

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

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

ЛИТОСФЕРА

Том 20 № 2 2020 Март–Апрель

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 20 No. 2 2020 March–April

Founded in 2001
Issued 6 times a year

Литосфера, 2020. Том 20, № 2

Научный журнал. Выходит 6 раз в год
Основан в 2001 году

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

Журнал имеет целью развитие научных знаний в области широкого комплекса проблем твердой Земли: строения и динамики развития литосферы в пространстве и во времени; процессов седиментации, литогенеза, магматизма, метаморфизма, 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

Главные редакторы В.А. Коротеев, С.Л. Вотяков
Заместитель главного редактора В.В. Мурзин
Ответственный секретарь Г.А. Мизенс
ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Редакционная коллегия: В.П. Алексеев, УГТУ, г. Екатеринбург, Россия; А.И. Антошкина, ИГ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия; В.Н. Анфилов, ИМин УрО РАН, г. Миасс, Россия; Т.Б. Баянова, ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты, Россия; Ф. Беа, Университет г. Гранада, Испания; Н.С. Бортников, ИГЕМ, г. Москва, Россия; В.А. Верниковский, ИНГИ 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, УГТУ, г. Екатеринбург, Россия; В. Кучеров, Королевский технологический институт, Департамент энергетических технологий, Стокгольм, Швеция; М.Г. Леонов, ГИН РАН, г. Москва; П.С. Мартышко, ИГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.В. Масленников, ИМин УрО РАН, г. Миасс, Россия; А.В. Маслов, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Ф. Мэн, Институт геологии Китайской Академии геологических наук, Китай; В.М. Нечехин, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.Н. Пучков, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; С.Д. Соколов, ГИН РАН, г. Москва, Россия; Р.Х. Сунгатуллин, КФУ ИГиНГТ, г. Казань, Россия; В.Н. Удачин, ИМин УрО РАН, г. Миасс, Россия; Р. Херрингтон, Музей естественной истории, Лондон, Великобритания; И.И. Чайковский, ГИ УрО РАН, г. Пермь, Россия; Р. Эрнст, Департамент наук о Земле, Карleton Университет, Оттава, Канада; В.Л. Яковлев, ИГД УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Редакционный совет: А.В. Зубков, ИГД УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; К.С. Иванов, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; С.Н. Кашубин, ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, Россия; С.В. Корнилов, ИГД УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; А.А. Краснобаев, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; К.Н. Малич, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.Н. Огородников, УГТУ, г. Екатеринбург, Россия; Е.В. Пушкарев, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; А.Г. Талалай, УГТУ, 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: 620016, Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Россия
Тел. (343) 287-90-45, тел./факс: (343) 287-90-12
E-mail: lithosphere@igg.uran.ru

© Институт геологии и геохимии УрО РАН
© Авторы статей

Lithosphere (Russia), 2020. Volume 20, No. 2

Scientific journal. Issued 6 times a year
Founded in 2001

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

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

Editors-in-chief Viktor A. Koroteev, Sergei L. Votyakov
Deputy Editor-in-chief Valerii V. Murzin
Secretary Gunar A. Mizens
IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia

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

Editorial council: Albert V. Zubkov (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Kirill S. Ivanov (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Sergei N. Kashubin (All-Russian Geological Institute, St. Petersburg, Russia); Sergei V. Kornilov (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Artur A. Krasnobayev (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Kreshimir N. Malitch (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Vitalii N. Ogorodnikov (Ural State Mining University, 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 Acad. Vonsovsky st., A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ekaterinburg 620016, 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 20, № 2, 2020

Реконструкция состава пород питающих провинций. Статья 3. Современные методы исследования тяжелых обломочных минералов (гранатов, турмалинов, хромшпинелидов, рутила и др.) <i>Л. В. Бадида, А. В. Маслов, Г. А. Мизенс</i>	149
Минералого-геохимические особенности черных сланцев окружения Карской астроблемы (Пай-Хой) <i>Н. С. Ковальчук, Т. Г. Шумилова</i>	168
Состав, строение и модель формирования ламеллярной ткани конодонтовых элементов <i>А. В. Журавлев</i>	184
Изотопно-геохимические особенности генезиса магматических комплексов рудоносных систем Чукотского сектора Арктического побережья России <i>В. Г. Сахно, Л. С. Цурикова</i>	196
Геологическое строение и петрология Нижне-Синячихинского гранитоидного массива (Алапаевско-Суходоложская медно-порфировая зона, Средний Урал) <i>С. В. Прибавкин, А. В. Коровко, И. А. Готтман</i>	212
Первые результаты изотопного (U-Pb, ID-TIMS) датирования единичных зерен циркона из долеритовых даек Восточной зоны Урала <i>В. Н. Смирнов, К. С. Иванов, Т. Б. Баянова</i>	224
Лампрофиры и оруденение Койташского рудного поля (Южный Тянь-Шань) <i>Х. Д. Иибаев, А. Х. Шукуров, К. М. Косбергенов</i>	231
Перспективы выявления месторождений миссисипского типа на Северо-Востоке России <i>А. Л. Галямов, А. В. Волков, К. Ю. Мурашов, Н. В. Сидорова, Т. П. Кузнецова</i>	254
Скорость осадконакопления и физические свойства донных осадков в Ангарских водохранилищах в условиях цикличности уровня режима <i>Г. А. Карнаухова</i>	271
Изотопно-геохимические особенности карбонатов и термальных вод месторождения Кындыг (Республика Абхазия) <i>С. С. Потапов, Д. В. Киселева, О. Я. Червяцова, Н. В. Паришина, М. В. Червяковская, С. В. Карпова, Н. В. Чередниченко, Р. С. Дбар</i>	280

Вниманию читателей

Оформить подписку журнала на 1-е полугодие 2020 года можно во всех отделениях Почты России (подписной индекс издания в Общероссийском каталоге "Почта России" – ПР857)

Contents

Volume 20, No. 2, 2020

Provenance reconstructions. Article 3. Modern research methods for heavy detrital minerals (garnet, tourmaline, chromespinelide, rutile, chloritoid, pyroxene and amphibole) <i>L. V. Badida, A. V. Maslov, G. A. Mizens</i>	149
Mineralogical and geochemical features of the black shales surrounding the Kara Astrobleme (Pay-Khoy) <i>N. S. Kovalchuk, T. G. Shumilova</i>	168
Composition, structure and model of the formation of conodont lamellar tissue <i>A. V. Zhuravlev</i>	184
Isotopic and geochemical features of the genesis of igneous complexes and ore-magmatic systems in the Chukotka sector of the Russian Arctic coast <i>V. G. Sakhno, L. S. Tsurikova</i>	196
Geological structure and petrology of the Nizhne-Sinyachikhinsky granitoid massif (Alapayevsk-Sukhoi Log porphyry copper zone, the Middle Urals) <i>S. V. Pribavkin, A. V. Korovko, I. A. Gottman</i>	212
The first results of isotopic (U-Pb, ID-TIMS) dating of individual zircon grains from dolerite dikes of the Eastern zone of the Urals <i>V. N. Smirnov, K. S. Ivanov, T. V. Bayanova</i>	224
Lamprophyres and mineralization of the Koytash ore field (Southern Tien Shan) <i>Kh. D. Ishbaev, A. Kh. Shukurov, K. M. Kosbergenov</i>	231
Prospects for identifying the Mississippi Valley type deposits in the North-East of Russia <i>A. L. Galyamov, A. V. Volkov, K. Yu. Murashov, N. V. Sidorova, T. P. Kuznetsova</i>	254
Sedimentation rate and physical properties of bottom sediments in the Angara reservoirs under the cyclical conditions of the level regime <i>G. A. Karnaukhova</i>	271
Isotopic-geochemical features of thermal water of the Kyndyg deposit (Republic of Abkhazia) <i>S. S. Potapov, D. V. Kiseleva, O. Ya. Chervyatsova, N. V. Parshina, M. V. Chervyakovskaya, S. V. Karpova, N. V. Cherednichenko, R. S. Dbar</i>	281

Subscription

The current and preceding issues of the Journal can be ordered at
15 Acad. Vonsovsky st., A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ekaterinburg 620016, Russia.
Tel.: (343) 287-90-45, Tel./fax: (343) 287-90-12. E-mail: lithosphere@igg.uran.ru

УДК 551

DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-2-149-167

Реконструкция состава пород питающих провинций. Статья 3. Современные методы исследования тяжелых обломочных минералов (гранатов, турмалинов, хромшпинелидов, рутила и др.)

Л. В. Бадида¹, А. В. Маслов^{1,2}, Г. А. Мизенс¹¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15,
e-mails: kokshina.lv@gmail.com, amas2004@mail.ru, mizens@igg.uran.ru²Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН,
450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2

Поступила в редакцию 13.03.2019 г., принята к печати 25.03.2019 г.

Объект исследований. Акцессорные минералы, присутствующие, в отличие от цирконов, в подавляющем большинстве обычных обломочных пород. **Материалы и методы.** В качестве материала, иллюстрирующего особенности применения различных методов и приемов, использованы данные о химическом составе минералов (гранатов, турмалинов, хромшпинелидов, рутила, хлоритоидов, клинопироксенов), выделенных из песчаников рифея и венда, а также верхней перми и нижнего триаса Южного Урала. Привлечены также многочисленные литературные примеры и данные. **Результаты.** Дается обзор ряда современных методов изучения различных акцессорных минералов, которые позволяют существенно уточнить состав и особенности пород источников сноса для терригенных толщ. **Заключение.** Показана возможность использования ряда акцессорных минералов, имеющих наряду с цирконами значительный потенциал для получения важных данных о материнских породах.

Ключевые слова: песчаники, современные методы исследования обломочных минералов, рифей, венд, верхняя пермь, нижний триас, Южный Урал

Благодарность

Авторы искренне признательны Н.С. Глушковой, выполнившей иллюстрации к данной статье.

Исследования проведены в соответствии с темой № АААА-А18-118053090044-1 государственного задания ИГТ УрО РАН.

Provenance reconstructions. Article 3. Modern research methods for heavy detrital minerals (garnet, tourmaline, chromspinelide, rutile, chloritoid, pyroxene and amphibole)

Lyudmila V. Badida¹, Andrey V. Maslov^{1,2}, Gunar A. Mizens¹¹A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st.,
Ekaterinburg 620016, Russia, e-mails: kokshina.lv@gmail.com, amas2004@mail.ru, mizens@igg.uran.ru²Institute of Geology, Ufimian Federal Research Centre of RAS, 16/2 K. Marx st., Ufa 450077, Russia

Received 13.03.2019, accepted 25.03.2019

Research subject. This article considers accessory minerals, which, unlike zircons, are present in the vast majority of common clastic rocks. **Materials and methods.** The data on the chemical composition of minerals (garnet, tourmaline, chromspinelide, rutile, chloritoid and clinopyroxene) extracted from the Riphean and Vendian, as well as Upper Permian and Lower Triassic sandstones of the Southern Urals, were used to illustrate the features of applying various methods and techniques. In addition, numerous examples from publications are presented. **Results.** A number of modern methods for studying accessory minerals, which might be used to elucidate the composition and characteristics of the provenance rocks for terrigenous strata, were reviewed. **Conclusions.** It is shown that, similar to zircons, accessory minerals possess a significant potential in terms of providing important data on parent rocks.

Keywords: sandstones, modern research methods for detrital minerals, Riphean, Vendian, Upper Permian, Lower Triassic, Southern Urals

Для цитирования: Бадида Л.В., Маслов А.В., Мизенс Г.А. (2020) Реконструкция состава пород питающих провинций. Статья 3. Современные методы исследования тяжелых обломочных минералов (гранатов, турмалинов, хромшпинелидов, рутила и др.). *Литосфера*, **20**(2), 149-167. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-2-149-167

For citation: Badida L.V., Maslov A.V., Mizens G.A. (2020) Provenance reconstructions. Article 3. Modern methods of detrital minerals' research (garnet, tourmaline, chrome-spinellid, rutile, chloritoid, pyroxene and amphibole). *Litosfera*, **20**(2), 149-167. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-2-149-167

Acknowledgments

The authors are sincerely grateful to N.S. Glushkova for completing the illustrations in this article.

The studies were conducted in accordance with the theme No. AAAA-A18-118053090044-1 of the state assignment of the Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS.

ВВЕДЕНИЕ

Данная статья продолжает серию публикаций о современных методах и подходах к реконструкции состава пород питающих провинций. Первая статья была посвящена минералогическим петрографическим методам расшифровки состава пород на палеоводосборах (Маслов и др., 2019), во второй рассмотрены лито- и изотопно-геохимические подходы, дающие возможность судить о присутствовавших на палеоводосборах комплексах пород по данным о валовом химическом составе (основные пороодообразующие оксиды, редкие и рассеянные элементы) песчаников и глинистых пород (Маслов и др., 2020). Настоящая публикация посвящена современным методам исследования таких обычных для терригенных пород обломочных минералов, как гранаты, турмалины, хромшпинелиды, рутил, хлоритоиды, пироксены и амфиболы.

СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ МИНЕРАЛОВ ТЯЖЕЛОЙ ФРАКЦИИ

Как показывает практика конца XX – начала XXI в., для точной расшифровки состава пород источников сноса можно использовать сведения о химическом составе и кристаллохимических особенностях минералов тяжелой фракции песчаников, привлекая к этому различные петрогенетические диаграммы (Henry, Guidotti, 1985; Morton, 1991; Arai, 1992; Lenaz et al., 2000; Kamenetsky et al., 2001; Morton et al., 2004; Copjakova et al., 2005; Hegner et al., 2005; Faupl et al., 2006; Triebold et al., 2007; Meinhold et al., 2008, 2010; Hallsworth, Chisholm, 2008; Morton, Chenery, 2009; Meinhold, 2010; Kooijman et al., 2010; Henry et al., 2011; Kanouo et al., 2012; и др.).

Наш опыт подобной работы, полученный в результате исследования песчаников верхней перми и нижнего триаса южной части Предуральского прогиба, относительно невелик (Литогеохимия..., 2015; Мизенс и др., 2015), поэтому приводимая далее информация, относящаяся к упомянутым породам, в основном дублирует уже опубликованную. Однако все табличные данные о составе минералов, имеющиеся в работе (Литогеохимия..., 2015), здесь опущены.

Гранаты. Минералы группы граната являются обычными компонентами тяжелой фракции терригенных пород и рассматриваются чаще все-

го как свидетельство присутствия в областях размыва метаморфических образований и некоторых типов магматических пород (Mange, Maurer, 1991; von Eynatten, Gaupp, 1999). Благодаря значительной изменчивости химического состава данные об этих минералах широко используются при реконструкциях петрофона (Morton, 1985, 1987; Haughton, Farrow, 1989; Tebbens et al., 1995; von Eynatten, Gaupp, 1999; Martínek, Štolfova, 2009). При этом следует иметь в виду, что состав гранатов в значительной степени зависит от парагенеза и химического состава сосуществующих с ними минеральных фаз. Так, богатые железом гранаты обычно свойственны метаосадочным породам (в частности, гранат-слюдистым кристаллическим сланцам), испытавшим метаморфизм барроусского типа. Присутствие в обломочных породах гранатов с высоким (20–30%) содержанием Mg и Ca может указывать на размыв амфиболитов, голубых сланцев, ассоциирующих с эклогитами, или гранулитов (von Eynatten, Gaupp, 1999).

Существуют, однако, некоторые особенности рассматриваемых минералов, которые следует иметь в виду при изучении тяжелой фракции. Даже в пределах одной минеральной группы можно наблюдать сортировку индивидов по размерам и плотности, например, богатые альмандиновым минералом гранаты концентрируются в более мелких фракциях (Schuiling et al., 1985; Garzanti et al., 2008). Следовательно, различные тяжелые минеральные комплексы не обязательно означают, что они были получены из разных источников. Нужно учитывать также устойчивость гранатов, степень химического выветривания которых может зависеть от климата (см., например, Velbel, 2007; Andò et al., 2012 и ссылки в них). Гранаты относительно стабильны в условиях диагенеза, но в жарком влажном климате эти минералы разрушаются быстрее, чем роговая обманка, и их зерна могут полностью превращаться в глинистые комки (Garzanti et al., 2013).

В песчаниках верхней перми и нижнего триаса Предуральского прогиба присутствуют два типа гранатов. Первый – преимущественно розовые зерна, оттенки которых варьируют от желтого до насыщенного красноватого. Зерна этого типа сравнительно многочисленны. Среди них хорошо диагностируются две кристаллические формы: ромбодекаэдры и округлые кристаллы – тетрагонтриоктаэдры. Преобладающая часть зерен имеет размер порядка 0.2–0.3 мм. Второй тип (встречается реже)

характеризуется насыщенными красными, до вишневыми, оттенками. В основном это обломки размером 0.1–0.2 мм. Исследование зерен первого типа на электронно-зондовом микроанализаторе Самеса SX 100 (аналитик канд. геол.-мин. наук В.В. Хиллер, ИГГ УрО РАН) показало, что в целом кристаллы гомогенны, первичная зональность если и присутствует, то в пределах общей изменчивости состава.

Расчет гранатовых миналов (рис. 1) позволил сделать вывод, что гранаты в песчаниках татарского яруса преимущественно представлены альмандинами (альмандин – 50–72, пироп – 3–23,grossуляр – 6–26, спессартин – 2–10%). Лишь в нескольких зернах спессартиновая компонента достига-

ет 17–28%. Гранаты из песчаников нижнего триаса в целом также относятся к альмандинам, но их состав более разнообразен (см. рис. 1): среди них выделяются зерна с увеличенной долей спессартина и grossуляра. Содержание альмандина в этих кристаллах составляет 36–71%, пироба – 9–28, grossуляра – 3–39, спессартина – 2–32%. На диаграмме А. Мортон с соавторами (Morton et al., 2004; Mange, Morton, 2007; Meinhold et al., 2010) изученные гранаты тяготеют к полям В и Вi (рис. 2), которые объединяют минералы с низким содержанием Са и высоким – Fe и соответствуют гранатам из метасадочных пород, претерпевших амфиболитовую стадию метаморфизма (В), а также средним и кислым магматитам (Вi). Однако позднее А. Крип-

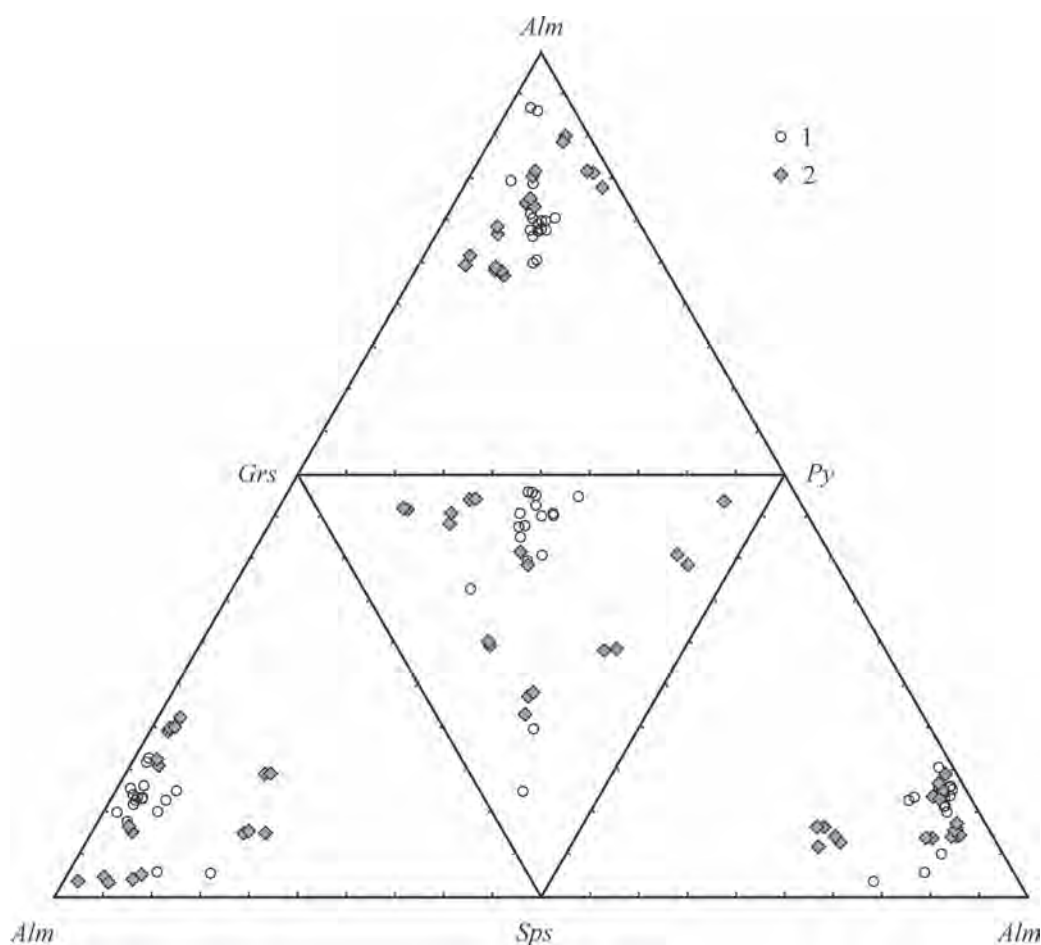


Рис. 1. Классификационный тетраэдр для гранатов (Соржакова et al., 2005) и положение на нем фигуративных точек состава обломочных гранатов из песчаников молассовой формации Бельской впадины Предуральяского прогиба.

Миналы: Alm – альмандин, Grs – grossуляр, Py – пироп, Sps – спессартин. Песчаники: 1 – татарского яруса верхней перми, 2 – нижнего триаса.

Fig. 1. Detrital garnet compositions from molasse sandstones of the Belskaya depression, the Pre-Uralian foredeep illustrated in garnet classification tetrahedron (Copjakova et al., 2005).

Minerals: Alm – Almandine, Grs – Grossular, Py – Pyrope, Sps – Spessartine. Sandstones: 1 – Tatar Stage, Upper Permian; 2 – Lower Triassic.

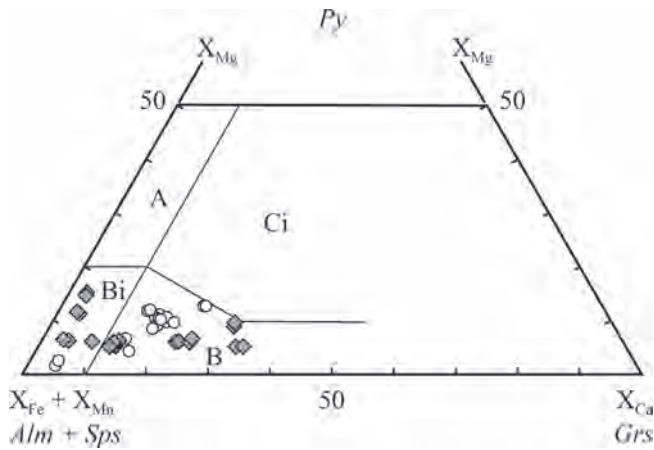


Рис. 2. Фрагмент диаграммы распределения гранатов с полюсами *пироп-альмандин* со *спессартин-гроссуляром* (Mange, Morton, 2007), а также положение на ней гранатов из песчаников молассовой формации Предуральяского прогиба.

A – в основном метасадки гранулитовой фации или чарнокиты и средние-кислые магматические породы, B – метасадочные породы амфиболитовой фации, Bi – средние-кислые магматиты, Ci – основные магматиты. Остальные обозначения – см. рис. 1.

Fig. 2. Fragment of the ternary discrimination diagram with molecular proportions of *pyrope-almandine* plus *spessartine-grossular* as poles (Mange, Morton, 2007), and the position on it detrital garnets from the molasse sandstones of the Pre-Uralian foredeep.

A – mainly the metasediments from high-grade granulite-facies or charnockites and intermediate to felsic igneous rocks, B – amphibolite-facies metasedimentary rocks, Bi – intermediate to felsic igneous rocks, Ci – mafic rocks. Other symbols – see Fig. 1.

пнер с соавторами (Krippner et al., 2014) на значительном фактическом материале показали, что поле Bi также существенно заполняют минералы пород амфиболитовой фации.

По данным (Тераока, 2003; Малиновский и др., 2006), установить взаимосвязь обломочных гранатов с различными типами метаморфических пород можно с помощью диаграммы Mg–Mn–Ca (рис. 3). В то же время исследование 3500 зерен гранатов различного генезиса (Krippner et al., 2014) показало низкую воспроизводимость результатов, полученных с помощью указанной диаграммы, не учитывающей содержание в гранатах Fe.

Кроме перечисленных петрогенетических диаграмм для гранатов существуют обзорная диаграмма Н.В. Соболева для пироп-альмандинового ряда из разных фаций метаморфизма (Соболев, 1964) (рис. 4), классификационная диаграмма В. Райта (с вершинами *пироп-альмандин* со *спессартин-гроссуляром*) (Wright, 1938) (рис. 5) и двойная диаграмма Р. Авбрехта (с аналогичными вершинами, но разложенными на два треугольника) (Aubrecht et

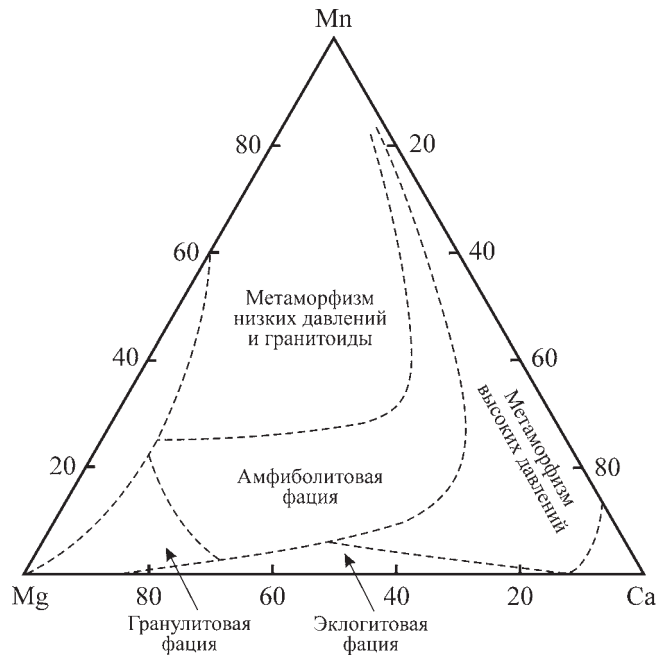


Рис. 3. Треугольная диаграмма распределения для гранатов с вершинами Mg–Mn–Ca (Teraoka, 2003).

Fig. 3. Ternary discrimination diagram with Mg–Mn–Ca as poles (Teraoka, 2003).

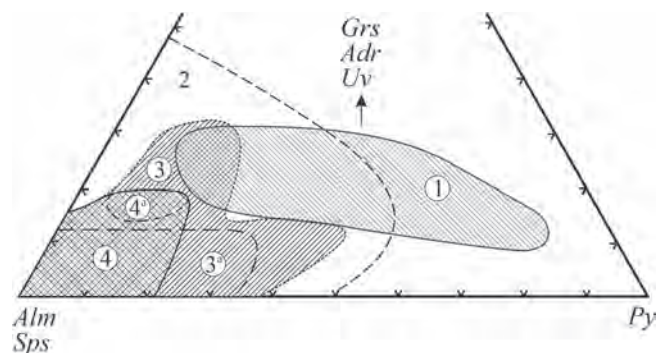


Рис. 4. Диаграмма распределения для гранатов из разных фаций метаморфизма.

Фации: 1 – эклогитовая, 2 – гранулитовая, 3 – амфиболитовая (3^а – биотитовых гнейсов и гранитов), 4 – рогамиковая (4^а – из кислых эффузивов) (Соболев, 1964). Alm – альмандин, Adr – андрадит, Grs – гроссуляр, Py – пироп, Sps – спессартин, Uv – уваровит.

Fig. 4. Discrimination diagram for garnet from different metamorphic facies.

Facies: 1 – eclogite, 2 – granulite, 3 – amphibolite (3^a – biotite gneiss and granites), 4 – hornfels (4^a – from acid effusive) (Sobolev, 1964). Alm – almandine, Adr – andradite, Grs – grossular, Py – pyrope, Sps – spessartine, Uv – uvarovite.

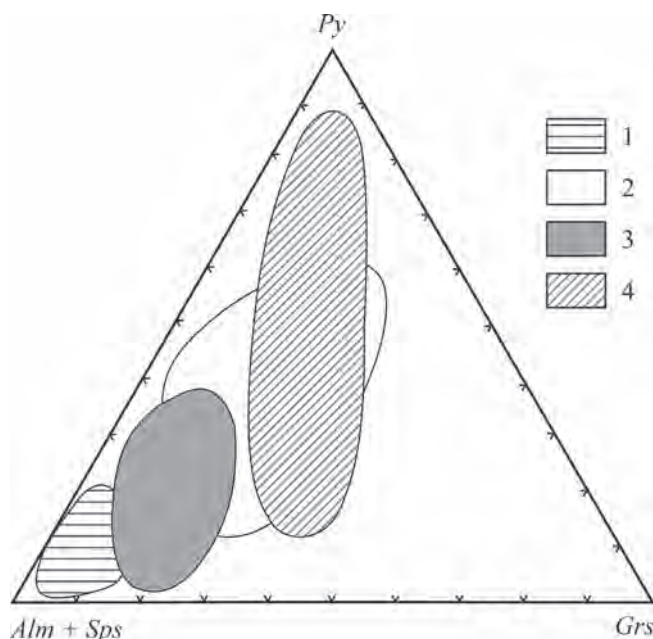


Рис. 5. Диаграмма распределения для гранатов с вершинами *пироп–альмандин* со *спессартин–гроссуляр* (Wright, 1938).

1 – граниты и гранитные пегматиты, 2 – амфиболиты, 3 – биотитовые сланцы, 4 – эклогиты.

Fig. 5. Discrimination diagram for garnet with poles *pyrope–almandine* plus *spessartine–grossular* (Wright, 1938).

1 – granites and granite pegmatites, 2 – amphibolites, 3 – biotite schists, 4 – eclogites.

al., 2009) (рис. 6). Все диаграммы имеют как положительные стороны, так и недочеты, и поля перекрытия, поэтому к изучению тяжелой фракции необходимо подходить комплексно.

Турмалины, как и гранаты, являются одними из самых обычных акцессорных минералов терригенных пород. Они весьма устойчивы как к химическому, так и к механическому выветриванию (Nascimento et al., 2007; и др.) и свойственны для широкого спектра материнских образований. Как и гранаты, они характеризуются значительными вариациями химического состава (Ertl, 2009; и др.), что позволяет использовать их в качестве важного инструмента для реконструкции состава пород-источников обломочного материала (Henry, Dutrow, 1992; von Eynatten, Gaupp, 1999; Viator, 2003; Dutrow, Henry, 2011; Kowal-Linka, Stawikowski, 2013; Salata, 2014; Vďačný, Bačík, 2015). Считается, что турмалины с высокими содержаниями Al, Li и Fe встречаются в гранитоидах и пегматитах, тогда как минералы с заметными концентрациями Mg более свойственны метасадочным и метасоматическим породам. Для использования турмалинов в качестве индикаторов состава пород-источников

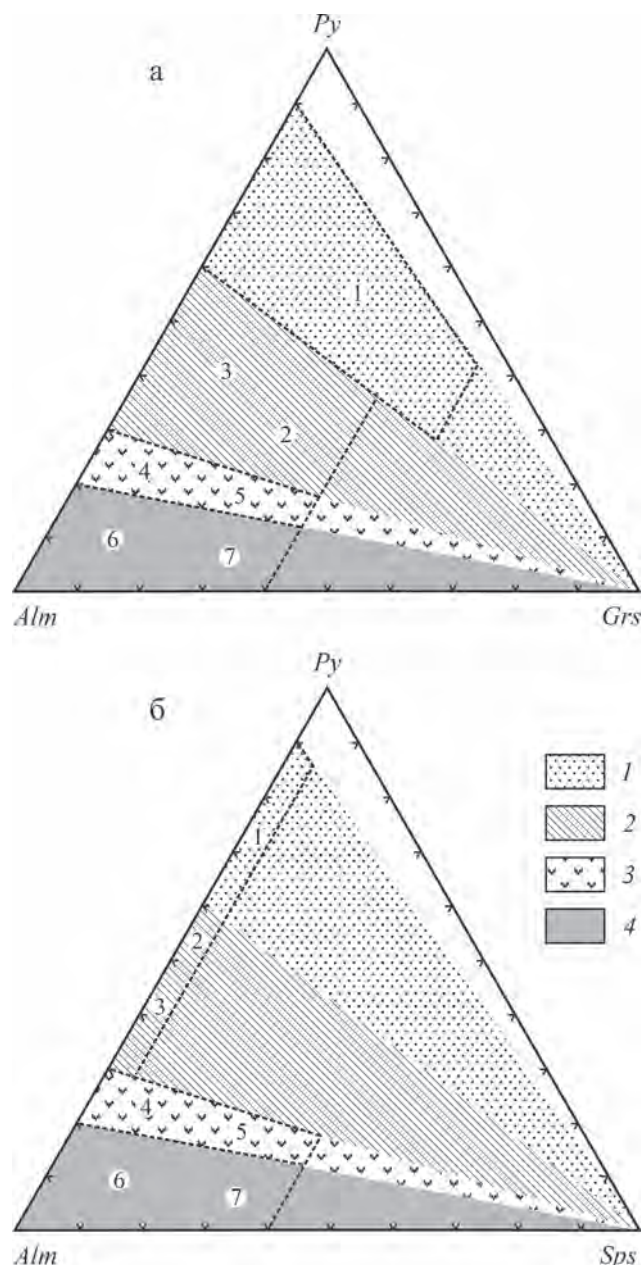


Рис. 6. Диаграмма распределения для гранатов с вершинами *пироп–альмандин–гроссуляр* (а) и *пироп–альмандин–спессартин* (б) (Aubrecht et al., 2009).

1 – гранаты из высокобарических и ультрабарических пород; 2 – породы эклогитовой и гранулитовой фаций; 3, 4 – породы амфиболитовой фации: 3 – верхи амфиболитовой до гранулитовой фации, 4 – породы амфиболитовой фации, включающей гранаты из голубых сланцев, скарнов, серпентинитов и магматических пород. Более детальное деление предполагает семь групп: 1 – ультрабарические эклогиты или перидотиты; 2 – высокобарические эклогиты и высокобарические гранулиты; 3 – кислые и средние гранулиты; 4 – гнейсы, сформировавшиеся на рубеже гранулитовой и амфиболитовой фаций; 5 – амфиболиты, сформировавшиеся на рубеже гранулитовой и амфиболитовой фаций; 6 – гнейсы амфиболитовой фации; 7 – амфиболиты амфиболитовой фации.

Fig. 6. Discrimination diagram with *pyrope–almandine–grossular* compositions (a), *pyrope–almandine–spessartine* compositions (b) as poles (Aubrecht et al., 2009).

1 – garnets from high-pressure to ultrahigh-pressure rocks; 2 – eclogite- and granulite-facies rocks; 3, 4 – amphibolite-facies rocks: 3 – higher amphibolite – to granulite-facies rocks, 4 – amphibolite facies rocks also includes garnets from blueschists, skarns, serpentinites and igneous rocks. More fractional division includes 7 groups: 1 – ultrahigh-pressure eclogites or peridotites; 2 – high-pressure eclogites and high-pressure granulites; 3 – felsic and intermediate granulites; 4 – gneisses metamorphosed under conditions transitional to granulite- and amphibolite-facies; 5 – amphibolites metamorphosed under conditions transitional to granulite- and amphibolite-facies; 6 – gneisses metamorphosed under amphibolite-facies conditions; 7 – amphibolites metamorphosed under amphibolite-facies conditions.

обломочного материала предложен ряд диаграмм, таких, как $Al_{100}-Fe_{50}Al_{50}-Mg_{50}Al_{50}$ и $Ca-Fe_{общ}-Mg$ (Henry, Guidotti, 1985; Vďačný, Bačík, 2015), диаграмма $Ca-X$ -site vacancy (Henry, Dutrow, 1996) и др. В последние годы при установлении материнских для обломочного турмалина пород находит применение и метод лазерно-искровой эмиссионной спектроскопии (Laser-Induced Breakdown Spectroscopy LIBS) (Farnsworth-Pinkerton et al., 2018; и др.).

В песчаниках татарского яруса и нижнего триаса Бельской впадины Предуралья турмалины присутствуют в основном в виде столбчатых, призматических кристаллов, тригональных, реже псевдогексагональных. Крупные индивиды хорошо окатаны, а мелкие сохранили не только форму, но и характерную штриховку на гранях призмы, параллельную удлинению. Хорошо просматривается отдельность, поперечная удлинению кристаллов. Окраска неравномерная, зональная; зоны подчеркиваются как густотой окраски, так и оттенками цвета. Размер зерен преимущественно не превышает 0.1–0.2 мм. Количество турмалина в песчаниках не постоянно. Химический состав минерала, выделенного из рассматриваемых песчаников, различается незначительно. При этом почти для всех зерен характерно высокое содержание Fe (от 6 до 11%). На диаграмме $Al_{100}-Fe_{50}Al_{50}-Mg_{50}Al_{50}$ (Henry, Guidotti, 1985) точки состава исследованных зерен сосредоточены в основном в поле турмалинов из метапелитов и метасаммитов (рис. 7). На диаграмме $Ca-Fe_{общ}-Mg$ (Henry, Guidotti, 1985) фигуративные точки локализованы в поле бедных Ca метапелитов и метасаммитов (рис. 8), т. е. согласуются с данными, полученными при использовании первой диаграммы. Вытекающий из анализа химического состава обломочных зерен турмалина вывод о поступлении их в осадок за счет размыва метаморфических пород выглядит достаточно убедительно, так как в каркасе песчаников и верхней перми, и нижнего триаса южных впадин Предуралья проги-

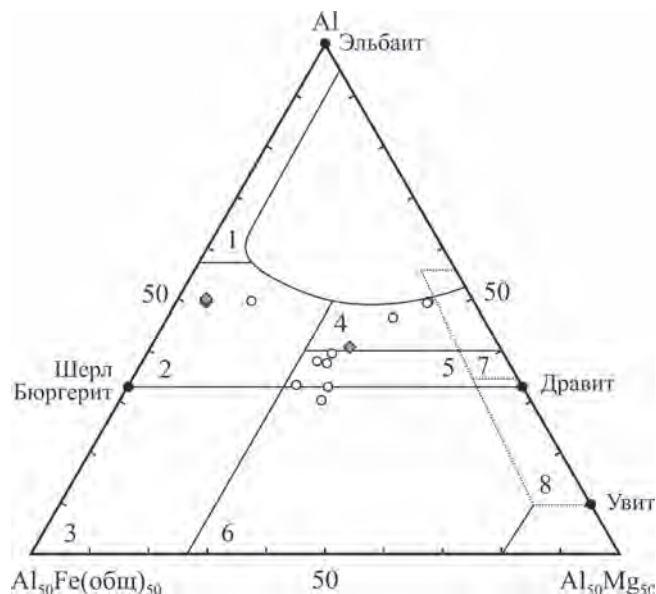


Рис. 7. Диаграмма $Al-Fe_{50}Al_{50}-Mg_{50}Al_{50}$ (Henry, Guidotti, 1985) и локализация на ней точек состава обломочных турмалинов из песчаников татарского яруса и нижнего триаса южной части Предуралья прогиба.

1 – богатые Li гранитоиды в ассоциации с аплитом и пегматитами; 2 – бедные Li гранитоиды в ассоциации с аплитом и пегматитами; 3 – богатые Fe кварц-турмалиновые породы и гидротермально-измененные граниты; 4 – метапелиты и метасаммиты, насыщенные глиноземом; 5 – метапелиты и метасаммиты, бедные глиноземом; 6 – богатые Fe кварц-турмалиновые породы, метапелиты и известково-силикатный роговик; 7 – ультрамафиты, низкокальциевые и богатые Cr и V метасадки; 8 – метакarbonаты, метапироксениты. Остальные обозначения – см. рис. 1.

Fig. 7. Detrital tourmaline compositions of the sandstones from the Tatar Stage and the Lower Triassic, southern part of the Pre-Uralian foredeep illustrated in the $Al-Fe_{50}Al_{50}-Mg_{50}Al_{50}$ plot for tourmaline (Henry, Guidotti, 1985).

1 – Li-rich granitoids in association with aplites and pegmatites; 2 – poor Li granitoids in association with aplites and pegmatites; 3 – Fe-rich quartz-tourmaline rocks and hydrothermally modified granites; 4 – metapelites and metapsammities, saturated with alumina; 5 – metapelites and metapsammities, poor in alumina; 6 – Fe-rich quartz-tourmaline rocks, metapelites and calc-silicate hornfels; 7 – ultramafic rocks, low Ca, and rich Cr and V metasedimentary rocks; 8 – metacarbonates, metapyroxenites. Other symbols – see Fig. 1.

ба существенную роль играют кварциты и кварцитовидные песчаники (Литогеохимия..., 2015).

Хромшпинелиды. Минералы этой группы также широко распространены в обломочных породах, но в значительных количествах проявлены лишь в районах распространения габбро-перидотитов, где хромовая шпинель часто составляет основную часть тяжелой фракции. В условиях выветривания

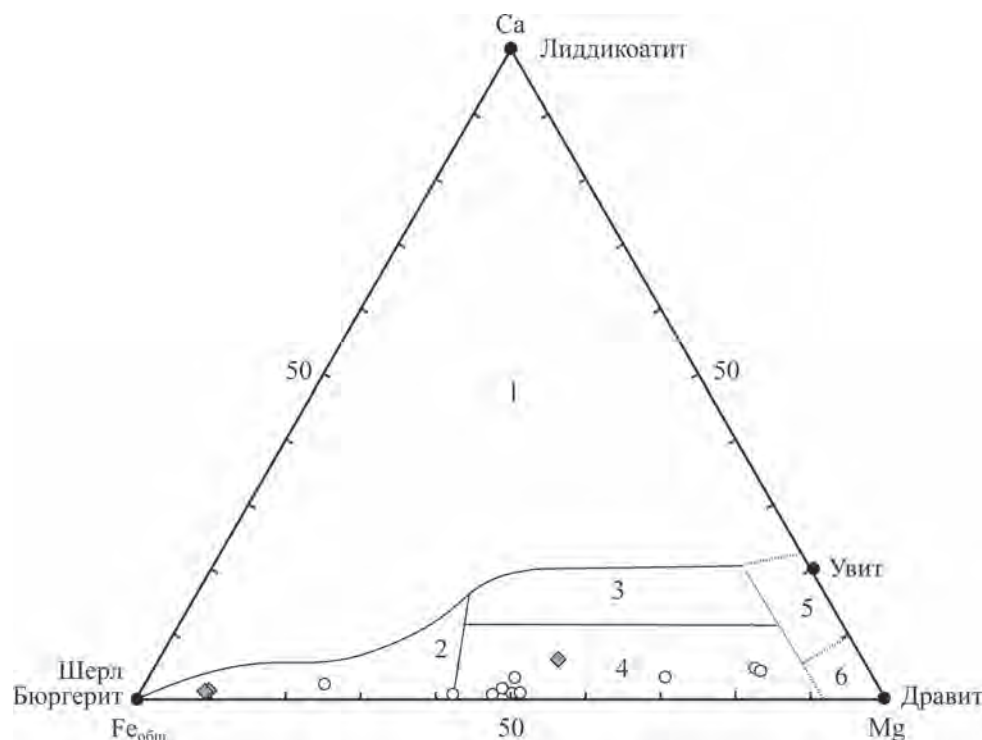


Рис. 8. Диаграмма Ca–Fe_{общ}–Mg (Henry, Guidotti, 1985) и расположение на ней точек состава обломочных турмалинов из песчаников татарского яруса и нижнего триаса Бельской впадины Предуральяского прогиба.

1 – богатые Li гранитоиды в ассоциации с аплитами и пегматитами; 2 – бедные Li гранитоиды в ассоциации с аплитами и пегматитами; 3 – богатые Ca метapelиты и метасаммиты; 4 – бедные Ca метapelиты, метасаммиты и кварц-турмалиновые породы; 5 – метакarbonаты; 6 – метавултрамафиты. Остальные обозначения – см. рис. 1.

Fig. 8. Detrital tourmaline compositions from the Tatar Stage and the Lower Triassic sandstones, the Bel'skaya depression of the Pre-Uralian foredeep illustrated in the Ca–F_{tot}–Mg diagram for tourmaline (Henry, Guidotti, 1985).

1 – Li-rich granitoids in association with aplites and pegmatites; 2 – poor Li granitoids in association with aplites and pegmatites; 3 – Ca-rich metapelites and metapsammites; 4 – poor Ca metapelites, metapsammites and quartz-tourmaline rocks; 5 – metacarbonates; 6 – metaultramafites. Other symbols – see Fig. 1.

и при транспортировке хромовые шпинели весьма устойчивы. Для расшифровки источников этих минералов в осадочных породах в мировой практике широко используются диаграммы, основанные на соотношениях главных и второстепенных оксидов, например Al_2O_3 – TiO_2 , $Cr/(Cr + Al)$ – TiO_2 , $Fe^{3+}/(Cr + Al + Fe^{3+})$ – TiO_2 и др. (Arai, 1992; Lenaz et al., 2000; Kamenetsky et al., 2001; Hegner et al., 2005; Faupl et al., 2006; Малиновский и др., 2006; Aubrecht et al., 2009; и др.).

В песчаниках Предуральяского прогиба хромшпинелиды присутствуют в виде многочисленных октаэдрических кристаллов, нередко с округленными вершинами (за счет усложнения плохо развитыми гранями), и неокатанных осколков с раковистым изломом. Они характеризуются железно-черным цветом и металлическим блеском. Размер зерен варьирует от 0.7–0.8 мм (редко) до 0.2–0.3 мм и меньше. Химический состав хромшпинели-

лидов в песчаниках разного возраста практически не различается. В зависимости от содержания главных и второстепенных компонентов среди хромшпинелидов в исследованных нами песчаниках выделяются алюмохромиты (наиболее распространенные) и хромпикотиты (редкие). В песчаниках верхней перми содержание Al_2O_3 в хромшпинелидах варьирует от 6.61 до 32.17, $FeO_{общ}$ – от 11.95 до 20.59 и MgO – от 7.12 до 14.25%. Содержания этих же оксидов в хромшпинелидах из песчаников нижнего триаса составляют соответственно 7.63–29.44, 13.28–25.69 и 7.77–14.30%. Обычно в качестве примеси присутствуют также Ti (содержание в оксидной форме до 0.30), Ni_2O (до 0.15), ZnO (до 0.30) и MnO (до 0.30%). В отдельных зернах в песчаниках татарского яруса содержание ZnO поднимается до 0.81, MnO – до 1.17%.

На диаграмме Al_2O_3 – TiO_2 (Kamenetsky et al., 2001) фигуративные точки хромшпинелидов из

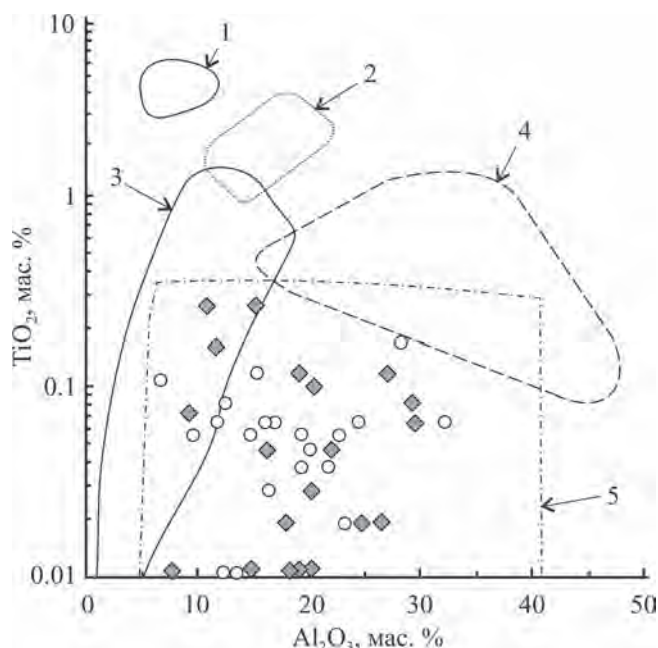


Рис. 9. Диаграмма Al_2O_3 – TiO_2 (Kamenetsky et al., 2001) и распределение на ней точек состава хромшпинелидов из песчаников молассовой формации Бельской впадины Предуральского прогиба.

Поля хромшпинелидов: 1 – из крупных магматических провинций, 2 – из базальтов океанических островов, 3 – из островных дуг, 4 – из базальтов срединно-океанических хребтов, 5 – из надсубдукционных зон. Остальные обозначения – см. рис. 1.

Fig. 9. The Al_2O_3 – TiO_2 plot (Kamenetsky et al., 2001) and the distribution on it chromspinelid compositions from molasse sandstone, the Bel'skaya depression of the Pre-Uralian foredeep.

Fields of the chromspinelids from the rocks of: 1 – large igneous provinces, 2 – basalts of oceanic islands, 3 – island arcs, 4 – basalts of the mid-ocean ridges, 5 – subduction zones.

Other symbols – see Fig. 1.

рассматриваемых песчаников попадают в поле надсубдукционных зон и островных дуг (рис. 9). На диаграммах $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ – TiO_2 (Hegner et al., 2005) (рис. 10) и $\text{Fe}^{3+}/(\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+})$ – TiO_2 (Arai, 1992) (рис. 11) они концентрируются в полях пород, также связанных с островными дугами. Из сказанного можно сделать вывод, что источниками хромшпинелидов, присутствующих в верхнепермско-нижнетриасовых псаммитах Бельской впадины Предуральского прогиба, были блоки океанических и субокеанических базальтов и пород ультраосновного состава.

Кроме перечисленных при установлении материнских пород для хромшпинелидов могут быть использованы также диаграммы Cr^{3+} – Fe^{3+} – Al^{3+} (Cookenboo et al., 1997) (рис. 12), $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ – $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Cr} + \text{Al})$ и $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ – $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ (Irvine, 1974; Dick, Bullen, 1984; Cookenboo et al.,

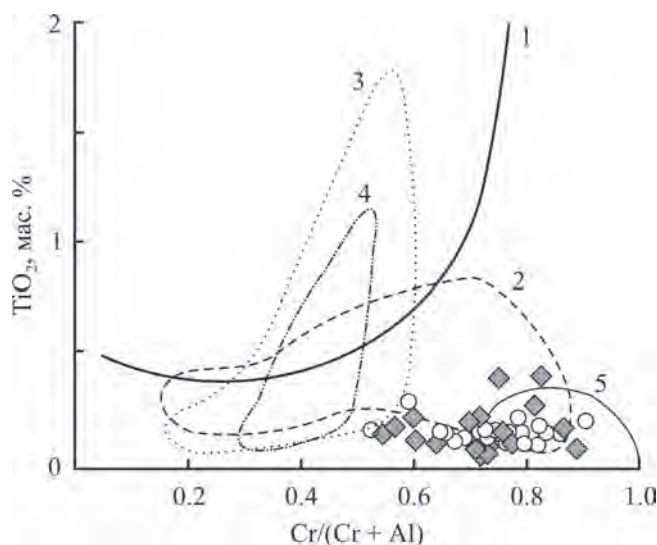


Рис. 10. Диаграмма $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ – TiO_2 (Hegner et al., 2005) и положение на ней точек состава хромовых шпинелей из молассовых песчаников татарского яруса и нижнего триаса Бельской впадины Предуральского прогиба.

Здесь и на рис. 11 поля хромшпинелидов: 1 – из внутриплитных базальтов, 2 – из островных дуг, 3 – из базальтов срединно-океанических хребтов, 4 – из задуговых зон, 5 – из бонинитовых островодужных серий. Остальные обозначения – см. рис. 1.

Fig. 10. The $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ – TiO_2 plot (Hegner et al., 2005) and the position on it of the points of chromspinelids from the Tatar Stage and the Lower Triassic sandstones, the Bel'skaya depression of the Pre-Uralian foredeep.

Here and in Fig. 11 are the fields of chromspinelids from: 1 – intra-plate basalts, 2 – island arc's rocks, 3 – basalts of the mid-ocean ridges, 4 – rocks of back-arc zones, 5 – rocks of the boninite island arc series.

Other symbols – see Fig. 1.

1997) (рис. 13) и Al_2O_3 – TiO_2 – Cr_2O_3 (Щука, Вржосек, 1983) (рис. 14).

По представлениям (Force, 1980), основное количество обломочного **рутила** поступает в осадочные породы за счет эрозии высокометаморфизованных пород. Все остальные рутилосодержащие образования (щелочные изверженные, гидротермально-измененные породы, пегматиты, метаморфические породы низких ступеней) могут быть, по всей видимости, только локальными/точечными источниками этого минерала. Авторами публикации (Zack et al., 20046) показано, что для разграничения рутилов из метапелитов и метаморфизованных основных магматических пород могут быть использованы концентрации в них Cr и Nb (рис. 15a): рутил из метапелитов содержит порядка 900–2700 г/т Nb, тогда как содержание Cr существенно ниже указанных значений. По представлениям (Meinhold et al., 2008), наименьшее содержание Nb в рутиле из ме-

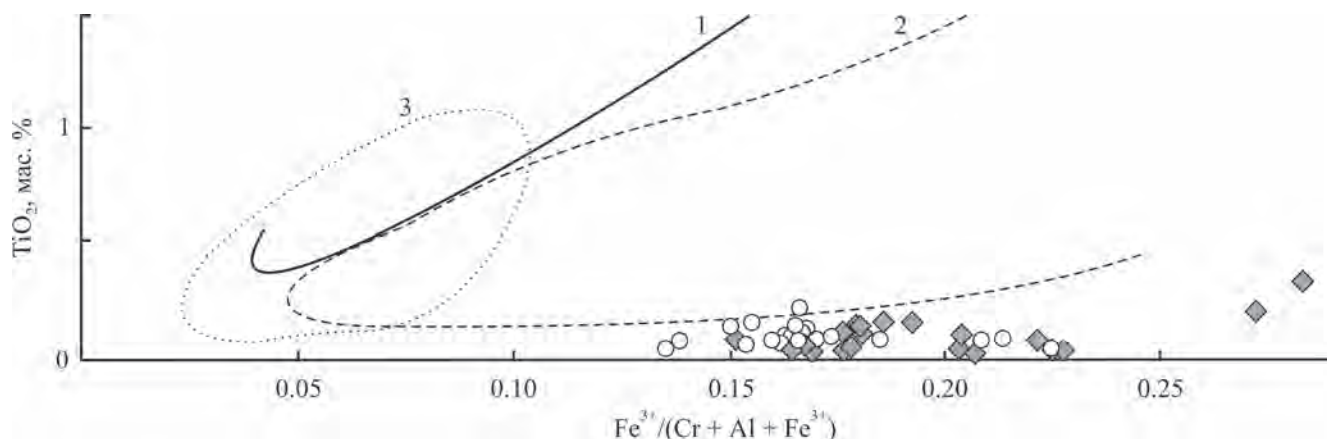


Рис. 11. Диаграмма $\text{Fe}^{3+}/(\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+})\text{--TiO}_2$ (Arai, 1992) и положение на ней фигуративных точек состава зерен хромшпинелидов из песчаников татарского яруса и нижнего триаса Бельской впадины Предуральяского прогиба.

Fig. 11. The $\text{Fe}^{3+}/(\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+})\text{--TiO}_2$ diagram (Arai, 1992) and the position on it of the data points of chromespinellid's grains from the Tatar Stage and the Lower Triassic sandstones, the Bel'skaya depression of the Pre-Uralian foredeep.

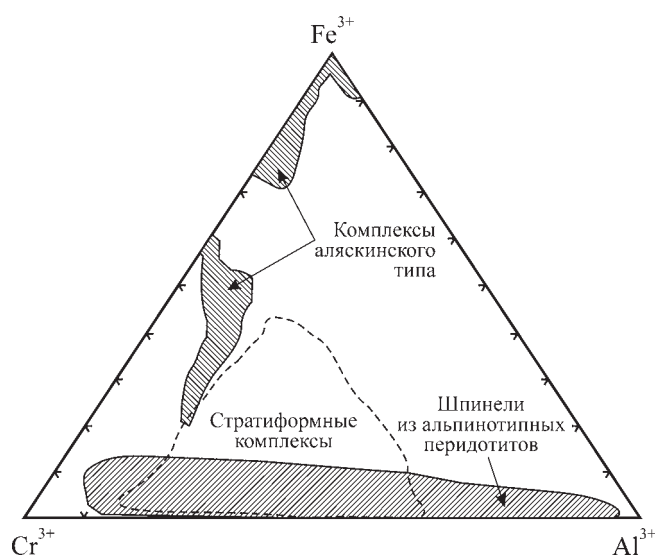


Рис. 12. Треугольная диаграмма главных трехвалентных катионов $\text{Cr}^{3+}\text{--Fe}^{3+}\text{--Al}^{3+}$ в хромовых шпинелях (Cookenboo et al., 1997).

Fig. 12. Ternary plot of the major trivalent cations $\text{Cr}^{3+}\text{--Fe}^{3+}\text{--Al}^{3+}$ in chromian spinels (Cookenboo et al., 1997).

тапелитов может быть и 800 г/т. Предполагается, что рутил с преобладанием Cr над Nb или рутил, в котором содержание Cr меньше, чем Nb, а концентрация Nb, в свою очередь, меньше 800 г/т, формировался в метаморфизованных основных магматических породах. В работе (Triebold et al., 2007) для разграничения рутила из различных материнских пород предложен параметр $\log(\text{Cr}/\text{Nb})$ (рис. 156), а в публикации (Zack et al., 2004a) обосновывается вы-

вод, что в рутиле из метаморфических пород содержание Fe в основном выше 1000 г/т. В этих же целях, как показано в работе (Rosel et al., 2018), можно применять и диаграмму $\text{U}\text{--Zr}/50\text{--}(\text{Cr} + 2500)/\text{Nb}$, где U – это концентрация урана, $\text{Zr}/50$ – термобарометр Zr – в рутиле (Tomkins et al., 2007), а $(\text{Cr} + 2500)/\text{Nb}$ – уравнение определения типа источника по (Triebold et al., 2012).

Примеры использования данных по химическому составу обломочного рутила для реконструкции состава пород в источниках сноса можно найти в (Stendal et al., 2006; Triebold et al., 2007; Morton, Chenery, 2009; Rozendaal et al., 2009; Meinhold, 2010; Meinhold et al., 2011; Okay et al., 2011; Kooijman et al., 2012; Triebold et al., 2012; Ujvári et al., 2013; Nemec, Huraiová, 2018; и др.). В этих же целях используются результаты определения U-Pb изотопных возрастов обломочного рутила (Allen, Campbell, 2007; Meinhold et al., 2011; Rosel et al., 2011, 2014, 2018; Kooijman et al., 2012; Small et al., 2013; Avigad et al., 2017; и др.).

В песчаниках зилаирской свиты верхнего девона рутил присутствует преимущественно в виде столбчатых, призматических кристаллов, хорошо окатанных. Окраска характерная, красноватобурая, с сильным металлическим блеском. Размер зерен в основном не превышает 0.1 мм. На диаграмме отношения Cr к Nb (созданной (Zack et al., 2004b), с добавленной границей $\log(\text{Cr}/\text{Nb}) = 0$ (Triebold et al., 2005)) зилаирский рутил кучно попадает в поле рутила из метапелитовых пород (рис. 16).

Хлоритоид является обычным минералом метапелитов низкой и средней стадий метаморфизма (Morton, 1991; von Eynatten, Gaupp, 1999; и др.).

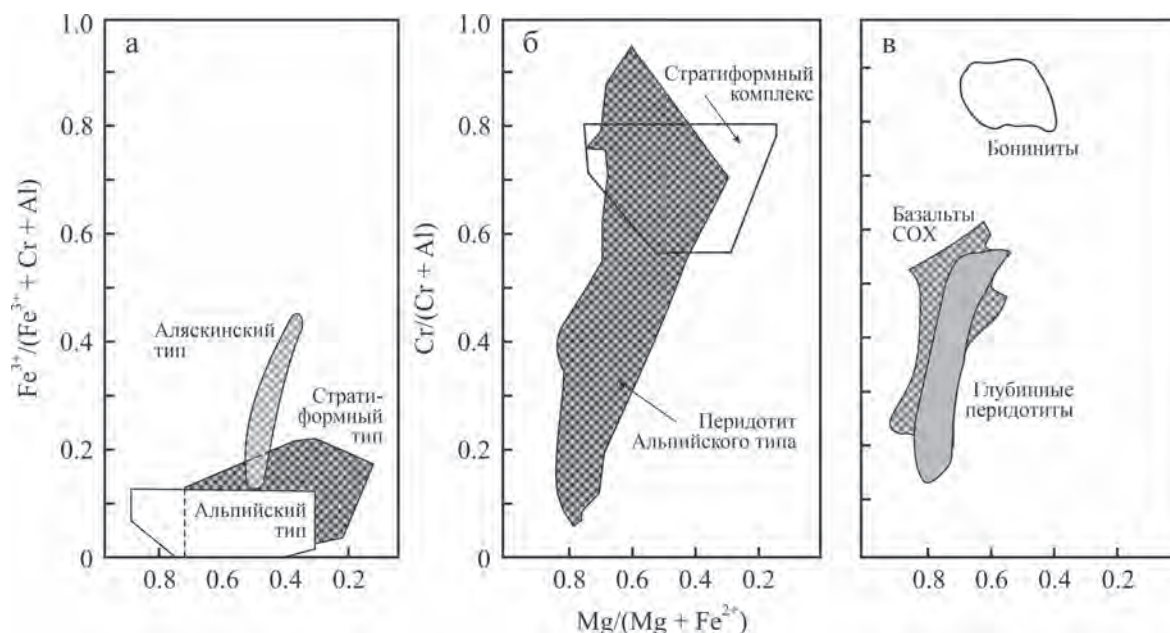


Рис. 13. Дискриминантные диаграммы $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ – $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Cr} + \text{Al})$ (а) и $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ – $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ (б, в) для хромовых шпинелей (Irvine, 1974; Dick, Bullen, 1984).

Fig. 13. Chromian spinels' discrimination plots $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ – $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Cr} + \text{Al})$ (a) and $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ – $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ (б, в) (Irvine, 1974; Dick, Bullen, 1984).

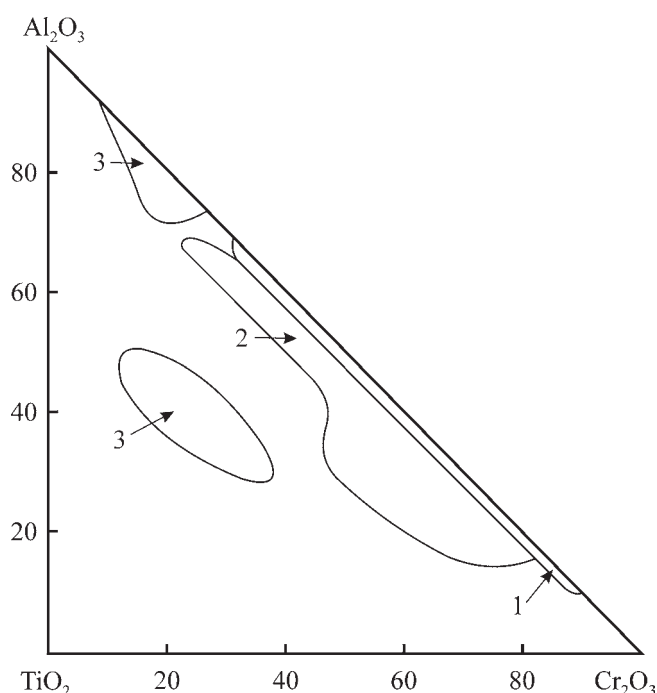


Рис. 14. Диаграмма Al_2O_3 – TiO_2 – Cr_2O_3 для магматических шпинелей.

Поля составов шпинелей: 1 – из альпинотипных гипербазитов, 2 – из базальтоидных гипербазитов и базальтов, 3 – из лерцолитовых включений в щелочных базальтах и кимберлитах (Щука, Вржосек, 1983).

Fig. 14. The diagram Al_2O_3 – TiO_2 – Cr_2O_3 for magmatic spinel.

Fields of spinel compositions: 1 – from alpine-type hyperbasites, 2 – from basaltic hyperbasites and basalts, 3 – from lherzolite inclusions in alkaline basalts and kimberlites (Shchuka, Vrzhošek, 1983).

Его устойчивость к внешним воздействиям в осадочном цикле сопоставима с таковой граната (Morton, 1985; Mange, Maurer, 1991; von Eynatten, Gaupp, 1999). Изменчивость химического состава хлоритоидов определяется вариациями содержания в них таких элементов, как Fe, Mg и Mn (Morton, 1991). Хлоритоиды метapelитов барроусского типа низких и средних давлений обычно обогащены Fe и Mn, а хлоритоиды из метapelитов фации голубых сланцев содержат повышенное количество Fe и Mg (Chopin, Schreyer, 1983). По представлениям (Chopin, 1983), хлоритоиды с содержанием Mg более 50 мол. % указывают на формирование вмещающих их пород при давлении от 15 до 18 кбар. Для разграничения хлоритоидов, с одной стороны, из пород низких и средних ступеней метаморфизма, а с другой – из пород высокобарических фаций (фации голубых сланцев) чаще всего применяется диаграмма Mg–Mn–Fe (Chopin, Schreyer, 1983; von Eynatten, Gaupp, 1999; и др.) (рис. 17).

По химическому составу **клинопироксенов** и **амфиболов** с помощью различных диаграмм могут

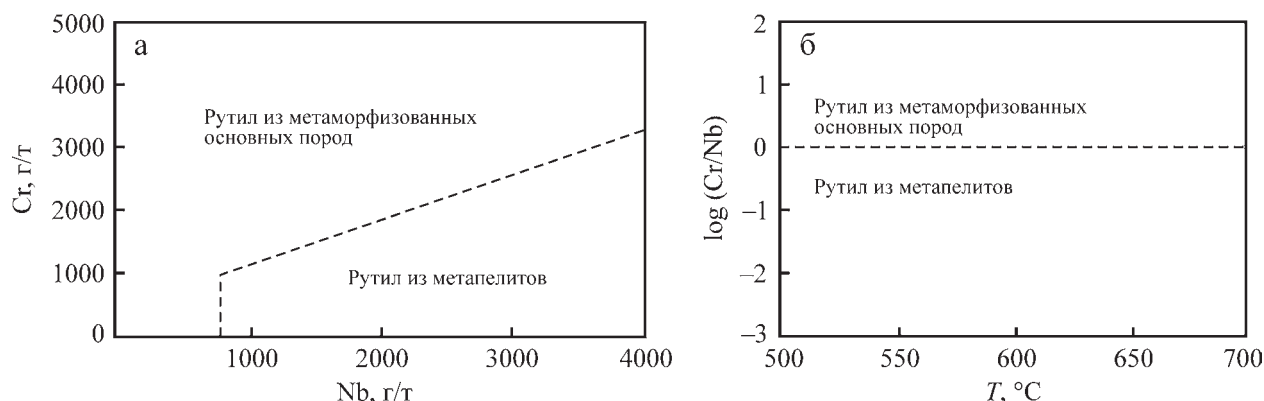


Рис. 15. Дискриминантные диаграммы для рутила из различных метаморфических пород.

а – диаграмма Nb–Cr (Zack et al., 2004б), б – $\log(\text{Cr/Nb})$ – T (термобарометр, рассчитанный по Zr) (Triebold et al., 2007).

Fig. 15. Discrimination plots for rutile from different metamorphic lithologies.

а – plot Nb/Cr after (Zack et al., 2004б), б – plot of temperatures calculated Zr-in-rutile versus $\log(\text{Cr/Nb})$ after (Triebold et al., 2007).

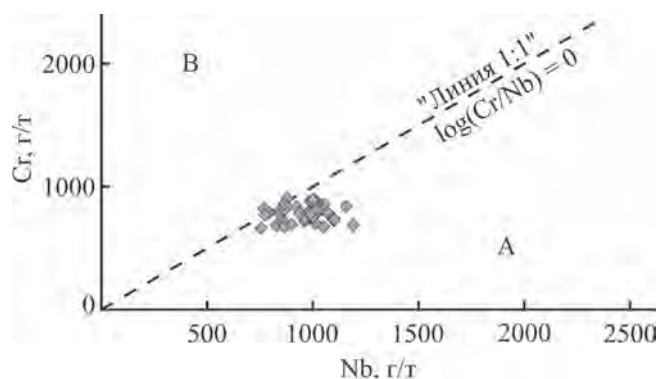


Рис. 16. Диаграмма Nb–Cr для детритового рутила.

Поля для метаморфического рутила: А – из метапелитовых, В – из мафических пород (Zack et al., 2004б; Triebold et al., 2005).

Fig. 16. Plot of Nb vs. Cr contents of detrital rutile.

The fields for rutile derived from metamafic (A) and metapelitic (B) rocks (Zack et al., 2004б; Triebold et al., 2005).



Рис. 17. Дискриминантная диаграмма хлоритоидов на основе их химического состава Mg–Mn–Fe (Chopin, Schreyer, 1983).

Fig. 17. Discrimination plot of chloritoids based on their chemical composition Mg–Mn–Fe (Chopin, Schreyer, 1983).

быть реконструированы типы вулканических источников питания (вулканические породы островных дуг, метаморфические и интрузивные породы энсиматических островных дуг, внутриплитные базальты и т. п.), что хорошо продемонстрировано на примере ряда объектов, в том числе по терригенным породам различных палеобассейнов орогенных областей востока Азии (Krawinkel et al., 1999; Малиновский и др., 2006). По данным (Малиновский и др., 2006), для реконструкции пород-источников клинопироксенов могут быть использованы дискриминационная диаграмма F_1 – F_2 , предложенная в работе (Nisbet, Pearce, 1977) (рис. 18), диаграммы $(\text{Ca} + \text{Na})$ –

Ti , $\text{Ca}-(\text{Ti} + \text{Cr})$, $\text{Al}-\text{Ti}^1$ (Leterrier et al., 1982) (рис. 19) и $\text{MnO}-\text{TiO}_2-\text{Na}_2\text{O}$ (Nisbet, Pearce, 1977), для амфиболов в этих же целях применяется диаграмма $\text{Al}-\text{Fe}-\text{Ti} \times 10$ (Nechaev, 1991) (рис. 20).

ВЫВОДЫ

Современная литология широко использует химический состав и кристаллохимические особенности минералов тяжелой фракции для установления

¹ Все элементы в перечисленных диаграммах даны в формульных единицах.

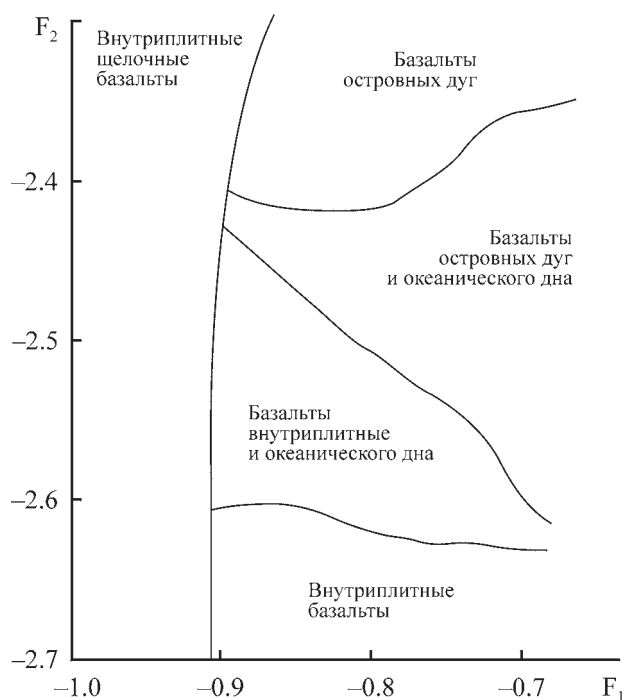


Рис. 18. График дискриминантных функций F_1 и F_2 для анализа пироксена из главных магматических типов лав (Nisbet, Pearce, 1977).

$$F_1 = -0.012\text{SiO}_2 - 0.0807\text{TiO}_2 + 0.0026\text{Al}_2\text{O}_3 - 0.0012\text{FeO} - 0.0026\text{MnO} + 0.0087\text{MgO} - 0.0128\text{CaO} - 0.0419\text{Na}_2\text{O}; F_2 = -0.0496\text{SiO}_2 - 0.0818\text{TiO}_2 - 0.02126\text{Al}_2\text{O}_3 - 0.0041\text{FeO} - 0.1435\text{MnO} - 0.0029\text{MgO} - 0.0085\text{CaO} + 0.0160\text{Na}_2\text{O}.$$

Fig. 18. Plot of discriminant functions, F_1 against F_2 , for pyroxene analyses from basic lavas of the magma type (Nisbet, Pearce, 1977).

$$F_1 = -0.012\text{SiO}_2 - 0.0807\text{TiO}_2 + 0.0026\text{Al}_2\text{O}_3 - 0.0012\text{FeO} - 0.0026\text{MnO} + 0.0087\text{MgO} - 0.0128\text{CaO} - 0.0419\text{Na}_2\text{O}; F_2 = -0.0496\text{SiO}_2 - 0.0818\text{TiO}_2 - 0.02126\text{Al}_2\text{O}_3 - 0.0041\text{FeO} - 0.1435\text{MnO} - 0.0029\text{MgO} - 0.0085\text{CaO} + 0.0160\text{Na}_2\text{O}.$$

и характеристики пород источников сноса/петрофонда. Тяжелые обломочные минералы могут быть подчас единственными свидетелями первоначальной палеогеодинамической обстановки. С применением новейших методов аналитики и дискриминационных диаграмм представляется возможным различить не просто магматический и метаморфический петрофонд, но и определить степень метаморфизма, а также дифференцировать магматические породы (диаграммы распределения гранатов, состав основных элементов турмалина, систематика рутила Cr-Nb, термометрия Zr-в-рутиле и др.). Все это становится доступным при учете особенностей распределения минералов по фракциям (например, алмадинна), устойчивости минералов в процессах переноса и в условиях химического выветривания.

В последнее время в отечественной литературе все бóльший акцент делается на изучение обло-

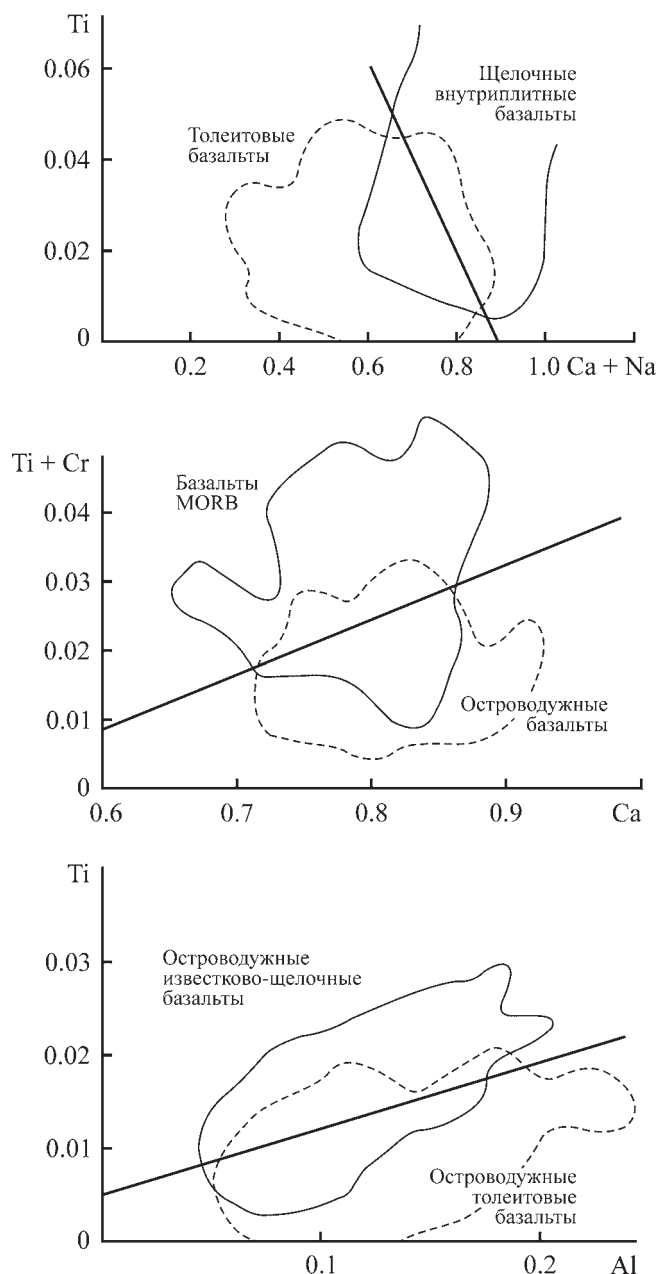


Рис. 19. Диаграммы распределения Ti–Ca + Na, Ti + Cr–Ca, Ti–Al для клинопироксенов из различных базальтов (Leterrier et al., 1982).

Fig. 19. Discrimination diagrams Ti–Ca + Na, Ti + Cr–Ca, Ti–Al for clinopyroxene from different basalts (Leterrier et al., 1982).

мочных цирконов в качестве основного источника информации о возрасте и составе пород в областях размыва. В данной статье авторы хотели показать, что существует заметно более широкий спектр информативных минералов тяжелой фракции, которые также можно и нужно привлекать к использованию при различного рода реконструкциях, поскольку только комплексный подход может дать

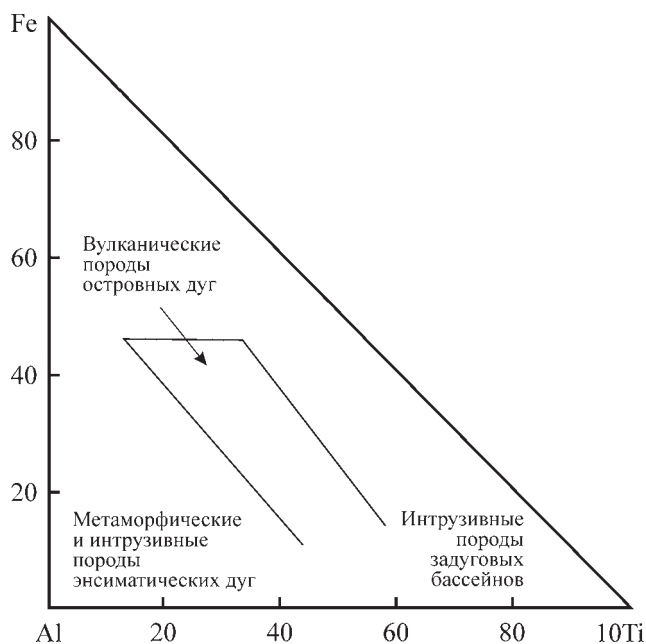


Рис. 20. Диаграмма Al–Fe–10Ti распределения амфиболов на основе их химических характеристик (Nechaev, 1991).

