловьев С.Г. (2011) Железоокисно-золото-медные и родственные месторождения. М.: Научный мир, 2011, 472 с.
- Фон-дер-Флаасс Г.С. (1992) Туффизиты субщелочных базальтоидов и их роль в формировании железоносных диатрем юга Сибирской платформы. *Изв. РАН. Сер. геол.*, **8**, 98-112.
- Фон-дер-Флаасс Г.С., Пермяков А.А. Спешиллов В.М. (1992) Рудногорское магнетитовое месторождение магматизм, структура, рудоносность. *Геология рудн. месторождений*, **2**, 51-67.
- Холоднов В.В., Бушляков И.Н. (2002) Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург: УрО РАН, 391 с.
- Шарков Е.В., Цветков А.А. (1987) Магматические серии областей активного перехода от континента к океану и проблемы происхождения исходных магм. *Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей*. (Отв. ред. О.А. Богатиков). М.: Наука, 263-277.
- Fujita S., Suzuki K., Shibasaki Y. (2002) The mild hydrothermal synthesis of hydrogrossular from coal ash. *J. Mater. Cycles Waste Manag.*, **4**, 41-45. <https://doi.org/10.1007/s10163-001-0055-x>
- Neumann E.-R., Svensen H., Polozov A.G., Hammer Ø. (2017) Formation of Si-Al-Mg-Ca-rich zoned magnetite in an end-Permian phreatomagmatic pipe in the Tunguska Basin. East Siberia. *Miner. Dep.*, **52**, 1205-1222. <https://doi.org/10.1007/s00126-017-0717-9>
- Pichler T., Ridley W.I., Nelson E. (1999) Low-temperature changes in excavated volcanics of the Southern Chile ridge: additional information on the early stages of seabed weathering. *Mar. Geol.*, **159**, 155-177.
- Polozov A.G., Svensen H.H., Planke S., Grishina S.N., Frisstad K.E., Dougal J.A. (2016) The basalt pipes of the Tunguska Basin (Siberia, Russia): High temperature processes and volatile degassing into the end-Permian atmosphere. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **441**, 51-64.
- Staudigel H., Hart S.R. (1983) Alteration of basaltic glass: Mechanism and significance for the oceanic crust – sea-water budget. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **47**(3), 337-350.

REFERENCES

- Almukhamedov A.I., Medvedev A.Ya., Kirda N.P. (1999) Comparative analysis of geodynamics of Permian magmatism in Eastern and Western Siberia. *Geologiya i Geofizika*, **40**(11), 1575-1587. (In Russ.)
- Derbikov I.V. (1964) On the problem of the genesis of the iron-skarne deposits of Western Siberia (on the volcano-genic-sedimentary genesis of some deposits of the Kaz group). *Tr. SNIIGiMS*, **35**, 82-100. (In Russ.)
- Drits V.A., Kossovskaya A.G. (1990) Clay minerals: smectites, mixed-layer formations. Moscow, Nauka Publ., 214 p. (In Russ.)
- Fon-der-Flaas G.S. (1992) Tuffizites of subalkaline basalts and their role in the formation of iron-bearing diatremes of the south of the Siberian platform. *Izv. RAN. Ser. geol.*, **8**, 98-112. (In Russ.)
- Fon-der-Flaas G.S., Permyakov A.A. Speshilov V.M. (1992) Rudiogorskoye magnetite deposit magmatism, structure, ore bearing capacity. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **2**, 51-67. (In Russ.)
- Fujita S., Suzuki K., Shibasaki Y. (2002) The mild hydrothermal synthesis of hydrogrossular from coal ash. *J. Mater. Cycles Waste Manag.*, **4**, 41-45. <https://doi.org/10.1007/s10163-001-0055-x>
- Kalugin A.S., Kalugina T.S., Ivanov V.I. (1981) Iron ore deposits of Siberia. Novosibirsk, Nauka Publ., 238 p. (In Russ.)
- Kalugin I.A., Tretyakov G.A., Fon-der-Flaas G.S. (1994) The origin of iron ores in traps: the formation of an ore-bearing diatreme with a root zone of interaction between basalt magma and evaporites. Novosibirsk, OIGGM, 45 p. (In Russ.)
- Kholodnov V.V., Bushlyakov I.N. (2002) Halogens in endogenous ore formation. Yekaterinburg, Uro RAN, 391 p. (In Russ.)
- Malitch N.S., Mironyuk E.P., Tuganova E.V. (1999) Geological map of the Siberian platform and adjacent territories. M-b 1 : 1 500 000. Saint Petersburg, VSEGEI. (In Russ.)
- Mazurov M.P., Grishina S.N., Titov A.T., Shikhova A.V. (2018) Evolution of ore-metasomatic processes in large scarn iron ore deposits of the trap formation of the Siberian platform. *Petrologiya*, **26**(3), 265-281. (In Russ.) <https://doi.org/10.7868/S0869590318030044>
- Momdzhhi G.S., Arkhipenkova A.Ya., Kozlov V.F. (1976) The platform magnomagnetite formation (on the example of the Angara iron ore province). Moscow, Nedra Publ., 171 p. (In Russ.)
- Neumann E.-R., Svensen H., Polozov A.G., Hammer Ø. (2017) Formation of Si-Al-Mg-Ca-rich zoned magnetite in an end-Permian phreatomagmatic pipe in the Tunguska Basin. East Siberia. *Miner. Dep.*, **52**, 1205-1222. <https://doi.org/10.1007/s00126-017-0717-9>
- Nikulin V.I., Fon-der-Flaas G.S., Baryshev A.S. (1991) Explosive volcanic basaltoid ore-forming system (Angarsk iron ore province). *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **3**, 26-40. (In Russ.)
- Oleynikov B.V., Savinov V.T., Pogudina M.A. (1973) The main types of trap intrusions of the Middle Paleozoic and Upper Paleozoic – Lower Mesozoic trap formations of

- the junction zone of the Tunguska and Vilyui synclises. *Geology and geochemistry of the basites of the eastern part of the Siberian platform*. (Ed. by V.V. Koval'skii, B.V. Oleinikov). Moscow, Nauka Publ., 4-76. (In Russ.)
- Pichler T., Ridley W.I., Nelson E. (1999) Low-temperature changes in excavated volcanics of the Southern Chile ridge: additional information on the early stages of seabed weathering. *Mar. Geol.*, **159**, 155-177.
- Polozov A.G., Svensen H.H., Planke S., Grishina S.N., Frisstad K.E., Dougal J.A. (2016) The basalt pipes of the Tunguska Basin (Siberia, Russia): High temperature processes and volatile degassing into the end-Permian atmosphere. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **441**, 51-64.
- Rudnik G.B. (1979) Effusive rocks. *The geology of the ocean*. (Ed. by P.L. Bezrukov). Vol. 1. *Sedimentation and magmatism of the ocean*. Moscow. Nauka Publ., 9-38. (In Russ.)
- Rudnitsky V.F., Kuznetsov A.J. (2014) On the methods of ore deposition of the Estyuninsky skarnovo-magnetite deposit in the Middle Urals. *Metallogeny of ancient and modern oceans – 2014*. Miass, IMin UrO RAN, 91-94. (In Russ.)
- Ryabov V.V., Simonov O.N., Snisar S.G. (2018) Fluorine and chlorine in apatites, micas and amphiboles of stratified trap intrusions of the Siberian platform. *Geologiya i Geofizika*, **59**(4), 453-466.
- Sharkov E.V., Tsvetkov A.A. (1987) Magmatic series of regions of active transition from the continent to the ocean and problems of the origin of the initial magmas. *Petrology and Geochemistry of island arcs and marginal seas*. (Ed. by O.A. Bogatikov). Moscow, Nauka Publ., 263-277. (In Russ.)
- Soloviev S.G. (2011) Iron oxide-gold-copper and related deposits. Moscow, Nauchnyi mir, 472 p. (In Russ.)
- Staudigel H., Hart S.R. (1983) Alteration of basaltic glass: Mechanism and significance for the oceanic crust – seawater budget. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **47**(3), 337-350.
- Vakhrushev V.A. (1981) Halite-magnetite ores of the Siberian platform. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **6**, 100-104. (In Russ.)
- Zhuk-Pochekutov K.A. (1986) Magnetite oolites of the Rudnogorsk iron ore deposit. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **4**, 72-83. (In Russ.)

Морфогенетические разновидности оксигидроксидов железа в мерцающих курильщиках-диффузерах на гидротермальном поле Рейнбоу (36°13' с.ш., 33°54' з.д., Срединно-Атлантический хребет): данные ЛА-ИСП-МС для развития теории гальмиролиза

В. В. Масленников¹, А. Ю. Леин², Н. Р. Аюпова¹, А. С. Целуйко¹, Д. С. Артемьев¹, В. А. Котляров¹

¹Институт минералогии Южно-Уральского федерального научного центра минералогии и геоэкологии УрО РАН, 456317, г. Миасс, e-mail: mas@mineralogy.ru

²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, г. Москва, Нахимовский пр-т, 36, e-mail: lein@ocean.ru

Поступила в редакцию 13.12.2023 г., принята к печати 01.03.2024 г.

Объектами исследования являются оксигидроксиды железа, покрывающие и замещающие трубы мерцающих курильщиков-диффузеров гидротермального поля Рейнбоу (САХ). Цель работы. Определить концентрации и ассоциации химических элементов в разновидностях оксигидроксидов железа для выявления закономерностей геохимической дифференциации в условиях гальмиролиза сульфидных труб курильщиков-диффузеров. Материалы и методы. Образцы отобраны во время погружения на глубине 2317 м с использованием ручного манипулятора обитаемого аппарата “Мир-2” (рейс №50, судно “Академик Мстислав Келдыш”, 2005 г.). Разновидности оксигидроксидов железа диагностированы с применением сканирующих электронных (РЭММА-202М с ЭДС LZ-5 Link и Tescan Vega 3 sbu с энергодисперсионным анализатором Oxford Instruments X-act) и электронно-зондового (Jeol Superprobe 733 с ЭДС Oxford Instruments INCAx-sight) микроскопов, порошковой рентгеновской дифрактометрии (рентгеновский дифрактометр SHIMADZU XRD-6000, CuK-α излучение с монохроматором) и проанализированы методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и лазерной абляцией (ЛА-ИСП-МС) в Центре коллективного пользования Южно-Уральского федерального научного центра минералогии и геоэкологии УрО РАН. Результаты. Микрослоистые агрегаты гетита, содержащие примесь барита, кальцита, арагонита, опала, самородной серы, ковеллина, сфалерита и рентгеноаморфной оксигидроксидной фазы железа, покрывают трубы мерцающих курильщиков-диффузеров. По направлению к внутренним частям оболочек труб они сменяются псевдоморфозами лепидокрокита по пириту и пирротину, а затем радиально-пластинчатыми и бактериоморфными крустификациями лепидокрокита. Методом ЛА-ИСП-МС установлено, что все разновидности оксигидроксидов железа характеризуются повышенными содержаниями Zn и Co в ассоциации с другими элементами, свойственными для среднетемпературных гидротермальных флюидов (Cd, Mn, Ni, Ga, Sn, Pb и Sb) при отсутствии существенных концентраций элементов высокотемпературной гидротермальной ассоциации (Se, Bi, Te). По мере перехода от поверхностных слоистых агрегатов гетита к агрегатам лепидокрокита роль элементов гидрогенной ассоциации (Mg, Na, K, Sr, U, V, As, Mo, Ni, P, B, W, Cs и РЗЭ) снижается. Для элементов с разной валентностью (U, V, Mo, As, Cr, Eu) предлагаются различные механизмы накопления в условиях гальмиролиза сульфидов и осаждения на локальных окислительно-восстановительных барьерах. Предполагается, что часть микроэлементов (Sr, V, As, P, РЗЭ), обнаруженных в гетите, являются продуктами сорбции на гидроксидах железа или входят в состав невидимых Fe-Ca гидроксофосфатов. Вывод. Выявлено влияние гальмиролиза сульфидов на дифференциацию химических элементов.

Ключевые слова: гидротермальное поле Рейнбоу, курильщики-диффузеры, типохимизм гетита, лепидокрокита, гальмиролиз, поведение химических элементов

Источник финансирования

Минералогические исследования проводились в рамках государственного задания по госбюджетной теме № 122031600292-6, геохимические исследования обеспечивались финансированием по проекту РНФ № 22-17-00215

Для цитирования: Масленников В.В., Леин А.Ю., Аюпова Н.Р., Целуйко А.С., Артемьев Д.С., Котляров В.А. (2024) Морфогенетические разновидности оксигидроксидов железа в мерцающих курильщиках-диффузерах на гидротермальном поле Рейнбоу (36°13' с.ш., 33°54' з.д., Срединно-Атлантический хребет): данные ЛА-ИСП-МС для развития теории гальмиролиза. *Литосфера*, 24(5), 864–885. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-5-864-885>

For citation: Maslennikov V.V., Lein A.Yu., Ayupova N.R., Tseluyko A.S., Artemyev D.S., Kotlyarov V.A. (2024) Morphogenetic varieties of iron oxyhydroxides in shimmering smokers-diffusers of the Rainbow hydrothermal field (36°13' N, 33°54' W, Mid-Atlantic Ridge): LA-ICP-MS data for the development of halmyrolysis theory. *Lithosphere (Russia)*, 24(5), 864–885. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-5-864-885>

Morphogenetic varieties of iron oxyhydroxides in shimmering smokers-diffusers of the Rainbow hydrothermal field (36°13' N, 33°54' W, Mid-Atlantic Ridge): LA-ICP-MS data for the development of halmyrolysis theory

Valery V. Maslennikov¹, Alla Yu. Lein², Nuriya R. Ayupova¹, Aleksandr S. Tseluyko¹,
Dmitry S. Artemyev¹, Vasiliy A. Kotlyarov¹

¹Institute of Mineralogy, South Ural Federal Scientific Center for Mineralogy and Geoecology, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Miass 456317, Russia, e-mail: mas@mineralogy.ru

²P.P. Shirshov Institute of Oceanology, RAS, 36 Nakhimovsky av., Moscow 117997, Russia, e-mail: lein@ocean.ru

Received 13.12.2023, accepted 01.03.2024

Research subject. Iron oxyhydroxides covering and replacing the chimneys of shimmering water smokers-diffusers of the Rainbow hydrothermal field (MAR). **Aim.** To identify features of the concentration and associations of chemical elements in varieties of iron oxyhydroxides to recognize patterns of geochemical differentiation under conditions of halmyrolysis of sulfide chimneys-diffusers. **Materials and methods.** Samples were collected during a dive to a depth of 2300 m using the manual manipulator of the Mir-2 manned vehicle (travel No. 50, research vessel Akademik Mstislav Keldysh, 2005). Varieties of iron oxyhydroxides were identified using electron microscopes (REMMA-202M with LZ-5 Link system, Tescan Vega 3 sbu with an Oxford Instruments X-act energy-dispersive analyzer, and Jeol Superprobe 733 with an EDA Oxford Instruments INCAx-sight) and a powder X-ray diffractometer (SHIMADZU XRD-6000, CuK- α radiation with monochromator). Further, a mass spectrometry with inductively coupled plasma and laser ablation (LA-ICP-MS) analysis was conducted at the South Urals Federal Scientific Center of Mineralogy and Geoecology, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences. **Results.** Microlayered goethite aggregates containing admixtures of barite, calcite, aragonite, native sulfur, covellite, sphalerite, and an X-ray amorphous oxyhydroxide phase of iron cover the shimmering diffusers. Towards the inner parts of the chimney walls, they are replaced by pseudomorphs of lepidocrocite after pyrite and pyrrhotite, and then by radial and bacteriomorphic crustifications of lepidocrocite. The use of laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS) showed that goethite varieties have the increased contents of Zn and Co associated with other elements of medium-temperature hydrothermal fluids (Cd, Mn, Ni, Ga, Sn, Pb and Sb) in the absence of significant concentrations of a high-temperature hydrothermal association (Se, Bi, Te). The role of elements of seawater association (Mg, Na, K, Sr, U, V, As, Mo, Ni, P, B, W, Cs, REE) decreases from the surface layered goethite aggregates to crustification varieties of lepidocrocite. Different scenarios of accumulation under conditions of sulfide halmyrolysis and precipitation on local reduction barriers are proposed for elements with different valences (U, V, Mo, As, Cr, Eu). It is assumed that some of the microelements (Sr, V, As, P, REE) found in goethite are products of sorption on iron hydroxides or are part of invisible Fe-Ca hydroxyphosphates. **Conclusion.** The influence of sulfide halmyrolysis on the differentiation of chemical elements has been revealed.

Keywords: Rainbow hydrothermal field, smokers-diffusers, typochemistry of goethite, lepidocrocite, halmyrolysis, behavior of chemical elements

Funding information

The mineralogical study was supported by a state contract of the Institute of Mineralogy of the SU FRC MG UB RAS (No. 122031600292-6) and the geochemical study was supported by the Russian Science Foundation project No. 22-17-00215

Acknowledgements

The authors thank Captain A.M. Sagalevich and the crew and participants of the 50th cruise of the research vessel Akademik Mstislav Keldysh (2005) and Academician N.S. Bortnikov and Professor [Yu.A. Bogdanov] for assistance in collecting materials, E.V. Belogub and P.V. Khvorov for help in interpreting XRD-data, as well as M.A. Rassomakhin for performing part of the SEM microanalyses.

ВВЕДЕНИЕ

Модели выветривания морского дна (гальмиролиз) и связанных с ним процессов растворения, авторастрескивания и переработки консолидированных донных массивных сульфидных холмов предложены для объяснения происхождения сульфидных брекчий и мелкозернистых сульфидных пес-

чаников на современных и древних колчеданосных гидротермальных полях (Масленников, Зайков, 1991; Масленников, 1999, 2006; 2012; Мозгова и др., 2005; Габлина и др., 2004; Hannington et al., 1988; Herzig et al., 1991; Hannington, 1993; Halbach et al., 1998; Melekestseva et al., 2020; Lein et al., 2010; Ridley, 2012; Li et al., 2016; Edwards, 2004; Lyutkevich et al., 2022).

В ряде публикаций последних лет представлены первые геохимические модели гидротермального распределения микроэлементов в сульфидах. Химические элементы подразделяются на разнотемпературные гидротермальные и низкотемпературные водородные ассоциации. Показано влияние таких водородных элементов, как V и U, на состав окисляющихся сульфидов, слагающих оболочки труб курильщиков (Butler, Nesbitt, 1999). В большинстве исследований рассматриваются геохимические особенности взвешенных гидроксидов железа в восходящих гидротермальных плюмах черных курильщиков (Mitra et al., 1994; Edmons, German, 2004; Gurvich, 2006; Popoola et al., 2019). Опубликовано ограниченное количество результатов расшифровки поведения микроэлементов в оксигидроксидах железа, являющихся продуктами выветривания морского дна (гальмиролиза) первичных сульфидов, непрерывное окисление которых приводит к мобилизации металлов (Herzig et al., 1991; Hekinian et al., 1993; Mills et al., 1994; Mills, Eldefield, 1995; Toner et al., 2008; Dekov et al., 2011; Meng et al., 2021; Maslennikov et al., 2023).

Важнейшим достижением исследований гидротермальных оксигидроксидов железа стало выявление отрицательной аномалии Се (влияние морской воды) и положительной аномалии Eu (влияние гидротермального флюида) (Barrett et al., 1990; Mills et al., 1994). Обнаружено, что охры из гидротермального поля ТАГ и охры из колчеданного месторождения Скуриотисса (Кипр) демонстрируют сходные признаки распределения редкоземельных элементов (РЗЭ). Предполагалось, что спектры РЗЭ наследуют состав первичных сульфидов (Herzig et al., 1991). Другим важным следствием гальмиролиза является обогащение ураном современных подводных апосульфидных охр (госсанов) (Lalou, Bricet, 1980; Mills et al., 1994). С этими данными согласуются находки уранинита в апосульфидных окисно-железистых породах (госсанитах) современных и древних колчедановых гидротермальных полей (Ауурова et al., 2018).

На гидротермальном поле Рейнбоу морфогенетические разновидности оксигидроксидов железа оказались еще более разнообразными, чем на других гидротермальных полях. Лимониты подразделяются на микрослоистые, псевдоморфные и бактериоморфные. В статье особое внимание уделено морфологическим признакам и пространственному распределению разновидностей агрегатов гетита и лепидокрокита, их микроэлементному составу, в том числе содержаниям и спектрам РЗЭ. Задача нашего исследования – распознать ассоциации химических элементов и оценить влияние гидротермальных флюидов и океанической воды на типохимизм оксигидроксидов железа, ассоциирующих с курильщиками-диффузерами на гидротермальном поле Рейнбоу.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Срединно-Атлантический рифт на большей части своего протяжения вмещает многочисленные колчедановые гидротермальные поля (рис. 1). Медленный спрединг срединного хребта Атлантики способствует формированию крупных рудных залежей и обильных продуктов их гальмиролиза. Гидротермальное поле Рейнбоу расположено вблизи зоны пересечения спредингового хребта с нетрансформным смещением оси рифта (German et al., 1996; Богданов и др., 1997, 1999, 2006). Рифтовая долина шириной 12 км у подножий склонов обрамлена нормальными краевыми тектоническими уступами ступенчатого характера. Осевое поднятие сформировано серпентинитовой протрузией (Fouquet et al., 1997; Parson et al., 1997). На западном склоне этого поднятия расположено поле Рейнбоу.

Поле Рейнбоу является ярким представителем гидротермальных колчеданообразующих систем, связанных с глубинными циркуляционными ячейками (Богданов и др., 2006, 2015). В пределах гидротермального поля серпентиниты, на которых залегают сульфидные холмы и трубы курильщиков, участками перекрыты прерывистым чехлом охристых металлоносных осадков. К подножию осевого поднятия их мощность увеличивается до нескольких метров (Богданов и др., 2006). Гидротермальное поле Рейнбоу вытянуто в широтном направлении. Его протяженность с запада на восток – 250 м, с севера на юг – 60 м.

ТИПЫ И СОСТАВ КУРИЛЬЩИКОВ-ДИФфуЗЕРОВ

В пределах поля встречено более 10 активных и множество реликтовых пространственно разделенных гидротермальных построек (Богданов и др., 2002, 2006, 2015). Среди активных гидротермальных построек на поле отчетливо выделяются тесно соседствующие белые, черные и мерцающие курильщики в ассоциации с неактивными трубами (Масленников и др., 2019). Белые курильщики, сложенные ангидритом, извергают белый дым. Поверхность черных курильщиков, как правило, на вершинах труб и выходах флюидов черная либо покрыта желтой охристой пленкой. Цвет дыма меняется от черного до серого. Очень часто во фрагментах черных курильщиков обнаруживаются срастания нескольких халькопиритовых трубок, окруженных ангидрит-магнетит-дигенит-борнитовыми агрегатами. Главное рудное тело представляет собой “готический собор” высотой 17 м, образованный сотнями труб черных курильщиков. Здесь же наблюдаются мерцающие диффузные просачивания, к которым тяготеют рои креветок (см. рис. 1) Мерцающие или бесцветные курильщики или диффузеры могут представлять

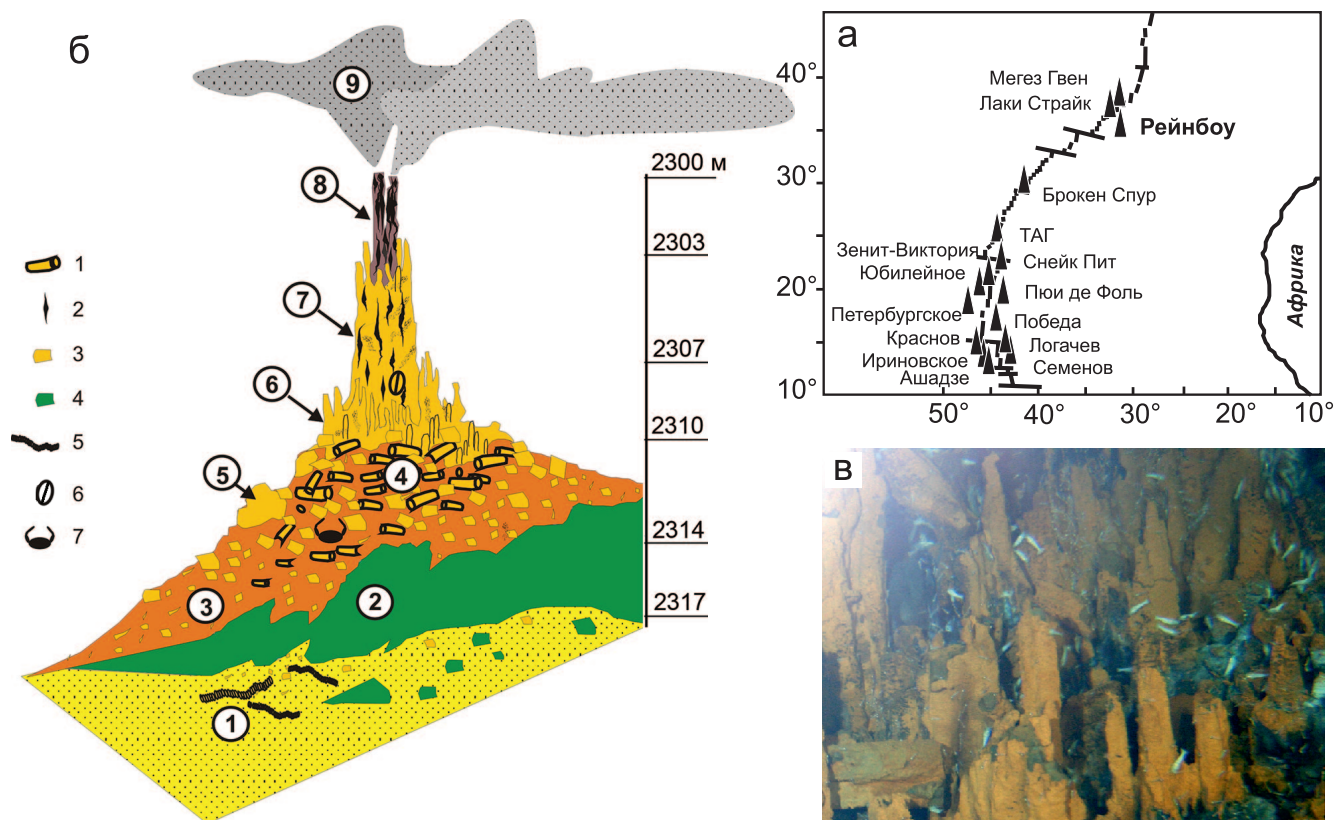


Рис. 1. Гидротермальное поле Рейнбоу (рейс № 50 НИС “Академик М. Келдыш”, 2005 г.).

а – положение колчедановых гидротермальных полей Срединно-Атлантического хребта (Богданов и др., 2006).
б – сульфидная постройка – тип “башня” (зарисовка В.В. Масленикова). Цифры в кружках: 1 – сульфидно-гидроксидные металлоносные осадки, 2 – уступ коренных серпентинитов, 3 – коллювиальные брекчии (осыпь), 4 – элювиально-коллювиальные брекчии, 5 – коренные выступы эродированных гидротермальных сульфидов, 6 – потухшие курильщики, покрытые гидроксидами железа, 7 – многоканальная сульфидная колонна, 8 – трубы действующих черных курильщиков, 9 – сульфидный плюм. Компоненты: 1 – фрагменты труб, 2 – черные нагретые полосы на колонне и на трубах, 3 – обломки массивных колчеданных руд, 4 – глыбы серпентинитов, 5 – полихеты, 6 – двустворчатые моллюски, 7 – крабы.
в – мерцающие и потухшие курильщики-диффузеры, окруженные роями креветок.

Fig. 1. Rainbow hydrothermal field (cruise No. 50 of the R/V Akademik M. Keldysh, 2005).

а – position of massive sulfide-bearing hydrothermal fields of the Mid-Atlantic Ridge (Bogdanov et al., 2006).
б – sulfide building – “tower” type (sketch by V.V. Maslennikov). Numbers in circles: 1 – sulfide-hydroxide metalliferous sediments, 2 – ledge of bedrock serpentinites, 3 – colluvial breccias (talus), 4 – eluvial-colluvial breccias, 5 – bedrock ridges of eroded hydrothermal sulfides, 6 – extinct smokers covered with iron hydroxides, 7 – multichannel sulfide column, 8 – chimneys of active black smokers, 9 – sulfide plume. Components: 1 – fragments of chimneys, 2 – black heated stripes on the column and on the chimneys, 3 – fragments of massive sulfide ores, 4 – blocks of serpentinites, 5 – polychaetes, 6 – bivalves, 7 – crabs.
в – shimmering and extinct smoker-diffusers surrounded by swarms of shrimp.

собой и одиночные трубы, имеющие копьевидное или шпалеобразное окончание (рис. 2). Очевидно, часть из них возникла в процессе эволюции труб черных курильщиков при смене струйного поступления флюида диффузным. В отличие от гидротермальных труб черных курильщиков поверхность диффузеров имеет поперечную “ребристость”, обусловленную сменой вертикального поступления флюидов горизонтальным. Верхняя нагретая порошковая поверхность диффузеров отличается черной окраской от нижней желтой от-

носителю холодной поверхности. Остывшие поверхности нижних частей труб покрыты отложениями лимонита, состоящего из гетита и ферригидрита. Во многих случаях охристые корки не только возникли в результате окисления ранее отложенных сульфидных минералов (Богданов и др., 2002), а были отложены непосредственно при истечении гидротермального раствора (Богданов и др., 2006). Оболочка диффузеров сложена сажистыми и тонкозернистыми пиритовыми или сфалеритовыми агрегатами, а каналы выполнены по-

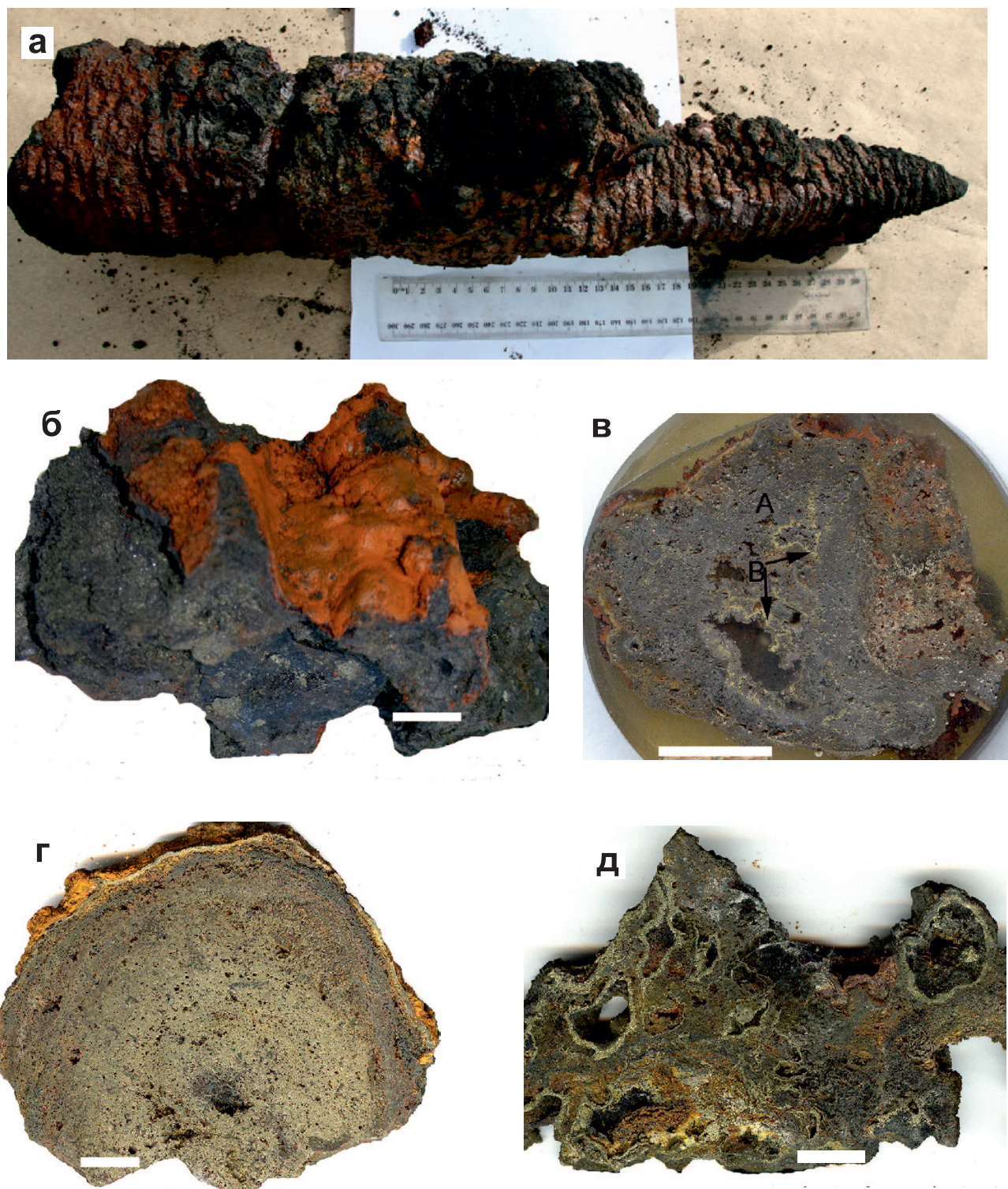


Рис. 2. Курильщики-диффузеры из гидротермального поля Рейнбоу.

а – труба “шпиль” с поперечными бороздами, фиксирующими боковые каналы диффузного просачивания мерцающих теплых флюидов; б – налет порошкового лимонита на поверхности фрагмента вюртцит-пиритовой курильщика-диффузера; в – халькопирит-изокубанит-пирротин-пирит-вюртцитовая труба курильщика-диффузера, пиритовая оболочка которого частично замещена гетитом (обр. 4918-M2-8, поперечный срез); г – сфалерит-пиритовая труба-диффузер, оболочка которой частично замещена и покрыта гетитом (обр. 4402-2, поперечный срез); д – фрагмент многоканальной халькопирит-пирротин-вюртцит-пиритовой трубы курильщика-диффузера, “пропитанного” гетитом (обр. 3452, поперечный срез). Фото образцов.

Fig. 2. Diffuser smokers from the Rainbow hydrothermal field.

a – “spire” chimney with transverse grooves that record the side channels of diffuse seepage of shimmering warm fluids; б – powdery limonite on the surface of a fragment of a wurtzite-pyrite smoker-diffuser; в – chalcopyrite-isocubanite-pyrrhotite-pyrite-wurtzite smoker-diffuser chimney, pyrite shell of which is partially replaced by goethite (sample 4918-M2-8, cross section); г – sphalerite-pyrite diffuser chimney, the shell of which is partially replaced and covered by goethite (sample 4402-2, cross section); д – fragment of a multichannel chalcopyrite-pyrrhotite-wurtzite-pyrite chimney of a smoker-diffuser, “impregnated” with goethite (sample 3452, cross section). Photos of samples.

ристыми агрегатами сфалерита, пирротина, пирита и, значительно реже, халькопирита и изокубанита. Минеральный состав и геохимические особенности сульфидов построек подробно охарактеризованы в ряде работ (Викентьев, 2000; Богданов и др., 2002, 2006, 2015; Леин и др., 2003; Бородаев и др., 2004; Масленников и др., 2019).

Химическая зональность труб курильщиков-диффузеров обусловлена концентрацией в сульфидах оболочки не только элементов низкотемпературной (Ba, Tl, Mn), но и водородной (U, V, Mo, W) ассоциации. Элементы полиметаллической гидротермальной ассоциации (Ag, Bi, Pb), а также Sn концентрируются в халькопирит-сфалеритовых крустификациях. В составе гетита наружной зоны обнаружены примеси Zn (до 9 мас. %). Кроме элементов водородной группы: U (до 25 г/т), V (до 58 г/т), W (до 22 г/т), для гетита характерно обогащение многими микроэлементами, г/т: Co – до 3200, Mn – до 1460, Mo – до 190, Te – до 14, Ba – до 2 мас. % (Масленников и др., 2019).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Пробы труб отобраны с помощью манипулятора аппарата “Мир-2” судна “Академик М. Келдыш”. Морфогенетические типы и минеральный состав образцов труб ранее описаны в работе (Масленников и др., 2019).

Все образцы исследованы в отраженном свете (иногда в темнопольном изображении) на микроскопе Olympus BX51. Состав оксигидроксидов железа и микровключения минералов идентифицировали с помощью сканирующих электронных (РЭММА-202М, оснащенного ЭДС LZ-5 Link, и Vega 3sbu Tescan, оснащенного энергодисперсионным анализатором ЭДС Oxford Instruments X-act), а также электронно-зондового (Jeol Superprobe 733 с ЭДС Oxford Instruments INCAx-sight) микроскопов в Институте минералогии Южно-Уральского федерального научного центра минералогии и геоэкологии УрО РАН (ЮУ ФНИЦ МиГ УрО РАН), г. Миасс, Россия (аналитики М.А. Рассомахин и В.А. Котляров). Всего выполнено 40 микроанализов. Пределы обнаружения содержаний химических элементов – не менее 0.1–0.2 мас. %. Воспроизводимость определений составляет от 1 до 15 отн. %.

Минеральный состав образцов изучен с применением рентгеновского анализа в воздушно-сухом

состоянии (дифрактометр SHIMADZU XRD-6000 и ДРОН-2.0), Cu-анод, графитовый монохроматор, съемка в интервале углов $2\theta = 4\text{--}70^\circ$, шаг съемки 0.02° (аналитик П.В. Хворов). По каждой морфогенетической разновидности оксигидроксидов железа пробы (10 шт.) отобраны с помощью алмазного сверла из различных частей труб с последующим истиранием первично раздробленного материала в агатовой ступке до образования тонкого порошка.

Содержания химических элементов (B, Cs, K, Na, Mg, Al, Si, P, K, Ca, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, As, Se, Mo, Ag, Cd, Sn, Sb, Te, W, Au, Tl, Pb, Bi, Th, U, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Cd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) получены методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и лазерной абляции. Микропробы оксигидроксидов железа отбирали с помощью лазера New Wave 213 нм, соединенного с квадрупольным ИСП-МС Agilent 7700х, расположенном в ФНИЦ МиГ УрО РАН. Анализы проводили путем абляции пучком размером от 40 до 80 мкм. Частота повторения лазера составляла 10 Гц, а энергия лазерного луча на образце поддерживалась в пределах от 3 до 4 Дж/см². Время анализа для каждой точки составляло 90 с, включая 30-секундное измерение фона и 60-секундное измерение импульсов, отражающих содержания химических элементов в минерале. Содержания элементов рассчитывали в программе Iolite с использованием международных стандартов стекла (NIST SRM-612, USGS GSD-1G) и сульфидов (USGS MASS-1), а также 57Fe в качестве внутреннего стандарта для количественного определения пирита (46.5%) и пирротина (63.6%).

Для ЛА-ИСП-МС анализов оксигидроксидов железа масс-спектрометр калибровали с применением эталонных калибровочных стандартов NIST SRM-610 и NIST SRM-612. Уровень молекулярных оксидов ($^{232}\text{Th}^{16}\text{O}/^{232}\text{Th}$) поддерживался ниже 0.3–0.4%. Соотношение $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ при настройке на NIST SRM-610 было близко к 1:1. Все массовые доли элементов для международных стандартных образцов взяты из базы данных GeoReM. Данные обрабатывали и рассчитывали в пакете программ Iolite. В качестве внешних стандартов использовались USGS GSD-1g и NIST SRM-610. Для “чистых” разновидностей гетита и лепидокрокита с небольшим количеством элементов-примесей при нормализации использовали 57Fe 62.8 мас. % с дополнительным вычетом содержаний этих элементов-

примесей. Для сильно загрязненных агрегатов гетита и их смесей с неметаллической матрицей расчет проводился в два этапа. Концентрации элементов сначала рассчитывали по стехиометрическому содержанию Fe в минерале, затем измеренные содержания всех основных элементов (Na, Mg, Al, Si, P, Ca, Mn, Fe, Cu, Zn) пересчитывали на оксиды и нормировали на 100 мас. % вещества (в ряде случаев количество снижалось до 95–98 мас. % за счет H_2O , $(OH)^-$, O, S, C и др.) После нормализации измеренные значения Fe_2O_3 пересчитывались на безоксидную форму и новые значения ^{57}Fe использовались в качестве внутреннего стандарта в новой интерпретации пересчета. Пределы обнаружения (ПО) микроэлементов для гетита значительно ниже полученных значений, за исключением Au, Bi, Te (ПО 0.01–0.10 г/т) и Se (ПО 0.1–1.0 г/т). В редких случаях, если значение ниже ПО, использовали половину минимального содержания элемента для завершения статистических расчетов. Содержание РЗЭ в сульфидах большинства РЗЭ ниже ПО (0.01 г/т).

Для этой статьи данные ЛА-ИСП-МС обработаны в программе Statistica v.10 с использованием корреляционного анализа. Для распознавания минералого-геохимических ассоциаций применен метод максимального корреляционного пути (Смирнов, 1981). Исходным материалом является половина квадратной корреляционной матрицы, в которой фиксируются только статистически значимые коэффициенты корреляции. Максимальный модуль коэффициентов корреляции ранжируется для каждого последующего элемента. Новый выбор не производится, если элемент с максимальным коэффициентом корреляции уже выбран. Несколько ассоциаций с высокими коэффициентами корреляции отделяются по минимальным значениям.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Состав разновидностей оксигидроксидов железа

Микрослоистые агрегаты гетита (*Gth-L1a* и *Gth-L1b*). Как активные, так и неактивные трубы курильщиков покрыты слоистыми лимонитовыми корками. Одни слои представлены порошковатыми оксигидроксидами железа, которые обычно интерпретируются как гидрогетит (Викентьев и др., 2000; Богданов и др., 2002). Другие слои сложены кристаллически-зернистыми агрегатами гетита (рис. 3а–в). Рентгеноаморфных оксигидроксидов железа больше в порошковатых слоях, хотя рефлексы, характерные для ферригидрита и ферроксигита, не обнаружены. По данным рентгендифрактометрического анализа, кроме преобладающего гетита (пики 4.196, 2.448 Å), в слоях оксигидроксидов железа обнаружена микропримесь арагонита, ковеллина, сфалерита, халькопирита,

кальцита, грейгита, иллита и следы сульфосолей. С помощью СЭМ-микроанализа в некоторых слоистых агрегатах гетита определены опал, барит и галенит. При этом содержания Fe_2O_3 варьируются от 57 до 79 мас. %. По данным этого же микроанализа, слоистые разновидности гетита содержат умеренные количества (мас. %) SiO_2 (0.4–3.0), Cl (0.3–1.2), Zn (0.4–1) и P_2O_5 (0.9–3.4). Содержание S в них сильно варьируется (от 0.3 до 5.6 мас. %), тогда как количество большинства других элементов находится ниже пределов обнаружения. Лишь эпизодически появляются значимые содержания (мас. %) Na_2O (до 1.0), K_2O (до 0.2), CaO (до 1.0), а также Al_2O_3 (от 0 до 0.4–5.7). Высокие содержания Co (до 0.5 мас. %) характерны не для всех проб слоистых агрегатов гетита.

По данным ЛА-ИСП-МС, порошковатые (*Gth-L1a*) и кристаллически-зернистые (*Gth-L1b*) слои гетита имеют близкие медианные содержания значительной части химических элементов (табл. 1). Однако как медианные, так и максимальные содержания Co и Pb гораздо выше в порошковатом гетите-1а. В кристаллически-зернистом гетите-1б много Ca, Ba и Sr, за счет примеси барита и арагонита. Гетитовые слои обогащены Zn и, в меньшей степени, Cu за счет реликтов сфалерита и халькопирита соответственно (см. табл. 1).

Псевдоморфный лепидокрокит по инкrustационному пириту (лепидокрокит-Пу). Псевдоморфный лепидокрокит-Пу обычно образован по агрегатам дендритовидного и колломорфного пирита, реже по субгедральным кристаллам пирита в оболочках труб мерцающих курильщикодиффузеров (рис. 3г–е). Лепидокрокит обладает высокой упорядоченностью структуры, поэтому успешно выявляется методом рентгендифрактометрии по отражению 6.266 Å. Кроме реликтов пирита, в псевдоморфных агрегатах лепидокрокита встречаются реликты сфалерита, барит, ковеллин и редко – галенит. По данным СЭМ-микроанализа, апопиритовый лепидокрокит-Пу содержит меньше SiO_2 (0.3–0.5 мас. %) и Cl (0.2–0.6 мас. %), чем микрослоистые разновидности гетита при значительных вариациях содержаний Fe_2O_3 (59–74 мас. %). Кроме того, в псевдоморфном лепидокроките-Пу определены повышенные содержания Zn (2.4–5.6 мас. %), Co (0.3–3.0 мас. %) и S (3–6 мас. %) за счет реликтовых микровключений вюртцита и пирита.

По данным ЛА-ИСП-МС, в сравнении со слоистыми разновидностями агрегатов гетита, в агрегатах лепидокрокита-Пу концентрируются Cu, Mo, Au и As, при более низких содержаниях химических элементов, характерных для океанической воды: Na, K, Mg, Ti, Cr, Mn, Cs, Sr и Ca. Изредка появляются аномальные содержания Ba (7–18 мас. %). Анализы с аномально высокими содержаниями Ba исключены из расчетов (см. табл. 1).

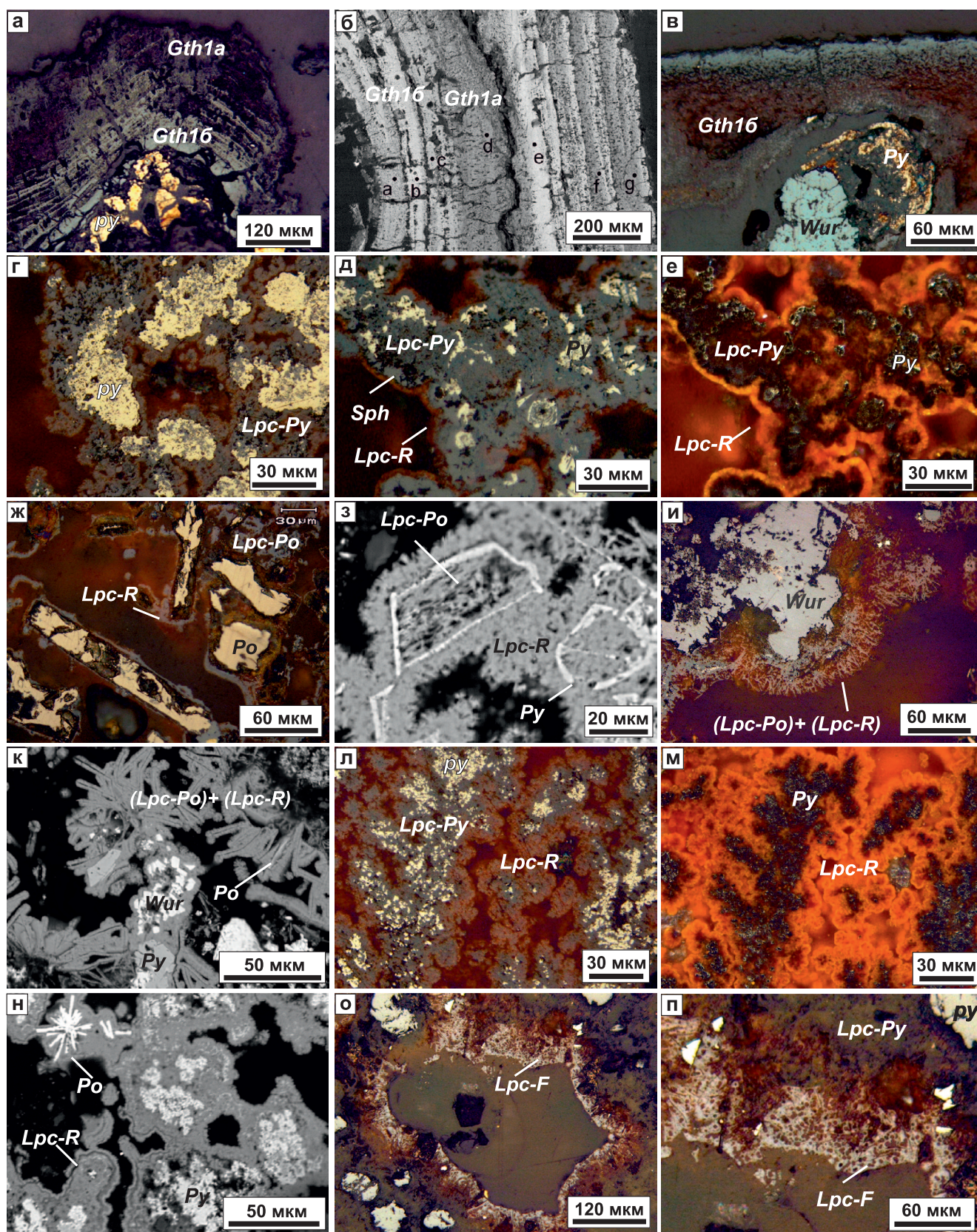


Рис. 3. Микротекстуры морфогенетических разновидностей оксигидроксидов железа в мерцающих курильщиках поля Рейнбоу.

а–в – тонкослоистые гетитовые инкрустации труб, сложенные порошковатым (темно-серый) гетитом-1а (*Gth-1a*) и кристаллически-зернистым (светло-серый) гетитом-1б (*Gth-1b*), обр. R-4820-6, R-4442 и R-4819-M2-8; д, е – замещение пиритовой (*Py*) инкрустации трубы зернистым лепидокрокитом (*Lpc-Py*) внутри оболочки трубы, обр. R-4819-M2-8; ж, з – псевдоморфозы лепидокрокита (*Lpc-Po*) по кристаллам пирротина (*Po*) и по вюрциту (*Wur*), обр. 4819-M2-8; и, к – псевдоморфозы лепидокрокита по пирротину (*Lpc-Po*), обросшие радиально-пластинчатым лепидокрокитом (*Lpc-R*); л–н – наросты радиально-пластинчатого почковидного лепидокрокита (*Lpc-R*) на сульфидах, обр. R-4819-M2-8; о, п – бактериоморфный лепидокрокит (*Lpc-F*), обр. R-3454-3а. Отраженный свет (а, в–ж, и, л, м, о, п), включая темнопольное изображение (е, м). СЭМ-фото – б, з, к, н.

Fig. 3. Microtextures of morphogenetic varieties of iron oxyhydroxides in the shimmering smokers of the Rainbow field.

а–в – thin-layered goethite inlays of pipes, composed of powdery (dark gray) goethite-1a (*Gth-1a*) and crystalline-granular (light gray) goethite-1b (*Gth-1b*), samples R-4820-6, R-4442 and R-4819-M2-8; д, е – replacement of pyrite (*Py*) encrustation of the chimney with granular lepidocrocite (*Lpc-Py*) inside the pipe shell, sample R-4819-M2-8; и, з – pseudomorphs of lepidocrocite (*Lpc-Po*) based on crystals of pyrrhotite (*Po*) and wurtzite (*Wur*), sample 4819-M2-8; и, к – pseudomorphs of lepidocrocite after pyrrhotite (*Lpc-Po*), overgrown with radial-lamellar lepidocrocite (*Lpc-R*); л–н – growths of radially lamellar kidney-shaped lepidocrocite (*Lpc-R*), sample R-4819-M2-8; о, п – bacteriomorphic lepidocrocite (*Lpc-F*), sample R-3454-3a. Reflected light (а, в–ж, и, л, м, о, п), including darkfield image (е, к). SEM photos – б, з, к, н.

Псевдоморфный лепидокрокит по кристификационному пирротину (лепидокрокит-*Po*). Кристаллы гексагонального пирротина нередко замещены или покрыты лепидокрокитом-*Po* в осевых и боковых каналах труб курильщиков-диффузеров. Как правило, наблюдается последовательная смена вюрцитита пиритом, пирротинном и лепидокрокитом (рис. 3ж–к). Все эти минералы фиксируются на дифрактограммах. По данным СЭМ, в апопирротинном лепидокроките (как и в апопиритовом) присутствует Co (0.3–1.3 мас. %), незначительно варьируют содержания (мас. %) Fe (63–68), SiO_2 (0.4–0.5), S (2–3 и Zn (2–2.4) при близких содержаниях Cl (0.3–0.5) по сравнению со слоистым гетитом.

Методом ЛА-ИСП-МС проанализированы псевдоморфозы лепидокрокита-*Po* из боковых каналов труб курильщика-диффузера (см. табл. 1). Содержания большинства элементов-примесей в лепидокроките-*Po* гораздо ниже, чем в слоистых разновидностях гетита и в лепидокроките-*Py*. По содержаниям элементов-примесей апопирротинный лепидокрокит-*Py* ближе к радиально-пластинчатому лепидокрокиту-*R*.

Кристификационный радиально-пластинчатый лепидокрокит (лепидокрокит-*R*). Внутри пирит-сфалеритовых оболочек труб мерцающих курильщиков, по данным рентген-дифрактометрии (пики 6.26, 3.29 Å), определен радиально-пластинчатый лепидокрокит-*R*, который нередко образует почковидные наросты на кристаллах пирротина, а также псевдоморфных агрегатах лепидокрокита-*Py* и -*Po* (рис. 3д–к). По этим же данным, кроме пирротина, с лепидокрокитом-*R* ассоциируют сфалерит, пирит, самородная сера и кварц. Особенно это очевидно в темнопольном свете микроскопа. Микроструктуры избирательного роста кристаллов свидетельствуют об образовании лепидокрокита-*R* на стенках полостей микроканалов и интерстиций между дендритовидными агрегатами кристаллов пирита и сфалерита (рис. 3л–н).

По данным СЭМ-микроанализа, в радиально-пластинчатом лепидокроките-*R* содержания большинства элементов низкие, мас. %: S – 0.8–1.6, Cl – 0.2–0.3, Zn – 1.0–2.0 и SiO_2 – 0.5–0.7 при относительно высоких содержаниях Fe_2O_3 (77–82 мас. %).

По данным ЛА-ИСП-МС, в сравнении с гетитом, лепидокроките-*R* существенно ниже содержания большинства изученных элементов-примесей (см. табл. 1). Особенно это очевидно при сравнении содержаний элементов океанской воды и РЗЭ. Исключения составляют Sb , Cd , Ag и Au .

Бактериоморфный лепидокрокит (лепидокрокит-*F*). В микроканалах некоторых труб мерцающих курильщиков-диффузеров встречается бактериоморфная разновидность лепидокрокита-*F* (данные рентген-дифрактометрического анализа). Псевдоморфозы лепидокрокита по предполагаемым бактериям имеют нитчатую форму с осевым отверстием, заполненным опалом. В поперечном срезе нити имеют вид глобулей. Диаметры трубок, как правило, близкого размера (около 1 мкм) (рис. 3о, п). В отличие от поперечного сечения кристаллов пирротина игольчатых разновидностей кристаллов лепидокрокита обнаруженные бактериоморфные “нити” изогнуты. Обоснование принадлежности глобулярных и нитчатых агрегатов лепидокрокита-*F* к бактериальным образованиям требует дальнейших исследований.

По данным СЭМ, в лепидокроките-*F* сильно варьируют содержания SiO_2 (до 10–30 мас. %) и Fe_2O_3 (47–60 мас. %), содержания Zn (<0.1 мас. %) и S (0.3–1.7 мас. %) низкие. Содержания Cl иногда достигают значений, характерных для слоистых разновидностей гетита (0.6–1.3 мас. %). В некоторых анализах отмечены следы Na (0–1.7 мас. %), K (0.2–0.3 мас. %).

По содержаниям элементов-примесей, за исключением SiO_2 , бактериоморфный лепидокрокит-*F* существенно уступает слоистым разновидностям гетита (см. табл. 1). Содержания элементов в нем близки к содержаниям в других разновидностях

Таблица 1. Элементы-примеси (г/т; Fe, Mg, Na, Ca, Zn – мас. %) в пирите, разновидностях гетита и лепидокрокита в курильщиках-диффузерах из гидротермального поля Рейнбоу**Table 1.** Trace elements (g/t; Fe, Mg, Na, Ca, Zn – wt %) in pyrite and goethite and lepidocrocite varieties of the shimmering smokers of the Rainbow hydrothermal field

Компонент	Py (n = 30)		Gth-L1a (n = 30)		Gth-L1b (n = 71)		Lpc-Py (n = 37)		Lpc-Po (n = 11)		Lpc-R (n = 14)		Lpc-F (n = 22)	
	Мед.	Макс.	Мед.	Макс.	Мед.	Макс.	Мед.	Макс.	Мед.	Макс.	Мед.	Макс.	Мед.	Макс.
B	0.3	3.0	222	297	306	439	131	253	16	24	22	41	14	42
Na, %	0.01	0.07	1.26	2.28	1.03	2.21	0.35	1.26	0.13	0.27	0.10	0.16	0.16	0.37
Mg, %	11	0.006	0.11	0.24	0.54	1.1	0.04	0.4	0.04	0.07	0.02	0.04	0.04	0.07
Al	1.2	380	112	6700	172	2360	51	940	16	131	12	470	8.8	32
Si, %	0.03	0.09	1.43	3.12	1.98	5.49	1.0	4.49	1.39	4.80	0.06	0.12	2.17	9.80
P	104	156	2802	4561	3188	9090	269	1860	200	310	141	223	170	470
K	32	90	571	2740	794	1919	247	900	350	502	116	197	256	483
Ca, %	0.01	0.018	0.03	2.14	0.53	2.60	0.03	0.3	0.06	0.13	0.01	0.040	0.05	0.06
Ti	1.1	4.2	2.5	6.7	2.9	20	1.1	10	2.1	9.0	0.5	2.4	1.5	10
V	0.1	11	402	585	357	1294	3.3	136	0.1	0.8	0.3	6.7	0.3	1.0
Cr	0.5	3.1	19	36	33	132	2.6	23	2.6	9.0	1.9	11	1.2	166
Mn	22	249	1275	3223	757	1459	130	2190	73	159	261	501	79	1070
Fe, %	46	47	62	64	59	63	62	63	61	63	59	59	61	63
Co	500	3800	2328	4820	180	1741	216	2640	25	52	692	1297	48	66
Ni	0.5	4.1	7.0	15.3	3.4	8.0	2.0	20	1.7	4.2	1.7	3.3	0.6	6.0
Cu	200	3390	143	533	51	5800	146	7400	96	1330	68	340	164	640
Zn, %	0.6	7.4	1.8	5.0	0.5	1.96	0.82	5.48	3.09	8.40	0.84	1.4	3.6	7.6
Ga	0.5	17	0.4	1.2	0.3	1.4	0.4	1.0	3.2	6.9	0.2	1.2	3.5	11
As	2.6	132	213	377	194	554	40	2023	196	443	17	350	487	1230
Rb	0.6	1.6	4.8	40	5.0	12	1.6	8.7	0.8	1.6	0.3	0.8	0.7	2.1
Sr	0.4	2.7	23	225	301	7700	4	44	6	27	3.4	70	2.3	39
Mo	7.8	164	15	38	32	140	77	593	4.4	12	17	227	29	121
Ag	12	95	0.3	8.5	0.2	16	0.7	68	17	114	7.5	41	10	80
Cd	14	198	4.6	19	1.7	18	0.7	10	17	42	7.1	25	18	42
Sn	5.4	100	0.4	4.2	0.4	5.6	0.6	6.5	9	56	0.8	5.1	5	94
Sb	2.0	210	2.8	5.6	2.2	4.2	1.5	7.9	19	54	23	100	18	83
Cs	1.0	4.9	13	28	13	26	3.4	21	0.7	1.6	0.6	2.0	0.6	2.3
Ba	13	1490	11	71	56	77000	11	175	1.0	14	3.0	730	0.6	3.9
La	0.01	0.08	2.5	7.4	6.8	27	3.2	11	0.02	0.07	0.15	1.1	0.04	0.1
Ce	0.02	0.18	2.0	5.7	4.9	18	2.9	13	0.04	0.3	0.2	2.4	0.02	0.4
Pr	ПО	0.02	0.2	0.5	0.3	1.4	0.2	1.0	0.01	0.04	0.01	0.1	0.01	0.1
Nd	ПО	0.05	0.6	1.2	1.1	4.0	0.5	2.4	0.01	0.1	0.1	0.7	0.01	0.4
Sm	ПО	0.02	0.1	0.2	0.1	0.6	0.04	0.29	0.05	0.2	0.01	0.05	0.05	0.1
Eu	ПО	0.01	0.8	2.6	1.6	5.3	0.9	4.2	0.06	1.1	0.03	0.13	0.07	1.0
W	2.8	24	2.3	13	1.8	400	4.6	169	11	19	3	140	20	115
Au	0.1	1.9	0.01	0.08	0.002	0.08	0.03	0.5	0.011	0.3	0.4	2.9	0.02	0.4
Tl	2.2	22	1.6	27	2	17	7.0	69	4.0	8.3	7.6	41	4.4	12
Pb	39	493	289	3620	4.2	780	181	3530	826	3080	101	639	781	3600
U	0.2	1.0	5.1	12	5.2	18	7.8	24	1.2	2.2	0.7	3.5	0.9	2.5

Здесь и в табл. 2, 3: Py – пирит; гетит: Gth-L1a – порошокватый микрослоистый, Gth-L1b – микрокристаллический микрослоистый; лепидокрокит: Lpc-Py – псевдоморфный по пириту, Lpc-Po – псевдоморфный по пирротину, Lpc-R – радиально-пластичатый крустификационный, Lpc-F – бактериоморфный крустификационный. Данные ЛА-ИСП-МС анализа, n – количество анализов, мед. – медианные содержания, макс. – максимальные содержания.

Here and in Tables 2 and 3: Py – pyrite; goethite: Gth-L1a – powdery microlayered, Gth-L1b – microcrystalline microlayered; lepidocrocite: Lpc-Py – pseudomorphic by pyrite, Lpc-Po – pseudomorphic by pyrrhotite, Lpc-R – radially-lamellar crustification, Lpc-F – bacteriomorphic crustification. LA-ICP-MS analysis data, n – number of analysis, мед. – median contents, макс. – maximum contents.

лепидокрокита. Исключение представляют аномально высокие содержания Mn, Pb, As и Si.

Корреляционные ряды

Методом максимального корреляционного пути (Смирнов, 1981) рассчитаны минералого-геохимические ассоциации для каждой разновидности оксигидроксидов железа (табл. 2).

Первая и вторая ассоциации химических элементов, рассчитанные для гетита-*Ia* (*Gth-L1a*) и гетита-*Ib* (*Gth-L1b*) характерны для сфалерита, содержащего примесь халькопирита или ковеллина (см. табл. 2). Эти же элементы по расчетам попадают в группу сближенных ассоциаций – III, IV, V. Для обеих разновидностей гетита устойчивой является ассоциация V, As, P как элементов, изоморфно замещающих друг друга в фосфатах. Содержания РЗЭ находятся в тесной зависимости друг от друга, образуя обособленную ассоциацию. Характерной для гетита-*Ib* является ассоциация VIII щелочных элементов. Однако Cs находится в конце корреляционного пути, рассчитанного для гетита-*Ia*. Для гетита-*Ia*, как и для других разновидностей оксигидроксидов железа, установлена сильная положительная корреляция Ca со Sr, связанная с примесью ангидрита и/или кальцита. Но в корреляционном ряду, рассчитанном для гетита-*Ib*, Sr ассоциирует с Ba. Особый интерес вызывают ассоциации гидрогенных элементов (U, Mo, W).

Псевдоморфозы лепидокрокита-*Py* по пириту характеризуются своими минералого-геохимическими ассоциациями. Редкие земли в ассоциации с U локализуются в начале корреляционного пути (см. табл. 2). В ассоциации II сильная связь Tl с Mn и Pb объясняется присутствием микровключений галенита и, вероятно, микропримесей колломорфного пирита и гидроксидов Mn, обычно обогащенных Tl. Ассоциация III отражает приуроченность Au к реликтам сфалерита-вюртцита. Положительный коэффициент корреляции Cu и Ag свидетельствует о присутствии вторичных сульфидов меди, обычно обогащенных Ag (Масленников и др., 2019). В корреляционном ряду сохраняется связь V с P и Ca с Sr – изоморфно совместимых элементов в фосфатах и кальците, соответственно. Интересно, что Si соседствует с ассоциациями VII и VIII гидрогенных элементов океанской воды (см. табл. 2). Корреляция Sb и As с Mo наводит на мысль о формировании тетраэдрит-теннантита при участии морской воды. Ассоциация XI наследует положительную корреляционную связь Co и Ni, характерную для исходного пирита.

В корреляционном ряду, рассчитанном для апопирротинового лепидокрокита-*Po*, РЗЭ находятся в одной ассоциации (I) с U так же, как это рассчитано для апопиритового лепидокрокита-*Py* (см. табл. 2). Лишь Sm находится в одной ассоциации (VII) с Mo и Mn, а La и Pr находятся в конце корреляционного пути. Однако для апопирротино-

Таблица 2. Корреляционные ряды элементов-примесей в оксигидроксидах железа труб мерцающих курильщиков гидротермального поля Рейнбоу

Table 2. Correlation ranges of trace elements in iron oxyhydroxides of the shimmering smokers of the Rainbow hydrothermal field

Минерал	Ассоциации элементов-примесей
Гетит- <i>L1a</i>	I(Sn + Ag + Al + Ga + Cu + Au) + II(Ni + Co + Zn + Mn + Mg) – Cr + III(V + As + P) + III(Na + Rb + K) + IV(Pb + Tl) + V(Sr + Ca) + Ba + VI(Eu + Ce + Pr + La + Nd + Sm) + VII(B + Si) + VIII(U + W) – IX(Mo + Sb) – X(Ti + Cd) – Cs
Гетит- <i>L1b</i>	I(Nd + Pr + Ce + La + Eu) + II(As + V + Cr + P + Mg + Ca + Ti + Al) + III(Ga + Sn + Cd) + IV(Zn + Co) + V(Au + Cu + Ag) + VI(Tl + Ba + Sr) + VII(Mo + U + W) – Pb + VIII(Cs + Rb + Na + K) – IX(B + Ni) – X(Mn + Si)
Лепидокрокит- <i>Py</i>	I(Pr + Ce + Nd + Eu + La + Sm + U) + II(B + Pb + Mn + Tl) + III(Au + Sn + Cd) + IV(Cu + Ag + Cr + Al) + V(V + P) + VI(Sr + Ca) + VII(Si + Na + K) + VIII(Rb + Cs + Mg) – IX(Ga + Ba) – Eu – X(Sb + Mo + As) – XI(Co + Ni) – Ti – W – Zn
Лепидокрокит- <i>Po</i>	I(Nd + Ce + Eu + U) + II(Pb + Cu + Sr + Ba) + III(Al + Cr) + IV(Ni + V) – K – P – V(Ga + Zn + Ag + Si + As) – Ti – Sn – Sb – VI(Rb + Na + Cs + Mg) – VII(Mn + Sm + Mo + Tl) – B – W – VIII(Co + Au + Cd + Ca) – Pr – La
Лепидокрокит- <i>R</i>	I(Nd + Ce + Sm + Cr + K) + II(La + Pr + Ti) – III(Zn + Co + Ag) + IV(Cd + Sn + Pb + As + W + Mo + U + Tl) + V(Au + Sb) – Ni – V(Cu + Al + Ga) + VI(Si + Na + B + Mn) – VII(Eu + Ca + Sr + Ba) – VIII(Rb + Cs + V + P) – Mg
Лепидокрокит- <i>F</i>	I(U + Mo) + II(As + Ga + Sn + Sb) + III(W + Eu + Ce + Sr + Ca + Pb + Nd + Sm) – IV(Ti + Pr + Si + La + Ba) + V(Na + Zn + V + Al + Cu + Ag) – VI(P + Au + Tl + Mn) – VII(Cd + Co + Ni) – VIII(Rb + Mg + K + Cs + B) – Cr

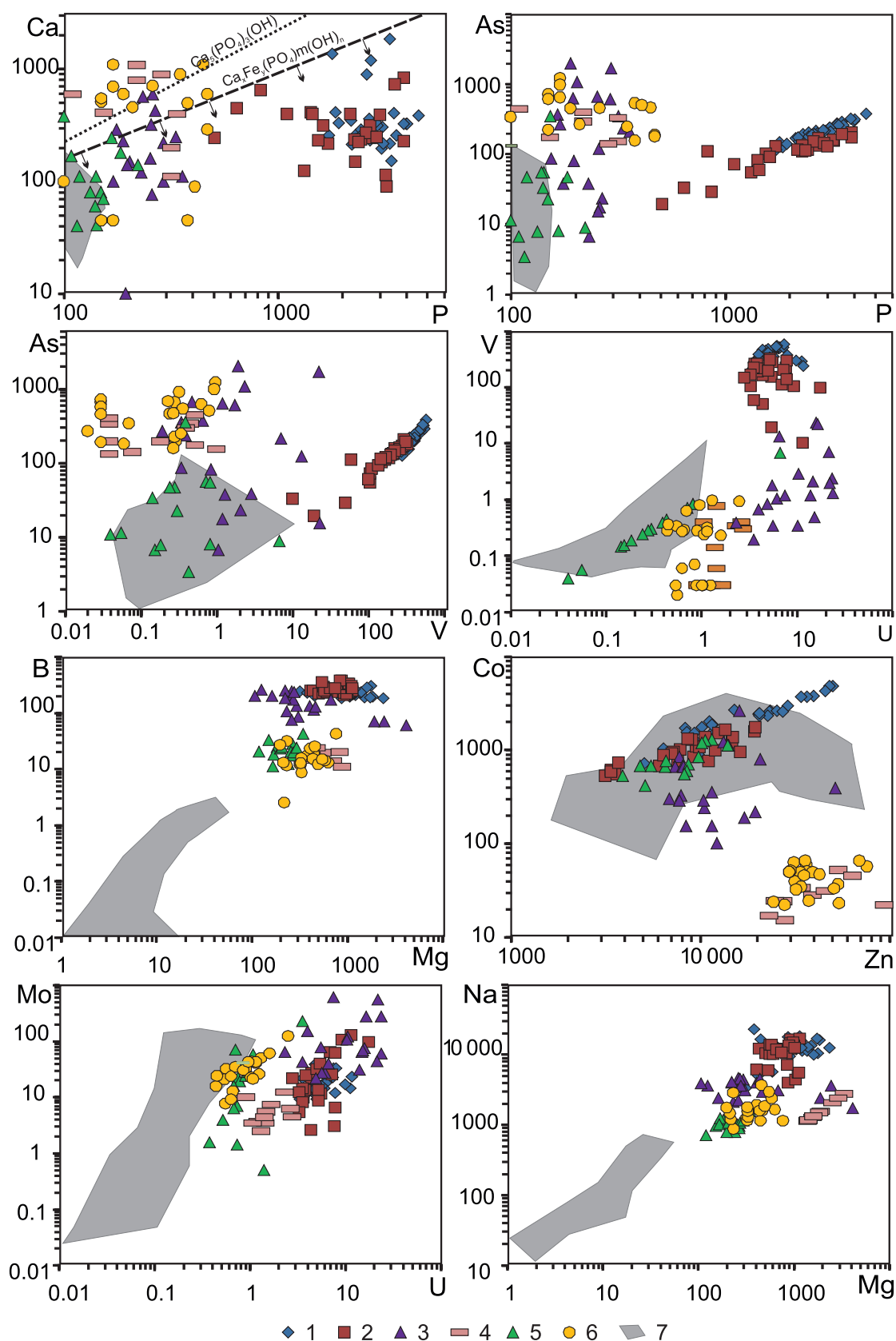


Рис. 4. Диаграммы P–Ca, P–As, V–As, U–V, Mg–B, Zn–Co, U–Mo, Mg–Na, иллюстрирующие влияние гидро-генной составляющей на состав различных морфогенетических разновидностей оксигидроксидов железа.

Гетит: 1 – порошковатый микрослоистый, 2 – микрокристаллический микрослоистый; разновидности лепидокрокита: 3 – псевдоморфный по пириту, 4 – псевдоморфный по пирротину, 5 – радиально-пластинчатый крустификационный, 6 – бактериоморфный крустификационный; 7 – поле содержаний химических элементов в пирите. Данные ЛА-ИСП-МС анализа – в г/т. Линии апатита и гидрооксофосфата Fe–Ca построены с использованием данных (Дубинин, 2006).

Fig. 4. Binary diagrams P–Ca, P–As, V–As, U–V, Mg–B, Zn–Co, U–Mo, Mg–Na illustrating the influence of the hydro-genic components on the composition of various morphogenetic varieties of goethite.

1 – powdery microlayered; 2 – microcrystalline microlayered; varieties of lepidocrocite: 3 – pseudomorphic by pyrite, 4 – pseudomorphic by pyrrhotite; 5 – radial-lamellar crustification; 6 – bacteriomorphic crustification; 7 – the field of chemical element contents in pyrite. LA-ICP-MS data in g/t. Apatite and Fe–Ca hydroxophosphate lines were constructed using data from (Dubinin, 2006).

вого гетита характерна корреляция Sr с Ba, тогда как содержания Sr в апопиритовом лепидокроките-*Pu* в большей степени находятся в зависимости от содержания Ca. Кальций, как и Si, входит в ассоциации (V, VIII), характерные для реликтового вюртцита-сфалерита. Устойчивой остается ассоциация VI, содержащая элементы, характерные для океанической воды (Rb, Na, Cs, Mg).

В ряду, рассчитанном для радиально-пластинчатого лепидокрокита-*R*, РЗЭ находятся в одной группе с Cr, K, Ti в начале корреляционного пути (см. табл. 2). Ассоциации III, IV и V, содержащие изоморфные элементы сульфидов цинка, включают также водородную группу элементов (W, Mo, U) и элементы, характерные для галенита (Pb, Tl). Ассоциация Ca, Ba, Sr, свойственная барит-карбонатным агрегатам, содержит Eu. Интересно, что P и V, характерные для фосфатов, присутствуют совместно в одной ассоциации с щелочными элементами океанской воды (Rb, Cs), тогда как Mg находится в конце корреляционного пути.

Отличительной особенностью бактериоморфного лепидокрокита-*F* является ассоциация U и Mo, которая находится в начале корреляционного пути. Ассоциации II, V и VII соответствуют спектру элементов, свойственных микровключениям вюртцита-сфалерита. Чуждые элементы в этих ассоциациях – Na и V, т. е. элементы, более характерные для водородных ассоциаций. РЗЭ группируются совместно с Si, Ba, Ca, Sr и Pb в ассоциациях III и IV. Ассоциация элементов VIII, свойственная для океанической воды, локализуется в конце корреляционного пути (см. табл. 2).

Наиболее выраженные корреляционные зависимости представлены на диаграммах (рис. 4). На диаграмме P–Ca большинство точек, за исключением некоторых соответствующих бактериоморфным разновидностям лепидокрокита-*F* и псевдоморфозам лепидокрокита-*Po* по пирротину, попадает в поле за пределами линии стехиометрического состава апатита, локализуясь в области гидрооксофосфатов Ca–Fe. На диаграмме P–As положительная корреляция содержаний этих элементов характерна только для слоистых агрегатов гетита-*Lla* и -*Llb*. Эта же картина наблюдается на диаграмме V–As. Отчетливую положитель-

ную корреляцию V и U видно на соответствующей диаграмме только для разновидностей лепидокрокита, локализующихся внутри оболочки труб, тогда как для слоистых агрегатов гетита-*Lla* и -*Llb* эта корреляция отсутствует. Вероятно, сменился механизм концентрации этих элементов. На диаграмме Mg–B прямая корреляция очевидна лишь для пирита. Тем не менее микрослоистые агрегаты гетита-*Lla* и -*Llb* в большей степени насыщались B по сравнению с крустификационными разновидностями лепидокрокита. Положительная корреляция Zn и Co, характерная для слоистых гетитовых агрегатов, нарушена для разновидностей лепидокрокита. Содержания Co в слоистых разновидностях гетита-*la* и -*lb* такие же высокие, как и в пирите. Псевдоморфозы лепидокрокита-*Po* по пирротину и бактериоморфный лепидокрокит-*F* характеризуются относительно низкими содержаниями Co при высоких содержаниях Zn, что может свидетельствовать в пользу других условий и механизмов формирования сульфидов цинка и концентрирования Co. На диаграмме U–Mo положительная корреляция этих элементов угадывается только для пирита и для каждой разновидности оксигидроксидов железа в отдельности (см. рис. 4). Влияние океанической воды в целом увеличивается в ряду от пирита к слоистым разновидностям гетита на диаграмме Mg–Na. Однако для каждой разновидности оксигидроксидов железа, за исключением псевдоморфоз лепидокрокита-*Po* по пирротину, такая зависимость не проявляется (см. рис. 4).

Спектры РЗЭ

Содержания РЗЭ в изученном пирите крайне низкие по сравнению с содержаниями в агрегатах гетита (см. табл. 1). Самые высокие содержания характерны для поверхностных микрослоистых разновидностей гетита, а также для подстилающих их псевдоморфоз лепидокрокита по пириту. Гораздо ниже содержания РЗЭ в крустификационных разновидностях лепидокрокита, локализующихся внутри оболочек труб курильщиков-диффузеров. Минимальными содержаниями тяжелых РЗЭ отличаются агрегаты радиально-пластинчатого лепидокрокита, выросшего на псевдоморфозы лепидокрокита по

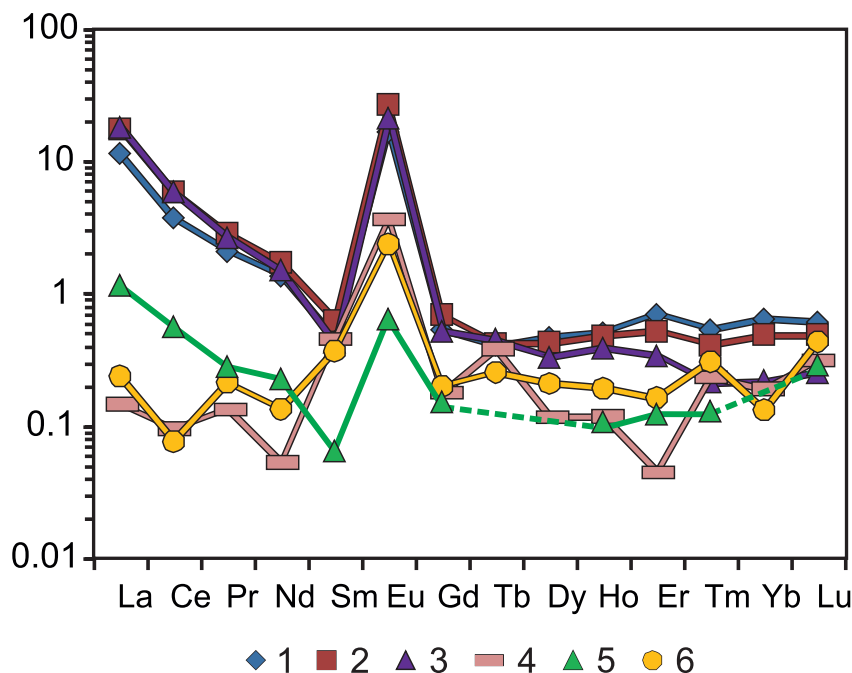


Рис. 5. Спектры средних содержаний РЗЭ в оксигидроксидах железа, нормированные по содержаниям РЗЭ в хондрите.

Пояснения – см. рис. 4.

Fig. 5. Chondrite-normalized REE plots (average contents) in varieties of iron oxyhydroxides.

Explanations – see Fig. 4.

пириту. Спектры всех этих приповерхностных разновидностей гетита показывают обогащение легкими РЗЭ. Содержания РЗЭ и характер спектров близки в псевдоморфозах лепидокрокита по крустификационному пирротину и бактериморфных крустификациях лепидокрокита. Ярким признаком всех проанализированных разновидностей оксигидроксидов железа является аномальный Eu-максимум, тогда как Ce-минимум проявлен слабо (рис. 5).

Ряды коэффициентов концентрации

Средние содержания химических элементов в разновидностях оксигидроксидов железа нормированы по средним содержаниям этих же элементов в пирите, встречающемся в оболочках труб курильщиков-диффузеров (табл. 3). Полученные ряды в определенной мере различают элементы гидрогенной и гидротермальной составляющих. Среди гидрогенных элементов доминируют V, B, Sr, РЗЭ, Mg, Ca, Na, K, Cr, U, Rb, а также элементы, имеющие двойственную природу (Pb, As, Ni, Co, Mo и др.). Последние элементы обычно локализуются ближе к середине концентрационного ряда. Типичные гидротермальные элементы (Cu, Zn, Ga, Ba, Sb, Cd, Au, Ag, Sn) находятся в конце концентрационного ряда. По мере перехода от поверх-

ностных микрослоистых агрегатов гетита к разновидностям лепидокрокита, локализующимся внутри оболочек труб, роль элементов гидрогенной ассоциации снижается (см. табл. 3).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Отличительной особенностью поверхности курильщиков на гидротермальном поле Рейнбоу является обилие слоистых лимонитов, сложенных гетитом, и более редкими ферригидритом, протоферригидритом и гематитом (Богданов и др., 2006) с примесью барита, опала, самородной серы, также реликтов сфалерита, пирита и пирротина. Считается, что корки возникли не только в результате замещения сульфидных минералов, но и непосредственно при истечении гидротермального раствора (Викентьев и др., 2000; Богданов и др., 2002, 2006). Однако на участках истечения горячих растворов на поверхности труб как черных, так и мерцающих курильщиков обычно доминируют черные порошковатые сульфидные отложения. Сажистые сульфидные отложения концентрируются в верхней части шпиль мерцающих курильщиков, тогда как в нижней почти на поверхности труб и на цоколе количество слоистого гетита возрастает. Очевидно, при падении температуры черный

Таблица 3. Ряды коэффициентов концентрации химических элементов разновидностей оксигидроксидов железа относительно средних содержаний в пирите**Table 3.** The ranges of concentration coefficients of chemical elements of iron oxyhydroxides varieties relative to the average contents in pyrite

Коэффициенты концентрации																	
Гетит-LIa																	
V	B	La	Sr	Na	Mg	Ce	Ca	Si	Mn	P	Cr	U	K	As	Al	Rb	Ni
532	349	153	82	75	75	65	48	46	30	26	26	22	18	15	13	8.7	8.4
Cs	Pb	Co	Ti	Zn	Tl	Fe	W	Mo	Cu	Ga	Ba	Sb	Cd	Au	Ag	Sn	
7.9	7.1	2.8	2.1	1.5	1.4	1.4	0.5	0.42	0.37	0.20	0.20	0.17	0.17	0.05	0.03	0.03	
Гетит-LIb																	
Sr	V	B	La	Mg	Ce	Ca	Si	Na	Cr	P	U	K	Mn	As	Ba	Al	Cs
625	577	480	440	291	157	101	73	61	54	33	22	21	17	15	15	11	7.7
Rb	Ni	W	Ti	Pb	Fe, %	Mo	Tl	Co	Zn	Cu	Ga	Sb	Cd	Ag	Sn	Au	
6.5	3.8	3.7	2.9	2.3	1.3	0.9	0.7	0.6	0.5	0.4	0.2	0.1	0.1	0.04	0.03	0.02	
Лепидокрокит-Py																	
La	B	Ce	Mg	Si	U	V	Na	As	Sr	Mn	Ca	K	Pb	W	Cr	Al	Tl
239	216	108	61	36	34	28	22	17	14	13	9.7	8.5	8.1	6.5	5.3	4.8	4.5
P	Ni	Rb	Cs	Mo	Cu	Ti	Fe, %	Zn	Co	Ba	Ag	Au	Ga	Sb	Sn	Cd	
4.0	3.6	3.5	3.4	2.9	1.7	1.6	1.4	0.9	0.4	0.3	0.3	0.2	0.2	0.12	0.07	0.06	
Лепидокрокит-Po																	
Si	Mg	B	As	Pb	Ca	Sr	K	Na	U	Cr	Zn	W	Ti	La	Ni	Mn	Ce
53	30	25	17	15	15	14	9.3	9.3	4.9	3.8	2.8	2.4	2.4	2.0	1.7	1.7	1.7
Ga	P	Al	Sb	Tl	Fe, %	Sn	Ag	Rb	Cd	Cu	Cs	V	Au	Mo	Ba	Co	
1.6	1.6	1.5	1.4	1.4	1.4	1.2	1.1	1.0	0.6	0.6	0.4	0.3	0.24	0.14	0.04	0.03	
Лепидокрокит-R																	
B	Sr	La	Mg	Ce	Mn	Na	Cr	U	K	As	W	Ca	Tl	Al	Ni	Au	Pb
35	16	16	15	9.9	6.5	5.9	3.9	3.6	3.5	3.2	3.1	3.1	2.8	2.6	2.2	1.9	1.8
Si	Sb	Fe, %	P	V	Co	Mo	Ba	Zn	Ag	Ti	Rb	Cs	Cd	Cu	Ga	Sn	
1.8	1.5	1.3	1.3	1.1	1.0	0.8	0.7	0.6	0.5	0.5	0.5	0.4	0.3	0.2	0.15	0.08	
Лепидокрокит-F																	
Si	As	Mg	B	Ca	Pb	Cr	Na	Sr	K	W	U	La	Mn	Zn	Ga	P	Ti
86	35	27	26	16	14	14	10	8.0	7.1	5.9	3.5	3.2	3.0	2.9	2.0	2.0	1.7
Tl	Sb	Ce	Fe, %	Ni	Rb	Sn	Mo	Ag	Cd	Cu	Al	Cs	V	Au	Co	Ba	
1.5	1.5	1.3	1.3	1.2	1.1	0.9	0.8	0.8	0.6	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3	0.05	0.01	

сульфидный осадок, отложившийся на поверхности раскаленных труб, замещается гетитом. Доминирующий синтез гетита, по сравнению с другими оксигидроксидами железа, возможен при высокой концентрации Fe(III) (Водяницкий, 2010).

Псевдоморфный лепидокрокит, образовавшийся по колломорфному пириту, обычно подстилает инкrustации слоистого гетита. Лепидокрокит также проникает во внутренние участки оболочек труб, где он замещает крустификации пирротина и бактериальные пленки на стенках боковых гидротермальных каналов-сателлитов. Там же формирует-

ся крустификационный радиально-пластинчатый лепидокрокит. Несмотря на аномально высокие содержания Zn, лимонит слабо замещает кристаллы вюртцита и почти не замещает халькопирит и изокубанит. На других ранее изученных гидротермальных полях, например, на поле Победа (СХ), доминирует псевдоморфная разновидность гетита, образовавшаяся как по пириту, так и по кристаллам пирротина, а тонкослоистые лимонитовые корки имеют подчиненное значение (Maslennikov et al., 2023). Отчетливые псевдоморфозы гетита по колломорфному пириту встречены на флангах гидро-

термального поля ТАГ (Масленников и др., 2019). Гораздо реже встречаются псевдоморфозы гетита по оруденелым вестиментиферам (Галапагосский центр) (Масленников и др., 2016).

Впервые установлено, что по направлению к внутренним частям оболочек труб гетит и рентгеноаморфные фазы железа сменяются лепидокрокитом. Считается, что основные факторы, способствующие синтезу лепидокрокита, сводятся к следующим: а) переменный редокс-потенциал, обеспечивающий как образование реакционноспособного Fe(II), так и его гидролиз и последующее окисление до лепидокрокита; б) низкое содержание Al и Si в растворах, г) слабокислая реакция среды, д) низкая температура (Водяницкий, 2010). Лимитирующим фактором образования лепидокрокита является исходный дефицит Fe(II). Степень окристаллизованности частиц лепидокрокита зависит также от концентрации Fe(II) в растворе: чем она выше при хемогенном синтезе, тем выше степень окристаллизованности. Но и постоянно низкий окислительный потенциал тормозит синтез лепидокрокита. Сильно окислительные условия приводят к трансформации лепидокрокита в гетит (Schwertmann, Taylor, 1989). Очевидно, на поверхности труб, где доминирует гетит, условия минералообразования были более окислительными, чем внутри оболочек труб курильщиков-диффузеров, где преобладает лепидокрокит. В высокотемпературных черных курильщиках поля Рейнбоу место лепидокрокита занимает магнетит.

Субмаринные железные шляпы (“госсаны”) обычно считаются “поглотителями” металлов, таких как Pb, Cu, Zn, Ag и Au, посредством адсорбции и соосаждения (Bruemmer et al., 1988; Hrischeva, Scott, 2007). Однако в гетитах гидротермального поля Рейнбоу могут представлять интерес лишь повышенные содержания Zn (1–8.4 мас. %) и Co (до 0.5 мас. %) (см. табл. 1, рис. 4). Содержания Co в гетитах поля Рейнбоу гидротермальных полей гораздо выше, чем в гетитах многих других гидротермальных полей современного океана (Maslennikov et al., 2023).

По сравнению с гидротермальным пиритом все разновидности гетита имеют наиболее высокие содержания V, U, Sr, Si, Ca, As, P, Sr, Ba, P, Ca, As и Sr. Содержания других элементов в гетитах поля Рейнбоу крайне низкие. Особенно это касается элементов высокотемпературной ассоциации (Se, Bi, Te). Лишь в лимонитах, покрывающих некоторые курильщики, иногда можно встретить значимые содержания этих элементов, а также Au (Масленников и др., 2019).

Ассоциация Zn, Co, Cd, Sb, Sn, Mn, Ga, Tl и Ag характерна для всех разновидностей оксигидроксидов железа изученных курильщиков-диффузеров. Положительная корреляция большинства этих элементов объясняется изоморфными замещениями в решетке реликтовых сульфидов Zn (Cook et al.,

2009). С этими элементами в одной ассоциации находится Pb, который присутствует в форме галенита и тонкодисперсного англезита, широко представленных и на других палеогидротермальных полях (Monecke et al., 2016; Масленников и др., 2019).

Повышенные содержания и тесная корреляция Mg, B, U, Mo, Na, K и Ni характерны для всех разновидностей гетита. Содержания этих элементов, по сравнению с гетитом, гораздо ниже в лепидокроките при минимальных значениях в исходном пирите. Высокотемпературные гидротермальные флюиды обычно обеднены Mg, поэтому относительное обогащение Mg гетита, по сравнению с пиритом, позволяет предположить влияние морской воды на процессы окисного железнанакопления. Предполагается, что эти элементы поступали из морской воды и по-разному участвовали при формировании различных разновидностей оксигидроксидов железа. Такие элементы, как B, Cs, Rb, Na и K, скорее всего, проникают в поры апосульфидного лимонита вместе с морской водой, так как имеют положительные корреляции с Mg. Содержания этих элементов возрастают в ряду от пирита и лепидокрокита к слоистым разновидностям гетита.

Особое место занимает накопление U, который считается водородным элементом (Butler, Nesbitt, 1999). Гидротермальные флюиды, выходящие на морское дно, обеднены ураном, а первичные гидротермальные сульфиды, отложившиеся из этих флюидов, имеют низкие содержания урана (Mills et al., 1994; Ауцурова et al., 2018). Обогащение V и U оболочки труб – результат окислительно-восстановительной мобилизации V(VI) в V(IV) и U(VI) в U(IV) на окисляющихся поверхностях сульфидов (Butler, Nesbitt, 1999). Уранинит (UO₂) обнаружен в донных госсанах современных гидротермальных построек и в их древних аналогах – госсанитах на колчеданных месторождениях (Ауцурова et al., 2018). Ранее обогащение P и U поверхности зерен пирита гидротермального поля ТАГ интерпретировалось как признак микробного накопления U в металлоносных осадках (Mills et al., 1994). Однако бактериоморфная разновидность лепидокрокита на поле Рейнбоу по низким содержаниям U занимает промежуточное положение между сульфидами и слоистыми разновидностями гетита. Более того, обогащение ураном, связанное с поверхностями границы оксид-сульфид, не типично для полностью окисленных оксигидроксидных отложений железа (Mills et al., 1994). Это предположение подтверждается диаграммой V–U применительно к оксигидроксидам железа на поле Рейнбоу (см. рис. 4). Сильная положительная корреляция этих элементов ослабевает по направлению от бактериоморфного лепидокрокита к его псевдоморфной разновидности и затем исчезает в области слоистых разновидностей гетита. При тех же содержаниях U наблюдаются максимальные содержания V.

Разное поведение V и U на заключительных стадиях гальмиролиза связано с тем, что V продолжает накапливаться в составе гидроксифосфатов железа и кальция, тогда как U (IV) переходит в его растворимую форму U(VI).

Молибден имеет положительную корреляцию с U, но основное количество Mo накапливается в псевдоморфозах лепидокрокита по пириту по сравнению с другими разновидностями оксигидроксидов железа. Самая сильная положительная корреляция между U и Mo отмечается для бактериоморфного гетита (см. рис. 4). Очевидно, при образовании слоистых разновидностей гетита, часть Mo так же, как и U, возвращается в океанскую воду. Некоторые исследователи появление Mo в халькопирите труб курильщиков считают индикатором высокотемпературных флюидов (Halbach et al., 2003). Однако гораздо больше свидетельств в пользу преимущественно водородной природы этого элемента (Масленников и др., 2019; Maslennikov et al., 2023).

Гетит поля Рейнбоу нередко встречается совместно с баритом. В природных условиях барит может осаждаться при добавлении сульфата к богатой барием жидкости или, наоборот, добавлении бария к богатой сульфатами морской воде (Martinez-Ruiz et al., 2019; Леин, Кравчишина, 2021). В нашем случае окисление сульфидов приводит к увеличению дополнительного количества анионов SO_4^{2-} . Повышение содержания W в кристаллически-зернистом слоистом гетите, скорее всего, связано с присутствием гематита, обычно концентрирующего этот элемент. Содержания Sr в гетите выше, чем в пирите (см. табл. 1). Этот элемент может поглощаться гидроксидами железа из океанской воды в восстановительных условиях (Богданов и др., 2006), которые локально могут обеспечиваться окислением сульфидов.

Замечательной особенностью гетита поля Рейнбоу является тесная ассоциация Ca, Sr, As, P и V. Эти элементы демонстрируют сильную положительную корреляцию (см. табл. 2), а их содержание образует обширные области на корреляционных диаграммах (см. рис. 4). Сильная положительная корреляция Ca–Sr может быть связана с присутствием арагонита или биогенного апатита. Однако в зоне гальмиролиза Sr обычно выделяется из морской воды и абсорбируется на поверхности вторичных минералов и аморфных оксигидроксидов железа (Feely, 1991).

Корреляция P–As не случайна, поскольку P^{5+} и As^{5+} тетраэдрически координированы кислородом, имеют одинаковую электронную конфигурацию и проявляют аналогичный химический вид в водном растворе. Эти элементы в формах PO_4^{2-} и AsO_4^{2-} могут замещать друг друга в апатите. Однако на диаграмме P–Ca большинство точек на совпадает с линией стехиометрического состава апатита. Оксигидроксиды железа с их большой площадью по-

верхности микрочастиц также известны как потенциальные поглотители арсенатов и фосфатов. Неоднократно отмечалось, что гидротермальные оксигидроксиды железа играют огромную роль в геохимических круговоротах оксианионных элементов, таких как P, As и V (Rudnicki, Elderfield, 1993; German et al., 2002; Дубинин, 2006). Состав оксигидроксидов железа на диаграмме Ca–P широко рассредоточен и ограничен составом природных Ca–Fe гидроксифосфатов, которые широко распространены в металлоносных отложениях (Dubinin, 2001). В гидроксифосфатах Ca–Fe наблюдается повышенное содержание Sr (до 1.08 мас. %), а в хемогенном апатите – низкое содержание Sr (<0.1 мас. %) (Дубинин, 2006). Положительная корреляция V с P и As может свидетельствовать об аналогичном поведении VO_4^{3-} , AsO_4^{3-} и PO_4^{3-} .

Изученный пирит содержит меньше Si, чем агрегаты оксигидроксидов железа (см. табл. 1). Окисление сульфидов приводит к снижению значений pH. Предполагается, что локальный низкий уровень pH благоприятствует осаждению Si из морской воды и гидротермальных флюидов. Самые высокие содержания Si связаны с бактериоморфным лепидокрокитом, поскольку полые трубочки нитчатых бактерий заполнены опалом, который и попал в СЭМ- и ЛА-ИСП-МС-анализы.

Изученный слоистый гетит характеризуется повышенными содержаниями Al по сравнению с лепидокрокитом. Содержание Al в гетите выше, чем в сульфидах и лепидокроките. Достигая максимума в слоистом гетите, содержания Al уменьшаются в лепидокроките по направлению вовнутрь труб курильщиков-диффузеров (см. табл. 1, 3). Положительная корреляция Al–Ga свойственна только слоистому гетиту, что, скорее всего, связано с присутствием глинистых минералов. Известно, что Ga^{3+} замещает Al^{3+} в силикатах, в частности, в бедном Al сапоните (Martin et al., 1998; Anantharamaiah et al., 2017). Однако эти элементы не имеют положительной корреляции с Si, поскольку кремнезем также встречается в форме опала. Очевидно, Al предпочтительнее входит в структуру гетита по сравнению с лепидокрокитом, а часть Ga принадлежит реликтам вюртцита-сфалерита. Известно, что в отличие от лепидокрокита гетит стабилизируется алюминием. В то же время Al – важный ингибитор синтеза лепидокрокита. Увеличение количества Al в растворе FeCl_2 в модельном опыте существенно уменьшало долю лепидокрокита, увеличивая долю гетита (Водяницкий, 2010). В придонных условиях источником Al могли служить осаждающиеся глинистые взвеси – продукты гальмиролиза вулканических стекол.