Fig. 20. Discrimination diagram Al–Fe–10Ti for amphibole on the basis of their chemical characteristics (Nechaev, 1991).

наиболее объективную информацию об обстановках формирования осадочных последовательностей.

Целью этого краткого обзора не является перечисление всех возможных минералов, применяемых для анализа происхождения пород источников обломочного материала. Однако в нем рассматриваются некоторые аналитические методы и подходы, которые редко используются, но при этом имеют значительный потенциал для получения важных данных о материнских породах.

Кроме того, всегда необходимо помнить, что история формирования осадочных последовательностей может включать множество циклов накопления и переотложения обломочного материала. Очевидно также, что те или иные минералы (как легкой, так и тяжелой фракций) могли поступать в осадок из различных источников либо из одного источника, но в разные временные рамки (с перерывами или без них). Поэтому при исследовании песчаников нужно обращать внимание на принадлежность их к породам первого цикла седиментации (петрогенные образования) или литогенным разностям и соответственно корректировать выводы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Литогеохимия терригенных ассоциаций южных впадин Предуральяского прогиба. (2015) (Отв. ред. А.В. Маслов). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 308 с.
- Малиновский А.И., Маркевич В.П., Тучкова М.И. (2006) Тяжелые обломочные минералы терригенных пород как индикаторы геодинамических обстановок в палеобассейнах орогенных областей востока Азии. *Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле*, (2), 97-111.
- Маслов А.В., Мельничук О.Ю., Мизенс Г.А., Титов Ю.В. (2019) Реконструкция состава пород питающих провинций. Статья 1. Минералого-петрографические подходы и методы. *Литосфера*, **19**(6), 834-860. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-6-834-860.
- Маслов А.В., Мельничук О.Ю., Мизенс Г.А., Титов Ю.В., Червяковская М.В. (2020) Реконструкция состава пород питающих провинций. Статья 2. Лито- и изотопно-геохимические подходы и методы. *Литосфера*, **20**(1), 40-62. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-1-40-62.
- Мизенс Г.А., Маслов А.В., Бадида Л.В., Вовна Г.М., Киселев В.И., Ронкин Ю.Л., Хиллер В.В. (2015) Моласса Бельской впадины Предуральяского прогиба: современный взгляд на источники сноса. *Докл. АН*, **465**(4), 460-463. DOI: 10.7868/S0869565215340204.
- Соболев Н.В. (1964) Парагенетические типы гранатов. М.: Наука, 218 с.
- Щука С.А., Вржосек А.А. (1983) Ультраосновной вулканизм Тихоокеанского пояса и вопросы систематики меймечитов и коматиитов. *Вулканонология и сейсмология*, (2), 3-15.
- Allen C.M., Campbell I.H. (2007) Spot dating of detrital rutile by LA-Q-ICP-MS: a powerful provenance tool. *GSA Denver Annual Meeting. Abstract*, p. 196-12.
- Andò S., Garzanti E., Padoan M., Limonta M. (2012) Corrosion of heavy minerals during weathering and diagenesis: a catalog for optical analysis. *Sediment. Geol.*, **208**, 165-178. doi:10.1016/j.sedgeo.2012.03.023.
- Arai S. (1992) Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks a potential guide to magma chemistry. *Mineral. Mag.*, **56**(383), 173-184. DOI: <https://doi.org/10.1180/minmag.1992.056.383.04>.
- Aubrecht R., Méres Š., Sýkora M., Mikuš T. (2009) Provenance of the detrital garnets and spinels from the Albian sediments of the Czorsztyn Unit (Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians, Slovakia). *Geologica Carpathica*, **60**(6), 463-483. doi: 10.2478/v10096-009-0034-z.
- Avigad D., Morag N., Abbo A., Gerdes A. (2017) Detrital rutile U-Pb perspective on the origin of the great Cambro-Ordovician sandstone of North Gondwana and its linkage to orogeny. *Gondwana Res.*, **51**, 17-29. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.07.001>.
- Chopin C. (1983) Magnesiochloritoid, a key-mineral for the petrogenesis of high-grade pelitic blueschists. *Bull. Mineral.*, **106**, 715-717. DOI: 10.3406/bulmi.1983.7692.
- Chopin C., Schreyer W. (1983) Magnesiochloritoid and magnesiochloritoid: two index minerals of pelitic blueschists and their preliminary phase relations in the model system MgO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O. *Am. J. Sci.*, **283**, 72-96.
- Cookinboo H.O., Bustin R.M., Wilks K.R. (1997) Detrital chromian spinel compositions used to reconstruct the

- tectonic setting of provenance: implications for orogeny in the Canadian cordillera. *J. Sediment. Res.*, **67**, 116-123. <https://doi.org/10.1306/D4268509-2B26-11D7-8648000102C1865D>.
- Copjakova R., Sulovsky P., Paterson B.A. (2005) Major and trace elements in pyrope-almandine garnets as sediment provenance indicators of the Lower Carboniferous Culm sediments, Drahany Uplands, Bohemian Massif. *Lithos*, **82**(1-2), 51-70. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.12.006>.
- Dick H.J.B., Bullen T. (1984) Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **86**, 54-76. <https://doi.org/10.1007/BF00373711>.
- Dutrow B.L., Henry D.J. (2011) Tourmaline: a geologic DVD. *Elements*, **7**, 301-306. <https://doi.org/10.2113/gselements.7.5.301>.
- Ertl A. (2009) Characterisation of tourmalines from different environments and correlations between structural and chemical data. Dissertation Doktor der Naturwissenschaften (Dr. rer. nat.), University of Vienna. Fakultät für Geowissenschaften, Geographie und Astronomie, 888 p.
- Farnsworth-Pinkerton S., McMillan N.J., Dutrow B.L., Henry D.J. (2018) Provenance of detrital tourmalines from Proterozoic metasedimentary rocks in the Picuris Mountains, New Mexico, using Laser-Induced Breakdown Spectroscopy. *J. Geosci.*, **63**, 193-198. DOI: 10.3190/jgeosci.261.
- Faupl P., Pavlopoulos A., Klotzli U., Petrakakis K. (2006) On the provenance of mid-Cretaceous turbidites of the Pindos zone (Greece): implications from heavy mineral distribution, detrital zircon ages and chrome spinel chemistry. *Geol. Mag.*, **143**(3), 329-342. DOI: <https://doi.org/10.1017/S001675680600197X>.
- Force E.R. (1980) The provenance of rutile. *J. Sediment. Petrol.*, **50**(2), 485-488. <https://doi.org/10.1306/212F7A31-2B24-11D7-8648000102C1865D>.
- Garzanti E., Andò S., Vezzoli G. (2008) Settling-equivalence of detrital minerals and grain size dependence of sediment composition. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **273**, 138-151. doi:10.1016/j.epsl.2008.06.020.
- Garzanti E., Limonta M., Resentini A., Bandopadhyay P.C., Najman Y., Andò S., Vezzoli G. (2013) Sediment recycling at convergent plate margins (Indo-Birman Ranges and Andaman-Nicobar Ridge). *Earth Sci. Rev.*, **123**, 113-132. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.04.008>.
- Hallsworth C.R., Chisholm J.I. (2008) Provenance of late Carboniferous sandstones in the Pennine Basin (UK) from combined heavy mineral, garnet geochemistry and palaeocurrent studies. *Sediment. Geol.*, **203**(3), 196-212. DOI: 10.1016/j.sedgeo.2007.11.002.
- Haughton P.D.W., Farrow C.M. (1989) Compositional variations in Lower Old Red Sandstone garnets from the Midland Valley of Scotland and the Anglo-Welsh Basin. *Geol. Mag.*, **126**, 373-396. DOI: 10.1017/S0016756800006579.
- Hegner E., Gruler M., Hann H.P., Chen F., Göltenphenning M. (2005) Testing tectonic models with geochemical provenance parameters in greywacke. *J. Geol. Soc. (London)*, **162**, 87-96. DOI: <https://doi.org/10.1144/0016-764904-029>.
- Henry D.J., Dutrow B.L. (1992) Tourmaline in a low grade clastic metasedimentary rock: an example of the petrogenetic potential of tourmaline. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **112**, 203-218. DOI: 10.1007/BF00310455.
- Henry D.J., Dutrow B.L. (1996) Metamorphic tourmaline and its petrologic applications. *Boron: mineralogy, petrology and geochemistry*. Eds E.S. Grew, L.M. Anovitz. *Rev. Mineral.*, **33**, 503-557.
- Henry D.J., Guidotti C.V. (1985) Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. *Am. Mineral.*, **70**, 1-15.
- Henry D.J., Novák M., Hawthorne F.C., Ertl A., Dutrow B.L., Uher P., Pezzotta F. (2011) Nomenclature of the tourmaline-supergroup minerals. *Am. Mineral.*, **96**(5-6), 895-913. DOI: <https://doi.org/10.2138/am.2011.3636>.
- Irvine T.N. (1974) Petrology of the Duke Island ultramafic complex, southeastern Alaska. *Geol. Soc. Am. Memoir*, **138**, 240 p. DOI: <https://doi.org/10.1130/MEM138-p1>.
- Kamenetsky V., Crawford A., Meffre S. (2001) Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. *J. Petrol.*, **42**(4), 655-671. DOI: <https://doi.org/10.1093/petrology/42.4.655>.
- Kanouo N.S., Yongue R.F., Chen S., Njonfang E., Ma C., Ghogomu T.R., Zhao J., Sababa E. (2012) Greyish-Black Rutile Megaclasts from the Nsanaragati Gem Placer, SW Cameroon: Geochemical Features and Genesis. *J. Geogr. Geol.*, **4**(2), 134-146. DOI: <https://doi.org/10.5539/jgg.v4n2p134>.
- Kooijman E., Mezger K., Berndt J. (2010) Constraints on the U-Pb systematics of metamorphic rutile from in situ LA-ICP-MS analysis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **293**(3-4), 321-330. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.02.047>.
- Kooijman E., Smit M.A., Mezger K., Berndt J. (2012) Trace element systematics in granulite facies rutile: implications for Zr geothermometry and provenance studies. *J. Metamorph. Geol.*, **30**, 397-412. DOI: 10.1111/j.1525-1314.2012.00972.x.
- Kowal-Linka M., Stawikowski W. (2013) Garnet and tourmaline as provenance indicators of terrigenous material in epicontinental carbonates (Middle Triassic, S Poland). *Sediment. Geol.*, **291**, 27-47. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2013.03.005>.
- Krawinkel H., Wozazek S., Krawinkel J., Hellmann W. (1999) Heavy-mineral analysis and clinopyroxene geochemistry applied to provenance analysis of lithic sandstones from the Azuero-Sona complex (NW Panama). *Sediment. Geol.*, **124**, 149-168. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(98\)00125-0](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(98)00125-0).
- Krippner A., Meinhold G., Morton A.C., von Eynatten H. (2014) Evaluation of garnet discrimination diagrams using geochemical data of garnets derived from various host rocks. *Sediment. Geol.*, **306**, 36-52. <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2014.03.004>.
- Lenaz D., Kamenetsky V., Crawford A., Princivalle F. (2000) Melt inclusions in detrital spinel from the SE Alps (Italy-Slovenia): a new approach to provenance studies of sedimentary basins. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **139**(6), 748-758. DOI: <https://doi.org/10.1007/s004100000170>.
- Leterrier J., Maury R.C., Thonon P. (1982) Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **59**, 139-154. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(82\)90122-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(82)90122-4).
- Mange M.A., Maurer H.F.W. (1991) Schwerminerale in Farbe. Stuttgart: Enke, 148 p.
- Mange M.A., Morton A.C. (2007) Geochemistry of heavy

- minerals. *Heavy Minerals in Use*. Eds M.A. Mange, D.T. Wright. *Dev. Sediment.*, **58**. Elsevier, Amsterdam, 345-391.
- Martínek K., Štolfová K. (2009) Provenance study of Permian non-marine sandstones and conglomerates of the Krkonoše Piedmont Basin (Czech Republic): exotic marine limestone pebbles, heavy minerals and garnet composition. *Bull. Geosci.*, **84**(3), 555-568. DOI: 10.3140/bull.geosci.1064.
- Meinhold G. (2010) Rutile and its applications in earth sciences. *Earth Sci. Rev.*, **102**(1-2), 1-28. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.06.001>.
- Meinhold G., Anders B., Kostopoulos D., Reischmann T. (2008) Rutile chemistry and thermometry as provenance indicator: An example from Chios Island, Greece. *Sediment. Geol.*, **203**(1-2), 98-111. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.11.004>.
- Meinhold G., Morton A.C., Fanning C.M., Whitham A.G. (2011) U-Pb SHRIMP ages of detrital granulite-facies rutiles: further constraints on provenance of Jurassic sandstones on the Norwegian margin. *Geol. Mag.*, **148**, 473-480. <https://doi.org/10.1017/S0016756810000877>.
- Meinhold G., Reischmann T., Kostopoulos D., Frei D., Larionov A.N. (2010) Mineral chemical and geochronological constraints on the age and provenance of the eastern Circum-Rhodope Belt low-grade metasedimentary rocks, NE Greece. *Sediment. Geol.*, **229**(4), 207-223. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2010.06.007>.
- Morton A.C. (1991) Geochemical studies of detrital heavy minerals and their application to provenance research. *Development in sedimentary provenance studies*. Eds A.C. Morton, S.P. Todd, P.D.W. Houghton. Spec. Publ. Geol. Soc. London, **57**, 31-45. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1991.057.01.04>.
- Morton A.C. (1985) Heavy minerals in provenance studies. *Provenance of Arenites*. Ed. G.G. Zuffa. Dordrecht: Reidel, 249-277. DOI: 10.1007/978-94-017-2809-6_12.
- Morton A.C. (1987) Influences of provenance and diagenesis on detrital garnet suites in the Forties sandstone, Paleocene, central North Sea. *J. Sediment. Petrol.*, **57**, 1027-1032. <http://dx.doi.org/10.1306/212F8CD8-2B24-11D7-8648000102C1865D>.
- Morton A., Chenery S. (2009) Detrital Rutile Geochemistry and Thermometry as Guides to Provenance of Jurassic–Paleocene Sandstones of the Norwegian Sea. *J. Sed. Res.*, **79**(7), 540-553. DOI: <https://doi.org/10.2110/jsr.2009.054>.
- Morton A., Hallsworth C., Chalton B. (2004) Garnet compositions in Scottish and Norwegian basement terrains: a framework for interpretation of North Sea sandstone provenance. *Mar. Petrol. Geol.*, **21**(3), 393-410. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2004.01.001>.
- Nascimento M., Góes A., Macambira M., Brod J. (2007) Provenance of Albian sandstones in the São Luís–Grajau Basin (northern Brazil) from evidence of Pb–Pb zircon ages, mineral chemistry of tourmaline and palaeocurrent data. *Sediment. Geol.*, **201**(1-2), 21-42. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.04.005>.
- Nechaev V.P. (1991) Evolution of the Philippine and Japan Seas from the clastic sediment record. *Mar. Geol.*, **97**, 167-190. DOI: 10.1016/0025-3227(91)90025-Y.
- Nemec O., Huraiová M. (2018) Provenance study of detrital garnets and rutiles from basaltic pyroclastic rocks of Southern Slovakia (Western Carpathians). *Geol. Carpathica*, **69**(1), 17-29. doi: 10.1515/geoca-2018-0002.
- Nisbet E.G., Pearce J.A. (1977) Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **63**, 149-160. <https://doi.org/10.1007/BF00398776>.
- Okay N., Zack T., Okay A.I., Barth M. (2011) Sinistral transport along the Trans-European Suture Zone: detrital zircon–rutile geochronology and sandstone petrography from the Carboniferous flysch of the Pontides. *Geol. Mag.*, **148**(3), 380-403. <https://doi.org/10.1017/S0016756810000804>.
- Rosel D., Zack T., Barth M., Moller A., Oalman J. (2011) U/Pb age spectra of detrital rutile as a powerful tool for provenance analysis. *Mineral. Mag.*, **75**, 1735.
- Rosel D., Zack T., Boger S.D. (2014) LA–ICP–MS U–Pb dating of detrital rutile and zircon from the Reynolds Range. A window into the Palaeoproterozoic tectonosedimentary evolution of the North Australian Craton. *Precambrian Res.*, **255**, 381-400. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.10.006>.
- Rosel D., Zack T., Moller A. (2018) Interpretation and significance of combined trace element and U–Pb isotopic data of detrital rutile: a case study from late Ordovician sedimentary rocks of Saxo-Thuringia, Germany. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*. <https://doi.org/10.1007/s00531-018-1643-5>.
- Rozendaal A., Philander C., Carelse C. (2009) Characteristics, recovery and provenance of rutile from the Namakwa Sands heavy mineral deposit, South Africa. *What next. The 7th Int. Heavy Minerals Conf.* The Southern African Institute of Mining and Metallurgy, 9-16.
- Salata D. (2014) Detrital tourmaline as an indicator of source rock lithology: an example from the Ropianka and Menilite formations (Skole Nappe, Polish Flysch Carpathians). *Geol. Quarterly*, **58**(1), 19-30. DOI: <http://dx.doi.org/10.7306/gq.1133>.
- Schuiling R.D., deMeijer R.J., Riezebos H.J., Scholten M.J. (1985) Grain size distribution of different minerals in a sediment as a function of their specific density. *Geol. Mijnbouw*, **64**, 199-203.
- Small D., Parrish R.R., Austin W.E.N., Cawood P.A., Rinterknecht V. (2013) Provenance of North Atlantic ice-rafted debris during the last deglaciation – a new application of U–Pb rutile and zircon geochronology. *Geology*, **41**(2), 155-158. <https://doi.org/10.1130/G3359.4.1>.
- Stendal H., Toteu S.F., Frei R., Penaye J., Njel U.O., Basahak J., Nni J., Kankeu B., Ngako V., Hell J.V. (2006) Derivation of detrital rutile in the Yaoundé region from the Neoproterozoic Pan-African belt in southern Cameroon (Central Africa). *J. African Earth Sci.*, **44**, 443-458. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2005.11.012>.
- Tebbens L.A., Kroonenberg S.B., van der Berg M.W. (1995) Compositional variation of detrital garnets in Quaternary Rhine, Meuse and Baltic River sediments in the Netherlands. *Geol. Mijnbouw*, **74**, 213-224.
- Teraoka Y. (2003) Detrital garnets from Paleozoic to Tertiary sandstones in Southwest Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **54**, 171-192.
- Tomkins H.S., Powell R., Ellis D.J. (2007) The pressure dependence of the zirconium-in-rutile thermometer. *J. Metamorph. Geol.*, **25**(6), 703-713. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2007.00724.x>.
- Triebold S., von Eynatten H., Luvizotto G., Zack T. (2007)

- Deducing source rock lithology from detrital rutile geochemistry: An example from the Erzgebirge, Germany. *Chem. Geol.*, **244**(3-4), 421-436. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.06.033>.
- Triebold S., von Eynatten H., Zack T. (2005) Trace elements in detrital rutile as provenance indicator: A case study from the Erzgebirge, Germany. *Sediment 2005, Abstracts. Schriftenr. Dt. Ges. Geowiss.* (Eds H. Haas, K. Ramseyer, F. Schlunegger), **38**, 144-145.
- Triebold S., von Eynatten H., Zack T. (2012) A recipe for the use of rutile in sedimentary provenance analysis. *Sed. Geol.*, **282**, 268-275. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.09.008>.
- Újvári G., Klötzli U., Kiraly F., Ntaflou T. (2013) Towards identifying the origin of metamorphic components in Austrian loess: insights from detrital rutile chemistry, thermometry and U-Pb geochronology. *Quat. Sci. Rev.*, **75**, 132-142. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.06.002>.
- Vďačný M., Bačík P. (2015) Provenance of the Permian Malužina Formation sandstones (Male Karpaty Mountains, Western Carpathians): evidence of garnet and tourmaline mineral chemistry. *Geol. Carpathica*, **66**(2), 83-97. doi: 10.1515/geoca-2015-0012.
- Velbel M.A. (2007) Surface textures and dissolution processes of heavy minerals in the sedimentary cycle: examples from pyroxenes and amphiboles. *Heavy Minerals in Use*. Eds M. Mange, D.K. Wright. *Dev. Sediment.*, **58**. Amsterdam, Elsevier, 112-150.
- Viator D.B. (2003) Detrital Tourmaline as an Indicator of Provenance: a Chemical and Sedimentological Study of Modern Sands from the Black Hills, South Dakota. MSci. Thesis, Louisiana State University, Baton Rouge, 139 p.
- von Eynatten H., Gaupp R. (1999) Provenance of Cretaceous synorogenic sandstones in the Eastern Alps: constraints from framework petrography, heavy mineral analysis and mineral chemistry. *Sed. Geol.*, **124**, 81-111. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(98\)00122-5](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(98)00122-5).
- Wright W.I. (1938) The composition and occurrence of garnets. *Am. Miner.*, **23**, 436-449.
- Zack T., Moraes R., Kronz A. (2004a) Temperature dependence of Zr in rutile: empirical calibration of a rutile thermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **148**, 471-488. <https://doi.org/10.1007/s00410-004-0617-8>.
- Zack T., von Eynatten H.V., Kronz A. (2004b) Rutile geochemistry and its potential use in quantitative provenance studies. *Sediment. Geol.*, **171**, 37-58. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2004.05.009>.
- sediments of the Czorsztyn Unit (Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians, Slovakia). *Geologica Carpathica*, **60**(6), 463-483. doi: 10.2478/v10096-009-0034-z.
- Avigad D., Morag N., Abbo A., Gerdes A. (2017) Detrital rutile U-Pb perspective on the origin of the great Cambro-Ordovician sandstone of North Gondwana and its linkage to orogeny. *Gondwana Res.*, **51**, 17-29. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.07.001>.
- Chopin C. (1983) Magnesiochloritoid, a key-mineral for the petrogenesis of high-grade pelitic blueschists. *Bull. Mineral.*, **106**, 715-717. DOI: 10.3406/bulmi.1983.7692.
- Chopin C., Schreyer W. (1983) Magnesiochloritoid and magnesiochloritoid: two index minerals of pelitic blueschists and their preliminary phase relations in the model system MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *Am. J. Sci.*, **283**, 72-96.
- Cookinboo H.O., Bustin R.M., Wilks K.R. (1997) Detrital chromian spinel compositions used to reconstruct the tectonic setting of provenance: implications for orogeny in the Canadian cordillera. *J. Sediment. Res.*, **67**, 116-123. <https://doi.org/10.1306/D4268509-2B26-11D7-8648000102C1865D>.
- Copjakova R., Sulovsky P., Paterson B.A. (2005) Major and trace elements in pyrope-almandine garnets as sediment provenance indicators of the Lower Carboniferous Culm sediments, Drahan Uplands, Bohemian Massif. *Lithos*, **82**(1-2), 51-70. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.12.006>.
- Dick H.J.B., Bullen T. (1984) Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **86**, 54-76. <https://doi.org/10.1007/BF00373711>.
- Dutrow B.L., Henry D.J. (2011) Tourmaline: a geologic DVD. *Elements*, **7**, 301-306. <https://doi.org/10.2113/gselements.7.5.301>.
- Ertl A. (2009) Characterisation of tourmalines from different environments and correlations between structural and chemical data. Dissertation Doktor der Naturwissenschaften (Dr. rer. nat.), University of Vienna. Fakultät für Geowissenschaften, Geographie und Astronomie, 888 p.
- Farnsworth-Pinkerton S., McMillan N.J., Dutrow B.L., Henry D.J. (2018) Provenance of detrital tourmalines from Proterozoic metasedimentary rocks in the Picuris Mountains, New Mexico, using Laser-Induced Breakdown Spectroscopy. *J. Geosci.*, **63**, 193-198. DOI: 10.3190/jgeosci.261.
- Faupl P., Pavlopoulos A., Klotzli U., Petrakakis K. (2006) On the provenance of mid-Cretaceous turbidites of the Pindos zone (Greece): implications from heavy mineral distribution, detrital zircon ages and chrome spinel chemistry. *Geol. Mag.*, **143**(3), 329-342. DOI: <https://doi.org/10.1017/S001675680600197X>.
- Force E.R. (1980) The provenance of rutile. *J. Sediment. Petrol.*, **50**(2), 485-488. <https://doi.org/10.1306/212F7A31-2B24-11D7-8648000102C1865D>.
- Garzanti E., Andò S., Vezzoli G. (2008) Settling-equivalence of detrital minerals and grain size dependence of sediment composition. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **273**, 138-151. doi:10.1016/j.epsl.2008.06.020.
- Garzanti E., Limonta M., Resentini A., Bandopadhyay P.C., Najman Y., Andò S., Vezzoli G. (2013) Sediment recycling at convergent plate margins (Indo-Burman Ranges and Andaman-Nicobar Ridge). *Earth Sci. Rev.*, **123**, 113-132. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.04.008>.
- Hallsworth C.R., Chisholm J.I. (2008) Provenance of late

REFERENCES

- Allen C.M., Campbell I.H. (2007) Spot dating of detrital rutile by LA-Q-ICP-MS: a powerful provenance tool. *GSA Denver Annual Meeting. Abstract*, p. 196-12.
- Andò S., Garzanti E., Padoan M., Limonta M. (2012) Corrosion of heavy minerals during weathering and diagenesis: a catalog for optical analysis. *Sediment. Geol.*, **208**, 165-178. doi:10.1016/j.sedgeo.2012.03.023.
- Arai S. (1992) Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks: a potential guide to magma chemistry. *Mineral. Mag.*, **56**(383), 173-184. DOI: <https://doi.org/10.1180/minmag.1992.056.383.04>.
- Aubrecht R., Méres Š., Sýkora M., Mikuš T. (2009) Provenance of the detrital garnets and spinels from the Albian

- Carboniferous sandstones in the Pennine Basin (UK) from combined heavy mineral, garnet geochemistry and palaeocurrent studies. *Sediment. Geol.*, **203**(3), 196-212. DOI: 10.1016/j.sedgeo.2007.11.002
- Haughton P.D.W., Farrow C.M. (1989) Compositional variations in Lower Old Red Sandstone garnets from the Midland Valley of Scotland and the Anglo-Welsh Basin. *Geol. Mag.*, **126**, 373-396. DOI: 10.1017/S0016756800006579.
- Hegner E., Gruler M., Hann H.P., Chen F., Güldenphenning M. (2005) Testing tectonic models with geochemical provenance parameters in greywacke. *J. Geol. Soc. (London)*, **162**, 87-96. DOI: <https://doi.org/10.1144/0016-764904-029>.
- Henry D.J., Dutrow B.L. (1992) Tourmaline in a low grade clastic metasedimentary rock: an example of the petrogenetic potential of tourmaline. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **112**, 203-218. DOI: 10.1007/BF00310455.
- Henry D.J., Dutrow B.L. (1996) Metamorphic tourmaline and its petrologic applications. *Boron: mineralogy, petrology and geochemistry* (Eds E.S. Grew, L.M. Anovitz). *Rev. Mineral.*, **33**, 503-557.
- Henry D.J., Guidotti C.V. (1985) Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. *Am. Mineral.*, **70**, 1-15.
- Henry D.J., Novák M., Hawthorne F.C., Ertl A., Dutrow B.L., Uher P., Pezzotta F. (2011) Nomenclature of the tourmaline-supergroup minerals. *Am. Mineral.*, **96**(5-6), 895-913. DOI: <https://doi.org/10.2138/am.2011.3636>
- Irvine T.N. (1974) Petrology of the Duke Island ultramafic complex, southeastern Alaska. *Geol. Soc. Am. Memoir*, **138**, 240 p. DOI: <https://doi.org/10.1130/MEM138-p1>.
- Kamenetsky V., Crawford A., Meffre S. (2001) Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. *J. Petrol.*, **42**(4), 655-671. DOI: <https://doi.org/10.1093/petrology/42.4.655>.
- Kanouo N.S., Yongue R.F., Chen S., Njonfang E., Ma C., Ghogomu T.R., Zhao J., Sababa E. (2012) Greyish-Black Rutile Megacrysts from the Nsanaragati Gem Placer, SW Cameroon: Geochemical Features and Genesis. *J. Geogr. Geol.*, **4**(2), 134-146. DOI: <https://doi.org/10.5539/jgg.v4n2p134>.
- Kooijman E., Mezger K., Berndt J. (2010) Constraints on the U-Pb systematics of metamorphic rutile from in situ LA-ICP-MS analysis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **293**(3-4), 321-330. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.02.047>.
- Kooijman E., Smit M.A., Mezger K., Berndt J. (2012) Trace element systematics in granulite facies rutile: implications for Zr geothermometry and provenance studies. *J. Metamorph. Geol.*, **30**, 397-412. DOI: 10.1111/j.1525-1314.2012.00972.x.
- Kowal-Linka M., Stawikowski W. (2013) Garnet and tourmaline as provenance indicators of terrigenous material in epicontinental carbonates (Middle Triassic, S Poland). *Sediment. Geol.*, **291**, 27-47. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2013.03.005>.
- Krawinkel H., Wozacek S., Krawinkel J., Hellmann W. (1999) Heavy-mineral analysis and clinopyroxene geochemistry applied to provenance analysis of lithic sandstones from the Azuero-Sona complex (NW Panama). *Sediment. Geol.*, **124**, 149-168. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(98\)00125-0](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(98)00125-0).
- Krippner A., Meinhold G., Morton A.C., von Eynatten H. (2014) Evaluation of garnet discrimination diagrams using geochemical data of garnets derived from various host rocks. *Sediment. Geol.*, **306**, 36-52. <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2014.03.004>.
- Lenaz D., Kamenetsky V., Crawford A., Princivalle F. (2000) Melt inclusions in detrital spinel from the SE Alps (Italy-Slovenia): a new approach to provenance studies of sedimentary basins. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **139**(6), 748-758. DOI: <https://doi.org/10.1007/s004100000170>.
- Leterrier J., Maury R.C., Thonon P. (1982) Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **59**, 139-154. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(82\)90122-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(82)90122-4).
- Litogeokhimiya terrigennykh assotsiatsii yuzhnykh vpadin Predural'skogo progiba* [Lithogeochemistry of the Cis-Uralian foredeep Southern depressions sedimentary series]. (2015) Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 308 p. (In Russian)
- Malinovskii A.I., Markevich V.P., Tuchkova M.I. (2006) Heavy detrital minerals of sedimentary rocks as the indicators of geodynamic environments for Eastern Asia orogenic palaeobasins. *Vestnik KRAUNTs. Nauki o Zemle*, (2), 97-111. (In Russian)
- Mange M.A., Maurer H.F.W. (1991) Schwerminerale in Farbe. Stuttgart, Enke, 148 p.
- Mange M.A., Morton A.C. (2007) Geochemistry of heavy minerals. *Heavy Minerals in Use* (Eds M.A. Mange, D.T. Wright). *Dev. Sediment.*, **58**. Amsterdam, Elsevier, 345-391.
- Maslov A.V., Mel'nychuk O.Yu., Mizens G.A., Titov Yu.V. (2019) Provenance reconstructions. Article 1. Mineralogical and petrographic approaches and methods. *Litosfera*, **19**(6), 834-860. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-6-834-860. (In Russian)
- Maslov A.V., Mel'nychuk O.Yu., Mizens G.A., Titov Yu.V., Chervyakovskaya M.V. (2020) Provenance reconstructions. Article 2. Litho- and isotope-geochemical approaches and methods. *Litosfera*, **20**(1), 40-62. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-1-40-62. (In Russian)
- Martínek K., Štolfová K. (2009) Provenance study of Permian non-marine sandstones and conglomerates of the Krkonoše Piedmont Basin (Czech Republic): exotic marine limestone pebbles, heavy minerals and garnet composition. *Bull. Geosci.*, **84**(3), 555-568. DOI: 10.3140/bull.geosci.1064.
- Meinhold G. (2010) Rutile and its applications in earth sciences. *Earth Sci. Rev.*, **102**(1-2), 1-28. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.06.001>.
- Meinhold G., Anders B., Kostopoulos D., Reischmann T. (2008) Rutile chemistry and thermometry as provenance indicator: An example from Chios Island, Greece. *Sediment. Geol.*, **203**(1-2), 98-111. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.11.004>.
- Meinhold G., Morton A.C., Fanning C.M., Whitham A.G. (2011) U-Pb SHRIMP ages of detrital granulite-facies rutiles: further constraints on provenance of Jurassic sandstones on the Norwegian margin. *Geol. Mag.*, **148**, 473-480. <https://doi.org/10.1017/S0016756810000877>.
- Meinhold G., Reischmann T., Kostopoulos D., Frei D., Larionov A.N. (2010) Mineral chemical and geochronological constraints on the age and provenance of the eastern Circum-Rhodope Belt low-grade

- metasedimentary rocks, NE Greece. *Sediment. Geol.*, **229**(4), 207-223. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2010.06.007>.
- Mizens G.A., Maslov A.V., Badida L.V., Vovna G.M., Kiselev V.I., Ronkin Yu.L., Khiller V.V. (2015) Molasse of the Belskii depression of the Cis-Uralian foredeep: Modern data about provenance. *Dokl. Earth Sci.*, **465**(2), 1207-1210 (translated from *Dokl. AN*, **465**(4), 460-463). DOI: <https://doi.org/10.1134/S1028334X15120041>.
- Morton A.C. (1991) Geochemical studies of detrital heavy minerals and their application to provenance research. *Development in sedimentary provenance studies*. Eds A.C. Morton, S.P. Todd, P.D.W. Houghton. Spec. Publ. Geol. Soc. London, **57**, 31-45. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1991.057.01.04>.
- Morton A.C. (1985) Heavy minerals in provenance studies. *Provenance of Arenites*. Ed. G.G. Zuffa. Dordrecht, Reidel, 249-277. DOI: 10.1007/978-94-017-2809-6_12.
- Morton A.C. (1987) Influences of provenance and diagenesis on detrital garnet suites in the Forties sandstone, Paleocene, central North Sea. *J. Sediment. Petrol.*, **57**, 1027-1032. <http://dx.doi.org/10.1306/212F8CD8-2B24-11D7-8648000102C1865D>.
- Morton A., Chenery S. (2009) Detrital Rutile Geochemistry and Thermometry as Guides to Provenance of Jurassic–Paleocene Sandstones of the Norwegian Sea. *J. Sediment. Res.*, **79**(7), 540-553. DOI: <https://doi.org/10.2110/jsr.2009.054>.
- Morton A., Hallsworth C., Chalton B. (2004) Garnet compositions in Scottish and Norwegian basement terrains: a framework for interpretation of North Sea sandstone provenance. *Mar. Petrol. Geol.*, **21**(3), 393-410. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2004.01.001>.
- Nascimento M., Góes A., Macambira M., Brod J. (2007) Provenance of Albian sandstones in the São Luís–Grajaú Basin (northern Brazil) from evidence of Pb–Pb zircon ages, mineral chemistry of tourmaline and palaeocurrent data. *Sediment. Geol.*, **201**(1-2), 21-42. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.04.005>.
- Nechaev V.P. (1991) Evolution of the Philippine and Japan Seas from the clastic sediment record. *Mar. Geol.*, **97**, 167-190. DOI: 10.1016/0025-3227(91)90025-Y.
- Nemec O., Huraiová M. (2018) Provenance study of detrital garnets and rutiles from basaltic pyroclastic rocks of Southern Slovakia (Western Carpathians). *Geol. Carpathica*, **69**(1), 17-29. doi: 10.1515/geoca-2018-0002.
- Nisbet E.G., Pearce J.A. (1977) Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **63**, 149-160. <https://doi.org/10.1007/BF00398776>.
- Okay N., Zack T., Okay A.I., Barth M. (2011) Sinistral transport along the Trans-European Suture Zone: detrital zircon-rutile geochronology and sandstone petrography from the Carboniferous flysch of the Pontides. *Geol. Mag.*, **148**(3), 380-403. <https://doi.org/10.1017/S0016756810000804>.
- Rosel D., Zack T., Barth M., Moller A., Oalmann J. (2011) U/Pb age spectra of detrital rutile as a powerful tool for provenance analysis. *Mineral. Mag.*, **75**, 1735.
- Rosel D., Zack T., Boger S.D. (2014) LA–ICP–MS U–Pb dating of detrital rutile and zircon from the Reynolds Range. A window into the Palaeoproterozoic tectonosedimentary evolution of the North Australian Craton. *Pre-camb. Res.*, **255**, 381-400. <https://doi.org/10.1016/j.precambres.2014.10.006>.
- Rosel D., Zack T., Moller A. (2018) Interpretation and significance of combined trace element and U–Pb isotopic data of detrital rutile: a case study from late Ordovician sedimentary rocks of Saxo-Thuringia, Germany. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*. <https://doi.org/10.1007/s00531-018-1643-5>.
- Rozendaal A., Philander C., Carelse C. (2009) Characteristics, recovery and provenance of rutile from the Namakwa Sands heavy mineral deposit, South Africa. *What next. The 7th Int. Heavy Minerals Conf.* The Southern African Institute of Mining and Metallurgy, 9-16.
- Salata D. (2014) Detrital tourmaline as an indicator of source rock lithology: an example from the Ropianka and Menilite formations (Skole Nappe, Polish Flysch Carpathians). *Geol. Quarterly*, **58**(1), 19-30. DOI: <http://dx.doi.org/10.7306/gq.1133>.
- Schuiling R.D., deMeijer R.J., Riezebos H.J., Scholten M.J. (1985) Grain size distribution of different minerals in a sediment as a function of their specific density. *Geol. Mijnbouw*, **64**, 199-203.
- Shchuka S.A., Vrzhecek A.A. (1983) Ultrabasic volcanism of the Pacific belt and systematics of meimechites and komatiites. *Vulkanologiya i Seismologiya*, (2), 3-15. (In Russian)
- Small D., Parrish R.R., Austin W.E.N., Cawood P.A., Rinterknecht V. (2013) Provenance of North Atlantic ice-rafted debris during the last deglaciation – a new application of U–Pb rutile and zircon geochronology. *Geology*, **41**(2), 155-158. <https://doi.org/10.1130/G3359.4.1>.
- Sobolev N.V. (1964) *Parageneticheskie tipy granatov* [Paragenetic types of pomegranates]. Moscow, Nauka Publ., 218 p. (In Russian)
- Stendal H., Toteu S.F., Frei R., Penaye J., Njel U.O., Basahak J., Nni J., Kankeu B., Ngako V., Hell J.V. (2006) Derivation of detrital rutile in the Yaoundé region from the Neoproterozoic Pan-African belt in southern Cameroon (Central Africa). *J. African Earth Sci.*, **44**, 443-458. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2005.11.012>.
- Tebbens L.A., Kroonenberg S.B., van der Berg M.W. (1995) Compositional variation of detrital garnets in Quaternary Rhine, Meuse and Baltic River sediments in the Netherlands. *Geol. Mijnbouw*, **74**, 213-224.
- Teraoka Y. (2003) Detrital garnets from Paleozoic to Tertiary sandstones in Southwest Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **54**, 171-192.
- Tomkins H.S., Powell R., Ellis D.J. (2007) The pressure dependence of the zirconium-in-rutile thermometer. *J. Metamorph. Geol.*, **25**(6), 703-713. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2007.00724.x>.
- Triebold S., von Eynatten H., Luvizotto G., Zack T. (2007) Deducing source rock lithology from detrital rutile geochemistry: An example from the Erzgebirge, Germany. *Chem. Geol.*, **244**(3-4), 421-436. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.06.033>.
- Triebold S., von Eynatten H., Zack T. (2005) Trace elements in detrital rutile as provenance indicator: A case study from the Erzgebirge, Germany. *Sediment 2005, Abstr. Schriftenr. Dt. Ges. Geowiss.* Eds H. Haas, K. Ramseier, F. Schlunegger, **38**, 144-145.
- Triebold S., von Eynatten H., Zack T. (2012) A recipe for the use of rutile in sedimentary provenance analysis. *Sed. Geol.*, **282**, 268-275. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.09.008>.

- Újvári G., Klötzli U., Kiraly F., Ntaflou T. (2013) Towards identifying the origin of metamorphic components in Austrian loess: insights from detrital rutile chemistry, thermometry and U-Pb geochronology. *Quat. Sci. Rev.*, **75**, 132-142. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.06.002>.
- Vďačný M., Bačík P. (2015) Provenance of the Permian Malužina Formation sandstones (Male Karpaty Mountains, Western Carpathians): evidence of garnet and tourmaline mineral chemistry. *Geol. Carpathica*, **66**(2), 83-97. doi: 10.1515/geoca-2015-0012.
- Velbel M.A. (2007) Surface textures and dissolution processes of heavy minerals in the sedimentary cycle: examples from pyroxenes and amphiboles. *Heavy Minerals in Use*. Eds M. Mange, D.K. Wright. *Dev. Sediment.*, **58**. Amsterdam, Elsevier, 112-150.
- Viator D.B. (2003) Detrital Tourmaline as an Indicator of Provenance: a Chemical and Sedimentological Study of Modern Sands from the Black Hills, South Dakota. MSci. Thesis, Louisiana State University, Baton Rouge, 139 p.
- von Eynatten H., Gaupp R. (1999) Provenance of Cretaceous synorogenic sandstones in the Eastern Alps: constraints from framework petrography, heavy mineral analysis and mineral chemistry. *Sed. Geol.*, **124**, 81-111. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(98\)00122-5](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(98)00122-5).
- Wright W.I. (1938) The composition and occurrence of garnets. *Am. Miner.*, **23**, 436-449.
- Zack T., Moraes R., Kronz A. (2004a) Temperature dependence of Zr in rutile: empirical calibration of a rutile thermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **148**, 471-488. <https://doi.org/10.1007/s00410-004-0617-8>.
- Zack T., von Eynatten H.V., Kronz A. (2004b) Rutile geochemistry and its potential use in quantitative provenance studies. *Sediment. Geol.*, **171**, 37-58. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2004.05.009>.

УДК 552.08:553.08:550.42

DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-2-168-183

Минералого-геохимические особенности черных сланцев окружения Карской астроблемы (Пай-Хой)

Н. С. Ковальчук, Т. Г. Шумилова

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, 167000, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54, e-mail: kovalchuk@geo.komisc.ru

Поступила в редакцию 06.02.2019 г., принята к печати 08.05.2019 г.

Объект исследования. Изучены позднепалеозойские (D_3 – P_1) черносланцевые толщи окружения Карской астроблемы (Пай-Хой). **Материалы и методы.** Опробование пород проводилось радиально по профилю от борта астроблемы – приконтактной зоны с импактитами – с выходом в не затронутые постимпактными преобразованиями черные сланцы. Проведен анализ минералогических и геохимических особенностей черных сланцев окружения Карской астроблемы с применением комплекса современных методов исследований (ЦКП “Геонаука”, ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН) для выявления возможной мобилизации, переотложения и концентрирования рудного вещества в условиях интенсивной постимпактной гидротермальной переработки. **Результаты исследований и выводы.** Определены геохимические особенности углеродистых отложений, претерпевших постимпактные гидротермальные процессы в районе окружения Карской импактной структуры. Выявлены резко аномальные содержания Mn, B, Zr, Sr, Ge, Cd, Hf, Se, Eu и аномальные Ti, Ba, Cr, Rb, Li, Ce, La, Ga, Sc, Co, Cs, Gd, Dy, W. Установлена геохимическая специфика концентрирования компонентов в различных районах Карской астроблемы, связанная со специализацией пород мишени. Диагностированы собственные редкометалльные и редкоземельные минералы, сульфиды, тиманнит (HgSe).

Ключевые слова: черные сланцы, редкоземельные минералы, металлоносность, гидротермальные процессы, постимпактные преобразования, рудоносный потенциал, Карская астроблема, Пай-Хой

Благодарность

Авторы выражают благодарность Е.М. Тропникову, С.И. Исаенко, С.С. Шевчуку, Д.В. Кузьмину и В.Н. Филиппову за помощь в проведении аналитических работ.

Работа выполнена при финансовой поддержке НИР ГР № АААА-А17-117121270036-7.

Mineralogical and geochemical features of the black shales surrounding the Kara Astrobleme (Pay-Khoy)

Natalia S. Kovalchuk, Tatyana G. Shumilova

IG FRC Komi SC UB RAS, 54 Pervomaiskaya st., Syktyvkar 167000, Russia, e-mail: kovalchuk@geo.komisc.ru

Received 06.02.2019, accepted 08.05.2019

Research subject. The Late Paleozoic (D_3 – P_1) black shale strata surrounding the Kara Astrobleme (Pay-Khoy) were studied. **Materials and methods.** The rocks were sampled radially along the profile from the edge of the astrobleme (the at the contact zone with impactites) with access to black shales that were not affected by post-impact transformations. An analysis of the mineralogical and geochemical features of the black shales surrounding the Kara astrobleme was carried out using a complex of modern research methods (Geonauka Centre for Collective Use, IG FRC Komi Scientific Centre, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences) in order to identify the possible mobilisation, re-deposition and concentration of ore matter under the conditions of intensive post-impact hydrothermal altering. **Results and conclusions.** The geochemical features of the black shale deposits altered by post-impact hydrothermal processes in the vicinity of the Kara impact structure were determined. The sharp abnormal contents of Mn, B, Zr, Sr, Ge, Cd, Hf, Se and Eu as well as the abnormal contents of Ti, Ba, Cr, Rb, Li, Ce, La, Ga, Sc, Co, Cs, Gd, Dy and W were revealed. The geochemical concentration specificity of components in different regions of the Kara astrobleme associated with the specialisation of target rocks was established. Rare-metal and rare-earth minerals, sulphides and thymannite (HgSe) were diagnosed.

Keywords: black shales, rare-earth minerals, metal mineralisation, hydrothermal processes, post-impact transformations, ore-bearing potential, Kara astrobleme, Pay-Khoy

Для цитирования: Ковальчук Н.С., Шумилова Т.Г. (2020) Минералого-геохимические особенности черных сланцев окружения Карской астроблемы (Пай-Хой). *Литосфера*, 20(2), 168–183. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-2-168-183

For citation: Kovalchuk N.S., Shumilova T.G. (2020) Mineralogical and geochemical features of the black shales surrounding the Kara Astrobleme (Pay-Khoy). *Litosfera*, 20(2), 168–183. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-2-168-183

© Н.С. Ковальчук, Т.Г. Шумилова, 2020

Acknowledgments

The authors are grateful to E.M. Tropnikov, S.I. Isaenko, S.S. Shevchuk, D.V. Kuzmin and V.N. Filippov for their help in conducting analytical work.

This work was financially supported by Project NIR GR No. AAAA-A17-117121270036-7.

ВВЕДЕНИЕ

Черные сланцы, как известно, представляют собой весьма благоприятную геохимическую среду для первичного накопления и наложенного концентрирования многих промышленно важных элементов и на протяжении нескольких десятилетий вызывают повышенный интерес у геологов. Рудоносность углеродсодержащих пород широко изучается (Летников и др., 1996; Юдович и др., 1998а; А.Ф. Карпузов, А.А. Карпузов, 2005; Данилова и др., 2007, 2015; Жмодик и др., 2008; Ханчук и др., 2010; Рафаилович и др., 2011; Сазонов и др., 2011; и др.), среди наиболее значимых объектов выделяются в первую очередь месторождения черносланцевого (сухоложского) типа с гидротермальной минерализацией (Буряк, Хмелевская, 1997; Вуд, Попов, 2006; Дубинина и др., 2014; и др.). При относительно невысоких содержаниях редких и благородных металлов аналогичные объекты черносланцевого типа могут иметь огромные запасы, что делает добычу рентабельной.

Несмотря на значительную степень изученности черных сланцев на территории Пай-Хоя и Лемвинской зоны севера Урала (Юдович и др., 1998а, б), подобных системных специализированных работ по рудоносности и выявлению потенциально промышленных объектов черносланцевого типа как на Полярном и Приполярном Урале, так и на Тимане и Пай-Хое не проводилось. Данная территория наименее изучена в отношении выявления потенциальных рудоносных объектов черносланцевого типа.

В то же время направление по изучению, выявлению новых объектов черносланцевого типа и вовлечению их в эксплуатацию активно развивается в мире и в других российских регионах (А.Ф. Карпузов, А.А. Карпузов, 2005; Карпузов и др., 2008; Марченко, 2011; Wang et al., 2014). На данный момент уже накоплен достаточно богатый опыт по изучению рудопроявлений, связанных с черными сланцами, который будет полезен для Тимано-Североуральского региона и Пай-Хоя и может способствовать повышению рудоносного потенциала территории. Особый интерес представляют черные сланцы с проявлением постимпактной гидротермальной минерализации. Проявления гидротермальной минерализации в черносланцевых толщах известны в большинстве импактных структур на Земле, а в ряде астроблем с ней связаны рудные месторождения и рудопроявления (Масайтис и др.,

1994; Наумов, 1996). Среди таких объектов весьма перспективны черносланцевые толщи окружения Карской астроблемы, подверженные гидротермальным процессам, спровоцированным импактным событием.

ОБЪЕКТ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Объектом исследований являются позднепалеозойские (D_3-P_1) черносланцевые толщи окружения Карской астроблемы (Пай-Хой). Опробование толщ проводилось по профилю радиально от центра астроблемы – приконтактной зоны с импактатами (борт астроблемы) с выходом в не затронутые постимпактными преобразованиями черные сланцы. Нами проведен анализ минералогических и геохимических особенностей черных сланцев мишени окружения Карского импактного события с применением комплекса современных методов исследований для выявления возможной мобилизации, переотложения и концентрирования рудного вещества в условиях интенсивной постимпактной гидротермальной переработки. Аналитические исследования проведены в ЦКП “Геонаука”, ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН.

Структурно-текстурные особенности пород изучены с помощью поляризационного микроскопа POLAM R-312 (ЛОМО). Содержание микроэлементов в черных сланцах определено методом ICP-MS (масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой) на спектрометре ICP-MS Agilent 7700х (аналитик Д.В. Кузьмин). Состав отдельных минеральных фаз проводился с использованием спектроскопии комбинационного рассеяния света на рамановском спектрометре LabRam HR800 (Horiba Jobin Yvon). Условия регистрации спектров: Ar⁺ лазер ($\lambda = 514.5$ нм, мощность = 10 мВ); конфокальное отверстие – 300 мкм, щель – 100 мкм, решетка спектрометра – 600 ш/мм, время экспозиции – 10 с, количество циклов накопления сигнала в участке спектра – 3, диапазон регистрации спектров – 100–4000 см⁻¹. Регистрация спектров осуществлялась при комнатной температуре (аналитик С.И. Исаенко). Термические исследования черных сланцев проводились на дериватографе Shimadzu DTG-60H (аналитик Е.М. Тропников). Определение изотопного состава углерода в породах было выполнено на масс-спектрометре Finnigan Delta V Advantage (Thermo Fisher Scientific, аналитик И.В. Смолева). Для определения содержания органического углерода (C_{org}) в породе ис-

пользовался экспресс-анализатор на углерод АН-7529 (аналитик С.А. Забоева). Диагностика и состав минералов осуществлялись на сканирующих электронных микроскопах JSM-6400 с энергодисперсионной приставкой Link, ISIS-300 (аналитик В.Н. Филиппов) и Tescan Vega 3 LMN с энергодисперсионной приставкой OxfordInstruments X-Max (аналитики С.С. Шевчук, Е.М. Тропников) в аншлифах, подготовленных стандартным способом с углеродным напылением. В связи с использованной модификацией оборудования при определении минералов содержания CO_2 , F, H_2O были основаны на расчетных данных.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Карская астроблема является одной из крупнейших в России (Масайтис и др., 1980; Вишневский, 2007), она расположена на северо-восточном склоне горного кряжа Пай-Хой Югорского полуострова примерно в 200 км к северу от г. Воркуты в бассейнах рек Кара, Сибирчатая-Яха, Сопча-Ю и др.

Район исследований относится к Залаиро-Лемвинской структурно-формационной зоне (СФЗ), которая включена в Западно-Уральскую мегазону (СФМЗ). Залаиро-Лемвинская СФЗ на территории Карской астроблемы представлена Пайхойской подзоной, которая, в свою очередь, занимает осевую часть Пайхойского кряжа, а ее западная граница проходит по линии Главного Пайхойского надвига. Основание разреза подзоны сложено хенгурской свитой позднекембрийско-среднеордовикского возраста, которая на Югорском полуострове с резким угловым несогласием залегает на рифейско-вендских отложениях амдерминской, морозовской и сокольниковской свит. Далее разрез наращивается тальбейтивисской свитой среднего ордовика, сопчинской свитой верхнего ордовика, оюской и ливановской свитами силура-нижнего девона, падейской свитой нижнего-среднего девона, путыюской и громашорской свитами верхнего девона. С девона в Карском районе накапливается последовательность из батинальных осадков силовых хинской (верхний девон-нижний карбон), карской (нижний карбон) и карасиловской (средний карбон-верхняя пермь) свит (Шишкин и др., 2012). Углеродистые толщи мишени Карской астроблемы представлены верхнедевонско-нижнепермскими кремнисто-глинистыми, углисто-известковисто-кремнистыми сланцами и алевролитами.

В строении Карской импактной структуры выделяется два структурных этажа: нижний – верхнепротерозойский – и верхний – палеозойский (рис. 1). Нижний, сложенный нерасчлененными верхнепротерозойскими образованиями мощностью более 6 км и имеющий выходы лишь в ядре Пай-Хойского антиклинория, в пределах Карской астроблемы

мы вскрыт скважинами на глубине ≈ 500 м в области центрального поднятия. Верхний структурный этаж, по породам которого сформирован Карский метеоритный кратер, имеет мощность более 5 км и включает в себя отложения от ордовика до перми. Палеозойские отложения сложены карбонатными, глинистыми, кремнисто-глинистыми, углисто-известковисто-кремнистыми, терригенными песчано-глинистыми породами с прослоями и линзами известняков и углей. Породы смяты в мелкие складки северо-западного простирания ($290\text{--}320^\circ$), близкого к простиранию пород Пай-Хойского антиклинория. Падение крыльев складок меняется от $5\text{--}10$ до $60\text{--}80^\circ$ (Импактные кратеры..., 1990).

В окрестностях Карской астроблемы дезинтеграция и постимпактные гидротермальные преобразования просматриваются на расстоянии 15–20 км от борта астроблемы.

ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОХИМИЯ УГЛЕРОДИСТЫХ СЛАНЦЕВ

В районе Карской астроблемы углеродистые сланцы по составу петрогенных элементов и значениям петрохимических модулей (Юдович и др., 19986) соответствуют силитам и сиаллитам. В целом их химический состав характеризуется повышенными содержаниями MgO (0.64–5.56 мас. %) и Fe_2O_3 (0.47–4.56 мас. %) (табл. 1).

По данным ICP-MS, распределение элементов-примесей в углеродистых сланцах неравномерно. Черносланцевые толщи в районе Карской астроблемы относительно кларков “черных сланцев” мира (Юдович, Кетрис, 1994) обогащены литофильными элементами (Li, Sr, Ba, Ti, Mn, B, Zr, Rb, Hf, Sc, Cs и РЗЭ), халькофильными (Cd, Ge, Ga, Se) и сидерофильными (Co, Ni, W) (Ковальчук, Шумилова, 2017а). Распределение редких и редкоземельных элементов в черных сланцах Карской астроблемы показаны на рис. 2. Содержание РЗЭ в сланцах в зоне импактитов и на удалении существенно не различается и в среднем $\Sigma\text{РЗЭ}$ составляет 470–580 г/т. При этом значительные вариации отношений La/Yb (2.63–28.29), Ce/Lu (15.30–395.28) и содержания иттрия (4.01–140.03 г/т), вероятно, связаны со спецификой перераспределения вещества в процессе гидротермальных изменений. Распределение редких элементов в дезинтегрированных черных сланцах, вблизи развития зювитов на р. Кара и о-ве Моранго, сходно, спектры имеют четкие Sr- и Y-минимумы и Ba-максимум (см. рис. 2). Однако сильно измененные сланцы с руч. Тогорей отличаются Hf- и Zr-минимумами, U- и Eu-максимумами и пологим распределением РЗЭ, что свидетельствует о высоких концентрациях в породах тяжелых РЗЭ. Спектры из ритмично-чередующихся верхнедевонско-нижнепермских пачек сланцев на удалении от центра астроблемы

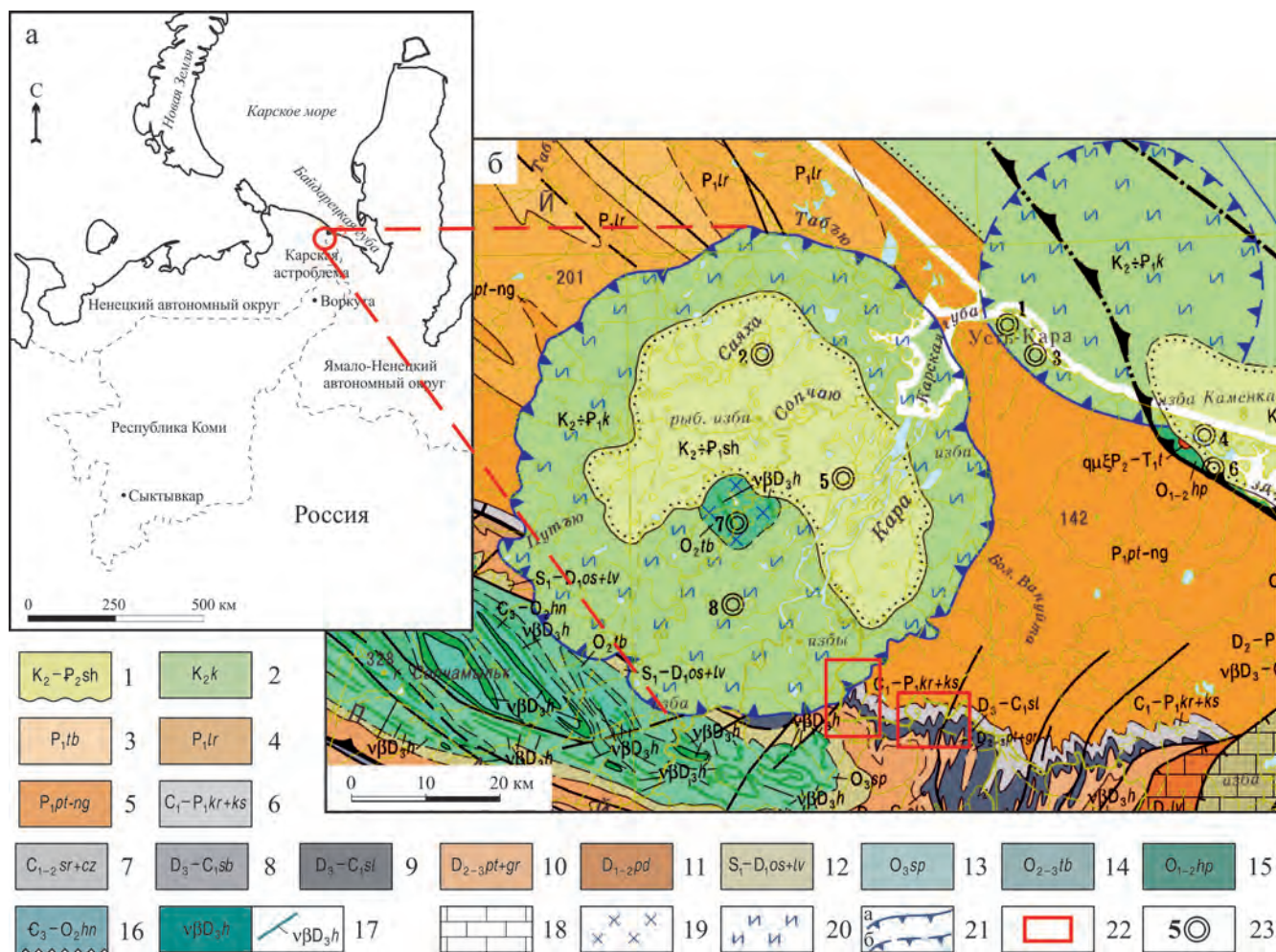


Рис. 1. Геологическая позиция Карской астроблемы.

а – административно-территориальная карта, б – фрагмент Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (Шишкин и др., 2012).

1 – сааяхинская толща: глины опоковидные, песчаные, алевролиты, переотложенные коптокlastиты; 2 – карский коптогенный комплекс: аллогенные брекчии, тагамиты, зювиты, коптокlastиты; 3 – табьуская свита: полимиктовые песчаники, алевролиты, аргиллиты, углистые аргиллиты, угли; 4 – лиуриянская свита: полимиктовые песчаники и алевролиты с мергелистыми и песчано-кальцитовыми конкрециями; 5 – пэтаркинская свита и нгебетахинская толща нерасчлененные: флишиоидное переслаивание известковых и слабоуглеродистых аргиллитов с прослоями кремнистых мергелей, известковых песчаников, алевролитов, алевролитистых аргиллитов; 6 – карская и карасиловская свиты объединенные: сланцы углеродисто-глинисто-кремнистые, фтаниты, силициты, прослои известняков, кремнистые и детритовые известняки с линзами кремней; 7 – сартыюская и цементнозаводская свиты объединенные: известняки доломитизированные, органогенно детритовые, глинистые, доломиты, водорослевые известняки и с желваками углей; 8 – сибирчатаяхинская толща: ритмичное переслаивание кремнистых известняков, известняков с линзами кремней, прослоев черных кремней; 9 – силоваяхинская свита: переслаивание фтанитов, черных сланцев, силицитов, углеродисто-кремнистых известняков, фосфоритовые конкреции; 10 – путьюская и громашорская свиты объединенные: сланцы карбонатно-кремнисто-глинистые ленточно-слоистые и углеродисто-кремнисто глинистые, силициты с линзами и конкрециями известняков; в кровле – маркирующий горизонт яшмоидов с карбонатами и силикатами марганца, фтаниты и черные сланцы с конкрециями; 11 – падейская свита: песчаники кварцевые, сланцы кремнисто-глинистые, силициты, линзы манганокarbonатов и баритов; 12 – оюская и ливановская свиты объединенные: ритмичное переслаивание сланцев, углеродисто-глинисто-кремнистых и их карбонатных разностей с углеродисто-кремнистыми известняками, известняки с тентакулитами, прослои сланцев (локально встречаются потоки базальтов); 13 – сопчинская свита: переслаивание известняков, кремнистых, детритовых, глинистых и сланцев глинисто-кремнистых, кремнисто-глинистых; 14 – тальбейтывисская свита: ритмичное переслаивание известковых песчаников, алевролитов, песчаных известняков, кремнисто-глинистых сланцев (локально базальты, туфолафы); 15 – харапшорская свита: известняки алевролитистые, глинистые, петельчатые, алевролиты; 16 – хенгурская свита: сланцы глинисто-кремнистые, кремнисто-глинистые и их углеродистые разности, редкие прослои известняков, локально развиты туфолавы, песчаники и алевролиты, гравелиты, конгломераты, прослои алевросланцев и углеродисто-глинистых сланцев; 17 – хенгурская свита: габбро-долеритовый: габбро-долериты, пикродолериты, долериты; 18 – рифовые известняки; 19 – автохтонные породы (коптокатакlastиты); 20 – аллохтонные породы (зювиты, глыбовые брекчии); 21 – границы астроблем (а – установленные, б – предполагаемые); 22 – район работ; 23 – главные буровые скважины и их номера.

Fig. 1. Kara astrobleme geological position.

a – administrative-territorial map, б – fragment of the State Geological Map of the Russian Federation at a scale of 1 : 1 000 000 (Shishkin et al., 2012).

1 – Saayakhinskaya strata: opoka clays, sandstone, aleurolites, redeposited coptoclastites; 2 – Kara coptogenic complex: allogenic breccias, tagamites, suevites, coptoclastites; 3 – Tabyusskaya suite: polymictic sandstones, aleurolites, argillites, carbonaceous argillites, coals; 4 – Liuryaginskaya suite: polymictic sandstones and aleurolites with marl and sandy-calcite nodules; 5 – Petarkinskaya suite and Ngebetayakhinskaya suite undifferentiated: flysch interbedding of calcareous and low-carbonaceous argillites with interlayers of siliceous marls, calcareous sandstones, aleurolite, silvic argillites; 6 – Kara and Karasilovskaya suites combined: carbonaceous-clay-siliceous schists, phtanites, silicites, limestone interlayers, siliceous and detrital limestones with silicon lenses; 7 – Sartyuskaya and Cementnozavodskaya suites combined: dolomitized limestone, organogenic detrital, argillaceous, dolomites, algal limestone and with coal nodules; 8 – Sibirchatayakhinskaya strata: rhythmic interbedding of siliceous limestones, limestones with silica lenses, layers of black flint; 9 – Silovakhinskaya suite: interbedded phtanite, black shales, silicites, carbonaceous siliceous limestones, phosphate concretions; 10 – Putyuskaya and Gromashorskaya suites combined: carbonate-siliceous-argillaceous tape-layered and carbonaceous-siliceous clay shales, silicites with lenses and limestone nodules; in the cap – marking horizon of jasperoids with carbonates and manganese silicates, phtanites and black shales with nodules; 11 – Padeyskaya suite: quartz sandstones, siliceous-clay shales, silicites, manganocarbonate and barite lenses; 12 – Oyuskaya and Livanovskaya suites combined: rhythmic interbedding of shale, carbonaceous-argillaceous-siliceous and their carbonate varieties with carbonaceous-siliceous limestones, limestones with tentaculites, interlayers of shales (basalt flows locally occur); 13 – Sopchinskaya suite: interbedded limestone, siliceous, detrital, clay, and clay-siliceous, siliceous-clay shales; 14 – Talbeytyvisskaya suite: rhythmic interbedding of calcareous sandstones, aleurites, sandy limestones, siliceous-clay shales (locally basalts, tuffolavas); 15 – Kharapeshorskaya suite: aleuritic, clay, looped limestones, aleurolite; 16 – Hengurskaya suite: clay-siliceous shales, siliceous-clay and their carbonaceous varieties, rare interlayers of limestone, locally developed tuffolavas, sandstone and aleurolites, gravelites, conglomerates, interlayers of aleuroshales and carbonaceous-clay shales; 17 – Hengursky gabbro-doleritic complex: gabbro-dolerites, picrodolerites, dolerites; 18 – reef limestone; impact (coptogenic) rocks: 19 – autochthonous rocks (coptocataclastites); 20 – allochthonous rocks (suevites, lumpy breccias); 21 – astrobleme boundaries (a – established, б – assumed); 22 – work area; 23 – main boreholes and their numbers.

на р. Мал. Серью характеризуются менее пологими распределениями РЗЭ и выраженной отрицательной Eu-аномалией, не свойственных для черных сланцев в зоне импактитов. В целом кривые распределения РЗЭ для черносланцевых пород в районе Карской импактной структуры соответствуют “черным сланцам” Урала (Козырева, 1996).

Согласно полученным данным, сланцы в непосредственной близости к кольцевому поднятию импактной структуры и на удалении несущественно различаются содержаниями микроэлементов. В то же время в разных районах наблюдается геохимическая специфика ряда компонентов. Так, в зоне развития зювитов на р. Кара черные сланцы по отношению к кларкам для “черных сланцев” мира (Юдович, Кетрис, 1994; Козырева, 1996) характеризуются резко аномальными содержаниями (в среднем, г/т): Mn (3200), B (800), Sr (450), Ge (32), Se (7.7), Cd (4.1), Eu (2.7) и аномальными – Ti (3600), Ba (1280), Cr (180), Ce (52), La (41), Ga (20), Gd (7.2), Dy (5.8), Cs (3.8), W (3.3). Черносланцевые толщи на удалении от центра астроблемы на р. Мал. Серью отличаются резко аномальными содержаниями (в среднем, г/т): Mn (5870), B (1730), Zr (630), Ge (60), Cd (18), Hf (14) и аномальными – Ti (4120), Ba (1000), Rb (160), Li (72), Ce (62), La (41), Ga (33), Sc (30), Co (27), Cs (7.8) и Eu (1.8). Остальные элементы имеют околосларковые значения.

МИНЕРАЛОГИЯ УГЛЕРОДИСТЫХ СЛАНЦЕВ

Углеродистые толщи в районе Карской астроблемы представлены верхнедевонско-нижнепермскими кремнисто-глинистыми, углисто-известковисто-кремнистыми сланцами и алевролита-

ми с интенсивно проявившейся жильной минерализацией, пиритизацией, формированием интенсивной редкоземельной минерализации. Породы метаморфизованы в условиях относительно низкого уровня регионального метаморфизма, о чем свидетельствует присутствие в породах хлорита и мусковита. В черных сланцах четко проявляется полосчатая текстура. Структура основной массы сланцев алевролитовая, пелитоморфная. Главные породообразующие минералы – кварц, мусковит, хлорит. Второстепенными являются плагиоклаз (альбит), калиевый полевой шпат, карбонаты (кальцит, доломит). Доломит в породе встречается в виде ромбоэдрических кристаллов и их сростков в ассоциации с кварцем, цирконом и монацитом. По составу доломит является железистым (Fe_2O_3 – до 18 мас. %), с поверхности нередко замещается сидеритом (Ковальчук, Шумилова, 2017). Также встречаются единичные зерна пироксена.

Сульфидная минерализация представлена чаще всего пиритом, халькопиритом, реже сфалеритом. В породе постоянно отмечается присутствие лимонитизированного пирита в виде фрамбоидов, образующегося предположительно за счет процесса сульфат-редукции бактериями (рис. 3а, б). Пирит в черных сланцах ассоциирует с хлоритом и углеродным веществом, образуя тесные агрегаты. Также встречаются сростки кристаллов пирита с монацитом. В качестве включений в пирите диагностированы сфалерит, халькопирит, апатит и микроскопические неидентифицируемые фазы PbO. В кварц-кальцитовых и кварц-ангидритовых микропрожилках встречен новообразованный пирит, образующий редкие кубические кристаллы и их сростки (см. рис. 3к). Общее количество сульфидов в сланцах достигает 3%.

Таблица 1. Петрохимический состав черных сланцев Карской астроблемы по данным силикатного анализа, мас. %
Table 1. Petrochemical composition of black shales of the Kara Astrobleme according to silicate analysis, wt %

Характеристика породы (привязка)	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ общ.	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	SO ₃	Сумма с п.п.п.	FeO	H ₂ O	CO ₂	Fe ₂ O ₃	CaO
Углеродистый алевролит черного цвета (Кара)	Кр 15-1-2	58.78	0.77	15.52	6.05	0.063	1.66	4.22	2.71	2.44	0.15	6.17	—	98.53	4.09	0.32	1.13	1.96	—
Алевролит тонкодисло- цированный с жильн минер (Кара)	Кр 15-1-8	56.72	0.74	15.17	7.1	0.11	3.6	4.88	1.9	2.25	0.16	7.04	0.1	99.77	5.09	0.36	2.34	2.01	—
Глинистый алевролит (Кара)	Кр 15-2-11	60.18	0.75	14.5	6.45	0.068	2.6	4.37	1.62	3.43	0.17	5.21	—	99.35	4.72	0.32	1.89	1.73	—
Алевролит углистый, се- кущий жилы (Тогорей)	Кр 15-13-124	45.46	0.47	11.4	5.69	0.23	9.15	2.49	2.09	0.33	0.093	18.22	10.86	106.48	1.02	5.45	1.74	4.67	—
Алевролит толстоплит- чатый (Тогорей)	Кр 15-13-125	31.64	0.1	2.99	4.96	1.73	24.48	5.01	0.26	0.41	6.67	20.37	0.49	99.11	3.14	0.25	17.67	1.82	—
Алевролит рыхлый (Тогорей)	Кр 15-14-132	65.44	0.56	11.6	2.15	0.03	0.5	1.17	2.83	1.06	0.1	12.96	1.18	99.57	0.1	0.79	0.18	2.05	0.44
Углеродистый сланец (о-в Моранго)	Кр 15-26-219	81.26	0.2	1.5	2.58	0.28	4.7	1.72	0.25	0.15	0.02	6.38	0.1	99.14	1.9	0.28	6.2	0.68	—
Углеродистый сланец де- зинтегрированный (о-в Моранго)	Кр 15-26-221	54.6	0.87	23.86	5.15	0.03	0.5	2.11	5.73	0.63	0.09	5.2	0.18	98.95	3.21	0.46	0.11	1.94	0.32
Углеродистый сланец (о-в Моранго)	Кр 15-26-226	61.7	0.74	18.87	6.1	0.03	0.5	2.11	4.19	0.44	0.07	4.5	0.13	99.39	4.63	0.36	0.17	1.47	0.44
Углеродистый сланец (Мал. Серью)	Кр 15-21-195	66.8	0.6	15.17	4.2	0.39	2.29	1.42	2.5	0.91	0.08	5.37	0.1	99.83	2.11	0.67	2.12	2.09	—
Алевролит углеродистый (Мал. Серью)	Кр 15-21-198	53.42	0.27	5.97	6.15	2.27	11.36	3.32	0.81	0.3	0.39	14.52	0.13	98.91	4.66	0.2	13.67	1.49	—
Углеродистый сланец де- зинтегрированный (Мал. Серью)	Кр 15-22-200	47.66	0.22	5.48	4.6	1.52	16.6	0.64	0.8	0.29	0.25	16.97	3.87	98.9	0.62	1.89	10.65	3.98	—
Углеродистый сланец тонкоплитчатый (Мал. Серью)	Кр 15-23-206	68.56	0.37	7.15	3.9	0.01	1.75	1.1	1.78	0.54	0.21	12.47	2.83	100.67	0.59	1.63	0.1	3.31	—
Алевролит тонкоплитча- тый (Лавовый)	Кр 15-10-83	54.74	0.86	15.08	8.31	0.091	3.54	5.56	2.32	1.75	0.2	7.52	—	99.97	5.64	0.34	2.79	2.67	—

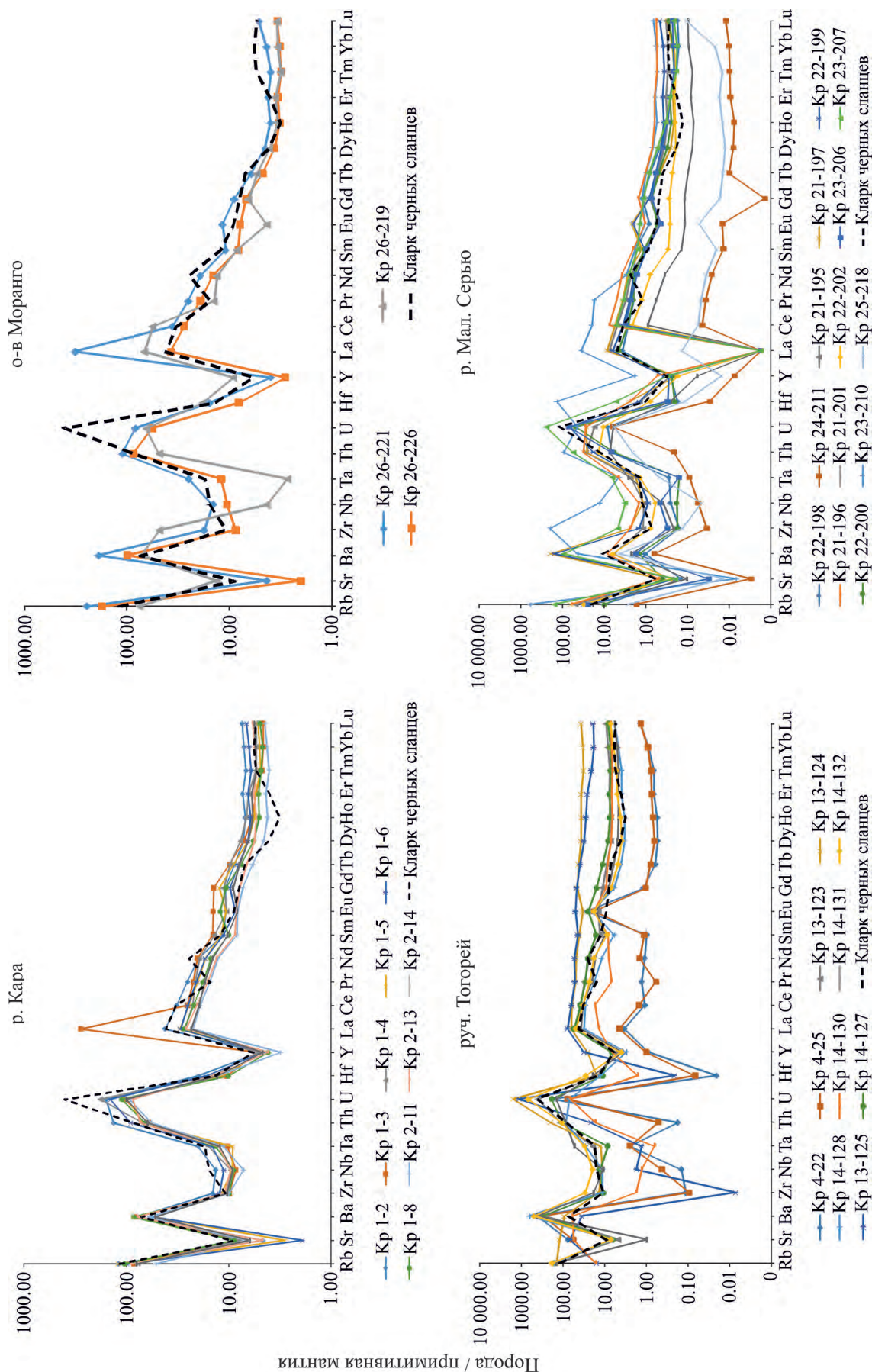


Рис. 2. Распределение редких и редкоземельных элементов в черных сланцах. Концентрации редких элементов нормализованы по примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989).

Fig. 2. Distribution of rare and rare earth elements in black shales.

Concentrations of rare elements are normalized by a primitive mantle (Sun, McDonough, 1989).

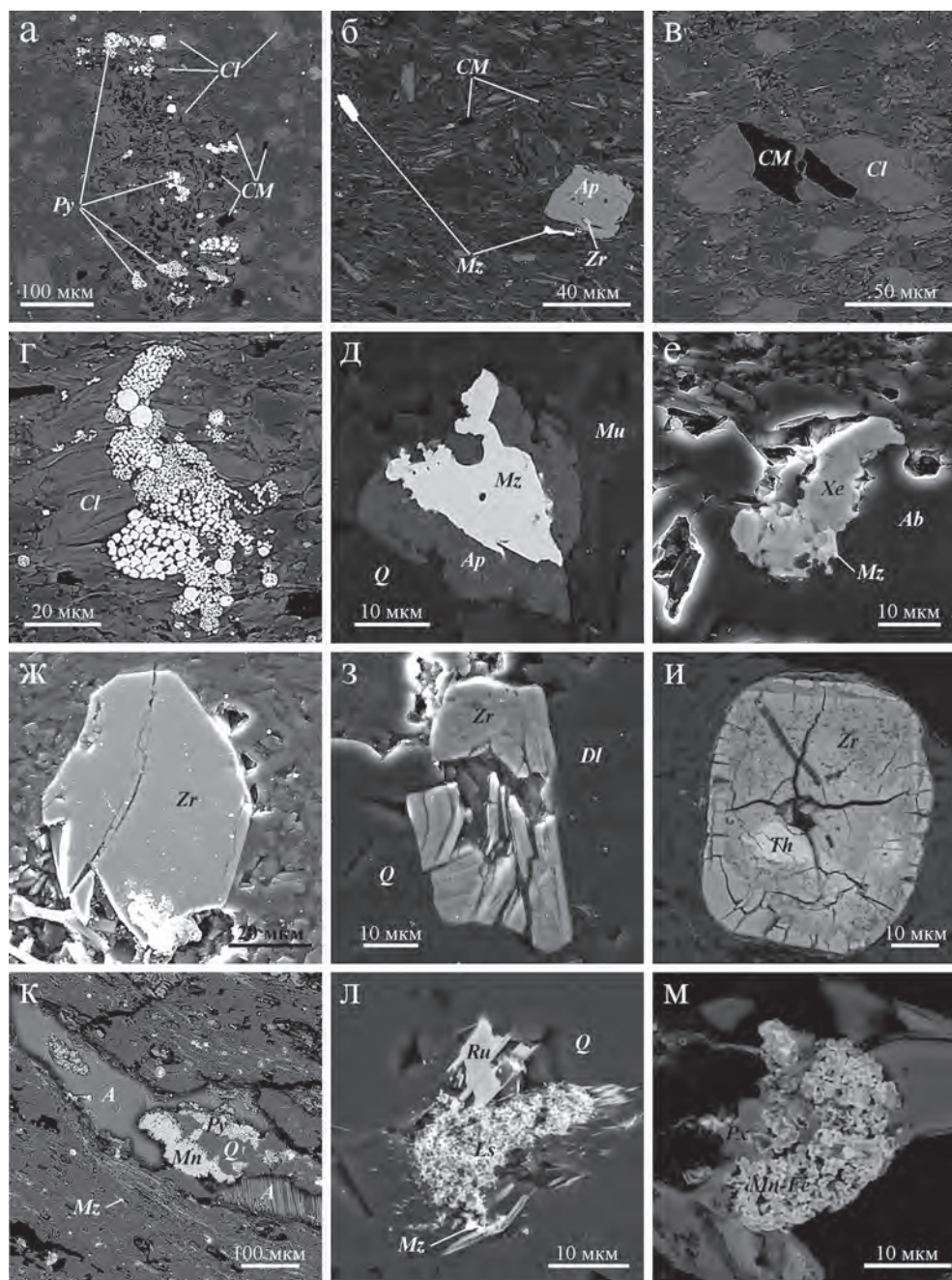


Рис. 3. Электронно-микроскопические изображения породообразующих и акцессорных минералов черных сланцев мишени Карской астроблемы (а–д, и–м – в отраженных электронах, е–з – во вторичных электронах).

а – хлорит-углеродистое стяжение с пиритом (Py); б – выделения монацита (Mz), апатита (Ap) и углеродного вещества (CM) в хлорит-мусковитовой массе породы; в – включение углеродного вещества (CM) в хлорите (Cl); г – фрамбонды лимонитизированного пирита; д – включение монацита (Mz) в апатите (Ap); е – ксенотим (Xe) в сростании с монацитом (Mz); ж–и – зерна циркона (Zr), и – с включениями торита (Th); к – кварц-ангидритовый микропрожилок с новообразованным пиритом (Py) и Mn-оксидами (Mn); л – сростание лейкоксена (Ls) с рутилом (Ru) и монацитом (Mz); м – пористый агрегат Mn-Fe-окислов в сростании с пироксеном (Px).

Fig. 3. Scanning electron microscopy data of rock-forming and accessory minerals of black shales of target of the Kara Astrobleme (а–д, и–м – back scattered electron images, е–з – scattered electron images).

а – chlorite-carbon bundle with pyrite (Py); б – isolations of monazite (Mz), apatite (Ap) and carbon matter (CM) in chlorite-muscovite mass of rocks; в – inclusion of carbon matter (CM) in chlorite (Cl); г – limonitized pyrite framboids; д – inclusion of monazite (Mz) in apatite (Ap); е – xenotime (Xe) in accretion with monazite (Mz); ж–и – zircon grains (Zr), и – with inclusions of thorite (Th); к – quartz-anhydrite microlayer with newly formed pyrite (Py) and Mn-oxides (Mn); л – intergrowth of leucoxene (Ls) with rutile (Ru) and monazite (Mz); м – porous aggregate of Mn-Fe-oxides in accretion with pyroxene (Px).

Углеродистое вещество в черных сланцах находится в тонкодисперсном состоянии, равномерно рассеяно в породе, окрашивая минералы в черный цвет, а также образует вытянутые параллельные сланцеватости линзовидные прослои; ассоциирует с хлоритом, пиритом, реже с мусковитом, апатитом и редкоземельными минералами (см. рис. 3а–в). Содержание $C_{орг}$ в углеродистых породах окружения Карской астроблемы находится в пределах 0.65–5.45 мас. %.

В результате микронзондового изучения пород была установлена редкоземельная минерализация, представленная монацитом и ксенотимом. В качестве акцессорных минералов диагностированы апатит, циркон, лейкоксен, рутил, сфалерит, халькопирит. В ксенотиме встречены микровключения тиманнита ($HgSe$).

Самым распространенным редкоземельным минералом в углеродистых сланцах является монацит, который формирует крупные зерна неправильной формы, размером от 10–20 до 200 мкм. Он образует уплощенные выделения между прослоями углеродисто-слюдистых слоев (см. рис. 3б, к), а также заполняет микрополости в межзерновом пространстве карбоната. Монацит тесно ассоциирует с апатитом, ксенотимом и пиритом, нередко образует сростки с ними (см. рис. 3д, е). Кроме того, он постоянно наблюдается в кварц-кальцитовых и ангидритовых микропрожилках и стяжениях, ассоциируя с пиритом и УВ (углеродное вещество). Наиболее представительные химические составы монацита представлены в табл. 2. Монацит является существенно цериевым, содержит примесь кальция (до 0.72 мас. % CaO). По соотношению главных минералообразующих компонентов (Ce_2O_3 , La_2O_3 и Nd_2O_3) были выделены три основные разновидности монацита: монацит-(La-Ce), монацит-(Nd-Ce) и монацит-(Ce-Nd) (рис. 4). При этом установлено, что составы зерен монацита являются не-

однородными, содержание РЗЭ в одном и том же зерне существенно варьирует. В составе монацита наиболее высокие концентрации установлены для церия (16.26–38.05 мас. % Ce_2O_3), лантана (2.89–34.97 мас. % La_2O_3) и неодима (6.81–27.82 мас. % Nd_2O_3). Кроме того, в заметных количествах присутствуют празеодим (2.07–5.31 мас. % Pr_2O_3), самарий (0.26–8.69 мас. % Sm_2O_3) и гадолиний (0.30–2.70 мас. % Gd_2O_3). Монацит нередко обогащен торием (до 8.59 мас. % ThO_2), что, вероятно, связано в некоторых случаях с микровключениями ThO_2 . При этом установлено, что монациты из черных сланцев с о-ва Моранго отличаются более высокими содержаниями Nd_2O_3 , Sm_2O_3 и ThO_2 .

Ксенотим образует зерна неправильной формы размером 10–50 мкм, выполняет полости в породообразующих силикатах (кварц, альбит), тесно ассоциирует с углеродным веществом и рутилом, нередко образует сростания с монацитом (см. рис. 3е), реже с цирконом. В качестве включений в ксенотиме встречены циркон, торит (с высоким содержанием UO_2) и тиманнит ($HgSe$), в составе последнего обнаруживается высокое содержание S (9.08–20.38 мас. %). Кроме того, отмечены микровключения UO_3 с ThO_2 . Химический состав ксенотима характеризуется присутствием примесей Dy_2O_3 (5.20–9.17 мас. %), Er_2O_3 (2.52–5.52 мас. %), Gd_2O_3 (1.96–4.58 мас. %), Yb_2O_3 (0.82–3.38 мас. %), Ho_2O_3 , Tm_2O_3 , Sm_2O_3 и Eu_2O_3 (табл. 3).

Апатит распределен в породе неравномерно, образует зерна призматической формы размером 10–40 мкм, ассоциирует с углеродным веществом и монацитом, нередко образует сростки с ним, в качестве мелких включений встречен циркон (см. рис. 3б, д). По химическому составу является фтор-apatитом (F до 4 мас. %). В виде микропримеси в его составе отмечен стронций (SrO до 0.2 мас. %).

Циркон встречается в виде многочисленных тетрагонально-дипирамидальных хорошо огранен-

Таблица 2. Химический состав монацита в черных сланцах разных районов обрамления Карской астроблемы по данным микронзондового анализа, мас. %

Table 2. Chemical composition of monazite in black shales from different framing areas of the Kara Astrobleme according to microprobe analysis, wt %

Компонент	р. Кара		руч. Тогорей		о-в Моранго				р. Мал. Серью			
	2/3	2/5-1	125/11	125/15	219/38	221/1-1	221/4-1	226/4	206/13	206/14	207/1-1	210/6
SiO_2	—	—	0.42	0.35	—	—	—	—	—	—	—	0.56
P_2O_5	30.3	29.68	30.02	29.44	28.18	28.24	30.65	29.52	22.79	25.64	28.61	29.98
CaO	—	0.17	—	0.58	0.26	0.61	0.27	0.55	0.21	0.70	0.19	—
La_2O_3	6.89	7.18	11.81	13.94	16.65	3.01	16.70	5.07	19.95	12.17	12.39	7.12
Ce_2O_3	30.19	30.53	36.05	32.62	37.08	16.26	32.94	19.45	36.06	32.88	33.34	35.26
Pr_2O_3	4.21	4.16	3.99	2.88	3.45	4.21	2.61	3.41	3.78	2.91	4.00	4.19
Nd_2O_3	20.39	18.95	16.26	12.32	12.51	25.79	10.17	25.91	12.21	15.62	13.72	18.61
Sm_2O_3	4.05	3.88	1.25	1.94	1.30	8.69	0.86	8.42	2.87	2.83	2.85	2.30
Gd_2O_3	2.01	2.16	—	1.39	1.10	2.70	0.74	2.02	1.38	1.27	1.27	1.66
ThO_2	—	—	0.54	1.92	0.74	6.96	3.37	4.97	0.73	3.11	1.14	0.54
Сумма	98.04	96.71	100.34	97.38	101.27	96.47	98.31	99.32	99.98	97.13	97.51	100.22

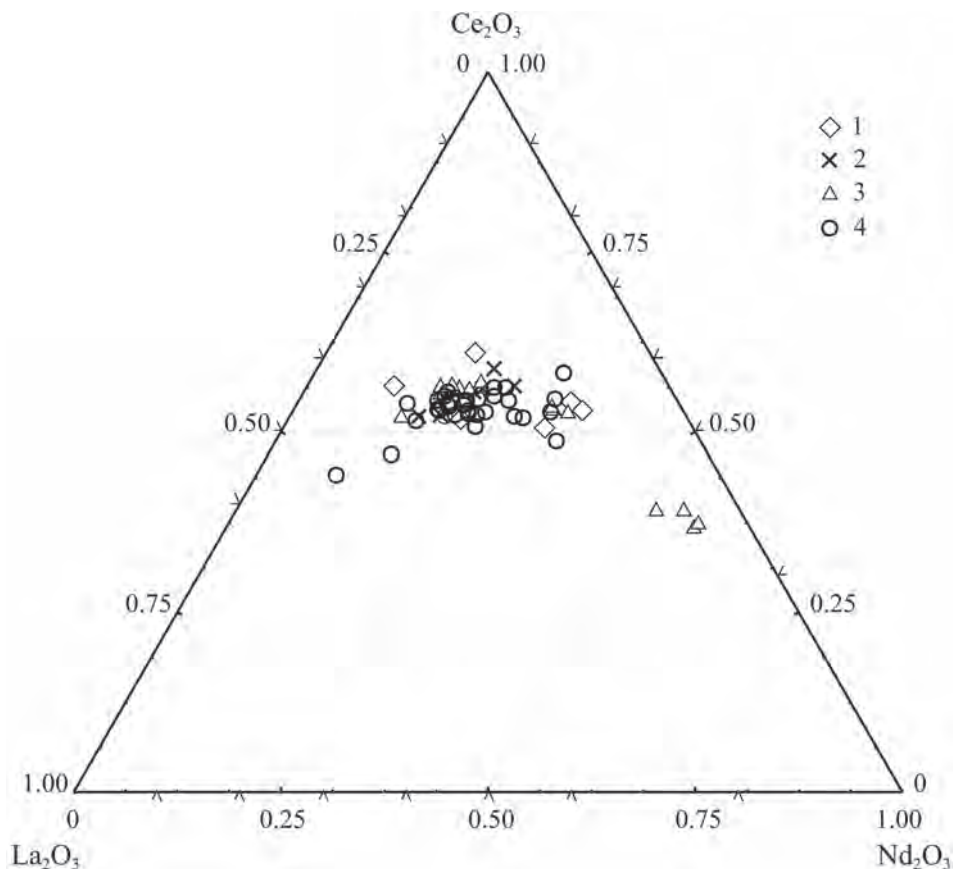


Рис. 4. Монациты в углеродистых сланцах на диаграмме $\text{La}_2\text{O}_3\text{--Ce}_2\text{O}_3\text{--Nd}_2\text{O}_3$.

1 – р. Кара, 2 – руч. Тогорей, 3 – о-в Моранго, 4 – р. Мал. Серью.

Fig. 4. Monazites in carbon shales on diagram $\text{La}_2\text{O}_3\text{--Ce}_2\text{O}_3\text{--Nd}_2\text{O}_3$.

1 – Kara River, 2 – Togorey Stream, 3 – Morango island, 4 – Mal. Seryu River.

Таблица 3. Химический состав ксенотима по данным микрозондового анализа, мас. %

Table 3. Chemical composition of xenotime according to microprobe analysis, wt %

Компонент	р. Мал. Серью										о-в Моранго	
	206/1	206/5	206/35	206/36	206/43	206/44	206/45	206/46	206/50	206/52	226/6-2	226/10-1
P_2O_5	29.82	32.57	34.35	33.63	33.60	32.59	32.30	32.95	32.36	31.59	35.49	34.82
Y_2O_3	48.83	52.54	54.26	49.36	52.18	50.64	50.06	54.21	52.77	52.23	43.40	43.39
Sm_2O_3	—	—	—	—	—	—	—	—	1.02	—	1.14	0.64
Gd_2O_3	2.26	2.49	2.27	2.38	1.96	2.9	3.73	2.03	4.01	3.05	4.58	3.25
Dy_2O_3	6.11	5.71	7.25	7.15	5.99	7.57	7.14	5.38	7.19	6.23	6.55	5.20
Ho_2O_3	—	—	1.79	2.01	1.54	1.2	0.81	1.1	—	0.67	1.10	0.96
Er_2O_3	3.64	3.17	4.75	4.53	5.52	3.82	3.56	2.88	3.19	2.53	3.39	3.46
Yb_2O_3	2.48	1.57	3.28	1.81	3.38	1.96	1.26	2.30	2.84	0.82	2.22	2.68
ThO_2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.12
Сумма	93.14	98.05	107.95	100.87	104.17	100.68	98.86	100.85	103.38	97.12	97.87	95.52

ных кристаллов размером от 30 до 80 мкм в основной массе породы. Зерна циркона из углеродистых сланцев с о-ва Моранго часто раздроблены (шокированы), что, вероятно, свидетельствует о механическом влиянии импактного процесса (см. рис. 3ж-и). Нередко можно встретить сrostки зерен цирко-

на с ксенотимом. В химическом составе циркона отмечены примеси гафния (1.19–1.90 мас. % HfO_2) и ниобия (до 1.24 мас. % Nb_2O_5). Во вскрытом зерне установлено зональное строение, центральная часть его характеризуется повышенными содержаниями тория (30.16 мас. % ThO_2) и примесью урана

(0.91 мас. % UO_3), предположительно минеральная фаза отвечает ториту (см. рис. 3и).

В силикатной матрице породы в тесной ассоциации друг с другом развиваются лейкоксен и рутил (см. рис. 3л). Рутил образует игольчатые кристаллы и их скопления размером до 100 мкм. Лейкоксен представлен пористыми агрегатами с включениями кварца и слюд. Рутил нередко образует сростки с монацитом. В виде примеси в рутиле отмечен ниобий (до 0.65 мас. % Nb_2O_5).

Ангидрит в углеродистых сланцах образует микропрожилки с кварцем, пиритом и монацитом мощностью до 200 мкм (см. рис. 3к). Встречен только на удалении от центра астроблемы в мощной пачке сланцев на р. Мал. Серью.

Обнаруженный в углеродистых сланцах пироксен по составу представлен ферросилитом ($\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$) и каноитом ($\text{MnMgSi}_2\text{O}_6$). В основной массе породы образует сростания с пористыми агрегатами Mn-Fe- окислов (см. рис. 3м).

В породе широко развиты марганецсодержащие железистые гидроксиды (Mn-содержащий лимонит), представленные в виде тонких корочек на кристаллах пирита или почти полностью их замещающих, а также древовидных и губчатых агрегатов в полостях кварц-слюдистой массы породы (см. рис. 3л). Описываемые гидроксиды имеют сложный состав, в них постоянно отмечаются примеси MnO , CaO , Al_2O_3 и P_2O_5 , они являются продуктами разложения сульфидов, образованных, вероятно, в окислительных условиях гипергенеза.

В результате исследования изотопии углеродистого вещества в черных сланцах были установлены типичные для органического вещества облегченные изотопные характеристики (–25.00...–25.03 ‰ ^{13}C ‰), соответствующие типичному УВ органического происхождения (Галимов, 1968). Согласно проведенным термографическим исследованиям, все образцы черных сланцев содержат УВ, выгорание которого сопровождается интенсивным экзотермическим эффектом с началом окисления 476–544°C и окончанием выгорания 621–691°C. Значения максимумов экзотермического эффекта (546–598°C) указывают на преобразование углеродистого вещества пород мишени ближайшего окружения Карской астроблемы в условиях регионального метаморфизма зеленосланцевой фации (Иванова и др., 1974; Шумилова, 2003). Выявленные различия в температурах начала выгорания УВ и в характере экзотермического эффекта, вероятно, связаны не только с агрегатным состоянием, но и со степенью разупорядоченности УВ, которая уменьшается по мере повышения уровня метаморфизма.

Согласно данным рамановской спектроскопии, положение G-полосы изученного УВ лежит в пределах от 1596 до 1603 см^{-1} , ее полуширина – от 49 до 54 см^{-1} . По характеристикам КР-спектров УВ во всех типах углеродистых пород мишени ближай-

шего окружения Карской астроблемы идентичны и соответствуют слабоупорядоченному углеродистому веществу, образованному в углистых карбонатно-силикатных сланцах (Wopenka, Pastoris, 1993).

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Постимпактная гидротермальная деятельность, по данным исследования (Наумов, 1996), проявляется в астроблемах в виде формирования соответствующих минеральных ассоциаций и перераспределения химических элементов в породах коптогенного комплекса. Такие проявления установлены более чем в 60 астроблемах по всему миру. Гидротермальная минерализация распространена во всех структурно-литологических комплексах астроблем на Земле (Abramov, Kring, 2004; Osinski, 2005; Muttik et al., 2010; Velasco-Villareal et al., 2011; Osinski et al., 2012; Koeberl, 2014; Reimold, Koeberl, 2014; Stoffler et al., 2017). При этом гидротермальные процессы для крупных кратеров могут продолжаться на протяжении сотен тысяч лет (Abramov, Kring, 2004), образуя большие объемы гидротермальных изменений, например, для кратера 50 км – порядка 1000 км^3 . Среди наиболее ярких объектов можно привести в качестве примера постимпактные гидротермальные медно-свинцово-цинковые месторождения астроблемы Садбери диаметром около 250 км (Ames et al., 1998), где гидротермальная деятельность продолжалась на протяжении около 1 млн лет. Гидротермальная постимпактная деятельность предполагается даже на Марсе и других планетах (Osinski et al., 2012).

Согласно модели (Масайтис, Наумов, 1993), основанной на анализе эволюции термального поля импактного кратера, выделены три последовательные стадии единого регрессивного гидротермального процесса: 1) начальная, отвечающая послеударной конфигурации изотерм; 2) терминальная, происходившая после инверсии термального поля в центре кратера и характеризовавшаяся градиентом температуры порядка 30–100°C/км; 3) заключительная, на которой этот градиент не превышал 10–30°C/км, и гидротермальная конвекция, которая имела место лишь в приповерхностной зоне кратера. Источником флюидного компонента растворов в данной модели предполагаются поверхностные и метеорные воды, относящиеся к постимпактной гидротермальной деятельности. Другим источником могли быть продукты дегидратации и дегазации минералов при их ударной деформации и плавлении. Источником минерального вещества, в соответствии с составом гидротермальной минерализации и вмещающих пород, служат ударно-преобразованные породы мишени. В результате схема формирования гидротермальной минерализации сводится к следующему: при взаимодействии

щелочных обогащенных Ca, Mg, Fe, SO₃ и CO₂ растворов с ударно- и термально-преобразованными породами субстрата формируются кальциевые и кальциево-железистые минеральные ассоциации.

В пределах коптогенного комплекса Карской депрессии породы мишени имеют довольно мощные отложения, обогащенные углеродистым веществом. Глубина тектонически разупорядоченных пород коптогенного и цокольного комплексов оценивается от 3.5 до 10 м и более (Масайтис и др., 1980; Удоратин и др., 2010). Согласно тектонической модели Масайтиса и Мелоша (Масайтис и др., 1998; Вишневский, 2007; Melosh, 1989), ударно-тектонические преобразования пород имеют распространение в форме полусферы, что предполагает не только изменения на глубину, но и преобразования по латерали, что может свидетельствовать о гидротермальных преобразованиях по периферии, вплоть до поверхности астроблемы. Объем импактного расплава, формирующего тагамиты и зювиты, составляет порядка 100 км³ (Масайтис и др., 1980), в то время как потенциальный объем мобилизации вещества с учетом изменения пород окружения астроблемы может составлять до 65 000 км³. Учитывая в целом восходящую направленность гидротерм и наличие существенного количества углеродистого вещества в породах коптогенного комплекса, в близповерхностных частях разреза возможны мобилизация, переотложение и концентрирование различных видов полезных ископаемых.

Уникальность Карской астроблемы состоит в том, что породами мишени являются широко распространенные черные сланцы, характеризующиеся повышенными кларками многочисленных редких элементов (Юдович и др., 1998а). Известно, что промышленно значимая рудная минерализация в черных сланцах всегда связана с гидротермальной переработкой и привнесом полезных компонентов. Согласно известным моделям формирования крупных астроблем, импактный процесс в связи с Карским событием должен был стимулировать интенсивную гидротермальную деятельность не только в самих импактиках, но и в породах окружения астроблемы (Melosh, 1989; Osinski et al., 2012; Koeberl, 2014; Reimold, Koeberl, 2014; Stoffler et al., 2017), создавая условия для концентрирования редких и благородных металлов во вмещающих черных сланцах. Таким образом, теоретически в гидротермально переработанных черных сланцах окружения Карской астроблемы возможна продуктивная рудная минерализация. Неким своеобразным аналогичным примером переотложения рудного вещества черных сланцев, хотя и не связанным с импактными событиями, может служить продуктивная золотоносная минерализация крупнейшего черносланцевого месторождения Сухой Лог, в котором при наложенных гидротермальных изменениях произошло перераспределение и концентри-

рование золотосульфидной минерализации за счет окружающих месторождение черных сланцев, что было доказано на основе изотопно-геохимических исследований (Distler et al., 2004; Chang et al., 2008; Дубинина и др., 2014).

Ранее вопрос возможной рудоносности гидротермально переработанных черных сланцев периферийного окружения Карской астроблемы на редкие и благородные металлы не рассматривался. Однако в той или иной мере отмечались гидротермальные изменения черносланцевых пород, проявляющиеся в их обогащении марганцем, барием, медью, цинком, ванадием (Юдович, Шулепова, 1992; Юдович и др., 1998а). Между тем рудоносность непосредственно импактитов изучалась довольно подробно. Так, М.В. Наумов с соавторами (Наумов и др., 2004) на основе данных изотопного состава серы пиритовой минерализации убедительно показал, что интенсивное гидротермальное обогащение зювитов сульфидной минерализацией происходит за счет пирита черных сланцев подложки. Кроме того, по имеющимся последним сведениям по изучению импактитов Карской астроблемы в зювитах также встречается минерализация с ультравысокой степенью восстановленности, включая самородные металлы (Fe, Ni, Al, Ag, Cu, Sn), интерметаллиды сложного состава, камасит (Сергиенко и др., 2010). В тагамитах отмечено повышенное в 3 раза содержание Ni и Cr по сравнению с породами цокольного комплекса (Масайтис и др., 1980), что, скорее всего, связано с веществом астероида, который мог быть источником данных компонентов с возможным их переотложением и концентрированием.

Известно, что степень гидротермального преобразования пород определяется их вещественной спецификой и проницаемостью. Гидротермальная деятельность реализуется в формировании соответствующих минеральных ассоциаций, распределение которых изменяется по мере удаления от центра астроблемы, затрагивая ее окружение. Это обуславливает как геохимическую специфику процесса, так и состав возникающих минеральных фаз. В осадочных породах окружения Карской астроблемы, в том числе в черных сланцах, ассоциация типоморфных минералов постимпактной гидротермальной деятельности включает в себя хлориты, цеолиты, кальцит, пирит, эпидот. В карбонатных породах широко развита кварц-сульфидная минерализация.

В результате проведенных исследований в районе Карской астроблемы в черных сланцах установлены аномальные и резко аномальные содержания Ti, Ba, Cr, Rb, Li, Ga, Sc, Co, Cs, W, Mn, B, Zr, Sr, Ge, Cd, Hf, Se и PЗЭ. В то же время в различных районах импактного события выявлена геохимическая специфика концентрирования разных компонентов, вероятно связанная с локальной специфи-

кой пород подложки. С помощью микрозондового анализа пород диагностирована редкоземельная минерализация, представленная монацитом и ксенотимом, а также апатит, циркон, лейкоксен, рутил, сфалерит, халькопирит, в качестве включений в ксенотиме встречены микровключения тиманнита (HgSe). Кроме того, выявлен ряд особенностей в составах различных минералов. К ним, в частности, относятся: повышение железистости (ожелезненный доломит, замещающийся сидеритом, лимонитизация пирита, развитие в породе многочисленных марганецсодержащих железистых окислов); обогащение кремнеземом (хлориты, ферросилит); редкоземельная минерализация, представленная фторапатитом, монацитом и ксенотимом (с включениями циркона и тиманнита); монацит в виде зерен скелетной формы с неправильными очертаниями и изъеденными краями, с высоким содержанием Nd и Th; консолидация УВ и его приуроченность к хлорит-пиритовой минерализации; развитие жильной минерализации с новообразованным пиритом и монацитом; часто корродированные и раздробленные зерна циркона. Проведенные термографические и КР-спектроскопические исследования углеродистого вещества пород окружения Карской астроблемы позволили сделать вывод, что УВ претерпело преобразование на уровне хлоритовой стадии метаморфизма.

Таким образом, нами впервые получены детальные сведения о литологических, минералогических и геохимических особенностях и проявлении постимпактных гидротермальных процессов в черных сланцах ближайшего окружения Карской астроблемы. Установлен ряд элементов, имеющих аномально высокие концентрации. Полученные данные позволяют считать черные сланцы окружения Карской астроблемы перспективными на выявление рудных проявлений в связи с постимпактной гидротермальной деятельностью.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Буряк В.А., Хмелевская Н.М. (1997) Сухой Лог – одно из крупнейших месторождений мира. Владивосток: Дальнаука, 156 с.
- Вишневецкий С.А. (2007) Астроблемы. Новосибирск: Нонпарель, 288 с.
- Вуд Б.Л., Попов Н.П. (2006) Гигантское месторождение золота. Сухой Лог (Сибирь). *Геология и геофизика*, 47(3), 315-341.
- Галимов Э.М. (1968) Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 226 с.
- Данилова Ю.В., Шумилова Т.Г., Данилов Б.С. (2007) Минералого-геохимические особенности графитизированных пород Черноурдско-Баракчинской тектонической зоны. *Зап. РМО*, 136(3), 66-76.
- Данилова Ю.В., Савельева В.Б., Данилов Б.С., Шумилова Т.Г. (2015) Углеродное вещество и сопутствующая рудная минерализация апокарбонатных метасоматитов зоны Тункинского разлома, Восточный Саян. *Руды и металлы*, (2), 5-19.
- Дубинина Е.О., Чугаев А.В., Иконникова Т.А., Авдеев А.С., Якушев А.И. (2014) Источники вещества и флюидный режим формирования кварц-карбонатных жил на месторождении золота Сухой Лог, Байкало-Патомское нагорье. *Петрология*, 22(4), 347-379.
- Жмодик С.М., Миронов А.Г., Жмодик А.С. (2008) Золотоконцентрирующие системы офиолитовых поясов (на примере Саяно-Байкало-Муйского пояса). Новосибирск: Гео, 304 с.
- Иванова В.П., Касатов Б.К., Красавина Т.Н., Розина Е.Л. (1974) Термический анализ минералов и горных пород. Л.: Недра, 399 с.
- Импактные кратеры на рубеже мезозоя и кайнозоя (Отв. ред. В.Л. Масайтис). (1990) Л.: Наука, 185 с.
- Карпузов А.Ф., Карпузов А.А. (2005) Крупнообъемные золоторудные месторождения в углеродистых формациях как возможная основа расширения сырьевой базы золота России. *Минеральные ресурсы России. Экономика и управление*, (3), 12-18.
- Карпузов А.Ф., Карпунин А.М., Соболев Н.Н., Мозолева И.Н., Карпузов А.А. (2008) Минерально-сырьевой потенциал черносланцевых формаций платформенных комплексов России. *Минеральные ресурсы России. Экономика и управление*, (5), 2-15.
- Ковальчук Н.С., Шумилова Т.Г. (2017а) Геохимическая специфика черных сланцев в зоне Карского импактного события (Пай-Хой). "Геодинамика, вещество, рудогенез Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления". Материалы Всероссийской научной конференции с международным участием. Сыктывкар: Геопринт, 260-261.
- Ковальчук Н.С., Шумилова Т.Г. (2017б) Черные сланцы окружения Карской астроблемы (Пай-Хой). Материалы Юбилейного съезда Российского минералогического общества "200 лет РМО". СПб.: ЛЕМА, 236-238.
- Козырева И.В. (1996) Геохимия редких и редкоземельных элементов в черносланцевых формациях Севера Урала и Пай-Хоя. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Сыктывкар, 22 с.
- Летников Ф.А., Савельева В.Б., Аникина Ю.В., Смагунова М.М. (1996) Высокоуглеродистые тектониты – новый тип концентрирования золота и платины. *Докл. АН*, 347(6), 795-798.
- Марченко Л.Г. (2012) Генезис и минеральные ассоциации золота и платиноидов в месторождениях "черносланцевого" типа Казахстана. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. СПб., 53 с.
- Масайтис В.Л., Данилин А.Н., Мащак М.С., Райхлин А.И., Селивановская Т.В., Шаденков Е.М. (1980) Геология астроблем. Л.: Недра, 231 с.
- Масайтис В.Л., Мащак М.С., Наумов М.В., Райхлин А.И. (1994) Гигантские астроблемы России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 32 с.
- Масайтис В.Л., Мащак М.С., Райхлин А.И., Селивановская Т.В. (1998) Алмазоносные импактиты Попигаийской астроблемы. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 178 с.
- Масайтис В.Л., Наумов М.В. (1993) Принципиальная модель гидротермальной циркуляции в импактных кратерах. *Докл. АН*, 333(1), 70-72.
- Наумов М.В. (1996) Основные закономерности постимпактного гидротермального процесса. *Астроном. вестник*, 30(1), 25-32.

- Наумов М.В., Ляхницкая В.Д., Яковлева О.А. (2004) Сульфидная минерализация в Попигайской импактной структуре. *Докл АН*, **399**(5), 665-670.
- Рафаилович М.С., Мизерная М.А., Дьячков Б.А. (2011) Крупные месторождения золота в черносланцевых толщах: условия формирования, признаки сходства. Алматы, Luxe media Group, 272 с.
- Сазонов В.Н., Коротеев В.А., Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Великанов А.Я. (2011) Золото в "черных сланцах" Урала. *Литосфера*, (4), 70-92.
- Сергиенко Е.С., Целмович В.А., Попов В.В., Цибульская А.Е., Драбкина Е.А., Петров И.Н. (2010) Микроструктура, состав и магнитные свойства зювитов Карской астроблемы. "Палеомагнетизм и магнетизм горных пород". Мат-лы Международного семинара. СПб., 227-233.
- Удоротин В.В., Конанова Н.В., Попов И.В. (2010) Глубинное строение Карской кольцевой структуры. *Изв. Коми НЦ УрО РАН*, **4**(4), 47-52.
- Ханчук А.И., Плюснина Л.П., Молчанов В.П., Медведев Е.И. (2010) Графитизированные комплексы северной части Ханкайского террейна – новый тип комплексных благороднометалльных месторождений. *Вестн. ОНЗ РАН*, **2**(NZ11003), 1-13.
- Шишкин М.А., Шкарубо С.И., Молчанова Е.В., Маркина Н.В., Молчанова Е.В., Ванштейн Б.Г., Зинченко А.Г., Зуйкова О.Н., Калаус С.В., Козлов С.А., Костин Д.А., Котляр Г.В., Парамонова М.С., Певзнер В.С., Попов М.Я., Пухонто С.К., Савенкова Г.Б., Солонина С.Ф., Чудакова Д.В., Шипилов Э.В., Яковлева Т.В. (2012) Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Южно-Карская. Лист R-41 – Амдерма. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 383 с.
- Шумилова Т.Г. (2003) Минералогия самородного углерода. Екатеринбург: УрО РАН, 318 с.
- Юдович Я.Э., Беляев А.А., Кетрис М.П. (1998а) Геохимия и рудогенез черносланцевых формаций Пай-Хоя. СПб.: Наука, 366 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (1994) Элементы-примеси в черных сланцах. Екатеринбург: УИФ Наука, 304 с.
- Юдович Я.Э., Шишкин М.А., Лютиков Н.В., Кетрис М.П., Беляев А.А. (1998б) Геохимия и рудогенез черных сланцев Лемвинской зоны Севера Урала. Сыктывкар: Пролог, 340 с.
- Юдович Я.Э., Шулепова А.Н. (1992) Рудоносные импактиты на р. Каре. *Народн. хоз-во Респ. Коми*, (2), 357-363.
- Abramov O., Kring D.A. (2004) Numerical Modeling of an Impact-Induced Hydrothermal System at the Sudbury Crater. *J. Geophys. Res. (Planets)*, **109**, 10007-10023.
- Ames D.E., Watkinson D.H., Parrish R.R. (1998) Dating of a regional hydrothermal system induced by the 1850 Ma Sudbury impact event. *Geology*, **26**, 447-450.
- Chang Z., Large R.R., Maslennikov V.V. (2008) Sulfur isotopes in sediment-hosted orogenic gold deposits: Evidence for an early timing and a seawater sulfur source. *Geology*, **36**(12), 971-974.
- Distler V.V., Yudovskaya M.A., Mitrofanov G.L., Prokofiev V.Yu., Lishnevskii E.N. (2004) Geology, composition, and genesis of the Sukhoi Log noble metals deposit, Russia. *Ore Geol. Rev.*, **24**, 7-44.
- Koeberl C. (2014) The geochemistry and cosmochemistry of impacts. Holland H.D. and Turekian K.K. (Eds). *Treatise on Geochemistry, Second Edition*, **2**, 73-118. Oxford: Elsevier.
- Melosh H.J. (1989). Impact Cratering: A Geologic Process. Oxford University Press, N. Y., 245 p.
- Muttik N., Kirsimäe K., Vennemann T.W. (2010) Stable isotope composition of smectite in suevites at the Ries crater, Germany: Implications for hydrous alteration of impactites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **299**, 190-195.
- Osinski G.R. (2005) Hydrothermal activity associated with the Ries impact event, Germany. *Geofluids*, **5**(3), 202-220.
- Osinski G.R., Tornabene L.L., Banerjee N.R., Cockell C.S., Flemming R. et al. (2012) Impact-generated hydrothermal systems on Earth and Mars. *Icarus*, **224**, 347-363.
- Reimold W.U., Koeberl C. (2014) Impact structures in Africa: A Review. *J. African Earth Sci.*, **93**, 57-175.
- Stoffler D., Hamann C., Metzler K. (2017) Shock metamorphism of planetary silicate rocks and sediments: Proposal for an updated classification system. Invited Review. *Meteor. Planet. Sci.*, 1-45.
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the Oceanic Basins. Geol. Soc. Spec. Publ.*, **42**, 313-345.
- Velasco-Villareal M., Urrutia-Fucugauchi J., Rebolledo-Vieyra M., Perez-Cruz L. (2011) Paleomagnetism of impact breccias from the Chicxulub crater – Implications for ejecta emplacement and hydrothermal processes. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **186**, 154-171.
- Wang J., Liu J., Peng R., Liu Z., Zhao B., Li Z., Wang Y., Liu C. (2014) Gold mineralization in Proterozoic black shales: Example from the Haoyaoerhudong gold deposit, northern margin of the North China Craton. *Ore Geol. Rev.*, **63**, 150-159.
- Wopenka B., Pasteris J.D. (1993) Structural characterization of kerogens to granulite-facies graphite: Applicability of Raman microprobe spectroscopy. *Am. Mineral.*, **78**, 533-557.

REFERENCES

- ralization in apokarbonate metasomatites in the Tunkinsk fault zone, East Sayan. *Rudy i Metally*, (2), 5-19. (In Russian)
- Distler V.V., Yudovskaya M.A., Mitrofanov G.L., Prokof'ev V.Yu., Lishnevskii E.N. (2004) Geology, composition, and genesis of the Sukhoi Log noble metals deposit, Russia. *Ore Geol. Rev.*, **24**, 7-44.
- Dubinina E.O., Chugaev A.V., Ikonnikova T.A., Avdeenko A.S., Yakushev A.I. (2014) Sources and fluid regime of quartz-carbonate veins at the Sukhoi Log gold deposit, Baikal-Patom Highland. *Petrology*, **22**(4), 329-358. (translated from *Petrologiya*, **22**(4), 347-379).
- Galimov E.M. (1968) *Geokhimiya stabil'nykh izotopov ugleroda* [Geochemistry of stable carbon isotopes]. Moscow, Nedra Publ., 226 p. (In Russian)
- Impaktnyye kratery na rubezhe mezozoya i kainozoya* [Impact craters at the turn of the Mesozoic and Cenozoic] (Ed. V.L. Masaitis). (1990) Leningrad, Nauka Publ., 185 p. (In Russian)
- Ivanova V.P., Kasatov B.K., Krasavina T.N., Rozinova E.L. (1974) *Termicheskii analiz mineralov i gornykh porod* [Thermal analysis of minerals and rocks]. Leningrad, Nedra Publ., 399 p. (In Russian)
- Karpuzov A.F., Karpunin A.M., Sobolev N.N., Mozoleva I.N., Karpuzov A.A. (2008) The mineral resource potential of black shale formations of the Russian fold belts. *Mineral'nye resursy Rossii. Ekonomika i Upravlenie*, (5), 2-15. (In Russian)
- Karpuzov A.F., Karpuzov A.A. (2005) Large-volume gold-ore deposits in carbonaceous formations as a practicable basis for expansion of the gold resource base of Russia. *Mineral'nye resursy Rossii. Ekonomika i Upravlenie*, (3), 12-18. (In Russian)
- Khanchuk A.I., Plyusnina L.P., Molchanov V.P., Medvedev E.I. (2010) Graphitized rocks of north part of the Khanka terrane as a new type of complex noble metals deposits. *Vestnik ONZ RAN*, **2**(NZ11003), 1-13. (In Russian)
- Koeberl C. (2014) The geochemistry and cosmochemistry of impacts. Holland H.D. and Turekian K.K. (Eds). *Treatise on Geochemistry, Second Edition*, **2**, 73-118. Oxford, Elsevier.
- Koval'chuk N.S., Shumilova T.G. (2017a) Geochemical specificity of black shale in the zone of the Kara Impact Event (Pai-Khoi). "*Geodinamika, veshchestvo, rudogenez Vostochno-Evropeiskoi platformy i ee skladchatogo obramleniya*". Materialy Vserossiiskoi nauchnoi konferentsii s mezhdunarodnym uchastiem [Geodynamics, substance, ore genesis of the East European platform and its folded framing. Materials All-Russian scientific conference with international participation]. Syktyvkar, Geoprint Publ., 260-261. (In Russian)
- Koval'chuk N.S., Shumilova T.G. (2017b) Black shales of the environment of the Kara Astrobleme (Pai-Khoi). *Materialy Yubileynogo s"ezda Rossiyskogo mineralogicheskogo obshchestva "200 let RMO"* [Materials of the anniversary Congress of the Russian Mineralogical Society "200th years of RMS"]. St.Petersburg, LEMA Publ., 236-238. (In Russian)
- Kozyreva I.V. (1996) *Geokhimiya redkikh i redkozemel'nykh elementov v chernoslantsevyykh formatsiyakh Severa Urala i Pai-Khoya*. Avtoref. Dis. ... cand. geol.-min. nauk [Geochemistry of rare and rare earth elements in black shale formations of the North of the Urals and Pai-Khoi. Cand. geol. and min. sci. diss.]. Syktyvkar, 22 p. (In Russian)
- Letnikov F.A., Savel'eva V.B., Anikina Yu.V., Smagunova M.M. (1996) High carbon tectonites as a new type of concentration of gold and platinum. *Dokl. Akad. Nauk*, **347**(6), 795-798. (In Russian)
- Marchenko L.G. (2012) *Genezis i mineral'nye assotsiatsii zolota i platinoidov v mestorozhdeniyakh "chernoslantsevogo" tipa Kazakhstana*. Avtoref. dokt. dis. ... geol.-min. nauk [Genesis and mineral associations of gold and platinoids in deposits of "black shale" type of Kazakhstan. Dr. geol. and min. sci. diss.]. St.Petersburg, 53 p. (In Russian)
- Masaitis V.L., Danilin A.N., Mashchak M.S., Raikhlin A.I., Selivanovskaya T.V., Shadenkov E.M. (1980) *Geologiya astroblem* [The geology of astroblems]. Leningrad, Nedra Publ., 231 p. (In Russian)
- Masaitis V.L., Mashchak M.S., Naumov M.V., Raikhlin A.I. (1994) *Gigantskiye astroblemy Rossii* [Giant astroblems of Russia]. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 32 p. (In Russian)
- Masaitis V.L., Mashchak M.S., Raikhlin A.I., Selivanovskaya T.V. (1998) *Almazonosnye impaktity Popigaiskoi astroblemy* [Diamondiferous impactites of the Popigay astrobleme]. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 178 p. (In Russian)
- Masaitis V.L., Naumov M.V. (1993) *Printsipial'naya model' gidrotermal'noi tsirkulyatsii v impaktnykh kraterakh* [The principal model of hydrothermal circulation in impact craters]. *Dokl. Akad. Nauk*, **333**(1), 70-72. (In Russian)
- Melosh H.J. (1989) Impact Cratering: A Geologic Process. Oxford University Press, N. Y., 245 p.
- Muttik N., Kirsimäe K., Vennemann T.W. (2010) Stable isotope composition of smectite in suevites at the Ries crater, Germany: Implications for hydrous alteration of impactites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **299**, 190-195.
- Naumov M.V. (1996) Main regularities of the post-impacted hydrothermal process. *Astronomicheskii vestnik*, **30**(1), 25-32. (In Russian)
- Naumov M.V., Lyakhnitskaya V.D., Yakovleva O.A. (2004) Sulfide mineralization in the Popigay impact structure. *Dokl. Earth Sci.*, **399**(9), 1283-1288 (translated from *Dok. Akad. Nauk*, **399**(5), 665-670).
- Osinski G.R. (2005) Hydrothermal activity associated with the Ries impact event, Germany. *Geofluids*, **5**(3), 202-220.
- Osinski G.R., Tornabene L.L., Banerjee N.R., Cockell C.S., Flemming R. et al. (2012) Impact-generated hydrothermal systems on Earth and Mars. *Icarus*, **224**, 347-363.
- Rafailovich M.S., Mizernaya M.A., D'yachkov B.A. (2011) *Krupnye mestorozhdeniya zolota v chernoslantsevyykh tolshchakh: usloviya formirovaniya, priznaki skhodstva* [Large gold deposits in black shale strata: formation conditions, signs of similarity]. Almaty Luxe media Grup Publ., 272 p. (In Russian)
- Reimold W.U., Koeberl C. (2014) Impact structures in Africa: A Review. *J. African Earth Sci.*, **93**, 57-175.
- Sazonov V.N., Koroteev V.A., Ogorodnikov V.N., Polenov Yu.A., Velikanov A.Ya. (2011) Gold in the Black Shale of the Urals. *Litosfera*, (4), 70-92. (In Russian)
- Sergienko E.S., Tsel'movich V.A., Popov V.V., Tsubul'skaya A.E., Drabkina E.A., Petrov I.N. (2010) Microstructure, composition and magnetic properties of the

- zuvit Kara astrobleme. "Paleomagnetizm i magnetizm gornyykh porod". Mat-ly Mezhdunarodnogo seminar [Paleomagnetism and magnetism of rocks. Materials of the International Seminar]. St.Petersburg, 227-233. (In Russian)
- Shishkin M.A., Shkarubo S.I., Molchanova E.V., Markina N.V., Molchanova E.V., Vanshtein B.G., Zinchenko A.G., Zuikova O.N., Kalaus S.V., Kozlov S.A., Kostin D.A., Kotlyar G.V., Paramonova M.S., Pevzner V.S., Popov M.Ya., Pukhonto S.K., Savenkova G.B., Solonina S.F., Chudakova D.V., Shipilov E.V., Yakovleva T.V. (2012) *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossijskoi Federatsii. Masshtab 1 : 1 000 000 (tret'e pokoleniye). Seriya Yuzhno-Karskaya. List R-41 – Amderma. Ob'yasnitel'naya zapiska* [State geological map of the Russian Federation. Scale 1 : 1 000 000 (third generation). Series South Kara. Sheet R-41, Amderma. Explanatory letter]. St.Petersburg, Kartograficheskaya fabrika VSEGEI Publ., 383 p. (In Russian)
- Shumilova T.G. (2003) *Mineralogiya samorodnogo uglroda* [Mineralogy of native carbon]. Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 318 p. (In Russian)
- Stoffler D., Hamann C., Metzler K. (2017). Shock metamorphism of planetary silicate rocks and sediments: Proposal for an updated classification system. Invited Review. *Meteor. Planet. Sci.*, 1-45.
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Magmatism in the Oceanic Basins. *Geol. Soc. Spec.*, **42**, 313-345.
- Udoratin V.V., Konanova N.V., Popov I.V. (2010) Deep structure of the Kara ring structure. *Izvestiya Komi nauchnogo tsentra UrO RAN*, **4**(4), 47-52. (In Russian)
- Velasco-Villareal M., Urrutia-Fucugauchi J., Rebolledo-Vieyra M., Perez-Cruz L. (2011) Paleomagnetism of impact breccias from the Chicxulub crater – Implications for ejecta emplacement and hydrothermal processes. *Phys. Earth Planet. Interiors*, **186**, 154-171.
- Vishnevskiy S.A. (2007) *Astroblemy* [Astroblems]. Novosibirsk, Nonparel' Publ., 288 p. (In Russian)
- Vud B.L., Popov N.P. (2006) *Gigantskoe mestorozhdenie zolota. Sukhoi Log (Sibir')* [The giant Sukhoi Log gold deposit (Siberia)]. *Geol. Geofiz.*, **47**(3), 315-341. (In Russian)
- Wang J., Liu J., Peng R., Liu Z., Zhao B., Li Z., Wang Y., Liu C. (2014) Gold mineralization in Proterozoic black shales: Example from the Haoyaoerhudong gold deposit, northern margin of the North China Craton. *Ore Geol. Rev.*, **63**, 150-159.
- Wopenka B., Pasteris J.D. (1993) Structural characterization of kerogens to granulite-facies graphite: Applicability of Raman microprobe spectroscopy. *Amer. Miner.*, **78**, 533-557.
- Yudovich Ya.E., Belyaev A.A., Ketris M.P. (1998a) *Geokhimiya i rudogenez chernoslantsevykh formatsii Pai-Khoya* [Geochemistry and ore genesis of black-shale formations in Pai-Khoy]. St.Petersburg, Nauka Publ., 366 p. (In Russian)
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (1994) *Elementy-primesi v chernykh slantsakh* [Impurity elements in black shales]. Yekaterinburg, UIF Nauka Publ., 304 p. (In Russian)
- Yudovich Ya.E., Shishkin M.A., Lyutikov N.V., Ketris M.P., Belyaev A.A. (1998b) *Geokhimiya i rudogenez chernykh slantsev Lemvinskoi zony Severa Urala* [Geochemistry and ore genesis of the black shales of the Lemva zone of the North in the Urals]. Syktyvkar, Prolog Publ., 340 p. (In Russian)
- Yudovich Ya.E., Shulepova A.N. (1992) Ore impactites on the Kara river. *Narodn. khoz-vo Resp. Komi*, (2), 357-363. (In Russian)
- Zhmodik S.M., Mironov A.G., Zhmodik A.S. (2008) *Zoloto-kontsentriruyushchie sistemy ofiolitovykh poyasov (na primere Sayano-Baikalo-Muiskogo poyasa)* [Gold-concentrating systems of ophiolite belts (by the example of the Sayan-Baikal-Muya belt)]. Novosibirsk, Geo Publ., 304 p. (In Russian)

Состав, строение и модель формирования ламеллярной ткани конодонтовых элементов

А. В. Журавлев

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 167000, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54,
e-mail: micropalaeontology@gmail.com

Поступила в редакцию 10.05.2019 г., принята к печати 07.06.2019 г.

Объект исследования. Предметом исследования является наиболее распространенная минерализованная ткань, слагающая конодонтовые элементы. Цель данной работы состоит в рассмотрении особенностей состава и строения этой ткани и реконструкции процесса ее формирования. **Материалы и методы.** В основу работы положены коллекции конодонтовых элементов хорошей сохранности из верхнего девона Восточно-Европейской платформы и верхнего девона–нижнего карбона востока Печорской плиты. Из части элементов изготавливались ориентированные шлифы и пришлифовки, которые изучались с помощью световой и электронной микроскопии, а также микротвердомера. Методом энергодисперсионной спектроскопии был определен химический (элементный) состав ламеллярной ткани. Кроме того, для органического вещества определялось изотопное соотношение углерода. **Результаты.** Изучение показало, что ламеллярная ткань состоит из кристаллитов фторгидроксилатапатита различной морфологии, окруженных органическим веществом, которое составляет до 2–3% ткани. Вариации состава ламеллярной ткани по основным элементам, входящим во фторгидроксилатапатит, незначительны. Органическое вещество представлено коллагеноподобным белком, вероятно, нефибриллярного типа, с легким изотопным составом углерода (–26.2‰ PDB). Ламеллярная ткань обладает средней микротвердостью 2.6 ГПа, вариации которой обусловлены текстурно-структурными особенностями и распределением органического вещества. В конодонтовом элементе ламеллярная ткань контактирует с другими типами тканей. Переходы между тканями относительно резкие на границах ламелл и постепенные внутри одной ламеллы. **Выводы.** Разработана модель, согласно которой цикл роста конодонтового элемента охватывал последовательное формирование двух ламелл, которому предшествовала резорбция одной внешней ламеллы. В структурах, сформированных ламеллярной тканью, обе ламеллы состояли из этой ткани. Ламеллярная ткань представляет интерес в качестве природной модели органо-минерального композита на основе белка и фосфата кальция.

Ключевые слова: конодонты, гистология, ламеллярная ткань

Благодарность

Автор выражает искреннюю признательность сотрудникам ЦКП “Геонаука” В.А. Радаеву, С.И. Исаенко, А.С. Шуйскому, И.В. Смолевой за помощь в проведении аналитических работ. Автор благодарен рецензенту за конструктивные замечания, способствовавшие улучшению работы.

Composition, structure and model of the formation of conodont lamellar tissue

Andrei V. Zhuravlev

Institute of Geology, Komi Scientific Center, Ural Branch of RAS, 54 Pervomaiskaya st., Syktyvkar 167000, Russia,
e-mail: micropalaeontology@gmail.com

Received 10.05.2019, accepted 07.06.2019

Research subject. This research was focused on the most common mineralized tissue that composes conodont elements. The aim was to investigate the characteristics of the composition and structure of this tissue and to reconstruct its formation process. **Materials and methods.** The work was based on a collection of well-preserved conodont elements from the Upper Devonian of the East European Platform and the Upper Devonian – Lower Carboniferous of the east of the Pechora Plate. Oriented and polished thin sections made from some of the elements were studied using light and electron microscopy, as well as a microhardness tester. Energy dispersive spectroscopy was used to determine the chemical (elemental) composition of the lamellar tissue. In addition, the carbon isotope ratio was determined for organic matter. **Results.** The

Для цитирования: Журавлев А.В. (2020) Состав, строение и модель формирования ламеллярной ткани конодонтовых элементов. *Литосфера*, **20**(2), 184–195. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-2-184-195

For citation: Zhuravlev A.V. (2020) Composition, structure and model of the formation of conodont lamellar tissue. *Litosfera*, **20**(2), 184–195. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-2-184-195

study showed that the lamellar tissue in conodont elements consists of fluorohydroxylapatite crystallites of various morphology, surrounded by organic matter, which makes up 2–3% of the tissue. Variations in the composition of major elements incorporated in fluorohydroxylapatite of the lamellar tissue are insignificant. Organic matter is represented by a collagen-like protein, likely to be of a non-fibrillar type, with a light carbon isotopic composition (–26.2 ‰ PDB). The lamellar tissue has an average microhardness of 2.6 GPa, the variations of which are due to textural and structural features and the distribution of organic matter. In conodont elements, the lamellar tissue is in contact with other types of tissue. Transitions between tissues are relatively sharp at the borders of the lamellae and gradual within the same lamella. **Conclusions.** A model was developed, according to which the growth cycle of a conodont element covered the sequential formation of two lamellae preceded by the resorption of one external lamella. In the structures formed by the lamellar tissue, both lamellae consisted of this tissue. The lamellar tissue is of interest as a natural model of an organic-mineral composite based on protein and calcium phosphate.

Keywords: conodonts, histology, lamellar tissue

Acknowledgments

The author expresses his sincere gratitude to V.A. Radaev, S.I. Isaenko, A.S. Shuisky and I.V. Smoleva for their assistance in conducting analytical work. The author is grateful to the reviewer for constructive comments that improved the overall level of the work.

ВВЕДЕНИЕ

Конодонты представляют собой полностью вымершую в конце триаса специфическую группу морских организмов, от которых в ископаемом состоянии, как правило, сохраняются лишь минерализованные части ротового аппарата – конодонтовые элементы. В состав аппарата могло входить от 15 до 19 элементов различной морфологии, которые формировали билатерально-симметричную структуру со сложной биомеханикой (Dzik, 1991; Purnell, Donoghue, 1997; Aldridge et al., 2013; Martínez-Pérez et al., 2014; Zhang et al., 2017; Suttner et al., 2018).

Каждый элемент в общем случае состоял из кроны (или корональной части) и базального заполнения. Непосредственно функциональной частью была корона, а базальное заполнение, вероятно, служило для крепления конодонтового элемента к мягким тканям. Как для кроны, так и для базального заполнения характерен аккреционный рост, проявленный в слоистой текстуре элемента (Bengtson, 1976, 1983; Shirley et al., 2018). Каждому слою кроны отвечает слой в базальном заполнении (Sweet, 1988).

Корональная часть конодонтовых элементов состоит из ряда твердых тканей, различающихся составом и структурно-текстурными характеристиками. Наиболее полный набор твердых тканей включает в себя ламеллярную, интерламеллярную, параламеллярную и альбидную. В конодонтовых элементах различной морфологии и таксономической принадлежности корона может состоять из различных наборов тканей, при этом обязательным является наличие ламеллярной ткани, которая покрывает всю “рабочую” поверхность кроны (Sweet, 1988; Burnett, Hall, 1992). В большинстве элементов именно эта ткань составляет большую часть объема кроны (Donoghue, 1998). Например, в платформенных элементах раннекаменно-

угольных *Polygnathus parapetus* Druce ламеллярная ткань составляет более 90% объема (Zhuravlev, Smoleva, 2018).

Гистологические признаки используются в таксономии конодонтов (как правило, на родовом уровне), при установлении филогенетических связей, в морфофункциональных реконструкциях, а также служат аргументами в дискуссиях по поводу систематического положения конодонтов (Журавлев, 2002; Blicek et al., 2010; Zhuravlev, 2017). В последнее время состав и строение минерализованных тканей конодонтов привлекают внимание в связи с использованием конодонтовых элементов в качестве источника данных об изотопном составе морской воды (Wheeleley et al., 2012; Kürschner et al., 1992) и особенностях трофических связей в древних экосистемах толщи воды (Over, Grossman, 1992; Nicholas et al., 2004; Zhuravlev, Smoleva, 2018; Medici et al., 2019).

Реконструкции механизмов формирования твердых тканей конодонтовых элементов уделяется гораздо меньше внимания, чем особенностям состава. Ранее была предложена детальная модель образования альбидной ткани (Журавлев, Герасимова, 2015), а также найдены косвенные подтверждения ее применимости к другим типам тканей, в частности к ламеллярной (Журавлев, Герасимова, 2015; Zhuravlev, Shevchuk, 2017).

Цель данной статьи состоит в рассмотрении особенностей состава и строения ламеллярной ткани и реконструкции процесса ее формирования. Кроме чисто теоретического интереса, параметры ламеллярной ткани могут иметь и практическое приложение: на их основе можно протестировать корректность интерпретаций изотопного состава углерода органического вещества конодонтов, а также предложить пути получения сходных с этой тканью биомиметических органо-минеральных композитных материалов на основе фосфата кальция и коллагеноподобных белков.

МАТЕРИАЛ

Материалом для исследований ламеллярной ткани послужили конодонтовые элементы хорошей сохранности (индекс окраски 1, что отвечает прогреву до $<60^{\circ}\text{C}$; отсутствие следов перекристаллизации) из верхнего девона (франский и фаменский ярусы) Восточно-Европейской платформы и верхнего девона–нижнего карбона (верхний фамен–турне) востока Печорской плиты. Конодонты раннего и среднего франа происходят из разрезов Главного девонского поля (бассейны рр. Шелонь и Сясь, а также южный берег оз. Ильмень), позднего франа–раннего фамена – из разрезов Центрального девонского поля (карьеры Русский Брод и Каменка). Позднефаменско-турнейские конодонты собраны в разрезах в бассейне р. Кожва (юг Печорской гряды). Были также использованы единичные образцы из средней перми (казанский ярус) востока Восточно-Европейской платформы (карьер Чимбулат, Кировская область) и среднего карбона Южного Притиманья (скв. Аныбская 3Р). Всего в изученных коллекциях из указанных местонахождений представлено более 2000 конодонтовых элементов.

МЕТОДЫ

Конодонтовые элементы извлекались из глинистых и карбонатных пород. Глинистые породы размачивались в горячей воде с добавлением ПАВ и подвергались мокрому ситованию на сите с размером ячейки 0.07 мм. Карбонатные породы дезинтегрировались 10%-м буферизованным раствором уксусной кислоты с последующим мокрым ситованием на сите 0.07 мм. Конодонтовые элементы извлекались из остатка под бинокулярным микроскопом.

Для гистологического изучения выбирались элементы хорошей сохранности, без следов коррозии и перекристаллизации. Из части элементов изготавливались ориентированные шлифы и пришлифовки, которые изучались с помощью петрографического и биологического светового микроскопа. Кроме того, оптико-микроскопические исследования конодонтовых элементов проводились в иммерсионных препаратах. Для ламеллярной ткани в 24 элементах различных таксонов (*Youngquistognathus* spp., *Ligonodina* sp., *Polygnathus reimeri*, *Polygnathus parapetus*, *Mehlina gradata*, *Mitrelataxis conoidalis*, *Declinognathodus* sp.) была определена микротвердость по Виккерсу (66 замеров) с помощью микротвердомера ПМТ-3 при нагрузке 20 г. Точность определения твердости составила 0.1 ГПа. Из 35 элементов были сделаны пришлифовки, покрытые слоем углерода для электронно-микроскопических и микрозондовых исследований (VEGA TSCAN). В 13 конодонтовых элемен-

тах (16 замеров) был определен химический (элементный) состав ламеллярной ткани методом рентгеновской энергодисперсионной спектроскопии (определялось содержание кислорода, фосфора, фтора, кальция, натрия и стронция). Подробно методика пробоподготовки и микрозондовых исследований была описана ранее (Zhuravlev, Shevchuk, 2017). Все содержания пересчитаны в массовые проценты, соотношения химических элементов (Ca/P, Sr/Ca) также вычислялись, исходя из содержаний в массовых процентах.

Для органического вещества конодонтовых элементов определялся изотопный состав углерода. Такие исследования были проведены для 73 конодонтовых элементов. Методика пробоподготовки и проведения изотопных исследований была подробно описана ранее (Zhuravlev, Smoleva, 2018).

Кроме указанных методов, в настоящей работе использовались полученные ранее данные рентгеноструктурного анализа, спектроскопии комбинационного рассеивания, атомно-силовой микроскопии и электронной просвечивающей микроскопии (Журавлев, Сапега, 2007; Журавлев, 2017, 2018).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Состав

Ламеллярная ткань состоит из кристаллитов фторгидроксилатапата, окруженных органическим веществом, которое составляет до 2–3% ткани (Zhuravlev, Smoleva, 2018). Размер и морфология кристаллитов варьируют в широких пределах. Длина вдоль призматических граней может быть от десятых долей до 6 мкм. Диаметр кристаллитов меняется в диапазоне от 0.2 до 0.9 мкм. При этом они могут иметь как близкую к таблитчатой форму с короткой призмой, так и почти игольчатую с длинной призмой (рис. 1). Форма кристаллитов зависит от толщины ламелл и ориентировки самих кристаллитов внутри ламеллы. Последнее определяется морфологией элемента и положением внутри элемента. В общем случае кристаллиты ориентированы осью с по направлению основного роста данного участка ламеллы (Hass, Lindberg, 1946), но не всегда перпендикулярны поверхности ламеллы. В зубцах ось с кристаллитов направлена по удлинению зубца и под острым углом к поверхности ламеллы, а в платформе Pa элементов – субперпендикулярно поверхности ламелл (Lindström, Ziegler, 1971; Wright, 1990; Zhuravlev, Shevchuk, 2017).

В местах активного роста ламеллы утолщаются и иногда разделяются слоями интерламеллярной ткани, а слагающие ламеллярную ткань кристаллиты приобретают игольчатую форму. Области замедленного роста характеризуются короткостолбчатыми кристаллитами.

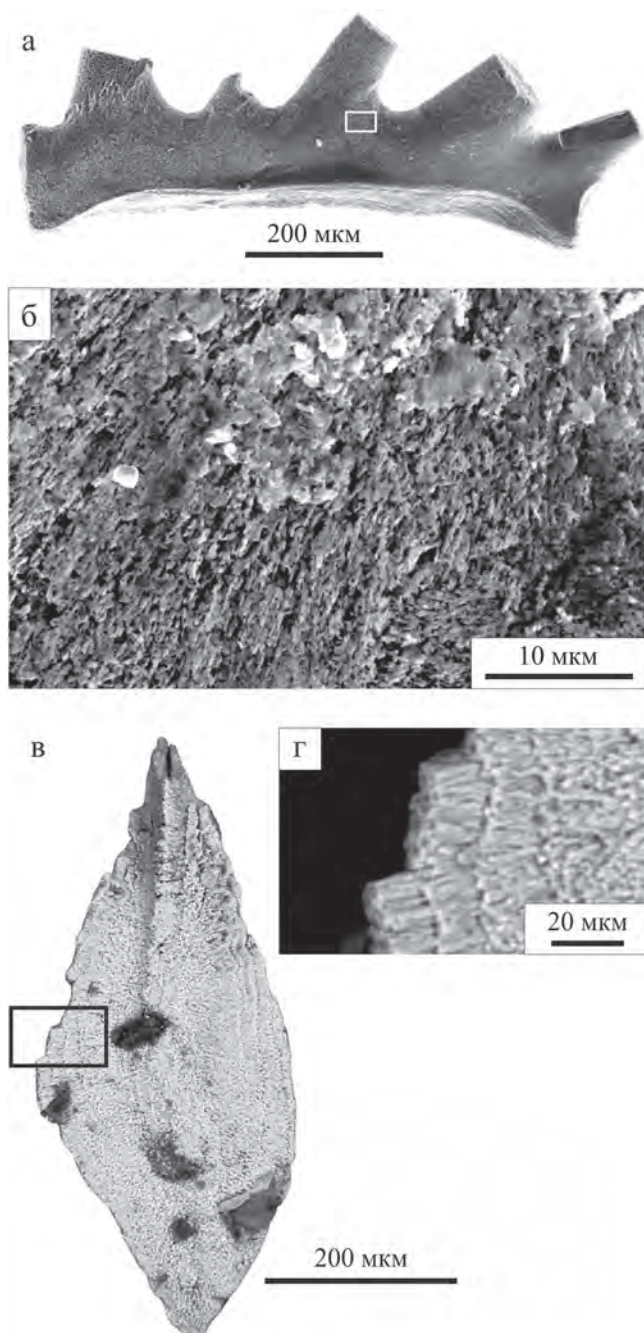


Рис. 1. Ориентировка длиннопризматических кристаллитов ламеллярной ткани.

а – общий вид элемента S элемента *Youngquistognathus rossicus* (Zhuravlev) (обр. 5102a-1, франский ярус, верхний девон, разрез на оз. Ильмень, Главное девонское поле Восточно-Европейской платформы), б – кристаллиты на протравленной поверхности элемента, в – общий вид Pa элемента *Siphonodella bella* Kononova et Migdisova) (экз. 517/12, обр. 122-5/16, турнейский ярус, нижний карбон, разрез на р. Каменка, Печорская гряда) с протравленной поверхностью, г – столбчатые кристаллиты в краевой части платформы.

Fig. 1. Orientation of needle-like crystallites of lamellar tissue.

а – overview of S element of *Youngquistognathus rossicus* (Zhuravlev) (sample 5102a-1, Frasnian, Upper Devonian, Ilmen Lake section, Main Devonian Field, East European Platform), б – crystallites on the etched surface of the element, в – overview of Pa element of *Siphonodella bella* Kononova et Migdisova) (specimen 517/12, sample 122-5/16, Tournaisian, Lower Carboniferous, Kamenka River section, Pechora Swell) demonstrating etched surface, г – columnar crystallites in the peripheral part of the platform.

По данным рентгеноструктурного анализа, кристаллическая решетка фторгидроксилапатита ламеллярной ткани обладает следующими параметрами: $a = 9.365$, $c = 6.880$ Å (Журавлев, Сапега, 2007; Frank-Kamenetskaya et al., 2008). По этим параметрам она слегка отличается от решетки фторгидроксилапатита альбидной ткани (Франк-Каме-нецкая и др., 2014).

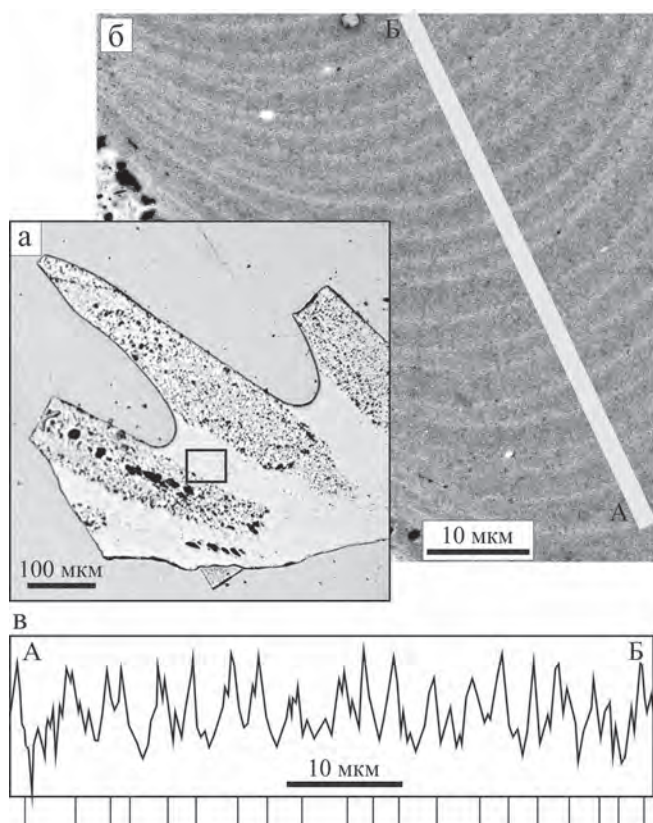
Вариации состава ламеллярной ткани по основным элементам, входящим в фторгидроксилапатит, незначительны (табл. 1). По данным спектральных анализов, среднее содержание кальция – 36.8% (от 34.9 до 38%), фосфора – 17.3% (от 16.4 до 18.1%), кислорода – 36.5% (от 28.3 до 40.1%). Среднее содержание фтора (3.7% по результатам 16 измерений) в ламеллярной ткани ниже, чем в альбидной и параламеллярной (4.2 и 4.6% соответственно). Диапазон вариаций содержания фтора – от 3 до 4.7%. Массовое соотношение Ca/P в ламеллярной ткани составляет в среднем 2.13, практически не отличаясь от такового в альбидной и параламеллярной тканях (2.13 и 2.10 соответственно). Полученные данные близки к таковым, приведенным в других работах (Wright, 1990; Zhuravlev, Shevchuk, 2017).

Во фторгидроксилапатите ламеллярной ткани присутствуют предположительно первичные примеси Na и Sr (среднее содержание 0.5 и 0.4% соответственно). Вариации состава внутри каждой ламеллы проявляются в изменении содержания стронция от 0.11 до 0.65%. При этом внешняя часть ламеллы содержит стронция больше, чем внутренняя (Zhuravlev, Shevchuk, 2017). Благодаря этому ламеллы видны на шлифовках конодонтовых элементов под электронным микроскопом в режиме BSE (упруго-отраженных электронов) (рис. 2).

По аналогии с костными тканями позвоночных предполагается, что органическая и неорганическая компоненты ламеллярной ткани находятся в химическом взаимодействии (Simon et al., 2018). По этой причине прямой пересчет элементного состава неорганической составляющей в минеральный представляется некорректным. Такие пересчеты дают адекватный результат только для альбидной ткани, содержащей крайне незначительное количество (менее 1%) органического вещества (Франк-Каме-нецкая и др., 2014).

Таблица 1. Состав ламеллярной ткани конодонтовых элементов, мас. %**Table 1.** Composition of the lamellar tissue of conodont elements, wt %

Таксон	Образец	Возраст	O	F	Na	P	Ca	Sr	Ca/P	Sr/Ca
<i>Icriodus cornutus</i>	D02-3/12	D ₃ fm ₁	38.09	3.57	0.55	17.53	37.52	1.01	2.1403	0.0269
	D02-3/12	D ₃ fm ₁	37.63	3.56	0.59	17.29	37.4	0.35	2.1631	0.0094
	D02-3/12	D ₃ fm ₁	38	3.31	0.56	17.45	37.6	0.61	2.1547	0.0162
<i>Jablonnodus</i> sp.	D02-3/12	D ₃ fm ₁	38.35	3.65	0.69	17.67	37.58	0.27	2.1268	0.0072
	D02-3/12	D ₃ fm ₁	38.22	3.35	0.73	17.5	37.44	0.32	2.1394	0.0085
<i>Ligonodina</i> sp. (S-элемент)	5130/3-1	D ₃ f ₂	38.97	4.40	0.66	18.08	37.98	0.67	2.1007	0.0176
<i>Mitrellataxis</i> sp.	D02-3/12	D ₃ fm ₁	38.07	3.01	0.76	17.56	36.87	0.32	2.0997	0.0087
	D02-3/12	D ₃ fm ₁	38.19	3.11	0.71	17.66	37.50	0.00	2.1234	0.00
<i>Polygnathus</i> <i>parapetus</i>	122-2-1/90	C ₁ t ₂	34.02	3.44	0.79	17.59	36.96	0.21	2.1012	0.0057
	122-2-1/90	C ₁ t ₂	33.78	4.03	0.64	17.54	37.33	0.25	2.1283	0.0067
	122-2-1/90	C ₁ t ₂	34.37	3.35	0.69	17.60	37.2	0.31	2.1136	0.0083
<i>Youngquistognathus</i> <i>posterus</i>	F2-0	D ₃ f ₂	32.02	3.53	0.58	16.70	36.02	0.34	2.1569	0.0094
<i>praeangustidiscus</i>	5174a/1	D ₃ f ₁	33.99	3.75	0.61	16.91	36.17	0.26	2.1390	0.0072
<i>rossicus</i> (Sb-элемент)	5102a-1	D ₃ f ₂	36.4	4.72	0.00	16.44	35.17	0.26	2.1393	0.0074
<i>rossicus</i> (Sb-элемент)	5102a-1	D ₃ f ₂	36.83	4.66	0.00	16.65	35.17	0.42	2.1123	0.0119
<i>rossicus</i> (Sb-элемент)	5102a-1	D ₃ f ₂	37.21	3.98	0.00	16.6	34.85	0.11	2.0994	0.0032

**Рис. 2.** Продольное сечение S элемента *Youngquistognathus rossicus* (Zhuravlev) (обр. 5102a-1, франский ярус, верхний девон, разрез на оз. Ильмень, Главное девонское поле Восточно-Европейской платформы).

а – оптическое изображение, б – BSE изображение, в – график содержания Sr по линии А–Б на рис. 2б (от внутренней части элемента к внешней) и границы ламелл.

Fig. 2. Lengthwise section of S element of *Youngquistognathus rossicus* (Zhuravlev) (sample 5102a-1, Frasnian, Upper Devonian, Ilmen Lake section, Main Devonian Field, East European Platform).

а – optic image, б – BSE image, в – Sr content along the line A–B on Fig. 2б (outward direction) and boundaries of lamellae.

Органическое вещество

Органическое вещество представлено коллагеноподобным белком, вероятно, нефибриллярного типа и составляет 2–3% ткани (Kemp, Nicoll, 1997; Kemp, 2002; Журавлев, 2017, 2018). Самой распространенной аминокислотой в его составе, по данным рентгеноструктурного анализа деминерализованных конодонтовых элементов, является глицин (Журавлев, Сапега, 2007). Результаты спектроскопии комбинационного рассеивания и атомно-силовой микроскопии также подтверждают присутствие в органическом веществе конодонтовых элементов коллагеноподобного белка, сохранившего свою надмолекулярную структуру (Журавлев, 2017, 2018). Более того, при деминерализации конодонтовых элементов с индексом окраски 1–1.5 органическая матрица сохраняет форму элемента (Zhuravlev, Smoleva, 2018) (рис. 3), что свидетельствует о ненарушенной и близкой к первичной надмолекулярной структуре органического вещества (Sealy et al., 2014). Хорошая сохранность органической составляющей конодонтовых элементов, приуроченной преимущественно к ламеллярной ткани, позволяет не только реконструировать первичный состав и структуру органического вещества, но и использовать его для биохимических исслед-

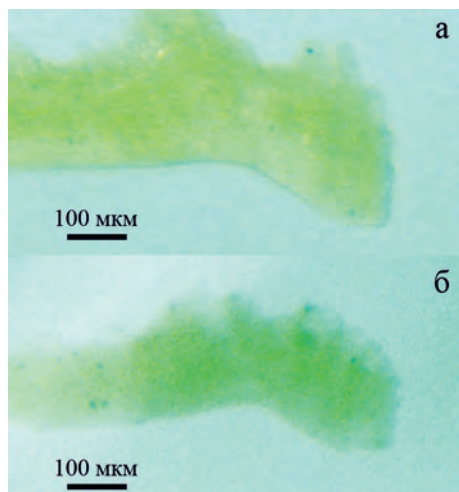


Рис. 3. Деминерализация конодонтового элемента в HCl.

а – конодонтовый элемент до деминерализации, б – конодонтовый элемент после деминерализации. Объяснение см. в тексте.

Fig. 3. Demineralization of the conodont element in HCl.

а – conodont element before the demineralization, б – conodont element after the demineralization. See explanation in the text.

дований. Одним из перспективных направлений представляется изучение изотопного состава органического углерода. Проведенный изотопный анализ углерода органического вещества 74 конодонтовых элементов в стратиграфическом диапазоне от франского яруса верхнего девона до казанского яруса средней перми показывает среднее значение $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}} = -26.2\text{‰}$ при стандартном отклонении 2.4‰ (рис. 4). Такой изотопный состав углерода органического вещества характерен для морских консументов, занимающих невысокий трофический уровень (Zhuravlev, Smoleva, 2018).