РЗЭ являются мощными индикаторами при изучении эволюции геохимических систем и широко используются для идентификации источников океанических РЗЭ и процессов смешивания в океанах

и гидротермально-осадочных системах, в частности вклада гидротермальных флюидов и морской воды. Известно, что РЗЭ встречаются в трехвалентном состоянии в большинстве природных условий и ведут себя химически когерентным образом. Исключение составляют Се и Еу, которые в определенных окислительно-восстановительных условиях могут вести себя аномально из-за образования частиц Ce^{4+} и Eu^{2+} (Mills, Elderfield, 1995). В нашем исследовании сульфиды демонстрируют очень низкие содержания РЗЭ, близкие или ниже предела обнаружения методом ЛА-ИСП-МС. Это согласуется с данными о том, что содержания РЗЭ в оксигидроксидах железа современных гидротермальных полей на два порядка выше, чем в сульфидах (Mills, Elderfield, 1995; Дубинин, 2006). Все разновидности гетита поля Рейнбоу демонстрируют положительные аномалии Еу, как и оксигидроксиды железа других гидротермальных полей. Однако отрицательные Се-аномалии выражены слабо при нормировании по содержанию их в хондрите (см. рис. 5). Отрицательная аномалия Се, вероятно, является результатом поглощения РЗЭ из океанической воды. Положительная аномалия Еу указывает на вклад гидротермального источника (Barrett et al., 1990; Mills, Elderfield, 1995; Дубинин, 2006). Положительная корреляция между всеми РЗЭ и Р, V и As предполагает, что РЗЭ могут также осаждаться вместе с комплексами PO_4^{3-} , VO_4^{3-} и AsO_4^{3-} . Fe-Са гидроксофосфаты обычно обогащены РЗЭ. Представления о гидротермальной природе Еу-аномалии неоднозначны. Большое количество сульфата может поглощать Eu^{2+} и выпадать в осадок в виде нерастворимого EuSO_4 (Sverjevsky, 1984). Однако Eu^{2+} легко окисляется до Eu^{3+} в насыщенной кислородом морской воде, и аномалия Еу будет уменьшаться. В этом случае Еу может фракционироваться от других РЗЭ в виде нерастворимого EuSO_4 при низких температурах и рН (Михайличенко и др., 1987). Такие локальные восстановительные условия могут возникать на поверхности окисляющихся сульфидов (Butler, Nesbitt, 1999).

Проблематичными остаются бактериоморфные агрегаты лепидокрокита-*F*, поскольку считается, что образование лепидокрокита и гетита обычно идет абиотическим путем, а ферригидрит и ферроксигит образуются при участии биоты (Водяницкий, 2010). Тем не менее подобные реликты нитчатых бактерий широко распространены в коллоидном пирите и оксидно-железистых отложениях как на древних, так и на современных колчеданных месторождениях (Maslennikov et al. 2012; Georgieva et al., 2022).

Закключение

1. На поверхности и внутри мерцающих курильщиков-диффузеров гидротермального поля Рейнбоу присутствуют в разной степени раскры-

сталлизованные агрегаты гетита. Во внутренних частях оболочек труб развиты псевдоморфные по пириту и пирротину, радиально-пластинчатые и бактериоморфные агрегаты лепидокрокита.

2. Все разновидности оксигидроксидов железа характеризуются повышенными содержаниями элементов среднетемпературной гидротермальной ассоциации как Zn и Co и незначительными содержаниями Cd, Mn, Ni, Ga, Sn, Pb и Sb. Элементы высокотемпературной гидротермальной ассоциации не показывают существенных концентраций.

3. Установлено, что по сравнению с гидротермальным пиритом все разновидности оксигидроксидов железа в разной степени обогащены элементами, характерными для океанской воды (Mg, Na, K, Sr, U, V, As, Mo, Ni, P, B, W, Cs и РЗЭ). Этими элементами в первую очередь обогащены микрослоистые агрегаты гетита, покрывающие трубы. По мере перехода от поверхностных агрегатов гетита к крустификационным разновидностям лепидокрокита, локализующимся внутри оболочек труб, роль элементов гидрогенной ассоциации снижается.

4. Для элементов с разной валентностью (U, V, Mo, As, Cr) предлагаются различные механизмы накопления этих элементов в условиях гальмиролиза сульфидов и сорбции на локальных восстановительных барьерах. Элементы Mg, Na, K, Cs концентрируются в порах лимонита, а Sr, V, As, P, РЗЭ входят в состав предполагаемых гидрооксифосфатов. При этом предполагается, что Еу-аномалия может проявиться не только за счет гидротермального вклада, но и при гальмиролизе сульфидов, за счет восстановления Eu^{3+} до Eu^{2+} и осаждения европия в виде сульфата.

Разработка минералого-геохимических моделей гальмиролиза современных сульфидных построек заслуживает дальнейшего развития для сравнительного анализа с древними металлоносными отложениями.

Благодарности

Авторы благодарят капитана А.М. Сагалева и экипаж судна “М. Келдыш” (рейс 50, 2005 г.), а также участников экспедиции акад. Н.С. Бортникова и проф. Ю.А. Богданова, за содействие в сборе каменных материалов, Е.В. Белогуб и П.В. Хворова за помощь в интерпретации рентгеновских данных, а также М.А. Рассомахина за выполнение части СЭМ-микроранализов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Богданов Ю.А., Бортников Н.С., Викентьев И.В. и др. (2002) Минералого-геохимические особенности гидротермальных сульфидных руд поля Рейнбоу, ассоциированного с серпентинитами, САХ (36°04' с.ш.). *Геология руд. месторожд.*, **44**(6), 510-542.
- Богданов Ю.А., Бортников Н.С., Викентьев И.В. и др. (1997) Новый тип современной минералообразующей системы: “черные курильщики” гидротермаль-

- ного поля 14°45' с.ш., Срединно-Атлантический хребет. *Геология руд. месторожд.*, **39**(1), 68-90.
- Богданов Ю.А., Леин А.Ю., Лисицын А.П. (2015) Полиметаллические руды в рифтах Срединно-Атлантического хребта (15–40° с.ш.): минералогия, геохимия, генезис. М.: ГЕОС, 256 с.
- Богданов Ю.А., Лисицын А.П., Сагалевиц А.М., Гурвич Е.Г. (2006) Гидротермальный рудогенез океанского дна. М.: Наука, 527 с.
- Богданов Ю.А., Сагалевиц А.М., Гурвич Е.Г. и др. (1999) Подводные геологические исследования гидротермального поля Рейнбоу (Срединно-Атлантический хребет). *Докл. РАН*, **365**(5), 657-662.
- Бородаев Ю.С., Мозгова Н.Н., Габлина И.Ф. и др. (2004) Зональные трубки “черных курильщиков” из гидротермального поля Рейнбоу (СAX 36°14' с.ш.). *Вестн. МГУ. Сер. 4. Геол.*, **3**, 35-48.
- Викентьев И.В., Бортников Н.С., Богданов Ю.А. и др. (2000) Минералогия гидротермальных отложений поля Рейнбоу в районе Азор (Атлантика). *Металлогения древних и современных океанов – 2000*. Миасс: УрО РАН, 103-109.
- Водяницкий Ю.Н. (2010) Гидроксиды железа в почвах (обзор литературы). *Почвоведение*, **(11)**, 1341-1352.
- Габлина И.Ф., Бородаев Ю.С., Мозгова Н.Н., Богданов Ю.А., Кузнецова О.Ю., Старостин В.И., Фардуст Ф. (2004) Тетрагональная форма Cu₂-xS в современных гидротермальных рудах Рейнбоу (Срединно-Атлантический хребет, 36°14' с.ш.). *Новые данные о минералах*, **39**, 102-109.
- Дубинин А.В. (2006) Геохимия редкоземельных элементов в океане. М.: Наука, 364 с.
- Леин А.Ю., Кравчишина М.Д. (2021) Геохимический цикл бария в океане. *Литология и полезн. ископаемые*, **4**, 293-310.
- Леин А.Ю., Черкашев Г.А., Ульянов А.А. и др. (2003) Минералогия и геохимия сульфидных руд полей Логачев-2 и Рейнбоу: черты сходства и различия. *Геохимия*, **3**, 304-328.
- Масленников В.В. (2006) Литогенез и колчеданообразование. Миасс: ИМин УрО РАН, 384 с.
- Масленников В.В. (2012) Морфогенетические типы колчеданных залежей как отражение режима вулканизмы. *Литосфера*, **5**, 96-113.
- Масленников В.В. (1999) Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданосных палеогидротермальных полей (на примере Южного Урала). Миасс: Геотур, 348 с.
- Масленников В.В., Аюпова Н.Р., Масленникова С.П., Целуйко А.С. (2016) Гидротермальные биоморфозы колчеданных месторождений: микротекстуры, микроэлементы и критерии обнаружения. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 388 с.
- Масленников В.В., Зайков В.В. (1991) О разрушении и окислении сульфидных холмов на дне Уральского палеоокеана. *Докл. АН СССР*, **319**(6), 1434-1437.
- Масленников В.В., Масленникова С.П., Леин А.Ю. (2019) Минералогия и геохимия древних и современных черных курильщиков. М.: Росс. академия наук, 832 с.
- Мозгова Н.Н., Бородаев Ю.С., Габлина И.Ф., Черкашев Г.А., Степанова Т.В. (2005) Минеральные ассоциации как показатели степени зрелости океанских гидротермальных сульфидных построек. *Литология и полезн. ископаемые*, **4**, 339-367.
- Михайличенко А.И., Миклин Е.Б., Патрикеев Ю.Б. (1987) Редкоземельные металлы. М.: Металлургия, 232 с.
- Смирнов В.И. (1981) Корреляционные методы при парагенетическом анализе. М.: Недра, 174 с.
- Anantharamaiah P.N., Pattayil J. (2017) Effect of size and site preference of trivalent non-magnetic metal ions (Al³⁺, Ga³⁺, In³⁺) substituted for Fe³⁺ on the magnetostrophic properties of sintered CoFe₂O₄. *J. Phys. D Appl. Phys.*, **50**, 435005.
- Ayupova N.R., Melekestseva I.Y., Maslennikov V.V., Tseluyko A.S., Blinov I.A., Beltenev V.E. (2018) Uranium accumulation in modern and ancient Fe-oxide sediments: Examples from the Ashadze-2 hydrothermal sulfide field (Mid-Atlantic Ridge) and Yubileynoe massive sulfide deposit (South Urals, Russia). *Sediment. Geol.*, **367**, 164-174.
- Barrett T.J., Jarvis I., Jarvis K. (1990) Rare earth element geochemistry of massive sulfides-sulfates and gossans on the southern Explorer Ridge. *Geology*, **18**, 583-586.
- Bruemmer G.W., Gerth J., Tiller K.G. (1988) Reaction kinetics of the adsorption and desorption of nickel, zinc and cadmium by goethite. I. Adsorption and diffusion of metals. *Eur. J. Soil Sci.*, **39**, 37-52.
- Butler I.B., Nesbitt R.W. (1999) Trace element distributions in the chalcopyrite wall of a black smoker chimney: Insights from laser ablation inductively-coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS). *Earth Planet. Sci. Lett.*, **167**, 335-345.
- Cook N.J., Ciobanu C.L., Pring A., Skinner W., Shimizu M., Danyushevsky L., Saini-Eidukat B., Melcher F. (2009) Trace and minor elements in sphalerite: A LA-ICP-MS study. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **73**, 4761-4791.
- Dekov V., Boycheva T., Hälenius U., Petersen S., Billström K., Stummeyer J., Kamenov G., Shanks W. (2011) Atacamite and paratacamite from the ultramafic-hosted Logatchev seafloor vent field (14°45' N, Mid-Atlantic Ridge). *Chem. Geol.*, **286**, 169-184.
- Dubin A.V. (2001) Geochemistry of iron-calcium hydroxophosphates in pelagic sediments: Origin and compositional evolution in the course of diagenesis. *Geochem. Int.*, **39**, 585-596.
- Edmonds H.N., German C.R. (2004) Particle geochemistry in the Rainbow hydrothermal plume, Mid-Atlantic Ridge. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **68**, 759-772.
- Edwards K.J. (2004) Formation and Degradation of Seafloor Hydrothermal Sulfide Deposits. *Spec. Pap. Geol. Soc. Amer.*, **379**, 83-96.
- Feely R.A., Tefry J.H., Massoth G.J., Metz S. (1991) A comparison of the scavenging of phosphate and arsenic from seawater by hydrothermal iron oxyhydroxides in the Atlantic and Pacific Ocean. *Deep-Sea Res.*, **38**, 617-623.
- Fouquet Y., Charlou J.L., Ondréas H. et al. (1997) Discovery and first submersible investigations on the Rainbow Hydrothermal Field on the MAR (36°14' N). *EOS (Transactions, American Geophysical Union)*, **78**, F832.
- Georgieva M.N., Little C.T.S., Herrington R.J., Boyce A.J., Zerkle A.L., Maslennikov V.V., EIMF, Glover A.G. (2022) Sulfur isotopes of hydrothermal vent fossils and insights into microbial sulfur cycling within a lower Paleozoic (Ordovician-early Silurian) vent community. *Geobiology*, **20**(4), 465-478.
- German C.R., Colley S., Palmer M.R., Khripounoff A.,

- Klinkhammer G.P. (2002) Hydrothermal plume-particle fluxes at 13° N on the East Pacific Rise. *Deep. Sea Res. Pt I. Oceanogr. Res. Pap.*, **49**, 1921-1940.
- German Ch.R., Klinkhammer G.P., Rudnicki M.D. (1996) The Rainbow hydrothermal plume, 36°15'N, MAR. *Geophys. Res. Lett.*, **23**(21), 2979-2982.
- Gurvich E.G. (2006) *Metalliferous Sediments of the World Ocean*. Berlin, Springer, 430 p.
- Halbach P., Blum N., Münch U., Plüger W., Garbe-Schönberg D., Zimmer M. (1998) Formation and decay of a modern massive sulfide deposit in the Indian Ocean. *Miner. Depos.*, **33**, 302-309.
- Halbach P.E., Fouquet Y., Herzig P. (2003) Mineralization and compositional patterns in deepsea hydrothermal systems. *Energy and Mass Transfer in Marine Hydrothermal*. (Eds P.E. Halbach, V. Tunnicliffe, J.R. Hein). Berlin, Dahlem Univ. Press, 85-122.
- Hannington M.D. (1993) The formation of atacamite during weathering of sulfides on the modern seafloor. *Canad. Mineral.*, **31**, 945-956.
- Hannington M.D., Thompson G., Rona P.A., Scott S.D. (1988) Gold and native copper in supergene sulphides from the Mid-Atlantic Ridge. *Nature*, **333**, 64-66.
- Hekinian R., Hoffert M., Larque P., Cheminee J.L., Stoffers P., Bideau D. (1993) Hydrothermal Fe and Si oxyhydroxide deposits from South Pacific intraplate volcanoes and East Pacific rise axial and off-axial regions. *Econ. Geol.*, **88**, 2099-2121.
- Herzig P.M., Hannington M.D., Scott S.D., Maliotis G., Rona P.A., Thompson G. (1991) Gold-rich sea-floor gossans in the Troodos Ophiolite and on the Mid-Atlantic Ridge. *Econ. Geol.*, **86**, 1747-1755.
- Hrischeva E., Scott S.D. (2007) Geochemistry and morphology of metalliferous sediments and oxyhydroxides from the Endeavoursegment, Juan de Fuca Ridge. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **71**, 3476-3497.
- Lalou C., Brichet E. (1980) Anomalously high uranium contents in the sediment under Galapagos hydrothermal mounds. *Nature*, **284**, 251-253.
- Lein A.Y., Bogdanov Y.A., Maslennikov V.V., Li S., Ulyanova N.V., Maslennikova S.P., Ulyanov A.A. (2010) Sulfide minerals in the Menez Gwen nonmetallic hydrothermal field (Mid-Atlantic Ridge). *Lithol. Miner. Resour.*, **45**, 305-323.
- Li X., Wang J., Chu F., Wang H., Li Z., Yu X., Bi D., He Y. (2016) Variability of Fe isotope compositions of hydrothermal sulfides and oxidation products at mid-ocean ridges. *J. Mar. Syst.*, **180**, 191-196.
- Lytkevich A.D., Gablina I.F., Dara O.M., Yapaskurt V.O., Shcherbakov V.D., Somov P.A. (2022) Mineral Phases of Zinc in Ore-Bearing Sediments of the Pobeda Hydrothermal Cluster (17°07'45"-17°08'70" N MAR). *Lithol. Miner. Resour.*, **57**, 404-420.
- Martin F., Petit S., Decarreu A., Ildefonse P., Graubit O., Beziat D., de Parseval P., Noa Y. (1998) Ga/Al substitutions in synthetic kaolinites and smectites. *Clay Miner.*, **33**, 231-241.
- Martinez-Ruiz F., Paytan A.M., Gonzalez-Muñoz T., Jroundi F., Abad M.M., Lam P.J., Bishop K.B., Horner T.J., Morton P.L., Kastner M. (2019) Barite formation in the ocean: Origin of amorphous and crystalline precipitates. *Chem. Geol.*, **511**, 441-451.
- Maslennikov V.V., Cherkashov G.A., Firstova A.V., Ayupova N.R., Beltenev V.E., Melekestseva I.Yu., Artemyev D.A., Tseluyko A.S., Blinov I.A. (2023) Trace Element Assemblages of Pseudomorphic Iron Oxyhydroxides of the Pobeda-1 Hydrothermal Field, 17°08'70" N, Mid-Atlantic Ridge: The Development of a Halmayrolysis Model from LA-ICP-MS Data. *Minerals*, **4**(4).
- Melekestseva I., Maslennikov V.V., Tret'yakov G., Maslennikova S.P., Danyushevsky L., Large R., Beltenev V., Khvorov A. (2020) TE geochemistry of sulfides from the Ashadze-2 hydrothermal field (12°5.80 N, Mid-Atlantic Ridge): Influence of host rocks formation conditions or seawater? *Minerals*, **10**, 743.
- Meng X., Jin X., Li X., Chu F., Zhang W., Wang H., Zhu J., Li Z. (2021) Mineralogy and geochemistry of secondary minerals and oxyhydroxides from the Xunmei hydrothermal field, Southern Mid-Atlantic Ridge (26°S): Insights for metal mobilization during the oxidation of submarine sulfides. *Mar. Geol.*, **442**, 106654.
- Mills R.A., Elderfield H. (1995) Rare earth element geochemistry of hydrothermal deposits from the active TAG Mound, 26°N Mid-Atlantic Ridge. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**, 3511-3524.
- Mills R.A., Thomson J., Elderfield H., Hinton R.W., Hyslop E. (1994) Uranium enrichment in metalliferous sediments from the Mid-Atlantic Ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **124**, 35-47.
- Mitra A., Elderfield H., Greaves M.J. (1994) Rare earth elements in submarine hydrothermal fluids and plumes from the Mid-Atlantic Ridge. *Mar. Chem.*, **47**, 217-236.
- Monecke T., Petersen S., Hannington M.D., Grant H., Samson I.M. (2016) The minor element endowment of modern sea-floor massive sulfides and comparison with deposits hosted in ancient volcanic successions. *Econ. Geol.*, **18**, 245-306.
- Parson L., Fouquet Y., Ondréas H., Barriga F.J.A.S., Relvas J.M.R., Ribeiro A., Charlou J.L., German C. (1997) Non-Transform discontinuity settings for contrasting hydrothermal systems on the MAR-Rainbow and FAMOUS at 36°14' and 36°34'N. *EOS Abstract*, **78**(46), 832.
- Popoola S.O., Han X., Wang Y., Qiu Z., Ye Y., Cai Y. (2019) Geochemical investigations of Fe-Si-Mn oxyhydroxides deposits in Wocan hydrothermal field on the slow-spreading Carlsberg Ridge, Indian Ocean: Constraints on their types and origin. *Minerals*, **9**, 19.
- Ridley W.I. (2012) Weathering processes. *Volcanogenic Massive Sulfide Occurrence Model*. (Eds W.C. Shanks, R. Thurston). Report 2010-5070-C, U.S. Geological Survey Scientific Investigations: Reston, VA, USA, 195-201.
- Rudnicki M., Elderfield H. (1993) A chemical model of the buoyant and neutrally buoyant plume above the TAG vent field, 26 degrees N, Mid-Atlantic Ridge. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **57**, 2939-2957.
- Schwertmann U., Taylor R.M. (1989) Iron oxides. *Minerals in soil environments*. (Eds J.B. Dixon, S.B. Weed). Soil Science Society America, Madison, 379-438.
- Sverjevsky D.A. (1984) Europium redox equilibria in aqueous solution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **67**, 70-78.
- Toner B.M., Rouxel O., Santelli C.M., Edwards K.J. (2008) Sea-floor weathering of hydrothermal chimney sulfides at the East Pacific rise 9°N: Chemical speciation and isotopic signature of Iron using X-ray absorption spectroscopy and laser ablation MC-ICP-MS. *Geochim. Cosmochim. Acta Suppl.*, **72**, A951.

REFERENCES

- Anantharamaiah P.N., Pattayil J. (2017) Effect of size and site preference of trivalent non-magnetic metal ions (Al^{3+} , Ga^{3+} , In^{3+}) substituted for Fe^{3+} on the magneto-structural properties of sintered $CoFe_2O_4$. *J. Phys. D Appl. Phys.*, **50**, 435005.
- Ayupova N.R., Melekestseva I.Y., Maslennikov V.V., Tseluyko A.S., Blinov I.A., Beltenev V.E. (2018) Uranium accumulation in modern and ancient Fe-oxide sediments: Examples from the Ashadze-2 hydrothermal sulfide field (Mid-Atlantic Ridge) and Yubileynoe massive sulfide deposit (South Urals, Russia). *Sediment. Geol.*, **367**, 164-174.
- Barrett T.J., Jarvis I., Jarvis K. (1990) Rare earth element geochemistry of massive sulfides-sulfates and gossans on the southern Explorer Ridge. *Geology*, **18**, 583-586.
- Bogdanov Yu.A., Bortnikov N.S., Vikent'ev I.V. et al. (1997) A new type of modern mineral-forming system: "black smokers" of the hydrothermal field 14°45' N, Mid-Atlantic Ridge. *Geol. Ore Depos.*, **39**(1), 68-90. (In Russ.)
- Bogdanov Yu.A., Bortnikov N.S., Vikent'ev I.V. et al. (2002) Mineralogical and geochemical features of hydrothermal sulfide ores of the Rainbow field associated with serpentinites, MAR (36° 04' N). *Geol. Ore Depos.*, **44**(6), 510-542.
- Bogdanov Yu.A., Lein A.Yu., Lisitsyn A.P. (2015) Polymetallic ores in the rifts of the Mid-Atlantic Ridge (15–40° N): mineralogy, geochemistry, genesis. Moscow, GEOS Publ., 256 p. (In Russ.)
- Bogdanov Yu.A., Lisitsyn A.P., Sagalevich A.M., Gurvich E.G. (2006) Hydrothermal ore genesis of the ocean floor. Moscow, Nauka Publ., 527 p. (In Russ.)
- Bogdanov Yu.A., Sagalevich A.M., Gurvich E.G. et al. (1999) Underwater geological studies of the Rainbow hydrothermal field (Mid-Atlantic Ridge). *Dokl. RAN*, **365**(5), 657-662.
- Borodaev Yu.S., Mozgova N.N., Gablina I.F. et al. (2004) Zonal pipes of "black smokers" from the Rainbow hydrothermal field (MAR 36°14' N). *Vestnik MGU. Ser. 4. Geol.*, **3**, 35-48. (In Russ.)
- Bruemmer G.W., Gerth J., Tiller K.G. (1988) Reaction kinetics of the adsorption and desorption of nickel, zinc and cadmium by goethite. I. Adsorption and diffusion of metals. *Eur. J. Soil Sci.*, **39**, 37-52.
- Butler I.B., Nesbitt R.W. (1999) Trace element distributions in the chalcopyrite wall of a black smoker chimney: Insights from laser ablation inductively-coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS). *Earth Planet. Sci. Lett.*, **167**, 335-345.
- Cook N.J., Ciobanu C.L., Pring A., Skinner W., Shimizu M., Danyushevsky L., Saini-Eidukat B., Melcher F. (2009) Trace and minor elements in sphalerite: A LA-ICP-MS study. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **73**, 4761-4791.
- Dekov V., Boycheva T., Hålenius U., Petersen S., Billström K., Stummeyer J., Kamenov G., Shanks W. (2011) Atacamite and paratacamite from the ultramafic-hosted Logatchev seafloor vent field (14°45' N, Mid-Atlantic Ridge). *Chem. Geol.*, **286**, 169-184.
- Dubinin A.V. (2001) Geochemistry of iron-calcium hydroxophosphates in pelagic sediments: Origin and compositional evolution in the course of diagenesis. *Geochem. Int.*, **39**, 585-596.
- Dubinin A.V. (2006) Geochemistry of rare earth elements in the ocean. Moscow, Nauka Publ., 364 p. (In Russ.)
- Edmonds H.N., German C.R. (2004) Particle geochemistry in the Rainbow hydrothermal plume, Mid-Atlantic Ridge. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **68**, 759-772.
- Edwards K.J. (2004) Formation and Degradation of Seafloor Hydrothermal Sulfide Deposits. *Spec. Pap. Geol. Soc. Amer.*, **379**, 83-96.
- Feely R.A., Ttefry J.H., Massoth G.J., Metz S. (1991) A comparison of the scavenging of phosphate and arsenic from seawater by hydrothermal iron oxyhydroxides in the Atlantic and Pacific Ocean. *Deep-Sea Res.*, **38**, 617-623.
- Fouquet Y., Charlou J.L., Ondréas H. et al. (1997) Discovery and first submersible investigations on the Rainbow Hydrothermal Field on the MAR (36°14' N). *EOS (Transactions, American Geophysical Union)*, **78**, F832.
- Gablina I.F., Borodaev Yu.S., Mozgova N.N., Bogdanov Yu.A., Kuznetsova O.Yu., Starostin V.I., Fardust F. (2004) Tetragonal form of Cu_2-xS in modern hydrothermal Rainbow ores (Mid-Atlantic Ridge, 36°14' N). *New data on minerals*, **39**, 102-109. (In Russ.)
- Georgieva M.N., Little C.T.S., Herrington R.J., Boyce A.J., Zerkle A.L., Maslennikov V.V., EIMF, Glover A.G. (2022) Sulfur isotopes of hydrothermal vent fossils and insights into microbial sulfur cycling within a lower Paleozoic (Ordovician-early Silurian) vent community. *Geobiology*, **20**(4), 465-478.
- German C.R., Colley S., Palmer M.R., Khripounoff A., Klinkhammer G.P. (2002) Hydrothermal plume-particle fluxes at 13°N on the East Pacific Rise. *Deep. Sea Res. Pt I. Oceanogr. Res. Pap.*, **49**, 1921-1940.
- German Ch.R., Klinkhammer G.P., Rudnicki M.D. (1996) The Rainbow hydrothermal plume, 36°15'N, MAR. *Geophys. Res. Lett.*, **23**(21), 2979-2982.
- Gurvich E.G. (2006) Metalliferous Sediments of the World Ocean, Springer, Berlin, Germany, 430 p.
- Halbach P., Blum N., Münch U., Plüger W., Garbe-Schönberg D., Zimmer M. (1998) Formation and decay of a modern massive sulfide deposit in the Indian Ocean. *Miner. Depos.*, **33**, 302-309.
- Halbach P.E., Fouquet Y., Herzig P. (2003) Mineralization and compositional patterns in deepsea hydrothermal systems. *Energy and Mass Transfer in Marine Hydrothermal*. (Eds P.E. Halbach, V. Tunnicliffe, J.R. Hein). Berlin, Dahlem Univ. Press, 85-122.
- Hannington, M.D. (1993) The formation of atacamite during weathering of sulfides on the modern seafloor. *Canad. Mineral.*, **31**, 945-956.
- Hannington M.D., Thompson G., Rona P.A., Scott S.D. (1988) Gold and native copper in supergene sulphides from the Mid-Atlantic Ridge. *Nature*, **333**, 64-66.
- Hekinian R., Hoffert M., Larque P., Cheminee J.L., Stoffers P., Bideau D. (1993) Hydrothermal Fe and Si oxyhydroxide deposits from South Pacific intraplate volcanoes and East Pacific rise axial and off-axial regions. *Econ. Geol.*, **88**, 2099-2121.
- Herzig P.M., Hannington M.D., Scott S.D., Maliotis G., Rona P.A., Thompson G. (1988) Gold-rich sea-floor gossans in the Troodos Ophiolite and on the Mid-Atlantic Ridge. *Econ. Geol.*, **86**, 1747-1755.
- Hrischeva E., Scott S.D. (2007) Geochemistry and morphology of metalliferous sediments and oxyhydroxides from the Endeavour segment, Juan de Fuca Ridge. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **71**, 3476-3497.
- Lalou C., Brichet E. (1980) Anomalously high uranium contents in the sediment under Galapagos hydrothermal

- mounds. *Nature*, **284**, 251-253.
- Lein A.Y., Bogdanov Y.A., Maslennikov V.V., Li S., Ulyanova N.V., Maslennikova S.P., Ulyanov, A.A. (2010) Sulfide minerals in the Menez Gwen nonmetallic hydrothermal field (Mid-Atlantic Ridge). *Lithol. Miner. Resour.*, **45**, 305-323.
- Lein A.Yu., Cherkashev G.A., Ulyanov A.A. et al. (2003) Mineralogy and geochemistry of sulfide ores from the Logachev-2 and Rainbow fields: similarities and differences. *Geochemistry*, **3**, 304-328.
- Lein A.Yu., Kravchishina M.D. (2021) Geochemical cycle of barium in the ocean. *Lithology and Minerals*, **4**, 293-310.
- Li X., Wang J., Chu F., Wang H., Li Z., Yu X., Bi D., He Y. (2016) Variability of Fe isotope compositions of hydrothermal sulfides and oxidation products at mid-ocean ridges. *J. Mar. Syst.*, **180**, 191-196.
- Lytkevich A.D., Gablina I.F., Dara O.M., Yapaskurt V.O., Shcherbakov V.D., Somov P.A. (2022) Mineral Phases of Zinc in Ore-Bearing Sediments of the Pobeda Hydrothermal Cluster (17°07'45"–17°08'70" N, MAR). *Lithol. Miner. Resour.*, **57**, 404-420.
- Martin F., Petit S., Decarreu A., Ildefonse P., Graubit O., Beziat D., de Parseval P., Noa Y. (1998) Ga/Al substitutions in synthetic kaolinites and smectites. *Clay Miner.*, **33**, 231-241.
- Martinez-Ruiz F., Paytan A.M., Gonzalez-Muñoz T., Jroundi F., Abad M.M., Lam P.J., Bishop K.B., Horner T.J., Morton P.L., Kastner M. (2019) Barite formation in the ocean: Origin of amorphous and crystalline precipitates. *Chem. Geol.*, **511**, 441-451.
- Maslennikov V.V. (2006) Lithogenesis and massive sulfide ore formation. Miass, IMin UrO RAN Publ., 384 p. (In Russ.)
- Maslennikov V.V. (2012) Morphogenetic types of sulfide deposits as a reflection of the volcanic regime. *Lithosphere (Russia)*, **5**, 96-113. (In Russ.)
- Maslennikov V.V. (1999) Sedimentogenesis, halmyrolysis and ecology of pyrite-bearing paleohydrothermal fields (using the example of the Southern Urals). Miass, Geotour Publ., 348 p. (In Russ.)
- Maslennikov V.V., Ayupova N.R., Maslennikova S.P., Tseluyko A.S. (2016) Hydrothermal biomorphoses of pyrite deposits: microtextures, trace elements and detection criteria. Ekaterinburg, RIO UrO RAN Publ., 388 p. (In Russ.)
- Maslennikov V.V., Cherkashov G.A., Firstova A.V., Ayupova N.R., Beltenev V.E., Melekestseva I.Yu., Artemyev D.A., Tseluyko A.S., Blinov I.A. (2023) Trace Element Assemblages of Pseudomorphous Iron Oxyhydroxides of the Pobeda-1 Hydrothermal Field, 17°08.70 N, Mid-Atlantic Ridge: The Development of a Halmyrolysis Model from LA-ICP-MS Data. *Minerals*, **4**, (4).
- Maslennikov V.V., Maslennikova S.P., Lein A.Yu. (2019) Mineralogy and geochemistry of ancient and modern black smokers. Moscow, Russian Academy of Sciences, 832 p. (In Russ.)
- Maslennikov V.V., Zaikov V.V. (1991) On the destruction and oxidation of sulfide hills at the bottom of the Ural paleo-ocean. *Dokl. AN SSSR*, **319**(6), 1434-1437. (In Russ.)
- Melekestseva I., Maslennikov V.V., Tret'yakov G., Maslennikova S.P., Danyushevsky L., Large R., Beltenev V., Khvorov A. (2020) TE geochemistry of sulfides from the Ashadze-2 hydrothermal field (12°5.80 N. Mid-Atlantic Ridge): Influence of host rocks formation conditions or seawater? *Minerals*, **10**, 743.
- Meng X., Jin X., Li X., Chu F., Zhang W., Wang H., Zhu J., Li Z. (2021) Mineralogy and geochemistry of secondary minerals and oxyhydroxides from the Xunmei hydrothermal field, Southern Mid-Atlantic Ridge (26°S): Insights for metal mobilization during the oxidation of submarine sulfides. *Mar. Geol.*, **442**, 106654.
- Mikhailichenko A.I., Miklin E.B., Patrikeev Yu.B. (1987) Rare earth metals. Moscow, Metallurgiya Publ., 232 p. (In Russ.)
- Mills R.A., Elderfield H. (1995) Rare earth element geochemistry of hydrothermal deposits from the active TAG Mound. 26°N Mid-Atlantic Ridge. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**, 3511-3524.
- Mills R.A., Thomson J., Elderfield H., Hinton R.W., Hyslop E. (1994) Uranium enrichment in metalliferous sediments from the Mid-Atlantic Ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **124**, 35-47.
- Mitra A., Elderfield H., Greaves M.J. (1994) Rare earth elements in submarine hydrothermal fluids and plumes from the Mid-Atlantic Ridge. *Mar. Chem.*, **47**, 217-236.
- Monecke T., Petersen S., Hannington M.D., Grant H., Samson I.M. (2016) The minor element endowment of modern sea-floor massive sulfides and comparison with deposits hosted in ancient volcanic successions. *Econ. Geol.*, **18**, 245-306.
- Mozgova N.N., Borodaev Yu.S., Gablina I.F., Cherkashev G.A., Stepanova T.V. (2005) Mineral assemblages as indicators of the maturity of oceanic hydrothermal sulfide edifices. *Lithol. Miner.*, **4**, 339-367.
- Parson L., Fouquet Y., Ondréas H., Barriga F.J.A.S., Relvas J.M.R., Ribeiro A., Charlou J.L., German C. (1997) Non-Transform discontinuity settings for contrasting hydrothermal systems on the MAR-Rainbow and FAMOUS at 36°14' and 36°34'N. *EOS Abstract*, **78**, 832.
- Popoola S.O., Han X., Wang Y., Qiu Z., Ye Y., Cai Y. (2019) Geochemical investigations of Fe-Si-Mn oxyhydroxides deposits in Wocan hydrothermal field on the slow-spreading Carlsberg Ridge, Indian Ocean: Constraints on their types and origin. *Minerals*, **9**, 19.
- Ridley W.I. (2012) Weathering processes. *Volcanogenic Massive Sulfide Occurrence Model*. (Eds W.C. Shanks, R. Thurston). Report 2010–5070-C, U.S. Geological Survey Scientific Investigations: Reston, VA, USA, 195-201.
- Rudnicki M., Elderfield H. (1993) A chemical model of the buoyant and neutrally buoyant plume above the TAG vent field, 26 degrees N, Mid-Atlantic Ridge. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **57**, 2939-2957.
- Schwertmann U., Taylor R.M. (1989) Iron oxides. *Minerals in soil environments*. (Eds J.B. Dixon, S.B. Weed). Soil Science Society America, Madison, 379-438.
- Smirnov V.I. (1981) Correlation methods in paragenetic analysis. Moscow, Nedra Publ., 174 p. (In Russ.)
- Sverjevsky D.A. (1984) Europium redox equilibria in aqueous solution. *Eart Planet. Sci. Lett.*, **67**, 70-78.
- Toner B.M., Rouxel O., Santelli C.M., Edwards K.J. (2008) Sea-floor weathering of hydrothermal chimney sulfides at the East Pacific rise 9°N: Chemical speciation and isotopic signature of Iron using X-ray absorption spectroscopy and laser ablation MC-ICP-MS. *Geochim. Cosmochim. Acta Suppl.*, **72**, A951.
- Vikentyev I.V., Bortnikov N.S., Bogdanov Yu.A. et al. (2000) Mineralogy of hydrothermal deposits of the Rainbow field in the Azores region (Atlantic). *Metallogeny of ancient and modern oceans – 2000*. Miass, UrO RAN Publ., 103-109.
- Vodyanitsky Yu.N. (2010) Iron hydroxides in soils (literature review). *Soil Sci.*, **11**, 1341-1352.

Рудная сера вулкана Головнина, о-в Кунашир

А. И. Малышев, Л. К. Малышева

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

Поступила в редакцию 11.04.2023 г., принята к печати 04.03.2024 г.

Объект исследования. Гидротермальные отложения кальдеры Головнина. **Цель.** Изучение эпitherмального вулканогенного рудообразования. **Общие положения.** До сих пор существовал консенсус об экзогенно-осадочном (коллоидном) генезисе серы в вулканических озерах. Наши наблюдения и исследования микроструктуры указывают на присутствие расплава серы на дне оз. Кипящее. Капли этого расплава выносятся на поверхность озера в составе светло-серой пены. Существенные различия серных шариков в концентрации сульфидной минерализации, в ее составе, а также в наличии или отсутствии многочисленных опаловых включений наиболее просто объясняются захватом капель в различных частях серного расплава и их последующим перемещением потоком газа, проходящим через расплав. Конденсат элементарной серы образуется в донных отложениях в результате принудительного охлаждения потоков эндогенного газа озерной водой. Здесь происходит основная конденсация серы (96% и более от общего потенциала флюидной серы). Остаточная конденсация серы происходит в водной среде. Тонкодисперсный конденсат серы в смеси с водой неустойчив и с течением времени разрушается с выделением сероводорода и образованием сернистой и серной кислот. Активность донных гидротерм и прибрежное волнение препятствуют образованию на дне озер осадка коллоидной серы. В кратерных впадинах на дне озер кальдеры Головнина одновременно с конденсацией самой серы происходит сульфидизация ее расплава. Гравитационное осаждение сульфидов в расплаве серы приводит к обогащению ими корневых частей кратерных впадин, где в режиме реального времени формируются колчеданные рудные тела. Наземные отложения серы вместе с перекрывающими их измененными породами демонстрируют полный профиль эндогенного апикального окисления под газогидротермальным воздействием: сера и серно-опаловые породы вверх по разрезу сменяются гипс-ярозитовыми породами и далее “железной шляпой” сцементированных лимонитом брекчий купольной мантии. **Выводы.** Наблюдения, исследования микроструктуры и молекулярно-химическое моделирование свидетельствуют об эндогенно-конденсатном происхождении рудной серы в кальдере Головнина и исключают ее экзогенно-осадочный генезис.

Ключевые слова: самородная сера, сульфиды, газогидротермальный процесс, рудообразование, вулкан Головнина

Источник финансирования

Исследование выполнено в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН № 124020400013-1 с использованием оборудования ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН. Дооснащение и комплексное развитие ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН осуществляется при финансовой поддержке гранта Министерства науки и высшего образования Российской Федерации на 2021–2023 гг., Соглашение № 075-15-2021-680

Ore sulfur of Golovnin Volcano, Kunashir Island

Aleksandr I. Malyshev, Lidiia K. Malysheva

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

Received 11.04.2023, accepted 04.03.2024

Research subject. Hydrothermal deposits of Golovnin Caldera. **Aim.** To study the epithermal volcanogenic ore formation. **Key points.** Until now, there has been a consensus on the exogenous sedimentary (colloidal) genesis of sulfur in volcanic lakes. Our observations and microstructure studies indicate the presence of sulfur melt at the bottom of Kipyaschee Lake. Drops of this melt are carried to the surface of the lake as part of a light gray foam. The significant differences of sulfur spherules in the concentration of sulfide mineralization, in its composition, as well as in the presence or absence of numerous opal inclusions are most simply explained by the capture of droplets in various parts of the sulfur melt and their subsequent movement by a gas stream passing through the melt. Elemental sulfur condensate is formed in bottom sediments as a result of forced cooling of endogenous gas flows by lake water. The main condensation of sulfur occurs

Для цитирования: Малышев А.И., Малышева Л.К. (2024) Рудная сера вулкана Головнина, о-в Кунашир. *Литосфера*, 24(5), 886–910. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-5-886-910>

For citation: Malyshev A.I., Malysheva L.K. (2024) Ore sulfur of Golovnin Volcano, Kunashir Island. *Lithosphere (Russia)*, 24(5), 886–910. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-5-886-910>

here (96% or more of the total potential of fluid sulfur). Residual condensation of sulfur occurs in the aquatic environment. Finely dispersed sulfur condensate in a mixture with water is unstable and breaks down over time with the release of hydrogen sulfide and the formation of sulfurous and sulfuric acids. The activity of bottom hydrotherms and coastal unrest prevents the formation of colloidal sulfur sediment at the bottom of lakes. In the crater depressions at the bottom of the lakes of the Golovnin Caldera, sulfidization of its melt occurs simultaneously with the condensation of sulfur itself. Gravitational deposition of sulfides in the sulfur melt leads to their enrichment of the root parts of crater depressions, where pyrite ore bodies are formed in real time. Terrestrial sulfur deposits, together with the modified rocks overlying them, demonstrate the full profile of endogenous apical oxidation under gas-hydrothermal action: sulfur and sulfur-opal rocks up the section are replaced by gypsum-jarosite rocks and, further, by an “iron hat” of limonite-cemented breccias of the dome mantle. *Conclusions.* Observations, microstructure studies and molecular chemical modeling indicate the endogenous condensate origin of ore sulfur in the Golovnin Caldera and exclude its exogenous sedimentary genesis.

Keywords: native sulfur, sulfides, gas-hydrothermal process, ore formation, Golovnin Volcano

Funding information

The studies were carried out as part of the IGG UB RAS State assignment (state registration No. 124020400013-1) using the “Geoanalitik” shared research facilities of the IGG UB RAS. The re-equipment and comprehensive development of the “Geoanalitik” shared research facilities of the IGG UB RAS is financially supported by the grant of the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation for 2021-2023 (Agreement No. 075-15-2021-680)

Acknowledgements

The authors express their gratitude to D.A. Zamyatin, N.S. Chebykin, L.V. Leonova for consultations and assistance in working with a scanning electron microscope, V.I. Silaev for consultations on the mineralogy of sulfur deposits.

ВВЕДЕНИЕ

Термин “рудная сера” в контексте данной работы имеет три значения: 1) вид полезного ископаемого, 2) вмещающая среда для рудной сульфидной минерализации, 3) фактор рудообразования. Использование термина “рудная сера” в значении вмещающей среды для сульфидной минерализации связано с большой примесью сульфидов в составе самородной серы кальдерных озер вулкана Головнина, что обуславливает ее темно-серый, почти черный цвет. Третье, рудообразующее, значение этого термина определяется особенностями физико-химических свойств серы (Malyshev, Malysheva, 2022), которые имеют ключевое значение для формирования сульфидных, постсульфидных оксидных и собственно серных руд.

Спектр представлений о формировании вулкано-генных месторождений самородной серы можно свести к двум доминирующим точкам зрения. По одной из них (Вулканические..., 1971) сера рассматривается как конечный продукт гидротермального рудообразующего процесса, другая (Виноградов, 1980; Аверьянов, 1981) основана на природном круговороте серы, при котором накопление ее промышленных концентраций происходит в водной среде. Применительно к вулканическим кратерным озерам обе точки зрения сходятся – сера здесь

имеет экзогенно-осадочное (коллоидное) происхождение и образуется вследствие взаимодействия вулканических газов между собой и с атмосферным кислородом в водной среде. Этот консенсус сохраняется по отношению ко всем вулканическим кратерным и термальным озерам (Delmelle, Bernard, 2015).

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Кальдера Головнина (48.87° с. ш., 145.50° в. д.) – самый южный вулканический центр Курильских островов (рис. 1). Она образовалась ~38 тыс. лет назад (Брайцева и др., 1994) и в современном состоянии имеет диаметр около 6 км. В посткальдерный период вулканическая активность привела к образованию экструзивных куполов андезито-дацитового состава (Горшков, 1967). Четыре купола расположены внутри кальдеры и еще один – за ее пределами. Максимальная высота края кальдеры составляет 547 м. Дно кальдеры имеет небольшой уклон к северо-востоку, где расположено оз. Горячее (см. рис. 1). На оставшейся площади дна кальдеры выделяются четыре террасы (Федорченко, 1962): 0.5–1.0, 2.0–3.0, 4.0–5.0, 8.0–10.0 м. Четвертая терраса – самая большая. Она занимает всю юго-западную часть дна кальдеры, постепенно поднимаясь к центральным экструзивным

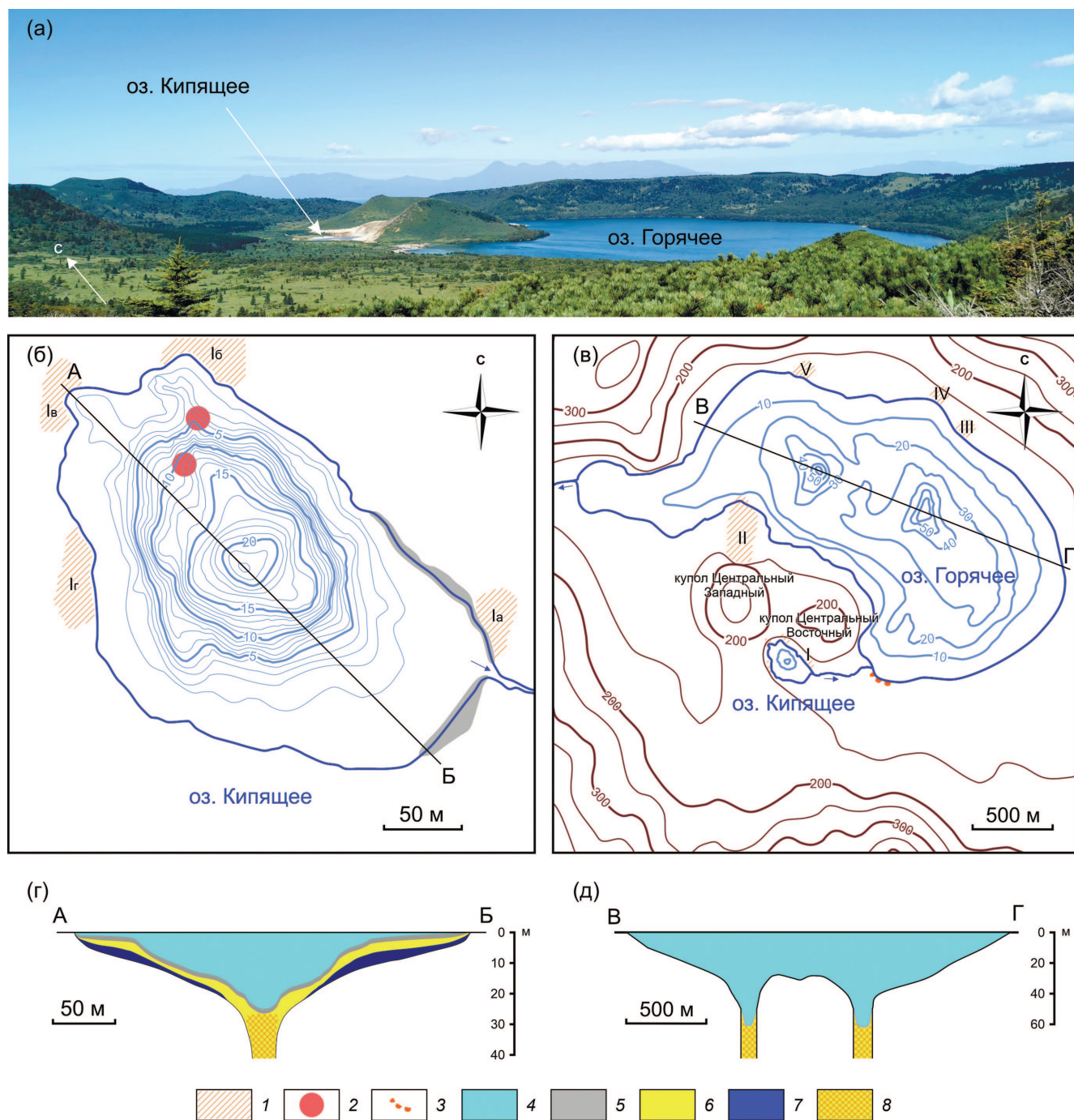


Рис. 1. Кальдера Головнина, вид с юго-востока, 25 сентября 2022 г. (а); оз. Кипящее, батиметрия по (Калачева и др., 2023) (б); (в) оз. Горячее, батиметрия по (Фазлуллин, Батоян, 1989); профиль и отложения оз. Кипящее (г); профиль оз. Горячее (д).