Механические свойства ламеллярной ткани

Ламеллярная ткань по результатам 44 измерений обладает средней микротвердостью 2.6 ГПа. При этом вариации микротвердости даже в одном элементе могут быть значительными, вдоль ламеллы она в среднем незначительно ниже, чем поперек (2.5 и 2.7 ГПа соответственно). Общий диапазон вариаций охватывает значения от 1.8 до 4.0 ГПа (рис. 5). В сравнении с другими типами тканей корональной части конодонтовых элементов (исключая интерламеллярную) ламеллярная обладает минимальной микротвердостью. Она также существенно меньше, чем у кристаллического фторгидроксилата (5.04–5.44 ГПа), и сопоставима с твердостью эмали зубов позвоночных (2.55–

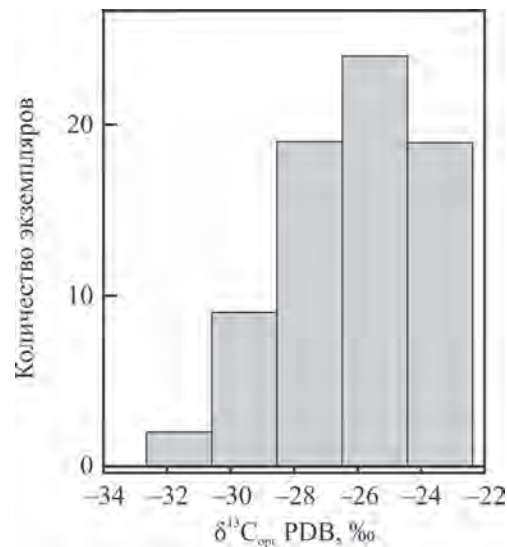


Рис. 4. Гистограмма распределения значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ в конодонтовых элементах (n = 74).

Fig. 4. Distribution of conodont organic matter $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values (n = 74).

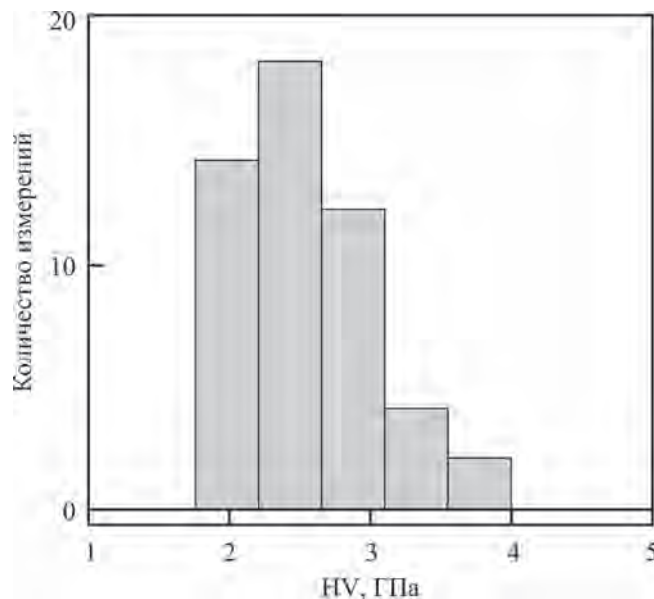


Рис. 5. Гистограмма распределения значений микротвердости по Виккерсу (HV) ламеллярной ткани (n = 66).

Fig. 5. Distribution of Vickers' microhardness values (HV) of the lamellar tissue (n = 66).

4.39 ГПа). Относительно низкая микротвердость ламеллярной ткани, вероятно, определяется значительным содержанием органического вещества, а ее существенные вариации – анизотропией, обусловленной ориентировкой кристаллитов и органических пленок внутри ламелл.

Микроорнаментация поверхности ламелл

На поверхности ламелл в ламеллярной ткани сохраняются сетчатые микроструктуры, сопоставляемые с отпечатками клеток секретирующего эпителия (Pierce, Langenheim, 1970; Conway Morris, Harper, 1988; Zhuravlev, 1994; Журавлев, 2002) (рис. 6). Размеры и форма отпечатков зависят от морфологии поверхности ламеллы и таксономической принадлежности элемента (Zhuravlev, 1994). В общем случае величина отпечатка обратно пропорциональна скорости роста элемента в данном месте (Журавлев, 2002). Само по себе наличие клеточных отпечатков дает возможность предположить, что клетки эпителия контактировали с секретируемой поверхностью напрямую, а не через базальную мембрану (Simonetta et al., 1999). Возможно, вещество базальной мембраны формировало

органическую составляющую секретируемой ткани. Это предположение косвенно подтверждается тем, что органическая компонента конодонтовых элементов представлена нефибриллярным коллагеноподобным белком, характерным для базальной мембраны всех многоклеточных.

Соотношение ламеллярной ткани с другими типами тканей

На рис. 7 показано, что ламеллярная ткань в корональной части конодонтовых элементов контактирует с интерламеллярной, параламеллярной и альбидной тканями. Следует различать переходы между тканями, совпадающие с границами ламелл, и переходы, расположенные в пределах одной ламеллы.

Первый тип переходов демонстрирует как резкие границы, так и постепенные. Ламеллярная ткань формирует резкую границу с альбидной и интерламеллярной тканями, а с параламеллярной образует постепенный переход с увеличением пористости и изменением ориентировки кристаллитов.

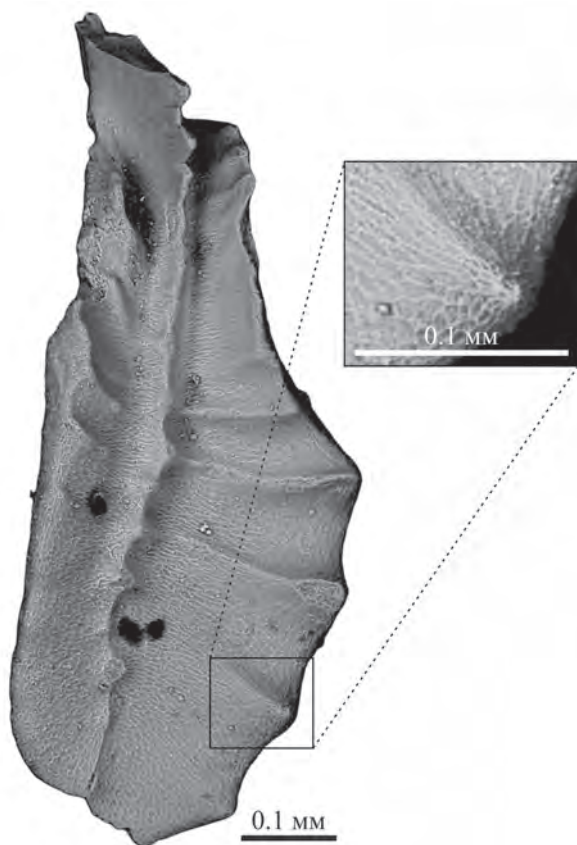


Рис. 6. Сетчатая микроскульптура на поверхности Pa элемента *Siphonodella carinata* Zhuravlev, экз. 517/3, обр. 122-6/16, турнейский ярус, нижний карбон, разрез на р. Каменка, Печорская гряда.

Fig. 6. Reticular micro-ornamentation of the surface of Pa element of *Siphonodella carinata* Zhuravlev, specimen 517/3, sample 122-6/16, Tournaisian, Lower Carboniferous, Kamenka River section, Pechora Swell.

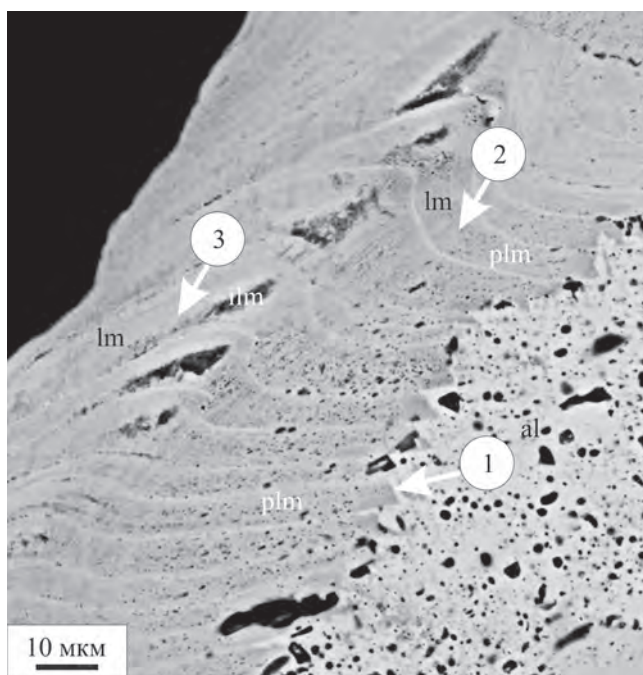


Рис. 7. Переходы между тканями вдоль ламеллы.

1 – параламеллярная–альбидная; 2 – ламеллярная–параламеллярная; 3 – ламеллярная–интерламеллярная. Обозначения тканей: al – альбидная, plm – параламеллярная, lm – ламеллярная, ilm – интерламеллярная.

Fig. 7. Transitions between the tissues along a lamella.

1 – paralamellar–albid; 2 – lamellar–paralamellar; 3 – lamellar–interlamellar. Legend: al – albid tissue, plm – paralamellar tissue, lm – lamellar tissue, ilm – interlamellar tissue.

Второй тип переходов практически всегда имеет постепенный характер, провести четкую границу между тканями внутри ламеллы, как правило, невозможно. Ламеллярная ткань переходит в интерламеллярную в пределах одной ламеллы за счет постепенного увеличения содержания органического вещества, в параламеллярную – за счет снижения содержания органики и появления микропор, а с альбидной тканью контактирует вдоль ламелл только через параламеллярную.

Таким образом, переходы между тканями в конодонтовых элементах относительно резкие на границах ламелл и постепенные внутри одной ламеллы. Из этого можно предположить, что рост всех типов тканей в пределах одной ламеллы происходил одновременно (Журавлев, Герасимова, 2015).

Модель формирования

Сходство состава минеральной составляющей различных типов тканей в сочетании с единой органической матрицей, особенностями распределения стронция и текстурно-структурными характеристиками подтверждают разработанную ранее модель формирования твердых тканей конодонтовых

элементов (Журавлев, Герасимова, 2015). Согласно этой модели, все ткани генерировались в ходе одного процесса биоминерализации, а их различия обусловлены лишь степенью реализации отдельных стадий этого процесса (там же).

Результаты предшествующих исследований позволяют выделить ряд стадий формирования структур из ламеллярной ткани (Журавлев, Герасимова, 2015) (рис. 8).

1. Погружение корональной части конодонтового элемента в чехол из секретирующего эпителия, резорбция внешней ламеллы за счет разрушения ее органической и минеральной составляющих.

2. Образование органической матрицы, представленной, скорее всего, ориентированными параллельно оси роста сетчатыми структурами коллагеноподобного белка.

3. Первичная минерализация органической матрицы. Формирование слабо упорядоченных кристаллитов фосфата кальция внутри коллагеновой матрицы.

4. Конечная кристаллизация минерального компонента ламеллы. При этом происходит частичная резорбция органической матрицы, удаление воды, включение в структуру ионов фтора и упорядочение кристаллитов.

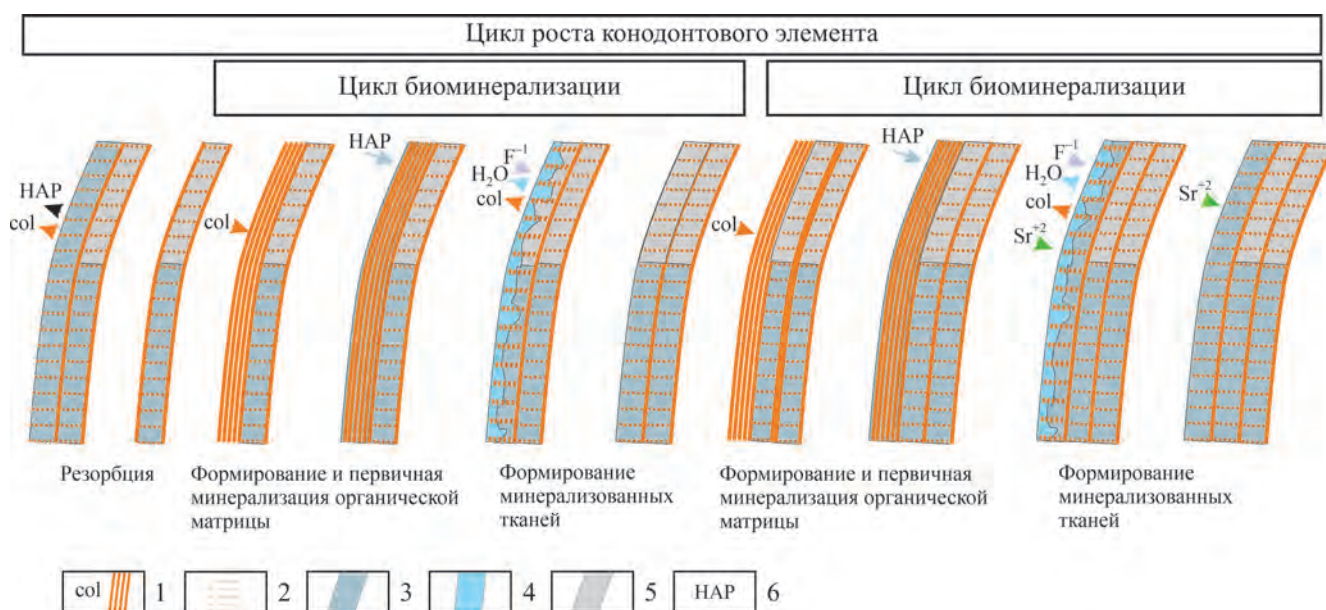


Рис. 8. Модель формирования ламеллярной ткани (по (Журавлев, Герасимова, 2015), с изменениями и дополнениями).

1 – органическая матрица (коллаген), 2 – остаточная органическая матрица, 3 – ламелла ламеллярной ткани, 4 – ткань “внешней каймы”, 5 – ламелла альбидной или параламеллярной ткани, 6 – гидроксиллапатит. Объяснение см. в тексте.

Fig. 8. Model of lamellar tissue forming (after (Zhuravlev, Gerasimova, 2015) with changes and additions).

1 – organic matrix (collagen), 2 – residual organic matrix, 3 – lamella lamellar tissue, 4 – outer rim fabric, 5 – lamella albide or paralamellar tissue, 6 – hydroxylapatite. See explanations in the text.

5. Формирование перекрывающей ламеллы ламеллярной ткани. Вероятно, процесс ее образования аналогичен (стадии 2–4). После завершения данной стадии конодонтовый элемент освобождался от “чехла” из секретирующего эпителия и начинал функционировать. На этом этапе в состав внешней и частично внутренней ламеллы входил стронций, вероятно, за счет ионного обмена с морской водой (Zhuravlev, Shevchuk, 2017).

В процессе функционирования конодонтового элемента внешние ламеллы подвергались механическим повреждениям, в том числе истиранию, что иногда отражается в структуре ламеллярной ткани в виде “угловых несогласий” между ламеллами (Furnish, 1938) (см. рис. 26).

Согласно рассмотренной модели, цикл роста конодонтового элемента охватывал последовательное формирование двух ламелл, которому предшествовала резорбция одной внешней ламеллы. В структурах, сформированных ламеллярной тканью, обе ламеллы состояли из этой ткани. В областях развития других тканей первая (внутренняя) ламелла состояла из этих тканей, а вторая (внешняя) – из ламеллярной. Таким образом, за каждый цикл роста конодонтовый элемент увеличивался на одну ламеллу.

Ламеллярная ткань представляет интерес в качестве природной модели органо-минерального композита на основе белка и фосфата кальция. Она отличается от большинства минерализованных тканей позвоночных более простым строением и составом органической компоненты и при этом не уступает им по прочностным свойствам. Например, по микротвердости ламеллярная ткань сопоставима с эмалью зубов. Благодаря простому строению и аккреционному росту процесс формирования ламеллярной ткани относительно легко воспроизвести *in vitro* за счет реализации многократного повторения процесса отложения органической матрицы с сетчатой надмолекулярной структурой и фосфата кальция. Использование в качестве органической матрицы желатина с хаотично ориентированными короткими фибриллами позволяет получить лишь шаровидные микроагрегаты органо-фосфатного композита (Rosseeva et al., 2011).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как и другие типы тканей конодонтовых элементов, ламеллярная обладает специфическим строением и составом, отличающимся от такового минерализованных тканей позвоночных (Zhuravlev, 2017). Ранее отмечалось, что существует лишь общее сходство твердых тканей примитивных позвоночных и конодонтов, которое отражает, скорее, функциональную адаптацию, чем филетические связи этих групп организмов (Barnes, Sass,

Monroe, 1973; Zhuravlev, 2017). Исследование показало, что ламеллярная ткань состоит из кристаллитов фторгидроксилapatита различной морфологии, окруженных органическим веществом. Вариации состава по основным элементам, входящим в фторгидроксилapatит, незначительны. Органическое вещество представлено коллагеноподобным белком, вероятно, нефибриллярного типа с легким изотопным составом углерода (–26.2‰ PDB). Ламеллярная ткань обладает средней микротвердостью – 2.6 ГПа, вариации которой обусловлены текстурно-структурными особенностями и распределением органического вещества. Формирование каждой ламеллы ламеллярной ткани, по-видимому, происходило путем резорбции одной внешней ламеллы и последующего образования двух ламелл за счет минерализации гидроксилapatитом сетчатой матрицы из коллагеноподобного белка.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Журавлев А.В. (2002) Гистология и микроскульптура позднепалеозойских конодонтовых элементов. СПб., НПФ “Геосервис-Плюс”, 94 с.
- Журавлев А.В. (2017) Структура органического вещества конодонтовых элементов – данные атомно-силовой микроскопии. *Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН*, (10), 20–25.
- Журавлев А.В. (2018) Состав органического вещества конодонтовых элементов. Труды XVII Всероссийского микропалеонтологического совещания “Современная микропалеонтология – проблемы и перспективы” (Отв. ред. М.С. Афанасьева, А.С. Алексеев). М.: ПИН РАН, 300–303.
- Журавлев А.В., Герасимова А.И. (2015) Альбидная ткань конодонтовых элементов: строение и модель формирования. *Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН*, (10), 21–27. DOI: 10.19110/2221-1381-2015-10-21-2
- Журавлев А.В., Сапег В.Ф. (2007) Особенности состава твердых тканей у позднепалеозойских конодонтов по данным рентгеноструктурного анализа. *Мат-лы III Международного симпозиума “Биокосные взаимодействия: жизнь и камень”*. СПб., 63–64.
- Франк-Каменецкая О.В., Рождественская И.В., Росеева Е.В., Журавлев А.В. (2014) Уточнение атомной структуры апатита альбидной ткани позднедевонских конодонтов. *Кристаллография*, **59**(1), 46–52.
- Aldridge R.J., Murdock J.E., Gabbott S.E., Theron J.N. (2013) A 17-element conodont apparatus from the Soom Shale Lagerstätte (Upper Ordovician), South Africa. *Palaentology*, **56**, 261–276.
- Bengtson S. (1976) The structure of some Middle Cambrian conodonts, and the early evolution of conodont structure and function. *Lethaia*, (9), 185–206.
- Bengtson S. (1983) A functional model for the conodont apparatus. *Lethaia*, **16**(1), 38.
- Blicke A., Turner S., Burrow C.J., Schultze H.-P., Rexroad C.B., Bultynck P., Nowlan G.S. (2010) Fossils, histology, and phylogeny: why conodonts are not vertebrates. *Episodes*, **33**, 234–241.
- Burnett R.D., Hall J.C. (1992) Significance of ultrastructural

- features in etched conodonts. *J. Paleontol.*, **66**(2), 266-276.
- Conway Morris S., Harper E. (1988) Genome size in conodonts (Chordata): inferred variations during 270 million years. *Science*, **241**, 1230-1232.
- Donoghue P.C.J. (1998) Growth and patterning in the conodont skeleton. *Phil. Trans. Royal Soc. London. B*, **353**, 633-666.
- Dzik J. (1991) Evolution of oral apparatuses in the conodont chordates. *Acta Palaeontol. Polonica*, **36**(3), 265-323.
- Frank-Kamenetskaya O.V., Rosseeva E.V., Zhuravlev A.V., Rozhdestvenskaya I.V., Banova I.I., Simon P., Buder J., Carrillo-Cabrera W., Kniep R. (2008) Hard tissues of S-elements of late Paleozoic conodont: microstructural and crystallographic aspects. *Fedorov Session 2008. Abstracts. RMS DPI 2008-2-72-1*, 229-231.
- Furnish W.M. (1938) Conodonts from the Prairie du Chien (Lower Ordovician) beds of the upper Mississippi Valley. *J. Paleontol.*, **12**(2), 318-340.
- Hass W.H., Lindberg M.L. (1946) Orientation of the crystal units in conodonts. *J. Paleontol.*, **20**, 501-504.
- Kemp A. (2002) Amino acid residues in conodont elements. *J. Paleontol.*, **76**, 518-528.
- Kemp A., Nicoll R.S. (1997) A histochemical analysis of biological residues in conodont elements. *Modern Geol.*, **21**(3), 197-213.
- Kürschner W., Becker R.T., Buhl D., Veizer J. (1992) Strontium isotopes in conodonts: Devonian-Carboniferous transition, the Northern Rhenish Slate Mountains, Germany. *Annales de la Societe geologique de Belgique*, **115**(2), 595-621.
- Lindström M., Ziegler W. (1971) Feinstrukturelle Untersuchungen an Conodonten. 1. Die Überfamilie Panderodontacea. *Geol. Palaeontol.*, 9-33.
- Martínez-Pérez C., Plasencia P., Jones D., Kolar-Jurkovšek T., Sha J., Botella H., Donoghue P.C.J. (2014) There is no general model for occlusal kinematics in conodonts. *Lethaia*, **47**, 547-555. DOI: 10.1111/let.12080
- Medici L., Malferrari D., Savioli M., Ferretti F. (2019) Mineralogy and crystallization patterns in conodont bioapatite from first occurrence (Cambrian) to extinction (end-Triassic). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.02.024>
- Nicholas C., Murray J., Goodhue R., Ditchfield P. (2004) Nitrogen and carbon isotopes in conodonts: Evidence of trophic levels and nutrient flux in Palaeozoic oceans. *The Palaeontological Association 48th Annual Meeting, Abstracts*, 126-127.
- Over D.J., Grossman E.L. (1992) Carbon isotope analysis of conodont organic material – procedure and preliminary results. *Geol. Soc. Amer., Abstracts with Programs*, **24**, A214.
- Pierce R.M., Langenheim R.L. (1970) Surface patterns on selected Mississippian conodonts. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, **81**, 3225-3236.
- Purnell M.A., Donoghue P.C.J. (1997) Architecture and functional morphology of the skeletal apparatus of ozarcodinid conodonts. *Phil. Trans. Royal Soc. London, B*, **352**, 1545-1564.
- Rosseeva E., Borrmann H., Cardoso-Gil R., Carrillo-Cabrera W., Frank-Kamenetskaya O.V., Öztan Y., Prots Y., Schwarz U., Simon P., Zhuravlev A.V., Kniep R. (2011) Evolution and Complexity of Dental (Apatite-Based) Biominerals: Mimicking the Very Beginning in the Laboratory. *Max-Planck-Institut für Chemische Physik fester Stoffe, Scientific Report 2009–2010*, 171-176.
- Sealy J., Johnson M., Richards M., Nehlich O. (2014) Comparison of two methods of extracting bone collagen for stable carbon and nitrogen isotope analysis: comparing whole bone demineralization with gelatinization and ultrafiltration. *J. Archaeol. Sci.*, **47**, 64-69.
- Shirley B., Grohgan M., Bestmann M., Jarochovska E. (2018) Wear, tear and systematic repair: testing models of growth dynamics in conodonts with high resolution imaging. *Proc. Royal Soc. London, B*, **285**, 20181614. <http://dx.doi.org/10.1098/rspb.2018.1614>
- Simon P., Grüner D., Worch H., Pompe W., Lichte H., El Khassawna T., Heiss C., Wenisch S., Kniep R. (2018) First evidence of octacalcium phosphate osteocalcin nanocomplex as skeletal bone component directing collagen triple-helix nanofibril mineralization. *Sci. Rep.*, **8**, 13696 DOI: 10.1038/s41598-018-31983-5
- Simonetta A.M., Pucci A., Dzik J. (1999) Hypotheses on the origin and early evolution of chordates in the light of recent zoological and palaeontological evidence. *Ital. J. Zool.*, **66**, 99-119.
- Suttner T.J., Kido E., Briguglio A. (2018) A new icriodontid conodont cluster with specific mesowear supports an alternative apparatus motion model for Icriodontidae. *J. System. Palaeontol.*, **16**(11), 909-926. DOI: 10.1080/14772019.2017.1354090
- Sweet W.C. (1988) The Conodonta. Morphology, Taxonomy. Paleocology and Evolutionary History of a Long-Extinct Animal Phylum. Oxford: Clarendon Press, 212 p.
- Wheley J.R., Smith M.P., Boomer I. (2012) Oxygen isotope variability in conodonts: implications for reconstructing Palaeozoic palaeoclimates and palaeoceanography. *J. Geol. Soc., London*, **169**, 239-250. DOI: 10.1144/0016-76492011-048
- Wright J. (1990) Conodont geochemistry: a key to the Palaeozoic. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **118**, 227-305.
- Zhang M., Iang H., Purnell M.A., Lai X. (2017) Testing hypotheses of element loss and instability in the apparatus composition of complex conodonts: articulated skeletons of *Hindeodus*. *Palaeontol.*, **60**, 595-608.
- Zhuravlev A.V. (1994) Polygonal ornament in conodonts. *Lethaia*, **26**, 287-288.
- Zhuravlev A.V. (2017) Comparative histology of conodonts and early vertebrates. *Vestnik IG Komi SC UB RAS*, (4), 37-42
- Zhuravlev A.V., Shevchuk S.S. (2017) Strontium distribution in Upper Devonian conodont elements: a palaeobiological proxy. *Riv. It. Paleontol. Strat.*, **123**(2), 203-210.
- Zhuravlev A.V., Smoleva I.V. (2018) Carbon isotope values in conodont elements from the latest Devonian-Early Carboniferous carbonate platform facies (Timan-Pechora Basin). *Eston. J. Earth Sci.*, **67**(4), 238-246. DOI: 10.3176/earth.2018.17

REFERENCES

- Aldridge R.J., Murdock J.E., Gabbott S.E., Theron J.N. (2013) A 17-element conodont apparatus from the Soom Shale Lagerstätte (Upper Ordovician), South Africa. *Palaeontology*, **56**, 261-276.
- Barnes C.R., Sass D.B., Monroe E.A. (1973) Ultrastructure

- of some Ordovician conodonts. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **141**, 1-30.
- Bengtson S. (1976) The structure of some Middle Cambrian conodonts, and the early evolution of conodont structure and function. *Lethaia*, **9**, 185-206.
- Bengtson S. (1983) A functional model for the conodont apparatus. *Lethaia*, **16**(1), 38.
- Blieck A., Turner S., Burrow C.J., Schultze H.-P., Rexroad C.B., Bultynck P., Nowlan G.S. (2010) Fossils, histology, and phylogeny: why conodonts are not vertebrates. *Episodes*, **33**, 234-241.
- Burnett R.D., Hall J.C. (1992) Significance of ultrastructural features in etched conodonts. *J. Paleontol.*, **66**(2), 266-276.
- Conway Morris S., Harper E. (1988) Genome size in conodonts (Chordata): inferred variations during 270 million years. *Science*, **241**, 1230-1232.
- Donoghue P.C.J. (1998) Growth and patterning in the conodont skeleton. *Phil. Trans. Royal Soc. London. B*, **353**, 633-666.
- Dzik J. (1991) Evolution of oral apparatuses in the conodont chordates. *Acta Palaeontol. Polonica*, **36**(3), 265-323.
- Frank-Kamenetskaya O.V., Rosseeva E.V., Zhuravlev A.V., Rozhdestvenskaya I.V., Banova I.I., Simon P., Buder J., Carrillo-Cabrera W., Kniep R. (2008) Hard tissues of S-elements of late Paleozoic conodont: microstructural and crystallographic aspects. *Fedorov Session 2008. Abstracts. RMS DPI 2008-2-72-1*, 229-231.
- Frank-Kamenetskaya O.V., Rozhdestvenskaya I.V., Rosseeva E.V., Zhuravlev A.V. (2014) Refinement of Apatite Atomic Structure of Albid Tissue of Late Devon Conodont. *Cristallografiya*, **59**(1), 41-47. (In Russian)
- Furnish W.M. (1938) Conodonts from the Prairie du Chien (Lower Ordovician) beds of the upper Mississippi Valley. *J. Paleontol.*, **12**(2), 318-340.
- Hass W.H., Lindberg M.L. (1946) Orientation of the crystal units in conodonts. *J. Paleontol.*, **20**, 501-504.
- Kemp A. (2002) Amino acid residues in conodont elements. *J. Paleontol.*, **76**, 518-528.
- Kemp A., Nicoll R.S. (1997) A histochemical analysis of biological residues in conodont elements. *Modern Geol.*, **21**(3), 197-213.
- Kürschner W., Becker R.T., Buhl D., Veizer J. (1992) Strontium isotopes in conodonts: Devonian-Carboniferous transition, the Northern Rhenish Slate Mountains, Germany. *Annales de la Societe geologique de Belgique*, **115**(2), 595-621.
- Lindström M., Ziegler W. (1971) Feinstrukturelle Untersuchungen an Conodonten. 1. Die Überfamilie Panderodontacea. *Geol. Palaeontol.*, 9-33.
- Martínez-Pérez C., Plasencia P., Jones D., Kolar-Jurkovšek T., Sha J., Botella H., Donoghue P.C.J. (2014) There is no general model for occlusal kinematics in conodonts. *Lethaia*, **47**, 547-555. DOI: 10.1111/let.12080
- Medici L., Malferrari D., Savioli M., Ferretti F. (2019) Mineralogy and crystallization patterns in conodont bioapatite from first occurrence (Cambrian) to extinction (end-Triassic). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.02.024>
- Nicholas C., Murray J., Goodhue R., Ditchfield P. (2004) Nitrogen and carbon isotopes in conodonts: Evidence of trophic levels and nutrient flux in Palaeozoic oceans. *The Palaeontological Association 48th Annual Meeting, Abstracts*, 126-127.
- Over D.J., Grossman E.L. (1992) Carbon isotope analysis of conodont organic material – procedure and preliminary results. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, **24**, A214.
- Pierce R.M., Langenheim R.L. (1970) Surface patterns on selected Mississippian conodonts. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, **81**, 3225-3236.
- Purnell M.A., Donoghue P.C.J. (1997) Architecture and functional morphology of the skeletal apparatus of ozarcodinid conodonts. *Phil. Trans. Royal Soc. London, B*, **352**, 1545-1564.
- Rosseeva E., Borrmann H., Cardoso-Gil R., Carrillo-Cabrera W., Frank-Kamenetskaya O.V., Öztan Y., Prots Y., Schwarz U., Simon P., Zhuravlev A.V., Kniep R. (2011) Evolution and Complexity of Dental (Apatite-Based) Biominerals: Mimicking the Very Beginning in the Laboratory. *Max-Planck-Institut für Chemische Physik fester Stoffe, Scientific Report 2009–2010*, 171-176.
- Sealy J., Johnson M., Richards M., Nehlich O. (2014) Comparison of two methods of extracting bone collagen for stable carbon and nitrogen isotope analysis: comparing whole bone demineralization with gelatinization and ultrafiltration. *J. Archaeol. Sci.*, **47**, 64-69.
- Shirley B., Grohgan M., Bestmann M., Jarochovska E. (2018) Wear, tear and systematic repair: testing models of growth dynamics in conodonts with high resolution imaging. *Proc. Royal Soc. London, B*, **285**, 20181614. <http://dx.doi.org/10.1098/rspb.2018.1614>
- Simon P., Grüner D., Worch H., Pompe W., Lichte H., El Khassawna T., Heiss C., Wenisch S., Kniep R. (2018) First evidence of octacalcium phosphate osteocalcin nanocomplex as skeletal bone component directing collagen triple-helix nanofibril mineralization. *Sci. Rep.*, **8**, 13696. DOI: 10.1038/s41598-018-31983-5
- Simonetta A.M., Pucci A., Dzik J. (1999) Hypotheses on the origin and early evolution of chordates in the light of recent zoological and palaeontological evidence. *Ital. J. Zool.*, **66**, 99-119.
- Suttner T.J., Kido E., Briguglio A. (2018) A new icriodontid conodont cluster with specific mesowear supports an alternative apparatus motion model for Icriodontidae. *J. System. Palaeontol.*, **16**(11), 909-926. DOI: 10.1080/14772019.2017.1354090
- Sweet W.C. (1988) The Conodonta. Morphology, Taxonomy. Paleocology and Evolutionary History of a Long-Extinct Animal Phylum. Oxford: Clarendon Press, 212 p.
- Wheele J.R., Smith M.P., Boomer I. (2012) Oxygen isotope variability in conodonts: implications for reconstructing Palaeozoic palaeoclimates and palaeoceanography. *J. Geol. Soc., London*, **169**, 239-250. DOI: 10.1144/0016-76492011-048
- Wright J. (1990) Conodont geochemistry: a key to the Palaeozoic. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **118**, 227-305.
- Zhang M., Iang H., Purnell M.A., Lai X. (2017) Testing hypotheses of element loss and instability in the apparatus composition of complex conodonts: articulated skeletons of *Hindeodus*. *Palaeontol.*, **60**, 595-608.
- Zhuravlev A.V. (1994) Polygonal ornament in conodonts. *Lethaia*, **26**, 287-288.
- Zhuravlev A.V. (2002) *Gistologiya i mikroskulptura pozdnepalaeozoiskikh konodontovykh elementov* [Late Palaeozoic conodont element histology and microornamenta-

- tion]. St.Petersburg, NPF Geoservice-Plus Publ., 94 p. (In Russian)
- Zhuravlev A.V. (2017) Comparative histology of conodonts and early vertebrates. *Vestnik IG Komi SC UB RAS*, (4), 37-42.
- Zhuravlev A.V. (2017) Structure of organic matter of conodont elements – atomic-force microscopy data. *Vestnik IG Komi NTs UrO RAN*, 10, 20-25. (In Russian)
- Zhuravlev A.V. (2018) Composition of organic matter of conodont elements. *Trudy XVII Vserossiiskogo mikropaleontologicheskogo soveshchania "Sovremennaya mikropaleontologiya – problemy i perspektivy"* (Eds M.S. Afanas'eva, A.S. Alekseev) [Proceedings of the XVII All-Russian micropaleontological meeting "Modern micropaleontology – problems and prospects"]. Moscow, PIN RAS, 300-303. (In Russian)
- Zhuravlev A.V., Gerasimova A.I. (2015) Albid tissue of the conodont elements: composition and forming model. *Vestnik IG*, 10(250), 21-27. (In Russian, English abstract)
- Zhuravlev A.V., Sapega V.F. (2007) XRD data on composition of the hard tissues of the Late Palaeozoic conodonts. "Biokosnye vzaimodeistviya: zhizn' i kamen'". Mat-ly III Mezhdunarodnogo simpoziuma ["Bio-Inert Interactions: Life and Rocks". Materials of the 3rd International Symposium]. St.Petersburg, 63-64. (In Russian)
- Zhuravlev A.V., Shevchuk S.S. (2017) Strontium distribution in Upper Devonian conodont elements: a palaeobiological proxy. *Riv. It. Paleontol. Strat.*, 123(2), 203-210.
- Zhuravlev A.V., Smoleva I.V. (2018) Carbon isotope values in conodont elements from the latest Devonian – Early Carboniferous carbonate platform facies (Timan-Pechora Basin). *Eston. J. Earth Sci.*, 67(4), 238-246. DOI: 10.3176/earth.2018.17

УДК. 552.553.4

DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-2-196-211

Изотопно-геохимические особенности генезиса магматических комплексов рудоносных систем Чукотского сектора Арктического побережья России

В. Г. Сахно, Л. С. Цурикова

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, 690022, г. Владивосток, пр-т 100-летия Владивостока, 159,
e-mail: v_sakhno@mail.ru

Поступила в редакцию 03.09.2018 г., принята к печати 15.02.2019 г.

Объект исследований. Изотопный состав (Pb-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr, Os/Os, Hf/Hf, $^3\text{He}/^4\text{He}$ и др.) магматических комплексов и рудно-магматических систем (РМС) двух рудных узлов (Купольского и Илирнейского) приполярной западной Чукотки, различающихся как структурным положением, так и возрастом слагающих их магматических комплексов, в пределах которых известны крупнейшие месторождения Au-Ag типа. **Методы.** Изотопные системы Pb-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd, Re-Os, Lu-Hf, $^3\text{He}/^4\text{He}$, $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ и серы исследовались в центре изотопных исследований (ЦИИ) ВСЕГЕИ (С.-Петербург), а также в Институте геологии, геохимии и рудных месторождений ИГЕМ (Москва) и в лаборатории стабильных изотопов Дальневосточного геологического института ДВГИ (г. Владивосток). Определения Re и Os проводились на одноколлекторном масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой ICP-MS ELEMENT-2. Измерение изотопных соотношений серы проведено на изотопном масс-спектрометре Finnigan MAT 253. **Результаты и выводы.** На основе изотопно-геохимических данных сделано предположение, что в генерации магм участвовали различные глубинные источники, а дифференцированный состав поздних расплавов, возможно, отражает процессы плавления верхних горизонтов коры. При сравнении данных по магматизму илирнейского и купольского рудных узлов выявляется различная степень влияния коровых пород на генерацию расплавов. Для Купольского рудного узла свойственно большое влияние мантийных источников во внутриплитном магматизме, связанном с процессами рудообразования. Возможно, это и определяет больший объем оруденения для Купольского узла по сравнению с Илирнейским.

Ключевые слова: магматизм западной Чукотки, изотопы свинца, гелия, Au-Ag рудоносность

Благодарность

Авторы искренне признательны сотрудникам компании KINROSS за оказанную помощь в проведении экспедиционных работ в условиях Крайнего Севера.

Isotopic and geochemical features of the genesis of igneous complexes and ore-magmatic systems in the Chukotka sector of the Russian Arctic coast

Vladimir G. Sakhno, Ludmila S. Tsurikova

Far East Geological Institute FEB RAS, 159 Century of Vladivostok av., Vladivostok 690022, Russia,
e-mail: v_sakhno@mail.ru

Received 03.09.2018, accepted 15.02.2019

Research subject. The isotopic composition (Pb-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr, Os/Os, Hf/Hf, $^3\text{He}/^4\text{He}$, etc.) of magmatic complexes and ore-magmatic systems (OMS) of two ore clusters (Kupolsky and Ilirneysky) located in the subpolar Western Chukotka was studied. These ore clusters differ from each other both in their structural position and the age of their magmatic complexes, within which the largest deposits of Au-Ag type are known. **Materials and methods.** The Pb-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd, Re-Os, Lu-Hf, $^3\text{He}/^4\text{He}$, $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ and sulphur isotopic systems were studied at the VSEGEI centre for isotopic studies (St. Petersburg), as well as at the Institute of Geology, Geochemistry and Ore Deposits (IGEM, Moscow) and the Laboratory of Stable Isotopes of the Far Eastern Geological Institute (FEGI, Vladivostok). Re and Os were measured using an ELEMENT-2 inductively coupled plasma single-collector mass spectrometer. Sulphur isotopic ratios were measured

Для цитирования: Сахно В.Г., Цурикова Л.С. (2020) Изотопно-геохимические особенности генезиса магматических комплексов рудоносных систем Чукотского сектора Арктического побережья России. *Литосфера*, **20**(2), 196–211. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-2-196-211

For citation: Sakhno V.G., Tsurikova L.S. (2020) Isotopic and geochemical features of the genesis of igneous complexes and ore-magmatic systems in the Chukotka sector of the Russian Arctic coast. *Litosfera*, **20**(2), 196–211. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-2-196-211

© В.Г. Сахно, Л.С. Цурикова, 2020

using a Finnigan MAT 253 isotope mass spectrometer. *Results and conclusions.* On the basis of the isotope-geochemical data obtained, an assumption was made that various deep sources participated in the magma generation, and the differentiated composition of late melts may reflect the melting processes of the crust upper horizons. When comparing the data on the magmatism of the Ilirneysky and Kupolsky ore clusters, a different degree of crustal rock influence on melt generation was revealed. The Kupolsky ore cluster is characterised by a large influence of mantle sources in intraplate magmatism associated with ore formation processes. This is likely to have determined a greater amount of mineralisation in the Kupolsky cluster compared to the Ilirneysky ore cluster.

Keywords: *magmatism of western Chukotka, lead and helium isotopes, Au-Ag ore content*

Acknowledgments

The authors are sincerely grateful to KINROSS employees for their assistance in carrying out expedition work in the Far North.

ВВЕДЕНИЕ

На площади Чукотского сектора Арктической зоны Северо-Востока России известны золото-серебряные месторождения и рудопроявления, связанные с вулcano-структурами мелового возраста. Первоначально меловые магматические комплексы Чукотки частично или полностью относили к Охотско-Чукотскому вулканическому поясу (ОЧВП) (Белый, 1977; Котляр, 1986; и др.).

В последние годы установлено, что некоторые вулканические структуры, расположенные к западу от ОЧВП и поперечные к его простираению, не являются его апофизами, так как имеют раннемеловой возраст (Сахно и др., 2014, 2016, 2019; Тихомиров и др., 2017; и др.). Для вулканических комплексов ОВЧП и его Чукотской части на основе современных инструментальных методов (SHRIMP-метод) был установлен позднемеловой возраст (Акинин, Миллер, 2011; Сахно и др., 2014, 2016). Кроме того, магматические комплексы, поперечные к структурам ОЧВП, имеют определенные отличия от них не только по времени формирования, но и по условиям петрогенезиса, что представляется важным для решения вопросов эволюции рудно-магматических систем и прогноза месторождений двух рудных узлов – Илirнейского и Купольского. В Илirнейском узле известно месторождение Двойное и перспективное рудопоявление Сентябрьское. Купольский рудный узел с крупным месторождением Купол и перспективными рудопоявлениями Морошка, Прикуп, Токай находится в пределах ОЧВП, а основной магматический процесс, ответственный за его формирование, отвечает альб-сеноманскому времени (Сахно и др., 2014, 2016; Тихомиров и др., 2017).

Помимо петрологических методов исследования и определения возраста магматических комплексов для оценки рудоносности РМС имеет определенное значение исследование изотопных систем, таких как Pb-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd, Re-Os, Hf/Hf, Lu-Hf, $^3\text{He}/^4\text{He}$, изотопов серы и других. Они служат индикаторами мантийно-коровых процессов и позволяют решить вопросы источника рудного ве-

щества, дифференциации расплавов и перспективности РМС.

Данные этих исследований позволяют определять многие параметры генезиса магматических пород и их рудоносности. Это, прежде всего, степень контаминации коровых пород мантийными расплавами. Так, значения Re/Os в мантийных породах соответствуют отношениям в метеоритах, тогда как в основных расплавах отношения резко повышены за счет очень низких содержаний осмия в коровых породах, т.е. Re/Os отношение в земной коре намного больше, чем в мантии, а радиогенный осмий (^{187}Os) в большей степени накапливается в коровых расплавах (гранитах, риолитах и др.). Такая контаминация может определять характер генерации рудоносных магм.

Характер дифференциации магм в свете корово-мантийных процессов определяется лютеций-гафниевыми (Lu-Hf), рубидий-стронциевыми (Rb-Sr), самарий-неодимовыми (Sm-Nd) и другими изотопными системами. Как отмечалось выше, поведение изотопов гафния и неодима в некоторой степени подобно при петрогенезисе коровых расплавов, тем не менее существуют и определенные различия. Так, первичные отношения изотопов неодима в магматических породах позволяют предполагать возможность вовлечения древних коровых пород в новый этап генерации расплавов, что является важным критерием их петрогенезиса и в определенной степени рудоносности (Фор, 1989; и др.).

Не менее важное значение имеет изучение гелиевой ($^3\text{He}/^4\text{He}$) и аргонной (Ar/Ar) изотопии для решения вопросов о влиянии глубинных флюидов на генерацию рудоносности магм и корово-мантийные процессы. Анализ изотопов гелия и аргона позволяет оценить вклад глубинных (мантийных) процессов и соответствующей флюидной составляющей при генерации расплавов и формировании рудно-магматических систем. А соотношения радиогенного (глубинного) аргона и атмосферного ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$) в РМС позволяет судить о степени эрозионного среза рудоносных структур.

В заключение следует подчеркнуть, что комплексный подход к исследованию рудоносно-

сти РМС, который включает не только определения петрохимического, геохимического (микроэлементного и РЗЭ) состава пород, но и изотопных систем, дает основание более объективно оценивать перспективность РМС, в данном случае золото-серебряного профиля. Определение масштабности рудного процесса (объемности) РМС представляет собой трудную задачу. Согласно комплексным исследованиям, проведенным российскими учеными, было установлено, что промышленная значимость определяется многими факторами: участием глубинных процессов в формировании РМС, структурной позицией, длительностью их развития (десятки млн лет) и объемным участием флюидной фазы (в особенности глубинной). (Крупные и суперкрупные месторождения..., 2004; и др.).

Прежде чем перейти к анализу изотопных систем магматических комплексов РМС двух рудных узлов Приполярной Чукотки – Илirнейскому и Купольскому, следует подчеркнуть их различия как по геологическому строению, так и по возрасту, составу магматизма и по параметрам рудного процесса (Кравцов и др., 2005; Сидоров и др., 2007; Особенности..., 2008; Сахно и др., 2014, 2016; и др.).

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Илirнейский рудный узел

Рудный узел располагается в Восточной части Верхояно-Чукотской складчатой области, в которую входит несколько тектонических зон: Анюйская, Олойская и Южно-Анюйская сутура – след закрытия Южно-Анюйского океана (Лаверов и др., 2013; Верниковский и др., 2013; и др.). Основная часть разреза этих зон представлена осадочными породами девона, карбона, триаса, юры и раннего мела. Все эти комплексы смяты в складки, имеющие СЗ простирание. Они частично перекрыты раннемеловыми вулканитами наложенных впадин: Тытыльвеевской, Мангазейской, Раучуанской, Нутесынской. В пределах этих впадин известны крупнообъемные массивы гранитоидов и габброидов (Тихомиров и др., 2017; и др.).

Возраст этих вулканогенных образований, а также некоторых интрузий, полученный на основе изотопного датирования пород главным образом Тытыльвеевского прогиба и Раучуанской впадины, соответствует апту ($121.4 \pm 2.8 - 112.0 \pm 1.0$ млн лет) (Miller et al., 2010; Сахно и др., 2014, 2016; Тихомиров и др., 2017).

Илirнейский узел располагается в восточной части Тытыльвеевского прогиба, к востоку от которого он перекрывается вулканитами ОЧВП (Сахно и др., 2019, рис. 1). В нем известно месторождение Двойное и рудное поле Сентябрьское, в пре-

делах которого выделяются три рудных участка: Сентябрьское-Центральное, Сентябрьское-Южное, Сентябрьское-СВ. Последнее выделено в ходе поисково-оценочных работ, проведенных в 2010 г., а в настоящее время проведены более детальные работы, которые позволили получить новые данные о строении и составе слагающих эту структуру вулканитов и рудопроявлении (Савва и др., 2016). В пределах рудного поля развиты вулканиты тытыльвеевской свиты, нижняя часть которой представлена в большей части андезитами, средняя часть сложена туфами риолитов, риолито-дацитов, лавобрекчиями этих пород, а верхняя – андезитами. По данным (Савва и др., 2012), весь комплекс прорывают экструзивные и дайковые тела андезитов, которые, в свою очередь, прорываются оруденелыми эксплозивными брекчиями, агломератами и дайками риолитов, замещенных кварц-полевошпат-хлоритовыми и хлорит-гидрослюдистыми породами, которые слагают тело, представляющее собой трубку взрыва с золото-кварц-полиметаллическим оруденением. Детальное описание геологии этого рудопроявления дано в статьях (Савва и др., 2012; Николаев и др., 2013) (рис. 1).

Весьма характерно поведение щелочей в породах вулканогенной толщи Сентябрьское-СВ как для андезитов, так и риолитов. Среди них встречаются породы как с высоким, так и с низким содержанием K_2O . Наиболее высокое содержание K_2O свойственно андезито-дацитам (нижняя толща). Среди риолитов характерны высоконатровые разновидности. Для таких пород отмечаются повышенное содержание хрома и высокая степень вторичных изменений. Для микро- и редкоземельных элементов также характерны значительные колебания, особенно бария в риолитах. Более подробно особенности петро- и микроэлементного состава вулканических пород Сентябрьской РМС рассмотрены ранее (Сахно и др., 2014, 2016, 2019; Тихомиров и др., 2017; и др.).

Возраст магматических пород, определенный SHRIMP-методом по цирконам, показывает, что покровные вулканиты Тытыльвеевской свиты соответствуют апту, а экструзивные и дайковые комплексы – верхнемеловой (сеноман-турон) эпохе (Сахно и др., 2015, 2016; Тихомиров и др., 2017).

Возраст оруденения, связанного с трубкой взрыва (определения по адуляру из рудной зоны), относится к более позднему времени – 93–89 млн лет. Можно предполагать его инициирование с экструзиями и дайковыми телами андезитов и монцо-диоритов, возраст которых, определенный SHRIMP-методом по цирконам (в РМС Двойное), колеблется в пределах 92–93 млн лет.

Рудно-магматическая система Двойное расположена в 16 км южнее Сентябрьского в тытыльвеевской впадине, но, в отличие от Сентябрьского, локализована в пределах развития интрузивных мас-

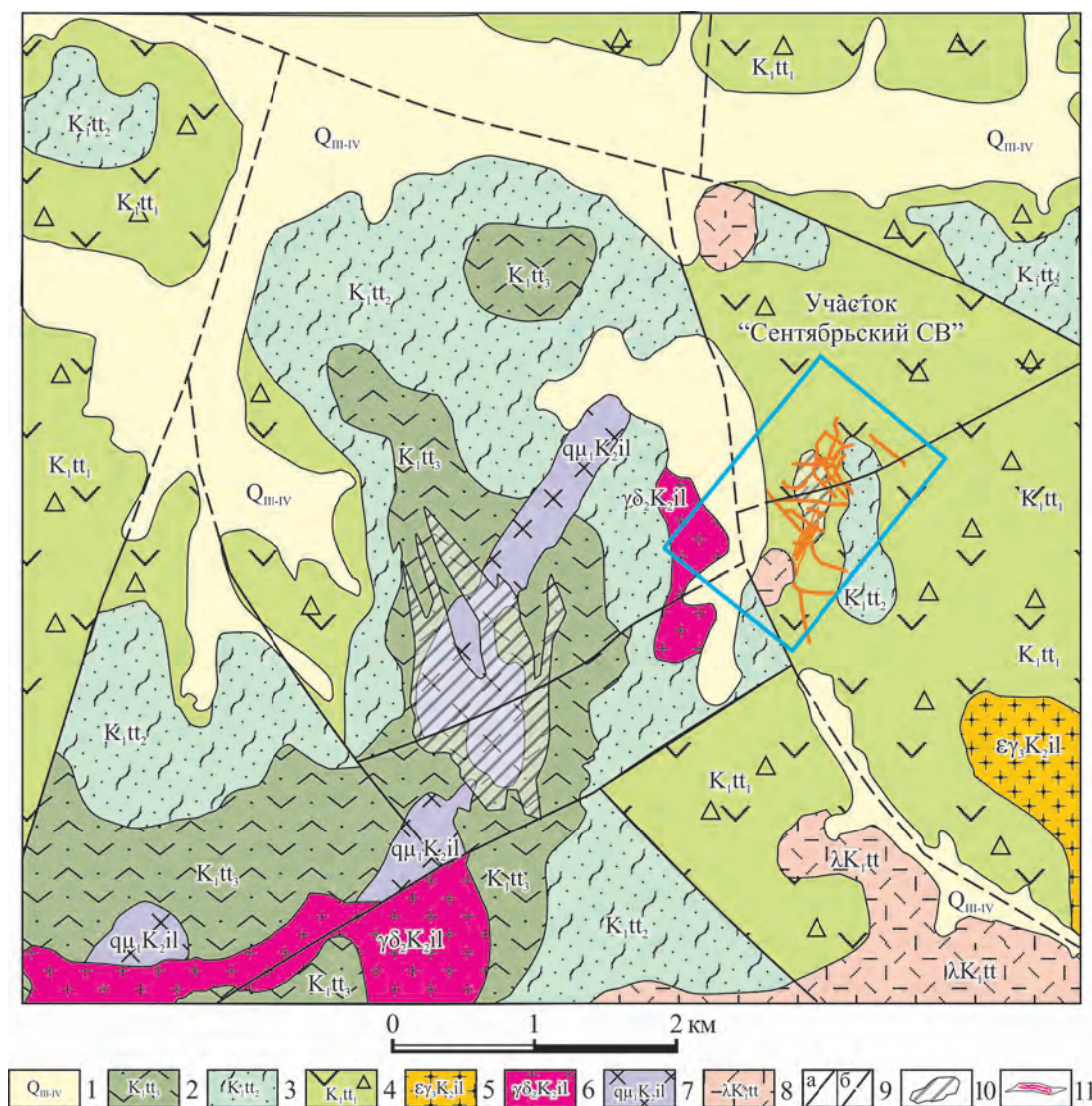


Рис. 1. Схема геологического строения месторождения Сентябрьское (участок Сентябрьский СВ) по данным KINROSS, 2008.

1 – Неоплейстоцен-голоцен: ледниковые валуны, галечники, гравий, пески, глины; аллювиальные галечники, валуны, гравий, пески; 2–4 – Тытылвеемская свита: 2 – верхняя подсвита (андезиты, их кластолавы и туфы), 3 – средняя подсвита (риолиты, риодациты, дациты, андезиты, их туфы и игнимбриты, туфоконгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты), 4 – нижняя подсвита (андезиты, андезитобазальты, базальты, трахиандезиты, их кластолавы, туфы, туфопесчаники, редко туфоконгломераты); 5–7 – Илirнейский гранитоидный комплекс (γ): 5 – третья фаза (субщелочные граниты, субщелочные гранит-порфиры (γπ), субщелочные лейкогранит-порфиры, их дайки (γπ)), 6 – вторая фаза (гранодиориты (γδ), граниты (γ), гранодиорит-порфиры (γδπ), гранит-порфиры (γπ), кварцевые сиениты, их дайки (q)), 7 – первая фаза (диориты (δ), кварцевые монзониты, их дайки (qμ)); 8 – Тытылвеемский субвулканический комплекс: риолиты (λ), андезиты (α), экструзивные и жерловые образования; 9 – разрывные нарушения: а – достоверные, б – предполагаемые; 10 – площадные зоны метасоматических изменений (серицитизация, пиритизация); 11 – золотосодержащие рудные тела (зоны прожилково-вкрапленной минерализации в эксплозивных и тектонических брекчиях).

Fig. 1. Geology of the Sentyabrskoe deposit (Northeastern site) from KINROSS, 2008.

1 – Neopleistocene-Holocene: glacial boulders, pebbles, gravels, sands, and clays; alluvial pebbles, boulders, gravels, and sands; 2–4 – Tytylveemskaya Formation: 2 – Upper subformation (andesites, their clastic lavas and tuffs), 3 – Middle subformation (rhyolites, rhyodacites, dacites, andesites and their tuffs, ignimbrites, tuff conglomerate, tuffaceous sandstones and siltstones), 4 – Lower subformation (andesites, basaltic andesites, basalts, trachyandesites and their clastic lavas, tuffs, tuffaceous sandstones, rare tuff conglomerate); 5–7 – the Ilirney granitoid complex (γ): 5 – the third stage (subalkali granites, granite-porphyry (γπ), leucogranite-porphyry, and their dykes (γπ)), 6 – the second phase (granodiorites (γδ), granites (γ), granodiorite-porphyry (γδπ), granite-porphyry (γπ), quartz syenites and their dykes (q)), 7 – the first stage (diorites (δ), quartz monzonites and their dykes (qμ)); 8 – Tytylveem subvolcanic complex (rhyolites (λ), andesites (α), extrusive and vent formations); 9 – faults: a – visible, b – supposed; 10 – areal sericitic and pyritic alteration zones; 11 – vein-disseminated ore in explosive and tectonic breccias.

сивов, представленных гранитами, лейкогранитами, прорванными grano-диоритами различных фациальных типов и фаз (Особенности..., 2008; Сахно и др., 2019, рис. 10)

Вулканические породы РМС Сентябрьское и Двойное имеют определенное сходство по составу микро-и редкоземельных элементов, что хорошо отражается на мультикомпонентных диаграммах. Существуют и некоторые различия: это, прежде всего, преобладание К над Na. Наиболее показательны европиевый и неодимовый минимумы, характерные для более дифференцированных щелочно-салических магматических пород РМС Двойное. Среди малых элементов отмечены высокие содержания хрома при низких концентрациях железа, а также низкие концентрации церия при повышенной концентрации иттербия. Эти геохимические особенности будут рассмотрены ниже при анализе изотопных систем.

Следует отметить, что при анализе петро-и геохимического состава магматических пород двух близких по возрасту РМС Илirнейского рудного узла – Сентябрьского и Двойного – выявляются как черты сходства, так и определенные различия. Возможно, это связано с условиями проявления магматизма – РМС Сентябрьское локализовано в трубке взрыва. Рудопроявление Двойное располагается в пределах крупнообъемного массива гранитоидов. Оно связано с более поздними экструзивно-дайкиковыми телами (данные определения возраста по циркону – SHRIMP-метод) с отрывом от главной фазы магматизма (апт) в несколько десятков млн лет. Это же свойственно и рудопроявлению Сентябрьское-СВ. Возраст оруденения определялся по адуляру из рудных зон (Сахно и др., 2016, 2019).

Купольский рудный узел

Магматизм и рудообразование РМС, особенно этап формирования рудных фаций, наиболее детально рассмотрен в статьях многих исследователей (Особенности..., 2008; Глухов, 2008; Сахно и др., 2016; и др.). Новые данные по определению возраста магматизма и рудогенеза на основе современных методов датирования, рассмотренные ранее, а также детального анализа петро- и микроэлементного состава, особенно индикаторных изотопных систем, дает возможность идентификации возможных глубинных источников, принимавших участие в формировании магматических расплавов и рудном процессе.

Купольский рудный узел располагается в пределах внешней зоны ОВЧП, на границе Олойской и Южно-Ануйской зон Верхояно-Чукотской складчатой области и позднеюрско-раннемеловых впадин (Тытыльвеевской, Раучуанской, Нутесынской и других аптского возраста). Южно-Ануйская зо-

на рассматривается как “след” закрытия Южно-Ануйского океана, что имеет определенное значение для этого региона и отражается в смене характера магматизма ОВЧП (Белый, 1978; Лаверов и др., 2013; и др.). Для Чукотского сектора свойственно проявление объемного кислого вулканизма, а для Анадырского сектора к югу от сутуры характерен интенсивный андезито-базальтовый вулканизм. Эта смена состава продуктов магматизма отражается и в особенностях рудопроявлений, размещение которых контролируется меридиональным и северо-западными глубинными разломами. (Сидоров и др., 2007; Особенности..., 2008; и др.).

Месторождение Купол, рудопроявления Морощка и другие расположены в Северо-западной части Мечкереvской вулканоструктуры диаметром около 100 км. Это палеовулкан сложного строения, в основании которого залегает толща, сложенная туфами и игнимбритами риолит-дацитов и дацитов. Выше залегают лавы и туфы андезитов и андезито-базальтов. Верхняя часть всего разреза меловых образований завершается толщей риолитов и трахириолитов, которая перекрывается покровами андезито-базальтов и базальтов предположительно палеогенового возраста (Сахно и др., 2019, рис. 2).

В пределах месторождения известны экструзии, дайки, малые интрузии, представленные габбро-диоритами, андезитами, дацитами и риолитами (Сидоров и др., 2007; Глухов, 2008; Особенности..., 2008; и др.).

При петрологических и изотопных исследованиях магматических пород РМС Купол, Морощка, Прикуп и Токай были определены петрогеохимический состав, возраст покровных образований, а также дорудных и пост-рудных риолитовых даек, вмещающих рудную зону (Сахно и др., 2014, 2016, 2019). По циркону (SHRIMP-метод) установлен более ранний возраст андезитов, слагающих нижнюю часть покрова, – 94.8 ± 1.4 , 94.5 ± 2.0 млн лет, флюидальных покровных дацитов – 94.5 ± 2.0 млн лет и послерудных даек – 88.8 млн лет (среднее из трех анализов). Таким образом, возраст оруденения – 88–89 млн лет.

Анализ микроэлементного состава и особенно индикаторные соотношения (Nb/Ta–Zr/Hf; Ta/Yb–SiO₂ и др.) на диаграммах для магматитов двух рудных улов выявил определенные различия, связанные со спецификой петрогенезиса пород и влияния различных факторов. Исходя из геологических, петрогеохимических и других данных, можно сделать следующее заключение: рудно-магматические системы Илirнейского и Купольского рудных узлов формировались при разных геотектонических режимах и в различных временных интервалах, судя по возрасту главных фаз магматизма.

Тем не менее возраст оруденения в двух рудных узлах, как установлено по геохронологиче-

ским данным, был относительно близок по времени: 88–89 млн лет – в Купольском, 93–94 млн лет – в Илirianском. Это позволяет полагать, что оруденение в Илirianском рудном узле сопряжено не с объемным магматизмом ранних этапов (121–118 млн лет), а с более поздними малыми телами – экстрозивно-дайкавым комплексом. Особый интерес вызывает формирование рудоносности Сентябрьского-СВ рудного участка, структура которого представляет эксплозивную трубку, где процессы рудообразования определялись участием глубинных флюидных потоков, а у поверхности протекали в неравновесных условиях высокотемпературных газо-транспортных реакций. Эта особенность впервые отмечена в подобных структурах на вулкане Кудрявый на о-ве Итуруп (Коржинский и др., 1996; Дистлер и др., 2008).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Изотопные системы Pb-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd, Re-Os, Lu-Hf, $^3\text{He}/^4\text{He}$, $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ и серы исследовались в центре изотопных исследований (ЦИИ) ВСЕГЕИ (С.-Петербург), а также в институте геологии, геохимии и рудных месторождений ИГЕМ (Москва).

Была использована новейшая приборная база: Neptune (Thermo Finnigan, Germany) с областью изучения всего спектра изотопных систем, прибор Delt Plus XL для определения изотопов водорода и Triton (Thermo Finnigan, Germany) для исследования изотопов U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr, Re-Os. Определение изотопов серы проводилось в лаборатории стабильных изотопов Дальневосточного геологического института ДВГИ (г. Владивосток), по методике, разработанной А.В. Игнатьевым и Т.А. Веливецкой.

Определения Re и Os проводились на одноколлекторном масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой ISP-MS ELEMENT-2 в центре Изотопных исследований ВСЕГЕИ (С.-Петербург). Эта методика позволяет определить $^{185}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ с точностью менее 0.5% (Allegre, 2008).

Изотопный анализ серы сульфидов выполнен в ЦКП ДВГИ ДВО РАН в лаборатории стабильных изотопов. Подготовка образцов для масс-спектрометрического изотопного анализа серы проведена по методике В.А. Гриненко. Серу сульфидов окисляют до SO_2 с использованием оксида меди как окислителя. Реакцию окисления проводят в вакууме при температуре 900°C. Полученный SO_2 очищают от остальных продуктов реакции на терморегулируемой криогенной ловушке. Очищенный SO_2 вымораживают в отдельной ампуле для измерения $\delta^{34}\text{S}$. Измерение изотопных соотношений серы проведено на изотопном масс-спектрометре Finnigan MAT 253 (Thermo Finnigan, Bremen, Germany) с использованием двойной си-

стемы напуска. Масса анализируемых образцов составляла 10 мг. Погрешность определения $\delta^{34}\text{S}$ (1 σ) 0.1‰, $n = 5$.

ИЗОТОПНЫЕ СИСТЕМЫ Rb-Sr, Pb-Pb И Sm-Nd МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД РУДОНОСНЫХ СТРУКТУР КУПОЛЬСКОГО И ИЛИРНЕЙСКОГО РУДНЫХ УЗЛОВ ЧУКОТКИ¹

Интерпретация изотопных данных по РМС рудных узлов в целях идентификации возможных источников вещества, принимавшего участие в формировании магматических расплавов, с помощью комплекса изотопных (Rb-Sr, Sm-Nd и Pb-Pb) систем проведена с использованием серии образцов магматических пород мелового возраста Купольского и Илirianского рудных узлов Приполярной Чукотки. Они представлены интрузивными и вулканическими образованиями и по химическому составу включают ряд от андезитов (диоритов) до риолитов (гранитов). Полученные для них Pb-Pb, Rb-Sr и Sm-Nd данные приведены в табл. 1–3.

По своим начальным Sr-Nd-Pb изотопно-геохимическим характеристикам изученные породы весьма неоднородны. Величины начальных соотношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ изменяются в широких пределах – от 0.7037 до 0.7096. Столь же значительный диапазон вариаций устанавливается и для значений начальных соотношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, выраженный в относительных единицах $\epsilon_{\text{Nd}}\text{T}$. Этот параметр образует интервал значений, включающий в себя как положительные, так и отрицательные величины $\epsilon_{\text{Nd}}\text{T}$ (+4.1...–6.3). Породы также характеризуются и неоднородностью начальных величин изотопных соотношений Pb. Разброс значений для соотношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, оцененный с помощью коэффициента вариации, составляет 1.2, 0.2 и 0.5 соответственно. По своему диапазону эти вариации следует признать существенными. Они являются нетипичными для магматических образований, сформировавшихся из единого очага. Следует отметить, что не выявлено сколько-нибудь значимых корреляционных зависимостей между химическим составом пород (Сахно и др., 2016, 2019) и соответствующими их Sr-Nd-Pb изотопными характеристиками.

В целом полученные изотопные Rb-Sr, Sm-Nd и Pb-Pb данные для пород позволяют заключить, что исходные материнские магматические расплавы были весьма неоднородны по изотопному составу. Масштабы этой неоднородности указывают на вовлечение в магматический процесс нескольких источников вещества.

¹ Особенности химического и петро-геохимического состава пород Купольского и Илirianского рудных узлов рассмотрены ранее (Сахно и др., 2019).

Таблица 1. Pb-Pb данные для магматических пород Чукотки**Table 1.** Pb-Pb isotope ratios from igneous rocks of the ore-magmatic systems of Chukotka

Месторо- ждение	Номер образца	Порода	U	Th	Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Начальные отношения Pb		
			мкг/г						²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb
Купол	WP-4220	Диорит	5.8	10.0	11	18.5522	15.5215	38.2798	17.9922	15.4947	37.9992
	WP-4325	Дацит, туф	2.3	7.9	14	18.6268	15.5645	38.4577	18.4609	15.5566	38.2921
	WP-4319	Риолит, покров	2.4	4.7	13	18.5144	15.5311	38.2668	18.3288	15.5222	38.1612
Двойное	503954 (КПШ)	Гранит	0.17	0.76	28	18.5123	15.5547	38.3066	18.5063	15.5544	38.2988
	504022	Диорит	0.54	1.4	9	18.8443	15.6000	38.5804	18.7814	15.5970	38.5330
	504006	Сиенит	4.7	14	52	18.4728	15.5510	38.3370	18.3828	15.5467	38.2577
	504020	Риолит	7.0	21	14	18.9457	15.5698	38.7128	18.4169	15.5445	38.2525
	504025	Гранит, дайка	2.7	13.0	12	18.7435	15.5697	38.6237	18.5202	15.5590	38.3157
Сентябрь- ское	504018	Андезит	5.1	15.0	6.0	18.9868	15.5755	38.7823	18.0715	15.5316	38.0000
Морошка	109907	Андезит	2.8	8.5	6.1	18.6054	15.5302	38.3642	18.1752	15.5097	37.9820
	109908	Дацит	5.6	20.0	22	18.4842	15.5241	38.2718	18.2427	15.5126	38.0211

Примечание. Определение изотопов Pb и Sr (табл. 1–3) проводилось в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН.

Note. Pb and Sr isotopes (Tables 1–3) were determined in Laboratory of Isotopic Geochemistry and Geochronology at Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry (IGEM) RAS.

Таблица 2. Rb-Sr данные по валовым пробам магматических пород РМС Чукотки**Table 2.** The Rb-Sr ratio data on whole-rock samples of igneous rocks from the ore-magmatic systems of Chukotka

Месторождение	Порода	Номер пробы	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr, ±2σ	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr, ±2σ
Купол	Диорит (дайка)	WP-4220	54.3	460	0.341 ± 1	0.704244 ± 14
	Туф (дацит)	WP-4325	243	133	5.269 ± 11	0.711086 ± 14
	Риолит (поток)	WP-4319	116	174	1.929 ± 4	0.706464 ± 14
Двойное	Гранит	503954	214	25.5	24.26 ± 5	0.745301 ± 14
	Сиенит	504006	121	98	3.596 ± 7	0.710347 ± 14
	Риолит	504020	113	89.2	3.672 ± 7	0.710744 ± 14
	Диорит	504022	69.0	528	0.378 ± 1	0.707794 ± 14
	Гранит (дайка)	504025	209	40.2	15.03 ± 3	0.728304 ± 14
Сентябрьское	Андезит	504018	151	366	1.196 ± 3	0.706684 ± 14
Морошка	Дациит	109907	201	117	4.98 ± 1	0.705843 ± 14
	Андезит	109908	115	402	0.827 ± 2	0.705051 ± 14

Таблица 3. Sm-Nd данные по магматическим породам РМС Чукотки**Table 3.** Sm-Nb isotope ratios from igneous rocks of the ore-magmatic systems of Chukotka

Месторож- дение	Номер образца	Порода	Sm	Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	ε _{Nd} , T	T _(DM) , млрд лет
			мкг/г					
Купол	WP-4220	Диорит	4.41	20.1	0.1329 ± 3	0.512809 ± 10	4.1	1.45
	WP-4325	Риолит	4.41	22.1	0.1206 ± 3	0.512264 ± 10	−6.3	
	WP-4319	—“—	2.94	17.4	0.1023 ± 3	0.512759 ± 10	3.3	
Сентябрьское	504018	Андезит	4.35	22.9	0.1145 ± 3	0.512623 ± 10	1.2	0.81
Двойное	504006	Сиенит	2.58	13.8	0.1131 ± 3	0.512736 ± 10	3.2	0.63
	504020	Риолит	2.08	12.4	0.1015 ± 3	0.512716 ± 10	3.0	0.59
	504022	Диорит	5.42	25.0	0.1310 ± 3	0.512486 ± 10	−2.1	
Морошка	109907	Дациит	3.51	17.0	0.1249 ± 3	0.512789 ± 10	3.7	0.62
	109908	Андезит	4.58	20.8	0.1330 ± 3	0.512771 ± 10	3.3	

Прежде чем проанализировать результаты изотопно-геохимического изучения пород, следует отметить следующее. Химический состав пород свидетельствует о том, что при их петрогенезисе ведущая роль принадлежала коровым источникам. Расчеты модельных величин Nd возрастов, варьирующих от 0.6 до 1.5 млрд лет, дают основание заключить, что в магматические процессы вовлекалось вещество преимущественно молодой (позднерифейского возраста) континентальной коры либо омоложенной последующим появлением андерплейтинга мантийных расплавов. Эта континентальная кора, имеющая относительно “примитивные” Sr-Nd-Pb изотопные характеристики, может быть отнесена к переходной к ювенильному типу, формирование которой происходит на конвергентных границах плит в условиях активной континентальной окраины. В этих геодинамических условиях в зонах столкновений плит происходило активное взаимодействие в генерации мантийного и корового вещества, что отражается в образовании магматических расплавов смешанной мантийно-коровой природы. Это проявляется в значениях начальных Sr-Nd-Pb изотопных характеристик пород. Данный обобщенный вывод подтверждается результатами более детального анализа полученных изотопных данных для пород с помощью различных корреляционных диаграмм (рис. 2).

На этих диаграммах помимо точек, отвечающих начальным Sr-Nd-Pb изотопным характеристикам пород, показаны также области современных значений различных мантийных источников. На всех приведенных диаграммах: $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})-(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$; $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})-\epsilon_{\text{Nd}}$; $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})-(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$ точки пород образуют короткие корреляционные тренды, которые могут рассматриваться как тренды смешения вещества двух геохимических типов источников. Наблюдаемое на диаграммах соотношение трендов точек пород и полей изотопных составов Sr, Nd и Pb современных мантийных источников позволяет предположить, что одним из источников, принимавших участие в формировании магматических расплавов, являлось вещество истощенной мантии (DMM) (Сахно и др., 2016). В качестве такого источника, вероятней всего, выступала океаническая кора, плавление которой происходило после закрытия Южно-Анжуйского океана 130–128 млн лет назад (Лаверов и др., 2013).

Присущие этим породам значительные вариации начальных Sr-Nd-Pb изотопно-геохимических характеристик обусловлены исходной неоднородностью этих величин. Изотопно-геохимическая неоднородность протолита, за счет плавления которого происходила генерация магматических расплавов, является следствием геодинамических особенностей формирования ювенильной коры в обстановке активной континентальной окраины, где происходило взаимодействие мантийного и корового вещества.

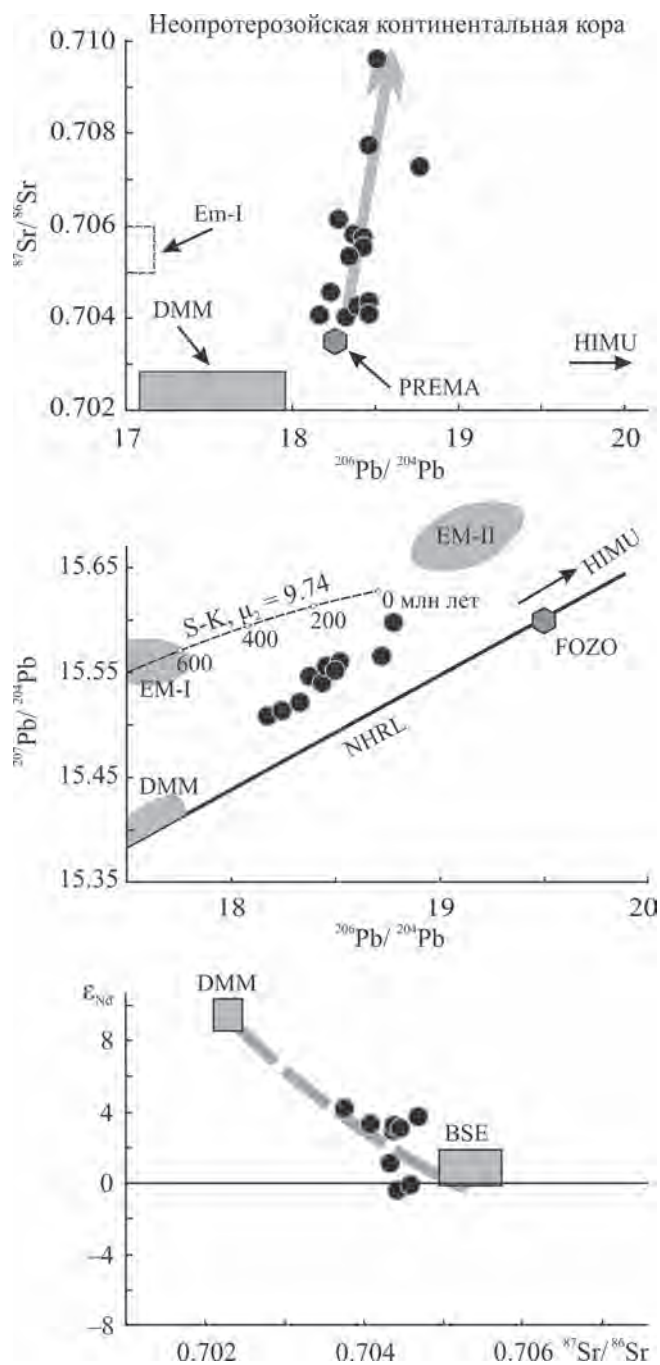


Рис. 2. Данные изотопных исследований магматических пород месторождений и рудопоявлений Западной Чукотки.

Поля радиогенных изотопных отношений областей мантии: обедненной – DMM, обогащенной – EM-I, EM-II, HIMU, первичной – FOZO, PREMA (Фоп, 1989).

Fig. 2. Isotopic data on igneous rocks from deposits and ore occurrences of western Chukotka.

Fields of radiogenic isotopic ratio for: DMM – depleted, EM-I, EM-II, HIMU – enriched, and FOZO, PREMA primary magmas (Fore, 1989).

ИЗОТОПЫ ГЕЛИЯ И АРГОНА В ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОДАХ РМС СЕВЕРНОЙ ЧУКОТКИ

Исследование благородных газов – гелия и аргона – в магматических породах представляет фундаментальный интерес не только при изучении происхождения и эволюции вещества Земли, но и при идентификации глубинных и коровых источников при генерации расплавов в эндогенном процессе.

Открытие значительного избытка легкого изотопа гелия (^3He) в гидротермах Исландии, срединно-океанических хребтах, горячих точках и трубках взрыва показало значение дегазации Земли в процессе эволюции мантии (Grants et al., 1979; и др.) и мантийную природу флюидов (гелия, аргона и др.) как “трассеров” мантийных и мантийно-коровых расплавов.

Поступление первичного гелия из мантии можно связывать с глубинными разломами либо со взрывными структурами центрального типа (трубки взрыва с глубокими “корнями”).

Анализ отношения изотопов гелия и аргона в вулканических породах РМС различных структур Чукотки показывает большие колебания (табл. 4–5), что может быть обусловлено контаминацией атмосферным гелием.

Они значительно, на порядок или чуть меньше, различаются в разных структурах. Наиболее высокие $^3\text{He}/^4\text{He}$ характерны для вулканоструктур (РМС) Купольского рудного узла: Купол (КЛ-3А, КЛ-5), Морошка (МР-5). Это наиболее высокие со-

держания мантийного гелия. Несколько ниже они для Прикупа (ПР-1) и Токая (ТК-2). Это же характерно и для радиационного (глубинного) аргона (Ar). Высокие отношения атмосферного аргона предполагает степень эрозионного среза верхних частей РМС (см. табл. 5).

Для РМС Илirнейского рудного района (исходя из количества новых данных) колебания глубинного гелия, а также воздушного аргона колеблется в определенных интервалах: для РМС “Двойное” доля мантийного гелия невелика, так же как доля радиогенного аргона. Несколько выше количество радиационного (глубинного) аргона и мантийного гелия в РМС Сентябрьское, что позволяет судить и об эрозионном срезе. Из сравнения можно сделать некоторые предварительные выводы, которые вытекают из вышеописанных результатов анализа как двух рудных узлов, так и для каждого РМС в отдельности.