1 – наземные фумарольные поля: I – Центральное Восточное поле (I_а – юго-восточный участок, I_б – северный участок, I_в – северо-западный участок, I_г – западный участок), II – Центральное Западное поле, III – Черепаховое поле, IV – Набоковское поле, V – Безымянное поле; 2 – пенообразующие донные гидротермы по состоянию на 25 сентября 2022 г.; 3 – местоположение излияний расплава серы в августе 1979 г.; 4 – вода вулканических озер; 5 – серые илы донных отложений оз. Кипящее и отложения серного песка на его берегах; 6 – желтые серные илы или серный расплав при T > 98°C; 7 – синие илы; 8 – сульфидизированный серный расплав.

Fig. 1. Golovnin Caldera, view from the southeast, September 25, 2022 (a); Kipyaschee Lake, bathymetry by (Kalacheva et al., 2023) (б); Goryachee Lake, bathymetry by (Fazlullin, Batoyan, 1989) (в); profile and deposits of Kipyaschee Lake (г); Goryachee Lake profile (д).

1 – ground fumarole fields: I – Central Eastern field (I_a – southeastern section, I_b – northern section, I_c – northwestern section, I_r – western section), II – Central Western field, III – Turtle field, IV – Nabokov field, V – Nameless field; 2 – foaming bottom hydrotherms as of September 25, 2022; 3 – location of sulfur melt effusions in August 1979; 4 – water of volcanic lakes; 5 – gray silts of Kipyaschee Lake bottom sediments and deposits of sulfur sand on its shores; 6 – yellow sulfur silts or sulfur melt at T > 98°C; 7 – blue silts; 8 – sulfidized sulfur melt.

куполам и внутренним стенам котловины кальдеры, где незаметно сливается с их склонами. Около 1300–1420 гг. н. э. в пределах четвертой террасы у южного подножия Центрально-Восточного купола произошло сильное извержение (Belousov et al., 2017). При этом образовался кратер шириной 350 м и глубиной 40 м, частично заполненный в настоящее время оз. Кипящее. Оба внутрикальдерных озера гидротермально активны. Их гидрохимия, баланс растворенных веществ и теплоотдача охарактеризованы в (Kalacheva et al., 2017; Калачева и др., 2023).

Оз. Горячее расположено на высоте около 128 м над уровнем моря и имеет площадь поверхности около 3.1 км² (Жарков, 2014). Озеро имеет сток в Охотское море по р. Озерная. Средняя глубина озера составляет около 20 м. В его западной и восточной частях находятся две кратерные воронки: западная (около 250 × 200 м, глубина 62 м) и восточная (200 × 150 м, глубина 60 м) (Козлов, Жарков, 2010). Обе имеют обширные газогидротермальные выходы. Вода в озере стратифицирована (Жарков, 2014) с разделением поверхностного слоя толщиной 10–12 м, имеющего температуру 17–18°C (в сентябре), и нижележащего слоя с температурой 8–9°C.

Оз. Кипящее занимает площадь около 4.6·10⁴ м² (Калачева и др., 2023), расположено на более высоком гипсометрическом уровне (~135 м) и имеет сток в оз. Горячее по ручью длиной около 400 м. Атмосферные осадки и приток поверхностных вод по нескольким мелким ручьям примерно соответствуют испарению с поверхности озера, поэтому объем стока из озера обеспечивается в основном деятельностью донных гидротерм (Kalacheva et al., 2017; Калачева и др., 2023). В 2015 г. дебит стока из озера оценивался величиной 0.093 м³с⁻¹ (Kalacheva et al., 2017), в 2021 г. – 0.120 м³с⁻¹ (Калачева и др., 2023).

Средняя температура воды на поверхности озера составляет 35–37°C. По всей поверхности озера наблюдается выделение пузырьков газа, главным образом СО₂ (5.2 т/сут) с примесью сероводорода до 7 об. % (Калачева и др., 2023). Основной газогидротермальный поток приурочен к глубоководной части озера (Жарков, 2014; Козлов, 2015). Восходящие гидротермальные потоки препятствуют накоплению здесь донных отложений (Вулканические..., 1971). Поэтому глубина озера нестабильна и зависит от текущей газогидротермальной активности. Глубина озера в середине прошлого века не

превышала 23 м (Вулканические..., 1971), к концу столетия она уменьшилась до 16 м (Козлов, Жарков, 2010), а сейчас снова увеличилась до 25 м (Калачева и др., 2023).

Вся территория оз. Кипящее относится к Центральному Восточному термальному полю (Жарков, 2014). На берегу озера есть несколько участков с горячими источниками и паровыми жерлами (см. рис. 1б, I_{a-r}). Наиболее активны юго-восточный и северный участки, где действуют кипящие котлы и мощные фумаролы. На северо-западном и западном участках активность ниже, газовых выходов немного, присутствуют термальные источники и небольшие холодные ручейки.

На берегах оз. Горячее также есть несколько термальных полей с паровыми жерлами, кипящими бассейнами, грязевыми бассейнами и горячими бурлящими источниками с низким расходом (см. рис. 1б). Из этих полей наиболее активно Центральное Западное (см. рис. 1, II). Его протяженность по береговой линии составляет около 200 м и около 250 м по направлению к Центральному Западному куполу с набором высоты до 40 м над уровнем озера. Современная газогидротермальная деятельность проявляется здесь на двух участках в нижней части поля и одном – в верхней. Она представлена парогазовыми выходами и термальными котлами, имеющими температуру от 90.0 до 102.5°C (Жарков, 2014).

На северо-восточном берегу оз. Горячее расположено Черепаховое термальное поле с размерами по гидротермально измененным породам примерно 45 м по береговой линии и до 60 м вглубь побережья. Температура гидротерм Черепахового поля достигает 80°C. Фумаролы имеют температуру до 98°C. В их составе доминирует СО₂, т. е. фактически они являются мофетами. В 250 м к северо-западу от Черепахового находится небольшое (30 × 30 м) Набоковское термальное поле. По данным (Жарков, 2014), здесь действуют четыре малодобитных угасающих гидротермальных источника с температурой 38–52°C. В 900 м западнее Набоковского поля находится примерно такое же по размерам Безымянное термальное поле. Газовые выходы здесь концентрируются на двух участках – непосредственно на берегу озера и в нескольких десятках метров от него. Вдоль небольшого ручья здесь действуют несколько “кипящих” грязевых котлов с температурой до 89°C, а также имеются многочисленные выходы газов с температурой около 100°C.

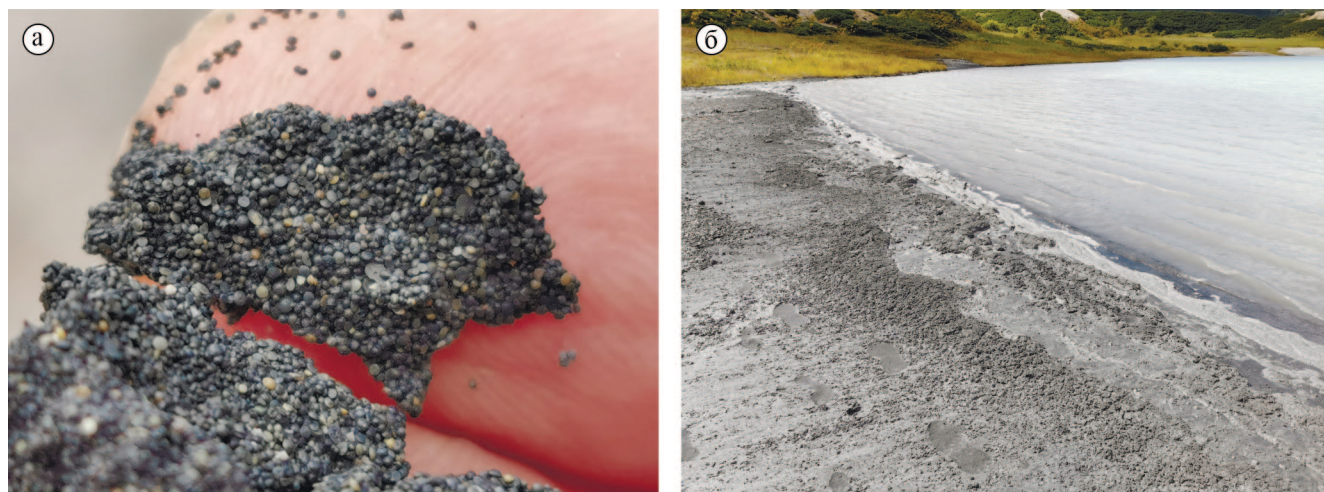


Рис. 2. Черный песок из шариков сульфидизированной серы (а) и перекрывающая его светло-серая пена (б), юго-восточный серный пляж озера Кипящее, 16 сентября 2021 г.

Fig. 2. Black sand made of sulfidized sulfur spherules (a) and light gray foam overlapping it (b), southeastern sulfur beach of Kipyaschee Lake, September 16, 2021.

Основные запасы серы в кальдере Головнина связаны с донными отложениями оз. Кипящее и оцениваются в несколько десятков тысяч тонн (Вулканические..., 1971). Месторождение эксплуатировалось до 1945 г. путем непосредственного вычерпывания серных илов и выплавки из них серы. На юго-восточном берегу озера сохранились остатки котлов серноплавильного завода. Ручей, соединяющий оз. Кипящее с оз. Горячее, возможно, был искусственно углублен во время добычи серы до 1945 г. Несколько тысяч тонн серы содержится в пределах Центрально-Западного фумарольного поля, где также имеются следы эксплуатационных разработок.

Толщина отложений оз. Кипящее составляет около 9 м (Вулканические..., 1971). Нижняя часть отложений (до 4 м) сложена голубыми илами (см. рис. 1г). На них часто разделенные слоем мелких обломков андезита залегают желтые серные илы (содержание серы 20–25%). Серные илы состоят из тонкого чередования желтых слоев, более богатых серой, и серых слоев, состоящих в основном из опалово-каолининового материала. Толщина желтых илов достигает 4 м в прибрежных частях озера и уменьшается с увеличением глубины озера (и интенсивности восходящих газогидротермальных потоков). Это характерно и для всей осадочной толщи. Над желтым илом наслаиваются серые илы (до 1.5 м, содержание серы редко превышает 10%). Их темно-серый цвет обусловлен примесью сульфидов железа. Здесь распространен алузит (35–40%) (Зотов, 1967), также присутствуют каолинит, сера, опал, кварц, пирит, марказит и небольшая примесь (3%) обломочных плагиоклазов

и пироксенов. Отложения серного песка локально перекрывают серые илы вдоль берегов озера. Эти отложения имеют толщину 0.3–0.4 м и состоят из темно-серых шариков серы и их фрагментов размерами 0.2–2.0 мм (рис. 2).

В августе 1979 г. в кальдере Головнина произошли три излияния расплавленной серы (Мархинин, 1983). Первый эпизод, точное время которого неизвестно, имел место на берегу оз. Горячее в 60–70 м к востоку от устья ручья, вытекающего из оз. Кипящее (см. рис. 1в). Жидкая сера залила тонким (до 10 см) слоем участок песчано-пемзового пляжа размером 15 × 15 м. Второе излияние серы произошло в ночь с 18 на 19 августа 1979 г. у кромки воды оз. Горячее в 33 м к востоку от первого. Длина участка, покрытого серой, составляла 18 м, ширина – 10 м, местами языки излитой серы уходили под воду по дну озера на 1.5–2.0 м. Третий эпизод излияния серы наблюдался 26 августа 1979 г. в течение 2 ч 15 мин. Первоначально на берегу оз. Горячее в 51 м к востоку от места второго излияния на поверхности светлых песчано-пемзовых отложений озера появились отдельные темные пятна просачивающейся жидкой серы диаметром 2–10 см. Количество этих просачиваний постепенно увеличивалось и образовало на берегу озера практически сплошной покров протяженностью 20 м и шириной 8 м. Излияние серы сопровождалось интенсивным выделением диоксида серы по всей области просачивания. Местами на поверхности покрова появлялись небольшие воронки, в которых жидкая сера пузырилась под действием выделяющихся газов. Несколько потоков расплавленной серы стекли из области просачивания в озеро, продвинувшись по дну озера на расстоянии до 3 м.

ПОЛЕВЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ

Собственные наблюдения получены во время посещений кальдеры вулкана 16 сентября 2021 г., 25 сентября 2022 г., 15 и 20 сентября 2023 г. 16 сентября 2021 г. уровень активности донных гидротерм оз. Кипящее был относительно низким. В первой половине дня стояла безветренная погода и детали дна озера просматривались в спокойной воде на расстоянии до 10 м от берега в юго-восточной части озера, т. е. там, где его глубина составляет 30–40 см (рис. 3). В этой прибрежной зоне наблюдалось повсеместное струйчатое выделение пузырьков газа из донных отложений. пляж серного песка к югу от протоки был практически полностью покрыт с поверхности слоем серой пены, источник которой в то время был неясен.

Уровень активности глубоких гидротермальных источников был относительно высоким во время посещения озера 25 сентября 2022 г. (рис. 4), когда наблюдался почти непрерывный выброс хлопьев светло-серой пены из двух районов в северной части озера. Эти участки выделялись на общем фоне озерной воды более темным цветом и соответствовали по положению (см. рис. 1б) северному склону дна озера. Из одной области, более удаленной от берегов озера, пена выделялась непрерывно и, смещаясь по течению к протоке, формировала пенную дорожку. Часть пены при перемещении размывалась озерной водой и достигала берега или стекала в протоку в виде грязной струи. Оставшиеся хлопья формировали пенные отложения на прибрежном песке или уносились по протоке в оз. Горячее, растворяясь уже там. Из второй



Рис. 3. Юго-восточная прибрежная зона оз. Кипящее, 16 сентября 2021 г.

Fig. 3. Southeastern coastal zone of Kipyaschee Lake, September 16, 2021.



Рис. 4. Пенный след на поверхности озера Кипящее, 25 сентября 2022 г. Вид с юго-востока.

Fig. 4. Foam track on the surface of Kipyaschee Lake, September 25, 2022. View from the southeast.





Рис. 5. Вид на оз. Кипящее со стороны юго-восточного термального участка Центрального Восточного фумарольного поля (а) и свежее выделение на этом участке геля кремниевой кислоты (б), 25 сентября 2022 г.

1 – проплывающие вдоль берега хлопья серой пены; 2 – скопления пены на берегу озера; 3 – песчаный пляж из отложенных шариков серы; 4 – “Чёртова сковорода” (песчаные отложения, через которые пробиваются парогазовые струи); 5 – большой грязевой котел; 6 – покров из кремнистых отложений; 7 – свежий кремнистый поток.

Fig. 5. View of Kipyashee Lake from the southeastern thermal area of the Central Eastern fumarole field (a) and the fresh release of silicic acid gel in this area (b), September 25, 2022.

1 – gray foam flakes floating along the shore; 2 – foam accumulations on the lake shore; 3 – a sandy beach made of sulfur spherule deposits; 4 – “Devil’s frying pan” (sandy sediments through which steam-gas jets make their way); 5 – a large mud boiler; 6 – a cover of siliceous deposits; 7 – a fresh siliceous flow.

области, расположенной ближе к северо-восточному берегу озера, пена выделялась дискретно, но более крупными и пышными хлопьями. Они сносились течением вдоль северо-восточного побережья (рис. 5а, 1) и накапливалась на нем (рис. 5а, 2).

Во время обоих посещений кальдеры в 2023 г. серая пена на юго-восточном пляже оз. Кипящее практически отсутствовала. Движущаяся из центральной части озера пена формировала многочисленные пенные дорожки по направлению к северо-восточному побережью (рис. 6а), где на отмели происходило накопление пенных отложений (рис. 6б). Пенообразование наблюдалось вокруг донных гидротерм вдоль всего северо-восточного побережья озера, однако наиболее интенсивно оно происходило в северной части озера (рис. 6в–г), непосредственно примыкающей к северному термальному участку (см. рис. 1б, I₆).

Кроме поступающей из озерных глубин серой пены на “Чёртовой сковороде”, расположенной в пределах юго-восточного термального участка, происходит образование черной гидротермальной пены (см. рис. 5а, 4). Эта пена образуется из обводненных озерных отложений под воздействием восходящих парогазовых струй и формирует многочисленные холмики над центрами парогазовой активности. При повышении уровня термальных вод на участке пена нередко сносится в оз. Кипящее и далее по протоке в оз. Горячее.

Помимо этого, на щите кремнистых пород (см. рис. 5а, 6), частично покрывающих термальный

участок, было обнаружено свежее выделение гидротермальной “грязи” темно-серого, почти черного, цвета и однородной консистенции (см. рис. 5б). Как впоследствии было установлено (см. следующий раздел), эта грязь представляла собой гель кремниевой кислоты. Впервые силикагель был описан в отложениях Черепахового фумарольного поля (см. рис. 1в, III) как сметаноподобная студенистая масса, превращающаяся при высыхании в мелоподобный порошок (силикагель) (Набоко, Сильниченко, 1957). Дальнейшее обезвоживание силикагеля приводит к образованию опала. Черный цвет геля и светло-серый цвет силикагеля в нашем случае обусловлен присутствием в его составе рудных компонентов – самородной серы и сульфидов.

Весь щит кремнистых пород термального участка состоит из подобных выделений и формируется в реальном времени. По крайней мере, свежий поток кремнистого материала с характерными бортовыми валами (см. рис. 5а, 7) образовался в период между нашими посещениями вулкана в 2021 и 2022 гг., а в 2023 г. он уже был частично перекрыт делювиальными отложениями с верхних склонов термального участка и прилегающей части Центрального Восточного купола. Многочисленные натеки кремнистого материала окружают отлагающие серу фумаролы (рис. 7а). Сами серосодержащие породы, как правило, покрыты корочками кремнистого материала (рис. 7б, в) с тонкими текстурами течения и смятия, напоминающими в миниатюре текстуры канатных лав. Эти кремни-

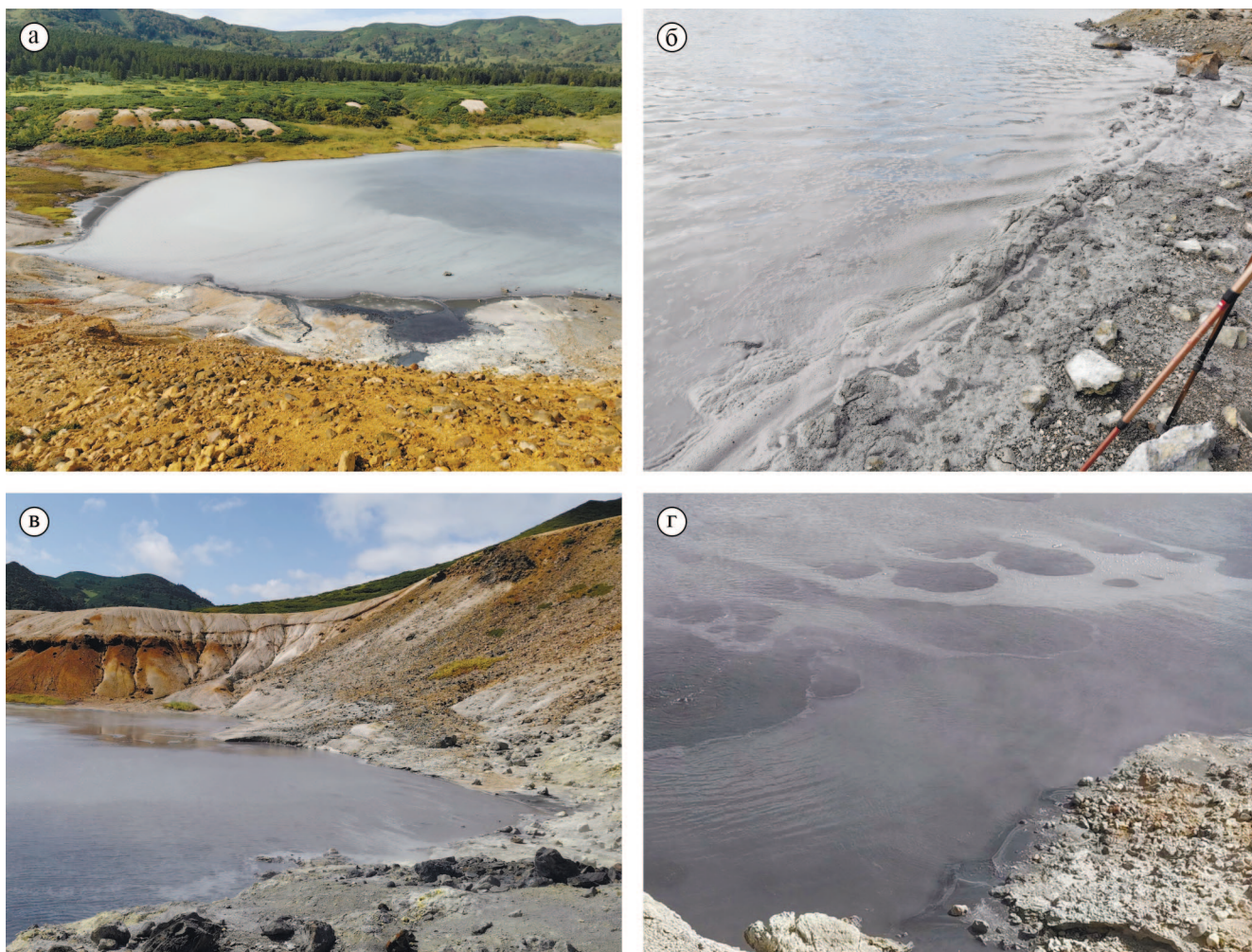


Рис. 6. Пенообразование в донных гидротермах оз. Кипящее в сентябре 2023 г.

а – многочисленные пенные дорожки от центральной части озера в направлении его северо-восточного берега, вид с севера, 20 сентября 2023 г.; б – отложения серой пены на северо-восточном побережье оз. Кипящее, 15 сентября 2023 г.; в, г – пенообразование в донных гидротермах у северного побережья оз. Кипящее, 15 сентября 2023 г.

Fig. 6. Foaming in the bottom hydrothermal vents of Kipyaschee Lake in September 2023.

а – numerous foam jets from the central part of Kipyaschee Lake in the direction of its northeastern beach, view from the north, September 20, 2023; б – gray foam deposits on the northeastern coast of Kipyaschee Lake, September 15, 2023; в, г – foaming around bottom hydrothermal vents off the northern coast of Kipyaschee Lake, September 15, 2023.

стые корочки покрыты многочисленными порами, полуразрушенными пузырьковыми полостями и пронизаны каналами, что в целом свидетельствует о газовой активности при их формировании. Аналогичные соотношения между кремнистыми и серосодержащими наземными отложениями наблюдаются и на северном участке (см. рис. 16, I₆) Центрального Восточного термального поля.

На южных склонах Центрального Восточного купола, примыкающих к северо-восточному побережью оз. Кипящее, а также в обрывах вытекающей из озера протоки встречаются блоки красно-коричневых пород. Они состоят из плохо окатанных и угловатых несортированных обломков ан-

дезито-дацитов в песчано-гравийном наполнителе, сцементированном гидроксидами железа. Аналогичные породы обнажаются в обрывах северо-западного побережья озера (рис. 8). Здесь они детально описаны (Федорченко, 1962), но ошибочно отождествлены как озерные отложения. Крутые углы падения (30° по (Федорченко, 1962), до 45° по нашим наблюдениям, см. рис. 8б) как сцементированных пород, так и подстилающих их рыхлых отложений, ориентированность восстания пород примерно на центр оз. Кипящее, отсутствие сортировки обломочного материала с размерами от песчано-гравийной фракции до мелких валунов (см. рис. 8в) позволяют отождествить эти отложе-



Рис. 7. Желтые отложения серы (а) в газовых выходах и покрывающие серосодержащие породы корочки кремнистого материала (б, в), юго-восточный участок Центрального Восточного термального поля, 15 сентября 2023 г.

Fig. 7. Yellow sulfur deposits (a) in gas outlets and crusts of siliceous material covering sulfur-containing rocks (б, в), southeastern section of the Central Eastern Thermal Field, September 15, 2023.

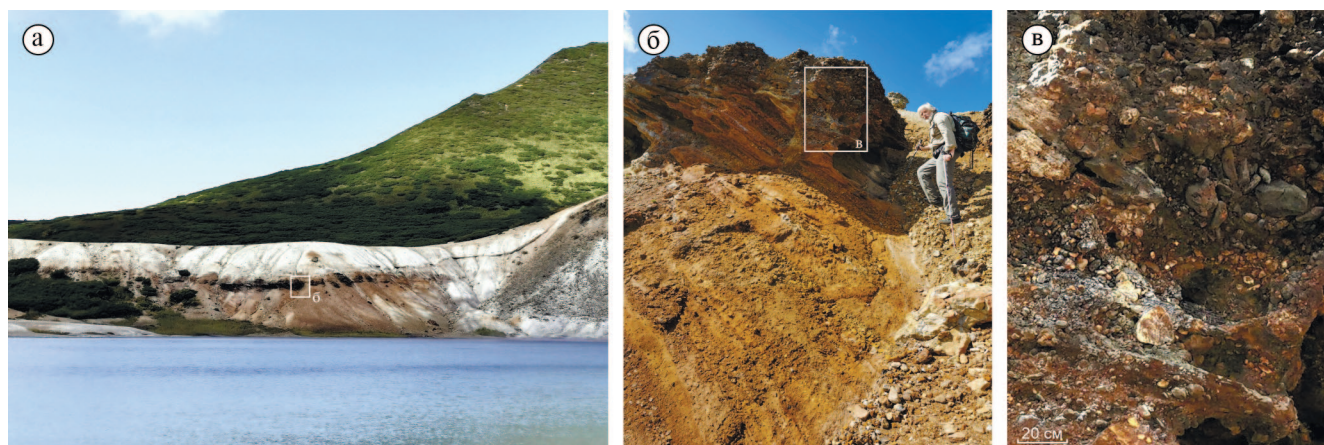


Рис. 8. Остатки купольной мантии той части Центрального Восточного купола, которая была уничтожена в извержении, образовавшем воронку оз. Кипящее.

Пояснения см. в тексте.

Fig. 8. The remains of the dome mantle of that part of Central Eastern Dome, which was destroyed in the eruption that formed the crater of Kipyaschee Lake.

For explanations, see the text.

ния с остатками мантии той части Центрального Восточного купола, которая была уничтожена при формировании воронки оз. Кипящее. Окатанность части обломков в этих породах обусловлена пластичностью пирокластического материала в момент их формирования, тогда как цементация обломков гидроксидами железа произошла под воздействием газогидротермального процесса.

Отложения серы на Центральном Западном термальном поле приурочены к участкам современной фумарольной деятельности и представлены холмами новообразованной эксгалиационной минерализации (рис. 9). Наиболее активна фумарольная деятельность на верхнем участке термального поля (см. рис. 9а). Здесь находится крупная воронка с интенсивно парящим и клокочущим



Рис. 9. Отложения серы на Центральном Западном термальном поле.

Пояснения см. в тексте.

Fig. 9. Sulfur deposits in the Central Western thermal field.

For explanations, see the text.

газогидротермальным выходом. Окружающие его глыбовые осыпи с северного склона Центрального Западного купола полностью или частично перекрыты новообразованным веществом, сквозь которое происходит как непрерывное выделение

ювенильных газов в виде площадных просачиваний и парения на поверхности, так и интенсивное газовыделение по отверстиям и трещинам в новообразованном материале. Вокруг наиболее активных газовых выходов происходит осаждение

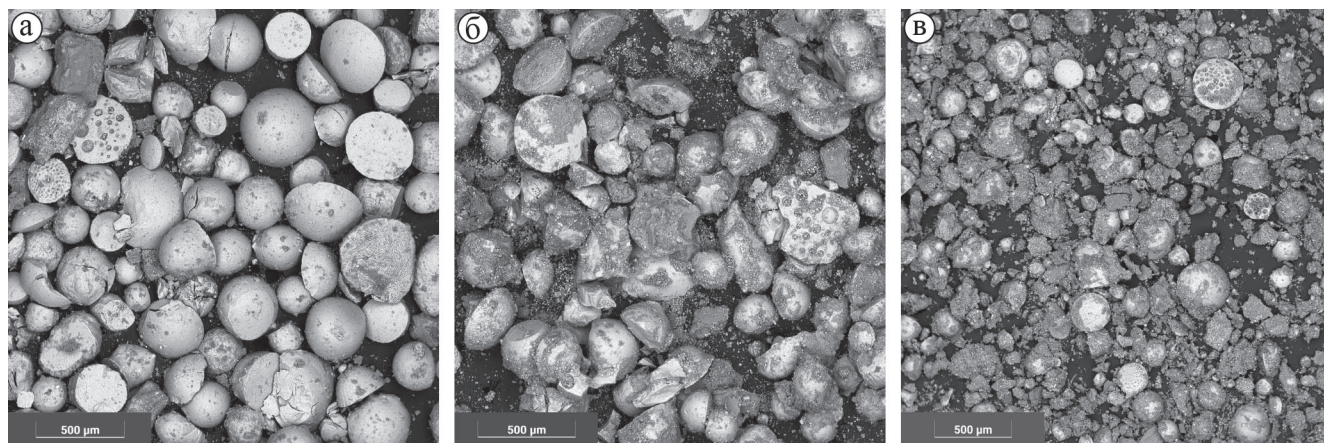


Рис. 10. Серный песок (а) и светло-серая пена (б) с юго-восточного пляжа оз. Кипящее (см. рис. 2), серая пена (в) из крупных хлопьев с северо-восточного пляжа (см. рис. 5, 2).

BSE-фотографии вещества в естественном состоянии после высыхания.

Fig. 10. Sulfur sand and (a) and light gray foam (б) from the southeastern beach of Kipyaschee Lake (see Fig. 2), gray foam (в) from large flakes from the northeastern beach (see Fig. 5, 2).

BSE-photos of the substance in its natural state after drying.

ярко-желтого конденсата серы (сульфурита) прямо из газового потока (см. рис. 9д). На участках менее активного просачивания поверхность эксгалационного материала повсеместно покрыта светло-серой корочкой новообразованного опала, из-под которой ярко-желтая самородная сера обнажается только на участках растрескивания и локального разрушения (см. рис. 9е, ж). Некоторые крупные холмы окаймлены зонами газового просачивания только по периметру, тогда как их вершинные части обогащены гидроксидами железа и имеют красно-коричневый цвет (см. рис. 9а, в центре).

На нижних участках Центрального Западного термального поля холмистый рельеф новообразованного эксгалационного материала на общем фоне более пологих склонов выражен более отчетливо (см. рис. 9б). Отдельные холмы здесь достигают 4 м в высоту (см. рис. 9г). Поверхностная кремнистая корочка на их склонах демонстрирует многочисленные признаки стекания. В разрезе холмов по руслам временных водотоков проявляется слоистость (см. рис. 9в) с чередованием слоев, обогащенных серой или опалом. Вероятно, что эта слоистость отражает сезонную цикличность воздействия атмосферных осадков на вещество эксгалационных холмов – в период весеннего снеготаяния и летне-осенних дождей поверхность холмов частично разрушается и обогащается пролювиально-делювиальными кремнистыми отложениями, тогда как в зимний период происходит спокойное накопление новообразованного эксгалационного материала.

МИКРОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ

Микроструктурные исследования выполнены в ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН на сканирующем электронном микроскопе Tescan MIRA LMS с приставками ЭДС и ДОРЭ INCA Energy350X-Max50 и NordlysNano (Oxford Instruments). При этом исследовалась как поверхность образцов, так и их поперечные сечения. В последнем случае использовались аншлифы образцов в эпоксидной смоле (шашки).

Изучение серой пены показало, что ее вещество состоит в основном из сферических шариков серы и их фрагментов, аналогичных содержащимся в серном песке (рис. 10). Главное различие между ними – присутствие в пене глинистого материала (рис. 11–13), обусловившего как само пенообразование при прохождении газов сквозь водную среду, так и временную плавучесть пенных хлопьев. В веществе серой пены кроме серных шариков присутствует опал, алуни́т, гидротермально измененные породообразующие минералы (пироксены, плагиоклазы), сера-алуни́т-каолинитовые фрагменты, вероятно, донных отложений (см. рис. 11г). Практически на всех серных шариках из вещества серой пены присутствуют остатки пенообразующего вещества (см. рис. 11). Помимо серных шариков в веществе серой пены имеются небольшие (порядка 0.05 мм) преимущественно сульфидные сферические образования (см. рис. 11к–м), в которых самородная сера либо отсутствует, либо содержится в незначительном количестве. Также в веществе серой пены распространены комплекс-

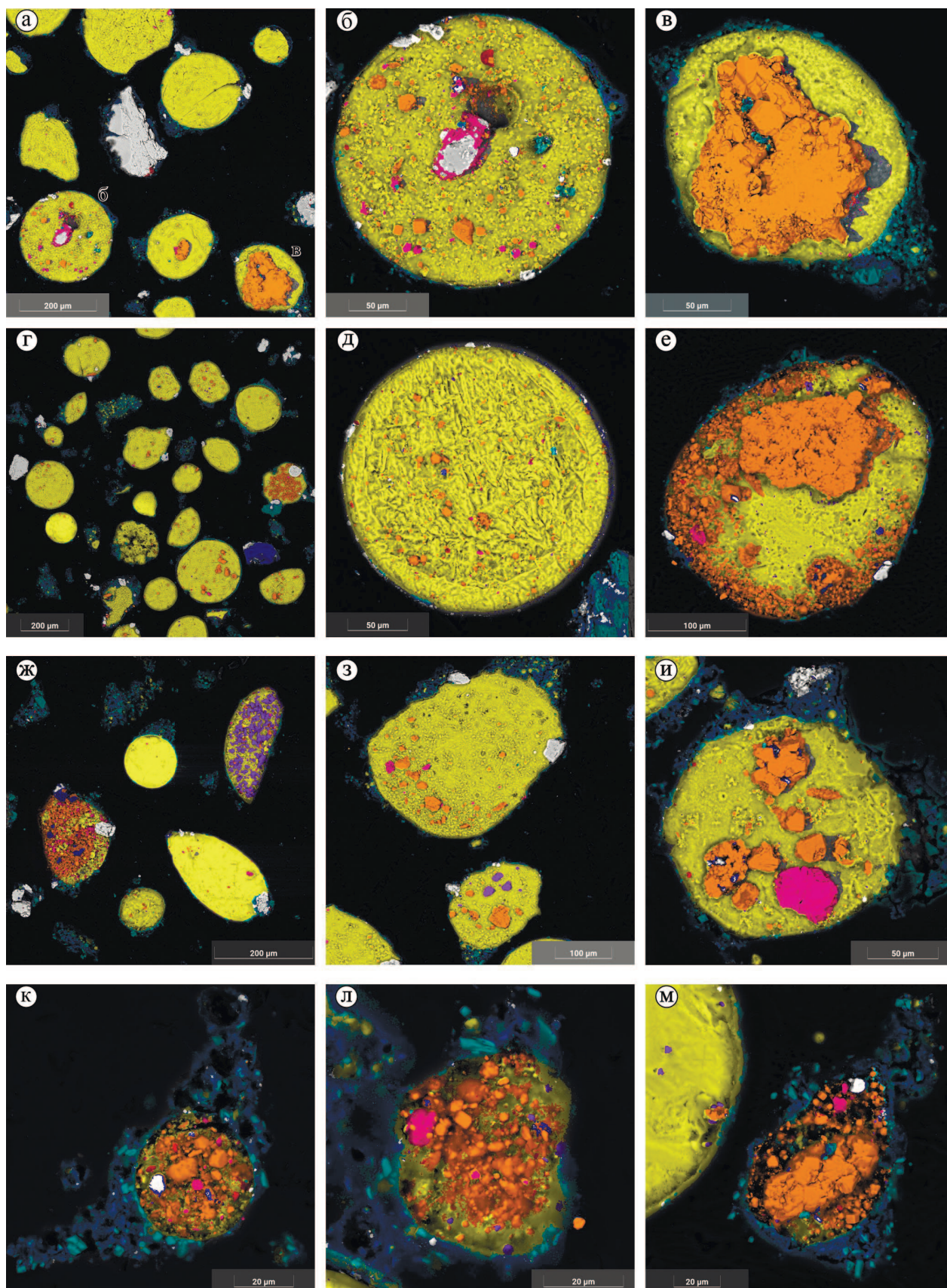


Рис. 11. Микроструктура высушенного вещества серой пены в аншлифе с расшифровкой состава пород по данным спектрального сканирования.

Здесь и на рис. 12, 13, 15–18 условные цвета: желтый – самородная сера; оранжевый – сульфид железа (пирит, марказит); малиновый – сульфид цинка (сфалерит); фиолетовый – сульфид мышьяка (аурипигмент); красный – диоксид титана (рутил); оттенки серого – диоксид кремния (опал); голубой – алунит; светло-синий – алюмосиликаты (каолинит), темно-синий – силикаты. Остальные пояснения см. в тексте.

Fig. 11. The microstructure of the dried substance of gray foam in an anschlyph with the decoding of the composition of rocks according to spectral scanning data.

Here and in Fig. 12, 13, 15–18 conditional colors: yellow – native sulfur; orange – iron sulfide (pyrite, marcasite); crimson – zinc sulfide (sphalerite); purple – arsenic sulfide (auripigment); red – titanium dioxide (rutile); shades of gray – silicon dioxide (opal); blue – alunite; light blue – aluminosilicates (kaolinite); dark blue – silicates. For further explanations, see the text.

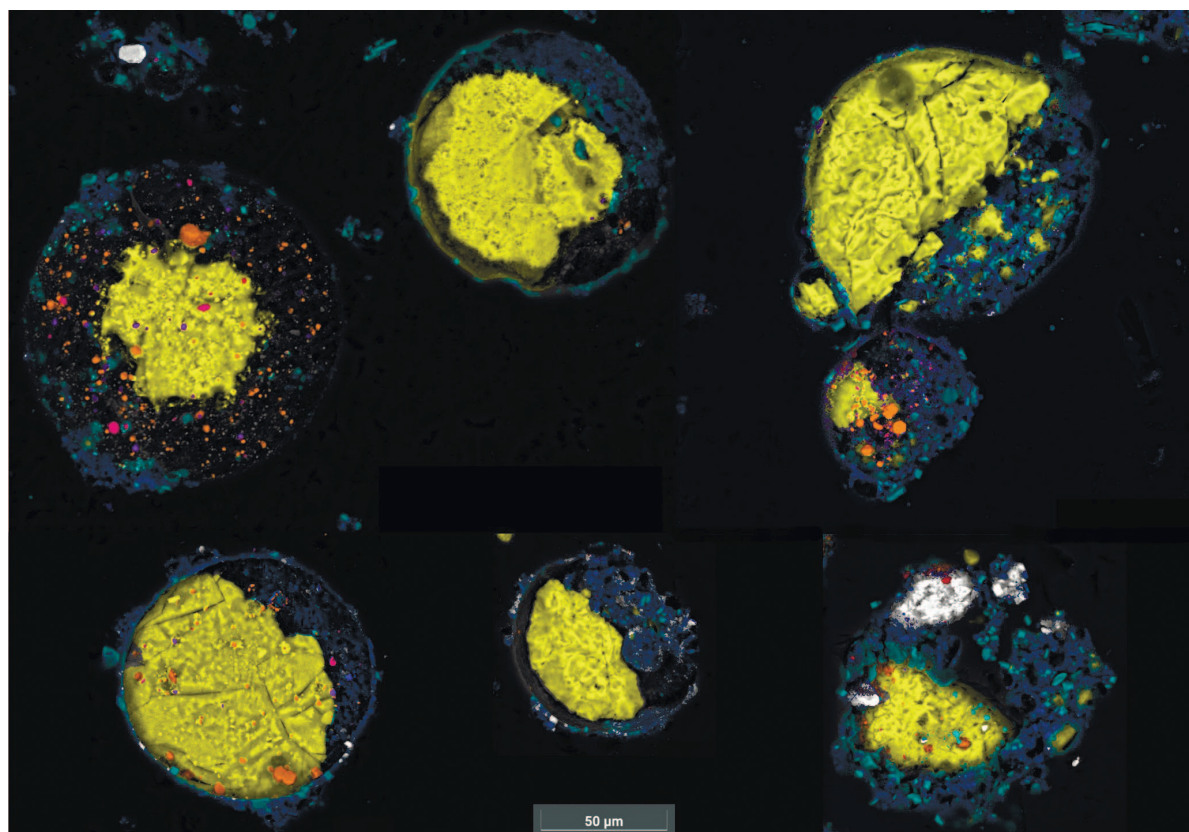


Рис. 12. Комплексные полиминеральные сферические образования в веществе серой пены.

Fig. 12. Complex polymineral spherical aggregates in gray foam substance.

ные полиминеральные сферические агрегаты (см. рис. 12), в которых фрагмент самородной серы либо занимает центральную часть сферы, либо дополняется до полной сферы смесью из алунит-каолинитового материала иногда с примесью сульфидов и опала. В прибойном серном песке такие агрегаты практически отсутствуют.

У некоторых серных шариков приповерхностный слой менее раскристаллизован по сравнению с центральной частью, т. е. имеются признаки поверхностной закалки (см. рис. 11д). Обычны незавершенные контракционные трещины (см. рис. 10а, б; 11а; 14 и др.), которые, скорее всего, ответственны за присутствие в серном песке полусфер и бо-

лее мелких фрагментов. Крупные центральные полости в серных шариках практически отсутствуют. Единственное обнаруженное в аншлифах исключение представлено на рис. 13е. В то же время вполне обычны экземпляры серных шариков с многочисленными небольшими сферическими полостями (см. рис. 10; 13а; 15). Серные шарики различаются по концентрации сульфидной минерализации. В качестве примера максимальной сульфидизации можно привести два шарика на рис. 11в и 13д. В первом шарике самородная сера лишь обрамляет крупный (до 0.18 мм) вкрапленник сульфида железа, придавая совместному агрегату сферическую форму. Во втором – вкрапленник суль-

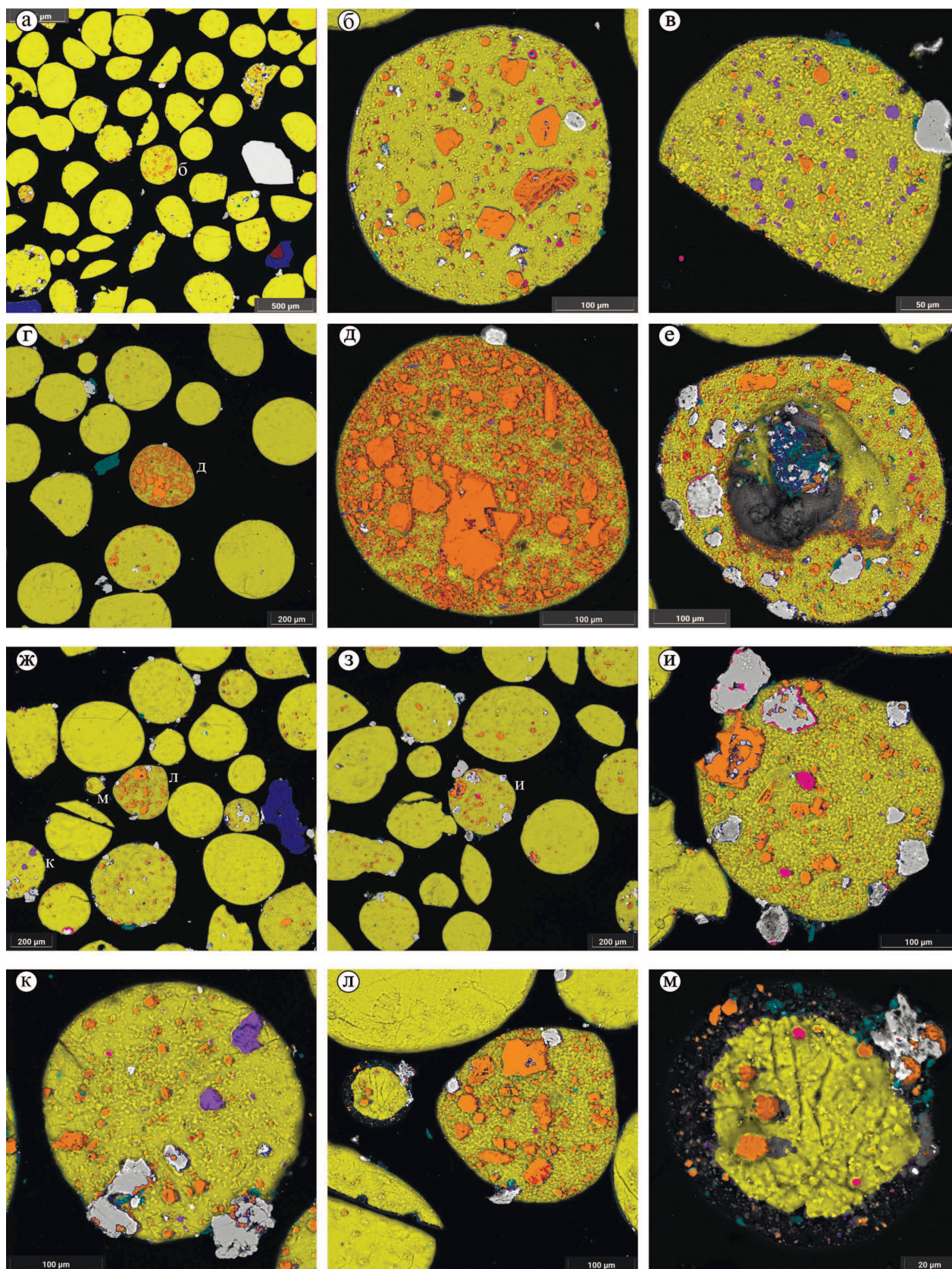


Рис. 13. Микроструктура прибойного серного песка в аншлифе.

Fig. 13. Microstructure of surf sulfur sand in the anschlyphs.

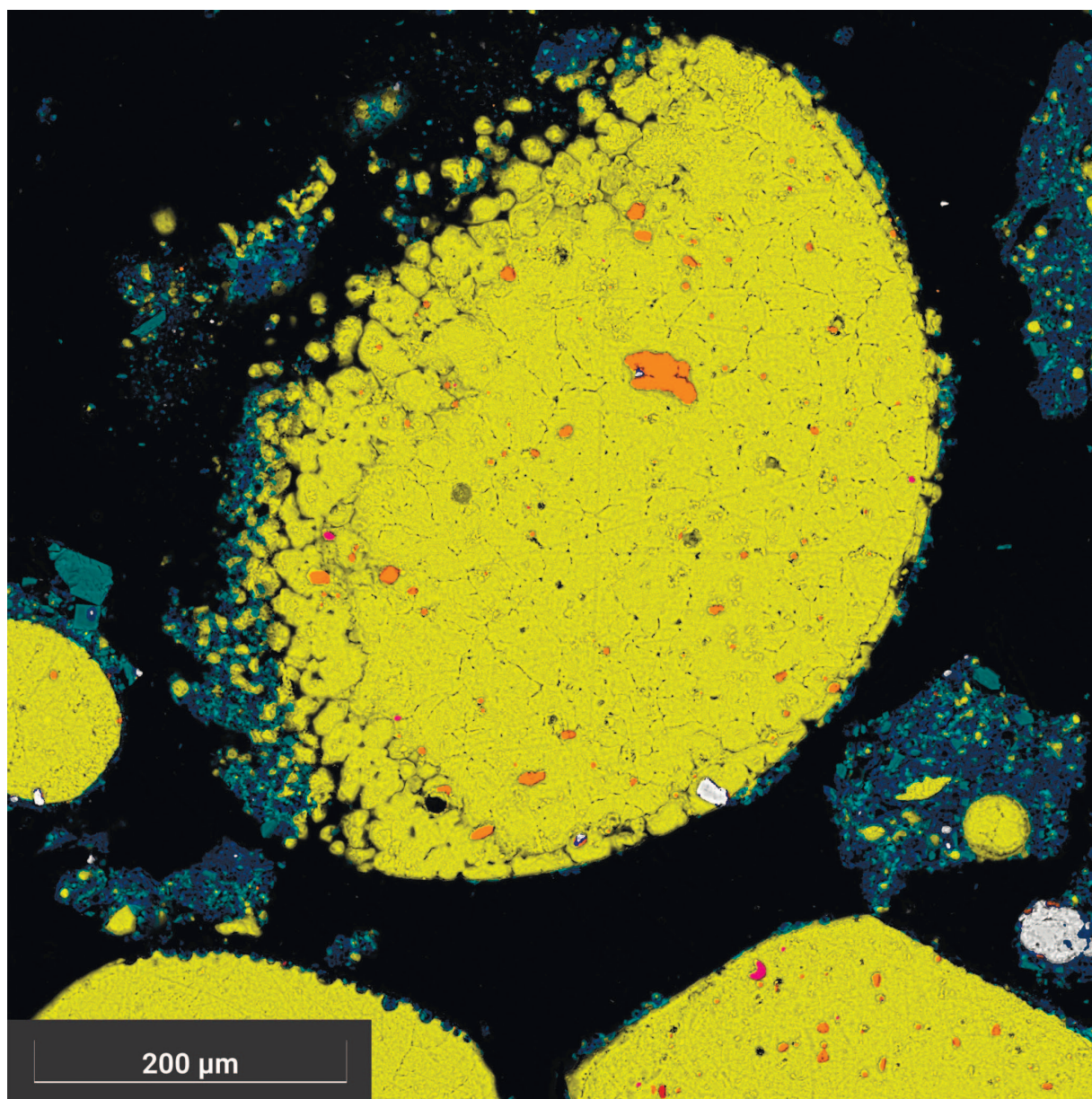


Рис. 14. Разрушение шарика серы под воздействием внутренних напряжений.