Из табличных данных по гелию и аргону видно, что уровни этих газов в РМС Купольского и Илirнейского рудных узлов различные. Определенная стабильность свойственна для Купольского РМС и Морошки, несколько ниже она для Прикупа и Токая. Для структур Илirнейского рудного узла уровень глубинного гелия несколько ниже, а уровень воздушного аргона, особенно для РМС “Двойное”, значительно выше. Определенные различия, видимо, связаны с особенностями глубинного источника флюидов. Можно полагать, что формирование флюидов длительное время осуществлялось в сравнительно глубинных резервуарах. Для последующего взаимодействия мантийно-корового флюида

Таблица 4. Гелий и неон в газовой-жидких включениях из мантийных пород РМС Илirнейского и Купольского рудного узлов

Table 4. Helium and neon of fluid inclusions in mantle rocks of the ore-magmatic systems of the Ilirney and Kupol ore nodes

Месторождение	Номер пробы	Порода	$\text{He} \cdot 10^{-6}$, см ³ /г	$^3\text{He}/^4\text{He} \cdot 10^{-6}$ измер.	$^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ измер.	$^3\text{He}/^4\text{He} \cdot 10^{-6}$ корр.	R_A корр.	He_m/He , %	$^4\text{He}/^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$
Сентябрьское	СТ-1	Андезит	0.56	0.40	74.4	0.39	0.28	3.1	0.75
	СТ-4	—	0.36	0.66	43.0	0.66	0.48	5.3	0.42
Двойное	ДВ-6	Стекло	0.18	0.38	103	0.38	0.27	3.0	1.83
	ДВ-8	Андезит	0.18	0.56	40.8	0.57	0.40	4.5	0.58
Купол	КЛ-3А	Стекло	0.036	1.25	10.7	1.24	0.89	10.2	0.27
	КЛ-5	—	0.037	1.12	10.5	1.11	0.80	9.1	0.41
Морошка	МР-5	Андезит	0.020	2.43	27.0	2.44	1.74	20.2	0.84
Прикуп	ПР-1	Стекло	0.040	0.97	11.9	0.96	0.70	7.8	0.09
Токай	ТК-2	Базальт	0.074	0.82	71.1	0.82	0.59	6.7	2.18

Примечание. Газы выделялись посредством дробления образцов в вакууме. $^3\text{He}/^4\text{He} \cdot 10^{-6}$ корр. – значение изотопного отношения, скорректированное на воздушную компоненту гелия, рассчитанную по соотношению $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$, т.е. изотопный состав “глубинного” гелия. R_A – скорректированное отношение изотопов гелия, деленное на таковое в атмосферном гелии ($1.4 \cdot 10^{-6}$). He_m/He – доля мантийного гелия, рассчитанная для значений $^3\text{He}/^4\text{He}$ в верхней мантии $1.2 \cdot 10^{-5}$ и $2 \cdot 10^{-8}$ в земной коре. $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ – соотношение изотопов He и Ar в анализируемых породах. Аналитик Э.М. Прасолов.

Note. The gases were extracted from samples by vacuum crushing. $^3\text{He}/^4\text{He} \cdot 10^{-6}$ корр. is a value corrected for the isotopic composition of deep-Earth helium calculated according to the $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ ratio. R_A is the corrected helium isotope ratio divided by the atmospheric helium isotope ratio ($1.4 \cdot 10^{-6}$). He_m/He is a share of mantle helium calculated for $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios from the upper mantle ($1.2 \cdot 10^{-5}$) and the earth's crust ($2 \cdot 10^{-8}$). $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ – relation of He and Ar isotopes in rocks. Measurements were performed by analyst E.M. Prasolov.

Таблица 5. Аргон в газовой-жидких включениях из мантийных пород рудно-магматических систем (РМС) Илринейского и Купольского рудного узлов

Table 5. Argon of fluid inclusions in mantle rocks of the ore-magmatic systems of the Ilirney and Kupol ore nodes

Месторождение	Номер образца	Порода	Ar · 10 ⁻⁶ , см ³ /г	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	Ar _a /Ar, %	Ar _r /Ar, %	⁴⁰ Ar _{rad} · 10 ⁻⁶ , см ³ /г
Сентябрьское	СТ-1	Андезит	1.06	1016.2	29.1	70.9	0.76
	СТ-4	—	1.34	814.9	36.3	63.7	0.86
Двойное	ДВ-6	Риолит	0.43	382.1	77.4	22.6	0.097
	ДВ-8	Андезит	1.40	381.9	77.4	22.6	0.32
Купол	КЛ-3А	Риолит	0.92	345.4	85.6	14.4	0.13
	КЛ-5	Стекло	0.26	454.7	65.0	35.0	0.091
Морошка	МР-5	Андезит	0.49	310.3	95.3	4.7	0.023
Прикуп	ПР-1	Риолит	1.54	422.5	70.0	30.0	0.46
Токай	ТК-2	Андезит	0.42	322.0	91.8	8.2	0.034

Примечание. Газы выделялись посредством дробления образца в вакууме. В пробах доля воздушного аргона рассчитывалась по результатам изотопного анализа аргона: $Ar_a(\%) = (^{40}Ar/^{46}Ar)_{\text{атм.}} / (^{40}Ar/^{46}Ar)_{\text{пробы}} \times 100$; доля радиогенного аргона рассчитывалась: $Ar_r(\%) = 100 - Ar_a(\%)$. Ar_a – атмосферный, Ar_{rad} – радиогенный (глубинный) Ar. Определение гелия и аргона проводилось на приборе Micromass 5400 (Англия), аналитик Э.М. Прасолов.

Note. The gases were extracted from samples by vacuum crushing. A share of atmospheric argon in samples was calculated by the results of argon isotope analysis: $Ar_a(\%) = (^{40}Ar/^{46}Ar)_{\text{atm.}} / (^{40}Ar/^{46}Ar)_{\text{sample}} \times 100$; radiogenic argon was calculated by the following formula: $Ar_r(\%) = 100 - Ar_a(\%)$. Ar_a – atmospheric argon, Ar_{rad} – radiogenic (deep-Earth) argon. Helium and argon were analyzed on a Micromass 5400 (UK) mass spectrometer, by analyst E.M. Prasolov.

с близповерхностной системой вод и газов характерны сильные вариации взаимодействия воздушного и радиогенного аргона и мантийного гелия, что, возможно, отражает различные уровни генерации палеофлюидов.

В исследованных палеофлюидах в данном случае газовой-жидких включений в минералах выделены два типа аргона – воздушный и радиогенный. Первый попадает во флюид в составе вод, второй образуется в составе материнских пород. Отношения изотопов аргона в современной атмосфере равно постоянной величине 295.5, и оно не изменяется на протяжении всего фанерозоя, а в наших пробах доля радиогенного аргона больше этой постоянной, что, возможно, происходит при распаде ⁴⁰K материнской породы еще до образования расплава. Это в итоге отражается и на объеме оруденения.

Re-Os ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМА В РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ СЕВЕРНОЙ ЧУКОТКИ

Использование Re-Os изотопной системы в решении вопросов петрологии и рудоносности позволяет определять степень контаминации коровых пород мантийными расплавами. Re/Os в мантийных породах соответствует отношениям в метеоритах, тогда как в основных (базальтовых) расплавах, а тем более в кислых, он гораздо выше. Эти соотношения резко меняются в связи с тем, что количество осмия чрезвычайно мало в коровых породах, вследствие этого Re/Os намного больше, чем в мантии, а тем более в магматических породах. Радиогенный

осмий (¹⁸⁷Os) в большей степени концентрируется в коровых расплавах, что позволяет определить степень генерации рудогенных магм при дифференциации. Благодаря современной инструментальной технологии можно установить концентрацию Re. Определения проводились на одно-коллекторном масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой ISP-MS ELEMENT-2 в центре Изотопных исследований ВСЕГЕИ (С.-Петербург). Эта методика позволяет определить ¹⁸⁵Os/¹⁸⁶Os с точностью менее 0.5% (Allegre, 2008).

Анализ изотопного состава Re, Os и вариации ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os в породах рудномагматических комплексов представлены в табл. 6. Табличные данные показывают типичное для вулканитов обеднение Os (менее 0.1 мг/т).

Из полученных данных видно, что содержание рения и осмия, в частности, в вулканитах характерно для пород, в которых отсутствуют сульфиды, концентрирующие рений и осмий. Содержание рения варьирует втрое, что обеспечивает существенные вариации Re/Os отношений в изученных породах магматических комплексов РМС. При таких вариациях рений-осмиевых отношений можно было бы предполагать определенную закономерность, если бы это была единая вулканическая серия.

В целом измеренные осмиевые изотопные отношения андезитов, андезито-базальтов и других пород соответствуют уровню обогащенной мантии, при этом минимальное отношение (0.19) лишь немного больше принятой оценки изотопного состава верхней недеплетированной мантии (0.1296). Вследствие этого необходимо предположить, что

Таблица 6. Re-Os анализ валовых пород РМС Чукотки

Table 6. Re-Os dating of whole rocks

№ п.п.	Проба	Порода	Плот- ность	Re	Os	¹⁸⁷ Re/ ¹⁸⁸ Os	2 σ, %	¹⁸⁷ Os/ ¹⁸⁸ Os	2σ, %	2 σ абс.	Model age, млн лет	Zircon age, млн лет	¹⁸⁷ Os/ ¹⁸⁸ Os, t	γ Os, t	
				мг/т											
1	КЛ-2	Базальт Андезит	2.5073	0.113	0.033	17.0024	0.73	0.37251	0.47	0.00177	879	94	0.34586	174	
2	СТ-4		2.5166	0.126	0.010	63.8428	0.68	0.38466	0.55	0.00212	243	124	0.25263	100	
3	ДВ-8		—“—	2.6663	0.259	0.020	64.9338	0.61	0.42738	0.55	0.00233	278	121	0.29636	135
4	МР-3		—“—	2.4900	0.290	0.012	125.5572	0.65	0.57574	0.65	0.00372	215	94	0.37896	200
5	ТК-5		—“—	2.5255	0.148	0.012	61.8717	0.55	0.39334	0.76	0.00298	259	94	0.29637	134
6	ПР-7		—“—	2.6795	0.075	0.080	4.5585	0.77	0.19898	0.58	0.00115	1021	94	0.19183	52

Примечание. Изотопный состав проб корректировался на бланки: Re 70 pg, Os 0.7 pg. Модельный возраст рассчитан по (Allegre, 2008).

Note. Isotopic composition of the rock samples was corrected on blanks Re 70 pg and Os 0.7 pg. The model age is calculated by (Allegre, 2008).

это оценка изотопного состава источника расплавов, представленных образцов проб из разных РМС. Безусловно, необходимы более детальные геологические данные и более объемное опробование.

Из общего числа проб “выпадает” проба ПР-7, но не модельным возрастом, который объясняется низким содержанием рения (соответственно, низкой величиной Re/Os), а малой степенью контаминации коровым материалом и, следовательно, наиболее близким изотопным составом осмия к родоначальной мантии. Пересчет на первичные данные (с учетом реальных возрастов) изначально единого (магматического) источника всех проб показывает, что контаминация произошла в момент формирования расплава, который был деплетирован 94–120 млн лет назад. В процессе контаминации мантийный расплав, деплетированный рением (Re/Os = 0.4–0.1), не был существенно обогащен им. Этот процесс мог сопровождаться и обогащением рудных компонентами.

Вследствие этого степень контаминации могла бы косвенно свидетельствовать о возможном рудном потенциале конкретного объекта (рудно-магматической системы). При этом верхняя мантия, вовлеченная в магомгенерацию, была по изотопному составу либо примитивной, либо, что более вероятно, обогащенной за счет мантийного метасоматоза (флюидного). Этот процесс в какой-то степени подтверждается аналитическими данными (см. табл. 6). Вовлечение субдущированной континентальной коры маловероятно, так как измеренные значения осмиевых отношений слишком низкие для этого процесса, но субдущированная океаническая кора, причем молодая (закрытие Анюйского океана произошло в промежутке 130–140 млн лет назад), по данным (Лаверов и др., 2013), вполне могла быть источником контаминации и рудных компонентами.

Учитывая данные структурного положения рудопроявлений, а также данные флюидного режима (повышенные концентрации глубинного гелия, ха-

рактер структур трубки взрыва), можно предположить, что этот процесс формирования рудных компонентов мог быть связан с механизмом флюидного переноса рудного вещества.

ИЗОТОПНАЯ ГЕОХИМИЯ Lu-Hf В ВУЛКАНОСТРУКТУРАХ

Для идентификации возможных источников, принимающих участие в формировании расплавов, и связанной с ними рудоносностью с помощью изотопных систем (Lu-Hf и Hf-Hf) было проведено изучение магматических пород рудных полей Двойное и Сентябрьское СВ².

Изученные породы неоднородны как по начальным отношениям Lu/Hf, Hf/Hf и Yb/Hf, и геохимическому составу, так и по возрасту (121.5 ± 0.92 , 119.2 ± 1.1 , 115 млн лет). Самой молодой является дайка гранодиорита с возрастом 96.06 ± 0.98 млн лет, а также дайка андезита (504008) с возрастом 94 млн лет, для которых характерен монцитонитовидный петрогеохимический тип (Сахно и др., 2016).

Изучение пород, их изотопных систем, а также радиогенных дочерних продуктов дает информацию о дифференциации мантии и составе континентальной коры (Фор, 1989). В этом отношении Lu-Hf системы дают возможность рассмотреть характер и состав расплава, который формируется в мантии на основании того, что гафний при плавлении более подвижен, чем лютеций, и в большей степени входит в состав мантийного расплава, а менее подвижный лютеций накапливается в реститовом мантийном веществе. В некоторой степени поведение лютеция и гафния в процессе плавления в мантии подобно свойствам самария и неодима (самарий менее подвижен, а неодим в большей степени накапливается в расплаве).

² РМС Купольского узла не рассматривался в связи с отсутствием проб с сульфидными минералами.

Исходя из перечисленных данных, важно подчеркнуть особенность поведения Lu и Hf при частичном плавлении мантии: а) базальтовые расплавы имеют низкие отношения Lu/Hf в сравнении с мантийными породами, б) но после отделения базальтового расплава остаточные твердые фазы приобретают более высокие отношения Lu/Hf, чем в первичном резервуаре. При последующем плавлении остаточных пород мантии расплавы имеют более высокие отношения Lu/Hf.

Этот фактор зафиксирован при исследовании пород месторождений Двойное (табл. 7, обр. ДВ-2, диорит, 115.9 ± 1.2 млн лет). Для него характерны высокие концентрации Lu и Yb, значительно превышающие максимальные значения в контрольных стандартах. В пробе ДВ-2 можно выделить две группы: к первой можно отнести $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, с которой связано плавление остаточной твердой фазы, к другой – смещения с более ранним базальтовым расплавом. Этот же процесс проявлен и в породах РМС Токай и Прикуп (Купольский рудный узел) (см. табл. 7, рис. 3).

На основании анализа возраста магматических комплексов U-Pb методом можно полагать, что возраст оруденения в РМС был связан не с ранним комплексом пород (ДВ-9 – 118.8 млн лет), а с более поздними внедрениями андезитовых даек с возрастом 93–94 млн лет (Прикуп, Токай, Купольский рудный узел).

С позиции геотектоники можно считать, что активная зона тектонических движений в этот период связана с закрытием Южно-Анжуйского океана и высокой магматической активностью (121–118 млн лет) этого региона, а в более поздний период отразилась межблочными движениями и, соответственно, внедрением андезитовых даек (Лаверов и др., 2013; Сахно и др., 2016; и др.).

Рудоносность, возможно, связана с этапом внедрения расплавов андезитового состава в виде поздних даек (главной особенностью которых является монцитонитовидный характер расплавов) и сопровождавших их флюидных потоков. Возраст оруденения по адуляру (K-Ag метод) из рудных образцов определен в интервале от 93–88 млн лет, что подтверждает подобное положение.

ИЗОТОПНЫЙ АНАЛИЗ СЕРЫ В СУЛЬФИДАХ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДВОЙНОЕ И СЕНТЯБРЬСКОЕ³

Анализ изотопного состава серы (табл. 8) показывает близость величин из разных зон при сравнении данных изотопов с железным метеоритом (Сихотэ-Алинским). Близкие результаты мо-

гут свидетельствовать о ювенильной природе серы. В связи с этим следует полагать, что имело место глубинное обогащение и образование соединений серы с Au, Ag и другими элементами в виде комплексных летучих соединений, отложение которых при падении температуры формировало рудные “столбы” различных уровней.

Следует подчеркнуть, что в составе рудных ассоциаций отмечается высокое содержание селена, кадмия, которые были зафиксированы во многих рудных структурах этого региона, в том числе и на месторождениях Купол, Двойное и др. (Николаев и др., 2013; и др.). Наличие таких элементов, как кадмий, весьма характерно для месторождений Купольского и Илирнейского рудных районов.

Более детально эти вопросы рассмотрены в работах Ю.Н. Николаева (2013; и др.), И.Е. Савва (2016; и др.) и многих других.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ представленного материала по геологии и изотопии магматических пород золото-серебряных рудно-магматических систем Купольского и Илирнейского рудных узлов приарктической зоны Западной и Центральной Чукотки позволяет наметить определенные закономерности.

1. Магматизм и оруденение контролируются трансрегиональными разломами. На позднем этапе с ними сопряжено формирование рудно-магматических систем, развитие которых было длительным. Это подтверждается данными определений возраста по цирконам (SHRIMP-метод).

2. По своим характеристикам рассматриваемые рудорпроявления и месторождения относятся к эпitherмальному типу, их формирование происходило при участии мантийных и коровых процессов генерации расплавов и сопровождающих их флюидных систем, что подтверждается исследованиями изотопных систем (Pb-Pb, Hf-Hf, Sm-Nd, ^3He - ^4He и др.).

3. Изучение Rb-Sr, Pb-Pb, Hf-Hf и других изотопных систем, а также и рудно-магматических структур в породах позволяет дать следующую интерпретацию.

Породы имеют смешанную мантийно-коровую природу источника магматического расплава. Вероятно, происходила контаминация коровым веществом глубинного мантийного источника. Этот вывод основывается на данных изотопных отношений $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ и $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$, поскольку изотоп гафния в большей степени характерен для мантийной области генерации расплавов. Между тем изотопные отношения и особенно Pb-Sr система в большей степени отражают коровую контаминацию. Вследствие этого $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$, Sm-Nd данные образуют вытянутую линию вдоль линии NHRL-HIMU (см. рис. 2).

³ Изотопный состав серы в РМС Купольского рудного узла не определялся из-за отсутствия сульфидных минералов в коллекции.

Таблица 7. Изотопы гафния в цирконах магматических комплексов золото-серебряных РМС месторождений Чукотки**Table 7.** Hf isotope composition in zircons from igneous complexes of the gold-silver deposits of Chukotka

Образец		Точки	¹⁷⁶ Yb/ ¹⁷⁷ Hf	Err	¹⁷⁶ Lu/ ¹⁷⁷ Hf	Err	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	Err
Купол	F-4	5	0.0310997	0.0022450	0.0018726	0.0000467	0.2831126	0.0000374
		7	0.0228712	0.0011140	0.0013962	0.0000197	0.2830083	0.0000377
		8	0.0365058	0.0017625	0.0024894	0.0000508	0.2830764	0.0000688
		8	0.0158099	0.0013093	0.0007750	0.0000165	0.2831035	0.0000487
		9	0.0216638	0.0003887	0.0010843	0.0000063	0.2830357	0.0000309
	WP-4325	10	0.0096145	0.0002576	0.0005475	0.0000027	0.2829299	0.0000375
		2	0.0226114	0.0011881	0.0017863	0.0000289	0.2828668	0.0000287
		7	0.0216544	0.0001019	0.0011275	0.0000136	0.2829316	0.0000323
		8	0.0181262	0.0008137	0.0012517	0.0000166	0.2828765	0.0000274
		9	0.0216550	0.0010805	0.0016846	0.0000168	0.2829500	0.0000323
Морошка	109907	10	0.0150502	0.0003720	0.0006977	0.0000051	0.2830204	0.0000329
		2	0.0220042	0.0006211	0.0010124	0.0000058	0.2830523	0.0000326
		6	0.0183476	0.0008400	0.0008479	0.0000081	0.2829970	0.0000344
		7	0.0179002	0.0004949	0.0008205	0.0000021	0.2829909	0.0000397
		8	0.0222319	0.0003007	0.0010155	0.0000097	0.2830217	0.0000239
Сентябрьское	СТ-15-2	N1-1	0.0105860	0.0015791	0.0005409	0.0000314	0.28327	0.00011
		N2-1	0.0204313	0.0017247	0.0012561	0.0000460	0.28404	0.00027
		N2-2	0.0091646	0.0005779	0.0006224	0.0000187	0.28299	0.00013
		N(4+5)	0.0142893	0.0015700	0.0006654	0.0000241	0.28346	0.00044
		N7	0.0165492	0.0012229	0.0009319	0.0000313	0.28325	0.00015
		N7-2	0.0150983	0.0008013	0.0009829	0.0000285	0.28349	0.00046
Двойное	ДВ-9	3	0.0115435	0.0010966	0.0007027	0.0000268	0.28305	0.00020
		6	0.0054062	0.0004337	0.0002191	0.0000127	0.28309	0.00006
		7	0.0240581	0.0017262	0.0010097	0.0000289	0.28353	0.00012
		8	0.0232364	0.0033783	0.0009230	0.0000626	0.28372	0.00019
		10	0.0197804	0.0011609	0.0010800	0.0000245	0.28302	0.00019
		BigNr10	0.0246785	0.0007511	0.0007466	0.0000093	0.28368	0.00017
	ДВ-2	N2	0.1186491	0.0067418	0.0035373	0.0001287	0.28347	0.00011
		N3	0.0636409	0.0139382	0.0026284	0.0002749	0.28239	0.00010
		N4	0.0747108	0.0068640	0.0025950	0.0001585	0.28310	0.00006
		N5	0.0617014	0.0083470	0.0021973	0.0001243	0.28308	0.00008
		N6	0.0727585	0.0039816	0.0032431	0.0001004	0.28264	0.00008
		N-Hi204	0.0798578	0.0056773	0.0036242	0.0001407	0.28262	0.00014
Прикуп	ПР-5	2	0.01995	0.00067	0.003968	0.000035	0.282808	0.000062
		3	0.01523	0.00030	0.003041	0.000018	0.282833	0.000041
		5	0.00852	0.00016	0.001277	0.000008	0.282960	0.000037
		6	0.01629	0.00038	0.002722	0.000006	0.282881	0.000038
		9	0.00813	0.00045	0.001644	0.000029	0.282857	0.000039
Токай	ТК-1	3	0.00961	0.00016	0.002958	0.000037	0.282897	0.000041
		7	0.00697	0.00018	0.002639	0.000024	0.282851	0.000108
		9	0.00590	0.00015	0.001464	0.000010	0.282903	0.000036
		L-T-fpom-1	0.01981	0.00065	0.007287	0.000176	0.282563	0.000108
		R-T-fpom-5	0.00594	0.00018	0.002232	0.000050	0.282884	0.000025
	ТК-4А	1	0.02433	0.00143	0.009006	0.000312	0.282390	0.000199
		2	0.01092	0.00069	0.003127	0.000062	0.282952	0.000036
		3	0.00362	0.00011	0.001001	0.000004	0.282871	0.000030
		9	0.00975	0.00025	0.002369	0.000021	0.282809	0.000103
		10	0.01289	0.00039	0.001937	0.000007	0.282647	0.000082

Примечание. Результат анализа изотопного состава гафния методом LA-ICPMS. При измерении Lu/Hf и Yb/Hf отношений в качестве концентрационного стандарта использован циркон 91500 (международный стандарт). Yb = 55 г/т в соответствии с международной проверкой, метод SIMS.

Note. Hf isotopic composition was analyzed by LA-ICPMS method. For determination of Lu/Hf and Yb/Hf ratios, 91500 zircon reference standard was used. Yb = 55 ppm (according to international verification by SIMS method).

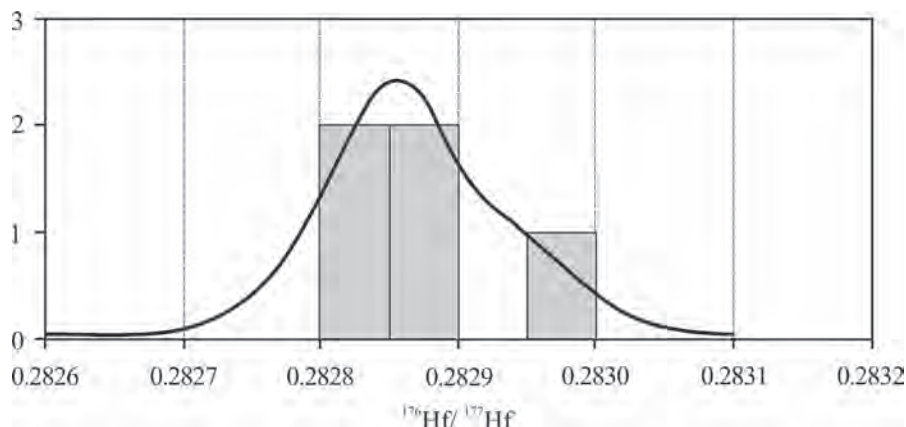


Рис. 3. График соотношений $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ для магматических рудопроявлений Токай и Прикуп.

Fig. 3. Plot of $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ for the Tokai and Prikup igneous ore deposits.

Таблица 8. Изотопный анализ серы в сульфидах рудных минералов месторождений Двойное и Сентябрьское

Table 8. Isotopic analysis of S from sulphur compounds of the Dvoynoe and Sentyabrskoe deposits

№ п.п.	Образец	Минерал	$\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$, ‰
1	ДВ-13/Z-650	Халькопирит	-1.9
2	ДВ-13/Z-650	Сфалерит	-2.2
3	Z-1-16-26	Пирит	-0.2
4	Z-1-16-26	Сфалерит	-2.4
5	Z-1-16-26	Галенит	-2.3
6	Д-504013	Халькопирит	-1.4
7	Д-504013	Сфалерит	-1.4
8	Д-504013	Галенит	-2.4
9	Sp-15-INF-10-2	Пирит	-1.6

Примечание. Сульфиды для определения изотопов серы были отобраны только в рудных породах месторождений Двойное и Сентябрьское. Аналитик Т.А. Веливецкая.

Note. The sulphides were sampled only from ore rocks of the Dvoynoe and Sentyabrskoe deposits. Measurements were performed by analyst T.A. Velivetskaya.

Первичные стронциевые изотопные отношения варьируют от 0.704 до 0.710 и более. Этот разброс можно объяснить различной степенью коровой контаминации мантийных расплавов.

Наименьшим значением изотопных систем Rb-Pb и Rb-Sr характеризуются магматические породы РМС Купола и Морошка. Эти породы обладают также наименее радиогенным свинцом и стронцием, что указывает на наименьшую степень их контаминации веществом относительно молодой коры.

Анализ изотопного состава серы в сульфидах РМС региона позволяет сделать вывод о подкоровом происхождении этого элемента. Он отвечает метеоритному составу, что свидетельствует о его первоначальной ювенильной природе.

Это, возможно, связано с тем, что формирование рудных зон сопровождалось газовыми “струями” более восстановительного типа. Как было показано нами, в составе газов, определенных в рудных кварцах месторождения Купол, обнаружен метан. В составе газов месторождений Двойное и Сентябрьское также присутствует метан, что характерно для всего региона (Николаев и др., 2013). Этот процесс, возможно, связан с высокотемпературными газотранспортными реакциями, как это было отмечено для вулкана Кудрявый (Коржинский и др., 1996; Дистлер и др., 2008).

Объемность этих данных относительно оруде-ния, связанного с магматизмом, может являться определяющим критерием его значимости.

4. Анализ определений состава флюидных включений в рудных кварцах месторождений позволяет сделать вывод о высокой концентрации солей в водном растворе всех месторождений (Савва, 2012). Из этих данных выделяются результаты по солевому составу включений в магматитах месторождения Купол. Изучение микро- и редкоземельных элементов и присутствие в минеральных фазах месторождения Купол серы, селена и бария позволяет сделать предположение, что оно формировалось при воздействии фумарол. Такие условия характерны для кальдерных комплексов, приуроченных к глубинным разломам, в пределах которых формируется поток восходящих углеродсодержащих рудоносных флюидов. Эти условия вполне соответствуют формированию кальдер этого региона (Дистлер и др., 2008; Сахно и др., 2016; и др.).

5. Подводя итог, можно полагать, что одним из главных критериев в формировании крупных месторождений является участие глубинного (мантийного) вещества, и прежде всего связанных с ним флюидных потоков и длительностью их проявления.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акинин В.В., Миллер Э.Л. (2011) Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса *Петрология*, **19**(3), 249-290.
- Белый В.Ф. (1977) Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканического пояса. М.: Наука, 171 с.
- Белый В.Ф. (1978) Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканического пояса. М.: Наука, 213 с.
- Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Матушкин Н.Ю., Травин А.В., Верниковская А.Е., Жданова А.И. (2013) Возраст фундамента и геодинамические модели для ключевых структур Восточной Арктики. *Геологическая модель эволюции Арктики в мелу и кайнозое на основе геологических данных*. М.: Наука, 45-54.
- Глухов А.Н. (2008) Региональная геологическая позиция, структура и минералого-геохимическая зональность золото-серебряного месторождения Купол. *Вестник СВНЦ ДВО РАН*, (3), 34-45.
- Григорьев И.В., Курашко В.В., Коган В.Б. (2014) Отчет о результатах проведения разведочных работ на рудопоявлении Морошка (2012–2014). Магадан: KINROSS, 227 с.
- Дистлер В.В., Диков Ю.П., Юдовская М.А., Чаплыгин И.В., Булеев М.И. (2008) Платино-хлор-фосфоруговодородные комплексы в вулканических флюидах; первая находка в земной обстановке. *Докл. АН*, **420**(2), 217-220.
- Коржинский М.А., Ткаченко С.И., Булгаков Р.Ф., Шмулович К.И. (1996) Составы конденсатов и самородные металлы в сублиматах высокотемпературных газовых струй вулкана Кудрявый (острова Итуруп, Курильские острова). *Геохимия*, (12), 1175-1182.
- Кравцов В.С., Белый В.Ф., Волков А.В., Алексеев В.Ю., Сидоров А.А., Томсон И.Н. (2005) Региональная геолого-структурная позиция золото-серебряного месторождения Купол (Чукотка). *Докл. АН*, **404**(2), 216-219.
- Котляр И.Н. (1986) Золото-серебряная рудоносность вулканоструктур Охотско-Чукотского пояса (отв. ред. В.И. Гончаров). СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. М.: Наука, 263 с.
- Крупные и суперкрупные месторождения полезных ископаемых: зональность, размещение и условия образования (под ред. Д.В. Рундквиста). М.: Наука, 2004, 431 с.
- Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В., Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Соколов С.Д., Шипилов Э.В. (2013) Геодинамическая модель развития Арктического бассейна и примыкающей территории для мезозоя и кайнозоя и внешняя граница континентального шельфа России. *Геотектоника*, (1), 3-35.
- Николаев Ю.Н., Прокофьев В.Ю., Аппетанин А.В., Власов Е.А., Бакшеев И.А., Калько И.А., Комарова Я.С. (2013) Золото-теллуридная минерализация Западной Чукотки: минералогия, геохимия и условия образования. *Геология рудн. месторожд.*, **54**(2), 114-144.
- Особенности геологического строения золото-серебряного месторождения "Купол". (2008) Магадан: KINROSS, 31 с.
- Савва Н.Е., Полякова Г.А., Бянкин М.Н. (2012) К проблеме генезиса сульфидов и селенидов золота и серебра на месторождении Купол (Чукотка, Россия). *Геология и геофизика*, **53**(5), 597-609.
- Савва Н.Е., Колова Е.Е., Ромина М.И., Курашко В.В., Волков А.В. (2016) Золото-полиметаллическое оруденение в эксплозивных брекчиях: минералогическо-генетические аспекты (м-е Сентябрьское СВ, Чукотка). *Вестник СВНЦ ДВО РАН*, (1), 16-36.
- Сахно В.Г., Баринев Н.Н., Карась О.А., Ивин В.В., Пипко М.С., Цурикова Л.С. (2014) Петролого-геохимические и изотопные критерии прогноза большеобъемности золото-серебряной рудоносности вулканоструктур Чукотского сектора Арктического побережья России. <http://www.ras.ru/scientificactivity/rasprograms/arctic.aspx>
- Сахно В.Г., Григорьев Н.В., Курашко В.В. (2016) Геохронология и изотопно-геохимические особенности генезиса магматических комплексов золото-серебряных рудно-магматических систем чукотского сектора арктического побережья России. *Докл. АН*, **468**(3), 297-303.
- Сахно В.Г., Цурикова Л.С., Максимов С.О. (2019) Геохронология и петро-геохимические особенности генезиса магматических комплексов золото-серебряных рудоносных систем Чукотского сектора Арктического побережья России. *Литосфера*, **19**(6), 861-888. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-6-861-888
- Сидоров А.А., Белый В.Ф., Волков А.В. (2007) Геология и условия образования уникального золото-серебряного месторождения на Чукотке. *Докл. АН*, **412**(2), 234-239.
- Тихомиров П.Л., Прокофьев В.Ю., Калько И.А., Аппетанин А.В., Николаев Ю.Н., Кобаяси К., Накамура Э. (2017) Постколлизийный магматизм Западной Чукотки и раннемеловая тектоническая перестройка Северо-Востока Азии. *Геотектоника*, (2), 32-54.
- Фор Г. (1989) Основы изотопной геологии. М.: Мир, 291 с.
- Allegre C.J. (2008) Isotope geology. Cambridge, Cambridge University Press. 512 p.
- Grantz A., Clark D.L., Phillips R.L. (1998) Phanerozoic stratigraphy of Northwind Ridge, magnetic anomalies in the Canada basin, and the geometry and timing of rifting in the Amerasia basin, Arctic Ocean. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **110**, 801-820.
- Miller E.L., Gehrels G.E., Pease V., Sokolov S.D. (2010) Stratigraphy and U-Pb detrital zircon geochronology of Wrangel Island, Russia: Implications for Arctic paleogeography. *AAPG Bull.*, **94**(5), 665-692.

REFERENCES

- Akinin V.V., Miller E.L. (2011) Evolution of calc-alkaline magmas of the Okhotsk-Chukotka volcanic belt. *Petrologiya*, **19**(3), 249-290. (In Russian)
- Allegre C.J. Isotope geology (2008) Cambridge, Cambridge University Press, 512 p.
- Belyi V.F. (1977) *Stratigrafiya i struktury Okhotsko-Chukotskogo vulkanicheskogo poyasa* [Stratigraphy and structures of the Okhotsk-Chukotka volcanic belt]. Moscow, Nauka Publ., 171 p. (In Russian)
- Belyi V.F. (1978) *Formatsii i tektonika Okhotsko-Chukotskogo vulkanicheskogo poyasa* [Rock associations and tectonics of the Okhotsk-Chukotka volcanic belt]. Moscow, Nauka Publ., 213 p. (In Russian)

- Distler V.V., Dikov Yu.P., Yudovskaya M.A., Chaplygin I.V., Buleev M.I. (2008) Platinum-chlorine-phosphorus-hydrocarbon complexes in volcanic fluids – first finding in terrestrial environments. *Dokl. Akad. Nauk*, **420**(2), 217-220 (In Russian)
- Faure G. (1989) *Osnovy izotopnoi geologii* [Principles of isotope geology]. Moscow, Mir Publ., 291 p. (In Russian)
- Glukhov A.N. (2008) Regional position, structure and mineralogical and geochemical zonality of the Kupol gold-silver deposit. *Vestn. SVNTs DVO RAN*, (3), 34-45 (In Russian)
- Grantz A., Clark D.L., Phillips R.L. (1998) Phanerozoic stratigraphy of Northwind Ridge, magnetic anomalies in the Canada basin, and the geometry and timing of rifting in the Amerasia basin, Arctic Ocean. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **110**, 801-820.
- Grigor'ev I.V., Kurashko V.V., Kogan V.B. (2014) *Otchet o rezul'tatakh provedeniya razvedochnykh rabot na rudoproyavlenii Moroshka (2012–2014)* [Report on the results of exploration work at the Cloudberry ore Deposit (2012-2014)]. Magadan, KINROSS Publ., 227 p.
- Korzhinsky M.A., Tkachenko S.I., Bulgakov R.F., Shmulovich K.I. (1996) Condensate composition and native metals from sublimates of high-temperature effluxes of Kudryavy volcano (Iturup Island, the Kuril Islands). *Geokhimiya*, (12), 1175-1182. (In Russian)
- Kotlyar I.N. (1986) *Zoloto-serebryanaya rudonosnost' Okhotsko-Chukotskogo vulkanogen'nogo poyasa* [Gold-silver mineralization of volcanic formations from the Okhotsk-Chukotka volcanic belt]. (Ed. V.I. Goncharov). SVKNII DVNTs AN SSSR. Moscow, Nauka Publ., 263 p. (In Russian)
- Kravtsov V.S., Belyi V.F., Volkov A.V., Alekseev V.Yu., Sidorov A.A., Tomson I.N. (2005) Regional geological position and structure of the Kupol gold-silver deposit, Chukotka. *Dokl. Akad. Nauk*, **404**(2), 216-219. (In Russian)
- Krupnye i superkrupnye mestorozhdeniya poleznykh iskopaemykh: zonal'nost', razmeshchenie i usloviya obrazovaniya [Large and super-large mineral deposits: zonation and formation conditions]. (Ed. Academician D.V. Rundkvist). (2004) Moscow, Nauka Publ., 431 p. (In Russian)
- Laverov N.P., Lobkovsky L.I., Kononov M.V., Dobretsov N.L., Vernikovskiy B.A., Sokolov S.D., Shipilov E.V. (2013) Geodynamic model of the Arctic basin and adjacent territories development for Mesozoic and Cenozoic and outer boundary of the continental shelf of Russia. *Geotektonika*, (1), 3-35. (In Russian)
- Miller E.L., Gehrels G.E., Pease V., Sokolov S. (2010) Stratigraphy and U-Pb detrital zircon geochronology of Wrangel Island, Russia. Implications for Arctic paleogeography. *AAPG Bull.*, **94**(5), 665-692.
- Nikolaev Yu.N., Prokof'ev V.Yu., Apletanin A.V., Vlasov E.A., Baksheev I.A., Kal'ko I.A., Komarova Ya.S. (2013) Gold-telluride mineralization of West Chukotka: mineralogy, geochemistry and formation conditions. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **54**(2), 114-144. (In Russian)
- Osobennosti geologicheskogo stroeniya zoloto-serebryanogo mestorozhdeniya "Kupol" [Features of geological structure of the Kupol gold-silver deposit]. (2008) Magadan, KINROSS Publ., 31 p. (In Russian)
- Savva N.E., Kolova E.E., Romina M.I., Kurashko V.V., Volkov A.V. (2013) Gold-polymetallic mineralization in explosive breccias of the Sentyabrskoe deposit (northeastern Chukotka): mineralogical and genetic aspects. *Vestn. SVNTs DVO RAN*, (1), 1-16. (In Russian)
- Savva N.E., Polyakova G.A., Byankin M.N. (2012) Towards the problem of genesis of gold and silver sulphides and selenides at the Kupol deposits (Chukotka, Russia). *Geol. Geofiz.*, **53**(5), 597-606. (In Russian).
- Sakhno V.G., Barinov N.N., Karas O.A., Ivin V.V., Pipko M.S., Tsurikova L.S. (2014) Petrological and geochemical isotopic criteria for projection of voluminal gold-silver ore mineralization in volcanic formations of the Chukotka sector of the Arctic coast of Russia. <http://www.ras.ru/scientificactivity/rasprograms/arctic.aspx>
- Sakhno V.G., Grigor'ev N.V., Kurashko V.V. (2016) Geochronology and isotope-geochemical features of genesis of magmatic complexes and related gold and silver-bearing ore-magmatic systems from the Chukotka sector of the Arctic coast of Russia. *Dokl. Akad. Nauk*, **468**(3), 297-303. (In Russian)
- Sakhno V.G., Tsurikova L.S., Maksimov S.O. (2019) Geochronology and petro-geochemical features of the genesis of magmatic complexes of gold-silver ore-bearing systems of the Chukotka sector of the Arctic coast of Russia. *Litosfera*, **19**(6), 861-888. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-6-861-888 (In Russian)
- Sidorov A.A., Belyi V.F., Volkov A.V. (2007) Geology and formation conditions of a unique gold-silver deposit of Chukotka. *Dokl. Akad. Nauk*, **412**(2), 234-239. (In Russian)
- Tikhomirov P.L., Prokof'ev V.Yu., Kal'ko I.A., Apletanin A.V., Nikolaev Yu.N., Kobayasi K., Nakamura E. (2017) Post-collisional magmatism of western Chukotka and Early Cretaceous tectonic rearrangement in northeastern Asia. *Geotektonika*, (2), 32-54. (In Russian)
- Vernikovskiy V.A., Metelkin D.V., Matushkin N.Yu., Travin A.V., Vernikovskaya A.E., Zhdanova A.I. (2013) Basement age and geodynamic models for major structures of the Arctic east. *Geologicheskaya model' evolyutsii Arktiki v melu i kainozoe na osnove geologicheskikh dannyykh* [Geological model of the Arctic evolution in Cretaceous and Cenozoic based on geological data]. Moscow, Nauka Publ., 45-54. (In Russian)

УДК: 552.11+549.08(470.5)

DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-2-212-223

Геологическое строение и петрология Нижне-Синячихинского гранитоидного массива (Алапаевско-Сухоложская медно-порфировая зона, Средний Урал)

С. В. Прибавкин, А. В. Коровко, И. А. Готтман

Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15,
e-mail: pribavkin@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 25.04.2019 г., принята к печати 22.05.2019 г.

Объект исследования. Изучено геологическое строение и состав пород Нижне-Синячихинского плагиогранитного массива, входящего в состав перспективной на Cu(Au,Mo)-порфировый тип минерализации Алапаевско-Сухоложской зоны. Задачей исследования являлось определение особенностей формирования пород массива и их сравнение с близкими по возрасту продуктивными гранитоидами порфировых месторождений Урала. **Методы.** Определение состава минералов выполнено на ЭДС приставке INCA Energy 450 X-Max 80 и электронном микрозонде CAMECA SX-100. Состав пород получен рентгеноспектральным флуоресцентным методом на CPM-35 и XRF 1800 с измерением FeO методом мокрой химии. Концентрации редких и редкоземельных элементов определены на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой ELAN 9000 в Центре коллективного пользования УрО РАН "Геоаналитик". **Результаты.** В строении массива впервые выделена ранняя тоналит-плагиогранитная серия, представленная тоналитами гипабиссального облика, прорванными дайками плагиогранит-порфиров. Показано, что отделение расплавов плагиогранит-порфиров от магм более основного состава произошло в основании островодужной постройки, а их кристаллизация осуществлялась в ее верхней части при давлении 1.8–2.3 кбар. В противоположность им плагиограниты главной фазы массива были отделены от родоначального расплава в промежуточной камере, расположенной на уровне верхней коры, с последующей кристаллизацией при давлении 1.5–2.0 кбар. **Заключение.** Сопоставление плагиогранитов главной фазы и выделенных плагиогранит-порфиров ранней серии указывает на их сходный состав, а также их подобие близким по возрасту гранитоидам Южного Урала, продуктивным на порфировый тип оруденения. Исследование концентраций F, Cl, S в апатитах и амфиболах пород массива – довод в пользу их принадлежности к андезитовидным формациям, продуктивным на Cu(Au)-порфировый тип минерализации. Отсутствие сульфидной минерализации этого типа может быть объяснено более значительной глубиной формирования пород и их эрозионного среза.

Ключевые слова: Алапаевско-Сухоложская зона, Нижне-Синячихинский массив, петрология, гранитоиды, апатит, медно-порфировые месторождения

Благодарность

Работа выполнена в рамках темы № АААА-А18-118052590034-0 государственного задания ИГГ УрО РАН.

Geological structure and petrology of the Nizhne-Sinyachikhinsky granitoid massif (Alapayevsk-Sukhoi Log porphyry copper zone, the Middle Urals)

Sergei V. Pribavkin, Anatoly V. Korovko, Irina A. Gottman

A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st.,
Ekaterinburg 620016, Russia, e-mail: pribavkin@igg.uran.ru

Received 25.04.2019, accepted 22.05.2019

Research subject. The geological structure and rock composition of the Nizhne-Sinyachikhinsky plagiogranite massif, which is part of the Alapayevsk-Sukholozhsky zone, is promising for the Cu(Au,Mo)-porphyritic mineralization type, were studied. The aim was to determine the formation features of these rocks and compare them with the productive granitoids of Ural porphyry deposits of similar age. **Materials and methods.** The mineral composition of the rocks was determined using

Для цитирования: Прибавкин С.В., Коровко А.В., Готтман И.А. (2020) Геологическое строение и петрология Нижне-Синячихинского гранитоидного массива (Алапаевско-Сухоложская медно-порфировая зона, Средний Урал). *Литосфера*, 20(2), 212–223. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-2-212-223

For citation: Pribavkin S.V., Korovko A.V., Gottman I.A. (2020) Geological structure and petrology of the Nizhne-Sinyachikhinsky granitoid massif (Alapayevsk-Sukhoi Log porphyry copper zone, the Middle Urals). *Litosfera*, 20(2), 212–223. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-2-212-223

a JEOL JSM 6790LV scanning electron microscope with an INCA Energy 450 X-Max 80 EDS spectrometer and a CAM-ECA SX-100 electron microprobe analyser. The rock composition was obtained by X-ray fluorescence spectrometry on a SRM-35 and XRF-1800 spectrometers with the titrimetric determination of FeO. The concentrations of rare and rare-earth elements were determined on an ELAN 9000 inductively coupled plasma mass spectrometer at the Geoanalitik Center for Collective Use of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences. **Results.** For the first time, an early tonalite-plagiogranite series was identified in the structure of the massif. This series is represented by tonalites of the hypabyssal appearance, broken through by the dikes of plagiogranite-porphyry. It was shown that the separation of plagiogranite-porphyry melts from magmas of the mafic composition occurred at the base of the island-arc construction, and their crystallisation was carried out in an intermediate chamber at a pressure of 1.8–2.3 kbar. In contrast, the plagiogranites of the main phase of the massif were separated from the parent melt in an intermediate chamber located at the level of the upper crust, and their crystallisation occurred at a pressure of 1.5–2.0 kbar. **Conclusions.** A comparison of the main phase plagiogranites and the isolated early-series plagiogranite-porphyry indicates their similar composition, as well as their similarity in age with the granitoids of the Southern Urals, productive in terms of the porphyry mineralisation type. The concentrations of F, Cl and S in the apatites and amphiboles of the rocks under study is an argument in favour of their belonging to andesitoid formations that are productive in terms of the Cu (Au)-porphyry mineralisation type. The absence of the sulphide mineralisation of this type can be explained by a more significant depth of rock formation and their erosion section.

Keywords: *Alapayevsk-Sukhoi Log zone, Nizhne-Sinyachikhinsky massif, petrology, granitoids, apatite, porphyry copper deposits*

Acknowledgments

This work was carried out within the framework of the topic No. AAAA-A18-118052590034-0 of the IGG UB RAS state assignment.

ВВЕДЕНИЕ

Алапаевско-Сухоложская зона является одним из перспективных районов поисковых работ на обнаружение промышленных месторождений медно-порфирового типа (Федорова и др., 1971; Коротеев и др., 1979; Бочкарев, Сурин, 1993; Коровко и др., 2004; Грабежев и др., 2015; Plotinskaya et al., 2017; и др.). В пределах этой субмеридиональной зоны протяженностью около 100 км и шириной 3–10 км, входящей в состав Восточно-Уральской мегазоны, ранее выявлены многочисленные медно-порфировые рудопоявления, приуроченные к вулканическим, вулканокластическим породам, в том числе небольшим мезо- и гипабиссальным массивам девонского возраста преимущественно андезитового состава. Последние сложены габбро-диоритами, диоритами, тоналитами, плагиогранитами, трондjemитами натриевой серии в северной алапаевской части зоны (Нижне-Синячихинский, Ямовский, Ялуниногорский, Исаковский и др. массивы) и кварцевыми диоритами, гранодиоритами, гранитами калиево-натриевой серии в ее южной сухоложской части (Артемовский, Верхне-Артемовский, Алтынайский и др. массивы).

Ранее нами был исследован минеральный и химический состав пород Ялуниногорского габбро-диорит-плагиогранитного массива, $PT-fO_2-xH_2O$ условия их кристаллизации, уровень эрозионного среза, дана оценка перспектив обнаружения порфирового оруденения (Прибавкин и др., 2018). В этой работе с использованием аналогичных подходов рассматривается Нижне-Синячихинский плагиогранитный массив – самый северный массив открытой части Алапаевско-Сухоложской зоны.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МАССИВА

Нижне-Синячихинский массив расположен к востоку от пос. Ниж. Синячиха (рис. 1) в 11 км к северу от г. Алапаевск. Как показала геологическая съемка (Кузовков и др., 1992), массив представляет собой вытянутое в ССЗ направлении тело неправильной формы размером 6.5×1.2 км, осложненное многочисленными тектоническими нарушениями и распространяющееся, по геофизическим данным, на глубину до 1 км. Западный контакт массива интрузивный, слабо извилистый, субвертикальный с нечетким падением на запад. Восточный контакт почти прямолинейный, тектонический, субвертикальный. В составе массива преимущественное развитие имеют средне-крупнозернистые плагиограниты, местами порфировидные, в которых отмечаются небольшие участки (5–50 м) развития ксенолитов среднезернистых кварцевых диоритов и тоналитов (близ устья р. Синячиха). Жильные породы развиты весьма ограниченно и представлены плагиогранит-порфирами. Вмещающие породы рудянской базальт-андезит-риодацитовый толщи D_{1-2} приконтактово изменены вплоть до образования амфиболовых, эпидот-амфиболовых и кварц-эпидот-амфиболовых роговиков (Казаков и др., 2016). Породы массива претерпели гидротермально-метасоматические изменения по зонам катаклаза с неравномерным развитием альбита, хлорита, эпидота, кварца, карбоната.

Наши наблюдения в естественных обнажениях вдоль р. Синячиха (см. рис. 1) показывают более сложное строение массива. Кроме преобладающих крупнозернистых плагиогранитов (т.н. 562, 566), относящихся, согласно (Кузовков и др., 1992), к третьей фазе ялуниногорского габбро-диорит-

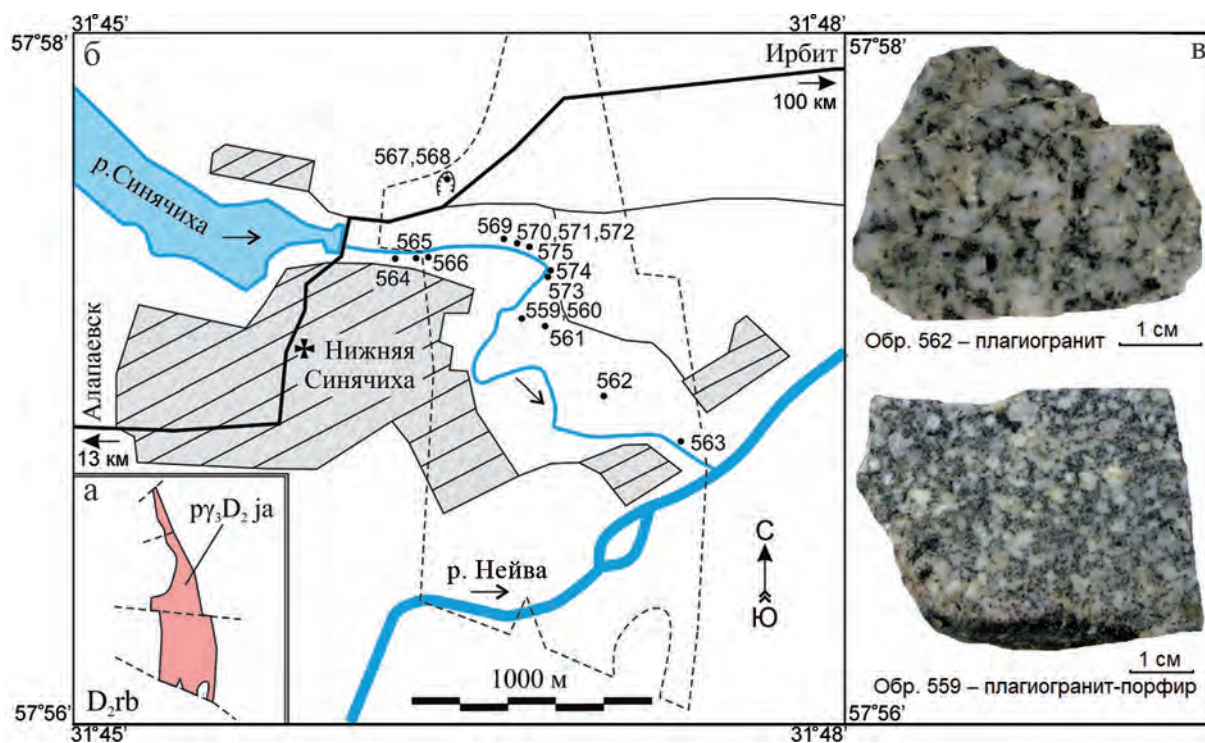


Рис. 1. Геологическая схема Нижне-Синячихинского массива (а), карта фактов (б), фотографии образцов (в). Контур массива показан по данным (Кузовков и др., 1992).

D₂rb – рудянская риодацит-базальтовая толща с субвулканическими экструзиями, дайками дацитов, диабазов; py₃D₂ja – третья фаза ялуниногорского комплекса: плагиограниты, плагиогранит-порфиры. Точками показаны места отбора проб, номера которых отвечают образцам. Пунктиром обозначен контур массива.

Fig. 1. Geological scheme of the Nizhne-Sinyachikha massif (a), fact map (б), photographs of samples (в). The massif contour is shown according to (Kuzovkov et al., 1992).

D₂rb – Rudyanskaya rhyodacite-basalt stratum with subvolcanic extrusions, dacite dykes, diabases; py₃D₂ja – the third phase of the Yaluninogorsk complex: plagiogranite, plagiogranite-porphyr. The dots indicate sampling locations whose numbers correspond to the samples. The dotted line shows the outline of the massif.

плагиогранитного комплекса или ко второй фазе алтынайского диорит-плагиогранитного комплекса (Казаков и др., 2016), в массиве выявлены тоналиты гипабиссального облика, насыщенные дайками плагиогранит-порфиров. Последние объединены в тоналит-плагиогранитную серию, породы которой (т.н. 559, 560, 567–575, см. рис. 1) предшествовали становлению плагиогранитов главной фазы массива. Возможно, что тоналиты и плагиограниты этой серии могут иметь генетическую связь с субвулканическими риодацитами рудянской толщи, примыкающими к массиву с северо-запада.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Исследование состава пород и минералов выполнено в Центре коллективного пользования “Геоаналитик” ИГТ УрО РАН. Химический анализ минералов получен на ЭДС-приставке INCA Energy 450 X-Max 80 фирмы “Oxford Instruments” при ускоряющем напряжении 20 кВ, время реги-

страции импульсов 30 с. Были использованы сертифицированные стандартные образцы: диопсид, жадеит, ортоклаз, рутил, родонит, Cr₂O₃, Fe₂O₃. Полученные результаты измерений состава нормализованы к 100%. Предел обнаружения большинства элементов в оксидной форме составляет 0.2 мас. %. Определение концентраций F, Cl, S в апатите и амфиболе выполнено на рентгеновском микроанализаторе SX-100 фирмы CAMECA при ускоряющем напряжении 15 кВ и токе электронного зонда 10 нА. В качестве эталонов были использованы аттестованные образцы апатита, хлорапатита, FeS₂. Пределы обнаружения по фтору – 0.2, хлору и сере – 0.03 мас. %.

Микрофотографии в обратно-рассеянных электронах получены на сканирующем электронном микроскопе JSM-6390LV фирмы “Jeol”. Химический состав пород изучен рентгеноспектральным флуоресцентным методом на CPM-35 и XRF 1800. Количество FeO и потери при прокаливании установлены методом мокрой химии. Редкие и редкозе-

мельные элементы в породах определены на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой ELAN 9000.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Преобладающие в массиве плагиограниты габбро-тоналит-плагиогранитного комплекса обладают полнокристаллической крупнозернистой гранитной структурой (см. рис. 1в, 2а). В отдельных случаях более крупные относительно полевого шпата выделения кварца (до 10 мм) придают им

порфировидный облик. Содержание последних составляет 40%, фемических минералов – не более 5–10%. Преобразования плагиогранитов связаны с их катаклизмом и зеленокаменными изменениями, в результате которых плагиоклаз полностью замещается альбитом, а амфибол, магнетит и биотит – хлоритом совместно с эпидотом, пумпеллитом, магнетитом.

Среди других разновидностей пород комплекса нами встречены кварцсодержащее габбро (обр. 563) и плагиоаплит (обр. 561). Габбро слагает в плагиогранитах крупный ксенолит размером более 10 м. Оно сильно преобразовано, но сохраняет пер-

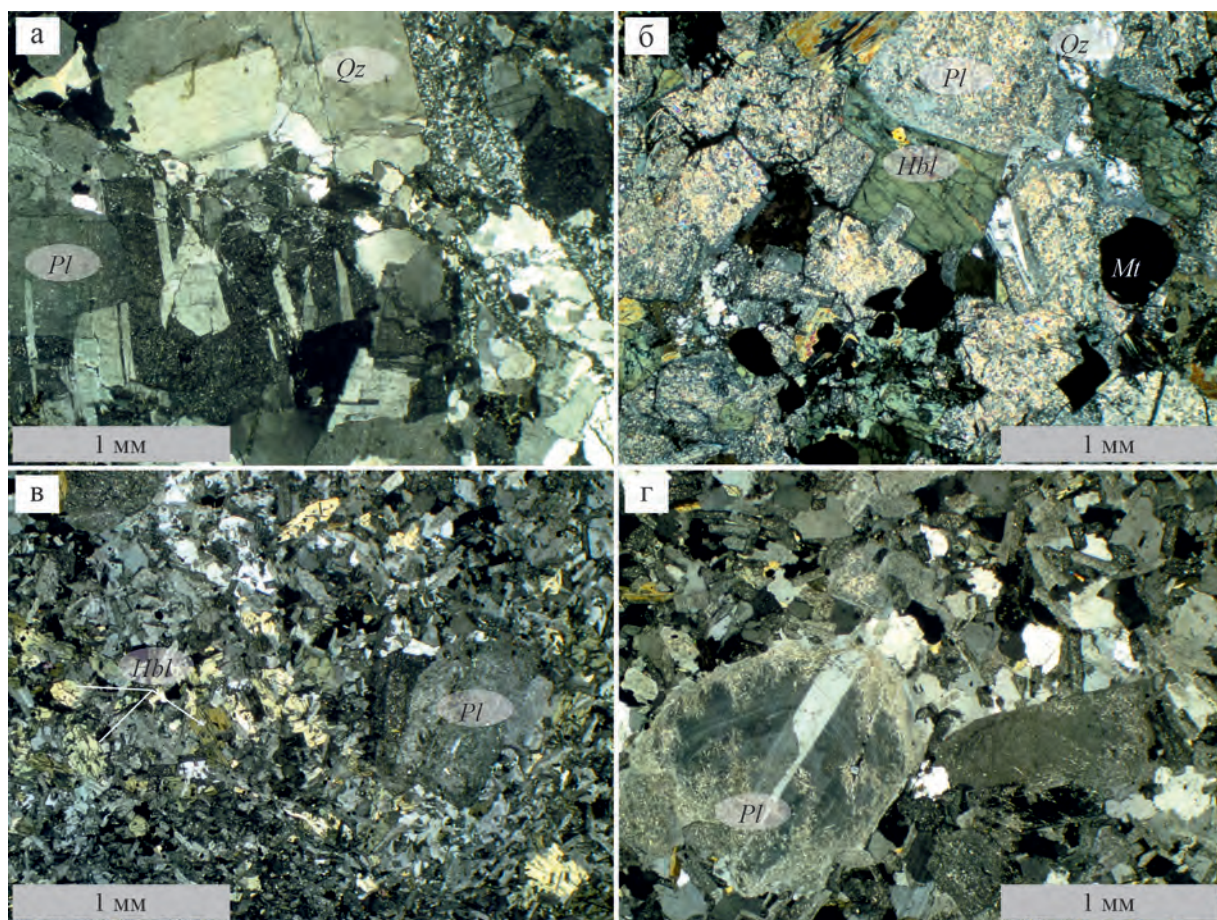


Рис. 2. Структуры пород Нижне-Синячихинского массива (николи скрещены).

а – крупнозернистый, катаклазированный плагиогранит (обр. 562); б – кварцсодержащее габбро, сложенное субидiomорфными зернами плагиоклаза, титаномagnetита с интерстициальным амфиболом и кварцем (обр. 563); в – тоналит призматически-зернистой структуры (обр. 574), содержащий редкие порфировые вкрапленники зонального андезина (ан. 5, табл. 1); кварцевые микропoйкилокристы базиса содержат идиоморфные зерна олигоклаза и амфибола; г – плагиогранит-порфир, содержащий порфировые вкрапленники зонального андезина (обр. 559, ан. 13-15, табл. 1). Qz – кварц, Pl – плагиоклаз, Hbl – роговая обманка, Mt – магнетит.

Fig. 2. Structures of rocks of the Nizhne-Sinyachikha massif.

а – coarse-grained, cataclastic plagiogranite (sample 562); б – quartziferous gabbro composed of subidiomorphic grains of plagioclase, titanomagnetite with interstitial amphibole and quartz (sample 563); в – tonalite of prismatic-granular structure (sample 574), containing rare porphyritic phenocrysts of zonal andesine (an. 5, Table 1); the quartz microblocks of the base contain idiomorphic grains of oligoclase and amphibole; г – plagiogranite porphyry containing porphyry phenocrysts of zonal andesine (sample 559, an. 13–15, Table 1). Qz – quartz, Pl – plagioclase, Hbl – hornblende, Mt – magnetite.

вичную среднезернистую субофитовую структуру с пегматоидными обособлениями амфибол-кварц-полевошпатового состава (рис. 2б). Слагающие его минералы представлены низкоглиноземистой роговой обманкой, хлоритом, эпидотом, альбитом, кварцем. Плагิโอаплит имеет мелкозернистую структуру, а в его составе преобладают альбит, кварц, в небольших количествах присутствуют амфибол и магнетит.

Породы тоналит-плагิโอгранитной серии представлены редкопорфировыми тоналитами, обладающими мелкозернистой, призматически-зернистой, панидиоморфнозернистой, иногда метельчатой структурой (рис. 2в). Они состоят из идиоморфных кристаллов плагиоклаза An_{12-20} (65–75%) и амфибола, представленного магнезиальной роговой обманкой (10–20%) с железистостью 0.44–0.40, сцементированных кварцем. В небольшом количестве в них присутствует низкотитанистый магнетит.

Плагิโอгранит-порфиры, секущие тоналиты, имеют выраженный порфировый облик (см. рис. 1в, 2г), обусловленный многочисленными (до 40%) вкрапленниками зонального плагиоклаза An_{38-48} и редкими округлыми зернами кварца. Преобладают вкрапленники размером 2–5 мм, редко больше. В микрозернистом базисе порфиров, иногда име-

ющем микропойкилитовую структуру, заключены идиоморфные зерна кислого плагиоклаза An_{11-20} (15–25%), магнезиальной роговой обманки железистостью 0.43–0.38 и низкотитанистого магнетита. Общее содержание в породах кварца варьирует от 25 до 35%. На удалении от контактов порфировая структура пород становится менее выраженной, приближаясь к гранитной. Химический состав минералов тоналитов и плагิโอгранит-порфиров близок (табл. 1), что может указывать на сходство составов и условий кристаллизации пород серии.

Постмагматические изменения пород массива широко распространены. Наиболее высокотемпературные изменения, отвечающие условиям магнетитсодержащей феррофации (Ферштатер, 1987), привели к замещению первично магматического амфибола магнезиальной роговой обманкой и появлению небольшого количества магнетита. Дальнейшие преобразования пород вызвали замещение амфибола эпидотом, хлоритом, иногда совместно с магнетитом, альбитизацию полевых шпатов. Отметим отсутствие сульфидов, указывающее на низкую активность серы на этапе их преобразования. Между тем нами отмечено наличие редких кварц-карбонатных прожилков, несущих пирит-халькопиритовую минерализацию, состав и строе-

Таблица 1. Состав амфибола (*Hbl*), плагиоклаза (*Pl*), магнетита (*Mt*) из тоналита и плагิโอгранит-порфира

Table 1. Composition of amphibole (*Hbl*), plagioclase (*Pl*), magnetite (*Mt*) from tonalite and plagiogranite porphyry

№ п.п.	Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	V ₂ O ₅	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cl	Сумма	f/An
Тоналит, обр. 574														
1	<i>Hbl</i>	48.96	1.32	6.44	16.14	–	0.51	13.51	11.2	1.50	0.27	0.17	99.84	0.40
2	<i>Hbl</i>	48.92	1.41	6.21	17.36	–	0.60	12.69	11.07	1.41	0.20	0.14	99.87	0.43
3	<i>Hbl</i>	49.08	1.17	5.65	17.91	–	0.86	12.47	10.91	1.32	0.48	0.15	99.86	0.44
4	<i>Hbl</i>	51.12	0.73	4.36	17.53	–	0.68	13.24	10.83	0.97	0.28	0.29	99.73	0.42
5	<i>Pl</i>	57.90	–	26.76	0.33	–	–	–	8.87	6.13	–	–	100.0	0.44
6	<i>Pl</i>	63.82	–	22.85	–	–	–	–	3.53	9.04	0.76	–	100.0	0.17
7	<i>Pl</i>	65.11	–	22.28	–	–	–	–	2.49	9.88	0.25	–	100.0	0.12
8	<i>Mt</i>	0.65	3.11	0.89	94.69	0.66	–	–	–	–	–	–	100.0	–
9	<i>Mt</i>	0.86	1.24	–	96.96	0.94	–	–	–	–	–	–	100.0	–
Плагิโอгранит-порфир, обр. 559														
10	<i>Hbl</i>	48.47	1.54	6.79	16.49	–	0.50	13.24	10.92	1.59	0.33	0.14	99.86	0.41
11	<i>Hbl</i>	48.4	1.50	6.80	16.08	–	0.48	13.53	11.19	1.59	0.25	0.19	99.82	0.40
12	<i>Hbl</i>	49.7	1.33	5.59	15.59	–	0.00	14.08	11.46	1.30	0.65	0.31	99.71	0.38
13	<i>Hbl</i>	50.35	1.19	5.12	15.77	–	0.38	13.96	11.53	1.05	0.42	0.24	99.78	0.38
14	<i>Pl</i>	56.14	–	27.66	0.42	–	–	–	9.83	5.75	0.20	–	100.0	0.48
15	<i>Pl</i>	57.69	–	26.87	0.32	–	–	–	8.90	6.22	0.00	–	100.0	0.44
16	<i>Pl</i>	58.86	–	26.14	–	–	–	–	7.79	6.82	0.39	–	100.0	0.38
17	<i>Pl</i>	63.43	–	23.02	–	–	–	–	4.21	8.95	0.39	–	100.0	0.20
18	<i>Pl</i>	64.99	–	21.58	–	–	–	–	2.64	10.79	0.00	–	100.0	0.12
19	<i>Mt</i>	0.75	0.43	0.55	97.38	0.89	–	–	–	–	–	–	100.0	–
20	<i>Mt</i>	0.95	2.53	1.02	94.68	0.81	–	–	–	–	–	–	100.0	–
21	<i>Mt</i>	0.55	1.34	0.62	96.67	0.82	–	–	–	–	–	–	100.0	–

Примечание. f/An – железистость роговой обманки или доля анортитового компонента в плагиоклазе. Содержание фтора в амфиболе, по данным микрозонда, варьирует в диапазоне 0.14–0.50 мас. %.

Note. f/An – the value of the iron index of hornblende or the share of the anorthite component in the plagioclase. According to the microprobe data, the fluorine content in amphibole varies in the range of 0.14–0.50 wt %.

ние которых подобны ранее описанным в Ялуниногорском массиве (Прибавкин и др., 2018).

ГАЛОГЕНЫ И СЕРА В АПАТИТЕ И АМФИБОЛЕ

Распределение и концентрация галогенов в апатите, амфиболе, биотите могут выступать в качестве одного из критериев продуктивности гранитоидов на тот или иной тип магматогенного оруденения, определять его тип, состав и масштабы (Холоднов, Бушляков, 2002). В этой связи нами исследованы содержания F, Cl, S в апатите и амфиболе пород массива и проведено их сопоставление с другими уральскими рудоносными магматическими комплексами близкого возраста и состава, специализированными на порфировый и скарново-магнетитовый типы оруденения.

Сопоставление апатитов пород массива показывает достаточно явное различие между ранней тоналит-плагиогранитной серией и плагиогранитами главной фазы по содержанию хлора (табл. 2, рис. 3), что доказывает правомерность выделе-

ния породных серий по условиям кристаллизации и, возможно, магмогенерации. Сходство составов апатита с андезитоидными сериями, специализированными на Cu-порфировый тип оруденения, выражено для тоналитов и плагиогранит-порфиров в большей мере, чем для плагиогранитов. Это сход-

Таблица 2. Состав галогенов и серы в апатите, мас. %

Table 2. The composition of halogens and sulfur in apatite, wt %

№ ан.	F	SD	Cl	SD	S	SD
Тоналит, обр. 574						
1	2.80	0.33	0.48	0.07	0.00	—
2	2.82	0.33	0.46	0.06	0.00	—
3	2.84	0.33	0.46	0.07	0.00	—
4	2.91	0.33	0.51	0.07	0.00	—
5	2.95	0.33	0.58	0.07	0.00	—
6	2.99	0.33	0.44	0.06	0.00	—
7	2.99	0.33	0.51	0.07	0.00	—
8	3.31	0.34	0.30	0.05	0.00	—
9	3.37	0.35	0.25	0.05	0.04	0.03
10	3.40	0.34	0.28	0.05	0.00	—
Плагиогранит-порфир, обр. 559						
1	3.16	0.33	0.41	0.06	0.00	—
2	3.42	0.34	0.55	0.07	0.00	—
3	3.67	0.36	0.29	0.05	0.00	—
4	3.90	0.35	0.36	0.06	0.00	—
Плагиогранит, обр. 562						
1	3.25	0.34	0.07	0.03	0.00	—
2	3.25	0.35	0.11	0.04	0.00	—
3	3.40	0.35	0.00	—	0.00	—
4	3.41	0.35	0.00	—	0.00	—
5	3.42	0.34	0.06	0.03	0.00	—
6	3.51	0.36	0.07	0.03	0.00	—
7	3.52	0.35	0.00	—	0.00	—
8	3.52	0.35	0.00	—	0.00	—
9	3.67	0.37	0.06	0.03	0.00	—
10	3.73	0.36	0.06	0.03	0.00	—

Примечание. SD – стандартное отклонение.

Note. SD is the standard deviation.

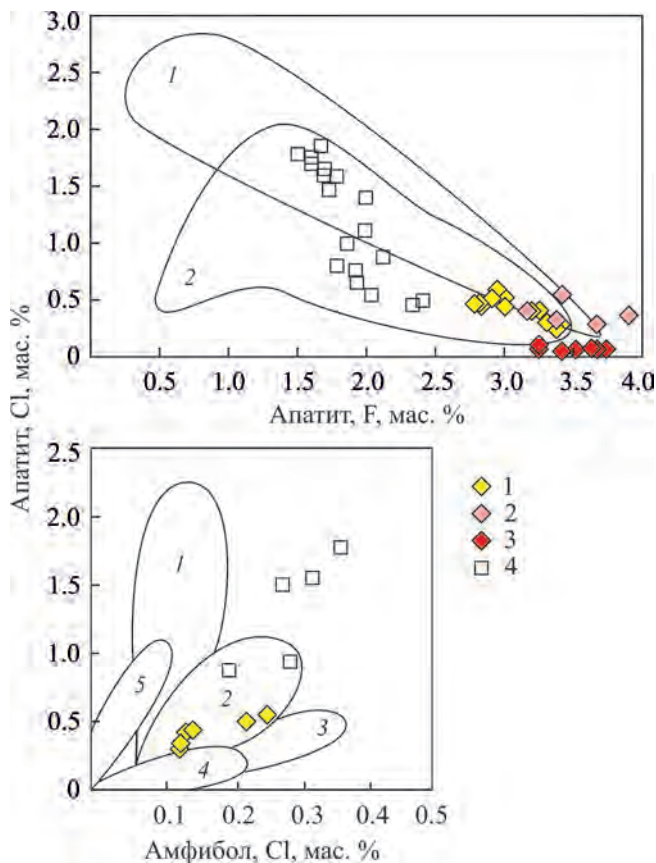


Рис. 3. Галогены в апатите и амфиболе из гранитоидов Алапаевско-Сухоложской зоны.

1–3 – породы Нижне-Синячихинского массива: 1 – тоналиты, 2 – плагиогранит-порфиры, 3 – плагиограниты; 4 – диориты Ялуниногорского массива. Поля апатитов: 1 – габбро-гранитные системы со скарново-магнетитовым оруденением, 2 – андезитоидные серии с Cu(Au,Mo)-порфировым оруденением, 3 – гранитоиды с Mo-порфировым оруденением, 4 – тоналит-гранодиоритовые серии с Au(W)-гидротермальным оруденением, 5 – медно-колчеданные месторождения (Холоднов, Бушляков, 2002).

Fig. 3. Halogens in apatite and amphibole from granitoids of the Alapaevsk-Sukhoi Log zone.

1–3 – rocks of the Nizhne-Sinyachikha massif: 1 – tonalites, 2 – plagiogranite porphyry, 3 – plagiogranites; 4 – diorites of the Yaluninogorsk massif. Fields of apatites: 1 – gabbro-granite systems with skarn-magnetite mineralization, 2 – andesitoid series with Cu(Au,Mo)-porphyry mineralization, 3 – granitoids with Mo-porphyry mineralization, 4 – tonalite-granodiorite series with Au(W)-hydrothermal mineralization, 5 – massive sulfide deposits (Kholodnov, Bushlyakov, 2002).

ство усиливается при учете апатита из более основных пород, в качестве которых мы взяли кварцевые диориты расположенного южнее Ялуниногорского габбро-диорит-плагиогранитного массива, являющегося петротипом ранне- и среднедевонских массивов северной части Алапаевско-Сухоложской зоны (Кузовков и др., 1992; Прибавкин и др., 2018).

Особенностью исследованных апатитов является крайне низкое, менее предела обнаружения, содержание серы. Интересно, что столь низкими содержаниями этого элемента часто обладают и апатиты гранитоидов, продуктивных на золото-медно-порфировый тип оруденения Урала (Холоднов, Бушляков, 2002; Грабежев, Воронина, 2012). В качестве примера можно привести данные по Биргильдинско-Томинской и Тарутинско-Новониколаевской рудным зонам на Южном Урале, к которым приурочены такие крупные месторождения меди и золота, как Михеевское, Томинское, Березняковское, Тарутинское. В этой связи встает вопрос не только об источнике серы для формирования порфировых систем, но и о поиске критериев прогнозирования продуктивных гранитоидов.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Сравнение химического состава пород ранней тоналит-плагиогранитной серии и пород главной фазы массива демонстрирует их близость практически по всем компонентам (табл. 3, рис. 4). Наблюдаемые различия по железистости (0.57 в плагиогранит-порфире, 0.71 в плагиограните) и содержанию Zr, Nb, Th могут отражать как особенности расплавов, так и ограниченное число данных. Сопоставление пород Нижне-Синячихинского и Ялуниногорского массива, данные по которому приведены в работах (Грабежев и др., 2015; Прибавкин и др., 2018), также демонстрирует их тождество как по петрогенным, так и редким и редкоземельным элементам, подтверждая правомерность их объединения в единый габбро-диорит-плагиогранитный комплекс. Кроме того, сходство пород массивов с вмещающими вулканитами рудянской толщи, данные о которых приведены в работах (Грабежев и др., 2015; Казаков и др., 2016), свидетельствует о их комагматичности раннедевонским вулканитам Алапаевско-Сухоложской зоны.

Сравнение составов пород массива с породами других уральских комплексов, продуктивными на порфировый тип оруденения, демонстрирует их подобие силурийско-девонским магматитам Салаватского, Вознесенского, Биргильдино-Томинского и отчасти Михеевского месторождений (Plotinskaya et al., 2017). Их объединяют ассоциация с базальт-андезит-риодацитовыми формациями океанических островных дуг, малокалиевый тип кислых

расплавов, низкие концентрации РЭ, РЗЭ, низкое La/Yb отношение и наличие отрицательной европиевой аномалии (см. рис. 4, 5).

Приведенные данные о составе пород и их сходстве с близкими по возрасту рудоносными магматитами Южного Урала (Plotinskaya et al., 2017) позволяют высказать предположение о формировании Нижне-Синячихинского массива в результате кристаллизации расплавов, которые могли быть получены в островодужной обстановке путем плавления амфиболитов нижней коры и последующей фракционной кристаллизации произведенных расплавов. Подчиненную роль могли играть процессы смешения с основными расплавами и ассимиляция коровых пород.

УСЛОВИЯ МАГМОГЕНЕРАЦИИ И КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ГРАНИТОИДОВ

По отношению нормативных Qz , An , Or компонентов (Ферштатер, 1987; Blundy, Cashman, 2001) расплавы плагиогранитов главной фазы массива были отделены от магмы более основного состава на уровне верхней коры при 2–3 кбар (рис. 6), что предполагает наличие под массивом магматической камеры или серии камер и доказывается присутствием среди плагиогранитов крупных ксенолитов габбро ранних фаз габбро-тоналит-плагиогранитного комплекса. Определить глубину кристаллизации пород при отсутствии графических кварц-полевошпатовых сростаний, неизменного амфибола, плагиоклаза не представляется возможным. Тем не менее крупнозернистый облик пород, наличие контактовых роговиков амфибол-роговиковой фации (Кузовков и др., 1992) позволяют предполагать их формирование в закрытой системе на глубине 4–7 км. Близкими условиями магмогенерации и кристаллизации обладают жильные плагиограниты (трондьемиты) расположенного южнее Ялуниногорского массива (Прибавкин и др., 2018), которые также были отделены от диоритового расплава при 2–3 кбар и закристаллизованы при 1.5–2 кбар (на глубине 5–7 км).

В отличие от плагиогранитов главной фазы расплавы плагиогранит-порфиров были отделены при 7 кбар и более, а завершение их кристаллизации, по данным состава амфибола, находящегося в равновесии с плагиоклазом An_{12-20} , отвечало 1.8–2.3 кбар и минимальной температуре 675–736°C (Blundy, Holland, 1990; Holland, Blundy, 1994; Féménias et al., 2006; Krawczynski et al., 2012; Larocque, Canil, 2010; Mutch et al., 2016). При сходных параметрах происходило и становление ассоциированных с плагиогранит-порфирами тоналитов, что предполагает кристаллизацию пород серии в мезабиссальных условиях, а выраженный порфировый облик, по-видимому, вызван их быстрым охлаждением, причиной которого могла быть малая мощность

Таблица 3. Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в породах Нижне-Синячихинского массива

Table 3. Content of petrogenic (wt %) and rare (ppm) elements in the rocks of the Nizhne-Sinyachikha massif

№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8
№ обр.	560	568	559	574	575	563	562	561
SiO ₂	61.93	64.35	68.63	69.83	70.85	47.05	71.74	77.06
TiO ₂	0.49	0.51	0.34	0.40	0.39	0.93	0.29	0.21
Al ₂ O ₃	15.37	14.82	14.97	12.84	15.44	17.19	13.55	13.67
Fe ₂ O ₃	4.75	4.07	3.25	3.56	0.68	7.80	3.08	0.00
FeO	2.2	1.4	0.5	1.4	0.4	6.4	1.2	0.4
MnO	0.12	0.10	0.06	0.09	0.02	0.27	0.06	0.01
MgO	4.25	2.84	1.59	1.93	1.28	6.00	0.88	0.11
CaO	2.67	2.96	3.23	1.60	1.18	6.75	2.21	0.23
Na ₂ O	5.47	4.86	5.06	5.69	7.80	1.93	4.02	7.12
K ₂ O	0.15	0.47	0.74	0.23	0.36	1.49	0.91	0.46
P ₂ O ₅	0.08	0.09	0.06	0.07	0.08	0.02	0.05	0.00
П.п.п.	2.17	3.33	1.39	2.15	1.39	3.44	1.77	0.71
Сумма	99.65	99.80	99.83	99.79	99.87	99.28	99.76	99.98
Fe/(Fe + Mg)	0.46	0.50	0.54	0.57	0.30	0.55	0.71	0.67
Li	6.44	5.88	3.09	4.24	4.90	5.70	4.59	—
Be	0.45	0.42	0.46	0.30	0.52	0.20	0.52	—
Cs	0.05	0.18	0.24	0.15	0.15	0.71	0.49	—
Sc	32.34	23.94	17.64	15.82	15.45	60.90	13.00	—
V	171.30	133.26	92.53	103.52	47.36	516.79	52.93	—
Cr	29.62	23.64	30.09	45.54	40.74	13.45	21.59	—
Co	10.97	8.31	5.78	5.89	1.39	31.89	6.49	—
Ni	4.63	4.94	4.12	4.11	2.64	4.96	2.98	—
Cu	4.19	9.55	3.92	40.59	4.93	99.88	5.71	—
Zn	25.57	48.58	15.31	19.37	7.47	81.11	17.83	—
Ga	16.52	13.72	12.07	10.55	13.07	17.20	12.23	—
Rb	1.18	4.25	6.36	2.08	0.67	29.48	13.62	—
Sr	240.31	206.51	291.74	125.99	138.11	209.68	159.25	—
Ba	44.73	66.04	133.13	53.48	54.17	469.93	122.93	—
Y	38.45	16.35	16.14	11.13	18.40	11.90	12.67	—
Zr	50.86	54.07	43.72	49.56	67.24	20.79	35.09	—
Hf	2.15	1.72	1.47	1.59	2.08	0.71	1.28	—
Nb	1.06	0.93	0.89	0.92	0.91	0.26	0.84	—
Ta	0.08	0.07	0.06	0.21	0.07	0.02	0.07	—
Mo	0.21	0.22	0.30	0.54	0.43	0.71	0.21	—
Sn	1.03	1.25	1.05	0.76	6.21	0.53	0.62	—
W	0.36	0.56	0.34	0.59	0.51	0.54	1.32	—
Pb	1.95	1.86	1.26	1.09	0.48	1.02	2.30	—
Th	2.31	1.88	1.44	1.67	1.58	0.31	1.77	—
U	1.29	0.88	0.56	0.45	0.88	0.18	0.91	—
La	6.53	4.71	5.26	4.76	7.26	1.69	4.73	—
Ce	17.73	11.83	12.34	9.25	17.48	4.75	10.24	—
Pr	2.74	1.63	1.63	1.22	2.90	0.78	1.38	—
Nd	13.15	7.01	7.22	5.11	12.64	4.08	5.75	—
Sm	4.06	1.90	1.99	1.34	3.31	1.38	1.48	—
Eu	0.87	0.49	0.65	0.36	0.74	0.53	0.49	—
Gd	5.10	2.21	2.41	1.58	3.53	1.84	1.70	—
Tb	0.83	0.38	0.39	0.26	0.51	0.30	0.27	—
Dy	5.78	2.72	2.64	1.84	3.22	2.16	1.93	—
Ho	1.34	0.63	0.59	0.42	0.69	0.48	0.44	—
Er	4.32	2.08	1.86	1.34	2.16	1.52	1.47	—
Tm	0.65	0.33	0.27	0.21	0.32	0.22	0.23	—
Yb	4.40	2.28	1.83	1.44	2.25	1.47	1.65	—
Lu	0.70	0.36	0.28	0.23	0.36	0.23	0.27	—

Примечание. 1–5 – тоналит-плагиогранитная серия: 1–2 – тоналит, 3–5 – плагиогранит-порфир; 6–8 – габбро-диорит-плагиогранитный комплекс: 6 – габбро, 7 – плагиогранит главной фазы, 8 – плагиоаплит.

Note. 1–5 – tonalite-plagiograniteseries: 1–2 – tonalite, 3–5 – plagiograniteporphyry; 6–8 – gabbro-diorite-plagiogranitic complex: 6 – gabbro, 7 – plagiogranite of the main phase, 8 – plagioclite.

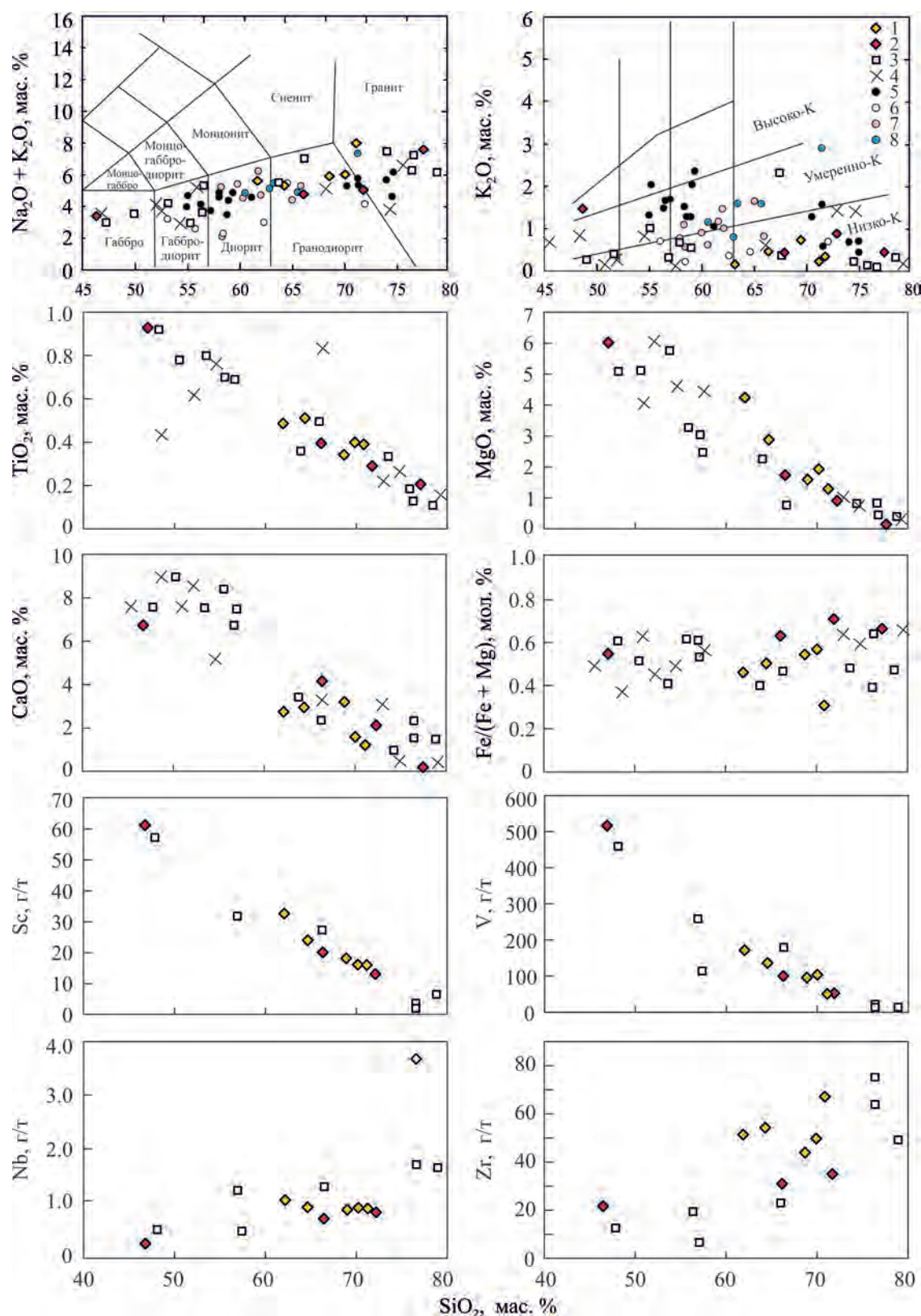


Рис. 4. Вариационные диаграммы состава пород.

1, 2 – породы Нижне-Синячихинского массива: 1 – тоналиты и плагиогранит-порфиры, 2 – плагиограниты главной фазы, габбро; 3 – породы Ялуниногорского массива, 4 – вулканиты и субвулканиты рудянской толщи (Грабежев и др., 2015; Казаков и др., 2016), 5–8 – гранитоиды месторождений: 5 – Вознесенского, 6 – Салаватского, 7 – Биргильдинского и Томинского, 8 – Михеевского Cu(Au,Mo) (Plotinskaya et al., 2016).

Fig. 4. Variational diagrams of rock composition.

1, 2 – rocks of the Nizhne-Sinyachikha massif: 1 – tonalits and plagiogranite porphyry, 2 – plagiogranites of the main phase, gabbro; 3 – rocks of the Yaluninogorsk massif; 4 – volcanic rocks and subvolcanics of the Rudyanskaya bulk (Grabezhev et al., 2015; Kazakov et al., 2016), 5–8 – granitoids deposits: 5 – Voznesensk, 6 – Salavat, 7 – Birgilda-Tomino, 8 – Mikheevskoe Cu(Au,Mo) (Plotinskaya et al., 2016).

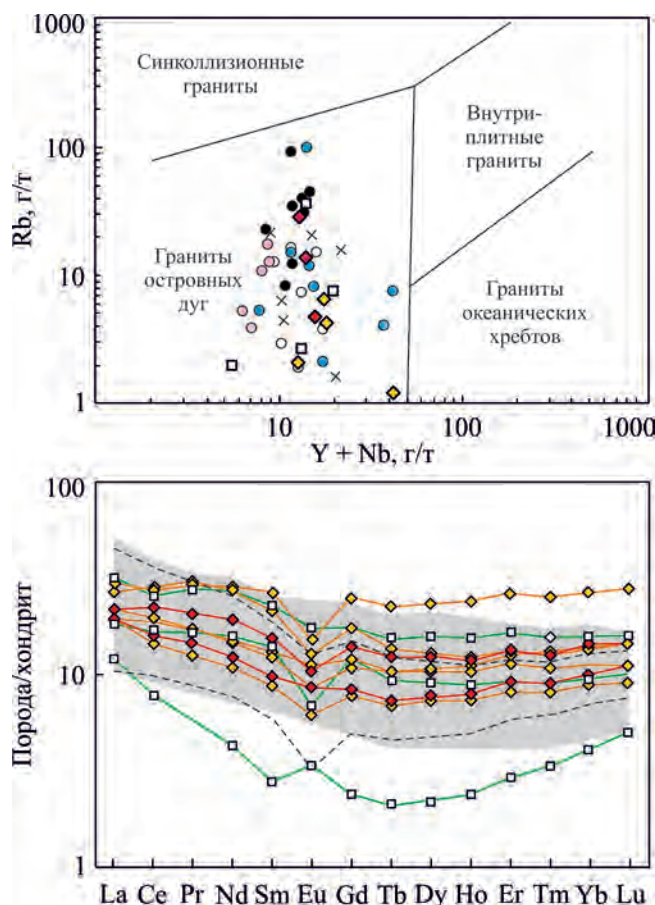


Рис. 5. Диаграмма Rb–(Y + Nb) (Pearce et al., 1984) и диаграмма распределения РЗЭ, нормализованных по хондриту.

Пунктиром показаны спектры распределения элементов в туфах риодацитов и плагиогранит-порфиров рудянской толщи (Казakov и др., 2016). Серое поле демонстрирует нормализованные спектры гранитоидов Салаватского, Вознесенского, Михеевского месторождений (Plotinskaya et al., 2017). Условные обозначения – см. рис. 4.

Fig. 5. Rb–(Y + Nb) diagram (Pearce et al., 1984) and the distribution diagram of REE normalized to chondrite.

The dotted line shows the spectra of the distribution of elements in the tufts of rhyodacite and plagiogranite porphyry of the Rudyanskaya strata (Kazakov et al., 2016). The gray field demonstrates the normalized spectra of granitoids of the Salavat, Voznesensk, Mikheevskoe deposits (Plotinskaya et al. 2017). Legend – see Fig. 4.

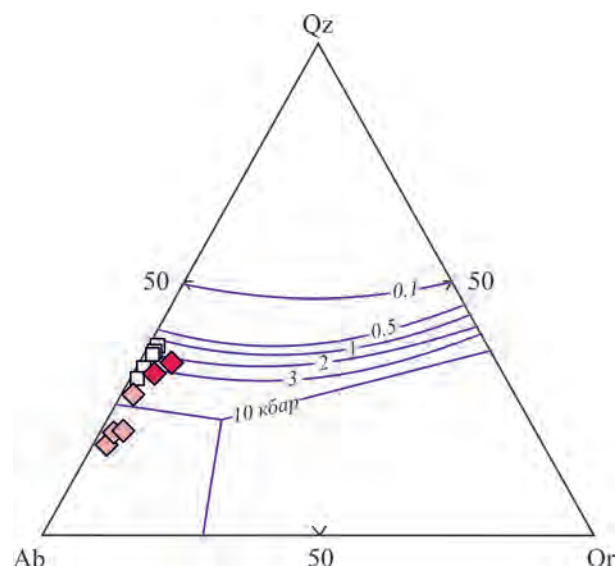


Рис. 6. Позиция составов плагиогранитов и плагиогранит-порфиров Нижне-Синячихинского массива на диаграмме Qz–Ab–Or (Blundy, Cashman, 2001).

Условные обозначения – см. рис. 3.

Fig. 6. Position of plagiogranite and plagiogranite porphyry compositions of the Nizhne-Sinyachikha massif on the Qz–Ab–Or diagram (Blundy, Cashman, 2001).

Legend – see Fig. 3.

тел или открытость магматической системы (функционирование в режиме извержений, сопровождающемся спадом давления и переохлаждением расплава). Полученные значения глубины становления пород массива помогают объяснить отсутствие в его контурах и ближайшем окружении минерализации порфирового типа, появление которой возможно лишь при расслоении флюида в области малых глубин.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При детальном изучении геологического строения Нижне-Синячихинского плагиогранитного массива нами впервые была выделена ранняя тоналит-плагиогранитная серия, облик пород которой резко контрастирует с обликом преобладающих здесь плагиогранитов. Породы этой серии имеют выраженный гипабиссальный облик и представ-

лены редкопорфировыми тоналитами, прорванными многочисленными дайками плагиогранит-порфиров. Петрохимическое и геохимическое сопоставление пород серии с плагиогранитами главной фазы массива указывает на их формирование в островодужной обстановке из андезитовидных известково-щелочных низкокальциевых расплавов близкого состава.

Анализ условий магматогенеза и кристаллизации пород массива показал формирование плагиогранит-порфиров ранней серии в результате отделения их расплавов на глубине, отвечающей 7 кбар и более, с последующей кристаллизацией в верхней части островодужной коры при 1.8–2.3 кбар. Гипабиссальный облик тоналитов и плагиогранит-порфиров этой серии, по-видимому, обусловлен быстрой кристаллизацией расплавов по причине малой формы интрузивных тел и эффекта переохлаждения. Отделение плагиогранитного расплава, сформировавшего главную фазу массива, произошло в промежуточной камере, расположенной в верхней коре, при 2–3 кбар, а его кристаллизация – при 1.5–2 кбар. Эти расчеты указывают на то, что формирование пород, составляющих массив, происходило при кристаллизации расплавов, отделившихся в разноточных магматических камерах.

Сопоставление состава пород массива, концентраций галогенов и серы в апатитах с таковыми для гранитоидов Cu(Au,Mo)-порфировых месторождений Урала (Вознесенского, Салаватского, Биргильдинско-Томинской группы, Михеевского) показывает их близость. Отсутствие в массиве и его ближнем окружении сульфидной минерализации порфирового типа можно объяснить значительной глубиной формирования пород и их эрозийного среза, однако истинные причины наличия или отсутствия оруденения представляются более сложными, требующими дальнейшего изучения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бочкарев В.В., Сурин Т.Н. (1993) Вулканогенные формации и геодинамическое развитие Учалино-Алексадринской и Режевской зон Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 80 с.
- Грабежев А.И., Воронина Л.К. (2012) Сера в апатите из пород медно-порфировых систем Урала. *Ежегодник-2011*. Тр ИГГ УрО РАН. Вып. 159, 68–70.
- Грабежев А.И., Коровко А.В., Азовская О.Б., Прибавкин С.В. (2015) Потенциально промышленная Алапаевско-Сухоложская медно-порфировая зона (Средний Урал). *Литосфера*, (3), 79–92.
- Казаков И.И., Стороженко Е.В., Харитонов И.Н. и др. (2016) Отчет о результатах работ по объекту “ГДП-200 листа О-41-XX (Алапаевская площадь)” за 2014–2016 гг. Екатеринбург: ОАО УГЭС. 2 кн., 1 папка. ТФГИ по Уральскому федеральному округу.
- Коровко А.В., Пуртов В.А., Бурнатная Л.Н. и др. (2004) Отчет по поисковым работам по оценке промышленной значимости Каменско-Сафьяновской меднорудной зоны Восточно-Уральского прогиба. Верх. Пышма: ОАО Среднеуральская ГРЭ. Кн. 1. 210 с. ТФГИ по Уральскому федеральному округу.
- Коротеев В.А., Дианова Т.В., Кабанова Л.Я. (1979) Среднепалеозойский вулканизм восточной зоны Урала. М.: Наука, 132 с.
- Кузовков Г.Н., Пуртов В.А., Бурнатный С.М. и др. (1992) Отчет о геологическом доизучении масштаба 1 : 50 000 Алапаевской площади и общим поискам каменного угля и меди в Алапаевском и Артемовском районах Свердловской области, проведенных в 1986–1992 гг. ТФГИ по Уральскому федеральному округу.
- Прибавкин С.В., Готтман И.А., Коровко А.В. (2018) Петрология Ялуниногорского гранитоидного массива (Алапаевско-Сухоложская медно-порфировая зона, Средний Урал). *Литосфера*, **18**(1), 46–60. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-1-046-060
- Федорова И.Б., Григорьева Г.Г., Компанец С.Н. (1971) Условия размещения медно-порфирового оруденения на Урале. *Геология медно-порфировых месторождений*. Алма-Ата: ИГН Каз. АН, 12–14.
- Ферштатер Г.Б. (1987) Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 232 с.
- Холоднов В.В., Бушляков И.Н. (2002) Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург: УрО РАН, 393 с.
- Blundy J., Cashman K. (2001) Ascent-driven crystallization of dacite magmas at Mount St Helens, 1980–1986. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **140**(6), 631–650.
- Blundy J., Holland T.J. (1990) Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **104**(2), 208–224.
- Féménias O., Mercier J.-C. C., Nkono C., Diot H., Berza T., Tatu M., Demaiffe D. (2006) Calcic amphibole growth and compositions in calc-alkaline magmas: Evidence from the Motru Dike Swarm (Southern Carpathians, Romania). *Am. Miner.*, **91**, 73–81.
- Holland T.J., Blundy J. (1994) Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **116**(4), 433–447.
- Krawczynski M.J., Grove T.L., Behrens H. (2012) Amphibole stability in primitive arc magmas: effects of temperature, H₂O content, and oxygen fugacity. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **164**(2), 317–339.
- Larocque J., Canil D. (2010) The role of amphibole in the evolution of arc magmas and crust: the case from the Jurassic Bonanza arc section, Vancouver Island, Canada. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **159**(4), 475–492.
- Mutch E.J.F., Blundy J.D., Tattitch B.C., Cooper F.J., Brooker R.A. (2016) An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **171**, 85. <https://doi.org/10.1007/s00410-016-1298-9>
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrology*, **25**, 956–983.
- Plotinskaya O.Y., Grabezhev A.I., Tesselina S., Selmann R., Groznova E.O., Abramov S.S. (2017) Porphyry deposits of the Urals: Geological framework and metallogeny. *Ore Geol. Rev.*, **85**, 153–173.

REFERENCES

- Blundy J., Cashman K. (2001) Ascent-driven crystallization of dacite magmas at Mount St Helens, 1980–1986. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **140**(6), 631–650.
- Blundy J., Holland T.J. (1990) Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **104**(2), 208–224.
- Bochkarev V.V., Surin T.N. (1993) *Vulkanogennyye formatsii i geodinamicheskoe razvitiye Uchalino-Aleksandrinskoy i Rezhevskoy zon Urala* [The Volcanic formation and geodynamic development of the Uchalino-Alexandrina and Rezhevskoy regions of the Ural]. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 80 p. (In Russian)
- Fedorova I.B., Grigor'eva G.G., Kompaneets S.I. (1973) Conditions for placing copper-porphyry mineralization in the Urals. *Geologiya medno-porfirovykh mestorozhdenii* [Geology of copper-porphyry deposits]. Alma-Ata, IGK Kaz. Akad. Nauk, 12–14. (In Russian)
- Féménias O., Mercier J.-C. C., Nkono C., Diot H., Berza T., Tatu M., Demaiffe D. (2006) Calcic amphibole growth and compositions in calc-alkaline magmas: Evidence from the Motru Dike Swarm (Southern Carpathians, Romania). *Am. Miner.*, **91**, 73–81.
- Fershtater G.B. (1987) *Petrologiya glavnykh intruzivnykh assotsiatsiy* [Petrology of the main intrusive associations]. Moscow, Nauka Publ., 232 p. (In Russian)
- Grabazhev A.I., Korovko A.V., Azovskova O.B., Pribavkin S.V. (2015) Potentially commercial Alapaevsk-Sukhoi Log porphyry copper zone (the Middle Urals). *Litosfera*, (3), 79–92. (In Russian)
- Grabazhev A.I., Voronina L.K. (2012) *Sera v apatite iz porod medno-porfirovykh sistem Urala* [Sulfur in apatite from rocks of porphyry copper systems of the Urals]. *Ezhegodnik-2011*. Tr. IGG UrO RAN, Vyp. 159, 68–70. (In Russian)
- Holland T.J., Blundy J. (1994) Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **116**(4), 433–447.
- Kazakov I.I., Storozhenko E.V., Kharitonov I.N. i dr. (2016) *Otchet o rezul'tatakh rabot po ob'ektu "GDP-200 lista O-41-XX (Alapaevskaya ploshchad)" za 2014–2016 gg.* [A report on the results of work on the project "GDP-200 sheet O-41-XX (Alapaevsk area)" for 2014–2016]. Ekaterinburg, OAO UGSE. 2 Books, 1 folder. (In Russian, unpublished)
- Kholodnov V.V., Bushlyakov I.N. (2002) *Galogeny v endogenom rudoobrazovanii* [Halogens in the endogenous ore formation]. Ekaterinburg, UB RAS Publ., 394 p. (In Russian)
- Koroteev V.A., Dianova T.V., Kabanova L.Ya. (1979) *Srednepaleozoiskii vulkanizm vostochnoi zony Urala* [Middle-Paleozoic volcanism of the East Zone of the Middle Urals]. Moscow, Nauka Publ., 132 p. (In Russian)
- Korovko A.V., Purtov V.A., Burnatnaya L.N. i dr. (2004) *Otchet po poiskovym rabotam po otsenke promyshlennoi znachimosti Kamensko-Saf'yanovskoi mednorudnoi zony Vostochno-Ural'skogo progiba* [Report on the prospecting to assess the significance of the industrial Kamensko-Safyanovskaya copper ore zone of the East-Ural Trough]. Verkh. Pyshma, OAO SU GRE Publ., Kn. 1, 210 p. (In Russian, unpublished)
- Krawczynski M.J., Grove T.L., Behrens H. (2012) Amphibole stability in primitive arc magmas: effects of temperature, H₂O content, and oxygen fugacity. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **164**(2), 317–339.
- Kuzovkov G.N., Purtov V.A., Burnatnyi S.M. i dr. (1992) *Geologicheskii otchet o geologicheskoi doizuchenii masshtaba 1 : 50 000 Alapaevskoi ploshchadi i obshchim poiskam kamennogo uglya i medi v Alapaevskom i Artemovskom raionakh Sverdlovskoi oblasti, provedennykh v 1986–1992 gg.* [The Geological report on additional exploration geological scale 1 : 50 000 Alapaevsk area and a common search for coal and copper in Alapaevsk and Artemovsk areas of the Sverdlovsk region, conducted in 1986–1992]. Verkh. Pyshma. (In Russian unpublished)
- Larocque J., Canil D. (2010) The role of amphibole in the evolution of arc magmas and crust: the case from the Jurassic Bonanza arc section, Vancouver Island, Canada. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **159**(4), 475–492.
- Mutch E.J.F., Blundy J.D., Tattitch B.C., Cooper F.J., Brooker R.A. (2016) An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **171**, 85. <https://doi.org/10.1007/s00410-016-1298-9>
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrology*, **25**, 956–983.
- Plotinskaya O.Y., Grabazhev A.I., Tessalina S., Selmann R., Groznova E.O., Abramov S.S. (2017) Porphyry deposits of the Urals: Geological framework and metallogeny. *Ore Geol. Rev.*, **85**, 153–173.
- Pribavkin S.V., Gottman I.A., Korovko A.V. (2018) Petrology of Yaluninogorsk granitoid massive (Alapaevsk-Sukhoi Log porphyry copper zone, Middle Urals). *Litosfera*, **18**(1), 46–60. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-1-046-060. (In Russian)

Первые результаты изотопного (U-Pb, ID-TIMS) датирования единичных зерен циркона из долеритовых даек Восточной зоны Урала

В. Н. Смирнов¹, К. С. Иванов¹, Т. Б. Баянова²

¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15,
e-mails: smirnov@igg.uran.ru, ivanovks@igg.uran.ru

²Геологический институт КНЦ РАН, 184209, г. Апатиты, ул. Ферсмана, 14, e-mail: tamara@geoksc.apatity.ru

Поступила в редакцию 08.05.2019 г., принята к печати 10.06.2019 г.

Объект исследований. В статье изложены результаты датирования двух различающихся по геохимическим особенностям долеритовых даек из разреза по р. Исеть в районе с. Смолинское (Восточная зона Среднего Урала). **Методы изучения.** Датирование выполнено U-Pb ID-TIMS методом по единичным зернам циркона с использованием искусственного $^{205}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ трассера в лаборатории геохронологии и изотопной геохимии Геологического института КНЦ РАН. Измерения изотопного состава свинца и концентраций урана и свинца проводились на семи-канальном масс-спектрометре Finnigan-MAT (RPQ) в динамическом режиме с использованием умножителя и квадрупольной приставки RPQ в режиме счета ионов. **Результаты.** Для одной из датированных даек получен возраст 330 ± 3 млн лет, для другой – 240 ± 2 млн лет. **Выводы.** Результаты исследований свидетельствуют о разновозрастности долеритовых даек, развитых в пределах Восточной зоны Среднего Урала. Более древний из двух установленных возрастных уровней внедрения этих даек соответствует раннекаменноугольной эпохе, что, наряду с близостью долеритов по петрохимическим особенностям базальтоидам раннекаменноугольного бекленищевского вулканического комплекса, позволяет рассматривать их в качестве гипабиссальных комагматов этих вулканитов. Более молодой, триасовый, возрастной уровень свидетельствует о том, что внедрение части долеритовых даек было связано с завершающими фазами формирования траппов, развитых местами в пределах восточной окраины Урала и очень широко далее к востоку в фундаменте (доюрском основании) Западно-Сибирской плиты.

Ключевые слова: долериты, Восточная зона Среднего Урала, ID-TIMS датирование

Благодарность

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

The first results of isotopic (U-Pb, ID-TIMS) dating of individual zircon grains from dolerite dikes of the Eastern zone of the Urals

Vladimir N. Smirnov¹, Kirill S. Ivanov¹, Tamara V. Bayanova²

¹A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620016, Russia, e-mails: smirnov@igg.uran.ru, ivanovks@igg.uran.ru

²Geological Institute, Kola Science Centre of RAS, 14 Fersman st., Apatity 184209, Russia, e-mail: tamara@geoksc.apatity.ru

Received 08.05.2019, accepted 10.06.2019

Research subject. The article presents the results of dating two dolerite dikes differing in geochemical features from a section along the Iset river in the area of Smolinskoe settlement (the Eastern zone of the Middle Urals). **Materials and methods.** The dating was performed by an U-Pb ID-TIMS technique for single zircon grains using an artificial $^{205}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ tracer in the laboratory of geochronology and isotope geochemistry of the Geological Institute of the Kola Science Centre of the Russian Academy of Sciences. The lead isotopic composition and uranium and lead concentrations were measured using a Finnigan-MAT (RPQ) seven-channel mass spectrometer in dynamic mode using a secondary electron multiplier and RPQ quadrupole in ion counting mode. **Results.** The dikes were dated 330 ± 3 Ma and 240 ± 2 Ma. **Conclusions.** The research results indicate different ages of dolerite dikes developed within the Eastern zone of the Middle Urals. The

Для цитирования: Смирнов В.Н., Иванов К.С., Баянова Т.Б. (2020) Первые результаты изотопного (U-Pb, ID-TIMS) датирования единичных зерен циркона из долеритовых даек Восточной зоны Урала. *Литосфера*, **20**(2), 224-230. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-2-224-230

For citation: Smirnov V.N., Ivanov K.S., Bayanova T.V. (2020) The first results of isotopic (U-Pb, ID-TIMS) dating of individual zircon grains from dolerite dikes of the Eastern zone of the Urals. *Litosfera*, **20**(2), 224-230. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-2-224-230

© В.Н. Смирнов, К.С. Иванов, Т.Б. Баянова, 2020

oldest of the two established age levels corresponds to the Early Carboniferous era. This fact, along with the proximity of the dolerites to the petrochemical features of the basaltoids of the Early Carboniferous Beklenischevsky volcanic complex, allows these bodies to be considered as hypabyssal comagmates of these volcanics. The youngest obtained age level – Triassic – indicates that the introduction of some dolerite dikes was associated with the final phases of the trapp formation developed rarely within the eastern outskirts of the Urals and widely further east in the foundation (pre-Jurassic basement) of the West-Siberian Plate.

Keywords: *dolerites, Eastern zone of the Middle Urals, ID-TIMS dating*

Acknowledgments

The article was prepared in the framework of the state budget topic of the IGG UB RAS No. AAAA-A18-118052590032-6 "Paleogeodynamics and evolution of structural-material complexes during the formation of the continental-type crust (by the example of the Ural-Mongolian folded belt and the West Siberian platform)".

ВВЕДЕНИЕ

Урал является одним из мировых эталонов подвижных поясов с полным циклом геодинамического развития, а рудные месторождения региона во многом обеспечивают потребности страны в хроме, меди, цинке, ванадии и ряде других ископаемых. Восточнее "открытой" (горно-складчатой) части Урала палеозойские геологические комплексы уральского типа слагают фундамент Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна на значительной части его территории. Проблема структурных связей этих двух главнейших геолого-экономических регионов России имеет важное значение, в связи с чем все чаще привлекает внимание исследователей (Иванов и др., 2003; и др.). В настоящей работе изложены результаты изотопного датирования единичных зерен циркона с искусственным трассером $^{205}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ из долеритовых даек восточной окраины Среднего Урала, способствующие изучению этого вопроса.

Дайки долеритов очень широко распространены на всем протяжении среднеуральского сегмента Восточной зоны Урала, параллельной главным вулканогенным зонам этого подвижного пояса – Тагильской и Магнитогорской на расстоянии 80–100 км к востоку от них и погружающейся в восточном направлении под осадочный чехол Западно-Сибирской плиты (Коротеев и др., 1979; Смирнов и др., 2003). При этом их изученность остается сравнительно слабой ввиду ограниченной площади распространения долеритов и их слабой обнаженности. Данные о возрасте долеритов до настоящего времени ограничивались результатами визуальных наблюдений за геологическими взаимоотношениями даек долеритов и вмещающих их осадочных толщ.

Наиболее представительные выходы долеритовых даек наблюдаются в береговых обнажениях по р. Камышенка в ее нижнем течении и по р. Исеть в районе с. Смолинское, где они были впервые описаны Т.В. Диановой с соавторами (1975). Секущие слоистость тела и силлы долеритов и габбродолеритов залегают здесь в толще терригенно-

карбонатных отложений раннего карбона. На основании близости изученных долеритов по химическому составу развитым в том же районе базальтам, которые переслаиваются с визейскими осадками, эти авторы пришли к заключению о раннекаменноугольном возрасте даек. Позднее силлы и дайки долеритов совместно со штоками габбро были выделены в качестве смолинского габбродолеритового комплекса (Государственная геологическая карта..., 2011), к которому обычно относят все долеритовые дайки рассматриваемого региона. Однако изучение геохимических особенностей долеритов, выполненное в последнее десятилетие с использованием современных прецизионных методов анализа, показало, что они существенно варьируют по содержанию ряда главных породообразующих компонентов, особенно отчетливо по спектру элементов-примесей, что побудило авторов провести сопоставление времени образования долеритов, различающихся по вещественному составу.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДАТИРОВАННЫХ ДАЕК ДОЛЕРИТОВ

В качестве объекта датирования выбраны две существенно различающиеся по геохимическим особенностям дайки из наиболее представительно-го разреза по р. Исеть (рис. 1), описанного в работе Т.В. Диановой с соавторами (1975). Проба См-1 отобрана из скального обнажения долеритов Смолинский Камень, расположенного на левом берегу р. Исеть у северо-восточной окраины с. Смолинское (координаты: $56^{\circ} 56.525'$ с. ш. и $61^{\circ} 26.230'$ в. д.; рис. 2), проба См-2 – из коренного выхода на правом берегу р. Исеть в 600 м ниже южной окраины того же села (координаты: $56^{\circ} 56.392'$ с. ш. и $61^{\circ} 39.553'$ в. д.). Долериты изученных проб близки по составу и структурно-текстурным особенностям. Главными породообразующими минералами в них являются плагиоклаз и амфибол, в подчиненном количестве содержится клинопироксен, в качестве акцессорного постоянно присутствует рудный минерал. Структура офитовая, участка-

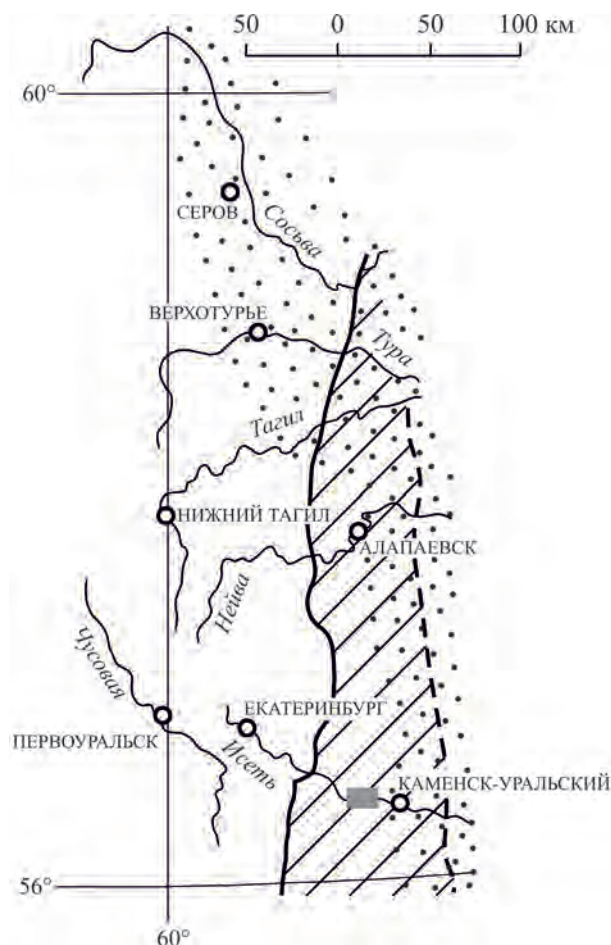


Рис. 1. Схема расположения участка отбора проб для изотопного датирования долеритов.

Косой штриховкой показано положение Восточной зоны Среднего Урала, крапом – площадь распространения осадочного чехла Западно-Сибирской плиты. Серый прямоугольник – участок отбора проб.

Fig 1. Layout of the sampling site for isotope dating of dolerites.

Oblique hatching shows the position of the Eastern zone of the Middle Urals, and the area of distribution of the sedimentary cover of the West Siberian plate. Gray rectangle – sampling area.

ми пойкилоофитовая. Процессы наложенных преобразований заключаются в неравномерном развитии низкотемпературных метаморфических минералов (пумпеллеита и хлорита), сосюритизации и альбитизации плагиоклаза. Более подробно характер залегания датированных даек и петрографические особенности слагающих их долеритов детально описаны в опубликованной ранее работе (Дианова и др., 1975). При близости петрографических особенностей долериты этих даек имеют хорошо выраженные различия по содержанию ряда петрогенных и большинства литофильных редких элементов (табл. 1). Наиболее наглядно это иллюстри-



Рис. 2. Скальный выход долеритов Смолинский Камень, место отбора пробы См-1.

Fig. 2. Smolinsky Stone dolerite rock outcrop, См-1 sampling site.

руют графики распределения редкоземельных элементов (рис. 3): спектры РЗЭ для долеритов пробы См-1 характеризуются преобладанием тяжелых лантаноидов ($(La/Yb)_n = 0.69$), в долеритах пробы См-2 наблюдаются обратная картина, т. е. легкие РЗЭ существенно преобладают над тяжелыми ($(La/Yb)_n = 1.56$). Наличие столь кардинальных различий в составе долеритов позволяет с достаточной степенью уверенности предполагать, что их внедрение было связано с разными эпизодами магматической активности.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Выделение циркона проводилось с использованием обычного набора методов, включающего дробление пробы, промывку издробленного материала в воде до серого шлиха, магнитную сепарацию, разделение в тяжелых жидкостях и ручной отбор зерен циркона под биноклем.

Анализ изотопной U-Pb системы цирконов выполнен в лаборатории геохронологии и изотопной геохимии Геологического института КНЦ РАН ме-

Таблица 1. Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в долеритах датированных проб

Table 1. The contents of major (wt %) and rare (ppm) elements in dolerites dated samples

Компонент	См-1	См-2
SiO ₂	44.62	44.92
TiO ₂	1.10	1.30
Al ₂ O ₃	14.10	13.91
Fe ₂ O ₃	7.10	7.31
FeO	3.00	4.70
MnO	0.15	0.17
MgO	10.63	11.22
CaO	10.18	7.48
Na ₂ O	2.44	2.88
K ₂ O	0.18	0.24
P ₂ O ₅	0.11	0.23
П.п.п.	6.70	5.40
Сумма	100.31	99.76
Li	29.75	24.20
Rb	13.69	13.06
Cs	0.63	0.52
Be	0.22	0.37
Sr	412	826
Ba	83	208
Sc	31	27
V	183	196
Cr	273	210
Co	37	39
Ni	103	108
Y	20.40	22.30
Nb	0.90	3.30
Ta	0.20	0.30
Zr	56.2	104.00
Hf	1.96	2.41
Pb	1.12	1.27
U	0.07	0.15
Th	Не обн.	0.14
La	1.90	4.78
Ce	6.56	14.41
Pr	1.21	2.13
Nd	7.12	11.01
Sm	2.55	3.19
Eu	1.05	1.36
Gd	3.48	4.31
Tb	0.57	0.65
Dy	3.59	4.12
Ho	0.78	0.84
Er	2.36	2.50
Tm	0.33	0.34
Yb	1.96	2.20
Lu	0.30	0.32

тодом ID-TIMS по единичным зернам с использованием искусственного ²⁰⁵Pb/²³⁵U трассера. Измерения изотопного состава свинца и концентраций урана и свинца проводились на семиканальном масс-спектрометре Finnigan-MAT (RPQ) в динамическом режиме с применением умножителя и квадрупольной приставки RPQ в режиме счета ионов.

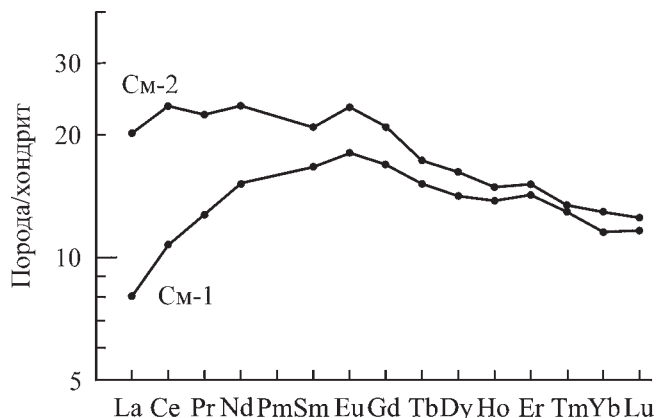


Рис. 3. Спектры распределения редкоземельных элементов в долеритах датированных даек (Sun, McDonough, 1989).

Fig. 3. Distribution spectra of rare earth elements in dolerites of dated dikes (Sun, McDonough, 1989).

Расчет координат точек и параметров изохрон осуществлялся по программам К. Людвига (Ludwig, 1991) с использованием значений констант распада, опубликованных в работе (Steiger, Jager, 1977).

РЕЗУЛЬТАТЫ ДАТИРОВАНИЯ

Преобладающая разновидность среди выделенных из пробы См-1 зерен циркона представлена обломками длиннопризматических кристаллов от водяно-прозрачного до светло-желтого цвета. Поверхность зерен очень слабо корродирована, блеск варьирует от стеклянного до жирного. Средние размеры кристаллов 0.175 × 0.035 мм, коэффициент удлинения около 2. Наряду с преобладающей разновидностью встречены уплощенные обломки полупрозрачного светло-желтого циркона, поверхность которых корродирована, блеск от стеклянного до жирного. Средние размеры таких зерен от 0.245 до 0.175 мм. Результаты изотопно-геохимического изучения цирконов приведены в табл. 2 и на рис. 4. Формирование циркона преобладающей разновидности, согласно полученным изотопным данным, происходило 330 ± 3 млн лет назад, что соответствует границе визейского и серпуховского веков раннекаменноугольной эпохи. Идиоморфный длиннопризматический облик зерен циркона этой разновидности, характерный для циркона магматического генезиса, позволяет связывать ее образование с процессом кристаллизации породы из магматического расплава. При изучении уплощенного зерна циркона (вторая разновидность) получен значительно более древний возраст – 600 ± 3 млн лет, соответствующий неопротерозою, который не может быть отождествлен со временем кристаллизации породы, поскольку рас-

Таблица 2. Изотопные U-Pb данные для единичных зерен циркона из долеритов**Table 2.** Isotopic U-Pb data for single grains of zircon from dolerites

№ проб	№ п.п.	Навеска, мг	Концентрация, г/т		Изотопные отношения*				Изотопные отношения и возраст, млн лет**			% дис.
			Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ($\pm 2\sigma$)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ($\pm 2\sigma$)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ($\pm 2\sigma$)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ($\pm 2\sigma$)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ($\pm 2\sigma$)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ($\pm 2\sigma$)	
См-1	1	0.04	5.44	32.92	135.88	0.097 ± 0.0009	0.805 ± 0.011	0.124 ± 0.001	597 ± 6	602 ± 8	611 ± 5	2.3
	2	0.06	17.08	44.20	28.51	0.053 ± 0.0008	0.387 ± 0.092	0.053 ± 0.012	331 ± 5	333 ± 79	341 ± 76	2.9
См-2	1	0.025	11.53	98.05	49.34	0.038 ± 0.0003	0.268 ± 0.024	0.053 ± 0.012	241 ± 2	241 ± 22	240 ± 20	-0.4

*Все отношения скорректированы на холостое загрязнение 1 пг для Pb, 10 пг для U и масс-дискриминацию $0.12 \pm 0.04\%$.

**Коррекция на примесь обыкновенного свинца определена на возраст по модели (Stacey, Kramers, 1975).

*All ratios are adjusted for idle contamination of 1 PG for Pb, 10 PG for U and mass discrimination of $0.12 \pm 0.04\%$.

**Correction for impurity of ordinary lead is determined for age by the model (Stacey, Kramers, 1975).

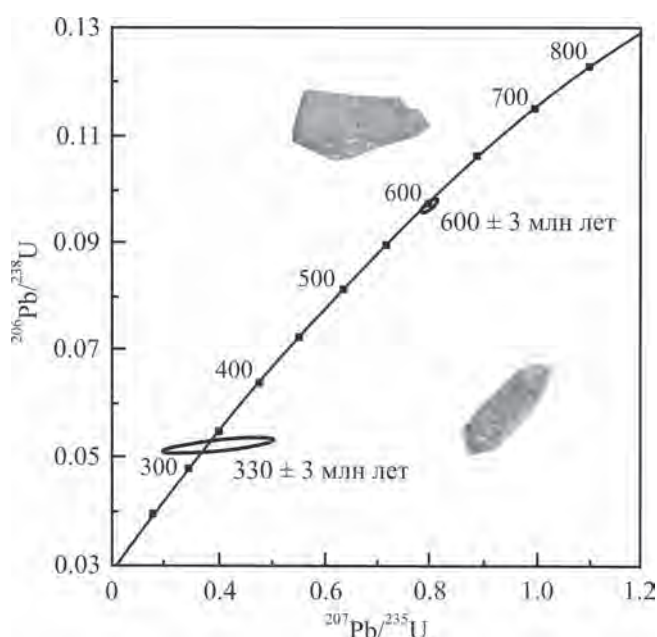


Рис. 4. Изотопная U-Pb-диаграмма с конкордией для единичных зерен циркона из долерита пробы См-1.

Fig. 4. U-Pb isotope diagram with Concordia for single grains of zircon from the Cm-1 dolerite sample.

смаатриваемая дайка прорывает фаунистически охарактеризованные раннекаменноугольные толщи. Таким образом, зерно циркона этой разновидности должно рассматриваться как реститовое либо ксеногенное.

Циркон пробы См-2 представлен однородными по форме и окраске обломками светло-желтых длиннопризматических кристаллов гиаинтового морфотипа. Зерна прозрачны, их поверхность слегка корродирована, блеск стеклянный. Средние размеры варьируют от 0.210 до 0.07 мм, коэффициент удлинения около 3. U-Pb возраст (ID-TIMS), полученный по циркону этой пробы, имеет величину 240 ± 2 млн лет (см. табл. 2, рис. 5).

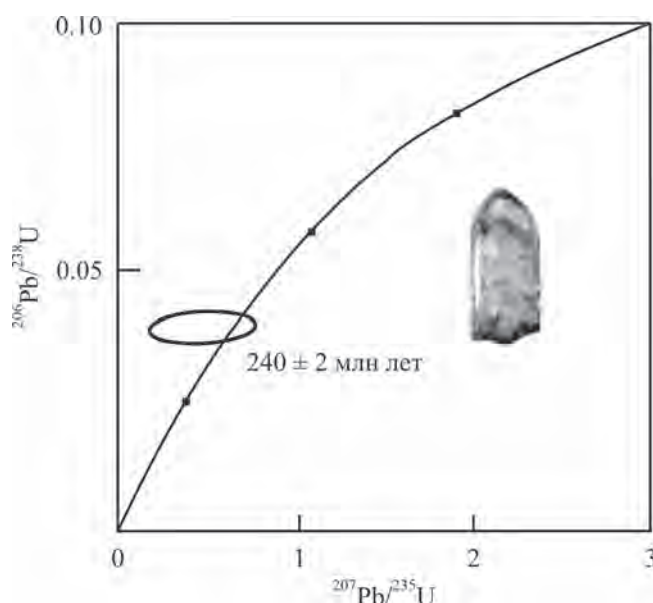


Рис. 5. Изотопная U-Pb-диаграмма с конкордией для единичного зерна циркона из долерита пробы См-2.

Fig. 5. U-Pb isotope diagram with Concordia for a single grain of zircon from the Cm-2 dolerite sample.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ ДАННЫХ

Результаты изотопно-геохронологических исследований единичных зерен циркона свидетельствуют о наличии значительного разрыва во времени формирования даек долеритов, различающихся по геохимическим особенностям. Раннекаменноугольный возраст, полученный для долеритов одной из датированных даек (330 млн лет), наряду с их близостью по петрохимическим особенностям базальтоидам раннекаменноугольного бекленищевского вулканического комплекса, отмеченной еще в работе Т.В. Диановой с соавторами (1975), позволяет рассматривать их в качестве гипабис-

сальных комагматов этих вулканитов и уверенно относить к смолинскому габбро-долеритовому комплексу.

Триасовый возраст другой дайки, равный 240 млн лет, показывает, что ее внедрение было связано с завершающими эпизодами формирования пород трапповой формации, развитых локально в пределах восточной окраины Урала и очень широко далее к востоку в фундаменте (доюрском основании) Западно-Сибирской плиты. Излияния траппов Западной Сибири, по данным многочисленных изотопных исследований, происходили в промежутке 260–240 млн лет назад, с максимумом интенсивности 252–250 млн лет (Иванов и др., 2005; Reichow et al., 2009; Сараев и др., 2011; и др.). Таким образом, полученный возраст циркона свидетельствует о том, что датированную дайку следует считать аналогом гипабиссальных долеритовых интрузий, наблюдающихся в более восточных районах среди полей развития эффузивов траппового типа, где они выделены в качестве туринского габбро-долеритового комплекса среднетриасового возраста (Государственная геологическая карта..., 2011). Внедрение долеритовых даек траппового типа происходило в восточной части Уральского подвижного пояса в условиях постколлизиионного растяжения (Иванов, 1998) и, по-видимому, было обусловлено влиянием крупной глубинной структуры планетарного масштаба – Сибирского суперплюма (Добрецов, 1997; и др.). Полученные данные подтверждают сделанный ранее вывод о наличии ряда общих особенностей в геологической истории Урала и Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна (Ivanov et al., 2013; и др.).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Л. О-41 – Екатеринбург. Объяснительная записка (2011). СПб.: Картофабрика ВСЕГЕИ, 492 с.
- Дианова Т.В., Олерский В.П., Соляник В.Н., Соляник Н.В. (1975) Субвулканические диабазы в визейских отложениях Каменского района (Восточная вулканическая зона). *Палеовулканизм Урала*. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 173-179.
- Добрецов Н.Л. (1997) Пермо-триасовый магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма. *Докл. АН*, **354**(2), 220-223.
- Иванов К.С. (1998) Современная структура Урала – результат постколлизиионного растяжения земной коры. *Геология и геофизика*, **39**(2), 204-210.
- Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Коротеев В.А., Печеркин М.Ф., Кормильцев В.В., Погромская О.Э., Ронкин Ю.Л., Ерохин Ю.В. (2003) Строение и природа области сочленения Урала и Западной Сибири. *Докл. АН*, **393**(5), 647-651.
- Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Ронкин Ю.Л., Ерохин Ю.В. (2005) Геохронологические исследования Западно-

- Сибирского мегабассейна; итоги 50 лет изучения. *Литосфера*, (3), 117-135.
- Коротеев В.А., Дианова В.А., Кабанова Л.Я. (1979) Среднепалеозойский вулканизм Восточной зоны Урала. М.: Наука, 130 с.
- Сараев С.В., Батурина Т.П., Травин А.В. (2011) Петрология, седиментология, геохимия и абсолютный возраст осадочно-вулканогенных отложений триаса на юго-западе Западно-Сибирской синеклизы (Курганская область). *Геология и геофизика*, **52**(8), 1107-1128.
- Смирнов В.Н., Ферштатер Г.Б., Иванов К.С. (2003) Схема тектоно-магматического районирования территории восточного склона Среднего Урала. *Литосфера*, (2), 45-56.
- Ivanov K.S., Puchkov V.N., Fedorov Yu.N., Erokhin Yu.V., Pogromskaya O.E. (2013) Tectonics of the Urals and adjacent part of the West-Siberian platform basement: main features of geology and development. *J. Asian Earth Sci. Geol. Evol. Asia*, **72**, 12-24.
- Ludwig K.R. (1991) PBDAT – a computer program for processing Pb-U-Th isotope data. Version 1.22. *Open-file report 88-542. US Geol. Surv.*, 38 p.
- Reichow M.K., Saunders A.D., Pringle M.S., Al'Mukhamedov A.I., Medvedev A., Allen M.B., Andreichev V.L., Buslov M.M., Fedoseev G.S., Safonova J.Yu., Davis C.E., Fitton J.G., Inger S., Mitchell C., Puchkov V.N., Scott R.A. (2009) The timing and extent of the eruption of the Siberian traps large igneous province: implications for the end-permian environmental crisis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **277**(1-2), 9-20.
- Stacey J.S., Kramers J.D. (1975) Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **26**(2), 207-221.
- Steiger R.H., Jager E. (1977) Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**(3), 359-362.
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **42**, 313-345.

REFERENCES

- Dianova N.V., Olerskii V.P., Solyanik V.N., Solyanik N.V. (1975) Subvolcanic diabase in Visean sediments of Kamenskyi region (Eastern volcanic zone). *Paleovulkanizm of the Urals. Sverdlovsk, UNTs AN SSSR*, 80-81. (In Russian)
- Dobretsov N.L. (1997) Permo-Triassic magmatism and sedimentation in Eurasia as a result of a superplum. *Dokl. Akad. Nauk*, **354**(2), 220-223. (In Russian)
- Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii. Masshtab 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). Seriya Ural'skaya. L. O-41 – Ekaterinburg. Ob'yasnitel'naya zapiska [The state geological map of the Russian Federation. Scale 1 : 1 000 000 (third generation). Series Uralic. L. O-41 – Ekaterinburg. Explanatory note]. (2011) St.Petersburg, VSEGEI Cartographic Factory, 492 p. (In Russian)
- Ivanov K.S. (1998) Contemporary structure of the Urals – the result of postcollision stretching. *Geol. Geofiz.*, **39**(2),

- 204-210. (In Russian)
- Ivanov K.S., Fedorov Yu.N., Koroteev V.A., Pecherkin M.F., Kormil'tsev V.V., Pogromskaya O.E., Ronkin Yu.L., Erokhin Yu.V. (2003) The structure and nature of the junction area of the Urals and Western Siberia. *Dokl. Akad. Nauk*, **393**(5), 647-651. (In Russian)
- Ivanov K.S., Fedorov Yu.N., Ronkin Yu.L., Erokhin Yu.V. (2005) Geochronological studies of the West Siberian megabasin; the results of 50 years of study. *Litosfera*, (3), 117-135. (In Russian)
- Ivanov K.S., Puchkov V.N., Fedorov Yu.N., Erokhin Yu.V., Pogromskaya O.E. (2013) Tectonics of the Urals and adjacent part of the West-Siberian platform basement: main features of geology and development. *J. Asian Earth Sci. Geol. Evol. Asia*, **72**, 12-24.
- Koroteev V.A., Dianova T.V., Kabanova L.Ya. (1979) *Srednepaleozoiskii vulkanizm Vostochnoi zony Urala* [Middle Paleozoic volcanism of the Middle zone of the Urals]. Moscow, Nauka Publ., 130 p. (In Russian)
- Ludwig K.R. (1991) PBDAT – a computer program for processing Pb-U-Th isotope data. Version 1.22. *Open-file report 88-542. US Geol. Surv.*, 38 p.
- Reichow M.K., Saunders A.D., Pringle M.S., Al'Mukhamedov A.I., Medvedev A., Allen M.B., Andreichev V.L., Buslov M.M., Fedoseev G.S., Safonova J.Yu., Davis C.E., Fitton J.G., Inger S., Mitchell C., Puchkov V.N., Scott R.A. (2009) The timing and extent of the eruption of the Siberian traps large igneous province: implications for the end-permian environmental crisis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **277**(1-2), 9-20.
- Saraev S.V., Baturina T.P., Travin A.V. (2011) Petrology, sedimentology, geochemistry, and absolute age of Triassic volcanosedimentary rocks from the southwest of the West Siberian geosyncline (Kurgan Region). *Russ. Geol. Geophys.*, **53**(8), 871-887.
- Smirnov V.N., Fershtater G.B., Ivanov K.S. (2003) Scheme of tectono-magmatic zoning of the Middle Urals. *Litosfera*, (2), 45-56. (In Russian)
- Stacey J.S., Kramers J.D. (1975) Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **26**(2), 207-221.
- Steiger R.H., Jager E. (1977) Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**(3), 359-362.
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **42**, 313-345.

Лампрофиры и оруденение Койташского рудного поля (Южный Тянь-Шань)

Х. Д. Ишбаев, А. Х. Шукуров, К. М. Косбергенов

Институт геологии и геофизики Госкомгеологии Республики Узбекистан, 100041, г. Ташкент,
ул. Олимлар, 49, e-mail: halbay@mail.ru

Поступила в редакцию 18.12.2018 г., принята к печати 29.04.2019 г.

Объект исследования. Койташское рудное поле расположено в потенциально продуктивной на Au, Ag, W, Mo, Ti, Fe, Cu, Pb, Zn и РЗЭ тип оруденения Северонуратинской зоне Южного Тянь-Шаня. Авторами было предпринято изучение состава даек, прорывающих рудоносные образования палеозойского возраста, их петро- и рудогенерирующей роли в формировании специализированной на сульфидно-редкометалльное (W, Mo, Fe) оруденение полосы Койташ-Угат. **Методы.** Исследование состава пород и минералов выполнено в Институте геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева. Определение содержаний петрогенных и редких элементов в породах и сульфидах проводили методами ICP MS на спектрометре ICPE-9000 в Центральной лаборатории Госкомгеологии Республики Узбекистан. Химический анализ минералов выполнен на электронном микроанализаторе Jeol-8800Rh (Япония) Института геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева. Микрофотографии прозрачных шлифов сделаны на микроскопах Nikon Optiphot 2 Pol и Полам Р-311. **Результаты и выводы.** В ходе исследования дайковых образований Койташского рудного поля было определено, что породы относятся по структуре преимущественно к лампрофитам, по химическому составу – к основным и средним породам субщелочного ряда. Установлено, что состав даек лампрофитов коррелирует с величиной эрозионного среза. Их меланократовые разности приурочены к южной части интрузива (абсолютные отметки 1000–1200 м), а лейкократовые – к северной (около 1900 м). Предполагается, что это результат кристаллизационной дифференциации единого исходного расплава. Дайки лампрофитов Койташского рудного поля прорывают не только сульфидно-редкометалльные тела полосы Койташ-Угат, но также скарны и карбонатные породы и, в свою очередь, прорваны кварц-полиметаллическими рудоносными жилами, что свидетельствует о их междурудном характере.

Ключевые слова: рудное поле, сульфидно-редкометалльное оруденение, скарновые руды, дайки, кристаллизационная дифференциация, магматическая камера, Койташ, Южный Тянь-Шань

Благодарность

Авторы искренне признательны А.М. Мусаеву и Р. Ахунджанову за консультации при подготовке данной статьи и Д.В. Мухамеджановой за выполнение точечных анализов на электронном микроанализаторе.

Работа выполнена при поддержке гранта Министерства инновационного развития Республики Узбекистан № ПЗ-20170920151.

Lamprophyres and mineralization of the Koytash ore field (Southern Tien Shan)

Khalbay D. Ishbaev, Anvar Kh. Shukurov, Kuatbay M. Kosbergenov

Kh.M. Abdullaev Institute of Geology and Geophysics of the State Committee for Geology of the Republic of Uzbekistan,
49 Olimlar st., Tashkent 100041, Republic of Uzbekistan, e-mail: halbay@mail.ru

Received 18.12.2018, accepted 29.04.2019

Research subject. The Koytash ore field is located in the potentially productive Au, Ag, W, Mo, Ti, Fe, Cu, Pb, Zn and REE North Nuratau mineralisation zone of Tien Shan. The authors undertook a study of the composition of dikes breaching through the Paleozoic ore-bearing formations, as well as their petro- and ore-generating role in the formation of the Koytash-Ugat sulphide-rare-metal (W, Mo, Fe) specialised mineralisation. **Materials and methods.** A study of rock and mineral composition was performed at the Institute of Geology and Geophysics named after Kh.M. Abdullaev. The content of petrogenic and rare elements in rocks and sulphides was determined by ICP-MS using an ICPE-9000 mass-spec-

Для цитирования: Ишбаев Х.Д., Шукуров А.Х., Косбергенов К.М. (2020) Лампрофиры и оруденение Койташского рудного поля (Южный Тянь-Шань). *Литосфера*, **20**(2), 231–253. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-2-231-253

For citation: Ishbaev Kh.D., Shukurov A.Kh., Kosbergenov K.M. (2020) Lamprophyres and mineralization of the Koytash ore field (Southern Tien Shan). *Litosfera*, **20**(2), 231–253. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-2-231-253

trometer in the Central Laboratory of the State Committee for Geology of the Republic of Uzbekistan. The chemical analysis of minerals was performed using a Jeol-8800Rh electronic microanalyser at the Institute of Geology and Geophysics named after Kh.M. Abdullaev. The micrographs of transparent sections were obtained using Nikon Optiphot 2 Pol and Polar R-311 microscopes. *Results and conclusions.* The conducted study showed that, in terms of their structure, the Koytash ore field dike formations can be regarded as lamprophyres. In terms of their chemical composition, these formations are mafic and intermediate rocks of the subalkaline series. It was found that the composition of lamprophyre dikes correlates with the size of the erosion section. Their melanocratic varieties are confined to the southern part of the intrusion (absolute elevations are 1000–1200 m), and leucocratic – to the northern (about 1900 m). This is assumed to be the result of crystallization differentiation of a single initial melt. The dikes of the Koytash ore field lamprophyres break through not only sulphide-rare-metal bodies of the Koytash-Ugat strip, but also skarn and carbonate rocks and, in turn, are broken through by quartz-polymetallic ore-bearing veins, which testifies to their inter-ore character.

Keywords: ore field, sulfide-rare-metal mineralization, skarn ores, dikes, crystallization differentiation, magma chamber, Koytash, Southern Tien Shan

Acknowledgments

The authors are sincerely grateful to A.M. Musaev and R. Akhundzhanov for consultations in the preparation of this article and to D.V. Mukhamedzhanova for performing spot analyzes on an electronic microanalyser.

The work was supported by the grant of the Ministry of innovative development of the Republic of Uzbekistan No. ПЗ-2017090920151.

ВВЕДЕНИЕ

Нуратинский регион Южного Тянь-Шаня, расположенный на стыке двух континентальных литосферных плит – Киргизско-Казахстанской и Алайской, характеризуется широким развитием магматических образований, сформировавшихся в различных геодинамических обстановках: рифтогенной, океанической, коллизионной и внутриплитной. Крупные коровые (постколлизийные) гранитоидные массивы начали формироваться в послераннекаменноугольное время, достигнув максимального распространения в C_3 – P_1 . В конце палеозоя и начале мезозоя здесь появились продукты рассеянного внутриплитного магматизма (малые интрузии, дайки, трубки взрыва щелочного и субщелочного составов), которые, возможно, контролировались относительно мелкими мантийными горячими точками (Далимов, Ганиев, 2010). Гранитоидные интрузии западной части Южного Тянь-Шаня позднекаменноугольно-раннепермского и/или раннепермского возраста не имеют вулканических аналогов. Таким образом, весь верхнепалеозойский гранитоидный магматизм следует считать постколлизийным (там же).

Одним из приоритетных направлений геологической петрологии региона является исследование магматических пород внутриплитного геодинамического этапа (дайки, дайковые пояса, рои, пучки и небольшие силлы лампроитоподобных пород, карбонатиты, трахидолериты, лампрофиты, полевошпатовые и фельдшпатоидные, диоритовые порфириды и диабазовые порфириды), которые играют большую роль при формировании золото-рудных, скарново-редкометаллических, сульфидно-редкометаллических, редкоземельных и других рудопроявлений (Мушкин, 1979; Мусаев, Хамрабаев, 1984; Мусаев, 1985; Головкин, Гадецкий, 1991;

Хамрабаев и др., 1993; Головкин и др., 1998; Диваев, 1996; Ахунджанов, 2013; Каримова, 2015; Далимов и др., 2016; Карабаев и др., 2016; Ишбаев и др., 2018; и др.). К числу таких образований относятся рои даек в пределах Койташского рудного поля, формирование которых трактуется по-разному: одни считают их генетически связанными с гранитоидным очагом Койташского интрузива (Хамрабаев и др., 1993), другие относят их к самостоятельному внутриплитному геодинамическому этапу магматизма (Мушкин, 1979; Геология и полезные ископаемые..., 1998; Ахунджанов и др., 2013; Мусаев и др., 2015; Ишбаев и др., 2018).

Авторами было предпринято изучение состава даек и их петро- и рудогенерирующей роли в формировании специализированной на сульфидно-редкометаллическое (W, Mo, Fe) оруденение полосы Койташ-Угат.

Вопрос о генезисе сульфидно-редкометаллического оруденения полосы Койташ-Угат (Северное Нуратау) до сих пор является дискуссионным. Одни исследователи считают, что оруденение образовалось за счет карбонатных пород при воздействии гранитоидов Койташского интрузива (Бабаджанов, Хамрабаев, 2005), другие – за счет роговиков (Хамрабаев, 1994). В южной, восточной и юго-западной контактовых зонах Койташского интрузива наблюдаются три типа оруденения – скарновое с вольфрам-молибденовой минерализацией, сульфидно-редкометаллическое (W, Mo, Au, Cu) и кварц-серебряно-полиметаллическое, которые сформировались в приведенной последовательности. О том, что серебро-полиметаллическое оруденение является завершающим процессом рудно-магматической системы описываемого района и наложено на скарны и сульфидно-редкометаллическое оруденение, развитое по скарнам, было отмечено ранее (Формационный анализ...1975; Хамрабаев и др., 1993).

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Исследование состава пород и минералов выполнено в Институте геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева. Определение содержаний петрогенных и редких элементов в породах и сульфидов проводили методами ICP MS на спектрометре ICPE-9000 в Центральной лаборатории Госкомгеологии Республики Узбекистан. Химический анализ минералов выполнен на электронном микроанализаторе Jeol-8800Rh (Япония) Института геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева (аналитик Д.В. Мухамеджанова), микрофотографии прозрачных шлифов сделаны на микроскопах Nikon Optiphot 2 Pol и Полам Р-311, а полированных – на микроанализаторе Jeol-8800Rh. Часть анализов минералов нормирована к 100% из-за невозможности определения количества воды и летучих компонентов, при этом содержание железа приводится в суммарном виде.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КОЙТАШСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Койташское рудное поле находится в юго-восточной части Северного Нуратау и локализовано в потенциально продуктивной на Au, W, Mo, Fe, Ti, Ag и РЗЭ тип оруденения Северонуратинской зоне Южного Тянь-Шаня. Оно является крупным скарново-шеелитовым объектом, где более полувека велась добыча шеелитового концентрата, а также месторождением с разведанными промышленными запасами волластонита (Бабаджанов, Хамрабаев, 2005).

Геология вмещающих пород

В геологическом строении Койташского рудного поля принимают участие метаморфизованные осадочные породы кембрия–ордовика и терригенно-карбонатные образования силура и карбона, которые прорваны гранитоидным штоком и разнообразными по составу дайками. По неопубликованным данным В.Г. Харина и др. (2019 г.), отложения кембрия–ордовика подразделяются на живачисайскую $\text{Є}_3\text{-O}_1\text{gv}$ и калтадаванскую O_2kld свиты (рис. 1), представленные алевро-глинистыми, кварцево-сланцевыми сланцами, песчаниками и кварц-серицит-хлоритовыми сланцами, слюдястыми, глинисто-алевролитовыми сланцами с прослоями глинистых известняков и известковых сланцев. Образования силурийской системы представлены алевролитами, песчаниками, реже гравелитами, кварцево-серицитовыми, глинисто-сланцевыми сланцами с прослоями известняков, иногда мергелистых.

Наибольший интерес представляют терригенно-карбонатные породы среднекаменноугольного возраста, так как к ним приурочена основная часть скарново-редкометалльных рудных тел месторождения

Койташ. Башкирский ярус представлен органическими известняками с прослоями песчаников и алевролитов, московский – органическими известняками с наличием фузулинид. Среди верхнекаменноугольных образований преобладают конгломераты с прослоями сланцев, песчаников, алевролитов, аргиллитов, гравелитов, залегающие на отложениях московского яруса с небольшим угловым несогласием. Общая мощность алюмосиликатных толщ составляет более 1700 м.

Магматические породы представлены гранитоидами Койташского интрузива и разнообразными дайковыми образованиями пермо-триасового возраста.

Геология Койташского гранитоидного массива

Массив расположен на юго-восточном склоне Северного Нуратау и относится к герцинским постколлизийным интрузиям. Он представляет собой шток площадью 47 км², имеющий на современном эрозионном срезе овальную в плане форму (10.5 × 6 км). Угол падения контакта под вмещающие породы в северной части массива – 70–80°, в южной – 20–40°. Преобладающая часть интрузива сложена роговообманково-биотитовыми гранодиоритами главной фазы внедрения (85%) и гранитами (10%). Жильная серия (5%) представлена гранит-порфирами, аляскитами, лейкократовыми гранитами, аплитами и пегматитами. Среди пород главной интрузивной фазы наблюдаются включения микрогаббро, габбро-диоритов, диоритов и кварцевых диоритов размером до 3 м в поперечнике, которые, возможно, являются продуктами кристаллизации расплавов ранних фаз внедрения. Выходы этих пород (включений) наблюдаются в юго-западной части Нуратинского хребта в составе Актауского, Заркайнарского и других интрузивных массивов. Геологический возраст гранитоидов определяется внедрением в фаунистически охарактеризованную толщу верхов среднего карбона. По данным Г.Д. Афанасьева с соавторами (1963) и И.Х. Хамрабаева с соавторами (1993), абсолютный возраст пород Койташского интрузива, полученный Rb-Sr методом, равен 264 ± 2 млн лет ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7055$), а K-Ar возраст – 267 ± 8 млн лет, что соответствует позднепермской эпохе. Вблизи контакта с мраморами породы массива в результате процессов гибридизма приобретают состав габбро и кварцевых диоритов, мощность таких зон достигает 40 м. В южной эндоконтактной зоне местами наблюдаются переходы гранитов в гранодиориты. В экзоконтактах широко развиты роговики с андалузитом, плагиоклазом, биотитом в ассоциации с кордиеритом, диопсидом, гроссуляром, волластонитом и др.

Интрузив сформирован в постколлизийный этап магматизма в условиях средних глубин (Далимов, Ганиев, 2010).

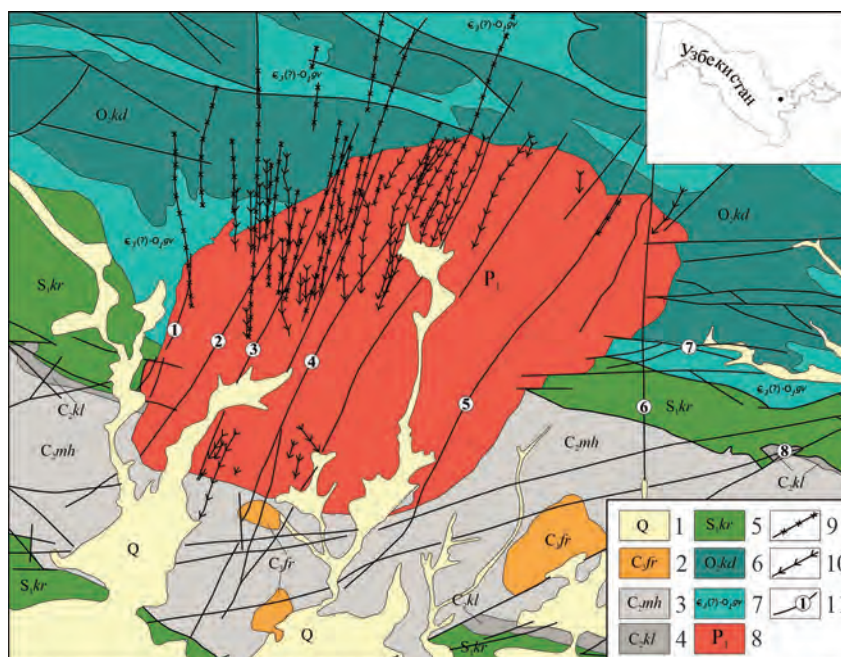


Рис. 1. Геологическая карта Койташского рудного поля, масштаб 1 : 50 000 ((Харин, 2019), с некоторыми изменениями авторов).

1 – четвертичные образования; 2 – гравелиты, конгломераты, песчаники и алевролиты фаришской свиты; 3 – известковые сланцы, алевролиты, печасники, конгломераты и прослои известняков михинской свиты; 4 – доломитизированные известняки, доломиты, известковые алевролиты и песчаники кельвасайской свиты; 5 – сланцы, алевролиты и песчаники караташской свиты; 6 – песчаники, алевролиты и сланцы с прослоями гравелитов калтадаванской свиты; 7 – чередования алевролитов, аргиллитов и известковых песчаников с прослоями известняков живачисайской свиты; 8 – гранодиориты и граниты Койташского интрузива; 9 – кислые дайки; 10 – основные и средние дайки, лампрофилы; 11 – разломы (цифры в кружках): 1 – угатский, 2 – дайковый, 3 – саганаксайский, 4 – ключевский, 5 – саврукский, 6 – меридиональный, 7 – северный широтный, 8 – хаузбулакский.

Fig. 1. Geological map of the Koytash ore field, scale 1 : 50 000 ((Kharin, 2019), with some changes to the authors).

1 – Quaternary formations; 2 – gravelites, conglomerates, sandstones and siltstones of the Farish Formation; 3 – calcareous schists, siltstones, calcareous, conglomerates and intercalations of limestones of the Mikhin Formation; 4 – dolomitized limestones, dolomites, calcareous siltstones and sandstone Kelvasay Formation; 5 – sandstone, siltstones and sandstones of the Karataash Formation; 6 – sandstones, siltstones and schists with interlayers of gravels of the Kaltadavan Formation; 7 – alternation of siltstones, mudstones and calcareous sandstones with intercalations of Zhivachi limestone suites; 8 – granodiorites and granites of the Koytash intrusion; 9 – acid dykes; 10 – main and middle dykes, lamprophyres; 11 – faults (numbers in circles): 1 – Ugat, 2 – dyke, 3 – Sagaknaksai, 4 – Klyuchevsk, 5 – Savruk, 6 – meridional, 7 – north latitudinal, 8 – Hauzbulak.

Геология даек

Койташский гранитоидный интрузив рассечен многочисленными дайками лампрофиров, диоритовых порфиров, диабазов, кварцевых монцитопорфиров, гранит- и гранодиорит-порфиров субмеридионального направления, количество которых более 30 (см. рис. 1). Их мощность колеблется от 0.5 до 20 м, протяженность – от нескольких сотен метров до 3–5.5 км. Дайки прорывают раннепермский Койташский гранитоидный интрузив и вмещающие его кембрий-ордовикские песчано-сланцевые отложения. По данным И.Х. Хамрабаева с соавторами (1993), абсолютный возраст даек диоритовых порфиров, полученный Rb-Sr методом, равен 247 ± 2 млн лет, что соответствует раннему триасу. Первичные отношения изотопов

стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7054$) указывают на возможный смешанный мантийно-коровый источник расплава даек.

Наиболее крупное скопление даек приурочено к верховьям Маклыбайсая, где они образуют рой, насчитывающий 26 разнообразных по составу даек (от лампрофиров до диоритовых порфиров, а также гранит- и гранодиорит-порфиры, аплиты и пегматиты). Мощность даек колеблется от 0.5 до 3 м, протяженность – до нескольких сотен метров и более, простирание субмеридиональное. Установлено, что состав даек лампрофиров коррелирует с величиной эрозионного среза. Их меланократовые разности приурочены к южной части интрузива (абсолютные отметки 1000–1200 м), а лейкократовые – к северной (около 1900 м) (Ишбаев и др., 2018). Аналогичная ситуация была отмечена в

секторе Гредос (Испания) (Scarrow et al., 2011), где бостонитовые дайки присутствуют на более высоких гипсометрических отметках (1400–1540 м), чем дайки камптонитов (800–1260 м). Дайки лампрофитов Койташского рудного поля прорывают не только сульфидно-редкометалльные тела полосы Койташ-Угат, но также скарны и карбонатные породы и, в свою очередь, прорваны кварц-полиметаллическими рудоносными жилами, что свидетельствует о междурудном характере даек.

Дайки заполняют четко выраженные параллельные трещины отдельности в гранитоидах. В юго-западной части интрузива они имеют меридиональное простирание, а в восточной – субмеридиональное, что предполагает происхождение даек из одной магматической камеры, находящейся в центральной части Саганакса. Это подтверждается наличием интенсивной магнитной аномалии в этой зоне, выявленной Нуратинской геофизической партией.