Fig. 14. Destruction of the sulfur spherule under the influence of internal stresses.

фида железа неправильной формы настолько тесно соседствует с небольшими и мелкими вкраплениями, что более правильно говорить о сульфидном агрегате, в котором самородная сера является цементирующим и формообразующим фактором. В ближайшем окружении этих шариков сульфидная минерализация либо развита не столь значительно, либо практически отсутствует.

Аналогичные или близкие по концентрации сульфидов агрегаты достаточно распространены (см. рис. 11е, ж, к–м; 13в, л). При этом наиболее мелкая сульфидная вкрапленность выделяется

по яркости в потоке обратноотраженных электронов, но остается нераспознанной при сканировании из-за доминирующего спектра самородной серы в смежных областях. Это создает впечатление кажущейся зернистости самородной серы в некоторых шариках, насыщенных мелкой сульфидной вкрапленностью (см. рис. 11б, з; 13б, в, и–л).

Кроме концентрации сульфидов серные шарiki различаются по металлической специализации. В целом в сульфидной вкрапленности широко распространены сульфиды железа, обычные сульфиды цинка и мышьяка, в нескольких случаях отме-

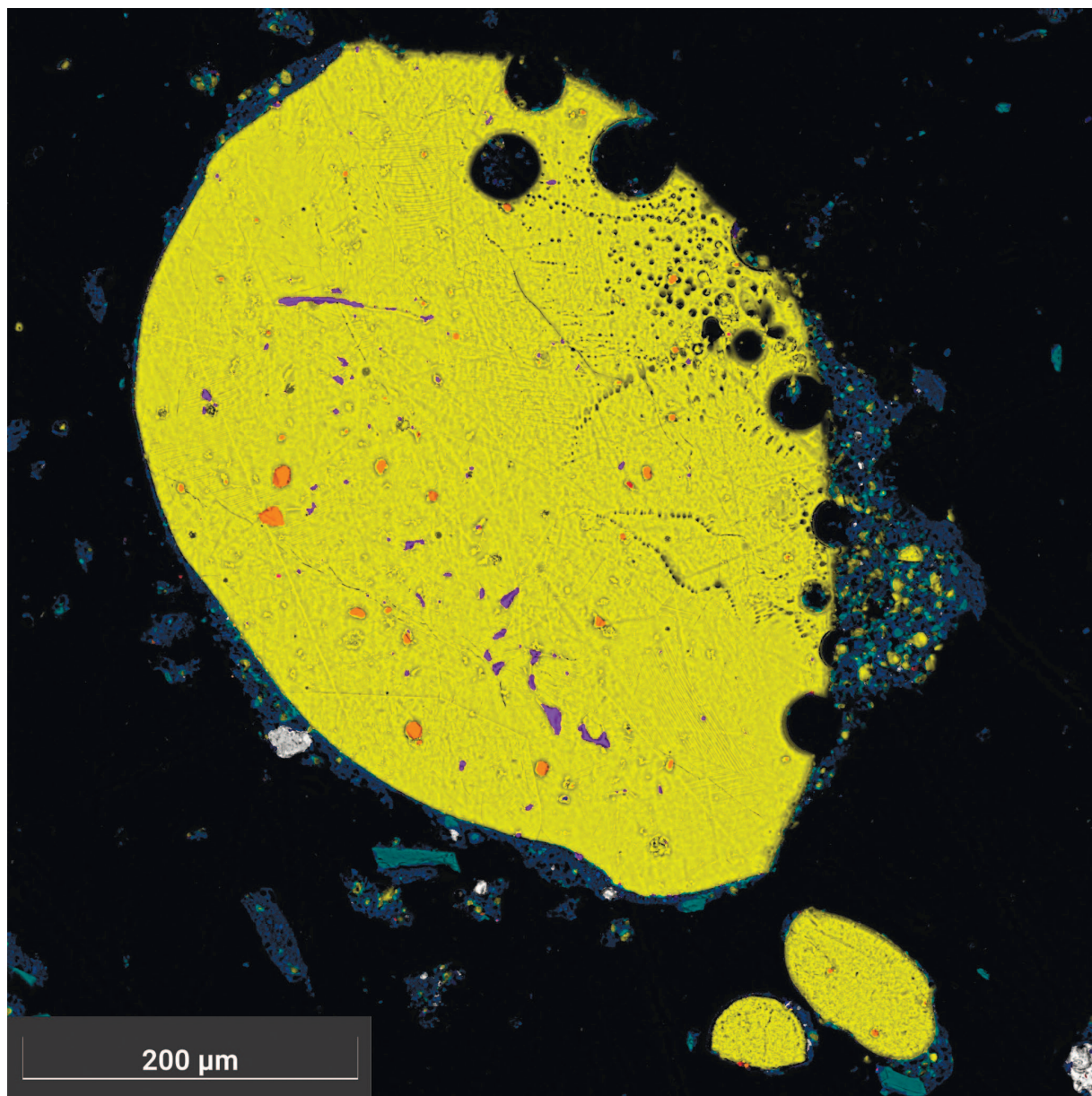


Рис. 15. Шарик серы с двумя уровнями пористости.

Fig. 15. Sulfur spherule with two levels of porosity.

чено присутствие сульфида свинца. В отдельных шариках, как правило, также доминируют сульфиды железа, но в некоторых случаях в сопоставимых или больших количествах присутствует вкрапленность аурипигмента (см. рис. 11ж; 13в). Обычны серные шарики с парной металлической специализацией: сульфиды железа + сфалерит (см. рис. 11б, з, и; 13и, м) или сульфиды железа + аурипигмент (см. рис. 11з; 13в, к). Иногда, но довольно редко, сульфиды всех трех металлов встречаются совместно (см. рис. 11л). В пределах некоторых вкрапленников сульфида железа (предположитель-

но, марказит) присутствуют выделения диоксида титана (см. рис. 13б, л).

В свою очередь, сульфид цинка иногда тесно ассоциирует с опалом, образуя на его поверхности каемочки обрастания и включения внутри (см. рис. 11б; 13и). Присутствие многочисленных включений опала (см. рис. 11б; 13б, е, и, к) или их полное отсутствие представляет собой третий фактор различия в минерализации серных шариков.

Некоторые агрегаты сульфида железа и диоксида титана образуют друзоподобные срастания одновременно образовавшихся минералов и выгля-

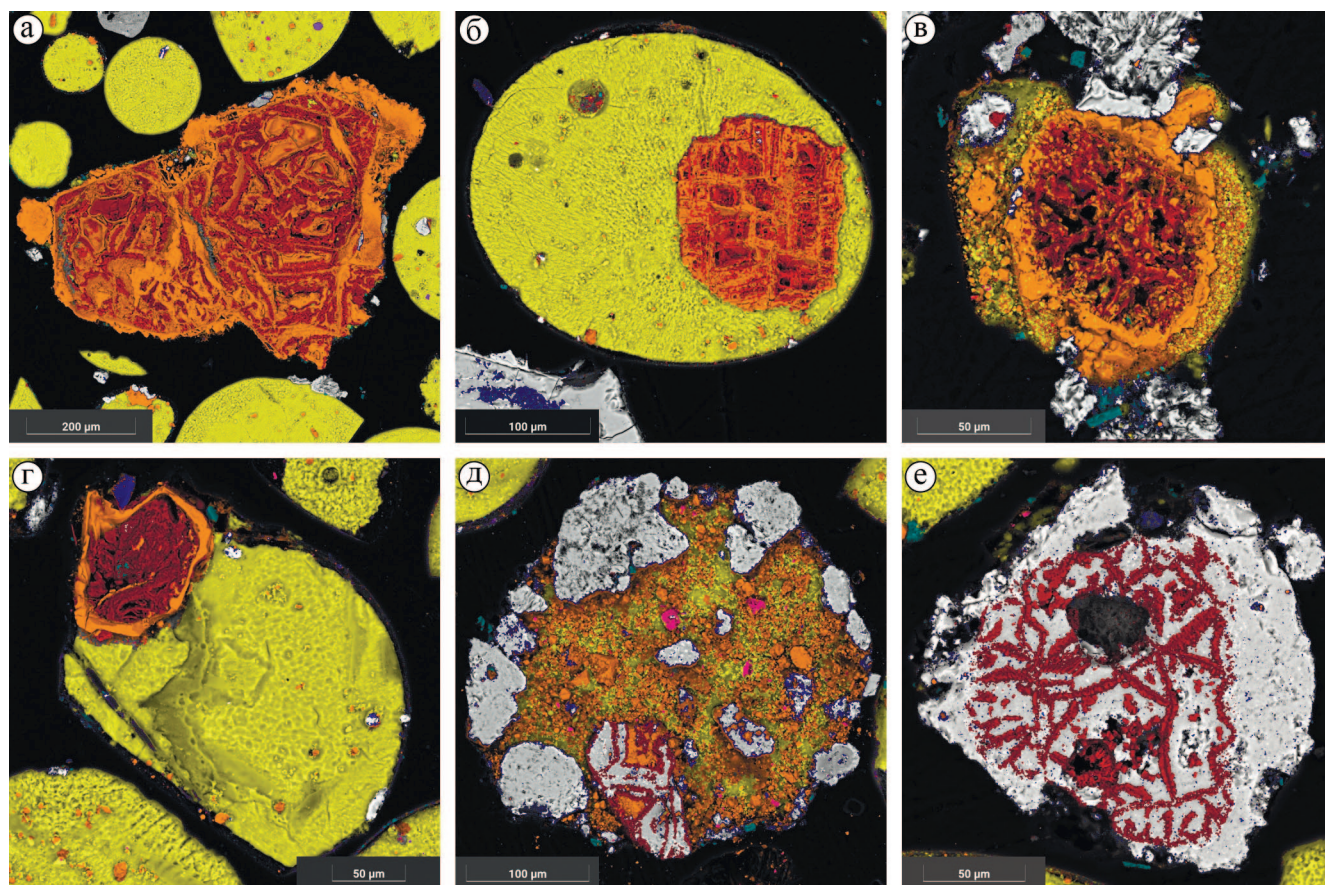


Рис. 16. Парагенезис минералов самородной серы, дисульфида железа, диоксида титана и кремнезема.

Fig. 16. Paragenesis of minerals of native sulfur, iron disulfide, titanium dioxide and silica.

дят как “бутоны роз” (рис. 16а–г). Встречаются совместные агрегаты минералов сульфида железа, диоксида титана и кремнезема (рис. 16д), а также ажурные прорастания диоксида титана в кремнеземе. Все это свидетельствует о сингенетичности образования минералов перечисленных веществ в условиях, близких к условиям формирования самой самородной серы.

Черная гидротермальная пена (рис. 17) состоит в основном из алунит-каолинитовой смеси. В незначительном количестве в ней присутствует чистая самородная сера, а также редкие зерна опала, диоксида титана и сульфида железа иногда с примесью сульфида мышьяка. По описанию (Зотов, 1967), эта пена соответствует донным отложениям оз. Кипящее, а также пенообразующему материалу в составе серной пены (см. рис. 11, 12, 14, 15).

Черный гель кремниевой кислоты после отбора претерпел коагуляцию с образованием силикагелевых комочков, с потерей воды уменьшавшихся в размере. Образовавшийся светло-серый порошок на 60–70% состоит из новообразованного опала (рис. 18), часто с включениями сульфида железа.

Распространены зерна самородной серы, как чистой, так и насыщенной сульфидами железа вплоть до наличия чисто сульфидных зерен. В незначительном количестве присутствуют зерна алюмосиликата (шабазит), а также редкие зерна алунита и очень мелкие выделения диоксида титана.

ПРОБЛЕМА КОЛЛОИДНОЙ СЕРЫ

Коллоидная сера занимает центральное положение в концепции хемогенно-осадочного генезиса самородной серы вулканических озер (Набоко, 1958, 1959; Delmelle, Bernard, 2015; Mora Amador et al., 2019). “Сера образуется, вероятно, в результате окисления сероводорода. Также она может возникнуть из сернистой кислоты при реакции ее с сероводородом. Во всех случаях образуется коллоидная сера. В коллоидных растворах вокруг газовых пузырьков и твердых илистых частиц образовывались сферические стяжения, которые частично осаждались на дно с образованием серных илов, а частично выносились газами на поверхность в виде серной пены” (Набоко, 1959, с. 100–102). На по-

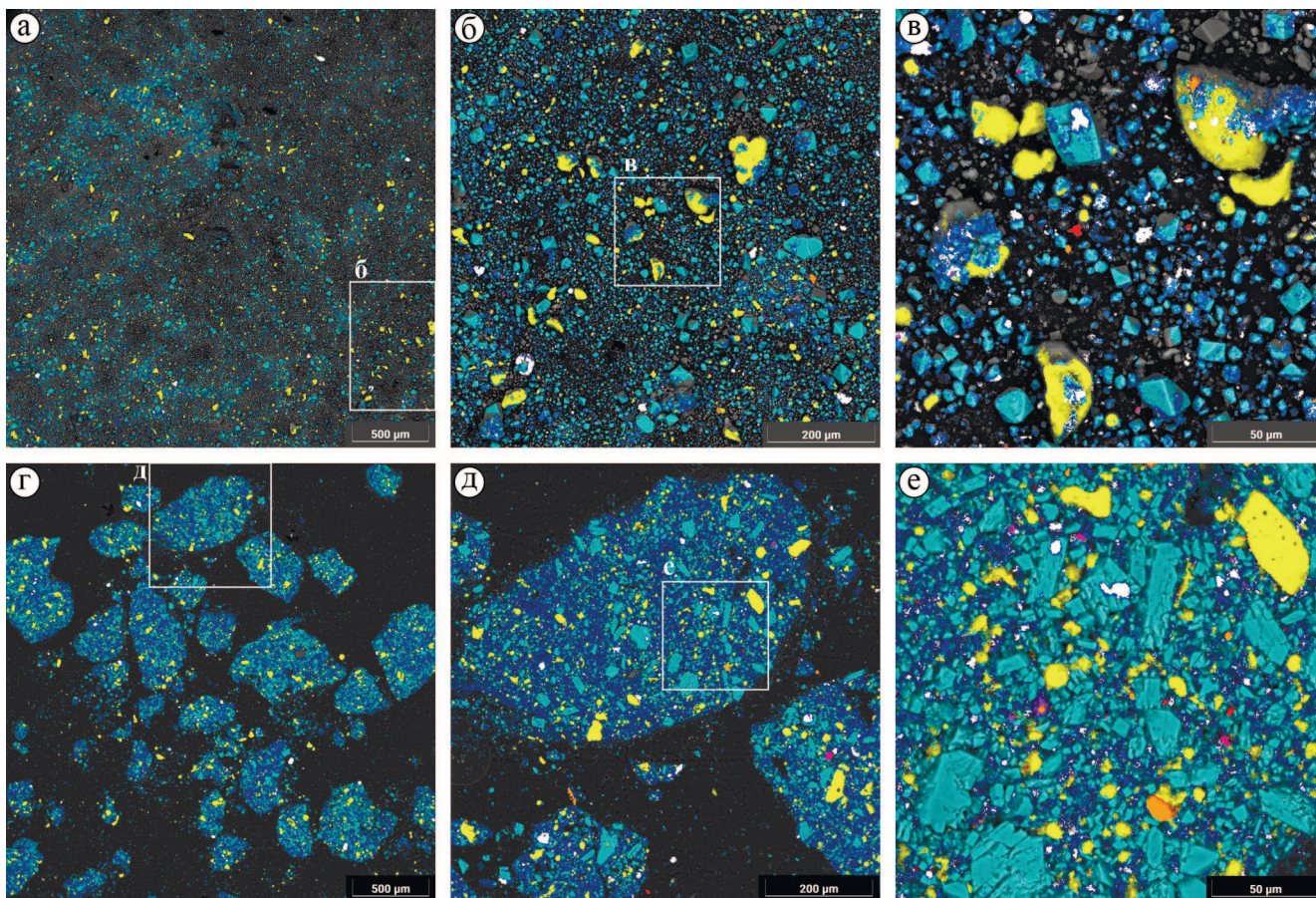


Рис. 17. Микроструктура черной гидротермальной пены (см. рис. 5а, 4) в естественном состоянии после высыхания (а–в) и в эпоксидном аншлифе (г, д).

а–в, г–е – фотографии образца с последовательным увеличением.

Fig. 17. Microstructure of black hydrothermal foam (see Fig. 5a, 4) in its natural state after drying (а–в) and in an epoxy anschlyph (г, д).

а–в and г–е – photos of the sample with sequential magnification.

верхности озера она образует “скопления черной серной пены” (Набоко, 1959, с. 200).

Мы не обнаружили сколь-либо значимых отложений коллоидной серы в кальдере Головнина. Она отсутствует в химическом составе воды (Kalacheva et al., 2017, табл. 3; Калачева и др., 2023, табл. 1). Вода оз. Кипящее в спокойном состоянии (см. рис. 3) прозрачна, бесцветна и при отстаивании не образует осадка коллоидной серы. Она становится мутной только при смешивании с донными отложениями во время волнения и/или активности донных гидротермальных источников (см. рис. 4, 6), но результирующий серый цвет озерной воды контрастирует с обычно бирюзовым цветом вулканических озер с коллоидной серой (Mora Amador et al., 2019). Мы не обнаружили коллоидной серы в донных отложениях. Мелкие фрагменты серы, присутствующие в каолинит-алунитовом материале

донных илов, могут быть исчерпывающе объяснены разрушением серных шариков (см. рис. 14).

В качестве примера коллоидной серы С.И. Набоко (1959) приводит отложения термальных источников на вулкане Менделеева, о-в Кунашир. Мы осмотрели несколько подобных источников (рис. 19б) в районе Северо-Западного поля вулкана Менделеева. Отложения коллоидной серы здесь приурочены к выходу на поверхность высокотемпературных (~95°C) вод, представлены тонкодисперсным легко взмучиваемым осадком белого цвета, приобретающем желтоватый оттенок при высыхании. Эти отложения распространяются по руслам водотока на расстояние от нескольких метров до нескольких десятков метров от термальных выходов. Структура и состав отложений коллоидной серы демонстрируют резкие различия в сравнении с пеной (как серого, так и черного цвета) на

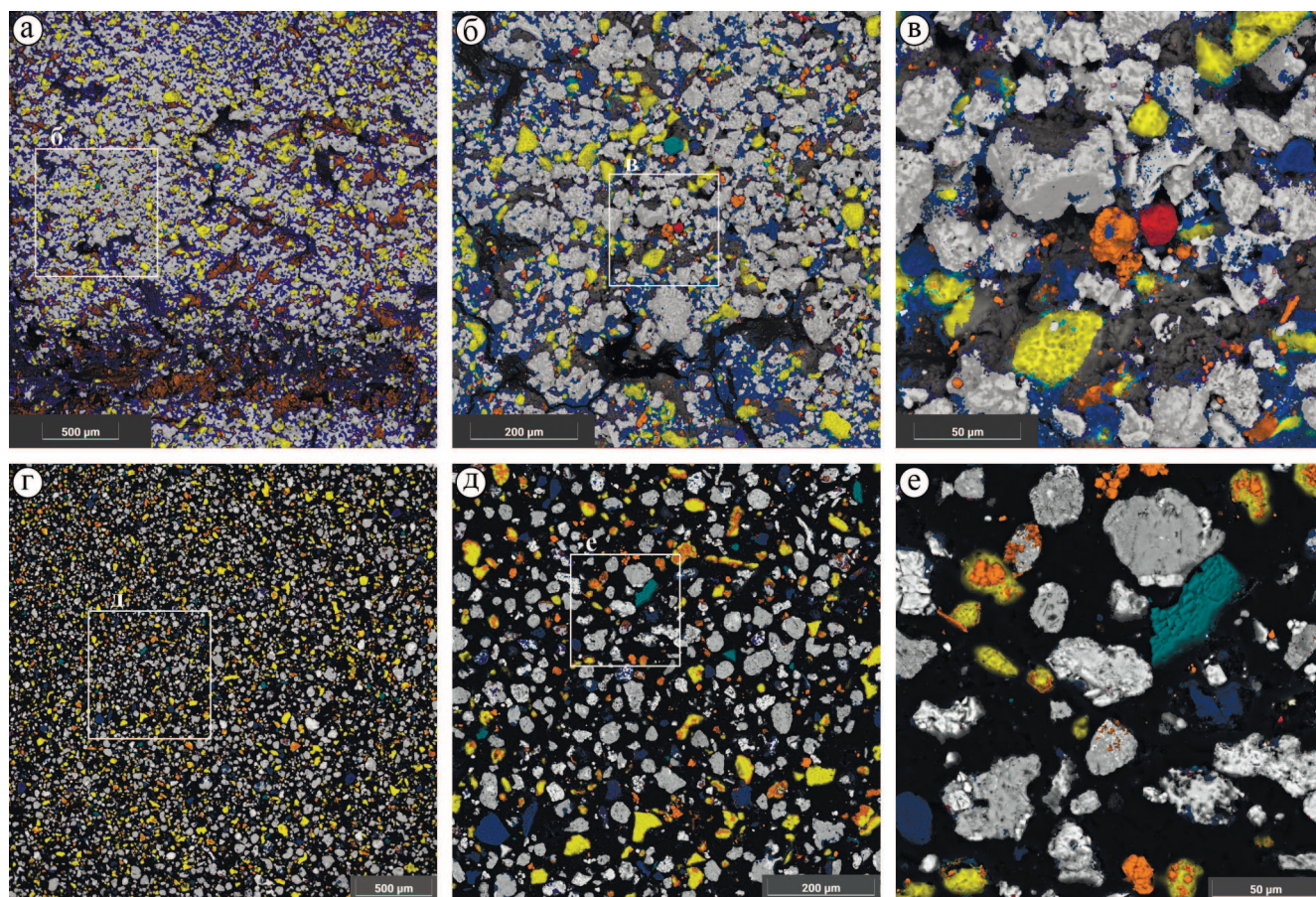


Рис. 18. Микроструктура рудоносного силикагеля (см. рис. 5б) в естественном состоянии после высыхания (а–в) и в эпоксидном аншлифе (г, д).

а–в, г–е – фотографии образца с последовательным увеличением.

Fig. 18. Microstructure of ore-bearing silica gel (see Fig. 5б) in its natural state after drying (а–в) and in an epoxy anschlyph (г, д).

а–в and г–е – photos of the sample with sequential magnification.

берегах оз. Кипящее (см. рис. 19а, а также 11, 12, 14, 15, 17), что свидетельствует об ошибочности ранее сделанных отождествлений этой пены с коллоидной серой.

При этом даже беглый осмотр отложений коллоидной серы на вулкане Менделеева вызывает сомнения в ее хомогенном генезисе. Во-первых, в зоне отложения коллоидной серы происходит интенсивное выделение сероводорода в атмосферу с идеальными условиями для его окисления и образования серы. Тем не менее отложение серы происходит только по руслу водотоков, а не на окружающей их поверхности. Это свидетельствует о незначительной роли окисления сероводорода в образовании коллоидной серы. Во-вторых, она образуется только на участках быстрого остывания водного потока до температур примерно 40–50°C. Ниже по течению отложения коллоидной серы отсут-

ствуют, хотя состав термальных вод (включая растворенный сероводород) практически не меняется. Взаимосвязь образования коллоидной серы с процессами остывания свидетельствует скорее о конденсации растворенной в воде газообразной серы, чем о ее хомогенном образовании. Более подробно возможность образования коллоидной серы в результате ее водной конденсации рассмотрена в разделе “Молекулярно-химическое моделирование”.

СЕРНЫЙ РАСПЛАВ В КАЛЬДЕРЕ ГОЛОВНИНА

Наши наблюдения и исследования микроструктуры свидетельствуют о выносе серы со дна оз. Кипящее вместе с газами в составе серой пены. Сферическая форма серы и других сложных структур указывает на их образование в газовом потоке из

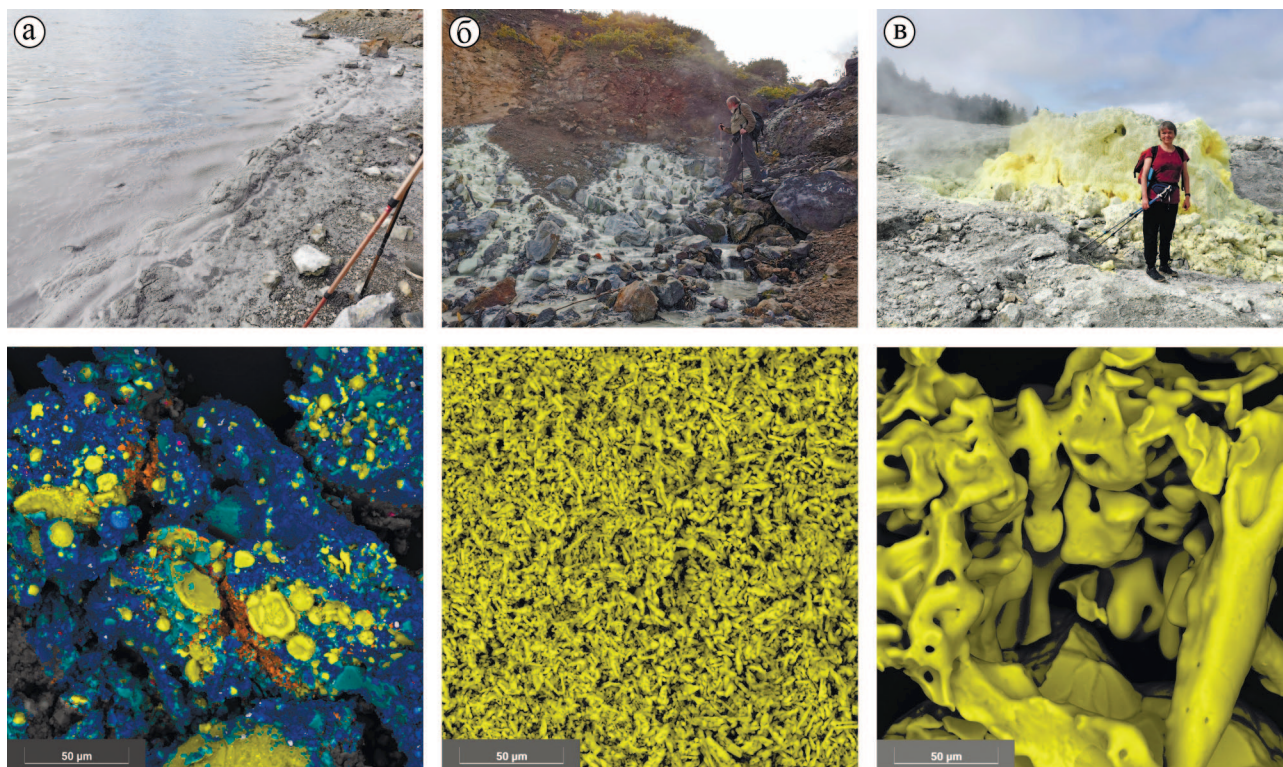


Рис. 19. Различия между коллоидной (водно-осажденной) серой, воздушно-осажденной серой и серной пеной.

а – серная пена оз. Кипящее; б – водно-осажденная (коллоидная) сера, руч. Серный, вулкан Менделеева; в – воздушно-осажденная (экспалационная) сера, сольфатара Ревущая, вулкан Менделеева. Условные цвета BSE-фотографий вещества в естественном состоянии после высыхания см. на рис. 11.

Fig. 19. Differences between colloidal (water-precipitated) sulfur, air-precipitated sulfur and sulfur foam.

а – sulfur foam, Kipyashee Lake; б – water-precipitated (colloidal) sulfur, Sulfur Creek, Mendelev Volcano; в – air-precipitated (exhaled) sulfur, Roaring Fumarole, Mendelev Volcano. Conditional colors of BSE photos of the substance in its natural state after drying – see Fig. 11.

капель конденсата под действием сил поверхностного натяжения. Сера при этом находилась в расплавленном состоянии, о чем свидетельствуют признаки быстрого охлаждения и обилие возникающих при этом контракционных трещин. Различия шариков серы, заключающиеся в концентрации сульфидной минерализации, ее составе, а также наличии или отсутствии многочисленных опаловых включений, наиболее просто объясняются захватом капель в разных частях серного расплава и их последующим перемещением потоком газа.

Излияния серного расплава в 1979 г. являются прямым доказательством его существования. Эффективная зона расположена в 500 м от восточного побережья оз. Кипящее, примерно на 2 м ниже дна желтых серных илов в отложениях этого озера. Если принять во внимание высокую температуру термальных выходов в этом районе (грязевые котлы до 91.7°C, термальные источники до 88.0°C (Калачева и др., 2023)), очевидно, что сера в желтых илах может полностью или частично нахо-

диться в расплавленном состоянии (температура плавления ромбической серы 112.8°C, моноклинной – 119.3°C). В свою очередь, это позволяет избыточному расплаву серы просачиваться через обломочные отложения озерной террасы в направлении оз. Горячее.

Пенообразование, наблюдаемое в оз. Кипящее, вызвано прохождением газов сквозь глинистые растворы, образующиеся в результате взаимодействия каолинита с термальной водой. В свою очередь, прибойный серный песок является результатом размыва серной пены прибрежными волнами. Глинистый материал растворяется (точнее, диспергирует (Low, 1961)) в воде, затем оседает на дно озера или уносится потоком в оз. Горячее.

Возможность транспортировки шариков серы в пене ограничена их плотностью, скоростью расщепления в воде пенообразующего глинистого раствора и глубиной пенообразования. Рассмотрим в качестве примера возможность газогидротермального пенообразования в кратерных воронках

на дне оз. Горячее. Более высокое давление и относительно низкая температура придонных горизонтов воды (~7 атм и 8–9°C) этого озера по сравнению с условиями в оз. Кипящее (~3 атм и 34–36°C) приводят в случае образования пены к уменьшению ее удельного объема примерно в 2.5 раза. Соответственно, уменьшаются архимедова сила и скорость подъема пены с глубины. Если пена, подобная той, что наблюдается на оз. Кипящее, образуется в газогидротермальных потоках из кратеров оз. Горячее, то она не преодолевает подъем с 60-метровой глубины и растворяется при всплытии. Только мутные потоки воды достигают поверхности, в то время как шарики серы без значительных пустот оседают на дно, подобно “лапили” из газогидротермальных шлейфов подводного вулкана Дайкоку (de Ronde et al., 2015).

Только полые шарики, обладающие собственной плавучестью, способны достичь поверхности в этих условиях. При плотности серы ~2 г/см³ и сульфида железа ~5 г/см³ такой шанс появляется только у шариков, толщина оболочки которых не превышает 20% их радиуса для чистой серы и 10% для серы с содержанием сульфида 50%. Такие полые серные шарики иногда отмечаются на поверхности кратерных озер (Delmelle, Bernard, 2015, Fig. 3).

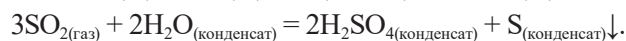
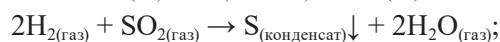
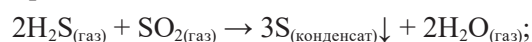
Относительная редкость таких наблюдений обусловлена тем, что, во-первых, для образования полых шариков требуется высокая газовая активность, а во-вторых, тонкая оболочка этих шариков хрупкая и легко разрушается под давлением внутренних газов (как это происходило с образцами серы, поднятыми из морских глубин (de Ronde et al., 2015)). Скорее всего, именно поэтому полые шарики серы отсутствуют в веществе из донных гидротерм кратерных озер вулкана Головнина.

МОЛЕКУЛЯРНО-ХИМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

В данной статье под паром понимается газообразное состояние вещества в докритических условиях, тогда как термин “газ” используется либо по отношению к веществу в сверхкритическом состоянии, либо к нехарактерной смеси газов как в докритическом (парообразном), так и в сверхкритическом состояниях. Давление P газовой смеси равно сумме парциальных давлений p_i всех компонентов этой смеси: $P = \sum p_i$. Относительное парциальное давление $x_i = p_i/P$ вещества i , входящего в газовую смесь, в случае идеальных газов (что применимо к атмосферным условиям) соответствует мольной доле этого вещества в смеси: $x_i = p_i/P = n_i/n$ (n_i – количество молей вещества i в газовой смеси, n – общее количество молей в этой смеси). Однако для смесей сжатых газов строгость этого соответствия нарушается. Тем не менее в первом приближении представляется возможным использо-

вать относительное парциальное давление в качестве количественной характеристики концентрации вещества в газовой смеси.

Данные о критических параметрах серы (температура $T_{кр} = 1040^\circ\text{C}$, давление $P_{кр} = 18.2$ МПа, плотность $\rho_{кр} = 563$ кг·м⁻³, среднее число атомов в молекуле в критической точке $N_{кр} = 2.78$), давлении и молекулярном составе ее насыщенных паров в высокотемпературном диапазоне основаны на работе (Rau et al., 1973). Когда эндогенный флюидный поток охлаждается ниже критической температуры серы, он оказывается (часто внезапно) в условиях возможной конденсации серы. Появление конденсата сдвигает химические равновесия в газовых реакциях в сторону образования элементарной серы:



Химическая активность конденсата серы обусловлена его молекулярной структурой, зависящей от температуры. Высокотемпературный конденсат серы состоит из коротких 2–4-атомных молекул, крайние атомы которых являются высокоактивными свободными радикалами. В этом состоянии конденсат серы, находясь на пути потока эндогенного газа, активно перехватывает металлы, переносимые потоком, и расходуется без остатка, образуя сульфидные соединения. С понижением температуры ситуация меняется. Если среднее число атомов в молекуле газообразной серы постепенно увеличивается до 8 при 0°C, то количество атомов в молекуле серы в расплаве повышается более быстрыми темпами из-за полимеризации. Расплав серы становится малоактивным уже при 400°C, а при 187°C (когда полимеризация достигает максимума) расплавленная сера полностью теряет текучесть. При дальнейшем понижении температуры вязкость расплава серы незначительно снижается – полимерные цепочки в расплаве серы начинают разрываться и замыкаться в кольца.

Из-за этих изменений в молекулярной структуре конденсат серы теряет химическую активность, превращаясь из активного реагента в химически пассивное вещество. Разрушение полимерных цепей и реактивация расплава серы возможны при прохождении через него газового потока за счет как кинетического эффекта прохождения молекул газа, так и повышения температуры расплава в зоне прохождения газового потока. Это соответствует наблюдениям (de Ronde et al., 2015) черной (сульфидизированной) серы в местах прохождения газов через расплавленную серу, тогда как за пределами этих мест сера представлена желтым (бессульфидным) расплавом.

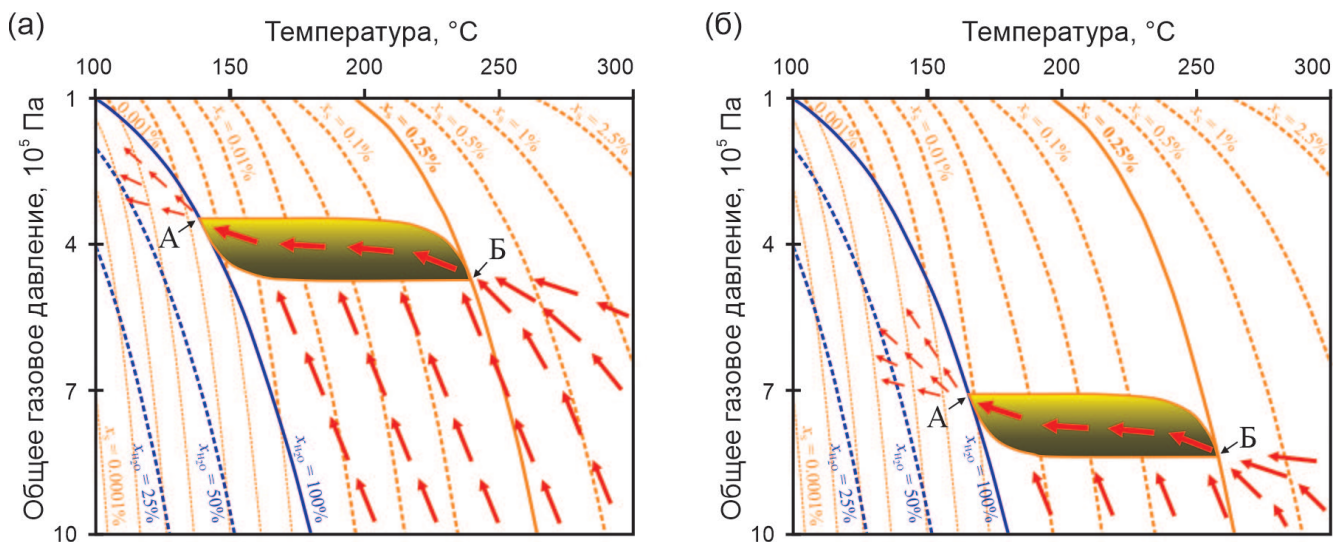


Рис. 20. Образование расплава серы в кратерных впадинах озера кальдеры Головнина.

а – оз. Кипящее, б – оз. Горячее. x_s и x_{H_2O} – относительные парциальные давления насыщенных паров элементарной серы и воды соответственно.

Fig. 20. Formation of sulfur melt in crater depressions of Golovnin Caldera lakes.

а – Kipyashee Lake, б – Goryachee Lake. x_s and x_{H_2O} are the relative partial pressures of saturated vapors of elemental sulfur and water, respectively.

Вода кратерных и геотермальных озёр (и, более того, морей и океанов) является охлаждающим горизонтом с высокой теплоёмкостью и теплопроводностью. Когда высокотемпературные флюидные потоки достигают горизонта охлаждения, происходит принудительное охлаждение эндогенной газоконденсатной смеси, приводящее к формированию дополнительных конденсатов и интенсивным гетерогенным химическим реакциям между флюидной смесью и вновь образовавшимися конденсатами. Это охлаждение эндогенных флюидов придонными водами вызывает образование расплава серы на дне озёр в кальдере Головнина и в других подобных случаях (Malyshev, Malysheva, 2023).

Магмы среднекислотного состава, характерные для последних извержений вулкана Головнина, способны генерировать потоки флюида с соотношением S/H_2O до 0.03 (Malyshev, Malysheva, 2022). Это значение получено на основе обобщения (Наумов и др., 1997) работ, в которых опубликованы результаты анализа стекол однородных расплавных включений в минералах, а также закалочных стекол вулканических пород океанского дна.

Начало конденсации серы при исходном соотношении $S/H_2O = 0.03$ в диапазоне давлений 0.1–1.0 МПа соответствует диапазону температур 197–264°C. Среднее число атомов в молекулах паров серы в этом диапазоне температур изменяется незначительно ($N_s = 7.41–7.24$). Поэто-

му исходное соотношение $S/H_2O = 0.03$ соответствует изолинии парциального давления насыщения $x_s = 0.25\%$ (рис. 20). В рассматриваемой области давлений и температур равновесие в реакциях между газами смещено в сторону тяжелой молекулы газообразной серы. Например, при взаимодействии серосодержащих газов с водяным паром $S_{7.41-7.24} + (3.70-3.62) H_2O \rightleftharpoons (3.70-3.62) H_2S + (3.70-3.62) SO_2$ левая часть уравнения отвечает 4.70–4.62 молям газа, в то время как правая часть содержит 7.40–7.24 молей. Более чем полуторакратный дисбаланс объемов газа между левой и правой частями реакции определяет сдвиг равновесия в сторону уменьшения объема газа и образования тяжелой молекулярной серы еще до начала ее конденсации. Это позволяет применить исходное соотношение $S/H_2O = 0.03$ к содержанию серы в элементарной форме. Содержанием (давлением) других сернистых газов (H_2S и SO_2) в первом приближении можно пренебречь, поскольку, во-первых, они содержат незначительную часть общего весового потенциала серы, во-вторых, сера из них будет уходить по мере возникновения условий для ее конденсации.

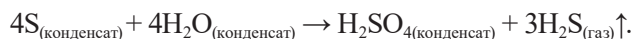
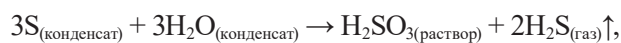
Статическое давление на дне кратера оз. Кипящее (0.346 МПа) обуславливает конденсацию воды при температуре 138.5°C (см. рис. 20а, точка А). В этой точке парциальное давление насыщения серы $x_s = 0.0033\%$. Это ограничение объясняет конденсацию 98.5% серы, которая накапливается в ви-

де расплава в донных отложениях озера. Предположим, что в кратере оз. Кипящее находится 5 м расплава серы с 25%-й сульфидизацией. Статическое давление 0.474 МПа на дне расплава соответствует температуре начала конденсации (кипения) серы 240°C при $x_s = 0.25\%$. Из-за охлаждения серным расплавом *TP*-траектории более высокотемпературных флюидов вынуждены сходиться к точке Б (см. рис. 20а). Таким образом серный расплав концентрирует в себе все траектории эндогенных газов, забирая из их состава избыточную серу. Статическое давление на дне кратерных воронок оз. Горячее (0.710 МПа) обуславливает конденсацию (кипение) воды при температуре 165°C (см. рис. 20б, точка А). В этой точке парциальное давление насыщения серы $x_s = 0.009\%$. Это ограничение определяет конденсацию 96% серы. Предположение о наличии 5 м расплава серы с 25%-й сульфидизацией в кратере оз. Горячее соответствует давлению 0.837 МПа на дне расплава и температуре начала конденсации (кипения) серы 258°C при $x_s = 0.25\%$ (см. рис. 20б, точка Б).

Разрыв полимерных цепочек серы и активация ее расплава под воздействием проходящих газов наиболее активно протекают в кратерных впадинах на дне озер. Наличие шариков серы с очень высокой концентрацией сульфидов (см. рис. 11в, е; 13д и др.) показывает, что здесь одновременно с конденсацией самой серы происходит интенсивная сульфидизация серного расплава. Гравитационное осаждение сульфидов в расплаве приводит к обогащению ими корневых частей кратерных впадин, где в режиме реального времени формируются колчеданные рудные тела.

Конденсация серы продолжается и в водной среде. В частности, при охлаждении газогидротермального потока до средней температуры вод оз. Горячее (8–9°C) давление насыщенных паров серы в эндогенных газовых смесях снижается более чем на 6 порядков. При охлаждении газовых смесей до средней температуры вод оз. Кипящее (35–37°C) давление насыщенных паров серы снижается почти на 4 порядка. Наконец, в поверхностных газогидротермах при температуре на выходе 95–100°C (пример – руч. Серный на вулкане Менделеева, см. рис. 19б) давление насыщения паров серы по мере остывания термального потока до 40° С снижается более чем на 2 порядка. Следовательно, можно считать, что вся элементарная сера при охлаждении в водной среде окончательно переходит в конденсат, образующий тонкодисперсную взвесь. Количество этой взвеси не может превышать потенциал серы, оставшийся в газовом потоке к моменту начала конденсации воды: 4.00% от общего потенциала серы на выходе газов в кратерных воронках оз. Горячее, 1.47 – в кратерной воронке оз. Кипящее, 0.32% – в поверхностных условиях.

В водной среде (особенно горячей) тонкодисперсный конденсат серы постепенно разрушается с образованием сернистой и серной кислот и выделением сероводорода:



Поэтому интенсивный запах сероводорода в термальных ручьях на вулкане Менделеева приурочен к русловым отложениям коллоидной серы и длительное время сохраняется в ее обводненных пробах вплоть до их высыхания. Накоплению аналогичных отложений коллоидной серы в донных отложениях озер кальдеры Головинна препятствуют активная деятельность донных гидротерм и волнение в прибрежной зоне, тогда как в истоках ручьев Центрального Западного термального поля эти отложения отсутствуют из-за активного делювиально-пролювиального переотложения поверхностного материала (см. рис. 9в).

Аналогичные процессы остаточной конденсации элементарной серы протекают и в других средах – коалинит-алунитовых илах и геле кремниевой кислоты. Поэтому если крупные фрагменты самородной серы в этих веществах (см. рис. 17, 18), скорее всего, представлены привнесенными частичками серного расплава, то наиболее мелкие фракции самородной серы могут быть результатом остаточной конденсации элементарной серы уже в этих средах.

При формировании поверхностных отложений серы функцию охлаждающего горизонта выполняет атмосфера. Принудительное охлаждение поверхности эксгаляционных термальных отложений атмосферным воздухом форсирует конденсацию водных паров и выделение геля кремниевой кислоты в поверхностном слое отложений. Поэтому сера парящих термальных полей повсеместно (за исключением наиболее высокотемпературных газовых выходов) покрыта серой корочкой с повышенным содержанием опала (см. рис. 9).

Мощные толщи наземных измененных пород (разрез отложений северо-западного берега оз. Кипящее) демонстрируют полный профиль эндогенного апикального окисления под газогидротермальным воздействием. Здесь (см. рис. 8) преимущественно опалитовые породы основания (барьер нейтрализации и зарождение волны кислотности) вверх по разрезу сменяются гипсоарозитовыми породами (пик волны кислотности) и далее “железной шляпой” сцементированных лимонитом брекчий купольной мантии (затухание волны кислотности). Признаки формирования “железной шляпы” присутствуют в вершинных частях наиболее крупных холмов Центрального Западного термального поля (см. рис. 9а).

ВЫВОДЫ

Рудная сера в кальдере Головнина имеет эндогенно-конденсатное происхождение, обусловленное физико-химической эволюцией глубинных газовых потоков в эпитепимальных условиях. Наши наблюдения и исследования микроструктуры указывают на присутствие расплава серы на дне оз. Кипящее. Конденсат элементарной серы образуется в донных отложениях вследствие охлаждающего эффекта озерной воды. Возможна также остаточная конденсация серы в водной среде. Однако тонкодисперсный конденсат серы в воде неустойчив и не способен сформировать сколь-либо значимые донные отложения коллоидной серы в озерах кальдеры в условиях активности донных гидротерм и прибрежного волнения.