Дайки содержат большое количество ксенолитов магматических (керсутитовые габбро, рогово-обманковые пироксениты, горнблендиты, габбро-анортозиты и др.) и метаморфических (двупироксеновые и гранат-пироксеновые гнейсы, плагиогнейсы, гранулиты, чарнокиты) пород, которые были описаны ранее (Мусаев, Хамрабаев, 1984; Мусаев, 1985; Хамрабаев и др., 1990; Ишбаев и др., 2018). Неравномерность распространения ксенолитов еще требует своего объяснения, не исключено, что это связано с различиями в уровнях магмогенерации и в составе земной коры.

Геология рудных тел

Сульфидно-редкометалльные руды полосы Койташ-Угат в юго-западном и южном экзоконтактах гранитоидного интрузива образуют тела мощностью от 5 до 30 м, иногда до 90 м и протяженностью более 1.5 км. Они прослежены от шахт “Разведочная” и “Главная” на западе до высоты Шуркунды (Дунётепа) – на востоке. Общая протяженность полосы – 3700 м при ширине 900 м. Рудные тела формировались на контакте метаморфизованной среднекаменноугольной карбонатно-терригенной толщи с Койташским гранитоидным интрузивом. Они могут иметь линзо- и пластообразную, секущую, сложно-сетчатую и жильную форму (Хамрабаев, 1994).

Сульфидно-редкометалльные руды состоят из пирротина (54%), шеелита (0.70%), халькопирита (2.15%), молибденита (0.01%), пирита (0.1%), золота (0.97 г/т), серебра (13 г/т), меди (0.68%), висмута (0.02%), не встречающихся в серебро-полиметаллических рудах (Бабаджанов, Хамрабаев, 2005).

Серебро-полиметаллическое оруденение в пределах полосы Койташ-Угат накладывается на приконтактные сульфидно-редкометалльные руды, а также образует линейный жильный штокверк, бо-

лее густой в экзоконтактовой ороговикованной терригенной толще и менее интенсивный в эндоконтактовой зоне. Серебро-полиметаллическое с золотом оруденение на дневной поверхности представляет собой маломощные (от 0.2 до 1.5–3 м) протяженные (до 800 м) кварц-карбонатные жилы и прожилки с галенитом, сфалеритом, халькопиритом, арсенопиритом. В эндоконтактовой части интрузива они представлены кварцевыми жилами (0.8–1.5 м) с халькопиритом, арсенопиритом, пиритом и меньшим количеством сфалерита и галенита. Наиболее часто эта минерализация встречается на площади к югу и юго-западу от контактовой зоны полосы Койташ-Угат (Бабаходжаев, Хамрабаев, 2005).

КОНТАКТОВЫЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ДАЕК С ВМЕЩАЮЩИМИ ПОРОДАМИ ПОЛОСЫ КОЙТАШ-УГАТ

Дайки лампрофитов прорывают не только сульфидно-редкометалльные тела полосы Койташ-Угат (рис. 2–5), но также скарны и карбонатные породы. В свою очередь, они сами пронизаны кварц-полиметаллическими рудоносными жилами с типоморфными элементами – свинцом, цинком, медью, железом, серой, а также элементами-спутниками – серебром, кадмием, висмутом и индием. Это свидетельствует о том, что дайки являются междурудными образованиями.

В шахте “Главная” установлено (Хамрабаев и др., 1993), что дайки диоритовых порфиров прорывают и содержат ксенолиты сульфидно-редкометалльной руды и скарновых образований (см. рис. 2, 4). Кроме того, дайки рвут терригенно-карбонатные породы (см. рис. 5). Исследованиями авторов выявлено, что контакт между породами даек лампрофитового состава и гранодиоритами четкий и спаянный (см. рис. 3а). На рис. 3б видна зона покраснения (каллишпатизации) мощностью до 1.5–2 см. Из контакта был изготовлен полированный шлиф (обр. УП-8), состав которого изучен на электронном микроскопическом анализаторе, результаты приведены в табл. 1 и 2.

Дайка, прорывающая гранодиориты, представляет собой черную и темно-серую породу с редкими крупными вкрапленниками удлиненно-пластинчатого плагиоклаза и удлиненного хлоритизированного биотита среди тонкозернистой основной массы, амфибол очень редок, по нему развиты хлориты и биотиты. Состав плагиоклаза очень изменчив, колеблется от андезина до битовнита. Амфибол из основной массы соответствует керсутиту (см. табл. 1). В основной массе встречаются мелкие микролиты плагиоклаза, биотита, роговой обманки, ортоклаза, рудные и акцессорные минералы с высокими содержаниями РЗЭ.

Сульфидные минералы образуют рассеянные кристаллы и тонкие прожилки на контакте дайки

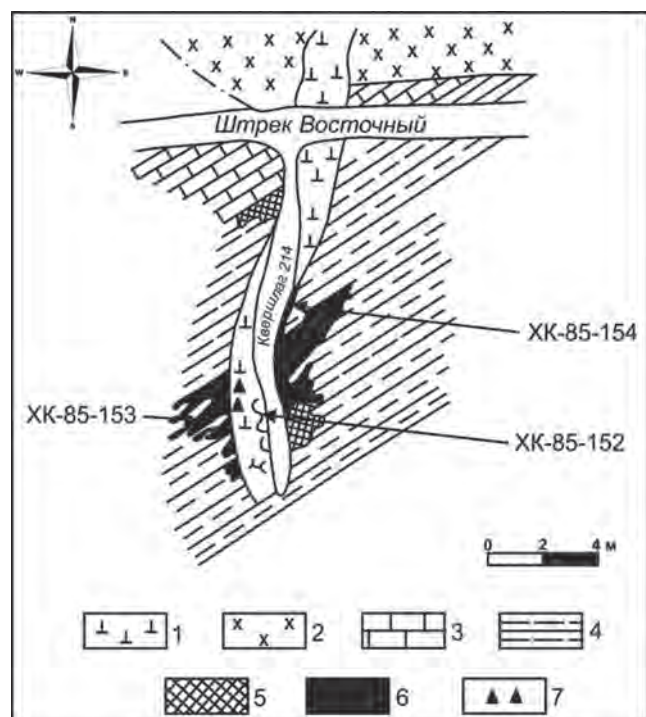


Рис. 2. Схема взаимоотношения гранодиоритов, основных даек и сульфидно-редкометалльных руд полосы Койташ-Угат, горизонт 700 м (Хамрабаев и др., 1993).

1 – диоритовый порфирит (T_1), 2 – гранодиорит (P_1), 3 – мраморизованный известняк (C_2), 4 – роговик (C_2), 5 – скарны и скарнированные породы убогосульфидные, 6 – скарново-сульфидные (пирротин-халькопирит-пирит) залежи, 7 – ксенолиты руд в диоритовом порфирите.

Fig. 2. Diagram of the relationship of granodiorites, basic dikes and sulphide-rare metal ores of the Koytash-Ugat line, horizon 700 m (Khamrabaev et al., 1993).

1 – diorite porphyrite (T_1), 2 – granodiorite (P_1), 3 – marbled limestone (C_2), 4 – hornfeld (C_2), 5 – poorly sulphidic skarns and skarnized rocks, 6 – skarn-sulfide (pyrrhotine-chalcopyrite-pyrite) deposits, 7 – xenoliths of ores in diorite porphyrite.

с гранодиоритом (см. рис. 3в). Они представлены преимущественно пиритом, халькопиритом и галенитом (см. табл. 2).

Состав пирита характеризуется присутствием примеси кобальта, цинка, сурьмы и золота, соотношение $S/Fe = 2$. Содержание меди в халькопиритах умеренное, галенит характеризуется высоким содержанием серебра.

Как мы видим, температурное влияние даек на гранодиориты выражено однозначно и проявляется в калишпатизации и образовании сульфидных минералов. Это происходило в условиях увеличения активности калия за счет кислотно-основного взаимодействия основной магмы даек с гранодиоритом.

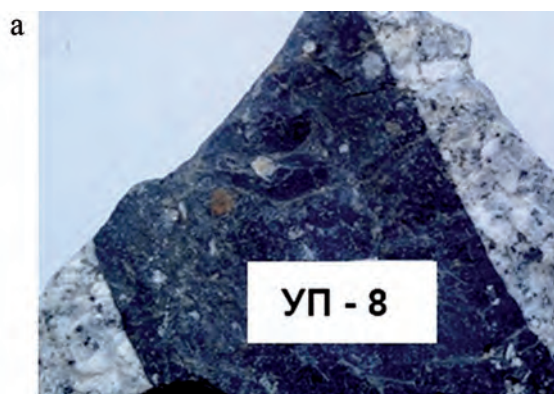


Рис. 3. Контакт гранодиорита Койташского интрузива с дайкой лампрофира (а), ясно выраженная зона калишпатизации (б) и формирование сульфидного прожилка (в).

Fig. 3. Contact of granodiorite of the Koytash intrusion with the lamprophyre dike (a), the zone of clearly expressed kalifeldsparization (б) and the formation of a sulphide is clearly visible (в).

При этом биотит и особенно преобладающая роговая обманка стали неустойчивыми и из них начало экстрагироваться железо. Выщелоченное (вынесенное) железо, соединяясь с серой, обычно имеющейся в избытке в основной магме, возможно, привело к формированию сульфидной минерализации незначительного масштаба.

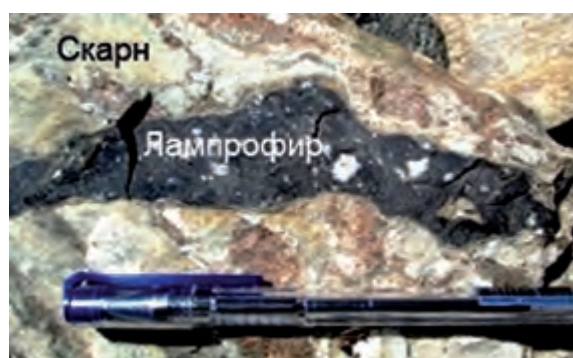


Рис. 4. Контакт лампрофировой дайки со скарнами (шахта "Главная").

Fig. 4. Contact of skarn with the lamprophyre dike (mine "Glavnaya").

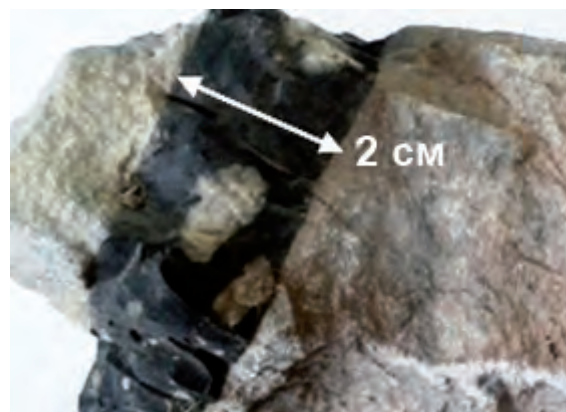


Рис. 5. Контакт лампрофировой дайки с терригенно-карбонатными породами (шахта "Главная").

Fig. 5. Contact of lamprophyre dike with the terrigenous-carbonate rocks (mine "Glavnaya").

Таблица 1. Химический состав минералов из дайки лампрофира (обр. УП-8, УП-5), мас. %

Table 1. The chemical composition of minerals from lamprophyre dike (sample УП-8, УП-5), wt %

№ п.п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
1	43.38	—	25.27	4.54	—	20.41	2.22	—	95.81
2	51.25	—	26.47	0.42	—	11.67	3.99	0.98	94.77
3	54.95	—	24.60	0.58	—	7.07	4.94	3.86	96.01
4	52.11	—	28.01	—	—	12.39	4.21	—	96.73
5	37.82	3.63	14.09	18.67	8.91	11.16	—	1.12	95.40
6	38.39	4.73	12.48	13.03	11.55	12.50	—	1.10	93.78
7	37.81	3.52	14.16	18.78	8.92	10.99	—	1.18	95.35
8	38.15	3.67	14.42	19.86	8.48	11.18	—	1.17	96.93
9	40.81	4.11	12.94	13.25	11.15	12.89	—	0.99	96.13
10	32.89	47.73	0.55	4.35	—	14.48	—	—	100.0
11	19.64	13.50	14.15	32.53	9.96	—	—	—	90.51
12	66.42	1.00	17.71	3.35	—	2.29	6.12	3.11	100.0
13	63.94	—	17.24	—	—	—	—	18.82	100.0
14*	62.94	—	17.55	—	—	—	—	18.22	100.0
15*	62.93	—	17.64	—	—	—	—	17.76	99.51

Примечание. 1–9 – обр. УП-8 (1–4 – плагиоклаз: 1 – лабрадор-битовнит, 2 – лабрадор, 3 – андезин, 4 – лабрадор; 5–9 – керсутит); 10–15 – обр. УП-5 (10 – сфен, 11 – ортит (содержит 0.73% MnO), 12 – плагиоклаз, 13–15 – барийсодержащий ортоклаз (14* – барий, 1.19 мас. %; 15* – барий, 1.29 мас. %)). Здесь и в остальных таблицах прочерк означает "не обнаружено".

Note. 1–9 – sample УП-8 (1–4 – plagioclase (1 – labrador-bitovnite, 2 – labrador, 3 – andesine, 4 – labrador; 5–9 – kersutite); 10–15 sample УП-5 (10 – sphene, 11 – orthite (contains 0.73% MnO), 12 – plagioclase, 13–15 – barium-containing orthoclase (14* – barium, 1.19 wt %, 15* – barium, 1.29 wt %)). Here and in other tables the dash mean "not detected".

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ОСНОВНЫХ ДАЕК ПОЛОСЫ КОЙТАШ-УГАТ

Малхиты встречаются в верховьях сав Саганак и Мыхлибай, где образуют дайки мощностью до 1.5 м (рис. 6). Это очень плотные меланократовые порфировые породы внешне черного до темно-зеленого цвета. Вкрапленники представлены андезин-лабрадором и керсутитом, редко встречаются включения кварца.

Структура порфировая, лампрофировая. Текстура массивная, иногда неоднородная. Плагио-

клаз представлен двумя генерациями, первый образует порфировые вкрапленники (An₆₆₋₇₀) размером от 2–3 мм до 3 см, которые замещаются сосюритом. Поздняя генерация представлена более кислой разностью и имеет зональное строение, краевая зона представлена An₃₈₋₄₂ (табл. 3).

Амфибол тоже имеет две генерации, первая представлена крупными вкрапленниками размером 5 см и более, вторая – каймами вкрапленников и микролитами в основной массе. По химическому составу обе генерации соответствуют керсутиту (табл. 4).

Таблица 2. Химический состав сульфидных минералов из контакта дайки с гранодиоритом (обр. УП-8), мас. %**Table 2.** The chemical composition of sulphidic minerals from the contact of dikes with granodiorite (sample УП-8), wt %

№ п.п.	Fe	S	Cu	Co	Ni	Zn	As	Ag	Au
1	32.25	66.23	0.83	0.45	0.15	0.21	0.06	—	—
2	32.56	66.86	—	0.16	0.10	0.21	—	—	0.08
3	32.60	66.59	—	0.27	—	0.27	0.15	—	—
4	32.63	66.61	—	0.29	—	0.27	—	—	0.09
5	32.88	66.64	—	0.23	—	0.25	—	—	—
6	32.93	66.44	—	0.30	—	0.17	—	—	0.08
7	32.93	66.49	—	0.13	—	0.30	0.10	—	—
8	33.10	66.17	0.18	0.22	—	0.29	—	—	—
9	33.12	66.07	—	0.13	0.35	0.31	—	—	—
10	33.23	66.44	—	—	—	—	—	—	0.06
11	33.25	66.21	—	0.17	—	0.13	0.11	0.10	0.03
12	33.36	66.34	0.08	0.09	—	0.11	—	—	0.02
13	33.49	66.00	—	—	—	0.28	0.10	0.02	0.03
14	33.42	65.75	—	0.21	—	0.27	0.22	—	0.08
15	30.58	61.93	7.50	—	—	—	—	—	—
16	27.05	47.54	25.42	—	—	—	—	—	—
17	27.50	55.61	16.89	—	—	—	—	—	—
18	8.88	55.44	—	—	—	—	—	1.43	—

Примечание. 1–14 – пирит, 15–17 – халькопирит, 18 – галенит (содержит 34.25% Pb).

Note. 1–14 – pyrite, 15–17 – chalcopyrite, 18 – galena (contains 34.25% Pb).

Под микроскопом амфибол зеленовато-бурый, с резким плеохроизмом от светлого зеленовато-бурого до густого зеленовато-бурого. Ранняя генерация имеет реакционную кайму. Очень специфичны порфиновые выделения бурой роговой обманки, в которых центральные части заполнены микрозернистым магнетитом, пронизанным микрозарождениями бурой же роговой обманки. Это хорошо иллюстрирует рис. 6, где такие явные фенокристы “магнитного железяка” обрастают каемками роговой обманки.

В основной массе встречаются плагиоклаз, роговая обманка, пироксен, биотит, анортоклаз, хлорит, кальцит, серицит, эпидот, апатит, ортит, циркон, сфен, рутил, сфалерит, пирит, галенит, магнетит, титаномагнетит, ильменит, пентландит и др.

Многочисленные мегакристаллы представлены гранатом, амфиболом, биотитом и плагиоклазом (рис. 7), а также включениями кварца. Гранат наблюдается в виде крупных округлых мегакристов до 2 см (см. рис. 7а). Некоторые резорбированы, по краям имеется реакционная кайма, которая представлена магнетитом и лучистой роговой обманкой. Включения в гранате выполнены моноклинным и ромбическим пироксеном, корундом, апатитом (Мусаев, Хамрабаев, 1984; Мусаев, 1985). Амфибол представлен крупными, до 12 см (см. рис. 7а, б), фенокристаллами, состав которых отвечает керситу. Они имеют реакционную кайму, средняя часть выполнена тонкозернистым агрегатом магнетита и роговой обманки (см. рис. 6б–г). Кристаллы биотита до 1.5 см в попе-

речнике обнаружены в одной дайке на пастбище Заркутан (см. рис. 7в). Порфиновые выделения кварца представлены резко изъеденными основной массой рогульчатыми зернами или оплавленными овальными зернами, почти всегда с хорошо проявленной микрозоной реакционного взаимодействия с основной массой. Размер их достигает 2 мм.

Наличие фенокристаллов с характерными реакционными каймами, возможно, указывает на глубинное происхождение даек лампрофиров, состав которых близок к щелочным полевошпатовым кампто-мончикитам южнотяньшанского комплекса (Мушкин, 1979).

Спессартиты (кампто-спессартиты?). Внешне это плотные порфиновые породы темно-серого цвета. Структура порфировая. Вкрапленники (от 10 до 15–20%) представлены плагиоклазом, бурой роговой обманкой, биотитом и включениями кварца, основная масса состоит из бурой роговой обманки, полевого шпата, биотита, магнетита, хлорита.

Плагиоклаз в основной массе образует таблитчато-призматические кристаллы. В некоторых из них проявлено полизональное строение, почти все они слабо катаклазированы. Порфиновые вкрапленники плагиоклаза, размером до 2 мм в поперечнике, часто выглядят оплавленными и окружены каемками закаленного расплава. Их внутренняя зона часто интенсивно соскритизирована. По химическому составу плагиоклаз отвечает андезину (см. табл. 3).

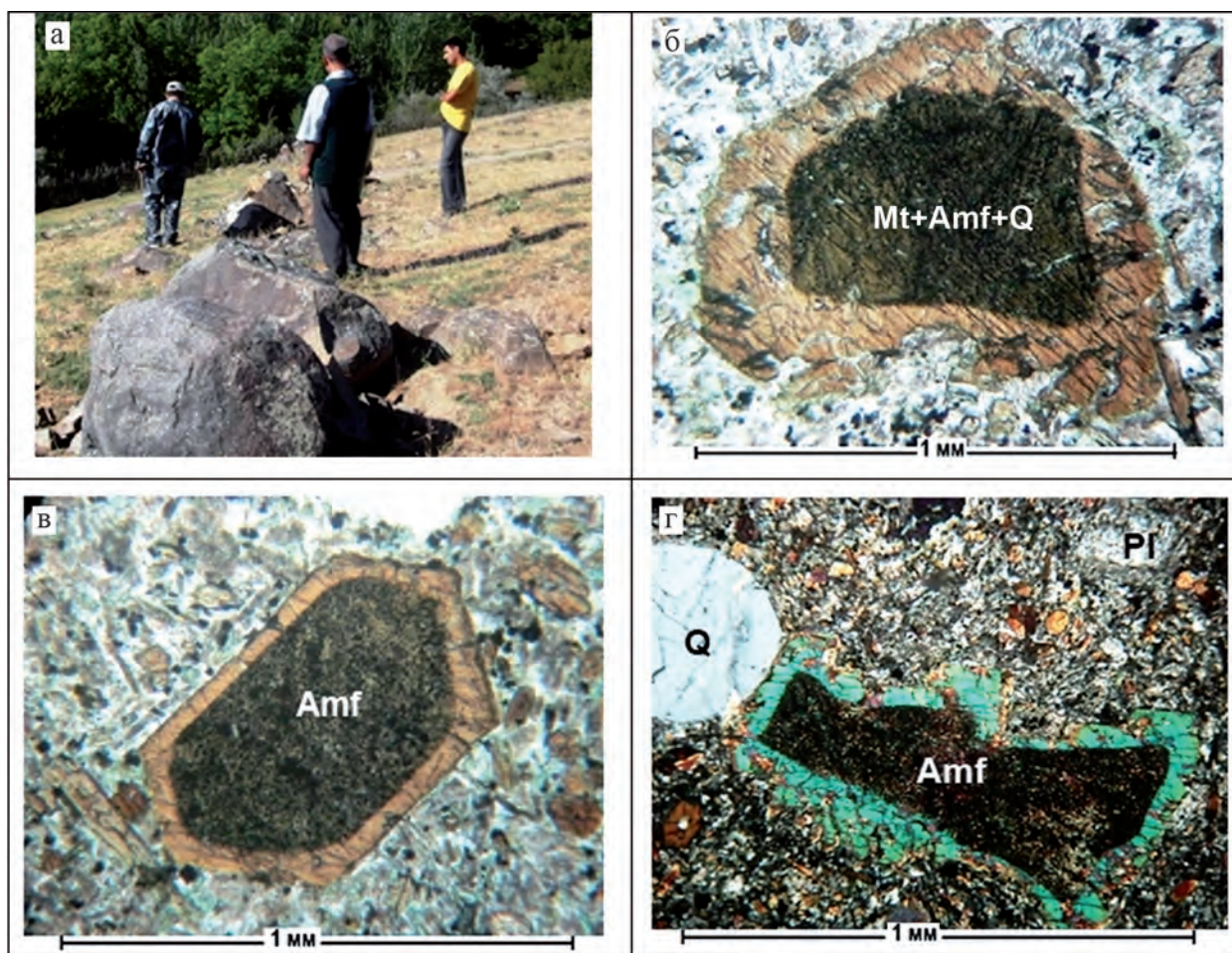


Рис. 6. Дайка малхита.

а – дайка мощностью 1.2 м в Саганаксае; б–г – порфировые выделения амфибола, плагиоклаза и кварца, основная масса мелко- и тонкозернистая с присутствием микролитов амфибола, плагиоклаза, биотита и калиевого полевого шпата.

Fig. 6. Malchite dike.

а – dike in Saganaksai with thickness 1.2 m; б–г – amphibole, plagioclase and quartz porphyry phenocrysts, the bulk is finely grained, with microlites of amphibole, plagioclase, biotite and potassium feldspar.

Таблица 3. Химический состав плагиоклазов из даек Койташского рудного поля, мас. %

Table 3. The chemical composition of plagioclase from dikes Koytash ore field, wt %

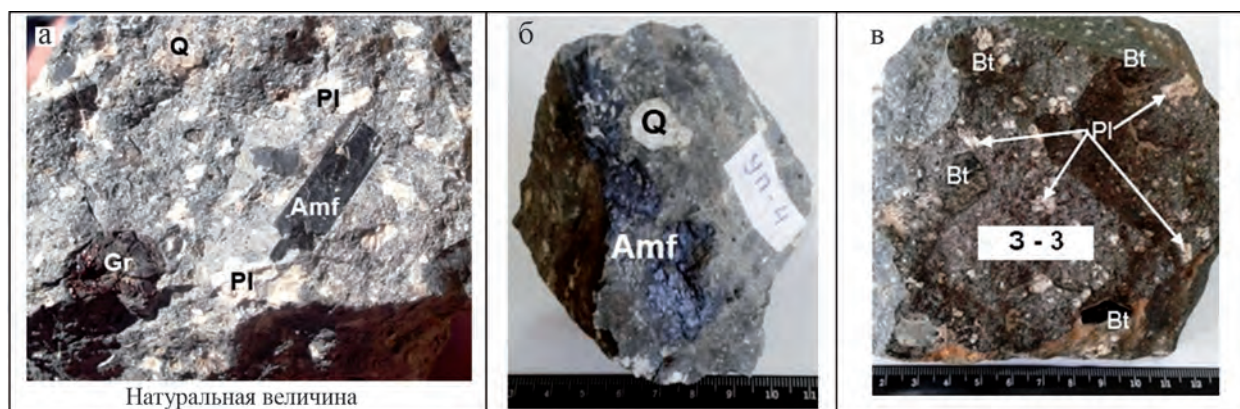
№ п.п.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
1	56.83	27.42	0.29	8.10	6.92	0.44	100.00
2	57.55	26.78	0.42	7.46	7.55	0.39	100.13
3	57.69	27.20	–	6.97	7.64	0.51	100.00
4	60.83	26.46	0.53	2.44	7.27	2.48	100.00
5	62.05	25.07	0.68	1.48	7.10	3.62	100.00
6	62.17	23.29	0.56	5.49	7.87	–	99.39
7	66.10	20.69	0.62	3.81	8.22	0.56	100.00
8	66.92	20.90	–	1.50	11.21	0.19	100.71
9	68.13	19.61	–	2.96	8.20	1.10	100.00

Примечание. 1–3 – андезин-лабрадор из малхитов, 4–6 – андезин из спессартитов (зональный плагиоклаз), 7–9 – альбит-олигоклаз из диоритовых порфиров.

Note. 1–3 – andesine-labrador of the malchite, 4–6 – andesine (zonal plagioclase) of the spessartite, 7–9 – albite-oligoclase of the diorite porphyrite.

Таблица 4. Химический состав керсутита из даек Койташского рудного поля, мас. %**Table 4.** The chemical composition of kersutit from dikes of the Koytash ore field, wt %

№ п.п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
1	40.14	4.57	12.72	15.45	12.17	11.40	2.47	1.09	100.22
2	40.35	5.17	12.92	14.54	12.52	11.63	2.10	1.11	100.58
3	40.33	3.86	15.30	12.19	13.79	11.14	2.22	0.84	100.00
4	40.84	4.31	14.26	9.96	15.12	11.73	2.45	1.18	99.86
5	41.23	4.19	12.51	15.98	11.57	10.84	1.64	1.15	99.20

**Рис. 7.** Мегакристаллы минералов в дайках.

а – гранат и керсутит, б – кварц и керсутит, в – биотит.

Fig. 7. Megacrystals of minerals in dikes.

а – garnet and kersutit, б – quartz and kersutit, в – biotite.

Порфиновые выделения бурой роговой обманки (керсутит, см. табл. 4) длиной до 1.5 мм имеют длиннопризматический габитус (рис. 8а, б). В основной массе зерна этого минерала имеют размер не более 0.15–0.2 мм по длинной оси. Суммарно роговая обманка составляет 25–30% от объема породы. Некоторые из ее наиболее крупных порфиновых выделений имеют зональное строение, а центральная зона их выполнена агрегатом магнетита, роговой обманки и кварца, кайма сложена бурой роговой обманкой (см. рис. 8 г).

Пироксен представлен идиморфными короткопризматическими зернами в основной массе. Биотит (не более 2–3% от объема породы) присутствует как в виде единичных редких неправильно-таблитчатых порфиновых выделений до 0.5 мм в поперечнике, так и в виде мелких чешуйчатых зерен длиной до 0.0–0.15 мм. Зерна биотита имеют бурую окраску и интенсивно плеохроируют. Его состав (мас. %): SiO₂ – 50.70, TiO₂ – 0.68, Al₂O₃ – 11.91, FeO* – 23.12, MgO – 6.30, CaO – 3.04, K₂O – 5.06, сумма – 100.81. В порфиновых выделениях биотит замещен хлоритом и микрозернистым эпидотом вдоль трещинок спайности.

Акцессорные минералы – сфен, ортит, циркон, эпидот, ильменит и гранат. Ортит характеризу-

ется высоким содержанием лантана, церия и неода, циркон – гафния и тория. Магнетит присутствует в основной массе в виде микрокомковатых зерен. Они резко сгущаются в роговообманково-магнетитовой массе “роговиковой рубашке” (см. рис. 8г), что характерно также для мегакристов амфиболов в малхитах.

Порода в целом слабо хлоритизирована и эпидотизирована. Количество хлорита не превышает 5–7%, а эпидота (по роговой обманке и биотиту) – 0.5–1%.

Диоритовые порфиры являются наиболее широко распространенными породами даек в описываемом районе. Они имеют серый (до темно-серого) цвет, порфировую структуру с микропризматически-зернистой основной массой (рис. 9). Вкрапленники представлены плагиоклазом, роговой обманкой, биотитом и включениями кварца.

Основная масса (до 45% общего объема) сложена мелкими и микроскопическими зернами плагиоклаза, бурой роговой обманкой, биотита и пластинками-чешуйками хлорита размером 0.1 мм и менее. На фоне этой массы рассеяны единичные зерна биотита длиной до 0.25–0.3 мм и кварца. Из акцессорных минералов присутствуют апатит, циркон, сфен и рудные минералы.

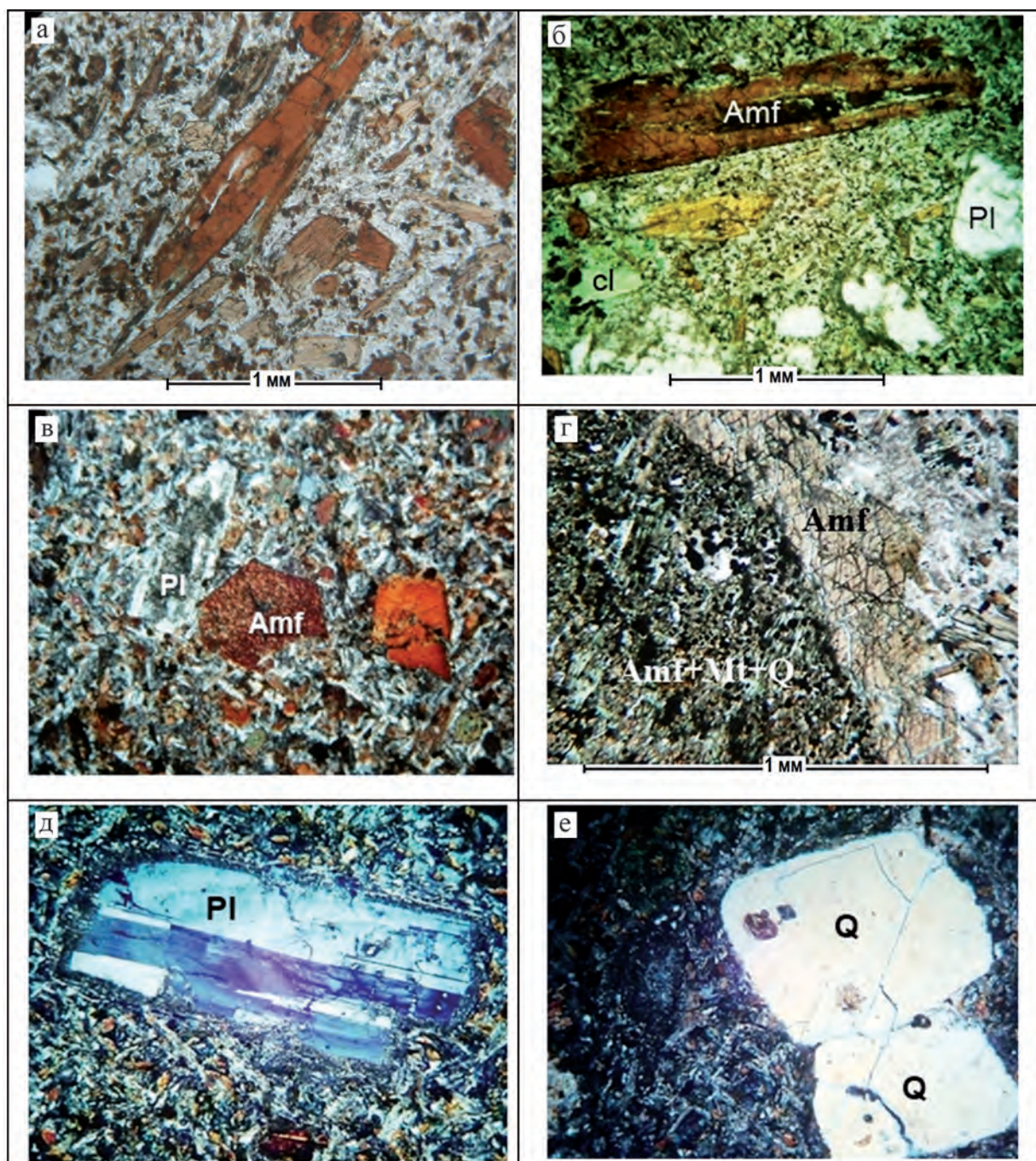


Рис. 8. Петрографические особенности пород даек спессартитов.

а, б – порфировые выделения роговой обманки и плагиоклаза, в некоторых полизональных кристаллах бурой роговой обманки присутствуют мелкие зерна магнетита; в – порфировые включения роговой обманки изредка выглядят обломанными или корродированными; г – фрагмент мегакристалла роговой обманки, центральная часть которого выполнена агрегатом магнетита, роговой обманки и кварца; д – включение полисинтетического плагиоклаза, выглядит оплавленным, окружен каемкой закала расплава; е – включение слабо оплавленного кварца с хорошо проявленной микрозоной реакционного взаимодействия с основной массой. Все изображения в скрещенных николях.

Fig. 8. Petrographic features of dike rocks spessartite.

а, б – porphyry hornblende and plagioclase, in some polyzonal crystals of brown hornblende there are fine grains of magnetite; в – the porphyry phenocrysts of hornblende rarely look broken off, corroded; г – a fragment of a megacrystal of hornblende, the central part of which is made by an aggregate of magnetite, hornblende and quartz; д – phenocrysts of polysynthetic plagioclase, looks melted and surrounded by edges of the melt hardened; е – phenocryst of weakly melted quartz with a well developed microzone of the reaction interaction with the main mass. All images are in cross nicols.

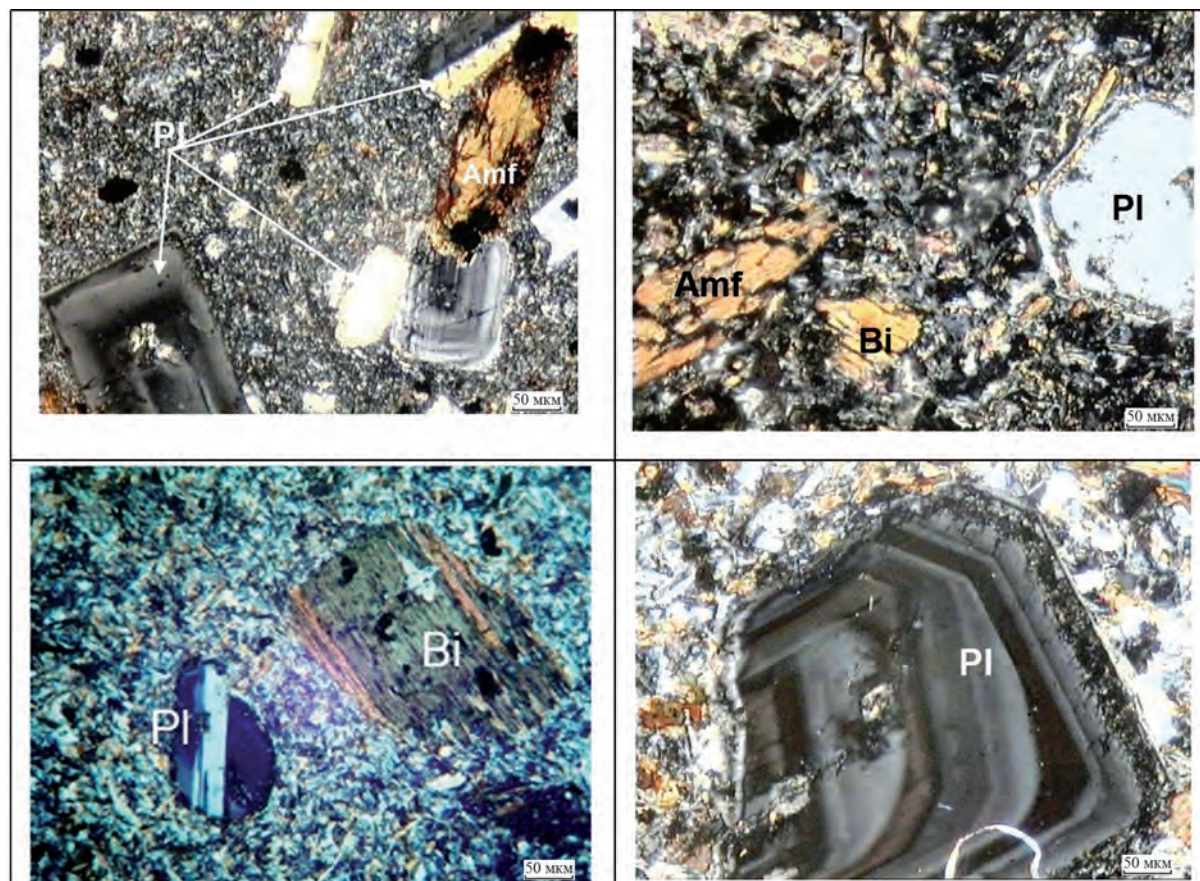


Рис. 9. Дайки диоритовых порфиров.

Зональные вкрапленники плагиоклаза (андезин-олигоклаз – ядро, альбит – край) с повсеместно присутствующей реакционной каймой. Все изображения в скрещенных николях.

Fig. 9. Dikes of diorite porphyrites.

Zonal phenocrysts of the plagioclase (andesine-oligoclase is in the core, albite – in the edge) with a reaction rim everywhere. All images are in cross nicols.

Порфировые выделения плагиоклаза представляют собой крупнопризматические, таблитчатые идиоморфные зерна с ясно выраженным зональным строением. Зональность прямая, краевая часть зерен представлена альбит-олигоклазом (см. табл. 3). Как правило, зерна плагиоклаза серицитизированы и альбитизированы (см. рис. 9). Размер зерен плагиоклаза во вкрапленниках колеблется от 0.1 до 1.5 см.

Роговая обманка в составе вкрапленников встречается реже и представлена короткопризматическими идиоморфными зернами с плеохроизмом в коричневых тонах. Вкрапленники биотита представляют собой мелкие чешуйки с резким плеохроизмом от темно-бурого до светло-желтого цвета. Часто они замещаются хлоритом.

Иногда встречаются диоритовые порфиры, в которых присутствуют порфировидные выделения кварца, представляющие собой оплавленные и кор-

родированные зерна округлой формы размером до 1 мм. Отмеченные особенности позволяют предполагать ксеногенный характер таких зерен.

МИНЕРАЛЫ-КОНЦЕНТРАТОРЫ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ

Рудные минералы в изученных дайках представлены ильменитом, пиритом, сфалеритом, пентландитом, магнетитом, титаномagnetитом и гематитом.

Ильменит встречается в основной массе даек в виде пластинок, табличек округлой формы (рис. 10а). Его состав непостоянен, содержание железа достигает 51%, а содержание марганца – 9%. Единичные анализы характеризуются значительным содержанием кремнезема, алюминия, магния, кальция и ванадия, что свидетельствует о наличии инородных микровключений (табл. 5, ан. 2, 7).

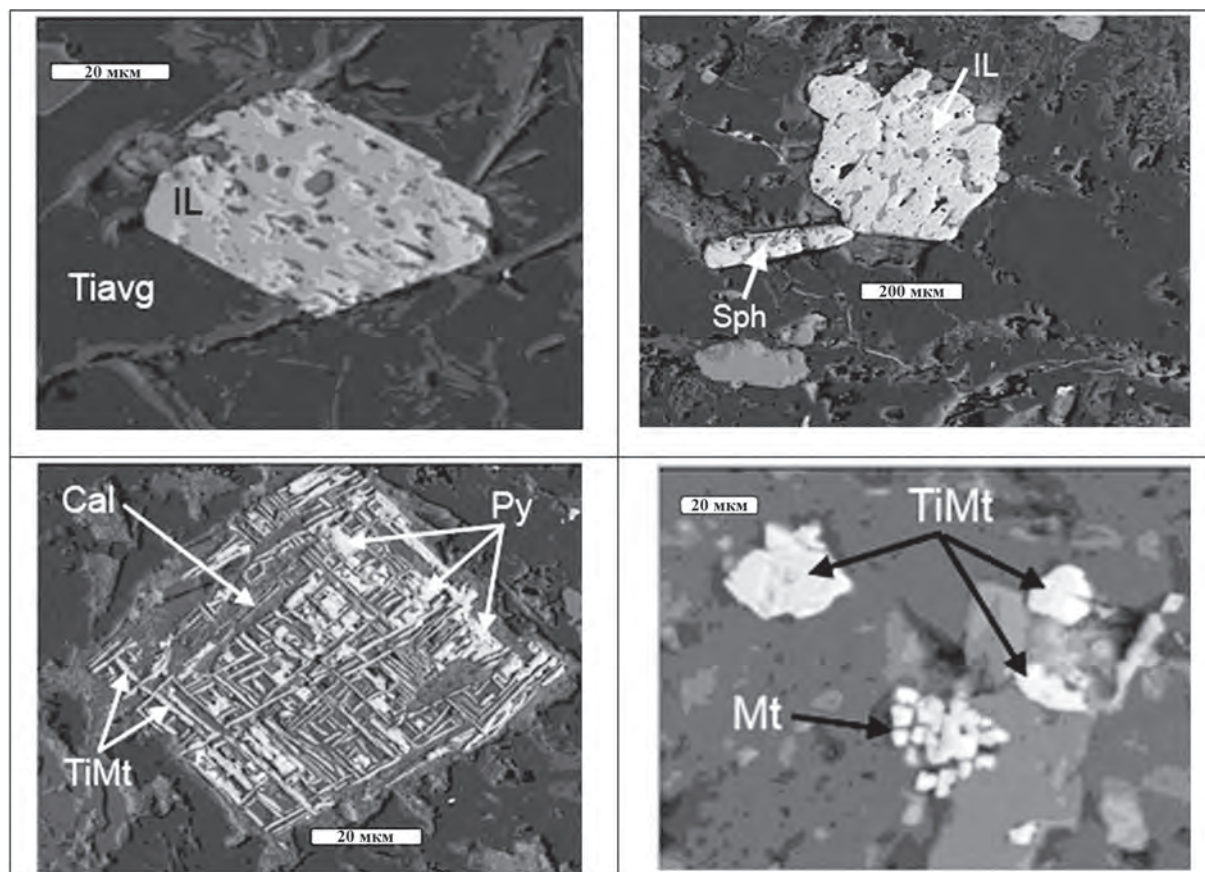


Рис. 10. Формы нахождения рудных минералов в основной массе даек полосы Койташ-Угат.
 Минералы: *IL* – ильменит, *Tiavg* – титан-авгит, *Mt* – магнетит, *TiMt* – титаномagnetит, *Py* – пирит, *Sph* – сфалерит.

Fig. 10. Occurrence forms of ore minrrral in the bulk of dikes of the Koytash-Ugat line.
 Minerals: *IL* – ilmenit, *Tiavg* – titanaugite, *Mt* – magnetite, *TiMt* – titanomagnetite, *Py* – pyrite, *Sph* – sphalerite.

Таблица 5. Химический состав ильменитов в основной массе даек полосы Койташ-Угат, мас. %

Table 5. The chemical composition of ilmenite in the bulk of Koytash-Ugat dikes line, wt %

№ п.п.	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	V ₂ O ₅	Сумма
1	Малхит	1.08	48.14	—	44.86	3.86	—	0.61	0.83	99.38
2		10.39	36.39	4.63	34.97	2.97	1.87	4.71	0.48	96.42
3		—	50.16	—	46.20	2.99	—	—	0.66	100.01
4		—	49.07	—	43.62	5.12	—	2.19	—	100.00
5		0.76	49.46	—	42.90	5.66	—	0.56	0.66	100.00
6	Диоритовый порфирит	—	51.48	—	39.09	9.08	—	—	0.36	100.01
7		5.69	42.79	2.83	39.85	4.53	1.94	1.33	0.55	99.51
8		—	43.95	—	50.63	3.54	—	1.26	0.32	99.70
9		—	44.62	—	52.82	1.96	—	—	0.59	99.99

Примечание. 3, 8, 9 – железистые ильмениты, 4–6 – марганцевые ильмениты.

Note. 3, 8, 9 – ferrous ilmenites, 4–6 – manganese ilmenites.

Магнетит образует зерна октаэдрической формы (см. рис. 10г). В его составе имеется примесь кремния, алюминия и кальция, включений других минералов. Кроме того, в виде примесей присут-

ствуют кобальт, никель и медь. Количество титана в титаномagnetитах достигает 15% (табл. 6).

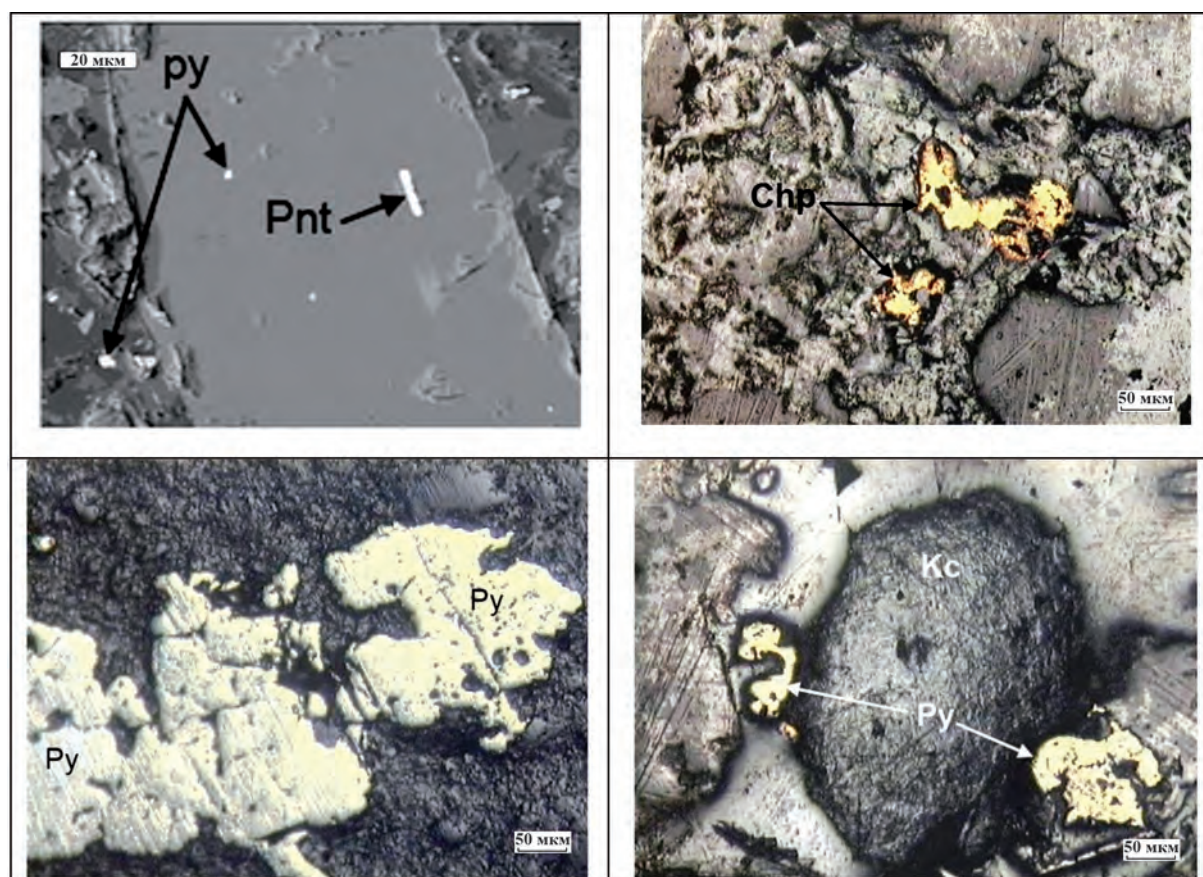
Пентландит образует удлиненно-игольчатые зерна в основной массе малхита (рис. 11а). В составе

Таблица 6. Химический состав магнетитов и титаномagnetитов основной массы даек полосы Койташ-Угат, мас. %**Table 6.** The chemical composition of magnetites and titanomagnetites of the main mass of dikes of the Koytash-Ugat line, wt %

№ п.п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	V ₂ O ₅	As ₂ O ₅	CoO	NiO	SO ₃	Cr ₂ O ₃	CuO	Сумма
1	6.59	8.73	1.25	73.96	0.49	—	5.66	—	—	—	—	—	—	—	—	97.69
2	5.55	1.34	2.25	85.00	—	—	1.50	—	—	—	—	—	—	—	—	96.57
3	—	14.89	—	82.58	1.61	—	—	—	0.55	—	—	—	—	—	—	100.11
4	0.43	14.00	—	83.52	1.45	—	0.57	—	0.20	—	0.27	0.05	—	0.41	0.08	100.81
5	0.60	9.45	—	87.88	1.48	—	0.59	—	—	—	—	—	—	—	—	100.00
6	6.62	—	3.02	89.20	—	—	0.34	0.82	—	—	—	—	—	—	—	100.00
7	4.27	—	—	82.67	—	0.67	0.42	—	—	—	0.17	0.29	—	—	—	89.00
8*	11.58	0.46	4.16	64.81	—	—	2.42	—	—	3.56	—	5.71	1.03	—	0.42	100.00
9	2.94	—	—	88.28	—	—	0.46	—	—	—	—	—	—	—	—	100.00
10*	0.64	—	—	95.01	—	—	—	—	—	—	0.15	0.12	—	—	—	96.22
11*	0.98	0.32	0.78	96.24	—	—	0.31	—	—	0.92	0.30	—	—	—	—	99.96
12	1.48	—	—	99.19	—	—	0.20	—	—	—	0.10	0.76	0.31	—	—	100.88

Примечание. 1–5 – титаномagnetиты, 6–12 – магнетиты (8* – содержание примеси CoO, ZnO, Ag₂O, Sb₂O₃ от 0.05 до 0.44 мас. %), 10* – примеси Ag₂O = 0.06, Sb₂O₃ = 0.08, TeO = 0.16 мас. %), 11* – содержание примеси Zn, Ag, Se, Zn от 0.01 до 0.25%).

Note. 1–5 – titanomagnetites, 6–12 – magnetites (8* – content of the impurity of CoO, ZnO, Ag₂O, Sb₂O₃ from 0.05 to 0.44 wt %), 10* – impurities of Ag₂O = 0.06, Sb₂O₃ = 0.08, TeO = 0.16 wt %), 11* – the content of impurities of Zn, Ag, Se, Zn from 0.01 to 0.25%).

**Рис. 11.** Формы нахождения пирита в основной массе даек полосы Койташ-Угат.

Минералы: *Pnt* – пентландит, *Chp* – халькопирит, *Kc* – керсутит.

Fig. 11. Occurrence forms of pyrite in the bulk of dikes of the Koytash-Ugat line.

Minerals: *Pnt* – pentlandite, *Chp* – chalcopyrite, *Kc* – kersutite.

примесей присутствуют церий и золото, соотношение Ni/Fe = 1.13.

Сфалерит образует удлиненно-игольчатые формы в ассоциации с другими сульфидными минералами. Содержание железа низкое, характерное для вюртцита (табл. 7).

Пирит – самый распространенный рудный минерал. Присутствует в виде корродированных зерен неправильной формы (см. рис. 11). Примеси никеля и кобальта в составе пирита достигают 9.97%, что свидетельствует о наличии в нем вростков пирротина. Кроме того, установлено наличие примеси РЗЭ, золота, серебра, цинка, теллура и сурьмы (см. табл. 7).

Халькопирит встречается редко, обнаружен на контакте гранодиорита с дайкой лампрофита, в составе пирит-халькопирит-галенитовых прожилков (см. рис. 11б). Химический состав халькопирита (мас. %): S – 47.54, Fe – 27.05, Cu – 25.42 (см. табл. 2).

Из приведенных данных видно, что пирит является концентратором Co, Ni, Cu, Zn, Sb, Te, Ag и Au, суммарное содержание которых может достигать 0.5%. Магнетит имеет примесь CoO, ZnO, Ag₂O, Sb₂O₃ (0.05–0.44%). Количество TiO₂ в титаномагнетитах достигает 15%. Ильмениты содержат до 9% MnO, а также значительное количество алюминия, кальция и ванадия. В пентландите установлено присутствие церия и золота, что характерно для основных и ультраосновных пород.

Акцессорные минералы широко распространены в изученных дайках и представлены апатитом, цирконом, сфеном, рутилом, ортитом, гранатом и др. (табл. 8, рис. 12).

Ортит встречается в дайках и гранодиоритах Койташского интрузива. В последних он обычно образует довольно крупные призматические кристаллы желтовато-коричневого цвета среди игольчатых зерен амфибола в трещинах, разделяющих

Таблица 7. Химический состав сульфидных минералов основной массы даек полосы Койташ-Угат, мас. %

Table 7. The chemical composition of sulphidic minerals of the main mass of the dikes of the Koytash-Ugat line, wt %

№ п.п.	Fe	Ti	Mg	Ca	Na	K	Zn	Hf	Zr	La	Ce	Au	Co	Ni	S	Сумма
1	24.12	0.24	–	–	–	–	–	–	–	–	0.19	0.21	1.84	25.84	47.57	100.01
2	5.49	–	–	–	–	–	41.81	–	–	–	–	–	–	–	52.60	99.90
3	43.48	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.12	0.30	55.99	100.00
4	44.10	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.12	0.38	55.14	100.00
5	35.09	Примеси Co, Ni, Zn, Sb, Te, Au (от 0.03 до 0.14)							–	–	–	–	–	–	–	–
6	47.87	–	Примеси Zn, Ag, Te, Au (от 0.01 до 0.21)							0.17	–	–	–	–	51.36	–
7	46.88	–	–	–	Примеси Zn, Ag, Se, Au, Zn от 0.02 до 0.26%							–	0.12	0.10	52.39	99.86
8	37.23	–	–	–	–	–	–	–	0.13	–	–	–	0.87	9.97	51.25	99.45

Примечание. 1 – пентландит, 2 – сфалерит, 3–8 – пирит.

Note. 1 – pentlandite, 2 – sphalerite, 3–8 – pyrite.

Таблица 8. Химический состав широко распространенных акцессорных минералов даек полосы Койташ-Угат, мас. %

Table 8. The chemical composition of common accessory minerals of Koytash-Ugat dikes line, wt %

№ п.п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	V ₂ O ₅	HfO ₂	ZrO ₂	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	ThO ₂	Сумма
1	35.01	–	21.24	11.47	–	–	14.50	–	–	–	–	4.87	11.01	1.90	–	100.00
2	30.00	–	15.07	13.11	–	–	11.29	–	–	–	–	6.73	10.65	0.99	–	88.23
3	20.09	58.51	–	2.06	–	–	18.16	–	1.19	–	–	–	–	–	–	100.00
4	38.68	25.03	9.95	2.44	–	–	21.02	2.89	–	–	–	–	–	–	–	100.00
5	25.93	46.91	–	1.75	–	–	24.13	–	1.08	–	–	–	–	–	–	99.80
6	30.60	39.60	–	–	–	–	29.80	–	–	–	–	–	–	–	–	100.00
7	30.17	38.40	1.22	0.67	–	–	28.98	–	0.57	–	–	–	–	–	–	100.00
8*	30.35	36.01	2.15	1.76	–	0.19	28.98	–	0.34	–	–	–	–	–	–	100.00
9	30.48	36.84	1.87	0.68	–	–	28.73	–	0.75	–	–	–	–	–	–	99.36
10	33.88	–	–	1.61	–	–	0.80	–	–	1.30	59.22	–	–	–	3.18	100.00
11	34.61	–	–	–	–	–	–	–	–	1.50	62.77	–	–	–	1.12	100.00
12	33.09	–	–	0.73	–	–	0.43	–	–	1.11	62.13	–	–	–	2.51	100.00
13*	2.15	93.02	–	1.15	–	–	2.11	–	1.29	–	–	–	–	–	–	100.12

Примечание. 1, 2 – цериевые ортиты, ΣTR = 18 и 19; 3–9 – сфен (*количество иттербия 0.22), 10–12 – циркон, 13 – рутил (*количество ниобия 0.40).

Note. 1, 2 – ceric orthites, ΣTR = 18 and 19; 3–9 – sphene (*the amount of ytterbium is 0.22), 10–12 – zircon, 13 – rutile (*the amount of niobium is 0.40).

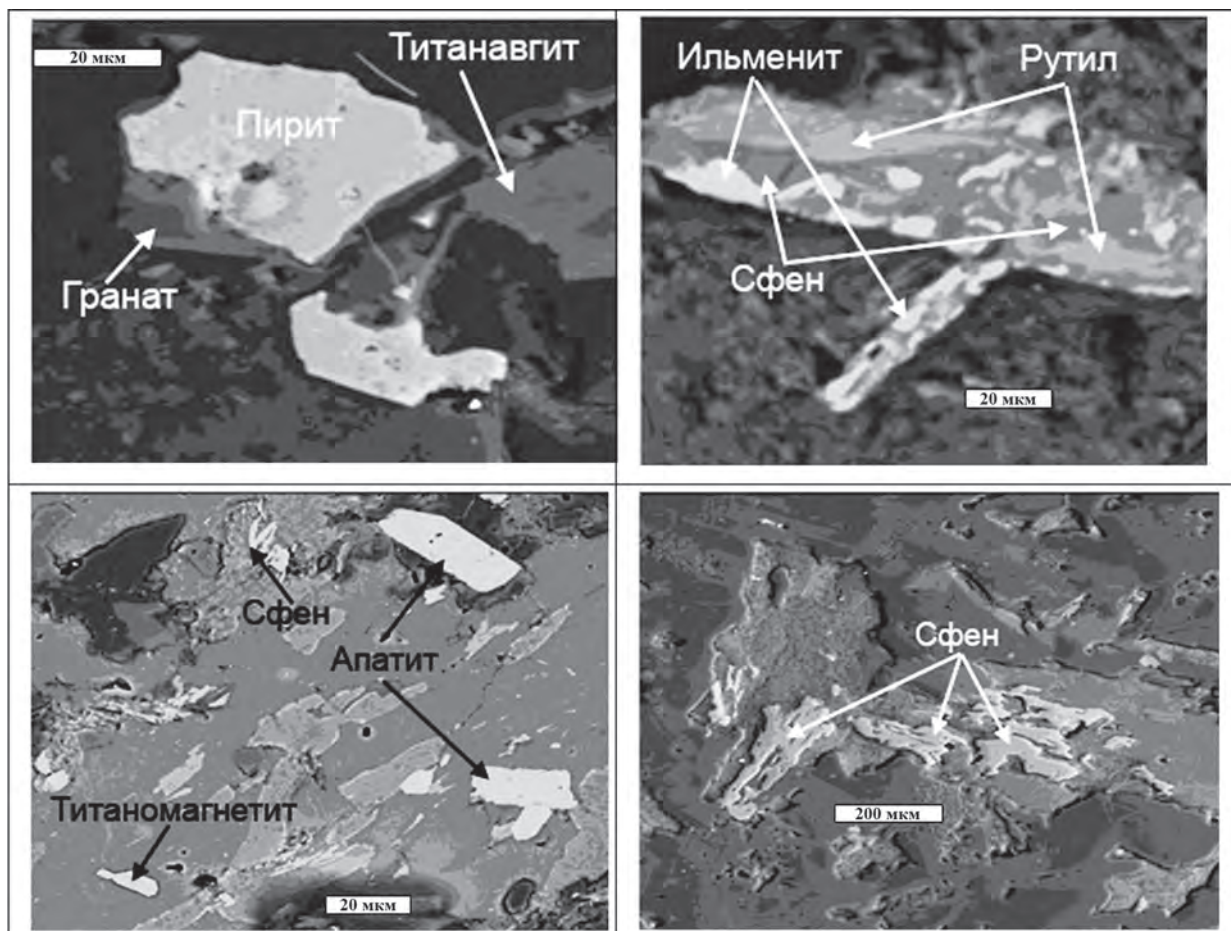


Рис. 12. Акцессорные минералы в основной массе даек полосы Койташ-Угат.

Fig. 12. Accessory minerals in the bulk of dikes of the Koytash-Ugat line.

крупные блоки гранодиоритов. Содержание La_2O_3 в ортитах даек достигает 6.73%, Ce_2O_3 – 11.01, Nd_2O_3 – 1.90, суммы РЗЭ – 19%.

Сфен является самым распространенным акцессорным минералом. Образует зерна клинообразной и неправильной формы (см. рис. 12).

Апатит встречается в более основных по составу дайках, где образует шестигранные призмы, иголки и таблички (см. рис. 12). В ксенолите клинопироксенита наблюдалось ксеноморфное зерно апатита. Состав апатита из малхитов характеризуется наличием примесей иттербия и железа (мас. %): Fe_2O_3 – 0.68, CaO – 54.01, Yb_2O_3 – 0.77, P_2O_5 – 44.22, сумма – 99.54.

Циркон встречается в виде мелких зерен (см. рис. 12). Состав циркона характеризуется наличием примесей тория (до 3.18%) и гафния (до 1.50%) (см. табл. 8).

Рутил присутствует в основной массе пород в сростании со сфеном и ильменитом (см. рис. 12). В его составе отмечено заметное количество ниобия (см. табл. 8).

Практически все изученные акцессорные минералы имеют примесь редкоземельных элементов, наиболее высокое содержание их отмечено в ортите.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Химический состав даек полосы Койташ-Угат сопоставлен с составами даек из соседних регионов (табл. 9, рис. 13, 14). Рассматриваемые дайки относятся к группе основных пород, содержание SiO_2 в них колеблется от 46.55 до 64.99%. Более высокие содержания кремнезема в некоторых образцах лампрофиров объясняются наличием ксеногенного кварца в виде оплавленных вкрапленников. Среднее значение величины суммы щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) по 15 анализам составляет 5.92% при преобладании натрия над калием ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1.62$). На диаграмме SiO_2 –($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) (Классификация и номенклатура..., 1981; Ефремова, Стафеев, 1985) составы даек основного состава сопо-

Таблица 9. Химический состав даек Койташского рудного поля и прилегающих территорий (Формационный анализ..., 1975; Мусаев, Хамрабаев, 1984; Мусаев, 1985; Хамрабаев и др., 1990), мас. %

Table 9. The chemical composition of dikes of Koytash ore field and adjacent territories (Formationsnyy analiz..., 1975; Musaev, Khamrabaev, 1984; Musaev, 1985; Khamrabaev et al., 1990), wt %

Компонент	Койташский рой даек												Район Актауского интрузива					Маджерум-Сентябский дайковый пояс					Карагауский дайковый пояс		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	20	21	22
SiO ₂	49.24	53.68	62.64	46.55	51.60	52.99	64.99	56.72	64.99	66.55	67.35	49.77	59.09	69.00	58.57	53.88	53.72	61.57	54.60	73.28	55.9	69.00	73.28	55.9	69.00
TiO ₂	1.35	1.10	0.61	1.55	0.87	0.89	0.30	1.25	0.30	0.75	0.55	0.75	0.82	0.70	0.57	0.55	0.55	0.37	1.02	0.13	1.47	0.70	0.13	1.47	0.70
Al ₂ O ₃	15.82	14.14	15.33	16.04	11.34	16.23	16.67	18.22	16.67	15.64	15.12	14.22	15.97	14.67	15.11	14.00	13.69	15.75	15.22	13.16	15.3	14.67	13.16	15.3	14.67
Fe ₂ O ₃	2.50	3.39	1.95	4.10	1.05	1.14	2.07	1.15	2.07	1.10	1.02	2.17	1.07	—	0.39	2.66	1.38	1.02	3.78	0.37	2.06	—	0.37	2.06	—
FeO	6.70	6.19	3.33	5.32	6.62	5.83	2.10	4.43	2.10	2.62	2.41	5.28	4.89	2.16	5.47	4.90	5.29	2.66	3.66	2.02	5.18	2.16	2.02	5.18	2.16
MnO	0.20	0.20	0.05	0.13	0.06	0.09	—	0.08	—	0.07	0.06	0.15	0.1	0.03	0.11	0.15	0.18	0.08	0.12	0.04	0.14	0.03	0.04	0.14	0.03
MgO	4.70	1.60	1.80	5.50	10.50	5.60	1.87	2.60	1.87	1.81	1.80	7.54	3.25	3.00	5.80	6.20	7.50	2.02	6.60	0.88	3.19	3.00	0.88	3.19	3.00
CaO	8.45	8.12	5.46	8.82	12.05	6.60	4.90	5.90	4.90	3.69	2.80	5.36	4.62	1.87	5.60	7.42	6.86	3.74	5.46	0.91	4.14	1.87	0.91	4.14	1.87
Na ₂ O	3.35	4.42	3.89	3.47	2.21	3.47	3.89	6.50	3.89	3.95	3.40	3.99	3.63	3.40	3.18	3.50	2.45	3.14	2.85	3.28	4.15	3.40	3.28	4.15	3.40
K ₂ O	2.65	2.37	2.11	2.28	0.57	2.34	1.96	1.62	1.96	2.92	3.40	0.98	2.88	4.70	2.62	2.50	3.26	3.57	3.65	4.71	2.01	4.70	4.71	2.01	4.70
H ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.45	0.31	—	0.10	—	—	—	—	0.06	0.15	—	0.06	0.15	—
П.л.п.	2.90	1.14	2.34	4.23	1.70	4.00	0.80	1.28	0.80	—	1.60	7.11	3.29	0.90	2.10	3.33	4.33	5.2	2.56	1.07	5.47	0.90	1.07	5.47	0.90
P ₂ O ₅	0.46	0.68	0.35	0.68	0.18	0.34	0.05	0.27	0.05	0.21	0.18	0.27	0.18	—	0.27	0.25	0.23	0.22	0.18	0.08	0.38	—	0.08	0.38	—
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3.23	0.47	—	0.11	1.54	1.49	2.14	1.43	0.17	2.56	—	0.17	2.56	—
SO ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.23	0.21	—	0.10	—	—	—	—	0.1	0.10	—	0.1	0.10	—
Сумма	98.42	99.86	99.86	98.92	98.75	99.54	99.76	99.86	99.60	99.87	99.69	100.08	100.14	100.43	99.89	99.34	99.44	99.37	99.70	100.01	99.57	100.43	100.01	99.57	100.43

Примечание. Койташский рой даек (1–11): 1–3 – малхит; 4, 5 – спессартит; 6 – лампрофировидный диоритовый порфирит; 7 – кварцевый диоритовый порфирит; 8 – спессартит; 9 – гранодиорит-порфир; 10 – кварцевый монцитит-порфир; 11 – гранодиорит-порфир; район Актауского интрузива (12–15): 12 – диабазовый порфирит (3), Актауский интрузив, пос. Каракутан; 13 – диоритовый порфирит (3), Актауский интрузив; 14 – гранит-порфир, Актауский интрузив; 15 – спессартит, Актауский интрузив; Маджерум-Сентябский дайковый пояс (16–19): 16 – спессартит, Андиген; 17 – кersantit, Маджерум; 18 – гранодиорит-порфир (2), Маджерум; 19 – диоритовый порфирит, Маджерум; Карагауский дайковый пояс (20–22): 20 – гранит-порфир, Сармичсай; 21 – измененный порфирит (3), Сармичсай; 22 – гранит-порфир, Карагауский интрузив. В скобках указано количество анализов.

Note. Koytash dike swarm (1–11): 1–3 – malchite; 4, 5 – spessartite; 6 – lamprophyric-like diorite porphyry; 7 – quartz diorite porphyry; 8 – spessartite; 9 – granodiorite porphyry; 10 – quartz monzonite porphyry; 11 – granodiorite porphyry; Aktai intrusion area (12–15): 12 – diabase porphyrite (3) Aktai intrusion, Karakutan village; 13 – diorite porphyrites (3) Aktai intrusion; 14 – granite porphyry, Aktai intrusive; 15 – spessartite, Aktai intrusive; Madzherum-Sentyab dike belt (16–19): 16 – spessartite, Andigen; 17 – kersantite, Madzherum; 18 – granodiorite porphyry (2), Madzherum; 19 – diorite porphyrite, Madzherum; Karatau dike belt (20–22): 20 – granite porphyry, Sarmichsai; 21 – altered porphyrite (3), Sarmichsai; 22 – granite porphyry, Karatau intrusive. The number of analyzes is indicated in parentheses.

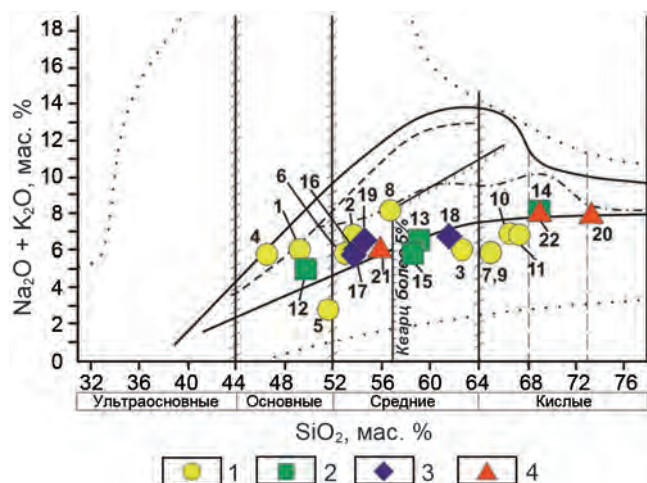


Рис. 13. Положение фигуративных точек пород даек полосы Койташ-Угат на диаграмме SiO_2 – $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$.

1 – Койташский рой даек, 2 – район Актауского интрузива, 3 – Маджерум-Сентябский дайковый пояс, 4 – Каратауский дайковый пояс (Формационный анализ..., 1975; Мусаев, Хамрабаев, 1984; Мусаев, 1985; Хамрабаев и др., 1990).

Fig. 13. The position of the imaging point of the rocks of the dikes of the Koytash-Ugat line on the SiO_2 – $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ diagram.

1 – Koytash dike swarm, 2 – area of Aktau intrusion, 3 – Madzherum-Sentyab dike belt, 4 – Karatau dike belt (Formatsionnyi analiz..., 1975; Musaev, Khamrabaev, 1984; Musaev, 1985; Khamrabaev i dr., 1990).

ставляемых четырех регионов, за редким исключением, располагаются в поле субщелочных пород. Наличие анализов с пониженным содержанием щелочей объясняется результатом вторичных изменений (см. рис. 13). При этом кислые разновидности даек располагаются в поле пород нормальной щелочности вблизи его границы с полем пород субщелочного ряда.

Близость петрохимических особенностей даек сопоставляемых регионов подтверждается едиными трендами эволюции на диаграмме А–F–М и вариационных диаграммах Харкера (см. рис. 14). Положение фигуративных точек пород на диаграмме А–F–М свидетельствует об их принадлежности к известково-щелочной серии.

Изучение содержаний элементов-примесей в породах даек масс-спектрометрическим методом показало (табл. 10), что практически все элементы присутствуют в околосларковых количествах (Виноградов, 1962). Нормализованное по хондриту (Практическая петрология..., 2017) распределение редких элементов характеризуется обогащенностью бором, ниобием, молибденом, рением, гафнием, иттербием, серебром, селеном, мышьяком, висмутом и др. (рис. 15).

Диаграмма нормированного по хондриту (Практическая петрология..., 2017) распределения редкоземельных элементов показывает, что по содержанию РЗЭ петрографические разновидности пород из даек Койташского рудного поля очень близки, что свидетельствует об их генетической общности. Для всех изученных даек характерно преобладание в составе РЗЭ элементов легкой части спектра.

Суммарное содержание РЗЭ в гранодиоритах Койташского интрузива 109 г/т, в малхитах – 180, в диоритовых порфиритах – 135 и спессартитах – 136 г/т, при этом отношение La/Yb соответственно равно 21, 27, 30 и 40.

В целом распределения РЗЭ в дайках Койташского рудного поля контролируются как главными породообразующими, так и акцессорными минералами. Основными носителями лантаноидов в лампрофирах так же, как и в близких по парагенезису дайках диоритовых порфириров, являются породообразующие (роговая обманка и плагиоклаз) и акцессорные (ортит, монацит, циркон) минералы.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

В результате исследования дайковых образований Койташского рудного поля установлено, что породы являются гипабиссальными и относятся по структуре к лампрофирам, по химическому составу – к основным и средним породам субщелочного ряда.

Для лампрофиров Койташского рудного поля характерны следующие показатели: отсутствие фельдшпатоидов, незначительное развитие пироксена, обилие амфибола (керсутита) и зонального плагиоклаза, низкая щелочность при натриевой специфике пород. Анализ содержаний элементов-примесей выявил обогащенность лампрофиров барием, фосфором, ниобием, молибденом, вольфрамом, рением, гафнием, иттербием, серебром, золотом, селеном, мышьяком, теллуром, висмутом. Характер распределения РЗЭ во всех дайках практически идентичен, что позволяет предполагать единство исходного источника магм для различных петрографических разновидностей, составляющих дайку изученного региона. Носителями лантаноидов в лампрофирах и близких по парагенезису дайках диоритовых порфириров являются как главные породообразующие (роговая обманка и плагиоклаз), так и акцессорные (ортит, монацит, циркон) минералы.

Дайки лампрофиров прорывают не только сульфидно-редкометалльные тела полосы Койташ-Угат, но также скарновые и карбонатные породы и, в свою очередь, прорваны кварц-полиметаллическими рудоносными жилами. Это свидетельствует о том, что дайки представляют собой междурудные образования и, возможно, генетически свя-

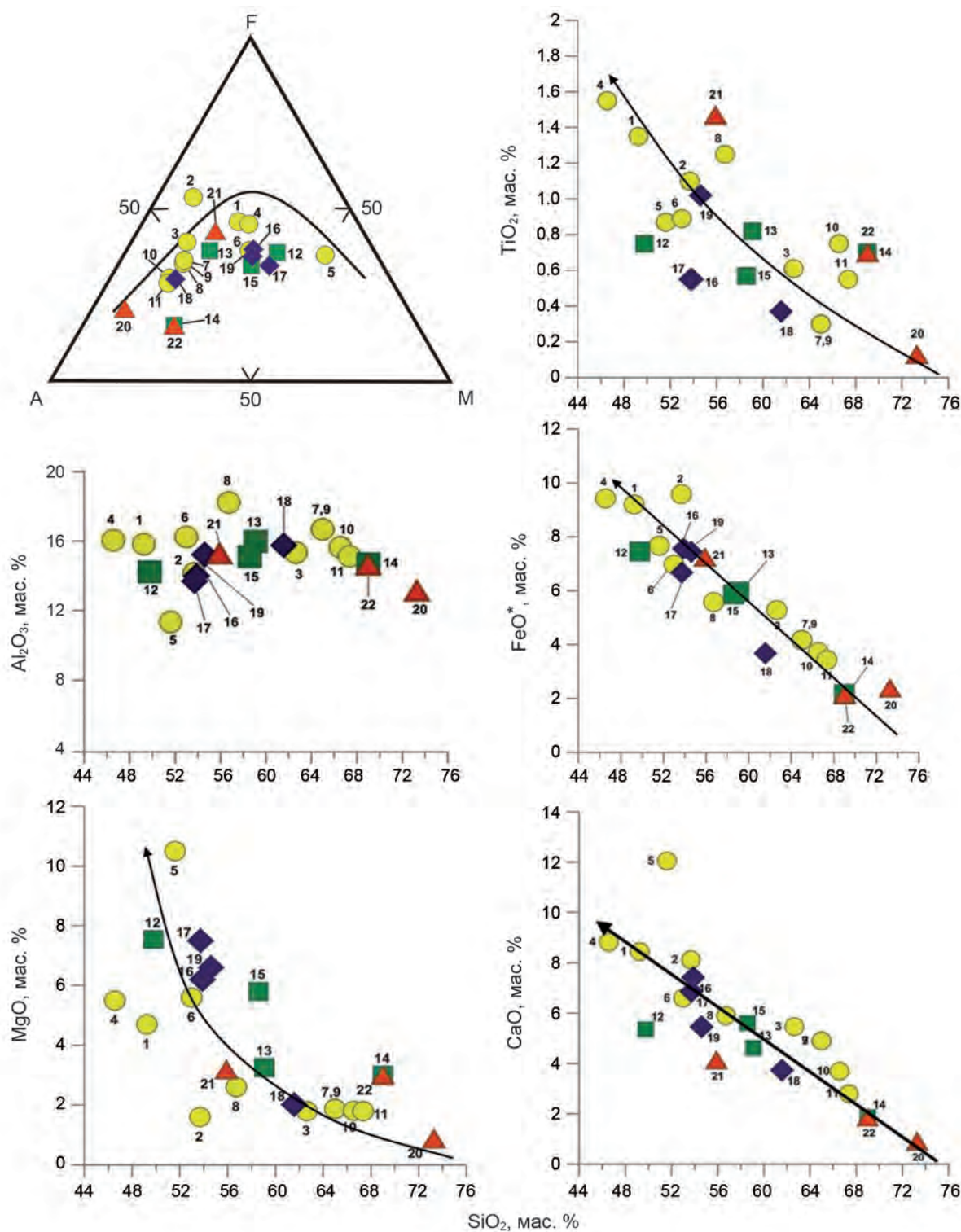


Рис. 14. Положение составов даек Койташского рудного поля на диаграммах А-Ф-М и $\text{SiO}_2\text{-TiO}_2$, $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$, $\text{SiO}_2\text{-FeO}^*$, $\text{SiO}_2\text{-MgO}$, $\text{SiO}_2\text{-CaO}$.

Условные обозначения – см. рис. 13.

Fig. 14. Position of dikes compositions of the Koytash ore field in the A-F-M and $\text{SiO}_2\text{-TiO}_2$, $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$, $\text{SiO}_2\text{-FeO}^*$, $\text{SiO}_2\text{-MgO}$, $\text{SiO}_2\text{-CaO}$ diagrams.