Благодарности

Авторы выражают благодарность Д.А. Замятину, Н.С. Чебыкину, Л.В. Леоновой за консультации и помощь в работе со сканирующим электронным микроскопом, В.И. Силаеву за консультации по минералогии месторождений серы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аверьянов И.П. (1981) Баланс серы в поствулканическом процессе и проблемы промышленного серонакопления. М.: Наука, 179 с.
- Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В., Сулержицкий Л.Д., Литасова С.Н. (1994) Возраст действующих вулканов Курило-Камчатского региона. *Вулканология и сейсмология*, (4-5), 5-32.
- Виноградов В.И. (1980) Роль осадочного цикла в геохимии изотопов серы. М.: Наука, 192 с.
- Вулканические серные месторождения и некоторые проблемы гидротермального рудообразования. (1971) (Под ред. Г.М. Власова). М.: Наука, 360 с.
- Горшков Г.С. (1967) Вулканизм курильской островной дуги. М.: Наука, 288 с.
- Жарков Р.В. (2014) Термальные источники Южных Курильских островов. Владивосток: Дальнаука, 378 с.
- Зотов А.В. (1967) Современное образование алуинита в кратерном озере Кипящее (вулкан Головнина, о. Кунашир). *Докл. АН СССР*, **174**(3), 671-674.
- Калачева Е.Г., Таран Ю.А., Волошина Е.В., Тарасов К.В., Мельников Д.В., Котенко Т.А., Эрдниева Д.Ю. (2023) Кратерное озеро Кипящее в кальдере вулкана Головнина: геохимия воды и газов, вынос магматических летучих (о. Кунашир). *Вулканология и сейсмология*, (1), 3-20.
- Козлов Д.Н. (2015) Кратерные озера Курильских островов. Южно-Сахалинск: Сахалинский областной краеведческий музей; ИМГиГ ДВО РАН, 112 с.
- Козлов Д.Н., Жарков Р.В. (2010) Морфология и генезис озер кальдерных комплексов Головнина и Заварицкого (Курильские острова). *Вестн. ДВО РАН*, (3), 103-106.
- Мархинин Е.К. (1983) О состоянии вулканов острова Кунашир (март 1974 – май 1982 г.). *Вулканология и сейсмология*, (1), 43-51.
- Набоко С.И. (1958) Об образовании озерной серы на вулкане Головнина. *Бюллетень вулканологических станций*, **27**, 43-50.
- Набоко С.И. (1959) Вулканические эксталяции и продукты их реакций. *Тр. Лабор. вулканол. АН СССР*, **16**, 303 с.
- Набоко С.И., Сильченко В.Г. (1957) Образование силикагеля на сольфатарах вулкана Головнина на острове Кунашир. *Геохимия*, (3), 253-255.
- Наумов В.Б., Дорофеева В.А., Коваленко В.И. (1997) Магматические летучие и их участие в формировании рудообразующих флюидов. *Геология рудн. месторождений*, **39**(6), 451-460.
- Фазлуллин С.М., Батоян В.В. (1989) Донные осадки кратерного озера вулкана Головнина (их формирование и геохимия). *Вулканология и сейсмология*, (2), 44-55.
- Федорченко В.И. (1962) Основные этапы послекальдерного периода формирования вулкана Головнина (о. Кунашир). *Тр. Сахалинского комплексного НИИ*, **12**, 127-142.
- Belousov A., Belousova M., Kozlov D. (2017) Strong hydrothermal eruption 600 BP inside Golovnin Caldera, Kunashir Island, Kurile arc. *Geophys. Res. Abstracts*, **19**, EGU2017-7596.
- de Ronde C.E.J., Chadwick Jr. W.W., Ditchburn R.G., Embley R.W., Tunnicliffe V., Baker E.T., Walker S.L., Ferrini V.L., Merle S.M. (2015) Molten Sulfur Lakes of Intraoceanic Arc Volcanoes. *Volcanic Lakes. Advances in Volcanology*. (Ed. by D. Rouwet, B. Christenson, F. Tassi, J. Vandemeulebrouck). Berlin; Heidelberg: Springer, 261-288. https://doi.org/10.1007/978-3-642-36833-2_11
- Delmelle P., Bernard A. (2015) The Remarkable Chemistry of Sulfur in Hyper-Acid Crater Lakes: A Scientific Tribute to Bokuichiro Takano and Minoru Kusakabe. *Volcanic Lakes. Advances in Volcanology* (Ed. by D. Rouwet, B. Christenson, F. Tassi, J. Vandemeulebrouck). Berlin; Heidelberg: Springer, 239-259. https://doi.org/10.1007/978-3-642-36833-2_10
- Kalacheva E., Taran Yu., Voloshina E., Inguaggiato S. (2017) Hydrothermal system and acid lakes of Golovnin caldera, Kunashir, Kuril Islands: Geochemistry, solute fluxes and heat output. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **346**, 10-20. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.06.001>
- Low P.F. (1961) Physical chemistry of clay-water interaction. *Advances in Agronomy*, **13**, 269-327. [https://doi.org/10.1016/S0065-2113\(08\)60962-1](https://doi.org/10.1016/S0065-2113(08)60962-1)
- Malyshev A., Malysheva L. (2022) Sulfur in ore formation. *Ore Geol. Rev.*, **150C**, 105199. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.105199>
- Malyshev A., Malysheva L. (2023) Sulfur melt in Golovnin Caldera, Kunashir Island, Russia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **443**, 107933. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2023.107933>
- Mora Amador R.A., Rouwet D., Vargas P., Oppenheimer C. (2019) The Extraordinary Sulfur Volcanism of Poás from 1828 to 2018. *Poás Volcano. Active Volcanoes of the World* (Ed. by F. Tassi, O. Vaselli, R. Mora Amador). Cham: Springer, 45-78. https://doi.org/10.1007/978-3-319-02156-0_3
- Rau H., Kuttly T.R.N., Guedes de Carvalho J.R.F. (1973) High temperature saturated vapour pressure of sulphur and the estimation of its critical quantities. *J. Chem. Thermodyn.*, (5), 291-302. [https://doi.org/10.1016/S0021-9614\(73\)80089-8](https://doi.org/10.1016/S0021-9614(73)80089-8)

REFERENCES

- Aver'yanov I.P. (1981) The sulfur balance in the post-volcanic process and the problems of industrial sulfur accumulation. Moscow, Nauka Publ., 179 p. (In Russ.)
- Belousov A., Belousova M., Kozlov D. (2017) Strong hydrothermal eruption 600 BP inside Golovnin Caldera, Kunashir Island, Kurile arc. *Geophys. Res. Abstracts*, **19**, EGU2017-7596.
- Braitseva O.A., Melekestsev I.V., Ponomoreva V.V., Sulerzhitsky L.D., Litasova S.N. (1994) The ages of active volcanoes of the Kuril-Kamchatka region. *Vulkanologiya i seismologiya*, (4-5), 5-32 (In Russ.)
- de Ronde C.E.J., Chadwick Jr. W.W., Ditchburn R.G., Embley R.W., Tunnicliffe V., Baker E.T., Walker S.L., Ferrini V.L., Merle S.M. (2015) Molten Sulfur Lakes of Intraoceanic Arc Volcanoes. *Volcanic Lakes. Advances in Volcanology*. (Ed. by D. Rouwet, B. Christenson, F. Tassi, J. Vandemeulebrouck). Berlin; Heidelberg, Springer, 261-288. https://doi.org/10.1007/978-3-642-36833-2_11
- Delmelle P., Bernard A. (2015) The Remarkable Chemistry of Sulfur in Hyper-Acid Crater Lakes: A Scientific Tribute to Bokuichiro Takano and Minoru Kusakabe. *Volcanic Lakes. Advances in Volcanology* (Ed. by D. Rouwet, B. Christenson, F. Tassi, J. Vandemeulebrouck). Berlin; Heidelberg, Springer, 239-259. https://doi.org/10.1007/978-3-642-36833-2_10
- Fazlullin S.M., Batoyan V.V. (1989) Bottom sediments in the crater lake of Golovnin Volcano: their formation and geochemistry. *Vulkanologiya i seismologiya*, (2), 44-55 (In Russ.)
- Fedorchenko V.I. (1962) The main stages of the post-caldera period of Golovnin Volcano formation (Kunashir Island). *Tr. Sakhalinskogo kompleksnogo NII*, **12**, 127-142 (In Russ.)
- Gorshkov G.S. (1967) Volcanism of the Kuril Island arc. Moscow, Nauka Publ., 288 p. (In Russ.)
- Kalacheva E., Taran Yu., Voloshina E., Inguaggiato S. (2017) Hydrothermal system and acid lakes of Golovnin caldera, Kunashir, Kuril Islands: Geochemistry, solute fluxes and heat output. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **346**, 10-20. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.06.001>
- Kalacheva E.G., Taran Yu.A., Voloshina E.V., Tarasov K.V., Melnikov D.V., Kotenko T.A., Erdnieva D.M. (2023) Crater Lake K ipyashchee of Volcan Golovnin Caldera: Geochemistry of Water and Gases, Output of Magmatic Volatiles (Kunashir Island). *Vulkanologiya i seismologiya*, (1), 3-20. (In Russ.) <https://doi.org/10.31857/S0203030622700018>
- Kozlov D.N. (2015) Crater lakes of the Kuril Islands. Yuzhno-Sakhalinsk, Sakhalinskii oblastnoi kraevedcheskii muzei; IMGIG DVO RAN, 112 p. (In Russ.)
- Kozlov D.N., Zharkov R.V. (2010) Morphology and genesis of the lakes of Golovnin and Zavaritsky calderal complexes (Kuril Islands). *Vestnik DVO RAN*, (3), 103-106. (In Russ.)
- Low P.F. (1961) Physical chemistry of clay-water interaction. *Advances in Agronomy*, **13**, 269-327. [https://doi.org/10.1016/S0065-2113\(08\)60962-1](https://doi.org/10.1016/S0065-2113(08)60962-1)
- Malyshev A., Malysheva L. (2022) Sulfur in ore formation. *Ore Geol. Rev.*, **150C**, 105199. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.105199>
- Malyshev A., Malysheva L. (2023) Sulfur melt in Golovnin Caldera, Kunashir Island, Russia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **443**, 107933. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2023.107933>
- Markhinin E.K. (1983) On the state of the volcanoes of Kunashir Island (March 1974 – May 1982). *Vulkanologiya i seismologiya*, (1), 43-51 (In Russ.)
- Mora Amador R.A., Rouwet D., Vargas P., Oppenheimer C. (2019) The Extraordinary Sulfur Volcanism of Poás from 1828 to 2018. *Poás Volcano. Active Volcanoes of the World* (Ed. by F. Tassi, O. Vaselli, R. Mora Amador). Cham, Springer, 45-78. https://doi.org/10.1007/978-3-319-02156-0_3
- Naboko S.I. (1958) On the formation of lake sulfur on the Golovnin volcano. *Byulleten' vulkanologicheskikh stancii*, **27**, 43-50. (In Russ.)
- Naboko S.I. (1959) Volcanic exhalations and products of their reactions. *Tr. Labor. vulkanol. AN SSSR*, **16**, 303 p. (In Russ.)
- Naboko S.I., Silchenko V.G. (1957) Silica gel formation on solfatar of Golovnin volcano on Kunashir Island. *Geokhimiya*, (3), 253-255. (In Russ.)
- Naumov V.B., Dorofeeva V.A., Kovalenko V.I. (1997) Magmatic volatile components and their role in the formation of ore-forming fluids. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **39**, 451-460. (In Russ.)
- Rau H., Kuty T.R.N., Guedes de Carvalho J.R.F. (1973) High temperature saturated vapour pressure of sulphur and the estimation of its critical quantities. *J. Chem. Thermodyn.*, (5), 291-302. [https://doi.org/10.1016/S0021-9614\(73\)80089-8](https://doi.org/10.1016/S0021-9614(73)80089-8)
- Vinogradov V.I. (1980) The role of the sedimentary cycle in the geochemistry of sulfur isotopes. Moscow, Nauka Publ., 192 p. (In Russ.)
- Volcanic sulfur deposits and some problems of hydrothermal ore formation (1971) (Ed. by G.M. Vlasov). Moscow, Nauka Publ., 360 p. (In Russ.)
- Zharkov R.V. (2014) Thermal springs of the Southern Kuril Islands. Vladivostok, Dalnauka Publ., 378 p. (In Russ.)
- Zotov A.V. (1967) Modern formation of alunite in Kipyashchee Crater Lake (Golovnin Volcano, Kunashir Island). *Dokl. AN SSSR*, **174**(3), 671-675. (In Russ.)

УДК 553.3/4

DOI: 10.24930/2500-302X-2024-24-5-911-928

Степень совершенства кристаллического строения и сопряженных с ним свойств кварца как показатель вертикальной зональности жильных зон (на примере Верхнеалиинского золоторудного месторождения, Забайкалье, Россия)

Г. А. Юргенсон

Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, 672014, г. Чита, ул. Недорезова, 16а,
e-mail: yurgga@mail.ru

Поступила в редакцию 07.08.2023 г., принята к печати 26.01.2024 г.

Объект изучения. Разрез рудной зоны V Верхнеалиинского месторождения золота в Забайкалье. **Материалы и методы.** Образцы вмещающих горных пород и руд из керна разведочных скважин, подсекавших рудную зону на интервалах глубин 27–34, 57–104, 153–168, 285–293 м, изучены комплексом методов, включающих химический анализ, определение степени совершенства кристаллического строения, температуры фазовых $\alpha \rightarrow \beta$ переходов и удельного электрического сопротивления жильного кварца. **Результаты и выводы.** Установлено возрастание степени совершенства кристаллического строения жильного кварца в сечениях в направлении от зоны окварцевания на контактах к осевым частям жилы от 59 до 73 (среднее 63) в верхнем сечении, от 54 до 79 (среднее 67.2) в нижне-среднем сечении и от 86 до 93 (среднее 89.2) в сечении ниже выклинивания жилы. На всем интервале глубин от 27 до 168 м средняя величина степени совершенства кристаллического строения возрастает от 63 до 89.2. Аналогично, но менее четко изменяются температуры фазового $\alpha \rightarrow \beta$ перехода в кварце, и выявлена тенденция к его связи с величиной совершенства кристаллического строения. Удельное электрическое сопротивление жильного кварца возрастает при переходе от зоны окварцевания к кварцевой жиле в связи с уменьшением в нем количества включений и примесей гидрослюд и хлорита. Подтверждена возможность использования величины СКС в комплексе с данными по содержанию золота, серебра и висмута для оценки уровня эрозийного среза вновь открываемых проявлений золота как в отдельных подсечениях буровыми скважинами, так и в виде свалов или коренных выходов кварцевых жил.

Ключевые слова: рудная зона, жильный кварц, совершенство кристаллического строения, фазовые переходы, удельное электрическое сопротивление, золото, Верхнеалиинское месторождение, Забайкалье, Россия

Источник финансирования

Работа выполнена в рамках госзадания по теме № FUFР-2021-0005

Crystal structural perfection and the associated properties of quartz as an indicator of vein vertical zoning: Example of the Verkhnealiinskoye gold deposit in Transbaikalia, Russia

Georgi A. Yurgenson

Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology, SB RAS, 16a Nedorezova st., Chita 672014, Russia,
e-mail: yurgga@mail.ru

Received 07.08.2023, accepted 26.01.2024

Research subject. A section of the V ore zone in the Verkhnealiinskoye gold deposit in Transbaikalia. **Materials and methods.** Samples of host rocks and ores from the core of exploratory wells, which cut the ore zone at depth intervals of 27–34; 57–104; 153–168; 285–293 m, were studied by the methods of chemical analysis, as well as determination of crystal structural perfection, phase $\alpha \rightarrow \beta$ transition temperatures, and electrical resistivity of vein quartz. **Results and conclusions.** An increase in the degree of crystal structural perfection (CSP) of vein quartz in cross sections in the direction

Для цитирования: Юргенсон Г.А. (2024) Степень совершенства кристаллического строения и сопряженных с ним свойств кварца как показатель вертикальной зональности жильных зон (на примере Верхнеалиинского золоторудного месторождения, Забайкалье, Россия). *Литосфера*, 24(5), 911–928. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-5-911-928>

For citation: Yurgenson G.A. (2024) Crystal structural perfection and the associated properties of quartz as an indicator of vein vertical zoning: Example of the Verkhnealiinskoye gold deposit in Transbaikalia, Russia. *Lithosphere (Russia)*, 24(5), 911–928. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-5-911-928>

from the quartzification zone at the contacts to the axial parts of the vein from 59 to 73 (average 63) in the upper section, from 54 to 79 (average 67.2) in the lower-middle section, and from 86 to 93 (average 89.2) in the section below the wedging of the conductor was established. Over the entire depth range from 27 to 168 m, the average CSP value degree increases from 63 to 89.2. Similarly, although less clearly, phase ($\alpha \rightarrow \beta$) transition temperatures in quartz undergo changes; their connection with the CSP value was revealed. The electrical resistivity of vein quartz increases during the transition from the quartz zone to the quartz vein due to a decrease in the number of inclusions and impurities of hydromica and chlorite. The possibility of using the CSP value in combination with data on the content of gold, silver, and bismuth to assess the level of an erosion section of newly discovered gold manifestations is confirmed, both in individual undercuts by boreholes and in the form of dumps or bedrock outcrops of quartz veins.

Keywords: ore zone, vein quartz, crystalline structure perfection, phase transitions, electrical resistivity, gold, Verkhnealiinskoye deposit, Transbaikalia, Russia

Funding information

The work was carried out within the framework of the state assignment on topic No. FUF-2021-0005

Acknowledgements

The author is grateful to N.S. Baluev and E.A. Vasilenko for their participation in the design of Fig. 1, 2, and 4.

ВВЕДЕНИЕ

Одной из важнейших проблем в изучении рудных месторождений было и остается познание их вертикальной зональности, так как она является основой для оценки уровня их эрозионного среза и, соответственно, прогноза оруденения на глубину. Одна из главных трудностей этого познания часто состоит в отсутствии фактического материала об изменчивости минерального состава и важнейших свойств минералов с глубиной. Целесообразность изучения изменения с глубиной минерального состава рудных тел и месторождений, а также слагающих их минералов в связи с необходимостью разработки критериев эрозионного среза рассмотрено во множестве публикаций (Гинзбург и др., 1981; Горячев, 1992; Константинов и др., 2002; Лазько и др., 1981; Нарсеев, 1973; Спиридонов и др., 2006; и др.). Поскольку одним из важнейших минералов многих рудных, особенно жильных, месторождений является кварц, изучению изменчивости его состава и свойств в пространстве рудных тел на протяжении всей второй половины прошлого столетия и в настоящее время уделяется пристальное внимание (Бойко, 1983; Волярович и др., 1980; Горячев, 1992; Широкий, 1986; Юргенсон и др., 1979; Gamyanin, Goryachev, 2008; Гвоздев и др., 2020; Гамянин и др., 2016; Юргенсон, 2014; и др.). Одно из фундаментальных свойств жильного кварца – совершенство кристаллического строения (СКС), впервые выявленное и изученное с использованием соответствующей методики на примере месторождений различных рудных формаций (Юргенсон, Тумуров, 1977, 1980; Юргенсон, 2003).

В результате установлена обратная связь степени СКС и объема элементарной ячейки (рис. 1). Тогда же обнаружено возрастание степени СКС жильного кварца в конкретных жилах с глубиной (Юргенсон и др., 1979).

Установлено, что причина вариации степени СКС заключается в разупорядоченности структуры кварца на уровне элементарных ячеек и их групп, обусловленной изменчивостью скорости кристаллизации (Юргенсон, 2003). Последняя определяется градиентами уменьшения температуры, вызванными потерей тепла как в зависимости от глубины эволюционирующей минералообразующей системы от дневной поверхности, так и удаленности зоны кристаллизации от относительно холодного контакта с вмещающими горными породами в жиле (Юргенсон, 2003, 2014). В условиях высоких градиентов изменения параметров среды минералообразования и, соответственно, скоростей кристаллизации индивидов минерала, в данном случае кварца, возникает дефектность кристаллической структуры. Она проявляется в отклонениях реальных плоских сеток от плоскости, изменчивости межплоскостных расстояний, которые определяют дисперсию углов дифракции рентгеновских лучей и, следовательно, уширение линий на порошкограммах (дебаеграммах) или образование пиков различной ширины на дифрактограммах (Юргенсон, Тумуров, 1980). При этом наиболее чувствительным к изменчивости условий кристаллизации, как показал опыт, является отражение от плоской сетки структуры кварца с индексами (2354). В последние годы величины степени СКС используются для определения формационной принад-

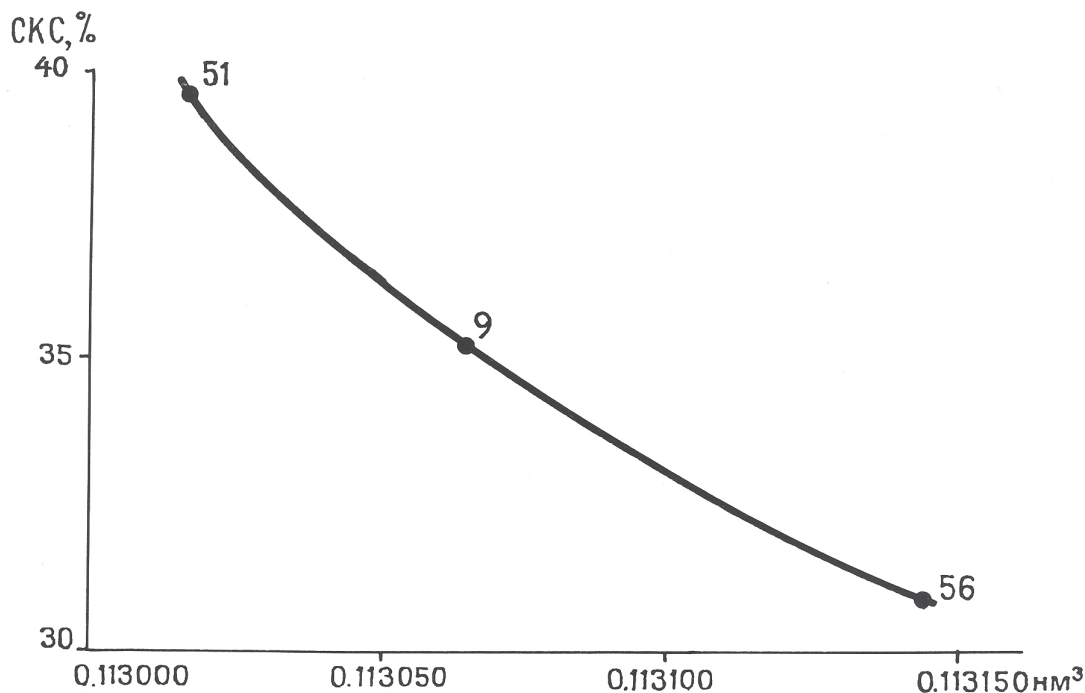


Рис. 1. Зависимость величины СКС и объема элементарной ячейки жильного кварца. Тасеевское золотосеребряное месторождение в Забайкалье.

Цифры у точек на линии означают число образцов и измерений величины СКС и параметров элементарной ячейки.

Fig. 1. Dependence of the SCR value on the unit cell volume of vein quartz. Taseevskoye gold-silver deposit in Transbaikalia.

The numbers at the points on the line indicate the number of samples and measurements of unit cell parameters.

лежности вновь открываемых месторождений золота (Gamyanin, Goryachev, 2008; Юргенсон, 2014; Гамянин и др., 2016), изучения условий образования агрегатов кварца, ассоциирующего с шунгитом (Садовничий и др., 2016). А.В. Песков с соавторами (2020) изучили СКС кварца осадочных халцедона, яшм и кремней, а также кварца кварцевых песчаников и показали возможность использования его для расчленения пластов кварцевых песчаников. Однако полученные ими результаты с использованием отражений от других плоских сеток, обозначенных у них как "... линии с hkl 100, 200, 300, 400, 101, 202" (Песков и др., 2020, с. 100), дают существенные различия при разных методах обработки полученных данных. Как известно, изучаемый кварц является тригональным. Поэтому индексы граней и, соответственно, плоских сеток должны обозначаться как $hk\bar{l}$, а не hkl .

Прямых зависимостей величины СКС и золотосодержания жильного кварца в результате сравнительного анализа данных по большому числу месторождений золота не установлено (Юргенсон, 2003, 2014).

Другими свойствами жильного кварца, численные значения которых изменяются в зависимости

от условий образования, являются температуры $\alpha \rightarrow \beta$ перехода и электрические свойства, в частности проводимость, удельное электрическое сопротивление и диэлектрические потери (Исследования ..., 1973; Юргенсон, 1984, 2003).

Вариации температур фазовых переходов структуры жильного кварца, согласно сводке Е.В. Цинзерлинг (1961), варьируются в пределах 536–588°C. Они зависят от структурных примесей Al, Ti и Ge при гетеровалентном изоморфизме, определяющих долю свободных связей в нем, и затрат энергии на разворот кремнекислородных тетраэдров в результате нагревания. При этом угол Si–O–Si изменяется, и тригональная структура переходит в гексагональную.

Установлено, что низкие температуры $\alpha \rightarrow \beta$ перехода типичны для кварца, кристаллизовавшегося в условиях повышенной скорости образования его тонкозернистых агрегатов (Булдаков, Гаврюченков, 1972). Относительно высокая скорость его кристаллизации обусловлена резким пересыщением минералообразующей системы кремнекислотой вследствие выноса воды в начале внедрения флюида во вмещающие горные породы, когда система была открытой (Булдаков, Гаврючен-

ков, 1972; Юргенсон, 2003). В результате исследования крупных кристаллов кварца Караль-Веемского золоторудного (Западная Чукотка), Куналейского и Шумиловского вольфрамово-рудных (Центральное Забайклье) месторождений нами установлено, что теплота и температура $\alpha \rightarrow \beta$ перехода уменьшаются от ранних и внутренних их частей к поздним и пригранным, где накапливаются структурные примеси (Исследования ..., 1973; Юргенсон, 2003). Эти изменения увязываются с дефицитом некомпенсированных зарядов при гетеро-валентном изоморфизме. Примесь Al и Na + Li в качестве компенсаторов зарядов понижают температуру $\alpha \rightarrow \beta$ перехода, а Ge и Na + Li – повышают (Цинзерлинг, 1961). Но в общем случае необычно низкие температуры этого фазового перехода свойственны кварцу, образующемуся с большой скоростью. Тем не менее в результате изучения температуры $\alpha \rightarrow \beta$ перехода кварца в сечении жилы №1 Тасеевского месторождения в ее приконтактной части, сложенной халцедоновидным и тонкозернистым жильным кварцем, установлено уменьшение температур от 570 до 540°C при изменении температуры гомогенизации ГЖВ в этом же направлении от 315 до 150°C. Причина этого кроется в том, что самые ранние халцедоновидные микрозернистые, до тонкозернистых, генерации кварца содержат примеси Al, Na, K, Li, OH⁻ в виде неструктурных примесей диккита, гидрослюда и адуляра, не увеличивающих его дефектность на уровне элементарных ячеек и, следовательно, не влияющих на температуры фазовых переходов. В более поздних, относительно низкотемпературных генерациях кварца в этом сечении эти компоненты, как свидетельствовало возрастание интенсивности рентгенстимулированной термолюминесценции, входят в кварц изоморфно, обуславливая его дефектность и снижение температур $\alpha \rightarrow \beta$ перехода. В целом в сечениях жил изменчивость этого свойства кварца симметрично зональна относительно контактов с вмещающими горными породами (Юргенсон, 2003, 2014). Эта особенность причин вариаций температур $\alpha \rightarrow \beta$ перехода определяет и тенденции к их вертикальной симметрично-асимметричной зональности (Юргенсон, 2014).

Величина удельного электрического сопротивления жильного кварца, измеряемая при постоянной комнатной температуре, как показали исследования сотен образцов, варьируется в пределах $9.85 \cdot 10^{10}$ Ом · см (халцедон) – $4.3 \cdot 10^{15}$ (кристаллы горного хрусталя, месторождение Перекатное). Удельное сопротивление кристаллов кварца, выращенных во ВНИ-ИСИМСе, находилось в пределах $7.5 \cdot 10^{15}$ Ом · см (начало роста кристалла) – $>3.0 \cdot 10^{16}$ Ом · см (головка кристалла). Величина удельного электрического сопротивления кристаллов выше, чем жильного кварца, и уменьшается с возрастанием количества флюидных включений и уменьшением величины

зерен и, соответственно, количества примесей на их границах, выполняющих роль проводящих каналов (Исследования..., 1973). Доказана прямая зависимость величины электропроводности кварца от содержания в нем воды (Юргенсон, 2003). Отсюда следует, что удельное электрическое сопротивление уменьшается с возрастанием примесной воды в жильном кварце, что обусловлено как количеством флюидных включений, так и примесей слоистых силикатов, а также ОНх-групп с различной энергией связи, влияющих на электропроводность и, следовательно, удельное электрическое сопротивление (Исследования..., 1973).

Для большого числа золотоносных кварцевых жил изученных месторождений (1-я рудная зона Балейского рудного поля, жила Эповская Дарасунского, жила 52 Среднеголотайского, жила 160 Токурского, жила Главная Каральвеевского, стволочная жила Мурунтау и др.) установлено генеральное возрастание величины СКС с глубиной и ее локальное увеличение на уровнях их максимальных мощностей и границ рудных столбов (Юргенсон, 2003, 2014). Для разноглубинных частей 1-й рудной зоны Балейского рудного поля выявлена симметричная вертикальная зональность в изменении с глубиной температур $\alpha \rightarrow \beta$ перехода на интервале глубин от дневной поверхности 126–466 м от 570 до 563°C ($570 \rightarrow 558 \rightarrow 556 \rightarrow 551 \rightarrow 560 \rightarrow 563$ °C). Эта закономерность четко соотносится с изменчивостью интенсивности естественной термолюминесценции, обусловленной концентрациями Al-центров с Na и Li в качестве компенсаторов зарядов (Юргенсон, 2014).

Все приведенные данные получены для отдельных частей жил и жильных зон месторождений золота. Но изучить изменчивость их от верхнего до нижнего выклинивания удалось лишь на примере V жильной зоны Верхнеалиинского месторождения. Здесь собственно кварцевая жила прослежена на всем ее подсеченном скважинами интервале от верхнего до нижнего выклинивания.

Ниже приведены результаты измерения величин степени СКС и других свойств жильного кварца золотоносной V жильной зоны Верхнеалиинского месторождения с глубиной и в конкретных ее сечениях. Они показали правомерность полученных ранее выводов о том, что закономерности их изменений могут быть одним из инструментов оценки эрозионного среза и условий образования кварцево-жильных зон.

Особенности геологии месторождения. Верхнеалиинское месторождение находится в Балейском рудном районе Восточного Забайкалья в верхнем течении р. Алия (рис. 2).

Геологическая позиция месторождения, геолого-структурные особенности и условия образования его рассмотрены в работах (Воротынцев и др., 1983; Рутштейн и др., 2002; Спиридонов и др.,



Рис. 2. Местоположение Верхнеалиинского месторождения золота.

Fig. 2. Location of the Verkhnealiinskoye gold deposit.

2006). Месторождение входит в состав Мунгинского рудного узла Балейского рудного района, находящегося в западном замыкании фундамента Шадоронской рифтогенной впадины юрского возраста в пределах золотомолибденовой части Монголо-Охотского пояса.

Верхнеалиинское месторождение золота открыто в 1980 г. Казаковской геологоразведочной экспедицией в процессе проведения поисково-разведочных работ. С 1981 по 1983 г. А.А. Воротынцевым, Н.В. Куприенко и В.Е. Ландой выполнены поисково-оценочные работы, а затем с 1985 по 1986 г. проведена предварительная разведка и подсчита-

ны запасы месторождения. Лицензия на разведку и добычу полезных ископаемых Верхнеалиинского месторождения с 2005 г. принадлежит ЗАО “Золоторудная компания “Омчак”, которая выполнила детальную разведку, и запасы по состоянию на 1 января 2018 г. (по категории $A + B + C_1 + C_2$) составляют 18 т золота. Месторождение начали разрабатывать в начале 2020 г.

Оно приурочено к юго-западному борту Шадоронской впадины в узле пересечения субмеридионального Алиинского и субширотного Ломихинского разломов и локализовано в оперяющих субширотных трещинах скалывания в монцони-

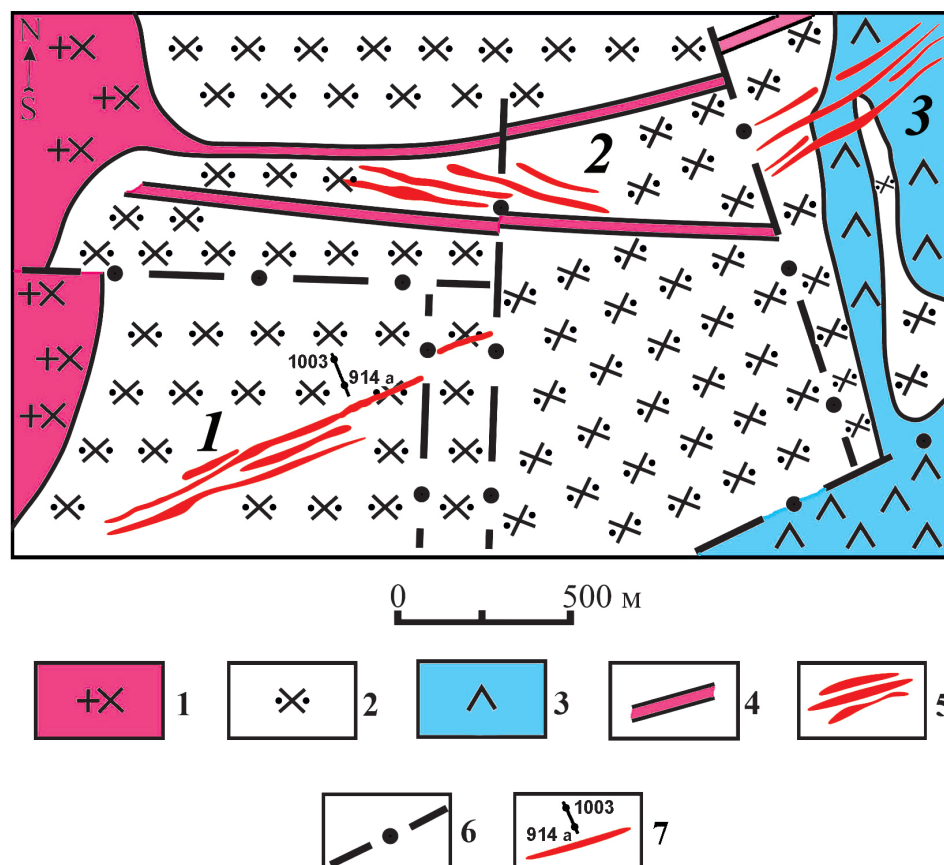


Рис. 3. Схема расположения золоторудных зон Верхнеалиинского месторождения. Составлена по данным поисково-разведочных работ (А.А. Воротынцева и др., 1984 г.) с изменениями.

1 – гранодиориты шахтаминского интрузивного комплекса; 2 – монзониты; 3 – юрские андезидациты; 4 – дайки гранодиорит-порфиров; 5 – рудные зоны: 1 – Западная, включая зону V, 2 – Широтная, 3 – Восточная; 6 – линии тектонических швов; 7 – изученная жила зоны V и профиль скважин.

Fig. 3. Scheme of the location of the gold ore zones of the Verkhnealiinskoye deposit. Compiled according to (A.A. Vorotyntsev et al., 1984) with changes.

1 – granodiorites of the Shakhtama intrusive complex; 2 – monzonites; 3 – Jurassic andesidacites; 4 – granodiorite-porphyry dikes; 5 – ore zones: 1 – Western, including zone V, 2 – Latitudinal, 3 – Eastern; 6 – lines of tectonic seams; 7 – the studied vein of zone V and the well profile.

тах Алиинского штока акатуйского интрузивного комплекса, прорывающего гранитоиды шахтаминского интрузивного комплекса, в дайках гранодиорит-порфиров и в андезидацитах шадоронской осадочно-вулканогенной серии средней-поздней юры, К-Аг возраст которых 143–192 млн лет. К-Аг возраст шахтаминского интрузивного комплекса находится в пределах 150–170 млн лет, а монзонитов акатуйского – 141–168 млн лет (Рутштейн и др., 2002).

Месторождение относится к среднеглубинной золотосульфидно-кварцевой формации и представляет собою серии сульфидно-кварцевых жильных зон в магматических горных породах. Геолого-структурная схема месторождения представлена на рис. 3. Промышленные рудные тела разведаны в трех золотоносных зонах, различающихся по

условиям локализации, глубине образования и золотоносности.

Западная зона Верхнеалиинского месторождения, включающая I, X, V рудные зоны и другие жильные тела, находится в монзонитах ранней фазы акатуйского интрузивного комплекса юрского возраста, среди которых присутствуют габброиды и перидотиты. Широтная рудная зона с промышленным оруденением, включающая жильные зоны 1 и 2, локализована в биотитовых гранодиоритах и монзонитах. Восточная зона, включающая жильную зону Главную, жилу Антимонитовую и др., находится в биотитовых граносиенитах и монцодиоритах акатуйского интрузивного комплекса, а также в андезидацитах шадоронской осадочно-вулканогенной серии средней-поздней юры.

Жильные зоны представлены крутопадающими жилами сложного строения и жилообразными минерализованными зонами в аргиллизированных, пропилитизированных и березитизированных гранодиоритах, монцонитах, габбро и вулканитах, а также частью в лиственитизированных перидотитах. Протяженность минерализованных зон и жил по простиранию 100–1000 м и по падению – до 400 м и более. Мощность 0.1–7.6 м.

Околорудные изменения вмещающих горных пород выражены в пропилитизации, березитизации, прожилковом окварцевании и сульфидизации, представленной преимущественно пиритом и арсенопиритом. Вблизи контактов во вмещающих породах развиты и кварцево-турмалиновые прожилки, прослеживающиеся в приконтактные части жил. В верхней части Восточной рудной зоны околорудные изменения выражены также и в виде аргиллизации.

Минеральный состав рудоносных зон в принципе обычен для золоторудных месторождений. Сульфиды представлены пиритом, арсенопиритом, в меньшей мере халькопиритом, галенитом и сфалеритом, в жиле Антимонитовой Восточной зоны развит антимонит, содержание которого достигает 10 мас. %. Из относительно редких присутствуют самородное золото, тетраэдрит, висмутин, тетрадимит, сульфоантимониты и сульфовисмутиты, самородный висмут и серебро.

Содержание золота варьирует от 0.8 до 334 г/т (среднее 11.7 г/т), серебра – от 1.3 до 298 г/т (среднее 21.6 г/т), мышьяка – от 0.04 до 22.4%. Содержание, мас. %: свинца – 0.2–4.0, меди – 0.02–4.2, цинка – 0.1–0.9, висмута – 0.01–0.3. Распределение сурьмы крайне неравномерно и достигает в среднем 2% в жиле Антимонитовая.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В процессе разведки Верхнеалиинского месторождения в 1981 г. в Западной зоне канавами и буровыми скважинами от верхнего до нижнего выклинивания вскрыта V рудная зона этого месторождения. Это позволило в 1983 г. отобрать пробы непосредственно самой рудной зоны и вмещающих горных пород из вскрытой канавой фрагмента этой зоны и из керна скважин. После изучения жильного материала и околорудно-измененных горных пород, включая жильный кварц, комплексом современных методов удалось отстроить один из разрезов этой рудной зоны с указанием пространственной изменчивости их состава и свойств. Образцы и пробы для изучения отобраны из керна трех скважин, подсекающих рудную зону на интервалах глубин, м: скв. 914а – 27–34, скв. 1001 – 57–104, скв. 1002а – 153–168, скв. 1003 – 285–293. Профиль этих скважин показан на рис. 3. Комплексное изучение включало изучение свойств жильного квар-

ца и определение в нем и во вмещающих горных породах Au, Ag, Bi, K₂O, Na₂O. Степень СКС кварца определена по методике, описанной в работах (Юргенсон, Тумуров, 1980; Юргенсон, 1984). Сущность метода заключается в измерении высоты и полуширины пиков для отражений рентгеновских лучей от плоской сетки (2354) образца и эталона. Ширина пика, как сказано выше, зависит от дисперсии углов дифракции, обусловленной отклонениями частей плоской сетки в структуре кварца от плоскости. Измерения производились для фракции пробы жильного кварца чистотой 95–99% класса –0.071...+0.05 мм в камере РКЭ и на дифрактометре ДРОН-3м. Для съемки дифрактограмм отражений (2354) использовалось нефльтрованное медное излучение при скорости счетчика 0.5 град/мин, скорость движения самописца 10 мм/мин. Расстояние между максимумами дифракции (2354) должно быть не менее 20 мм. Надежные результаты получаются простым измерением указанных размеров дифрактограмм. Оценка интегральной величины степени СКС дана по 100-балльной шкале, где степень СКС эталона, в качестве которого использовался кристалл кварца из месторождения Кожим (Полярный Урал), принята за 100. Точность определения 0.1 балла. Воспроизводимость определена как среднеквадратичное отклонение 30-кратного измерения одного образца. При среднем 78.1 среднеквадратичное отклонение составило 1.3. В качестве эталонов могут быть использованы любые чистой воды хорошо ограненные кристаллы кварца длиной более 2 см, лишенные видимых дефектов.

Температура $\alpha \rightarrow \beta$ перехода кварца с точностью 0.1°C определена термогравиметрическим методом с помощью приставки зеркального гальванометра к прибору ТУ-1м, аналитик В.Н. Аношкин (Козаченко, Юргенсон, 1973, Юргенсон и др., 1973). Сущность метода заключается в том, что на дифференциальной кривой нагревания вещества фиксируются температуры максимумов поглощения или выделения тепла, зависящие от физико-химических процессов в нем, в частности, для кварца полиморфных превращений тригонального α -кварца в гексагональный β -кварц при температуре 573°C. В настоящее время определение температур $\alpha \rightarrow \beta$ перехода с точностью $\pm 0.1^\circ\text{C}$ производится на стандартном приборе дифференциального термического анализа Термограф (фирмы NETZSCH, ФРГ). Для измерения температур $\alpha \rightarrow \beta$ перехода использованы монофракции класса –0.14...+0.045 мм. Более крупные зерна использовать нецелесообразно из-за эффекта декрепитации газовой-жидких включений.

Определение удельного электрического сопротивления выполнено на кафедре радиоэлектроники Иркутского государственного университета в полированных пластинках толщиной 2 мм и площадью $3 \times 3 \text{ см}^2$ в вакууме по стандартной мето-

дике с точностью до $\pm 1\%$ (Исследования..., 1973). Содержания золота и серебра определены пробирным анализом, предел определения 0.1 г/т, висмут – химическим анализом, точность определения 0.05%, K_2O и Na_2O – методом фотометрии пламени в химической лаборатории ЗабНИИ, руководитель В.Н. Васильева.

Кроме того, получены новые данные по минеральному составу сульфидно-кварцевой зоны и химическому составу минералов, в том числе кварца электронно-зондовым методом на растровом электронном микроскопе LEO 1430 VP (ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ, аналитики Е.В. Ходырева и к.г.-м.н. Е.А. Хромова, руководитель лаборатории к.т.н. С.В. Канакин).

В связи с тем, что степень СКС кварца зависит также и от объема элементарной ячейки, в свою очередь зависящего и от количества изоморфных примесей, в данном случае судить о доле структурных примесей следует не по их содержанию в кварце, а по величине содержания в нем кремния. Это обусловлено чувствительностью использованного прибора 0.01%, так как меньшие их содержания не фиксируются и всегда будут меньше истинного. Поэтому для сравнения использованы формульные коэффициенты кремния в кварце.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Изученный разрез V рудной зоны локализован в монцонитах Западной части месторождения. Одна из кварцевых жил при максимальной мощности около 2 м имеет длину по простиранию до 700 м, по падению – около 100 м, затем переходит в зону окварцевания и продолжается до глубины 293 м и, вероятно, глубже, поскольку не прослежена до выклинивания. Профиль скважин, керн которых изучен указанными выше методами, показан на рис. 3.

Околорудные изменения вмещающих горных пород имеют максимальную ширину до 6–7 м в обе стороны от контактов кварцевой жилы, выклиниваясь вверх на расстояние 18 м от ее выклинивания и до глубины около 300 м в виде узкой зоны кварцевого и кварц-турмалинового прожилкования в прожилитах и березитах. В верхней части рудной зоны околорудные изменения выражены в виде аргиллизации и прожилитизации монцонитов, сменяясь с глубиной прожилитами, частью – березитами. Непосредственно в приконтактных частях жилы наблюдается возрастание доли гидрослюд и частично калиевого полевого шпата.

Жила сложена кварцем, пиритом, арсенопиритом, присутствуют низкопробное самородное золото, частью электрум, галенит, сфалерит, халькопирит, висмутин, тетраэдрит и тетрадимит, сульфo-антимониты и сульфoвисмутиты, самородный висмут и серебро. Впервые в рудах этого месторождения установлены андорит ($Pb_{0.98}Sb_{3.19}AgS_{5.82}$), ма-

докит ($Pb_{17.51}Sb_{17.2}S_{39.29}$), плагионит ($Pb_{4.89}Sb_{8.8}S_{16.31}$), семсейит ($Pb_{9.69}Sb_{8.86}S_{19.45}$). Формулы рассчитаны исходя из данных их микрозондового анализа.

В одном из аншлифов в верхней части жилы впервые в Забайкалье обнаружен редкий сульфид меди – джирит ($Cu^{1+}_6Cu^{2+}_2S_5$) – в виде изогнутой линзы длиной около 15 мкм вокруг зерна сфалерита. Химический состав его близок к идеальному, мас. %: Cu – 75.23–75.43, S – 24.07–24.14. Рассчитанные формулы ($Cu^{1+}_{5.95}Cu^{2+}_2S_{5.05}$ и $Cu^{1+}_{5.96}Cu^{2+}_2S_{5.04}$) показали недостаток меди и избыток серы.

Особенностью пирита является его мышьяковистость. В верхней части жилы содержание мышьяка в нем выше, чем в нижней – 0.62–1.81 и до 0.55 мас. % соответственно. И лишь в верхней части жилы в нем обнаружено до 0.46 мас. % сурьмы, ассоциирующей с мышьяком (1.25 мас. %). В нижней части жилы в пирите появляется кобальт – до 0.45 мас. %. Подобная закономерность в изменении с глубиной содержаний примеси мышьяка, сурьмы и кобальта в пирите выявлена в Первой рудной зоне Тасеевского золотосеребряного месторождения в Забайкалье (Юргенсон, 2021), а также в результате изучения пирита месторождений Мариинской тайги и Кузнецкого Ала-Тау (Коробейников, Пшеничкин, 1985).

Арсенопирит в верхней части V жильной зоны содержит до 0.49 мас. % сурьмы, а в нижней из примесей в нем присутствует только кобальт – до 0.05 мас. %.

Согласно данным А.А. Воротынцева с соавторами (1983), кварцево-жильные тела Западной зоны отличаются незначительным количеством сфалерита и галенита, тогда как для зоны Восточной, с меньшей глубиной образования, установлены четкие связи золота с полиметаллической ассоциацией. Эти выводы подтверждены нами (Г.А. Юргенсон, Т.Н. Юргенсон, 1991). Особенность V зоны заключается в обогащенности ее вольфрамом, что четко проявляется в присутствии в приконтактной части жилы шеелита.

Жильные минералы представлены кварцем, гидромусковитом, турмалином, каолинитом, хлоритом. Из аксессуарных минералов выявлены рутил, апатит и монацит-Се. В минеральных продуктивных комплексах жилы среди структурно-текстурных разновидностей кварца развиты массивные, полосчато-массивные, брекчиевидные, реже – шестоватые агрегаты, но преобладают тонко- и мелкозернистые, содержащие слоистые силикаты (каолинит, хлорит, гидрослюда). Особенностью кварца является присутствие в нем алюминия в пределах сотых долей мас. %, а в наиболее поздних генерациях наряду с ним установлено железо – до 0.021 мас. %. Из 34 измеренных индивидов кварца лишь пять лишены примесей. Химический состав их находится в пределах $Si_{0.968}Al_{0.043}O_2$ – $Si_{0.997}Al_{0.003}O_2$. Лишь в трех индивидах, представленных амети-

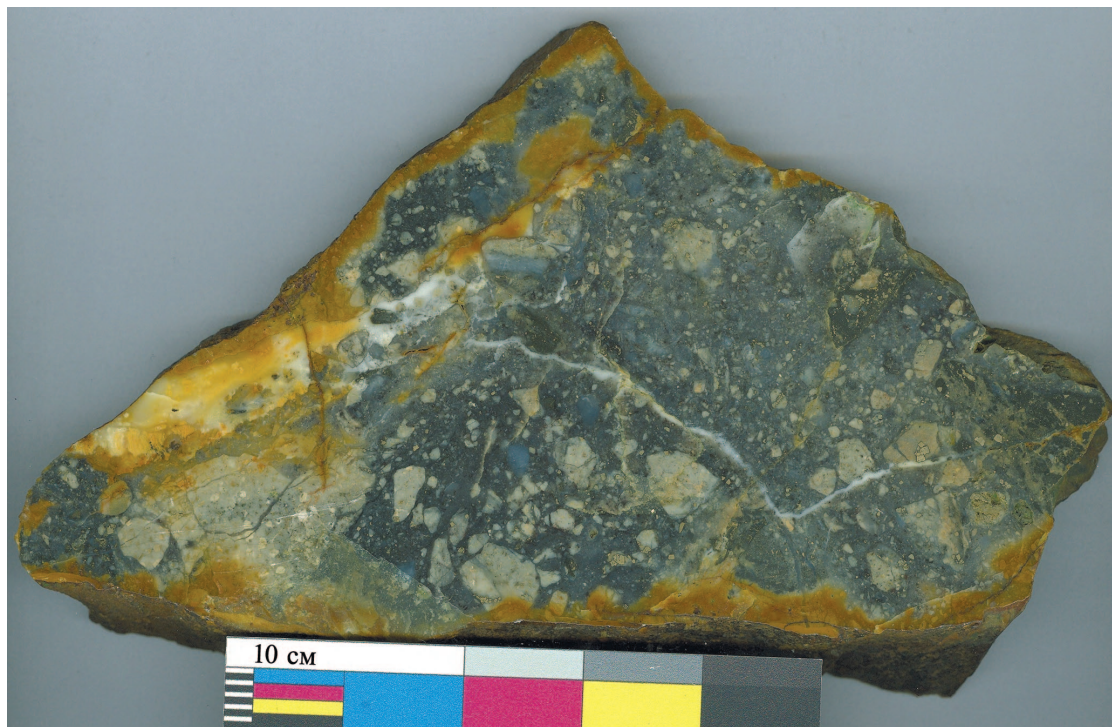


Рис. 4. Фрагмент жильной зоны брекчиевой текстуры.

Fig. 4. Fragment of a vein zone of breccia texture.

стовидным мелкогребенчатым кварцем, кремний замещается наряду с алюминием и трехвалентным железом и состав их варьируется в пределах $\text{Si}_{0.964}\text{Al}_{0.034}\text{Fe}_{0.021}\text{O}_2 - \text{Si}_{0.99}\text{Al}_{0.008}\text{Fe}_{0.007}\text{O}_2$. Кроме того, выявлены также индивиды позднего кварца, содержащего в качестве примесей только железо. Состав их отображается формулами $\text{Si}_{0.997}\text{Fe}_{0.007}\text{O}_2 - \text{Si}_{0.999}\text{Fe}_{0.003}\text{O}_2$.

Отмечена следующая общая последовательность образования минералов: сульфидно-турмалиново-кварцевые агрегаты краевых частей жилы сменяются в направлении к ее оси существенно кварцевыми с сульфидами и сульфосолями. Эта последовательность может неоднократно повторяться в результате внутриминерализационного взламывания, брекчирования и залечивания. Здесь обилён пирит, развивающийся как во вкрапленниках полевого шпата, так и в массе аргиллизита и пропилита.

Пример многократного брекчирования жилы в приконтактовом участке, отобранном из канавы, показан на рис. 4. Жильный материал состоит из обломков пропилитизированного и окварцованного монзонита в кварц-турмалиновом цементе, содержащем мелкую вкрапленность пирита, арсенопирита, висмутита, тетрадимита. Подобные агрегаты рассеяны поздними тонкими прожилками тонкозернистого полосчатого кварца или карбонатно-кварцевого состава.

В результате взламывания кварцево-сульфидно-сульфосольный комплекс, так же как и краевые части жил, брекчируется и цементируется тонкозернистым агрегатом слюдисто-кварцево-турмалинового состава, а затем рассекается мелкошестоватым кварцем.

На рис. 5а показан фрагмент брекчии, сцементированной среднезернистым кварцем (1), содержащим фрагменты кристаллов пирита (7, 8, 11), галенита (6) и раннего халцедоновидного, до тонкозернистого, кварца (9, 10), содержащего микронные включения пирита. Обломок ранней брекчии величиной до 0.5 мм состоит из тонких сростков пирита (2), сфалерита (3) и буланжерита (5). На рис. 5б показан фрагмент брекчии, где отчетливо видно облекание и сечение пирита (1, 2, 5, 7, 9, 12) каемками галенита (3, 8) и буланжерита (6). Буланжерит (15) в виде каемок находится также вокруг обломков сфалерита (13, 14) в кварце.

Самый ранний кварц (9) (см. рис. 5а) представлен здесь тонкозернистой разновидью, содержащей примеси алюминия и железа ($\text{Si}_{0.964}\text{Al}_{0.034}\text{Fe}_{0.021}\text{O}_2$), другие его индивиды (10) также содержат их, но в меньших количествах ($\text{Si}_{0.99}\text{Al}_{0.006}\text{Fe}_{0.004}\text{O}_2$). Цементирующий среднезернистый кварц лишен железа и имеет состав ($\text{Si}_{0.994}\text{Al}_{0.008}\text{O}_2$).

Структурно-текстурные особенности жильного кварца изменяются с глубиной. Если в верхних частях жил развиты в основном мелкозернистые,

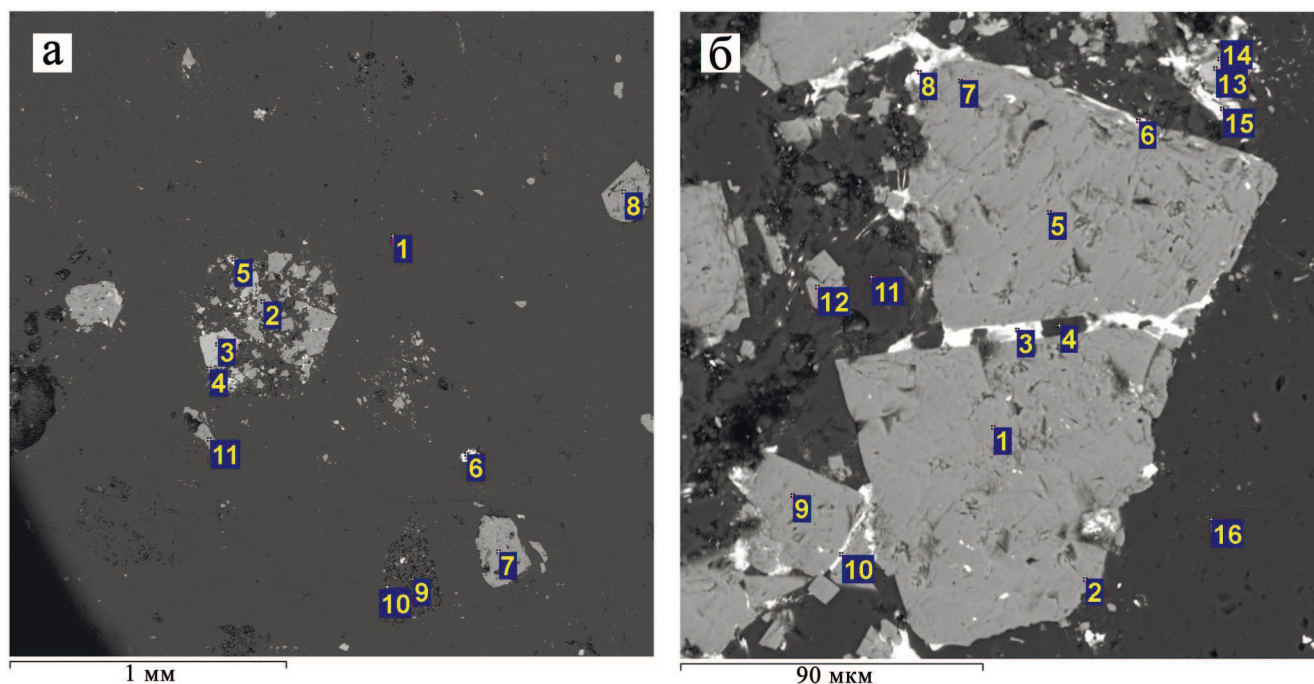


Рис. 5. Сульфидно-кварцевая брекчия, сцементированная среднезернистым кварцем.

а – обломки ранней брекхии и сульфидов, б – строение и минеральный состав ранней брекхии. Пояснения см. в тексте

Fig. 5. Sulfide-quartz breccia cemented by medium-grained quartz.

a – fragments of early breccia and sulfides, б – structure and mineral composition of early breccia. Explanations see in the text.

иногда халцедоновидные его агрегаты, то на глубинах, превышающих 100 м и более, появляются среднезернистые, шестоватые и гребенчатые их разновидности. Эта их особенность отражается, как показано ниже, на вариациях чисел, характеризующих совершенство их кристаллического строения (табл. 1).

На рис. 6 показан фрагмент строения и минерального состава осевой части жилы в сечении на глубине 82.3 м (обр. 350). Здесь в среднезернистом кварцевом (3, 9–11) агрегате наблюдаются мелкие включения пирита (1), галенита (4, 8), самородного золота (5–7) и монацита (2).

На рис. 7 дан фрагмент гребенчатого кварца из подсечения на глубине 154 м (обр. 357). Здесь в промежутках индивидов кварца (5, 7, 8, 11, 13) развиты галенит (1, 2, 9, 12), сфалерит (6) и арсенопирит (4). Реликты кварца (10) находятся также и в галените.

Жильная зона вскрыта серией скважин на трех уровнях по ее падению. Верхний уровень соответствует зоне верхнего выклинивания ее жильной части, средний – нижней части среднего уровня, где жила сохраняет относительно большую мощность, а нижний (глубина 153–168 м) – вскрывает зону ниже выклинивания жилы (рис. 8). На рисунке представлена проекция поперечного разреза зоны V на вертикальную плоскость.

Результаты изменения величины СКС и других параметров с глубиной и в сечениях самих жил показаны в табл. 1.

Скважиной 914а подсечена самая верхняя часть зоны окварцевания аргиллизированных монцититов, включающая верхнюю часть жилы, сложенной среднезернистым кварцем, содержащим обломки сульфидизированных вмещающих пород (см. рис. 5). В зоне окварцевания и ее приконтактной части кварц представлен тонкозернистой разновидностью. При этом от контактов к срединной части жилы увеличиваются размеры зерен, СКС возрастает от 71 до 79, составляя в среднем 63, увеличивается доля кремния в кварце и уменьшается содержание в нем структурных примесей:



В этом же направлении возрастет температура $\alpha \rightarrow \beta$ перехода и удельного электрического сопротивления, содержание золота и серебра, а также $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, уменьшающееся в осевой части жилы, где в ней очень мало гидрослюды. В направлении от срединной части жилы к зоне окварцевания со стороны лежачего бока вновь возрастает степень СКС, несколько уменьшается, варьируясь, доля кремния в кварце и температура $\alpha \rightarrow \beta$ перехода. Удельное электрическое сопротивление так-

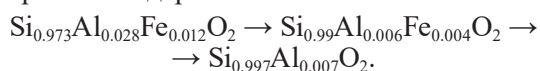
Таблица 1. Результаты определения степени совершенства кристаллического строения, температур $\alpha \rightarrow \beta$ перехода, удельного сопротивления, Au и Ag

Table 1. The results of determination of the degree of perfection of the crystal structure, temperatures of the $\alpha \rightarrow \beta$ transition, specific resistance, Au and Ag

Образец	Положение в разрезе, глубина, м	Инт-л сечения жильной зоны скважинами, м	Величина СКС	Формула	$T_{\alpha \rightarrow \beta}, ^\circ\text{C}$	Удельное сопротивление, $\cdot 10^{12} \text{ Ом} \cdot \text{см}$	Au, г/т	Ag, г/т	$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$
329	Зона окварцевания, 27	27–34	59	$\text{Si}_{0.964}\text{Al}_{0.034}\text{Fe}_{0.021}\text{O}_2$	570.1	5.7	6.1	30.2	1.8
330	Приконтактовая часть жилы, 29		68	$(\text{Si}_{0.99}\text{Al}_{0.006}\text{Fe}_{0.004}\text{O}_2)$	570.2	5.8	12.1	63.2	1.9
332	Осевая часть жилы, 30		73	$(\text{Si}_{0.994}\text{Al}_{0.008}\text{O}_2)$	570.3	6.1	27	156	1.2
335	Приконтактовая часть жилы, 31.5		71	$\text{Si}_{0.988}\text{Al}_{0.012}\text{O}_2$	570.2	5.9	21	112	1.3
337	Зона окварцевания, 33.5		60	$\text{Si}_{0.986}\text{Al}_{0.019}\text{O}_2$	570.1	5.9	4.2	31	1.5
339	Краевая часть зоны окварцевания, 34		47	$\text{Si}_{0.99}\text{Al}_{0.008}\text{Fe}_{0.007}\text{O}_2$	570.1	6.0	2.1	8.3	1.6
340	Зона окварцевания, 57.5	57–104	54	$\text{Si}_{0.988}\text{Al}_{0.014}\text{Fe}_{0.003}\text{O}_2$	569.8	6.1	1.9	6.1	1.7
343	Зона пропилитизации и окварцевания, 58		56	$\text{Si}_{0.973}\text{Al}_{0.028}\text{Fe}_{0.012}\text{O}_2$	569.7	6.0	2.0	3.7	1.8
346	Приконтактовая часть зоны пропилитизации и окварцевания, 81		67	$\text{Si}_{0.983}\text{Al}_{0.023}\text{O}_2$	569.8	6.1	4	9	4.8
348	Приконтактовая часть жилы, 81.5		76	$\text{Si}_{0.985}\text{Al}_{0.02}\text{O}_2$	570	6.2	51.2	11.1	18
350	Осевая часть жилы 82.3		79	$\text{Si}_{0.997}\text{Al}_{0.007}\text{O}_2$	571.6	6.4	80.3	78.5	9.3
352	Приконтактовая часть жилы 87		74	$\text{Si}_{0.98}\text{Al}_{0.027}\text{O}_2$	570.1	12.1	180	179	16
353	Зона окварцевания на контакте с жилой, 87.7		66.3	$\text{Si}_{0.976}\text{Al}_{0.032}\text{O}_2$	569.8	5.5	57	120	8.7
355	Зона окварцевания на контакте с вмещающими монцититами, 104		65.3	$\text{Si}_{0.968}\text{Al}_{0.043}\text{O}_2$	568.5	5.4	1.2	1.3	15.1
357	Гребенчато-шестоватый 154	153–168	86	$\text{Si}_{0.989}\text{Al}_{0.015}\text{O}_2$	571.4	2.5	12	23	4.8
359	Шестовато-гребенчатый кварц в зоне окварцевания, 156		88	$\text{Si}_{0.989}\text{Al}_{0.015}\text{O}_2$	571.7	2.4	15	18	3.6
361	Гребенчатый кварц, 158		90	$\text{Si}_{0.989}\text{Al}_{0.014}\text{O}_2$	571.7	2.3	11	16	4.7
363	Гребенчатый кварц из зоны окварцевания, 160.2		93	$\text{Si}_{0.99}\text{Al}_{0.013}\text{O}_2$	571.8	2.2	1.2	3.5	3.3

же несколько уменьшается, возрастая в краевой части зоны окварцевания, соответствуя незначительному возрастанию доли кремния и уменьшению в нем содержанию примесей. В этом же направлении уменьшается содержание золота и серебра и возрастает доля калия в околорудной зоне.

В подсечении скважиной 1001 на интервале 57–104 м наблюдается та же тенденция. Возрастает доля среднезернистого кварца, в нем увеличивается содержание золота, но максимум его приходится на приконтактовую часть жилы, где больше сульфидов, СКС возрастает от контакта к средней части с 54 до 79 при среднем 67.2. Доля кремния в кварце возрастает от зоны пропилитизации при уменьшении примесей алюминия и железа, кварц срединной части жилы в качестве изоморфной примеси содержит лишь алюминий:



Как и в верхнем сечении, здесь наблюдается незначительное возрастание температур $\alpha \rightarrow \beta$ перехода. Удельное электрическое сопротивление возрастает лишь незначительно, оставаясь в пределах $(6–6.4) \cdot 10^{12} \text{ Ом} \cdot \text{см}$: вблизи от приконтактовой части жильной зоны, где кварц лишен каких-либо примесей, кроме структурных, оно резко возрастает до $12 \cdot 10^{12} \text{ Ом} \cdot \text{см}$. В 4 см от места, где была вырезана эта пластина для измерения удельного сопротивления, содержание золота оказалось максимальным.

Далее в направлении от лежащего бока жилы к краевой части зоны околорудных изменений происходит уменьшение всех параметров, за исключением $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$. Содержание калия растет висячем боку жильной зоны в направлении к срединной части жилы, в самой жиле оно уменьшается и далее в лежащем боку изменяется незакономерно, в целом увеличиваясь.

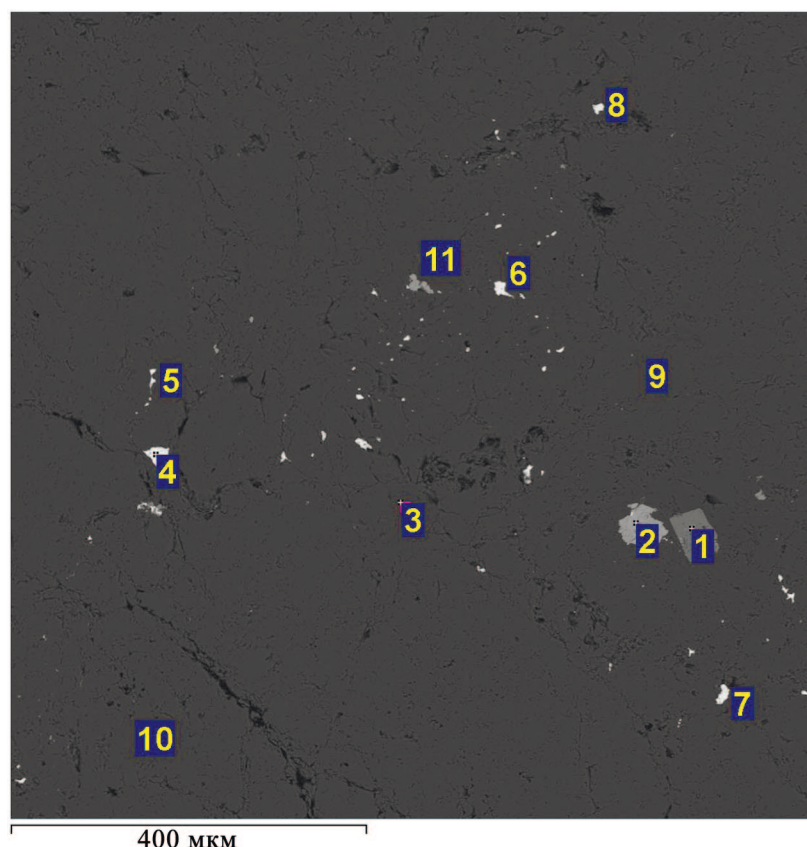


Рис. 6. Фрагмент срединной части жилы, содержащей мелкие включения сульфидов и золота. Электронно-микроскопический снимок. Обр. 350.

Пояснения см. в тексте.

Fig. 6. Fragment of the middle part of the vein containing small inclusions of sulfides and gold. Electron microscopic image. Sample 350.

Explanations see in the text.

В подсечении скважиной 1002а вскрыта лишь зона интенсивного окварцевания, где кварц представлен преимущественно мелкогребенчатыми и мелкошестовато-гребенчатыми агрегатами. Он отличается наиболее высокими значениями СКС, возрастающими с глубиной от 86 до 93, среднее составляет 89.25. Температуры $\alpha \rightarrow \beta$ перехода здесь вновь увеличиваются, возрастая с глубиной от 571.4 до 571.8°C. При этом доля Si примерно постоянна, а изоморфного Al – уменьшается (см. табл. 1). Удельное электрическое сопротивление жильного кварца в этом сечении минимально за счет того, что обеспечивающие проводимость сульфиды, прежде всего галенит, как это видно на рис. 7, находятся между индивидами кварца и резко снижают его.

Мера замещенности кремния структурными алюминием и железом, влияющими на объем элементарной ячейки кварца, с которым степень СКС находится в обратной связи, выраженная через среднее значение его формульных коэффициентов,

также уменьшается с глубиной от 0.0015 в верхнем сечении до 0.0011 в нижнем.

Скважина 1003 подсекла лишь зону слабоокварцованных березитов мощностью до 1.8 м, содержащую до 2–5% сульфидов, в основном пирита, лишённого мышьяка, но содержащего кобальт и никель. Присутствуют тетрадимит и галенит. Содержание золота в них лишь в отдельных пробах достигает 16 г/т, серебра – до 20 г/т при содержании висмута до 182 г/т. Свойства кварца не измерялись.

В целом все полученные аналитические данные представлены на рис. 8.

ОБСУЖДЕНИЕ

Из данных табл. 1 и рис. 8 видно, что величины степени СКС симметричны относительно срединной части жилы: минимальны в зонах окварцевания в боках жилы и максимальны в ней. При этом наблюдается ее зависимость как от возраста-

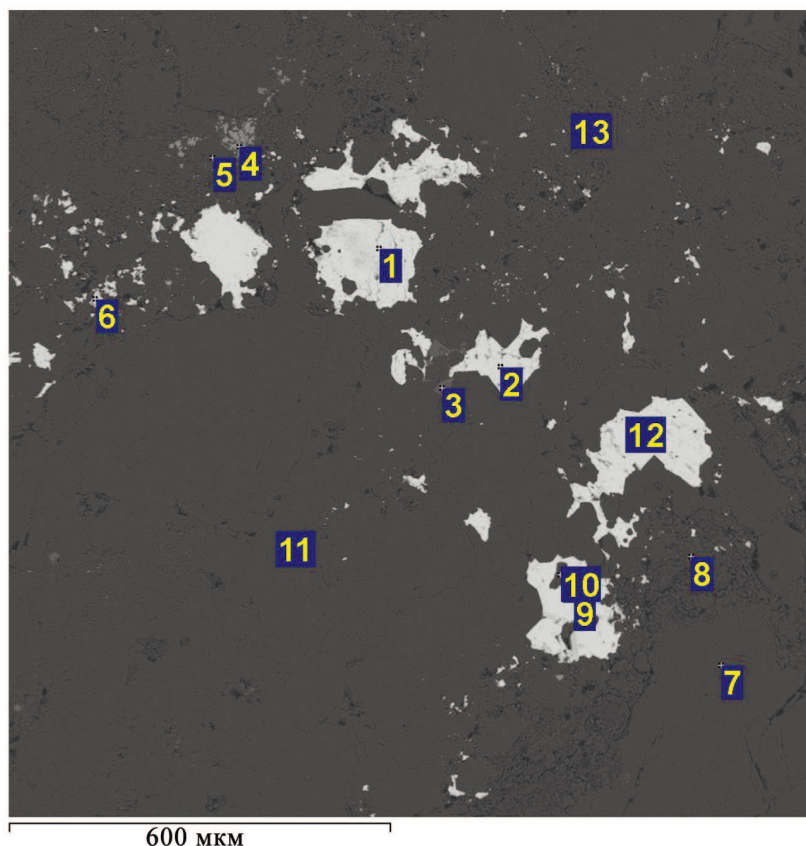


Рис. 7. Фрагмент мелкогребенчатого кварца с сульфидами в промежутках между индивидами. Электронно-микроскопический снимок. Обр. 357.

Пояснения см. в тексте.

Fig. 7. A fragment of fine-ridged quartz in the spaces between the individuals of which there are sulfides. Electron microscopic image. Sample 357.

Explanations see in the text.

ния величины индивидов, обусловленной уменьшением скорости кристаллизации, так и от уменьшения доли структурной примеси алюминия и железа. Это согласуется с выявленными ранее (Юргенсон, 2003, 2014) зависимостями степени СКС от структурно-текстурных факторов, а также от объема элементарной ячейки, определяемого количеством структурных примесей. Другая особенность величины СКС заключается в общем возрастании с глубиной ее средних значений от 63 в верхнем сечении до 89.2 в нижнем. Эти изменения, как показано ранее на примере других месторождений (Юргенсон, 2003, 2014), также имеют тенденцию к связи как с возрастанием индивидов кварца и изменениями структурно-текстурных особенностей, обусловленных общим уменьшением скорости кристаллизации, так и уменьшением доли изоморфных примесей.

Такая изменчивость величины СКС с глубиной соответствует общей закономерности воз-

растания ее с глубиной для месторождения в целом (рис. 9), где показано возрастание с глубиной от наименее глубокой Восточной зоны к сильноэродированной части Широтной зоны, вскрытой штольнями. Здесь ее величина изменяется соответственно от 30 для халцедоновидного кварца в Восточной зоне до 80 для средне- и крупнозернистого в Широтной.

Закономерность изменения величины меры СКС, полученная в результате изучения кварцево-жильной зоны V Верхнеалиинского месторождения, подтверждает известные выводы о том, что это свойство жильного кварца закономерно изменяется в отдельных жилах, месторождениях и ряде рудных формаций (Юргенсон, 2003). Это показано на примере нескольких десятков месторождений СССР различных рудных формаций. Но для отдельной жильной зоны от ее верхнего выклинивания до нижнего, переходящего в околорудно-измененные горные породы, удалось сделать впервые.

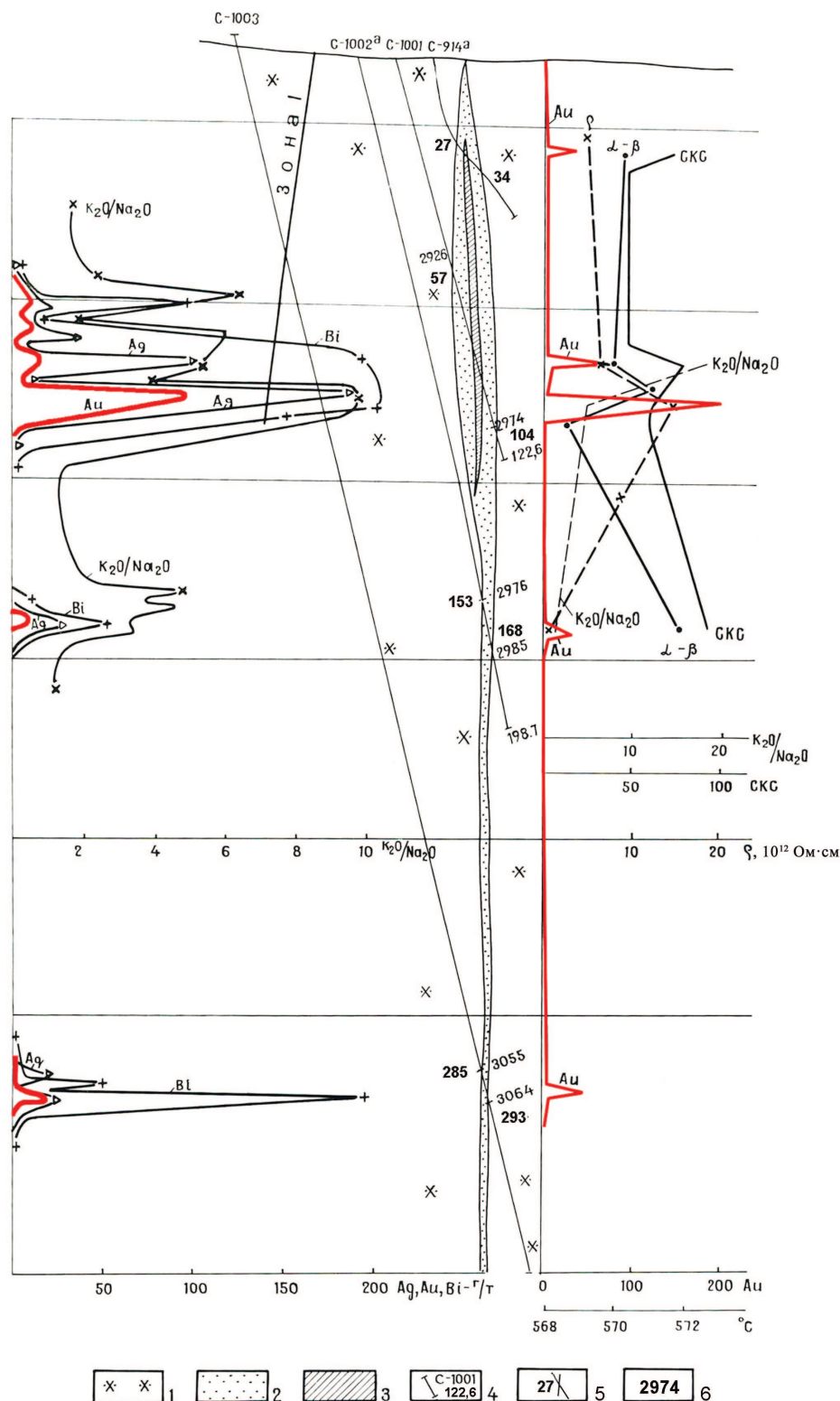


Рис. 8. Изменчивость состава и свойств жильного кварца и вмещающих горных пород V рудной зоны Верхнеалиинского месторождения.

1 – монзониты; 2 – зона околорудных изменений; 3 – сульфидно-кварцевая жила; 4 – скважина и ее номер; 5 – проекция линии пересечения жильной зоны скважиной и отметка (м) ее глубины; 6 – номер пробы.

Fig. 8. Variability of the composition and properties of vein quartz and host rocks of the V ore zone of the Verkhnealiinsky deposit.

1 – monzonites; 2 – zone of near-ore changes; 3 – sulfide-quartz vein; 4 – well and its number; 5 – projection of the line of intersection of the vein zone by the borehole and its depth in m; 6 – sample number.

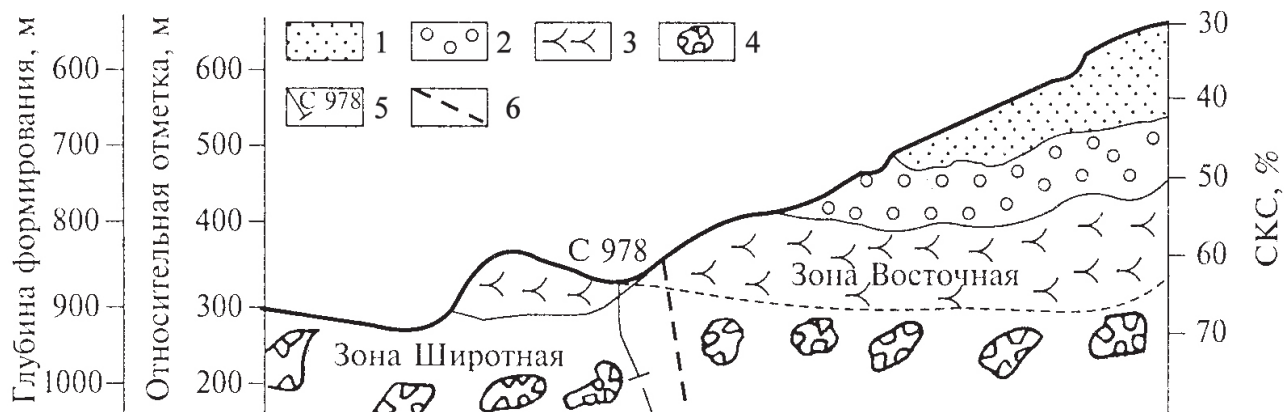


Рис. 9. Изменение степени СКС кварца с глубиной в пределах Верхнеалиинского месторождения.

1 – халцедоновидный кварц; 2 – тонко- и мелкозернистый кварц; 3 – среднезернистый кварц, участками друзоватый; 4 – средне- и крупнозернистый кварц, участками друзоватый; 5 – скважина и ее номер; 6 – предполагаемая тектоническая структура сочленения.

Fig. 9. Change in the degree of SCS of quartz with depth within the Verkhne Aliinskoye deposit.

1 – chalcedony quartz; 2 – fine-grained quartz; 3 – medium-grained quartz, druse in areas; 4 – medium-coarse-grained quartz, druse in areas; 5 – the well and its number; 6 – the assumed tectonic structure of the articulation.

Аналогично изменяются и температуры $\alpha \rightarrow \beta$ перехода в кварце, увеличивающиеся с возрастанием совершенства кристаллического строения от 570.1°C в верхнем сечении до 571.6°C в среднем и 571.8°C в нижнем. Тем не менее, как видно на рис. 8, в зоне пересечения жилы на интервале 57–104 м существуют вариации значений этих величин, обусловленных неравномерностью распределения кварца различного состава, прежде всего доли изоморфных примесей Al и Fe, а также и структурно-текстурных особенностей, влияющих на изменения этих его свойств. Но главная, генеральная тенденция их взаимосвязей и изменчивости в пространстве самой жилы и зоны окварцевания очевидна.

Величины удельного электрического сопротивления (ρ , 10^{12} Ом · см) в кварцевой жиле и зоне окварцевания варьируются незначительно в верхней и средней частях зоны, достигая максимума ($12 \cdot 10^{12}$ Ом · см) на участке почти сплошного окварцевания со значением СКС, равным 74, содержащем минимальное количество сульфидов при единичных мельчайших вкрапленниках самородного золота, не оказывающих существенного влияния на электропроводность (см. рис. 6). Затем в околорудно-измененных породах резко оно уменьшается. Это связано с тем, что жильный кварц в жиле и близконтактных ее частях, как это следует из изучения кварца в прозрачных шлифах, содержит меньше примесей, а в зоне слабого окварцевания их количество существенно больше и удельное сопротивление уменьшается. Полученная особенность различий этого свойства в жилах и околорудно-измененных горных породах подтверждает целесообразность использо-

вания измерения удельного электрического сопротивления при поисках кварцевых жил с использованием методов электроразведки.

В левой части рис. 8 приведены кривые содержания золота, серебра и висмута в каждом из изученных сечений жильной зоны V, включая зоны околорудных изменений. Из их анализа следует, что, во-первых, содержания переменны и, во-вторых, существует корреляция между содержаниями золота и висмута, а также серебра. Но ореолы повышенных содержаний серебра выходят за пределы непосредственно жилы. При этом калий-натриевое отношение четко отображает как жильную зону в целом, так и повышенные содержания золота в кварцевой жиле. Определенные пределы вариаций величины калий-натриевого отношения, как показано нами ранее для других месторождений, является важным типохимическим критерием золотого оруденения мало- и среднеглубинных формаций (Г.А. Юргенсон, Т.Н. Юргенсон, 1991; Юргенсон, 2003, 2014).

Анализ данных по изменчивости с глубиной золота, серебра и висмута показал, что в пределах кварцевой жилы содержания золота увеличиваются с глубиной, уменьшаясь в зоне нижнего выклинивания с сохранением промышленных концентраций, и сохраняются в зоне окварцевания до глубины 293 м. При этом оно сопровождается содержаниями висмута, возрастающими с глубиной. В то же время относительные содержания серебра уменьшаются, а золота – увеличиваются. Если в верхней части соотношение Ag/Au составляет от 5 до 10.1, в ниже-средней части – 2.1, на ниж-

нем выклинивании жилы – 3.2, то в зоне окварцевания на отметках 285–290 м – только 1.4. С возрастанием содержания висмута возрастает содержание золота. Эта тенденция подчеркивается тем, что с глубиной уменьшается количество сульфосолей и галенита, с которыми связано серебро, и возрастает доля тетрадимита, являющегося носителем не только висмута, но и, что самое важное, теллура, с которым и переносится существенная часть золота.

Направленность изменения температур $\alpha \rightarrow \beta$ перехода в жильном кварце от контактов жилы к ее срединной части различна в месторождениях мало- и среднеглубинных. В жильном кварце мало-глубинных формаций (Балейское рудное поле) в этом направлении они уменьшаются с уменьшением скорости роста индивидов (Юргенсон, 2014). Это обусловлено возрастанием доли структурных примесей, количество которых определяет уменьшение затрат энергии на разрыв связей, обеспечивающих разворот кремнекислородных тетраэдров. В жильном кварце месторождений среднеглубинных формаций температура $\alpha \rightarrow \beta$ перехода в жильном кварце от контактов жилы к ее срединной части возрастает в связи с возрастанием СКС и уменьшением доли структурных примесей, которые захватываются на ранней стадии формирования жилы. Изменения с глубиной величины этого свойства также различны в жильном кварце. В месторождениях малоглубинной формации она уменьшается: в 1-й рудной зоне Тасеевского золотосеребряного месторождения от 570 до 551°C на интервале глубин 126–416 м, сопровождаясь возрастанием интенсивности термолюминесценции, зависящей от количества алюминиевых электронно-дырочных центров, обусловленных ростом числа изоморфных примесей в кварце (Юргенсон, 2014).

Генеральной зависимости величины СКС от температуры и давления не установлено. Но в ходе уменьшения температуры и сопряженного с ним давления в конкретных минералообразующих системах наблюдается возрастание величины СКС. Совершенные кристаллы образуются как при высоких, так и при низких температурах. Величина СКС зависит не от величин температур и давлений, а скорости их изменений, обуславливающей динамику кристаллизации и входение изоморфных примесей.

ВЫВОДЫ

1. Впервые на примере кварцево-жильной зоны V Верхнеалиинского месторождения золота выполнен комплекс исследований, включающий измерение степени совершенства кристаллического строения, температур $\alpha \rightarrow \beta$ перехода и удельного электрического сопротивления от ее верхнего до нижнего выклинивания.

2. Установлено возрастание степени СКС жильного кварца с глубиной и в сечениях от зоны окварцевания к срединным частям жилы, обусловленное уменьшением скорости кристаллизации кварца вследствие уменьшения градиентов скорости снижения температуры в минералообразующей системе от ее контактов к срединной части и с глубиной. Подобная закономерность изменения с глубиной степени СКС выявлена и на примере других месторождений и сульфидных и безрудных кварцевых жил (Юргенсон, 2003).

3. Установлено аналогичное, но менее четкое изменение температуры $\alpha \rightarrow \beta$ перехода в кварце и тенденция ее связи с величиной СКС и долей изоморфным замещением.

4. Подтверждены выявленные на других месторождениях зависимости этих свойств жильного кварца от структурного типоморфизма, обусловленного изоморфным замещением в нем кремния алюминием и железом.

5. Определена тенденция изменчивости величины удельного электрического сопротивления жильного кварца в пределах жилы и в зоне окварцевания, заключающаяся в возрастании при переходе от зоны окварцевания к жиле. Четкой зависимости между степенью СКС и удельным электрическим сопротивлением не установлено.

6. Подтверждена возможность использования величины СКС в комплексе с данными по содержанию золота, серебра и висмута для оценки уровня эрозионного среза вновь открываемых проявлений золота как в отдельных подсечениях буровыми скважинами, так и в виде свалов или коренных выходов кварцевых жил.

Благодарности

Автор признателен Н.С. Балуюеву и Е.А. Василенко за участие в оформлении рисунков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бойко С.М. (1983) Типоморфные свойства и состав кварца и сульфидов в месторождениях олово-вольфрамового пояса Забайкалья. *Типоморфизм минералов и его прикладное значение*. Чита: ОНТИ ЗабНИИ, 7-10.
- Булдаков И.В., Гаврюченков Ф.Г. (1972) О зависимости температуры α - β -превращений природного кварца от размеров элементарной ячейки. *Минералогия и геохимия*. Вып. 4. Л., 55-58.
- Воларович Г.П., Николаева Л.Н., Бархударян Н.Б. (1980) Типоморфные свойства самородного золота и кварца близповерхностных месторождений. *Научные основы и практическое использование типоморфизма минералов*. М.: Наука, 204-212.
- Воротынцев А.А., Красников В.И., Ланда В.Е. Суматохин В.А., Рогов А.В., Ванин Н.И. (1983) Типоморфные свойства рудных минералов и зональность одного золото-сульфидного месторождения. *Типоморфизм минералов и его прикладное значение*. Чита:

- ОНТИ ЗабНИИ, 42-44.
- Гамянин Г.Н., Горячев Н.А. (1983) Зональность изменения типоморфных свойств минералов одного из золоторудных месторождений Восточной Якутии. *Типоморфные особенности рудных минералов эндогенных образований Якутии*. Якутск, 6-19.
- Гамянин Г.Н. Горячев Н.А., Викентьева О.В. (2016) Кысылга – золотосеребряное месторождение в терригенных толщах Верхояно-Колымских мезозоид. *Тихоокеан. геол.*, **35**(33), 63-74.
- Гвоздев В.И., Гребенникова А.А., Вах А.С., Горячев Н.А., Федосеев Д.Г. (2020) Эволюция процессов минералообразования при формировании золоторудных месторождений в области физики твердого тела. (1973) *Исследования в области физики твердого тела*. (1973) Вып. 2. Иркутск: Иркутск. ун-т, 187 с.
- Козаченко А.А., Юргенсон Г.А. (1973) Приставка к приборам Термолюм-1 и ТУ-1м для точного измерения температур. *Геология, разведка и оценка месторождений Забайкалья*. Чита: НТГО ЗабНИИ, 53-55.
- Константинов М.М., Косовец Т.Н., Кряжев С.Г., Наталенко М.В., Стружков С.В., Устинов В.И. (2002) Строение золотоносных рудообразующих систем. М.: ЦНИГРИ, 190 с.
- Коробейников А.Ф., Пшеничкин А.Я. (1985) Геохимические особенности пирита золоторудных месторождений. *Геохимия*, **1**, 93-104.
- Лазько Е.М., Ляхов Ю.В., Пизнюр Ф.В. (1981) Физико-химические основы прогнозирования постмагматического оруденения. М.: Недра, 256 с.
- Нарсеев В.А. (1973) Эндогенная зональность золоторудных месторождений Казахстана. Алма-Ата: ИМС, 237 с.
- Песков А.В., Алекина Е.В., Тарасова Е.Ю. (2020) Типоморфные особенности кварца. *Успехи современного естествознания*, (11), 95-100.
- Рутштейн И.Г., Богач Г.И., Винниченко Е.Л., Карасев В.В., Негода В.М., Шивохин Е.А., Абдукаримова Т.Ф., Надеждина Т.Н., Пинаева Т.А. (2002) Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. М-50-IV (Шелопугино). (Ред. Н.Н. Чабан). СПб.: С.-Петербургск. картфабрика ВСЕГЕИ, 120 с.
- Садовничий Р.В., Михайлина А.А., Рожкова Н.Н., Инина С.И. (2016) Морфологические и структурные особенности кварца шунгитовых пород Максвской залежи. *Тр. Карельского НЦ РАН. Сер. Геол. докембрия*, (2), 73-89.
- Спиридонов А.М., Зорина Л.Д., Китаев Н.А. (2006) Золотоносные рудно-магматические системы Забайкалья. Новосибирск: ГЕО, 291 с.
- Цинзерлинг Е.В. (1961) Искусственное двойникование кварца. М.: Изд-во АН СССР, 174 с.
- Широкий О.И. (1986) Типоморфные особенности кварца и их использование при поисках, оценке и разведке жильных месторождений золота и олова. Автореф. дисс. ...канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 20 с.
- Юргенсон Г.А. (1984) Типоморфизм и рудоносность жильного кварца. М.: Недра, 149с.
- Юргенсон Г.А. (2003) Типоморфизм и рудные формации. Новосибирск: Наука, 369 с.
- Юргенсон Г.А. (2014) Типоморфизм и прогноз золотосеребряного оруденения. Чита: ЗабГУ, 172 с.
- Юргенсон Г.А. (2021) Особенности химического состава пирита надрудной зоны Тасеевского золотосеребряного месторождения (Россия, Забайкалья). *Вестник ЗабГУ*, **27**(5), 44-52. <https://doi.org/10.21209/2227-9245-2021-27-5-44-52>
- Юргенсон Г.А., Перевертаев В.Д., Аношкин В.Н., Козаченко А.А., Запков В.Т. (1973) Проводимость и α - β -переходы в искусственном и природном кварце. *Спектроскопия диэлектриков и процессы переноса*. Мат-лы Всесоюз. конф. "Физика диэлектриков и перспективы ее развития". Л., 22-26 октября 1973 г. Т. I. Ленинградск. политехн. ин-т, 198-199.
- Юргенсон Г.А., Тумуров Г.Т. (1980) О совершенстве кристаллического строения жильного кварца. *Изв. ВУЗов. Сер. геол. и разведка*, (6), 50-59.
- Юргенсон Г.А., Тумуров Г.Т. (1977) Совершенство кристаллического строения жильного кварца как критерий условий образования и типов зональности рудных месторождений. *Геолого-структурные особенности рудных полей и месторождений Забайкалья*. Мат-лы расширенного заседания ученого совета ЗабНИИ, посвящ. акад. С.С. Смирнову, 22-23 февраля 1977 г. Чита: ЗабНИИ, 27-30.
- Юргенсон Г.А., Тупяков В.Е., Широкий О.И. (1979) Вариации состава и свойств жильного кварца месторождения золото-сульфидно-кварцевой формации как отражение рудной зональности и условий образования. *Геол. руд. месторождений*, **21**(3), 56-67.
- Юргенсон Г.А., Юргенсон Т.Н. (1991) Минералого-геохимическая методика определения рудноформационной принадлежности и оценки эрозийного среза среднелуглубинных месторождений золота. М.: Мин-гео СССР, 97с.
- Gamyani G.N., Goryachev N.A. (2008) Mineralogic Grounds for a metallogenic study of Mesozoic Structures in the Verkhoyan-Kolyma Area. *Gold of the North Pacific RIM. The International Geological, Exploration, and Mining Forum: Abstracts of the All-Kolyma mining-geological Conference dedicated of First Kolymian Expedition headed by Yuriy Bilibin, which was responsible for the discovery of Gold on the Kolyma River Basin of Northeast Russia (Magadan, September, 10-14)*. Magadan: SVKNII DVO RAN Publ., 154-155.

REFERENCES

- Boiko S.M. (1983) Typomorphic properties and composition of quartz and sulfides in deposits of the tin-tungsten belt of Transbaikalia. *Typomorphism of minerals and its applied significance*. Chita, ONTI ZabNII Publ., 7-10. (In Russ.)
- Buldakov I.V., Gavryuchenkov F.G. (1972) On the dependence of the temperature of α - β -transformations of natural quartz on the size of the unit cell. *Mineralogy and Geochemistry*. Iss. 4. Leningrad, 55-58. (In Russ.)
- Gamyani G.N., Goryachev N.A. (1983) Zoning of changes in the typomorphic properties of minerals in one of the

- gold deposits of Eastern Yakutia. *Typomorphic features of ore minerals from endogenous formations of Yakutia*. Yakutsk, 6-19. (In Russ.)
- Gamyanin G.N., Goryachev N.A. (2008) Mineralogic Grounds for a metallogenic study of Mesozoic Structures in the Verkhoyan-Kolyma Area. *Gold of the North Pacific RIM*. The International Geological, Exploration, and Mining Forum: Abstracts of the All-Kolyma mining-geological Conference dedicated of First Kolymian Expedition headed by Yuriy Bilibin, which was responsible for the discovery of Gold on the Kolyma River Basin of Northeast Russia (Magadan, September, 10-14). Magadan, SVKNII DVO RAN Publ., 154-155. (In Russ.)
- Gamyanin G.N., Goryachev N.A., Vikent'eva O.V. (2016) Kysylga – gold-silver deposit in the terrigenous strata of the Verkhoyansk-Kolyma mesozoids. *Pacific Geol.*, **35**(33), 63-74 (translated from *Tikhookeanskaya Geologiya*, **35**(33), 63-74).
- Ginzburg A.I., Sidorenko G.A., Kuz'min V.I. (1981) Mineralogical studies in the practice of geological exploration. Moscow, Nedra Publ., 237 p. (In Russ.)
- Goryachev N.A. (1992) Vein quartz of gold deposits of the Yana-Kolyma belt. Magadan, 136 p. (In Russ.)
- Gvozdev V.I., Grebennikova A.A., Vakh A.S., Goryachev N.A., Fedoseev D.G. (2020) Evolution of mineral formation processes during the formation of gold-rare metal ores of the Sredne-Golgotai deposit (Eastern Transbaikalia). *Pacific Geol.*, **39**(1), 70-91 (translated from *Tikhookeanskaya Geologiya*, **39**(1), 70-91).
- Konstantinov M.M., Kosovets T.N., Kryazhev S.G., Natalenko M.V., Struzhkov S.V., Ustinov V.I. (2002) Structure of gold-bearing ore-forming systems. Moscow, TsNIGRI Publ., 190 p. (In Russ.)
- Korobeinikov A.F., Pshenichkin A.Ya. (1985) Geochemical features of pyrite from gold deposits. *Geokhimiya*, **1**, 93-104. (In Russ.)
- Kozachenko A.A., Yurgenson G.A. (1973) Attachment to Thermolum-I and TU-1m instruments for accurate temperature measurement. *Geology, exploration and evaluation of deposits in Transbaikalia*. Chita, NTGO ZabNII Publ., 53-55. (In Russ.)
- Laz'ko E.M., Lyakhov Yu.V., Piznyur F.V. (1981) Physico-chemical basis for predicting post-magmatic mineralization. Moscow, Nedra Publ., 256 p. (In Russ.)
- Narseev V.A. (1973) Endogenous zoning of gold deposits in Kazakhstan. Alma-Ata, IMS Publ., 237 p. (In Russ.)
- Peskov A.V., Alekina E.V., Tarasova E.Yu. (2020) Typomorphic features of quartz. *Uspekhi Sovremennogo Etestvoznaniya*, (11), 95-100. (In Russ.)
- Research in Solid State Physics. (1973) V. 2. Irkutsk, Publishing house of the Irkutsk university, 187 p. (In Russ.)
- Rutshtein I.G., Bogach G.I., Vinnichenko E.L., Karasev V.V., Negoda V.M., Shivokhin E.A., Abdukarimova T.F., Nadezhdina T.N., Pinaeva T.A. (2002) State Geological Map of the Russian Federation, scale 1 : 200,000. M-50-IV (Shelopugino). (Ed. N.N. Chaban). St.Petersburg, Publishing house of the St.Petersburg map factory VSEGEI, 120 p. (In Russ.)
- Sadovnichii R.V., Mikhailina A.A., Rozhkova N.N., Inina S.I. (2016) Morphological and structural features of quartz from shungite rocks of the Maksovskaya deposit. *Trudy Karel'skogo NTs RAN. Ser. Geol. Dokembriya*, (2), 73-89. (In Russ.)
- Shirokii O.I. (1986) Typomorphic features of quartz and their use in the search, evaluation and exploration of vein deposits of gold and tin. Abstract ... cand. geol. and min. sci. diss. Irkutsk, 20 p. (In Russ.)
- Spiridonov A.M., Zorina L.D., Kitaev N.A. (2006) Gold-bearing ore-magmatic systems of Transbaikalia. Novosibirsk, GEO Publ., 291 p. (In Russ.)
- Tsinzerling E.V. (1961) Artificial twinning of quartz. Moscow, Publishing House of the USSR Academy of Sciences, 174 p. (In Russ.)
- Volarovich G.P., Nikolaeva L.N., Barkhudaryan N.B. (1980) Typomorphic properties of native gold and quartz from near-surface deposits. *Scientific foundations and practical use of mineral typomorphism*. Moscow, Nauka Publ., 204-212. (In Russ.)
- Vorotyntsev A.A., Krasnikov V.I., Landa V.E., Sumatokhin V.A., Rogov A.V., Vanin N.I. (1983) Typomorphic properties of ore minerals and zoning of one gold-sulfide deposit. *Typomorphism of minerals and its applied significance*. Chita, ONTI ZabNII Publ., 42-44. (In Russ.)
- Yurgenson G.A. (2003) Typomorphism and ore formations. Novosibirsk, Nauka Publ., 369 p. (In Russ.)
- Yurgenson G.A. (2021) Features of the chemical composition of pyrite in the superore zone of the Taseevskoye gold-silver deposit (Russia, Transbaikalia). *Vestnik ZabGU*, **27**(5), 44-52. (In Russ.) <https://doi.org/10.21209/2227-9245-2021-27-5-44-52>
- Yurgenson G.A., Perevertaev V.D., Anoshkin V.N., Kozachenko A.A., Zapkov V.T. (1973) Conductivity and α - β transitions in artificial and natural quartz. *Spectroscopy of dielectrics and transport processes*. Proc. of the All-Union Conf. "Physics of Dielectrics and Prospects of Its Development". Leningrad, October 22–26, 1973. V. I. Leningrad, Publishing House of the Leningrad Polytechnic Institute, 198-199. (In Russ.)
- Yurgenson G.A., Tumurov G.T. (1980) On the perfection of the crystalline structure of vein quartz. *Izvestiya VUZov. Ser. Geologiya i Razvedka*, **6**, 50-59. (In Russ.)
- Yurgenson G.A., Tumurov G.T. (1977) Perfection of the crystalline structure of vein quartz as a criterion for the conditions of formation and types of zoning of ore deposits. *Geological and structural features of ore fields and deposits of Transbaikalia*. Proceedings of the extended meeting of the academic council of ZabNII, dedicated to academician S.S. Smirnov, February 22–23, 1977. Chita, ZabNII Publ., 27-30.
- Yurgenson G.A., Tupyakov V.E., Shirokii O.I. (1979) Variations in the composition and properties of vein quartz from a gold-sulfide-quartz formation deposit as a reflection of ore zoning and formation conditions. *Geol. Ores Depos.*, **21**(3), 56-67. (In Russ.)
- Yurgenson G.A., Yurgenson T.N. (1991) Mineralogical-geochemical method for determining the ore-formational affiliation and assessing the erosion cut of medium-deep gold deposits. Moscow, Mingeo SSSR Publ., 97 p. (In Russ.)

УДК: 54.027;553.064/065(470/5)

DOI: 10.24930/2500-302X-2024-24-5-929-937

Изотопы меди в минералах Михеевского золото-медно-порфирового месторождения (Южный Урал)

С. В. Прибавкин, Т. Г. Окунева, Н. Г. Солошенко

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

Поступила в редакцию 01.07.2024 г., принята к печати 19.08.2024 г.

Объект исследования. Минералы меди Михеевского золото-медно-порфирового месторождения Южного Урала. **Цель.** Получение первых данных об изотопном составе меди в минералах различных типов руд крупнейшего на Урале порфирового месторождения, их интерпретация. **Методы.** Определение величин изотопного отношения $^{65}\text{Cu}/^{63}\text{Cu}$ проводилось в ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН на мультиколлекторном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой – Neptune Plus. Выполнен анализ 12 образцов из трех основных технологических типов руд месторождения. **Результаты.** Интервалы значений $\delta^{65}\text{Cu}$ в минералах сульфидных руд (халькопирите, блеклой руде) составили $-0.36...+0.25\text{‰}$, рыхлых руд (борнит, халькопирит, халькозин, пирит) – $-0.64...+0.68\text{‰}$, окисленных руд (малахит, азурит) – $-2.14...+0.30\text{‰}$. **Выводы:** Отсутствие широких вариаций значений $\delta^{65}\text{Cu}$ указывает на формирование месторождения в условиях ограниченного числа стадий гидротермального рудообразования, связанных с эволюцией единой гидротермальной системы. Полученные данные сопоставимы со значениями $\delta^{65}\text{Cu}$ в месторождениях порфирового типа разных регионов мира. Они дополняют базу знаний по распределению изотопов меди в минералах рудных месторождений.

Ключевые слова: изотопы меди, Михеевское месторождение, Урал

Источник финансирования

Исследование выполнено в рамках госбюджетной темы ИГГ УрО РАН № 123011800009-9

Cu isotopes in minerals of the Mikheevskoe gold-copper-porphyry deposit (Southern Urals)

Sergey V. Pribavkin, Tatiana G. Okuneva, Nataliya G. Soloshenko

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

Received 01.07.2024, accepted 19.08.2024

Research subject. Minerals of Cu from the Mikheevskoe gold-copper-porphyry deposit in the Southern Urals. **Aim.** To obtain preliminary data on the isotopic composition of Cu in minerals of various ore types from the largest porphyry deposit of the Urals followed by their interpretation. **Methods.** The $^{65}\text{Cu}/^{63}\text{Cu}$ isotope ratio values were determined using a multicollector inductively coupled plasma mass spectrometer Neptune Plus at the Research Center “Geoanalytik” (IGG of Ural Branch of the Russian Academy of Sciences). In total, 12 samples of three main technological ore types from this deposit were analyzed. **Results.** The $\delta^{65}\text{Cu}$ values in the minerals of sulfide, friable, and oxidized ores ranged from -0.36 to $+0.25\text{‰}$ (chalcopyrite, fahlore), from -0.64 to $+0.68\text{‰}$ (bornite, chalcocite, pyrite), and from -2.14 to $+0.30\text{‰}$ (malachite, azurite), respectively. **Conclusions:** The absence of wide variations in $\delta^{65}\text{Cu}$ values indicates the formation of the deposit under the conditions of a limited number of stages of hydrothermal ore formation, associated with the evolution of a single hydrothermal system. The obtained data agree well with the values of $\delta^{65}\text{Cu}$ in porphyry-type deposits from different regions of the world. The conducted study contributes to the current knowledge on behavior of Cu-isotopes in minerals from ore deposits.

Keywords: Cu isotope ratios, Mikheevsk deposit, Urals

Funding information

The research was carried out within the framework of the State tasks of the IGG of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, topic No. 123011800009-9

Для цитирования: Прибавкин С.В., Окунева Т.Г., Солошенко Н.Г. (2024) Изотопы меди в минералах Михеевского золото-медно-порфирового месторождения (Южный Урал). *Литосфера*, 24(5), 929-937. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-5-929-937>

For citation: Pribavkin S.V., Okuneva T.G., Soloshenko N.G. (2024) Cu isotopes in minerals of the Mikheevskoe gold-copper-porphyry deposit (Southern Urals). *Lithosphere (Russia)*, 24(5), 929-937. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-5-929-937>

ВВЕДЕНИЕ

Медь имеет два стабильных изотопа – ^{63}Cu (69.15%) и ^{65}Cu (30.85%), соотношение которых в медных минералах предоставляет ценную информацию об ее источниках в рудных месторождениях. С помощью данных изотопов становится возможным изучение источников промышленно важных металлов, рудообразующих металлоносных флюидов, их термальной эволюции, фазовой сепарации, окислительно-восстановительных реакций и даже участия микроорганизмов в минералообразовании (Larson et al., 2003; Maher, Larson, 2007; Mathur et al., 2009; Palacios et al., 2011; Cooke et al., 2014; Wu et al., 2017; Kim et al., 2019; Liu et al., 2021 и др.). Кроме того, различия в изотопном составе меди минералов могут быть полезным индикатором для определения типа (первичного и вторичного) руд и даже использованы для оценки переноса Cu в масштабе месторождения и прогнозирования не выявленных месторождений (Markl et al., 2006; Asael et al., 2007; Mathur et al., 2009, 2012, 2013, 2018; Wu et al., 2017).

В данной работе приводятся и обсуждаются данные изотопного состава меди в минералах основных технологических типов руд Михеевского месторождения. Целью работы является расширение знаний по изотопному составу меди рудных месторождений различных геологических обстановок, в частности месторождений порфирового типа.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Михеевское порфировое месторождение находится близ г. Карталы Челябинской области и является одним из крупнейших на Урале по запасам Cu и Au. Располагаясь в Зауральской синклинической мегазоне (Белгородский и др., 1991; Грабежев, Белгородский, 1992; и др.), оно входит в состав Новониколаевско-Тарутинской рудной зоны порфировой минерализации. Месторождение приурочено к полосе развития дайкового комплекса диоритовых, кварцдиоритовых порфириров, которая простирается с севера на юг между двумя крупными штоками диорита (рис. 1). Цирконологический возраст даек – 356 ± 6 млн лет (Грабежев, Ронкин, 2011). Re-Os возраст молибденита из руд месторождения – 357 ± 2.4 млн лет (Tessalina, Plotinskaya, 2017).

Рудные тела представлены измененными серицитизацией, пропилитизацией, аргиллизацией вулканогенно-осадочными породами (базальты, андезибазальты, гиадокластиты, туфопесчаники, кремнистые сланцы, туфиты) D_3 - C_1 возраста и дайками гранитоидов михеевского комплекса C_1 (Белгородский и др., 1991; Грабежев, Белгородский, 1992; Грабежев, 2014). Они содержат вкра-

пленную и прожилково-вкрапленную сульфидную минерализацию.

Основной промышленно-технологический тип руд представлен вкрапленными и прожилковыми сульфидными рудами, формирующимися в две стадии. Руды первой стадии сопровождаются зонами пропилитизации. Они имеют борнит-халькопиритовый состав в центральных частях рудных штоков месторождения и халькопирит-пиритовый, пиритовый – на флангах. Им сопутствуют минералы Mo, Au, Ag, Te. Жильные золото-полиметаллические руды второй стадии сопряжены с листовитоподобными породами и имеют подчиненное значение. Руды третьей стадии выделены во второй промышленно-технологический тип т.н. рыхлых сульфидных руд. Они сопряжены с аргиллизитами и включают минералы Cu, Zn, Pb, As, Se, Mo. Термин “рыхлые руды” ранее относился к площадным и линейным корам выветривания. Впоследствии показано, что рыхлые щебнисто-глинистые образования с неокисленными сульфидами относятся к аргиллизитам. Они состоят в основном из кварца, иллита/гидрослюда, хлорита, карбонатов, каолинита, углеродистого вещества (низкотемпературного битума), сульфидов (от 1 до 5%). Часто они сопровождаются тонкими прожилками сидерита с сульфидами. Пирит, халькопирит, сульфиды меди, молибденит здесь являются основными рудными минералами. Подробное минералогическое описание первичных типов руд и стадий рудообразования на месторождении приведено в работе О.Ю. Плотинской (Plotinskaya et al., 2018). Окисленные руды четвертой стадии (третий промышленно-технологический тип) приурочены к верхней части зоны гипергенеза месторождения. Представлены элювиальными образованиями кварцево-глинистого состава с примесью щебнистого материала. На верхних горизонтах зоны окисления первичные структуры пород обычно не сохраняются, но наблюдаются на ее нижних горизонтах. Руды представлены рассеянной вкрапленной и прожилково-вкрапленной окисленной медной минерализацией. В их составе преобладают гетит, лимонит, малахит, азурит, реже встречается хризокolla, халькозин, ковелин.

Исследуемые образцы первичных сульфидных руд представлены пропилитизированными гранодиорит-порфирами, содержащими вкрапленность пирита и халькопирита (1–5 об. %). Блеклая руда отобрана из кварц-карбонатных жил в листовитоподобных породах с вкрапленностью пирита, сфалерита, галенита, арсенопирита. Образцы рыхлых сульфидных руд представлены аргиллизитами. Сульфидные минералы в них: пирит, борнит, халькопирит, халькозин, блеклые руды, образующие вкрапленность и прожилки совместно с сиде-

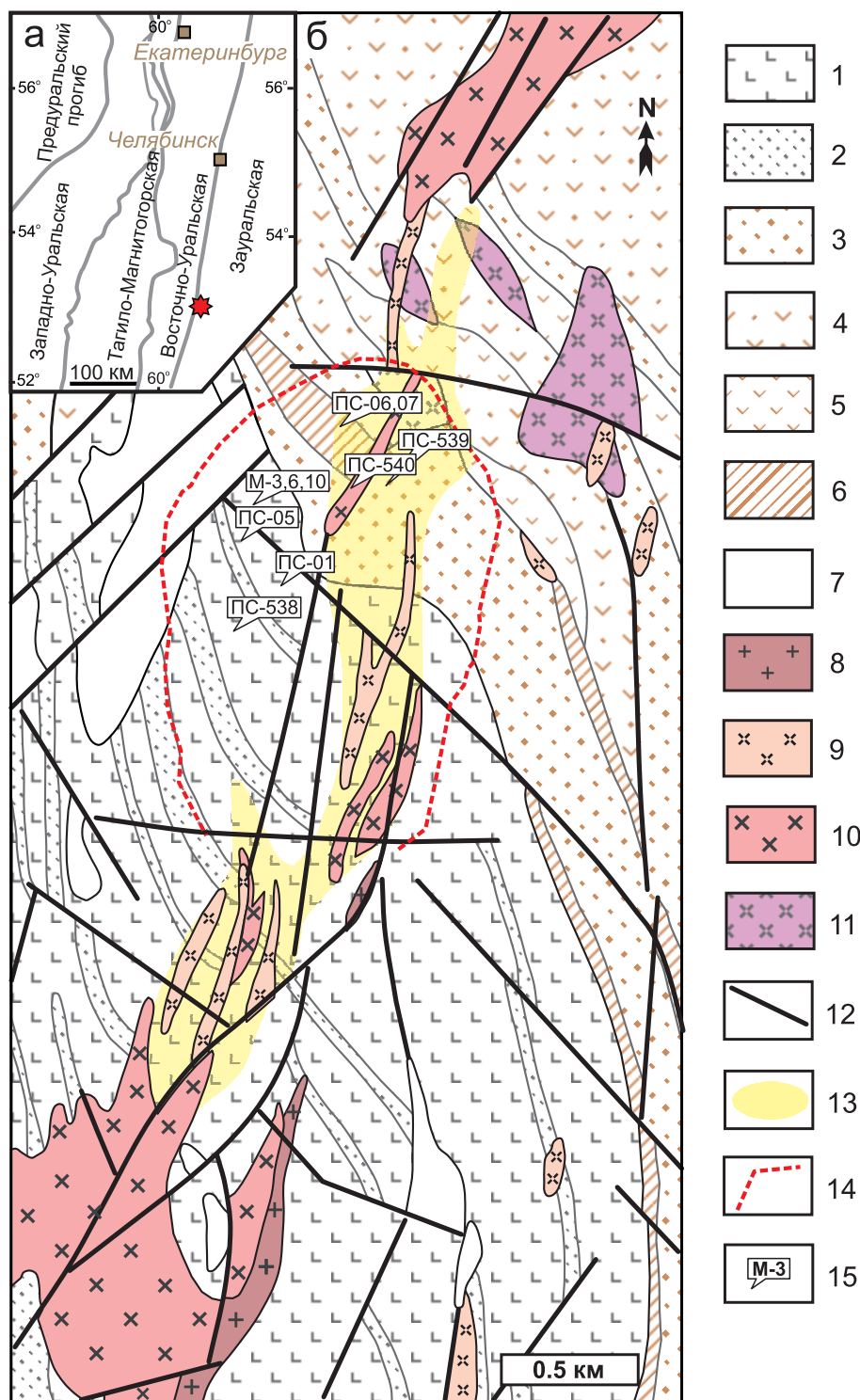


Рис. 1. Тектоническая схема Южного Урала (а) и схематическая геологическая карта Михеевского месторождения (Шаргородский и др., 2005) с местами отбора проб (б).

Положение Михеевского месторождения отмечено звездочкой. 1, 2 – верхняя вулканогенная толща (C_1): 1 – базальты афировые и их лавокластиты, 2 – кремнистые и углисто-кремнистые сланцы, песчаники; 3–6 – нижняя вулканогенно-осадочная толща (C_1 – D_3): 3 – алевропесчаники, туфопесчаники, 4 – грубообломочные вулканокластические породы (туфы, туффиты) преимущественно основного состава, 5 – туфы андезибазальтов, андезибазальты, 6 – силициты; 7 – серпентиниты; 8–11 – интрузивные образования: 8 – плагиогранодиорит-порфиры, 9 – диорит-порфиры, 10 – кварцевые диориты Михеевского комплекса, 11 – диоритовые и дацитовые порфиры Ульяновского комплекса; 12 – тектонические нарушения; 13 – рудный ореол $Cu > 0.3\%$; 14 – контуры карьера на 2017 г.; 15 – места отбора проб.

Fig. 1. Tectonic scheme of the Southern Urals(a) and schematic geological map of the Mikheevsk deposit (Shargorodsky et al., 2005) with sampling sites (б).

The position of the Mikheevsk deposit is marked by an asterisk. 1, 2 – upper volcanogenic sequence (C_1): 1 – aphyric basalts and their lavoclastites, 2 – siliceous and carbonaceous–siliceous shales, sandstones; 3–6 – lower volcanogenic–sedimentary sequence (C_1 – D_3): 3 – silty sandstones, tuff sandstones, 4 – coarse–clastic volcanoclastic rocks (tuffs, tuffites) of mainly mafic composition, 5 – andesibasalt tuffs, andesibasalts, 6 – silicites; 7 – serpentinites; 8–11 – intrusive formations: 8 – plagiogranodiorite–porphyries, 9 – diorite–porphyries, 10 – quartz diorites of the Mikheevka complex, 11 – diorite–and dacite–porphyries of the Ulyanovsk complex; 12 – tectonic faults; 13 – ore aureole $Cu > 0.3\%$; 14 – a quarry contour for 2017; 15 – sampling sites.

ритом. Образцы минералов окисленных руд представлены конкрециями малахита и азурита в верхней глинистой зоне и их кристаллическими корками в нижней зоне. Таким образом, отобранные образцы охватывают четыре основные стадии рудообразования на месторождении, три из которых относятся к гидротермальной (порфировая, березит-лиственитовая (?), аргиллизитовая), четвертая – к стадии гипергенеза.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Методика определения $\delta^{65}Cu$ включала в себя перевод исследуемой пробы в раствор, селективное хроматографическое выделение Cu из раствора пробы минерала и измерение изотопного отношения $^{65}Cu/^{63}Cu$. Определения изотопных отношений меди проведены методом бреккетинга относительно референсного образца NIST 976 (международный стандарт изотопного состава меди) на мультиколлекторном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой NeptunePlus (“ThermoFisher”) в ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН. Детальное описание методики приведено в работе (Okuneva et al., 2022). Пробы представлены зернами сульфидов (халькопирит, борнит, халькозин, блеклая руда, пирит) и карбонатов (малахит, азурит). Всего проанализировано 16 образцов. Результаты измерения приведены в табл. 1. Величина $\delta^{65}Cu$, характеризующая отклонения изотопного состава образца от международного стандарта NIST SRM 976 с аттестованной величиной изотопного отношения $^{65}Cu/^{63}Cu = 0.4456\%$, вычислялась по формуле $\delta^{65}Cu = ((^{65}Cu/^{63}Cu)_{обр}/(^{65}Cu/^{63}Cu)_{станд} - 1) \times 1000$. Точность определения составляла $\pm 0.14\%$ (2σ).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Минералы первичных сульфидных руд месторождения вкрапленного и прожилково-вкрапленного типа отобраны из затронутых пропилитизацией даек гранитоидов. Руды отлагались в температурном диапазоне 200–300°C, сопровождаясь зонами карбонат-хлорит-серицит-альбит-кварцевых метасоматитов (Plotinskaya et al., 2018). Вариации величины $\delta^{65}Cu$ в халькопирите находятся в пределах $-0.36...+0.05\%$ (см. табл. 1, 4 определения). В образце блеклой руды из карбонатных жил со сфалерит-галенит-арсенипиритовой минерализа-

цией, секущих пропилитизированные вулканиты, величина $\delta^{65}Cu$ составляет 0.25%.

В рыхлых сульфидных рудах, связанных с аргиллизитами, минералы меди представлены халькозином, борнитом, халькопиритом и иными сульфидными меди, образующими тончайшие сростания, структуры распада и замещения. Они образуют совместно с пиритом рассеянную вкрапленность и тончайшие прожилки. Температура кристаллизации халькозина, борнита, халькопирита изученных образцов оценивается в 75–120°C (Прибавкин и др., 2023). Величина $\delta^{65}Cu$ в полиминеральных халькозин-борнит-халькопиритовых сростках варьируется в диапазоне $-0.64...+0.68\%$ (см. табл. 1, 5 определений). Аналогичный интервал $\delta^{65}Cu$ $-0.60...+0.44\%$ (см. табл. 1, 3 определения) получен для фракций пирита.

В зоне окисления месторождения изучены конкреции малахита и азурита из верхних рыхлых образований коры выветривания. Получены отрицательные значения $\delta^{65}Cu$, составляющие -2.07 и -2.14 в конкрециях малахита, -0.68% – азурита. С нижних горизонтов коры выветривания отобраны кристаллические корки азурита из интенсивно трещиноватых лимонитизированных пород. Они имеют положительное значение $\delta^{65}Cu$, равное 0.30%.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Обзор данных изотопного состава Cu в гипогенных сульфидах (главным образом халькопирите и борните) порфировых месторождений показывает вариации $\delta^{65}Cu$ от -3.3 до 2.28% (рис. 2), в основном от -1 до 1% относительно стандарта NIST SRM976 Cu (Cooke et al., 2014; Kim et al., 2019, см. также ссылки в ней). Для большинства месторождений этот интервал еще более узкий, стремящийся к показателю валового состава силикатной Земли – BSE ($0.06 \pm 0.20\%$) или примитивной мантии, указывая на их связь с магматическим источником, поскольку фракционирование изотопов Cu во время частичного плавления мантии или коры, а также в процессе магматической кристаллизации ограничено.

Вариации $\delta^{65}Cu$ в халькопирите Михеевского месторождения ($-0.36...+0.05\%$) предполагают магматогенный источник металла (см. рис. 2). Небольшое смещение в сторону легких значений может указывать на относительно высокотемпера-

Таблица 1. Величина $\delta^{65}\text{Cu}$ в минералах руд месторождения

Table 1. $\delta^{65}\text{Cu}$ value in minerals of the deposit ores

№ п.п.	Образец	Минерал	$\delta^{65}\text{Cu}$, ‰
<i>Первичные руды</i>			
1	Пс-540	Халькопирит	0.05
2	Пс-539	—«—	−0.03
4	Пс-539/1	—«—	−0.21
3	Пс-538	—«—	−0.36
5	Пс-01	Блеклая руда	0.25
<i>Рыхлые руды</i>			
6	Пс-05	Борнит-халькопирит	−0.56
7	М-3	—«—	−0.64
8	М-3/1	Халькопирит-борнит-халькозин	0.53
9	М-3/1*	—«—	0.51
10	М-3/2	Борнит-халькозин	0.68
11	М-3/2*	—«—	0.67
12	М-6	Пирит	−0.60
13	М-10	—«—	0.42
14	М-10/1	—«—	0.44
<i>Окисленные руды</i>			
15	Пс-07	Малахит, конкреция	−2.07
16	Пс-07/1	То же	−2.14
17	Пс-06	Азурит, конкреция	−0.68
18	Пс-06/1	Азурит, корка	0.30

Примечание. Погрешность определения $\pm 0.14\%$. *Повторное измерение.

Note. The error of determination is $\pm 0.14\%$. *Re-measurement.

турный характер минерализации, определяясь равновесным фракционированием изотопов Cu между сульфидом и раствором (Liu et al., 2021; и др.). Такой вывод подтверждается системным изучением распределения изотопов в разрезах ряда месторождений (Palacios et al., 2011; Wu et al., 2017). Например, легким составом изотопов Cu характеризуются образцы халькопирита, наиболее близкие к центру гидротермальной системы, в которой преобладают калиевые изменения, образованные при высокой температуре. Утяжеленный состав Cu свойствен образцам с периферии гидротермальной системы, где преобладают кварц-серицитовые и аргиллизитовые изменения. В изученных нами трех образцах халькопирита ввиду их очень ограниченного числа мы не можем проследить подобную эволюцию, которая представляет интерес при изучении рудной зональности месторождения. Можем отметить, что значение, близкое BSE, получено для халькопирита образца вкрапленных руд ПС-540, в котором этот минерал резко доминирует над пиритом, и, напротив, халькопирит обр. ПС-538, в котором резко доминирует пирит, име-

ет относительно легкий изотопный состав меди. Дисперсию полученных значения $\delta^{65}\text{Cu}$ в образцах можно объяснить разными причинами: степень фазовой сепарации меди между паром, соляным раствором, сульфидом; окислительно-восстановительные реакции.

Измеренные величины $\delta^{65}\text{Cu}$ халькозина, борнита, халькопирита, пирита рыхлых руд, связанных с низкотемпературной стадией аргиллизации на месторождении, находятся в типичном для гипогенных руд интервале (см. рис. 2). Это может являться одним из признаков их связи с эволюцией гидротермальной системы месторождения. Несколько расширенный интервал значений относительно порфировых руд может быть обусловлен более низкими температурами отложения руд. Облегченный изотопный состав Cu фиксируется в агрегатах борнит-халькопиритового состава, утяжеленный состав – в образцах с доминированием халькозина. Такое распределение изотопов характерно для зоны супергенного обогащения, где в результате окислительно-восстановительных реакций халькопирита, борнита, происхо-

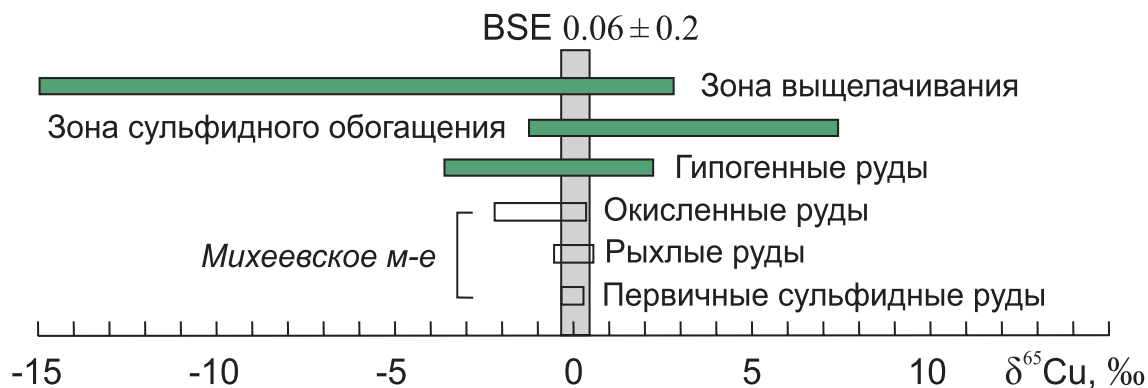


Рис. 2. Диапазон значений $\delta^{65}\text{Cu}$ в минералах Михеевского золото-медно-порфирового месторождения и руд месторождений порфирового типа (Kim et al., 2019) в сопоставлении с составом силикатной Земли (BSE).

Fig. 2. Range of $\delta^{65}\text{Cu}$ values in minerals of the Mikheevskoye porphyry gold-copper deposit and ores of porphyry-type deposits (Kim et al., 2019) in comparison with the composition of silicate Earth (BSE).

дит обогащение новообразованных сульфидов (в частности, халькозина) тяжелым изотопом. Учитывая наблюдаемое замещение халькозина борнитом и далее халькопиритом (процесс, обратный идущему в зоне сульфидного обогащения), объяснить полученные различия между сульфидными фазами затруднительно. Изотопный состав меди в кристаллах пирита тоже демонстрирует различия, несмотря на сходство минеральной ассоциации и даже морфологии кристаллов. Возможно, основной вклад в изотопный состав меди пирита вносят включения и тончайшие пленки сульфидов меди на поверхности кристаллов. Например, пирит обр. М-10 часто покрыт пленками, предположительно, халькозина, тогда как на пирите обр. М-6 таких пленок не отмечено, но имеются микровключения халькопирита.

Анализ супергенных минералов зон обогащения и выщелачивания порфировых месторождений демонстрирует гораздо большие вариации значения $\delta^{65}\text{Cu}$: от -16.5 до 8.30‰ (см. рис. 2). Это связано с тенденцией утяжеления изотопного состава меди до экстремальных значений в зоне сульфидного обогащения и облегчения в зоне выщелачивания (Cooke et al., 2014; Kim et al., 2019, см. также ссылки в этой работе). Исключением являются сильно отрицательные значения $\delta^{65}\text{Cu}$, зафиксированные в некоторых образцах атакамита, хризоколлы, малахита, куприта, самородной меди (Zhu et al., 2002; Jiang et al., 2002; Mathur et al., 2005; Asael et al., 2007). Сильно отрицательные значения также типичны для сульфидов медистых песчаников, образование которых связывают с участием сульфатредуцирующих бактерий (Zhu et al., 2002; Asael et al., 2007; Белогуб и др., 2015; и др.).

Полученные отрицательные значения $\delta^{65}\text{Cu}$ в конкрециях азурита и малахита Михеевского ме-

сторождения достигают -2.14‰ (см. рис. 2). Возможно, их образование связано с формированием в верхней части коры выветривания, где происходит растворение сульфидных минералов и окисление Cu, ведущее к образованию изотопно-легких остаточных минералов и более изотопно тяжелых растворов, опускающихся вниз по разрезу. Такие растворы по мере продвижения вниз, где условия становятся все более восстановленными, осаждают фазы с более тяжелым изотопом, достигая максимума в зоне вторичного сульфидного обогащения коры выветривания. Этому не противоречит утяжеление меди в азурите щеток, отобранных из более глубоких частей коры выветривания, относительно конкреций. В то же время морфология конкреций малахита напоминает бактериальные маты. Можно высказать предположение об их образовании в результате деятельности окисляющих сульфиды тионовокислых бактерий (Navarrete et al., 2011), присутствующих в корах выветривания рудных месторождений. Такие бактерии осаждают медь с легким изотопным составом.

ВЫВОДЫ

Получены первые данные изотопного состава минералов меди из основных технологических типов руд крупнейшего на Урале по запасам меди и золота месторождения порфирового типа – Михеевского. Величины $\delta^{65}\text{Cu}$ ($-0.64 \dots 0.68\text{‰}$) в эндогенных минералах (пирите, халькопирите, блеклой руде, борните, халькозине) месторождения находятся в типичном диапазоне значений порфировых руд, указывая на преобладание Cu магматического источника. В минералах зоны окисления (малахите, азурите) отмечено расширение диапа-

зона значений $\delta^{65}\text{Cu}$ (–2.14...0.3‰), что связано с окислительно-восстановительными реакциями и, возможно, с деятельностью микроорганизмов. Отсутствие широких вариаций изотопного состава в сульфидных минералах может указывать на формирование месторождения в условиях ограниченного числа стадий отложения первичных руд, связанных с эволюцией единой гидротермальной системы и их последующих преобразований растворением-осаждением. Представленные новые данные могут быть использованы для сопоставления значений $\delta^{65}\text{Cu}$ в минералах рудных месторождений порфирового и иного типа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белгородский Е.А., Черкашев С.А., Грабежев А.И., Шаргородский Б.М. (1991) Медно-порфировый Новониколаевский рудный узел. Свердловск: УрО АН СССР, 53 с.
- Белогуб Е.В., Матур Р., Садыков С.А. (2015) Первые данные об изотопном составе меди и серы в минералах из руд Удоканского месторождения медистых песчаников (Забайкалье). *Металлогения древних и современных океанов – 2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования*. Миасс: ИМин УрО РАН, (1), 39-42.
- Грабежев А.И. (2014) Новониколаевский (Mo, Au)-Cu-порфировый рудный узел (Южный Урал): петрогеохимия рудоносных гранитоидов и метасоматитов. *Литосфера*, (2), 60-76.
- Грабежев А.И., Белгородский Е.А. (1992) Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно-порфировых месторождений. Екатеринбург: Наука. Урал. отд-е, 199 с.
- Грабежев А.И., Ронкин Ю.Л. (2011) U–Pb возраст цирконов из рудоносных гранитоидов медно-порфировых месторождений Южного Урала. *Литосфера*, (3), 104-116.
- Прибавкин С.В., Сорока Е.И., Азовскова О.Б., Смолева И.В., Леонова Л.В., Готтман И.А., Сустанов С.Г., Ровнушкин М.Ю. (2023) Ассоциация сидерита с сульфидами и силикатами железа в породах Михеевского Cu(Mo,Au)-порфирового месторождения (Южный Урал). *Геол. руд. месторожд.*, **65**(4), 354-368.
- Шаргородский Б.М., Новиков И.М., Аксенов С.А. (2005) Михеевское месторождение медно-порфировых руд на Южном Урале. *Отчет. геол.*, (2), 57-61.
- Asael D., Matthews A., Bar-Matthews M., Halicz L. (2007) Copper isotope fractionation in sedimentary copper mineralization (Timna Valley, Israel). *Chem. Geol.*, **243**(3-4), 238-254.
- Cooke D.R., Hollings P., Wilkinson J.J., Tosdal R.M. (2014) Geochemistry of Porphyry Deposits. *Treatise on Geochemistry*. (Eds H.D. Holland, K.K. Turekian). 2nd ed. Oxford: Elsevier, **13**, 357-381.
- Kim Y., Lee I., Oyungerel S., Jargal L., Tsedenbal T. (2019) Cu and S isotopic signatures of the Erdenetiin Ovoo porphyry Cu-Mo deposit, northern Mongolia: Implications for their origin and mineral exploration. *Ore Geol. Rev.*, **104**, 656-669.
- Graham S., Pearson N., Jackson S., Griffin W., O'reilly S. (2004) Tracing Cu and Fe from source to porphyry: in situ determination of Cu and Fe isotope ratios in sulfides from the Grasberg Cu–Au deposit. *Chem. Geol.*, **207**(3-4), 147-169.
- Jiang S., Woodhead J., Yu J., Pan J., Liao Q., Wu N. (2002) A reconnaissance of Cu isotopic compositions of hydrothermal vein-type copper deposit Jinman, Yunnan, China. *Chin. Sci. Bull.*, **47**(3), 249-251.
- Larson P.B., Maher K., Ramos F.C., Chang Z., Gaspar M., Meinert L.D. (2003) Copper isotope ratios in magmatic and hydrothermal ore-forming environments. *Chem. Geol.*, **201**(3-4), 337-350.
- Liu S., Li Y., Liu J., Yang Z., Liu J., Shi Y. (2021) Equilibrium Cu isotope fractionation in copper minerals: a first-principles study. *Chem. Geol.*, **20**, 120060.
- Maher K.C., Larson P.B. (2007) Variation in copper isotope ratios and controls on fractionation in hypogene skarn mineralization at Corocochuayco and Tintay, Peru. *Econ. Geol.*, **102**(2), 225-237.
- Markl G., Lahaye Y., Schwinn G. (2006) Copper isotopes as monitors of redox processes in hydrothermal mineralization. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **70**(16), 4215-4228.
- Mathur R., Falck H., Belogub E., Milton J., Wilson M., Rose A., Powell W. (2018) Origins of Chalcocite Defined by Copper Isotope Values. *Geofluids*, Article ID 5854829.
- Mathur R., Munk L., Nguyen M., Gregory M., Annell H., Lang J. (2013) Modern and paleofluid pathways revealed by Cu isotope compositions in surface waters and ores of the Pebble porphyry Cu-Au-Mo deposit, Alaska. *Econ. Geol.*, **108**(3), 529-541.
- Mathur R., Ruiz J., Casselman M.J., Megaw P., van Egmond R. (2012) Use of Cu isotopes to distinguish primary and secondary Cu mineralization in the Cañariaco Norte porphyry copper deposit, Northern Peru. *Mineral. Depos.*, **47**(7), 755-762.
- Mathur R., Ruiz J., Titley S., Liermann L., Buss H., Brantley S. (2005) Cu isotopic fractionation in the supergene environment with and without bacteria. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **69**(22), 5233-5246.
- Mathur R., Titley S., Barra F., Brantley S., Wilson M., Phillips A., Munizaga F., Maksae V., Vervoort J., Hart G. (2009) Exploration potential of Cu isotope fractionation in porphyry copper deposits. *J. Geochem. Explor.*, **102**(1), 1-6.
- Navarrete J.U., Borrok D.M., Viveros M., Ellzey J.T. (2011) Copper isotope fractionation during surface adsorption and intracellular incorporation by bacteria. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **75**(3), 784-799.
- Okuneva T.G., Karpova S.V., Streletskaia M.V., Soloshenko N.G., Kiseleva D.V. (2022) The method for Cu and Zn isotope ratio determination by MC ICP-MS using the AG MP-1 resin. *Geodynam. Tectonophys.*, **13**(2), 0615.
- Palacios C., Rouxel O., Reich M., Cameron E.M., Leybourne M.I. (2011) Pleistocene recycling of copper at a porphyry system, Atacama Desert, Chile: Cu isotope evidence. *Mineral. Depos.*, **46**(1), 1-7.
- Plotinskaya O.Y., Azovskova O.B., Abramov S.S., Groznova E.O., Novoselov K.A., Seltsmann R., Spratt J. (2018) Precious metals assemblages at the Mikheevskoe porphyry copper deposit (South Urals, Russia) as proxies of epithermal overprinting. *Ore Geol. Rev.*, **94**, 239-260.

- Rouxel O., Fouquet Y., Ludden J.N. (2004) Copper isotope systematics of the Lucky Strike, Rainbow, and Logatchev sea-floor hydrothermal fields on the Mid-Atlantic Ridge. *Econ. Geol.*, **99**(3), 585-600.
- Shargorodskii B.M., Novikov I.M., Aksenov S.A. (2005) Mikheevskoe deposit of copper-porphyry ores in the Southern Urals. *Otech. Geol.*, (2), 57-61. (In Russ.)
- Tessalina S.G., Plotinskaya O.Yu. (2017) Silurian to Carboniferous Re-Os molybdenite ages of the Kalinovskoe, Mikheevskoe and Talitsa Cu- and Mo porphyry deposits in the Urals: Implications for geodynamic setting. *Ore Geol. Rev.*, **85**, 174-180.
- Wu S., Zheng Y.Y., Wang D., Chang H.F., Tan M. (2017) Variation of copper isotopes in chalcopyrite from Dabu porphyry Cu-Mo deposit in Tibet and implications for mineral exploration. *Ore Geol. Rev.*, **90**, 14-24.
- Zhu X., Guo Y., Williams R., Onions R., Matthews A., Belshaw N., Canters G., De Waal E., Weser U., Burgess B. (2002) Mass fractionation processes of transition metal isotopes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **200**(1-2), 47-62.

REFERENCES

- Asael D., Matthews A., Bar-Matthews M., Halicz L. (2007) Copper isotope fractionation in sedimentary copper mineralization (Timna Valley, Israel). *Chem. Geol.*, **243**(3-4), 238-254.
- Belgorodskii E.A., Cherkashev S.A., Grabezhev A.I., Shargorodskii B.M. (1991) The Novonikolaevsk ore cluster. Sverdlovsk, UrO AN SSSR Publ., 53 p. (In Russ.)
- Belogub E.V., Matur R., Sadykov S.A. (2015) First data on the isotopic composition of copper and sulfur in minerals from the ores of the Udokan copper sandstone deposit (Transbaikalia). *Metallogeniya of ancient and modern oceans – 2015. Deposits of oceanic structures: geology, mineralogy, geochemistry and conditions of formation*. Miass: IMin UrO RAN Publ., (1), 39-42. (In Russ.)
- Cooke D.R., Hollings P., Wilkinson J.J., Tosdal R.M. (2014) Geochemistry of Porphyry Deposits. *Treatise on Geochemistry*. (Eds H.D. Holland, K.K. Turekian). 2nd ed. Oxford, Elsevier, **13**, 357-381.
- Grabezhev A.I. (2014) Novonikolaevsk (Mo, Au)-Cu-porphyry ore area (Southern Ural, Russia): petrochemistry of ore-bearing granitoids and metasomatites. *Lithosphere*, (2), 60-76. (In Russ.)
- Grabezhev A.I., Belgorodskii E.A. (1992) Productive granitoids and metasomatites of porphyry copper deposits. Ekaterinburg, Nauka Publ., Ural. otd-e, 199 p. (In Russ.)
- Grabezhev A.I., Ronkin Y.L. (2011) U-Pb age of zircons from ore-bearing granitoids of the South Urals porphyry-copper deposits. *Lithosphere*, (3), 104-116. (In Russ.)
- Graham S., Pearson N., Jackson S., Griffin W., S. O'reilly (2004) Tracing Cu and Fe from source to porphyry: in situ determination of Cu and Fe isotope ratios in sulfides from the Grasberg Cu-Au deposit. *Chem. Geol.*, **207**(3-4), 147-169.
- Jiang S., Woodhead J., Yu J., Pan J., Liao Q., Wu N. (2002) A reconnaissance of Cu isotopic compositions of hydrothermal vein-type copper deposit Jinman, Yunnan, China. *Chin. Sci. Bull.*, **47**(3), 249-251.
- Kim Y., Lee I., Oyungerel S., Jargal L., Tsedenbal T. (2019) Cu and S isotopic signatures of the Erdenetiin Ovoo porphyry Cu-Mo deposit, northern Mongolia: Implications for their origin and mineral exploration. *Ore Geol. Rev.*, **104**, 656-669.
- Larson P.B., Maher K., Ramos F.C., Chang Z., Gaspar M., Meinert L.D. (2003) Copper isotope ratios in magmatic and hydrothermal ore-forming environments. *Chem. Geol.*, **201**(3-4), 337-350.
- Liu S., Li Y., Liu J., Yang Z., Liu J., Shi Y. (2021) Equilibrium Cu isotope fractionation in copper minerals: a first-principles study. *Chem. Geol.*, **20**, 120060.
- Maher K.C., Larson P.B. (2007) Variation in copper isotope ratios and controls on fractionation in hypogene skarn mineralization at Corocohuayco and Tintay, Peru. *Econ. Geol.*, **102**(2), 225-237.
- Markl G., Lahaye Y., Schwinn G. (2006) Copper isotopes as monitors of redox processes in hydrothermal mineralization. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **70**(16), 4215-4228.
- Mathur R., Falck H., Belogub E., Milton J., Wilson M., Rose A., Powell W. (2018) Origins of Chalcocite Defined by Copper Isotope Values. *Geofluids*, Article ID 5854829.
- Mathur R., Munk L., Nguyen M., Gregory M., Annell H., Lang J. (2013) Modern and paleofluid pathways revealed by Cu isotope compositions in surface waters and ores of the Pebble porphyry Cu-Au-Mo deposit, Alaska. *Econ. Geol.*, **108**(3), 529-541.
- Mathur R., Ruiz J., Tittley S., Liermann L., Buss H., Brantley S. (2005) Cu isotopic fractionation in the supergene environment with and without bacteria. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **69**(22), 5233-5246.
- Mathur R., Ruiz J., Casselman M.J., Megaw P., van Egmond R. (2012) Use of Cu isotopes to distinguish primary and secondary Cu mineralization in the Cañariaco Norte porphyry copper deposit, Northern Peru. *Mineral. Depos.*, **47**(7), 755-762.
- Mathur R., Tittley S., Barra F., Brantley S., Wilson M., Phillips A., Munizaga F., Maksae V., Vervoort J., Hart G. (2009) Exploration potential of Cu isotope fractionation in porphyry copper deposits. *J. Geochem. Explor.*, **102**(1), 1-6.
- Navarrete J.U., Borrok D.M., Viveros M., Ellzey J.T. (2011) Copper isotope fractionation during surface adsorption and intracellular incorporation by bacteria. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **75**(3), 784-799.
- Okuneva T.G., Karpova S.V., Streletskaia M.V., Soloshenko N.G., Kiseleva D.V. (2022) The method for Cu and Zn isotope ratio determination by MC ICP-MS using the AG MP-1 resin. *Geodynam. Tectonophys.*, **13**(2), 0615.
- Palacios C., Rouxel O., Reich M., Cameron E.M., Leybourne M.I. (2011) Pleistocene recycling of copper at a porphyry system, Atacama Desert, Chile: Cu isotope evidence. *Mineral. Depos.*, **46**(1), 1-7.
- Plotinskaya O.Y., Azovskova O.B., Abramov S.S., Groznova E.O., Novoselov K.A., Seltmann R., Spratt J. (2018) Precious metals assemblages at the Mikheevskoe porphyry copper deposit (South Urals, Russia) as proxies of epithermal overprinting. *Ore Geol. Rev.*, **94**, 239-260.
- Pribavkin S.V., Soroka E.I., Azovskova O.B., Smoleva I.V., Leonova L.V., Gottman I.A., Sustavov S.G., Rovnushkin M.Yu. (2023) Association of Siderite with Iron Sulfides and Silicates in Rocks of Mikheevskoe Cu(Mo,Au) Porphyry Deposit (Southern Urals). *Geol. Ore Depos.*, **65**(4), 332-345. (In Russ.)
- Rouxel O., Fouquet Y., Ludden J.N. (2004) Copper isotope systematics of the Lucky Strike, Rainbow, and Logatchev sea-floor hydrothermal fields on the Mid-Atlantic Ridge.

- tic Ridge. *Econ. Geol.*, **99**(3), 585-600.
- Tessalina S.G., Plotinskaya O.Yu. (2017) Silurian to Carboniferous Re-Os molybdenite ages of the Kalinovskoe, Mikheevskoe and Talitsa Cu- and Mo porphyry deposits in the Urals: Implications for geodynamic setting. *Ore Geol. Rev.*, **85**, 174-180.
- Wu S., Zheng Y.Y., Wang D., Chang H.F., Tan M. (2017) Variation of copper isotopes in chalcopyrite from Dabu porphyry Cu-Mo deposit in Tibet and implications for mineral exploration. *Ore Geol. Rev.*, **90**, 14-24.
- Zhu X., Guo Y., Williams R., Onions R., Matthews A., Belshaw N., Canters G., De Waal E., Weser U., Burgess B. (2002) Mass fractionation processes of transition metal isotopes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **200**(1-2), 47-62.

ЛИТОСФЕРА Том 24 № 5

Сентябрь–Октябрь 2024

ISSN 2500-302X (Online)

Учредитель

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого
Уральского отделения Российской академии наук

Свидетельство о регистрации Эл № ФС77-87191 от 27 апреля 2024 г.
в Федеральной службе по надзору в сфере связи, информационных технологий
и массовых коммуникаций

Редактор-корректор: Н.М. Катаева, М.О. Тюлюкова
Оригинал-макет А.Ю. Одинцовой
Макет обложки А.Ю. Савельевой

РИО ИГГ УрО РАН № 128 Дата выхода в свет 31.10.2024 Усл. печ. л. 22 Уч.-изд. л. 22

Институт геологии и геохимии УрО РАН Екатеринбург, 620110, ул. Академика Вонсовского, 15

LITHOSPHERE (Russia) Vol. 24 No. 5

September–October 2024

ISSN 2500-302X (Online)

Founder

The Federal State Institution of Science
the Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry
Russian Academy of Sciences Ural Branch

Registration certificate El No. FS77-87191 from April 27, 2024
Federal Service for Supervision of Communications, Information Technology
and Mass Media

Editor-corrector: N.M. Kataeva, M.O. Tulukova
Original-layout A.Yu. Odintsova
Cover layout A.Yu. Savelieva