For legend – see Fig. 13.

Таблица 10. Содержание химических элементов в дайковых породах Койташского рудного поля, г/т**Table 10.** The content of chemical elements in dike rocks of the Koytash ore field, ppm

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Li	0.78	0.63	1.09	1.25	1.00	0.94	0.91	1.31	1.47	0.86	0.84	0.53	0.67
Be	0.50	0.42	0.58	0.55	0.50	0.55	0.47	0.42	0.78	0.48	0.58	3.40	0.48
B	1.17	1.08	1.25	1.42	1.25	1.17	1.00	1.17	3.41	3.42	1.50	3.78	3.13
Sc	1.20	1.20	0.46	0.52	0.51	0.45	0.48	0.65	0.68	0.58	1.00	0.38	0.40
V	1.44	1.44	0.48	0.49	0.49	0.43	0.46	0.67	0.36	0.61	1.67	0.31	0.38
Cr	1.01	0.96	0.77	0.49	0.45	0.43	0.47	0.52	0.77	0.97	0.66	0.90	0.98
Co	1.39	1.50	0.53	0.56	0.52	0.47	0.49	0.67	0.54	0.59	1.28	0.30	0.36
Ni	1.26	1.45	1.07	0.78	0.69	0.62	0.86	1.10	0.30	0.77	1.07	0.46	0.79
Cu	0.57	0.47	0.36	0.20	0.16	0.14	0.17	0.12	0.44	0.39	0.45	0.26	0.39
Zn	1.17	1.11	0.75	0.69	0.67	0.48	0.61	0.53	0.84	0.62	2.41	0.59	0.51
Ga	1.05	0.95	0.95	0.95	0.84	0.89	0.84	0.89	1.06	0.86	3.26	0.86	0.76
As	7.06	5.88	4.59	3.94	4.24	4.47	4.53	5.12	18.19	28.59	5.82	2.93	7.69
Se	62.00	60.00	58.00	54.00	54.00	54.00	52.00	54.00	33.37	—	58.00	43.25	—
Rb	0.16	0.40	0.63	0.40	0.45	0.46	0.35	0.37	0.67	0.32	0.53	0.33	0.33
Y	0.65	0.85	0.55	0.55	0.60	0.50	0.50	0.55	15.74	28.05	0.60	18.94	16.23
Zr	0.76	0.76	0.59	0.76	0.65	0.59	0.59	0.94	0.61	0.62	0.94	0.57	0.40
Nb	2.70	3.30	1.45	1.35	1.25	1.30	1.20	1.15	2.89	1.57	3.90	1.13	1.21
Mo	5.18	3.73	3.73	3.00	1.55	5.73	2.27	2.27	4.34	2.14	3.27	3.61	2.09
Ag	5.14	4.00	3.14	3.43	3.00	3.57	3.14	4.14	4.19	2.95	4.71	3.86	2.05
Cd	1.23	0.74	0.53	0.48	0.60	0.51	0.61	0.60	0.69	—	0.75	0.62	0.46
In	0.22	0.30	0.12	0.11	0.14	0.09	0.12	0.12	0.20	0.06	0.26	—	0.06
Sn	0.68	0.76	1.08	0.68	1.00	0.76	0.92	0.64	3.35	0.54	0.64	0.47	0.50
Sb	1.30	1.38	0.94	1.76	1.32	0.86	1.10	1.14	1.04	0.96	2.60	0.95	1.00
Cs	0.32	1.89	2.51	1.51	2.00	1.92	1.78	2.70	1.34	0.57	1.54	1.01	0.57
Hf	3.50	3.70	2.70	3.30	3.00	2.80	2.90	3.90	2.95	2.72	3.80	2.75	1.91
Ta	0.92	1.16	0.84	0.76	0.72	0.84	0.72	0.60	3.82	0.94	1.12	0.75	0.91
W*	1.00	1.31	4.62	5.23	1.38	0.85	1.23	1.54	0.44	0.72	1.08	0.85	0.37
Re	1.43	2.86	24.29	0.97	2.14	1.40	1.57	1.86	31.43	34.29	3.86	17.14	—
Pt*	1.22	1.32	1.20	1.50	1.54	1.28	1.36	1.72	1.71	1.71	1.92	—	1.20
Pb	0.69	0.30	0.63	0.59	0.58	0.53	0.55	0.32	0.88	0.92	0.34	0.55	0.52
Bi	17.78	17.78	8.78	16.67	12.22	7.44	11.11	6.33	16.86	4.39	23.33	4.67	2.69
Th	0.28	0.33	0.92	0.54	0.55	0.77	0.52	0.40	1.17	0.75	0.33	0.65	0.66
U	0.92	1.08	1.48	1.48	1.48	1.40	1.36	0.68	0.71	1.10	0.96	0.42	0.48
La	119.4	125.8	119.4	129.0	116.1	109.7	96.8	116.1	129.6	112.8	167.7	102.1	75.0
Ce	86.6	95.3	61.9	68.1	60.6	56.9	52.0	60.6	84.2	73.5	99.0	61.7	42.2
Pr	79.51	81.97	54.92	59.02	54.10	50.82	47.54	57.38	66.52	57.14	90.16	49.20	39.09
Nd	60.00	63.33	36.67	40.00	36.67	35.00	31.67	40.00	56.23	38.09	66.67	32.74	26.46
Sm	31.28	33.85	18.97	19.49	18.97	17.44	16.92	21.03	38.26	17.91	32.31	15.87	10.89
Eu	25.85	27.21	14.97	16.33	14.97	13.61	13.47	17.69	12.39	16.93	28.57	11.72	11.01
Gd	18.92	21.62	12.36	12.74	12.36	11.58	11.20	13.90	27.94	13.33	19.69	10.48	9.82
Tb	12.87	15.40	8.65	9.07	8.65	8.44	8.44	9.92	22.26	8.68	12.24	6.45	5.56
Dy	9.94	12.42	7.14	7.45	7.45	6.83	7.14	8.07	23.05	7.03	8.70	5.64	5.40
Ho	7.80	10.03	5.85	5.85	6.13	5.57	5.71	6.41	17.22	5.96	6.41	4.00	4.33
Er	7.14	9.05	5.24	5.24	5.71	5.24	5.24	6.19	16.51	5.08	5.24	4.34	4.05
Tm	5.86	8.02	4.94	4.63	5.25	4.94	4.94	5.25	17.00	4.51	4.63	3.07	2.82
Yb	6.22	8.13	5.26	4.78	5.26	5.26	5.26	5.26	18.09	4.52	4.55	4.25	4.04
Lu	5.59	7.45	4.97	4.66	4.97	4.97	4.66	4.97	16.79	4.72	4.35	3.54	3.72

Примечание. 1, 2 – малхиты, 3–10 – диоритовые порфиристы, 11–13 – спессартиты. Содержание РЗЭ приведено в виде нормализованного по хондриту.

Note. 1, 2 – malchites; 3–10 – diorite porphyrites; 11–13 – spessartites. REE content is given as normalized by chondritis.

заны с серебро-полиметаллическими рудопроявлениями.

Температурное влияние даек на гранодиориты выражается в калишпатизации последних. Это про-

исходило в условиях увеличения активности калия за счет кислотно-основного взаимодействия основной магмы даек с гранодиоритом. При этом биотит и особенно преобладающая среди темноцветных

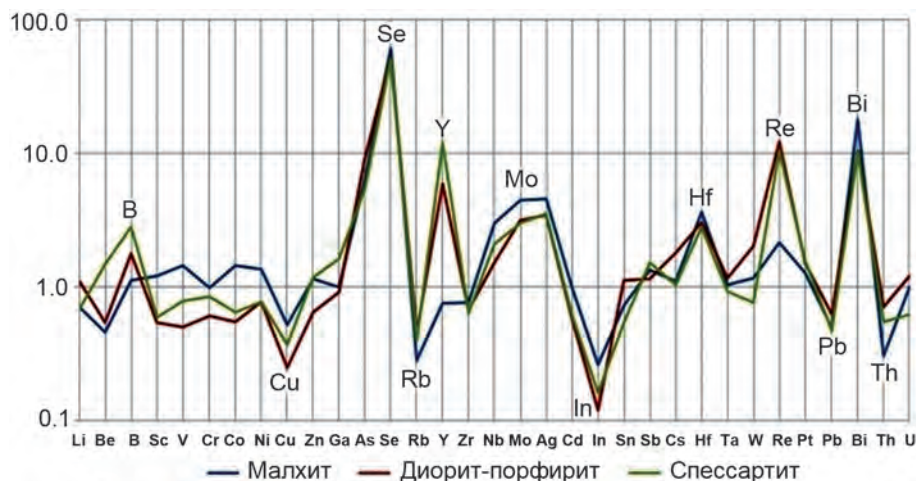


Рис. 15. Спайдер-диаграмма распределения химических элементов для пород даек Койташского рудного поля.

Fig. 15. Spider diagram of the distribution of chemical elements for dike rocks of the Koytash ore field.

минералов роговая обманка становятся неустойчивыми и из них начинает экстрагироваться железо. Выщелоченное (вынесенное) железо, соединяясь с серой, обычно имеющейся в избытке в основной магме, возможно, привело к формированию сульфидной минерализации незначительного масштаба. Тот факт, что серебро-полиметаллическое оруденение является завершающим процессом описываемого района и наложено на скарны и сульфидно-редкометалльное оруденение, было отмечено и ранее (Формационный анализ..., 1975; Хамрабаев и др., 1993).

Таким образом, можно полагать, что формирование сульфидно-редкометалльных залежей руд происходило многостадийно. В результате внедрения кислой магмы и ее последующей контаминации известняками в восточной и юго-западной частях Койташского интрузива произошло образование гранодиоритов. Известково-терригенные отложения среднего карбона под воздействием гранодиоритовой магмы внедрившегося интрузива подверглись контактово-метаморфическим процессам.

Это обусловило появление роговиков по терригенным отложениям и магнезиальных скарнов по доломитам. Позже, в начале высокотемпературного гидротермального этапа в полосе Койташ-Угат, возникли известковые скарны наряду с магнезиальными, развитыми по роговикам и апогранитам. Параллельно происходил кварц-полевошпатовый метасоматоз с альбитизацией и грейзенизацией апогранитов в апикальных частях интрузива. Там, где гранодиориты соприкасались с чистыми известняками, на восточном участке Койташского месторождения, образовались мощные зоны пироксеновых известковых скарнов и волластонитов. Внедрение в основание Койташской мульды интрузии основного состава явилось причиной образова-

ния сульфидно-редкометалльной залежи за счет известковых скарнов, что подтверждается геофизическими данными.

Специфический состав, наличие глубинных ксенолитов, присутствие неравновесных минеральных ассоциаций позволяют выделить изученные дайки в качестве самостоятельной группы магматических образований – лампрофитов триасового возраста. Источником исходных для них расплавов служили нижние слои литосферы – диоритовый подслон (?) (Хамрабаев и др., 1990).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Афанасьев Г.Д., Багдасарян Г.П., Гаррис М.А., Хамрабаев И.Х. (1963) Материалы к обоснованию возраста рубежей между некоторыми геологическими системами и эпохами. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, (1), 7-30.
- Ахунджанов Р. (2013) Генетические типы лампрофитов. *Геология и минер. ресурсы*, (5), 21-25.
- Ахунджанов Р., Каримова Ф.Б., Зенкова С.О., Сайди-ганиев С.С. (2013) О рудоносности лампрофитов Чаткало-Кураминского и Нуратинского регионов (Западный Тянь-Шань). *Геология и минер. ресурсы*, (6), 9-22.
- Бабаджанов А.А., Хамрабаев А.И. (2005) Постмагматические минеральные ассоциации скарново-редкометалльного месторождения Койташ и зональность их размещения. *Магматические, метасоматические формации и связанное с ними оруденение*. Ташкент: Фан, 35-39.
- Виноградов А.П. (1962) Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. *Геохимия*, (7), 531-568.
- Геология и полезные ископаемые Республики Узбекистан. (1998) Ташкент: Университет, 723 с.
- Головкин А.В., Гадецкий А.Ю. (1991) К возрастному и формационному положению южнотяньшанского комплекса щелочных габброидов и базальтоидов. *Узбекский геол. журн.*, (2), 37-40.

- Головко А.В., Яковенко Н.Е., Ахмедов Н.А. (1998) Алмазоносные лампрофиры и шонкинит-порфиры юго-западного Узбекистана. *Проблемы генезиса магматических и метаморфических пород*. СПб.: ОИГГМ СО РАН, 80-81.
- Далимов Т.Н., Ганиев И.Н. (2010) Эволюция и типы магматизма Западного Тянь-Шаня. Ташкент: Университет, 227 с.
- Далимов Р.Т., Курбанов А.А., Далимов Н.Р., Есенбаев А.Г. (2016) Щелочно-ультраосновные дайки бассейна р. Шавазсай. *Геология и минеральные ресурсы*, (6), 17-21.
- Диваев Ф.К. (1996) Чагатайский комплекс карбонатов – новый тип магматических пород Узбекистана. *Узбекский геол. журн.*, (6) 32-41.
- Ефремова С.В., Стафеев К.Г. (1985) Петрохимические методы исследования горных пород. Справочное пособие. М.: Недра, 511 с.
- Ишбаев Х.Д., Карабаев М.С., Шукуров А.Х. (2018) О составе даек Койташского рудного поля (Северное Нуратау, Узбекистан). *Геология и минеральные ресурсы*, (5), 3-7.
- Карабаев М.С., Мирзаев А.У., Шукуров А.Х., Садиров Р.М. (2016) О взаимоотношении дайковых образований с оруденением (на примере золото-редкометалльных и золото-серебряных объектов Центральных Кызылкумов). *Основные проблемы магматической геологии Западного Тянь-Шаня*. Кн. 1. Ташкент: ГП НИИМР, 366 с.
- Каримова Ф.Б. (2015) Лампрофировые дайки Юго-Западных отрогов Чаткальского хребта. *Докл. АН РУз*, (4), 38-42.
- Классификация и номенклатура магматических горных пород: Справочное пособие. (1981) М.: Недра, 160 с.
- Мусаев А.М. (1985) Мегакристы гранатов в субщелочных андезитобазальтах Северного Нуратау – глубокие нодулы. *Узбекский геол. журн.*, (4), 6-10.
- Мусаев А.М., Ишбаев Х.Д., Шукуров А.Х. (2015) Петрогенезис даек субщелочных базальтоидов Койташского рудного поля. *Актуальные проблемы геологии, геофизики и металлогении*. Ташкент: ИГиГ АН РУз, 212-215.
- Мусаев А.М., Хамрабаев И.Х. (1984) Петрохимические особенности субщелочных андезито-базальтов даек Северного Нуратау и их происхождение. *Узбекский геол. журн.*, (4), 5-11.
- Мушкин И.В. (1979) Петрология верхней мантии Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 136 с.
- Практическая петрология: методические рекомендации по изучению магматических образований применительно к задачам госгеолкарт. (2017) Под ред. Л.Н. Шарпенко. СПб.: ВСЕГЕИ, 168 с.
- Формационный анализ гранитоидов Западного Узбекистана. (Под ред. Э.П. Изоха). (1975) Новосибирск: Наука, 518 с.
- Хамрабаев А.И. (1994) Рудоносные метасоматиты полосы Койташ-Угат и физико-химические условия их образования. Автореф. дисс. ... канд. г.-м. наук. Ташкент: ИГиГ АН РУз, 15 с.
- Хамрабаев И.Х., Искандаров Э., Мусаев А.М., Насырова Г.И. (1990) Природа геофизических границ и слоев земной коры Средней Азии. Ст. 3. О природе нижней коры Нуратинских гор (Южный Тянь-Шань). *Узбекский геол. журн.*, (2), 26-43.
- Хамрабаев И.Х., Сайдыганиев С.С., Аскарров Ф.А., Азимов П.Т. (1993) Геохронология магматических и рудных образований в Койташском рудном поле (Северный Нуратау, Западный Узбекистан). *Узбекский геол. журн.*, (4), 13-18.
- Scarrow J.H., Molina J.F., Bea F., Montero P., Vaughan A.P.M. (2011) Lamprophyre dikes as tectonic markers of late orogenic transtension timing and kinematics: A case study from the Central Iberian Zone, *Tectonics*, **30**, TC4007, 1-22.

REFERENCES

- Afanas'ev G.D., Bagdasaryan G.P., Garriss M.A., Khamrabayev I.Kh. (1963) Materials to substantiate the age of boundaries between certain geological systems and epochs. *Izv. Akad. Nauk SSSR. Ser. geol.*, (1), 7-30. (In Russian)
- Akhundzhanov R. (2013) Genetic types of lamprophyres. *Geologiya i Mineral'nye Resursy*, (5), 21-25. (In Russian)
- Akhundzhanov R., Karimova F.B., Zenkova S.O., Saidiganiyev S.S. (2013) On the ore-bearing lamprophyres of the Chatkal-Kuramin and Nurata regions (Western Tien Shan). *Geologiya i Mineral'nye Resursy*, (6), 9-22. (In Russian)
- Babadzhanov A.A., Khamrabayev A.I. (2005) Postmagmatic mineral associations of the Koitash skarn-rare metal deposit and the zonality of their location. *Magmaticheskije, metasomaticheskije formatsii i svyazannoe s nimi orudnenie* [Magmatic, metasomatic formations and associated mineralization]. Tashkent, Fan Publ., 35-39. (In Russian)
- Formatsionnyi analiz granitoidov Zapadnogo Uzbekistana. (Pod red. E.P. Izokha)* [Formational analysis of granitoids in Western Uzbekistan. (Ed. E.P. Izokh)]. (1975) Novosibirsk, Nauka Publ., 518 p. (In Russian)
- Geologiya i poleznye iskopayemye Respubliki Uzbekistan* [Geology and minerals of the Republic of Uzbekistan]. (1998) Tashkent, Universitet Publ., 723 p. (In Russian)
- Golovko A.V., Gadetskii A.Yu. (1991) To the age and formational position of the South Tien Shan complex of alkaline gabbroids and basaltoids. *Uzbekskii Geol. Zhurn.*, (2), 37-40. (In Russian)
- Golovko A.V., Yakovenko N.E., Akhmedov N.A. (1998) Diamondiferous lamprophyre and shonkinite porphyry of southwestern Uzbekistan. *Problemy genezisa magmaticheskikh i metamorficheskikh porod* [Problems of the genesis of igneous and metamorphic rocks]. St.Petersburg, OIGGM SB RAS, Publ., 80-81. (In Russian)
- Dalimov T.N., Ganiev I.N. (2010) *Evolutsiya i tipy magmatizma Zapadnogo Tyan'-Shanya* [Evolution and types of magmatism of the Western Tien Shan]. Tashkent, University Publ., 227 p. (In Russian)
- Dalimov R.T., Kurbanov A.A., Dalimov N.R., Esenbaev A.G. (2016) Alkaline ultrabasic dykes of the Shavazsai basin. *Geologiya i Mineral'nye Resursy*, (6), 17-21. (In Russian)
- Divaev F.K. (1996) Chagatai carbonatite complex – a new type of igneous rocks of Uzbekistan. *Uzbekskii Geol. Zhurn.*, (6) 32-41. (In Russian)
- Efremova S.V., Stafeyev K.G. (1985) *Petrokhimicheskie metody issledovaniya gornyx porod. Spravochnoe po-*

- sobie [Petrochemical methods for studying rocks. Reference manual]. Moscow, Nedra Publ., 511 p. (In Russian)
- Ishbaev Kh.D., Karabaev M.S., Shukurov A.Kh. (2018) On the composition of dikes of the Koytash ore field (Northern Nuratau, Uzbekistan). *Geologiya i Mineral'nye Resursy*, (5), 3-8. (In Russian)
- Karabaev M.S., Mirzaev A.U., Shukurov A.Kh., Sadirov R.M. (2016) On the relationship of dyke formations with mineralization (on the example of gold-rare metal and gold-silver objects of the Central Kyzyl Kum). *Osnovnye problemy magmaticheskoi geologii Zapadnogo Tyan'-Shanya*. Kn. 1 [The main problems of the magmatic geology of the Western Tien Shan. Book 1]. Tashkent, GP NIIMR Publ., 366 p. (In Russian)
- Karimova F.B. (2015) Lamprophyric dykes Southwestern spurs Chatkal ridge. *Dokl. Akad. Nauk RUz*, (4), 38-42. (In Russian)
- Klassifikatsiya i nomenklatura magmaticheskikh gornykh porod: Spravochnoe posobie* [Classification and nomenclature of igneous rocks: a reference guide]. (1981) Moscow, Nedra Publ., 160 p. (In Russian)
- Musaev A.M. (1985) Megacrysts of garnets in subalkalic andesite-basalts of the Northern Nuratau – deep nodules. *Uzbekskii Geol. Zhurn.*, (4), 6-10. (In Russian)
- Musaev A.M., Ishbaev Kh.D., Shukurov A.Kh. (2015) Petrogenesis of subalkalic basaltoids dikes of the Koytash ore field. *Aktual'nye problemy geologii, geofiziki i metallogenii* [Actual problems of geology, geophysics and metallogeny]. Tashkent, IGIG AN RUz, 212-215.
- Musaev A.M., Khamrabaev I.Kh. (1984) Petrochemical characteristics of subalkalic andesite-basalts of dikes of the Northern Nuratau and their origin. *Uzbekskii Geol. Zhurn.*, (4), 5-11. (In Russian)
- Mushkin I.V. (1979) *Petrologiya verkhnei mantii Yuzhno-go Tyan'-Shanya* [Petrology of the upper mantle of the Southern Tien Shan]. Tashkent, Fan Publ., 136 p. (In Russian)
- Prakticheskaya petrologiya: metodicheskie rekomendatsii po izucheniyu magmaticheskikh obrazovaniy primenitel'no k zadacham gosgeol'kart* [Practical petrology: guidelines for the study of magmatic formations as applied to the tasks of state geological maps]. (Ed. L.N. Sharpenok). St.Petersburg, VSEGEI Publ., 168 p. (In Russian)
- Khamrabaev A.I. (1994) *Rudonosnye metasomatity Polosy Koitash-Ugat i fiziko-khimicheskie usloviya ikh obrazovaniya*. Avtoref. diss. ... kand. geol.-min. nauk [Ore-bearing metasomatites of the Koytash-Ugat Band and physico-chemical conditions of its formation. Cand. geol. and min. sci. diss.]. Tashkent, IGIG AN RUz, 15 p. (In Russian)
- Khamrabaev I.Kh., Iskandarov E. (1990) The nature of geophysical boundaries and layers of the earth's crust in Central Asia. P. 3. On the nature of the lower crust of the Nurata mountains (Southern Tien Shan). *Uzbekskii Geol. Zhurn.*, (2), 26-43. (In Russian)
- Khamrabaev I.Kh., Saidyganiev S.S., Askarov F.A., Azimov P.T. (1993) Geochronology of magmatic and ore formations in the Koytash ore field (North Nuratau, Western Uzbekistan). *Uzbekskii Geol. Zhurn.*, (4), 13-18. (In Russian)
- Scarrow J.H., Molina J.F., Bea F., Montero P., Vaughan A.P.M. Lamprophyre dikes as tectonic markers of late orogenic transtension timing and kinematics: A case study from the Central Iberian Zone, *Tectonics*, 2011, **30**, TC4007, 1-22.
- Vinogradov A.P. (1962) The average content of chemical elements in the main types of igneous rock of the earth's crust. *Geokhimiya*, (7), 531-568. (In Russian)

Перспективы выявления месторождений миссисипского типа на Северо-Востоке России

А. Л. Галямов¹, А. В. Волков¹, К. Ю. Мурашов¹, Н. В. Сидорова¹, Т. П. Кузнецова²

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, 119017, Москва, Старомонетный пер., 35, e-mail: alg@igem.ru

²Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ), 117545, Москва, Варшавское шоссе, 129, корп. 1, e-mail: okt@tsnigri.ru

Поступила в редакцию 13.03.2019 г., принята к печати 05.05.2019 г.

Объект исследований. Месторождения миссисипского типа составляют около трети в мировом балансе запасов, ресурсов и добычи, свинца и цинка, помимо которых в рудах могут присутствовать серебро, сурьма, мышьяк, барий, висмут, кадмий, кобальт, галлий, индий, ртуть, молибден, никель и таллий. На Северо-Востоке России месторождения этого типа представлены слабо, наиболее известными из них являются месторождения Сарданского рудного узла Республики Саха (Якутия) и отдельные месторождения Магаданской области, исследованию которых и посвящается настоящая работа. **Методы.** В статье рассматриваются и обсуждаются результаты научно-исследовательских работ, предшествующие и новые данные по геохимическим особенностям, изотопному составу руд и геолого-структурным условиям формирования месторождения Сарданского узла. Кроме того, потенциал выявления стратиформных свинцово-цинковых месторождений связан с установлением благоприятных геодинамических обстановок в регионе, уточнением и адаптацией прогнозно-поисковой модели месторождений MVT для Северо-Востока России. **Результаты.** Минералого-геохимические особенности пород и руд месторождений Сарданского узла, морфология рудных тел, элементы зональности в них, а также изотопные соотношения указывают на принадлежность руд, скорее, к миссисипскому типу с началом рудоотложения на стадиях диагенеза и катагенеза. Распределение редких элементов указывает на заметную роль наложенного метаморфизма вмещающих карбонатно-терригенных толщ в отложении руд продуктивных стадий. **Заключение.** Потенциальная возможность наращивания минерально-сырьевой базы свинца и цинка связана с выявлением осадочных бассейнов с застойным аноксическим режимом карбоната накопления в непосредственном соседстве с областями развития рифтогенных комплексов, а также с наличием других критически важных прогнозно-поисковыми признаков. Помимо известной Кыллахской металлогенической зоны, к таким областям относится Туора-Сисский и Орулганский металлогенические таксоны на севере Республики Саха (Якутия) с известными стратиформными проявлениями свинца и цинка.

Ключевые слова: Северо-Восток России, Сардана, цинк, свинец, руда, геохимия, микроэлементы, РЗЭ, месторождение, миссисипский тип, поисковая модель, перспективы

Благодарность

Работа выполнена при финансовой поддержке темы ИГЕМ РАН “Металлогения уникальных рудных районов вулканогенных поясов и зон орогенеза различного возраста окраинноморской литосферы Северо-Востока Азии” и программы Президиума РАН № 48 “Месторождения стратегических и высокотехнологичных металлов Российской Федерации: закономерности размещения, условия формирования, инновационные технологии прогноза и освоения”.

Prospects for identifying the Mississippi Valley type deposits in the North-East of Russia

Andrei L. Galyamov¹, Aleksandr V. Volkov¹, Konstantin Yu. Murashov¹,
Nina V. Sidorova¹, Tatiana P. Kuznetsova²

¹Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry (IGEM) RAS, 35 Staromonetny lane, Moscow 119017, Russia, e-mail: alg@igem.ru

²Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals (TsNIGRI), 129 block 1 Varshavskoye highway, Moscow 117545, Russia, e-mail: okt@tsnigri.ru

Received 13.03.2019, accepted 05.05.2019

Для цитирования: Галямов А.Л., Волков А.В., Мурашов К.Ю., Сидорова Н.В., Кузнецова Т.П. (2020) Перспективы выявления месторождений миссисипского типа на Северо-Востоке России. *Литосфера*, **20**(2), 254–270. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-2-254-270

For citation: Galyamov A.L., Volkov A.V., Murashov K.Yu., Sidorova N.V., Kuznetsova T.P. (2020) Prospects for identifying the Mississippi Valley type deposits in the North-East of Russia. *Litosfera*, **20**(2), 254–270. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-2-254-270

© А.Л. Галямов, А.В. Волков, К.Ю. Мурашов, Н.В. Сидорова, Т.П. Кузнецова, 2020

Research subject. The Mississippi Valley type deposits make up about a third of the global balance of lead and zinc reserves, resources and production. Additionally, silver, antimony, arsenic, barium, bismuth, cadmium, cobalt, gallium, indium, mercury, molybdenum, nickel and thallium can be present in the ores of these deposits. In the North-East of Russia, the Mississippi Valley type of deposits is poorly represented. In this work, we investigate the deposits of the Sardana ore cluster of the Republic of Sakha (Yakutia) and individual deposits of the Magadan region. **Materials and methods.** The article discusses the results of previous scientific research and new data on the geochemical features, isotopic composition of ores and geological and structural conditions for the formation of the Sardana cluster deposit. In addition, the potential for identifying stratiform lead-zinc deposits is associated with favourable geodynamic conditions in the region, as well as with the refinement and adaptation of the forecast-search model of MVT deposits for the North-East of Russia. **Results.** The mineralogical and geochemical features of the rocks and ores of the Sardana cluster deposits, the morphology of ore bodies, their zoning elements, as well as isotopic ratios indicate that the ores are likely to be of the Mississippi Valley type with the onset of ore deposition at early diagenetic and catagenetic stages. The distribution of rare elements indicates a significant role of superimposed metamorphism of the host carbonate-terrigenous strata in the deposition of the ores of producing stages. **Conclusion.** The potential possibility of increasing the mineral and raw material base of lead and zinc is associated with the identification of sedimentary basins with a stagnant anoxic regime of carbonate accumulation in the immediate vicinity of the development areas of rift complexes, as well as with the presence of other critically important forecast-search signs. In addition to the well-known Killakh metallogenic zone, Tuora-Sis and Orulgan metallogenic taxa located in the north of the Republic of Sakha (Yakutia) with known stratiform manifestations of lead and zinc belong to such areas.

Keywords: Northeast of Russia, Sardana deposit, zinc, lead, ore, geochemistry, trace elements, REE, deposit, Mississippi Valley type, prospecting model, prospects

Acknowledgments

This work was financially supported by the IGM RAS theme "Metallogeny of unique ore regions of volcanogenic belts and orogenic zones of different ages of the marginal sea lithosphere of North-East Asia" and the RAS Presidium programme No. 48 "Deposits of strategic and high-tech metals of the Russian Federation: placement patterns, formation conditions, innovative forecasting and development technologies".

ВВЕДЕНИЕ

Свинцово-цинковые месторождения миссисипского типа (MVT) весьма широко распространены в мире (рис. 1). В общем мировом балансе их запасы и ресурсы составляют около 27%, а удельный вес всех месторождений этого типа в мировой добыче свинца и цинка – около 30% (Tikkanen, 1986). Крупнейшие и наиболее разведанные место-

рождения расположены в Северной Америке (бассейн р. Миссисипи). Основную долю глобальных запасов обеспечили крупнейшие месторождения Вибурнум, Браши Крик, Флетчер (США); Пайн-Пойнт, Поларис (Канада); Тара, Наван (Ирландия); Реосин, Рубиалес (Испания), Ангуран (Иран), Тунсит (Марокко). С распадом СССР основная сырьевая база месторождений этого типа осталась в Казахстане (Миргалимсай, Ачисай, Шалкия). В Рос-



Рис. 1. Глобальное размещение свинцово-цинковых месторождений Миссисипского типа.

Fig. 1. Global distribution of lead-zinc ore MVT deposits.

сии известные месторождения MVT составляют всего около 10% от общего количества свинцово-цинковых месторождений.

В рудах MVT помимо основных металлов, могут присутствовать серебро, сурьма, мышьяк, барий, висмут, кадмий, кобальт, галлий, индий, ртуть, молибден, никель и таллий, повышенные содержания которых обусловлены влиянием геодинамических обстановок формирования соседних металло-генетических провинций.

На Северо-Востоке России из широко распространенных месторождений и рудопоявлений миссисипского типа наиболее известны месторождения Сарданского рудного узла Республики Саха (Якутия) и отдельные месторождения Магаданской области. Балансовые запасы категории C_2 свинца и цинка на месторождении Сардана за период около 20 лет не претерпели изменений и по состоянию на 2017 г., согласно Государственному докладу “О состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2016 и 2017 годах”, составляют 0.592 и 1.926 млн т соответственно. По данным “Дальнедра” в 2001 г. были апробированы также прогнозные ресурсы по категории P_1 , которые составили: свинца – 2.007 млн т, цинка – 6.473 млн т, германия – 6.6 тыс. т, кадмия – 23.6 тыс. т, серебра – 3500 т.

Проблема изучения месторождений (MVT) Северо-Востока России особенно актуальна в связи с тем, что темпы роста цен на цинк и другие попутные высокотехнологичные элементы в рудах этих месторождений на фоне растущего дефицита на мировом рынке, по прогнозам Morgan Stanley, в ближайшей перспективе могут быть самыми значительными среди других цветных и редких металлов.

В статье обсуждаются результаты научно-исследовательских работ, направленных на оценку перспектив выявления крупных месторождений MVT типа на Северо-Востоке России по проекту “Разработка научных основ прогнозирования крупнотоннажных месторождений цветных и благородных металлов в металлогенетических провинциях Востока России” программы Президиума РАН № 48 “Месторождения стратегических и высокотехнологичных металлов Российской Федерации: закономерности размещения, условия формирования, инновационные технологии прогноза и освоения”. Одна из задач работы заключалась в подтверждении высокого потенциала выявления крупных свинцово-цинковых месторождений, в том числе стратиформных, в связи с благоприятными геодинамическими условиями развития региона и в адаптации известной прогнозно-поисковой модели месторождений MVT для Северо-Востока России. В комплекс признаков включены результаты изучения современными методами геохимических особенностей руд месторождения Сардана и содер-

жания в них высокотехнологичных попутных (критических) металлов в целях получения новой информации об условиях рудообразования.

ПОИСКОВАЯ МОДЕЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ MVT

Месторождения MVT относятся к крупной группе свинцово-цинковых месторождений в осадочных породах, которая состоит из разнообразных объектов, в большом количестве залегающих среди карбонатных толщ и не имеющих явной генетической связи с магматической активностью. Эти месторождения исторически являются важными ресурсами свинца и цинка в мире и продолжают доминировать в мировом производстве. Наиболее известны такие объекты, как Адмирал Бэй (Австралия), Пайн Пойнт (Канада), Фанкоу (КНР), Мехди-абад (Иран), Наван (Ирландия), Комдок (КНДР), Реосин (Испания), месторождения США (Бюик, объекты Миссисипской долины, Три Стейт). В России известно месторождение Сардана в Республике Саха, где кроме него выявлены и частично оценены Агакуканское, Лугун, Менгенильер, Перевальное, Пуханил, Уруй, Урультун.

Выделение типа MVT, как и типа SEDEX, не является идеальным, эти категории не имеют однозначных отличительных признаков. Месторождения этих типов представляют собой группу связанных подтипов, различающихся между собой по ограниченному набору признаков. По характеру рудообразующей среды и морфологии рудных тел, а также по сходным признакам до сих пор в мире разрабатываются их генетические модели. Множество классификаций свинцово-цинковых месторождений в литературе основано на таких признаках, как литология вмещающих пород, морфология залежей (стратойдность, стратиформность) или генетические характеристики (сингенетичность, конседиментационность, синдиагенетичность). В зарубежных публикациях среди свинцово-цинковых месторождений MVT типа выделяются собственно апалачский, альпийский, блейбергский, верхнесилезский, реосинский и ирландский подтипы (Leach et al., 2010a, b). Широко известны отечественные классификации, разработанные Д.И. Горжевским, П.Ф. Иванкиным, А.Д. Щегловым, В.В. Поповым, Н.С. Скрипченко, В.П. Феоктистовым, Э.И. Кутыревым и др.

Наиболее часто в отечественной литературе приводится классификация, основанная на представлениях Э.И. Кутырева, согласно которой стратиформные свинцово-цинковые месторождения в карбонатных породах разделяются на подтипы (Донец и др., 2017): собственно миссисипский, силезско-краковский, сарданский, миргалимсайский, шалкиинский, учкулачский, горевский и барвинский. В приведенной классификации, несмо-

тря на ее сравнительную полноту, в полной мере проявлена неоднозначность признаков месторождений и, как следствие, сидерит-кварц-сфалерит-галенитовый подтип руд Горевского объекта в сланцево-карбонатной формации является переходным подтипом к типу SEDEX. Сарданский тип был выделен в основном благодаря повышенной германиенности руд. Вместе с тем такой же набор элементов-примесей установлен и в рудах кентуккийских и иллинойских свинцово-цинковых объектов в США, в сфалерите которых обнаруживается в среднем 300 г/т германия. Месторождения залегают в выщелоченных метасоматических доломитах раннего ордовика. Рудная минерализация представлена красновато-коричневым клейофаном, галенитом, пиритом, флюоритом и баритом.

Поэтому отсутствие подходящей терминологии, а также широкое использование неоднозначных признаков при выделении подтипов побудили авторов данной статьи, вслед за предшественниками (Leach et al., 2010a, b), использовать обобщенное описание подтипов MVT-месторождений.

Характерная особенность месторождений типа MVT заключается в основном в их залегании в платформенных и субплатформенных карбонатных толщах на флангах осадочных бассейнов пассивной континентальной окраины, затронутой наложенными процессами коллизии, в отсутствии прямой связи с магматизмом и эпигенетическом облике руд (табл. 1). В состав региональных признаков MVT-месторождений, по общему мнению, входит ряд стратиграфических, формационных, тектони-

Таблица 1. Индикаторные признаки месторождений миссисипского типа

Table 1. Features of MVT ore deposits

Признаки	Критерии
Палеогеодинамические	Краевые фланги платформенных карбонатных осадочных, в том числе нефтегазоносных, бассейнов пассивной континентальной окраины с эвапоритовыми условиями, рифовыми органогенными постройками, локальными застойными впадинами с повышенными мощностями рудовмещающих литофаций с проявлениями наложенных ТМА, локальными компрессионными поднятиями и соляными диапирами, континентальными рифтогенными прогибами
Формационные	Рудовмещающие отложения, характеризующиеся литофациальной неоднородностью (переслаивание доломитов и известковистых доломитов различной структуры, органогенные известняки и доломиты, карбонатные брекчии, углисто-глинисто-кремнисто-карбонатные породы, аргиллиты). Потенциально рудоносные фации рудоносной субформации – отложения мелкозаливных фаций (иловые, застойные лагунные, донные и рифообломочные). Стратоуровни с сингенетичной сульфидной минерализацией. Наличие в подрудных толщах песчано-глинистых отложений с признаками катагенетических преобразований
Литологические	Доломиты и известняки – органогенные, анкеритовые, биокластические, битуминозные, мраморизованные, окремненные и песчанистые; глинистые биомикриты, черные сланцы, известковые и доломитовые брекчии, мергели, известковые илы и сланцы, кремнистые сланцы, песчаники, палеокарст
Структурные	Области палеогидрогеологической разгрузки вдоль проницаемых горизонтов, поверхностей несогласия или глубинных разломов. Складки изоклинальные, пологие, штамповые, разрывы сдвиговые, сбросовые, взбросовые, постминерализационная милонитизация, трещиноватость
Метасоматические	Локальные зоны развития калишпатизации, каолинизации, доломитизации, окремнения, вкрапленности битумов с сульфидами, фиксирующие участки палеогидрогеологической разгрузки подземных растворов
Минералогические	Главные минералы руд – сфалерит, галенит, пирит, пирротин. Примеси – арсенопирит, борнит, буланжерит, бурнонит, бравоит, гематит, халькозин, халькопирит, хризоколл, киноварь, кобальтин, ковеллин, фрейбергит, магнетит, марказит, молибденит, пираргирит, стибнит, сульфосоли серебра, теннантит, тетраэдрит, уранинит, ванадинит, виллемит, вульфенит, вюртцит, цинкит, Au, Ag, электрум Гипергенные – азурит/малахит, каламин, церуссит, англезит, гетит, лимонит, смитсонит
Геохимические	Зональные геохимические ореолы свинца, цинка, бария, серебра, кадмия в пределах площадей развития рудовмещающих отложений. Шлиховые ореолы галенита, сфалерита, барита

Источники: (Донец, 2003; Paradis, Hannigan, 2007; Leach et al., 2010b).

Sources: (Donets, 2003; Paradis, Hannigan, 2007; Leach et al., 2010b).

ческих, минералогических, геохимических и геофизических критериев и признаков. Кроме прямых признаков рудоносности (множественные площадные проявления стратиформной минерализации), важный признак – наличие эвапоритовых фаций в платформенных и субплатформенных карбонатных толщах, залегающих на складчатом метаморфическом основании и соседствующих с областями активного вулканизма и орогенеза и областями развития карбонатных и терригенно-карбонатных формаций и палеодепрессий с застойным режимом. Особое значение имеет наличие органогенных построек, склоновых брекчий, палеокарстовых ареалов, зон фациальной смены литологического состава формаций, зон палеогидрогеологической разгрузки, стратоуровней с сингенетичной сульфидной минерализацией (Донец, 2003). Важна также анизотропия свойств вмещающей среды, служивших ловушками для минерализованных растворов. Наиболее часто в породах месторождений отмечаются брекчии обрушения, пространственно приуроченные к разрывным и трещинным структурам (Leach et al., 2010b).

С месторождениями часто соседствуют объекты других рудноформационных типов, например SEDEX, который традиционно описывается как конседиментационно-диагенетический, в отличие от MVT, руды которого обычно характеризуются эпигенетическим обликом. Между тем различие между этими типами руд довольно неоднозначное, поскольку на первых стадиях руды могли формироваться в низкотемпературных условиях при взаимодействии нелитифицированных осадков и металлоносных рассолов. Основное различие этих типов обусловлено неодинаковыми геодинамическими обстановками формирования их рудовмещающих формаций, что в значительной степени определило специфику процессов рудоотложения, морфологические особенности рудных тел и различные геолого-промышленные типы руд.

С рудами MVT также ассоциируют типы: SSPb (SandStone hosted lead), к которому относятся слабо изученные месторождения с рассеянным галенитом в кварцевых и кварцитовых песчаниках базальных частей осадочных разрезов; жильные свинцово-цинковые и флюорит-баритовые месторождения Кентукки и Нью Мексико в США, а также дистальные свинцово-цинковые скарны (Эль Мохито в Гондурасе) и руды типа Монто (Николаевское, Россия).

Ресурсы отдельных месторождений обычно составляют менее 2 млн т суммарного металла, а содержания редко превышают 10% (по сумме металлов) при преобладании цинка (Paradis et al., 2007). Площади месторождений обычно занимают значительные территории. Так, в бассейне р. Миссисипи в пределах нескольких таких районов расположены до 400 разномасштабных месторожде-

ний и это, скорее всего, связано с более или менее одинаковыми геодинамическими обстановками накопления осадочных формаций и их последующих преобразований в ходе диагенеза, катагенеза и эпигенеза.

Кроме свинца и цинка, руды миссисипского типа содержат металлы стратегической группы (Бортников и др., 2016). Вместе с тем количество материалов их изучения в рудах месторождений весьма невелико (Verplanck, Hitzman, 2016). Германий, галлий, кобальт и, реже, рений выявлены в рудах миссисипского типа. Наиболее ярким примером кобальтовых руд могут служить месторождения в рудном районе Южного Миссури, где, по данным R.D. Hagni (1983), выявлено 60 г/т Co в виде зигенита, флетчерита, карролита, а также включений в сфалерите. Присутствие галлия также отмечено на месторождении Ред Дог (тип SEDEX), где его содержания, по материалам Alaska Department of Environmental Conservation, составляют до 26 г/т, на ирландском месторождении Лишин (тип Irish, аналогичен MVT) – достигают 73 г/т. В сфалерите галлий отмечается в количестве 7–50 г/т, чаще всего он присутствует в клейофане. Германий в рудах миссисипского типа присутствует совместно с медными минералами в виде реньерита, германита, бриартита и в кадмийсодержащем сфалерите. Содержания германия в последнем здесь заметно выше и повсеместно учитываются в балансовых запасах. На месторождении Ред Дог эти величины достигают около 80 г/т при средних значениях 0.8–22 г/т. Месторождения типа MVT – Кипуши и Цумб – исторически являются крупнейшими производителями германия, где по данным Ivanplats Limited с 1956 г. добыто 278 т этого элемента. Причины накопления индия в рудах изучено также слабо, известно, что он присутствует в рудах обычно с высоким содержанием марматита (Три Стейт, Вибурнум, Лишин).

Соотношение содержания свинца и цинка на месторождениях MVT сравнительно стабильные, количество цинка в рудах обычно больше, чем свинца, в среднем составляя 2–3/1, и в этом проявлено одно из немногих отличий от объектов типа SEDEX, в которых отношение Zn:Pb варьирует в гораздо более широких пределах (рис. 2). Многочисленные исследования показывают, что, кроме различного состава вмещающих пород, связанного с геодинамической позицией осадочных бассейнов, и некоторых текстурных различий в облике руд и морфологии рудных тел поздних продуктивных стадий, эти месторождения имеют много общих признаков. К ним относятся общий минералогический состав и текстуры руд ранних стадий, комплекс примесей в рудах, изотопный состав свинца и серы, отражающий многообразие их источников (Зайцев, Костин, 1999), структурные факторы контроля оруденения поздних стадий.

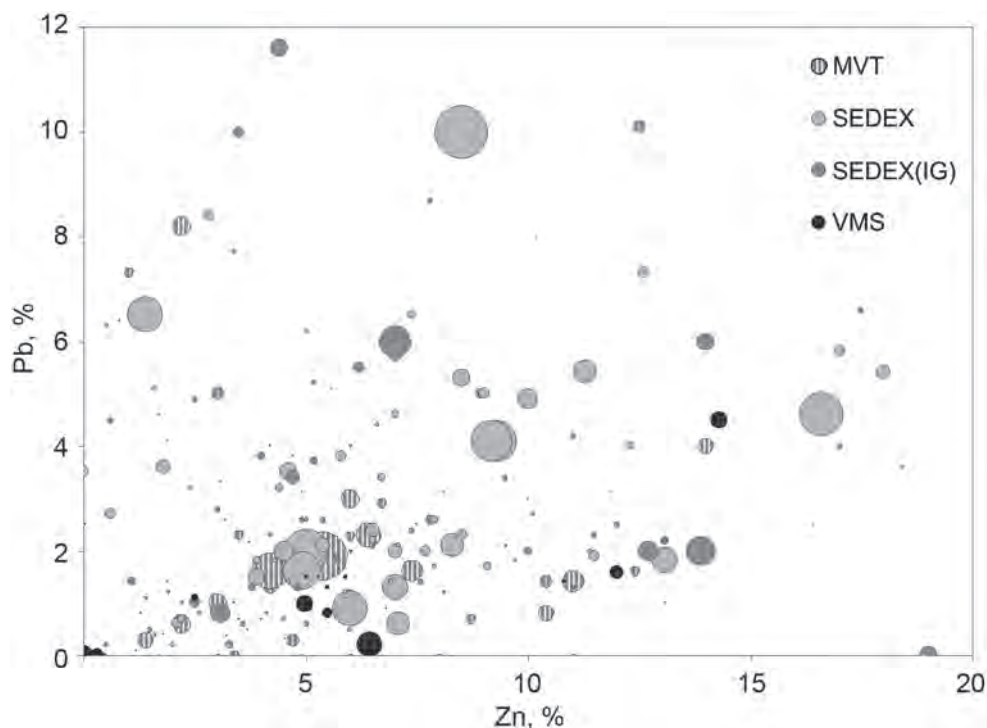


Рис. 2. Соотношение содержаний свинца и цинка на месторождениях миссисипского (MVT), эксгаляционного (SEDEX) и колчеданных (VMS) типов (с использованием материалов (Leach et al., 2010a, b; Paradis et al., 2007).

SEDEX(IG) – эксгаляционные месторождения, соседствующие с выходами гранитоидов сиенитового и тоналитового рядов; размеры значков отражают сравнительный размер запасов и прогнозных ресурсов.

Fig. 2. Ratio of grades of lead and zinc in the ores of MVT, SEDEX and VMS types by (Leach et al., 2010a, b; Paradis et al., 2007).

SEDEX(IG) – exhalation ore deposits adjacent to syenite and tonalite intrusions; the size of circles reflect the resources.

Большинством исследователей признается существование ряда между месторождениями типов SEDEX и MVT. Эти месторождения могли формироваться в соседствующих геодинамических обстановках. Первые формировались в интракратонных и эпикратонных рифтогенных прогибах с высокими скоростями прогибания и осадконакопления. Вторые размещаются в платформенных и субплатформенных карбонатных толщах пассивной континентальной окраины, обычно ассоциируют с баритом или флюоритом и, в отличие от SEDEX-типа, обычно имеют ярко выраженный эпигенетический облик. Вместе с тем известны многочисленные находки руд ранних стадий, в которых имеются признаки оползневых процессов. При сравнении в месторождениях этих типов часто выявляются общие признаки (Галямов и др., 2018), что является основанием для объединения части дистальных SEDEX-фаций и периферических фаций MVT. Вместе с тем средние и максимальные запасы и ресурсы MVT-месторождений заметно меньше (см. рис. 2). Например, ресурсы крупнейшего MVT-месторождения Пайн Пойнт в Канаде усту-

пает SEDEX-месторождениям: Брокен Хилл, Мак Артур, Ред Дог и др.

MVT-МЕСТОРОЖДЕНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

На Северо-Востоке России стратиформные свинцово-цинковые месторождения миссисипского типа располагаются вдоль восточного фаса Сибирской платформы и залегают в вендских субплатформенных осадках карбонатной и терригенно-карбонатной формаций. Характерны широкая площадная зараженность металлами верхних частей вендского разреза, пространственная связь месторождений с конседиментационным палеоподнятием и доломитовыми фациями на его внутреннем склоне. Здесь, на юго-восточном фланге платформы, выделена Кыллахская металлогеническая зона, одна из самых крупных свинцово-цинковых зон страны, где известны основные свинцово-цинковые месторождения – Сардана, Перевальное и Уруй. Граница платформы (рис. 3) подчеркивается зонами астеносферных

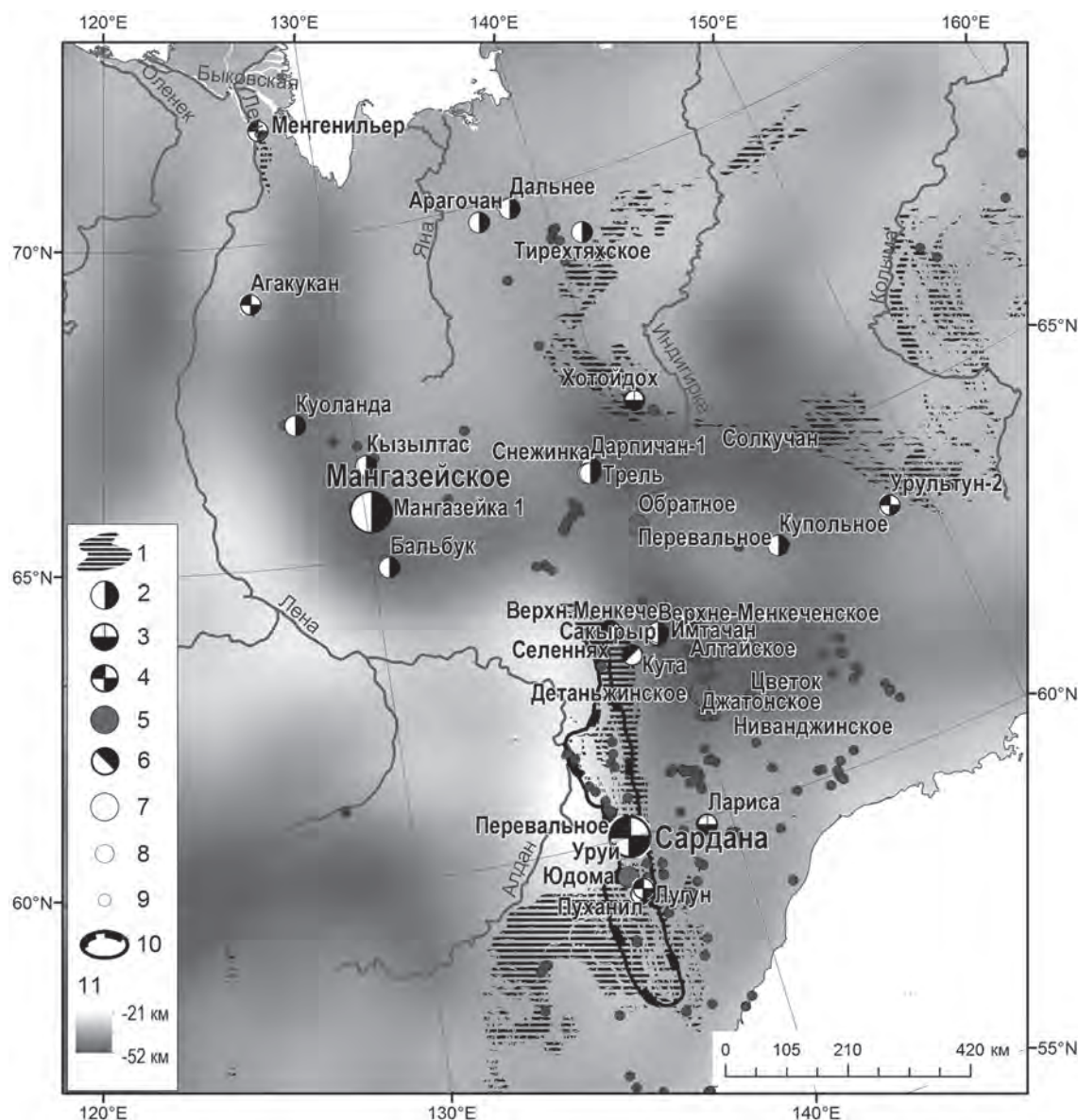


Рис. 3. Позиция свинцово-цинковых месторождений Северо-Востока России в структуре поверхности Мохо (с использованием материалов (Bouman et al., 2015)).

1 – карбонатные комплексы; 2–6 – месторождения: 2 – серебро-полиметаллические, 3 – колчеданно-полиметаллические, 4 – свинцово-цинковые в карбонатных породах (MVT), 5 – свинцово-цинковые жильные в разнообразных породах, 6 – олово-серебро-полиметаллические; 7–9 – размеры месторождений: 7 – крупные, 8 – средние и мелкие, 9 – рудопроявления; 10 – контуры Кыллахской металлогенической зоны; 11 – глубина поверхности Мохо (км).

Fig. 3. Position of lead-zinc ore deposits of North-East Russia relatively to Moho surface structure with materials by (Bouman et al., 2015).

1 – carbobate sequences; 2–6 – ore deposits: 2 – silver-base metal deposits, 3 – VMS type deposits, 4 – lead-zinc stratiform in carbonate rocks (MVT), 5 – base metal vein deposits, 6 – tin-silver-base metal; 7–9 – deposit scale: 7 – large, 8 – ordinary and small, 9 – occurrences; 10 – Kyllakh metallogeny zone; 11 – Moho surface.

поднятий (Bouman et al., 2015), а передовые прогибы Верхоянской складчатой зоны, к которым приурочены серебро-полиметаллические месторождения Мангазейской группы, выражены контрастными мегааномалиями гравитационного поля.

Вендские отложения, вмещающие стратиформные свинцово-цинковые руды, составляют юдомскую серию и отделены от подстилающих и перекрывающих образований перерывами с некоторым угловым несогласием. Базальные слои се-

рии (юкандинская свита) с размывом и небольшим угловым несогласием в первые градусы лежат на доломитах среднего рифея и на терригенных сериях верхнего рифея. Свита сложена тонкозернистыми известняками с редкими линзочками кремней, известковистыми аргиллитами и мергелями с прослоями тонкозернистых известняков и доломитами с оолитовой структурой. В породах свиты постоянно присутствует мелкокристаллический пирит, образующий иногда мелкие гнездовидные скопления. Наибольшая мощность свиты в 200 м зафиксирована в бассейне р. Аллах-Юнь (вблизи устья р. Чагды, ее притока), а к северу и к югу она уменьшается до нуля.

Рудовмещающая сарданинская свита также с размывом налегает на юкандинские слои, на севере Кыллахской зоны ее базальные слои перекрывают доломиты среднерифейской ципандинской свиты. Сарданинская свита состоит из двух подсвит. Нижняя имеет общий терригенно-карбонатный состав, а верхняя – существенно карбонатный. Нижняя подсвита подразделяется на три пачки. Нижняя представлена средне- и мелкозернистыми кварцевыми песчаниками с массивными, часто горизонтально- и косослоистые. Иногда в основании пачки присутствует маломощный прослой кварцевых гравелитов и гальки. В песчаниках отмечаются признаки регенерации и избирательной перекристаллизации и рассеянная тонкая вкрапленность пирита и гидроокислов железа. Мощность пачки изменяется от 45 м на юге до 15–30 м на севере. Средняя пачка сложена плитчатыми вишнево-красными и зеленовато-серыми пелитоморфными глинистыми доломитами. Красный цвет пород обусловлен повышенным содержанием окислов железа, а зеленый – более поздней редукцией этих окислов (Стратиформные..., 1979). Среди доломитов средней пачки установлены маломощные слои кристалло-, витро-литокластических туфов щелочных эффузивов (Давыдов, 1981). Мощность пачки варьирует с юга на север территории от 20–55 до 65–70 м. Верхняя пачка состоит из голубовато-серых плитчатых тонкозернистых известняков с горизонтальной и волнистой слоистостью. В породе наблюдаются равномерно рассеянные ромбоэдри доломита, иногда образующие тонкие прослойки, к которым приурочены мелкие обломки и стяжения фосфатного вещества и вкрапленники пирита. К югу от территории количество доломита в известняках резко увеличивается. Мощность пачки составляет 5 м.

Верхняя подсвита также объединяет три пачки. Нижняя представлена светло-серыми мелкозернистыми доломитами с неяснослоистой и массивной текстурами. Они отличаются стабильностью минерального состава. Средняя пачка сложена битуминозными серыми и темно-серыми горизонтально-слоистыми доломитами и известняками. Состав

пачки латерально изменяется от известняков до доломитов. Горизонтальная слоистость пород подчеркивается чередованием прослоев с различной степенью раскристаллизованности породообразующего карбоната. Слабо перекристаллизованный доломит имеет неправильно-изометричную форму и 0.01–0.05 мм в поперечнике. Перекристаллизованный карбонат характеризуется идиоморфными очертаниями выделений и увеличенными размерами выделений до 0.15 мм. В них отмечается ясная зональность, выражающаяся в наличии центрального ядра буроватого цвета, насыщенного глинисто-органическим веществом, и чистой периферической каемки. Неправильные зерна целиком состоят из буроватого доломита. Такое строение соответствует, по-видимому, двум фазам образования современной структуры породы (Стратиформные..., 1979). Мощность пачки составляет от 5 до 40–55 м.

Строение верхней пачки определяется фациальными изменениями в составе карбонатных пород (Стратиформные..., 1979). Юго-западный сектор Кыллахской зоны включает ареал распространения мелко- и среднезернистых массивных сахаровидных доломитов, которые в северо-восточном направлении от месторождения Сардана фациально сменяются серыми тонкозернистыми известняками. Полоса фациального изменения вытянута в север-северо-западном направлении вдоль склона конседиментационного поднятия. Сахаровидные доломиты отличаются высокой чистотой химического состава. Содержание углерода в них низкое – 0.01–0.08%. Порода состоит из неправильно-ромбоэдрических и, реже, ромбоэдрических зерен, размером 0.04–0.8 мм. В неяснослоистых разностях установлено чередование полос различной размерности зерен. Иногда в доломитах встречаются гнезда крупных идиоморфных выделений с кавернами. Также отмечаются стилолитовые швы, в которых содержатся пирит; железа в сутурах содержится в десятки, свинца – в сотни, а цинка – в тысячу раз больше, чем в породах (Давыдов, Лескова, 1981). Известняки, фациально сменяющие доломиты к северо-востоку, содержат гнезда, послойно-линзовидные скопления и сплошные блоки перекристаллизованных карбонатов. В полосе фациальной смены доломиты представлены линзами светло-серых мелкозернистых пород среди серых тонкозернистых слоистых известняков с цепочечными кремневыми стяжениями. Часто доломиты в линзах имеют полосчатый “зебровидный” облик, связанный с послойной перекристаллизацией.

На генезис вендских доломитов Кыллахской зоны имеются три точки зрения. Согласно первой, все эти породы, будучи перекристаллизованными строматолитовыми постройками, являются первично-осадочными и по латерали фациально замещаются известняками (Иогансон и др., 1976), вторая точка

зрения предусматривает метасоматическое происхождение как сахаровидных, так и полосчатых доломитов (Ручкин и др., 1977). Третья версия сблизжена с первой и предполагает смешанную природу сахаровидных доломитов (Стратиформные..., 1979). Метасоматическими считаются лишь полосчатые доломиты линзовидных тел. Остальные доломитовые толщи, как и доломиты среднего рифея, имеют раннее, докатагенетическое происхождение, на что указывают реликтовые выделения глауконита и фрамбоидального пирита. Такие же доломиты встречаются в рифейских разрезах.

Свинцово-цинковые стратиформные месторождения (Сардана и др.) сосредоточены в наиболее узкой части металлогенической зоны, где линейные складки более асимметричны и осложнены нарушениями. Месторождение Сардана в 1971 г. в ходе геолого-съемочных работ масштаба 1 : 200 000 было открыто А.И. Горбуновым с коллегами как свинцово-цинковое проявление. Эти авторы выявили стратиформный характер оруденения, установили германиеносность руд, дали прогнозную оценку рудопоявления. Рудные сечения были вскрыты канавами и скважинами в пологих и в крутых крыльях, а также в мульде Сарданской синклинали. Находящееся южнее в 10 км месторождение Уруй отличается более компактным расположением рудных тел, где руды встречены в различных частях складчатых форм. Месторождение Перевальное, расположенное в 20 км к северо-западу от месторождения Сардана, залегает в крутом крыле Керби-Хамнинской синклинали, и его тела, вероятно, могут быть встречены в ее прогнутой части. Оруденение здесь также связано с выходами вендских толщ на протяжении более 25 км, богатые руды известны на сравнительно небольшом отрезке на северном фланге месторождения. Общая территория, где руды вскрываются в полосе вендских выходов на крыльях складок, протягиваясь на значительные расстояния, располагаются на расстоянии около 10–30 км, в связи с чем эта территория выступает в качестве Сарданского рудного района (узла).

На южном фланге Кыллахской зоны известны свинцово-цинковые проявления Лугун-Пуханильской группы. На рудопоявлении Радуга выявлены два пластообразных тела мощностью 3–7 м и протяженностью до 70 м, залегающих в доломитах верхнесарданинской подсистемы. Богатые смитсонит-лимонитовые, галенит-смитсонитовые и галенит-сфалеритовые руды имеют массивно-полосчатую структуру. Содержания цинка в них – от 7 до 40%, свинца – от долей до 16%. В полосчато-вкрапленных и вкрапленных рудах содержание соответственно до 15 и 0.5%. На площади в междуречье рек Лугун и Пуханил выявлено несколько мелких рудопоявлений с линзовидными телами полиокисленных сульфидных свинцово-цинковых

руд (Ольков, Рассказов, 1977). Севернее, в пределах металлогенической зоны, известны также несколько десятков проявлений свинца и цинка в карбонатных породах венда, расположенные в полосе фациального изменения состава пород сарданинской свиты с известкового на доломитовый, где развиты линзы полосчатых “зебра-доломитов”. Существенно галенит-сфалеритовый состав руд, их структурно-текстурные особенности и геологические условия нахождения, отсутствие видимой связи с магматизмом, субсогласный характер залегания рудных тел и другие признаки также определяют отнесение этих объектов к группе стратиформных месторождений.

Стратиформные Pb-Zn руды также были впервые обнаружены в карбонатно-терригенных отложениях каменноугольного возраста в пределах Ыныкчанского рудного узла Аллаха-Юньской металлогенической зоны (Анисимова и др., 2013). Руды представляют собой вкрапленный сфалерит и гнезда галенита, реже пирита, образующие полосчато-ритмичные выделения в белых сахаровидных доломитах. Сфалерит представлен клейофаном с высоким содержанием германия (1.15%) и кадмия (0.42%). Галенит характеризуется беспримесным составом. Среди примесей в рудах в основном, обращают на себя внимания высокие концентрации германия, кадмия, вольфрама, мышьяка, марганца, чуть меньше серебра, меди, кобальта, никеля, ванадия, титана, ниобия, иттербия, иттрия и циркония.

Месторождения и проявления в вендских карбонатных толщах также известны на севере Республики Саха (Якутия) и расположены в зоне северо-восточного края Сибирской платформы, в полосе ее сочленения с терригенными формациями Верхоянского мегасинклинория. Среди объектов наиболее известно месторождение Менгенилер, в котором вскрыты три линзовидных стратиформных залежи. Основные минералы полосчатых и вкрапленных руд – сфалерит (до 7%) и галенит (до 1%). Иногда в подсечениях отмечаются массивные руды (Давыдов и др., 1988). Руды полосчатые, что обусловлено чередованием менее и более богатых рудных скоплений.

ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕЗИСА РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ САРДАНА

Свинцово-цинковые руды Кыллахской зоны имеют отчетливый эпигенетический облик. В составе рудных и жильных минералов руд выделяется три основные продуктивные минеральные ассоциации (Соловьев, 1981). Продукты ранней кварц-доломит-марказит-пирит-галенит-сфалеритовой ассоциации слагают, как правило, ядра крупных залежей или образуют участки среди руд более поздних генераций. Они пользуются незначительным

распространением и встречаются преимущественно в участках наиболее богатого оруденения. На месторождениях Сардана, Перевальное и Уруй руды первой ассоциации отмечаются в виде отдельных реликтов среди богатых крупнокристаллических полосчатых и прожилково-вкрапленных руд второй ассоциации. На рудопрооявлениях они встречаются крайне редко. Для ранних руд характерны массивная, полосчатая и гнездово-вкрапленная текстуры (рис. 4а, б). Полосчатость представлена послойным чередованием сфалеритовых с галени- том и мелкозернистых доломитовых полос. Иногда отмечаются брекчиевые руды (рис. 4в), возникшие в результате взламывания рудных прослоев и их цементации тонкозернистым карбонатом (Стратиформные..., 1979). Нередко в рудах встречаются стилолитовые швы, экранирующие отложение пирита и сфалерита.

Относительно условий формирования руд ранней стадии нет единого мнения. Согласно одной из точек зрения, накопление основных ресурсов свинца и цинка связано с выходом гипогенных металлоносных растворов в придонные области карбонатных осадков застойных бассейнов. Наиболее богатое свинцово-цинковое оруденение располагается на границах ареала развития вендских битуминозных известняков и доломитов и приурочено к зоне фациальной смены состава вмещающей пачки с существенно доломитового на юго-западе на преимущественно известковый на севере (Йогансон, Кропачев, 1976), вдоль широкой полосы северо-западного простирания, протягивающейся от Кыллахской гряды на севере (р. Алдан) за р. Юдому на юге (рис. 5).

Формирование руд ранней ассоциации могло быть связано с осаждением при реакции малосернистого раствора с окружающей средой в периферических зонах застойных анокисических осадочных бассейнов (Донец, 2003). Металлоносные комплексные соединения устойчивы в кислых и слабокислых растворах, при изменении кислотности осаждение сульфидов осуществляется на стыках различных фациальных обстановок – мелководноморской, рифовой и лагунной. На близкие к нейтральным окислительным условия осаждения металлов указывают исследования (Галямов и др., 2018), согласно которым значения δSe руд варьируют в диапазоне (0.75–0.96), а δEu находится в отрицательном диапазоне (0.55–0.77). Здесь в присутствии органического углерода и при участии сульфатредуцирующих бактерий происходит восстановление серы сульфатов морской воды и появляется сульфидная сера (Донец, 2003). При этом гидротермально-осадочное отложение руд могло происходить при выходе потока в придонные горизонты нелитифицированного осадка морского бассейна при соответственном разбавлении рудоносного рассола и падении температуры.

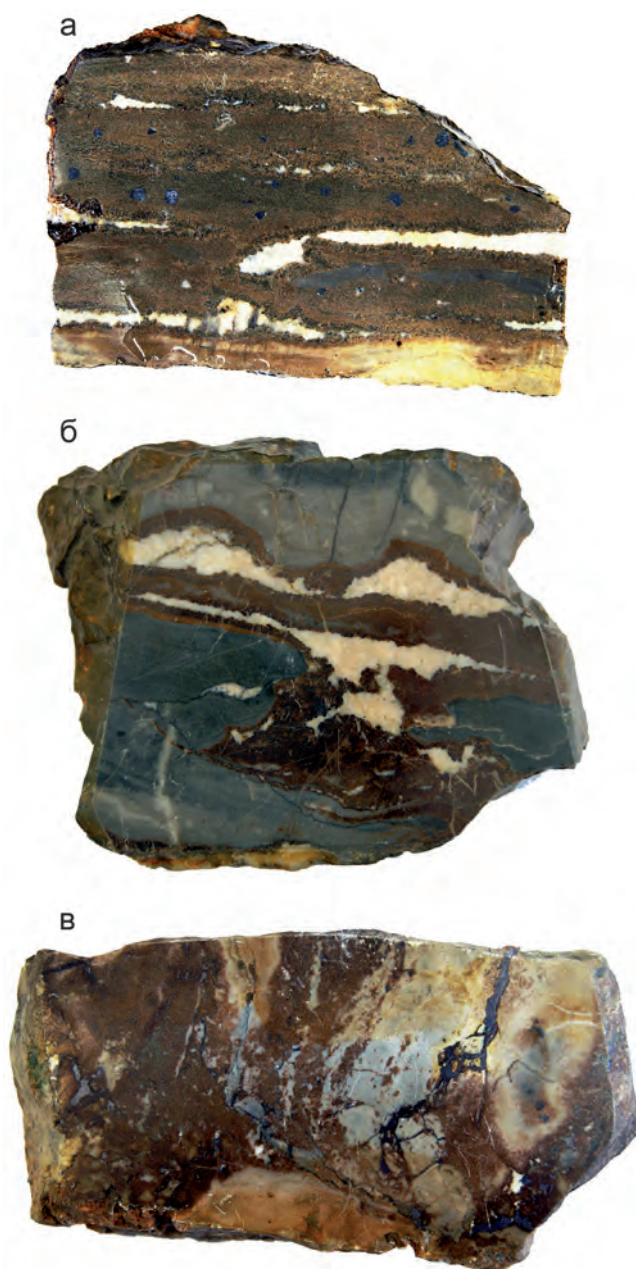


Рис. 4. Свинцово-цинковые руды месторождения Сардана.

а – полосчатые, б – кокардовые и гнездовые, в – брекчиевидные.

Fig. 4. Lead-zinc ores in Sardana deposit.

а – banded, б – cocarde, в – brecciated ores.

На месторождении Сардана наличие “брекчированных рудных слойков” среди массивных тонко- и мелкокристаллических сфалеритовых руд может косвенно указывать на отложение руд в придонном слое карбонатных осадков, содержащих массы сфалерита, отложенного из хлоридных рассолов при сравнительно низких температурах – 135–

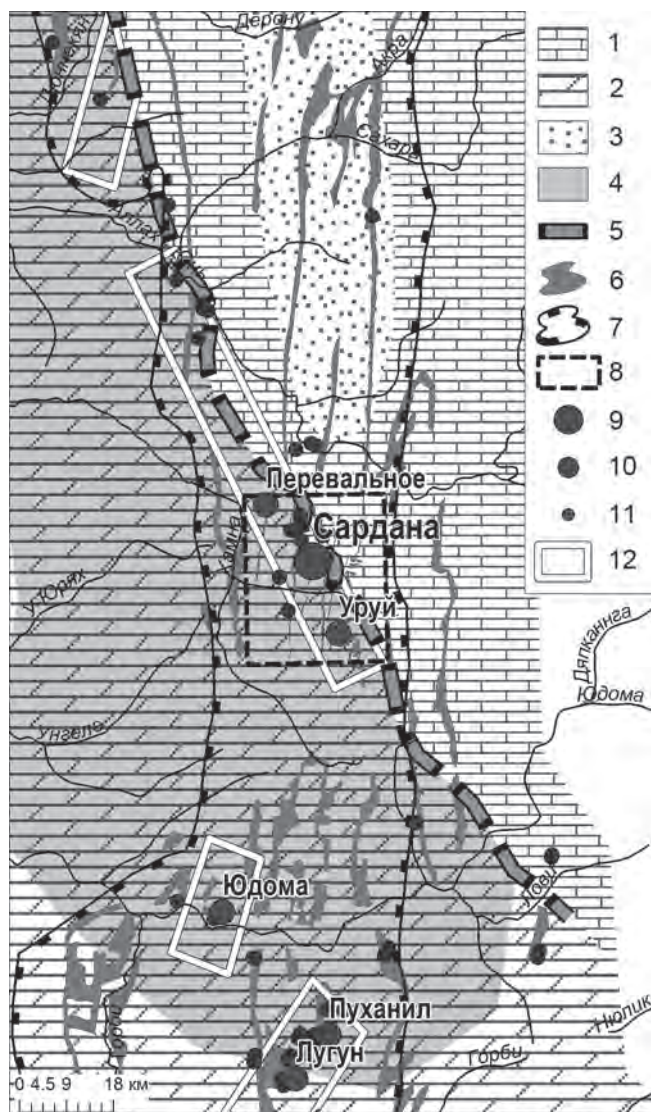


Рис. 5. Схематическая карта размещения фаций вендских комплексов Кыллахской зоны (составлена с использованием материалов (Давыдов, 2002)).

1, 2 – состав рудовмещающей пачки верхнесарданинской свиты: 1 – сахаровидные доломиты, 2 – известняки тонкозернистые, часто с кремневыми стяжениями; 3 – песчаники (прибрежная фация); 4 – ареал распространения битуминозных известняков второй пачки верхнесарданинской свиты; 5 – зона фациальной смены известняков и доломитов рудовмещающей пачки верхнесарданинской свиты; 6 – выходы вендских карбонатных толщ в современном структурном плане; 7 – Кыллахская зона; 8 – участок Сарданского рудного поля; 9, 10 – месторождения: 9 – крупные, 10 – средние и мелкие; 11 – рудопроявления; 12 – потенциально-перспективные площади.

Fig. 5. Vendian facies of Kyllakh metallogeny zone (made up with use of (Davydov, 2002)).

1, 2 – ore-bearing rocks of Upper-Sardana Formation: 1 – metasomatic dolomites, 2 – limestones; 3 – sandstones (on-shore facies); 4 – bituminous limestone area of Upper-Sar-

dana Formation; 5 – dolostone to limestone facies transition zone; 6 – Vendian carbonate beds outcrops; 7 – Kyllakh metallogeny zone; 8 – Sardana ore field; 9, 10 – ore deposits: 9 – large, 10 – medium and small; 11 – occurrences; 12 – prospecting areas.

235°C (Стратиформные..., 1979). Известно, что, по сравнению с пелитоморфными осадками, литификация карбонатных отложений происходит намного быстрее и на глубине 50–100 м они представляют собой минеральные агрегаты. Ранние разновидности сфалерита, отложенные в карбонатных осадках, содержат примеси железа, кадмия, германия и серебра. Содержание германия в сфалерите ранней ассоциации наиболее высокое по сравнению с поздними разновидностями. Пиритовым выделением присущ син- и диагенетический облик – он встречается в виде желваковых образований коллоидно-микроглобулярной и микроглобулярной структуры. Нередко глобулы крустифицированы марказитом.

Изучение глинистого вещества (Давыдов, 1980), отмученного из карбонатных пород рудовмещающей толщи месторождения Сардана, показало, что содержание Pb и Zn в нем имеет прямую зависимость от общего содержания этих элементов как в рудах, так и в боковых породах. Это свидетельствует о влиянии рудного процесса на глинистое вещество и должно указывать на раннее поступление Zn и Pb в еще не литифицированный осадок. Известно, что глинистые минералы – хорошие сорбенты. При поступлении Pb и Zn в не литифицированный карбонатный осадок они сорбируются на поверхности глинистых минералов. Количество адсорбированного металла зависит от общего содержания его в осадке и консервируется при окончательной литификации породы. Дальнейшее поступление металлов в процессе рудогенеза реализуется в отложении сульфидов, состав сорбированных элементов в глинистых минералах карбонатных пород остается неизменным.

Другая особенность руд месторождения Сардана заключается в наличии в рудах неопределенных углеводородов, характерных для удаленных фаций нефтегазовых залежей (Ручкин, Боговин и др., 1977). Общеизвестно также, что минеральные образования, характерные для стратиформных свинцово-цинковых месторождений (пирит, галенит, сфалерит, барит, флюорит, кварц, доломит, кальцит и др.), встречаются в коллекторских породах нефтегазоносных бассейнов. Согласно другой точке зрения, стратиформные свинцово-цинковые руды в карбонатных толщах формировались из металлоносных растворов поступающих из главной зоны нефтеобразования (Павлов, Галямов, 1988), включающей катагенно-миграционные аконсервационные области с активированными битумами (Донец, 2003). При этом рудные тела располагаются на нескольких стратиграфических уровнях.

Наиболее рудоносные уровни фиксируются в кровле вендских толщ под тонкозернистыми известняками в зоне фациальной смены состава рудоносной пачки с существенно доломитового на существенно известковый.

В пользу наибольшей продуктивности ранней стадии отложения сульфидов свидетельствуют также данные изучения примесных и изотопных соотношений в рудах и породах. По результатам изучения состава примесей в рудах и вмещающих породах месторождения Сардана (Галямов и др., 2018) ясно, что в неизмененных породах количество примесей заметно выше, чем в породах, вмещающих руды поздних ассоциаций. В рудах первой ассоциации содержание литофильных и сидерофильных элементов выше, чем в рудах второй и третьей ассоциаций. Халькофильные элементы, напротив, выше в рудах второй ассоциации. Обогащенность руд халькофильными элементами указывает на участие в рудообразовании гидротермального флюида корового (метаморфогенного) происхождения. Величина отношения Co/Ni в рудах варьирует в интервале 0.02–1.19, а Y/No – в диапазоне 26.7–38.37, что также характерно для метаморфогенных гидротермальных флюидов.

Редкоземельные элементы в породах и рудах месторождения разделяются на три группы: цериевые – La, Ce, Pr, Nd, иттриевые – Sm, Eu, Gd, Dy, Ho и скандиевые – Er, Yb, Lu (Минеев, 1974). Руды первой ассоциации существенно обеднены РЗЭ (в несколько раз) по сравнению с вмещающими породами, хондритами и верхней корой (Тейлор, Мак-Леннан, 1988). Преобладают легкие “гидрофильные” лантаноиды “цериевой” группы. Спектры РЗЭ в рудах обогащены легкими и обеднены тяжелыми элементами. Значения La_N/Yb_N и $\sum \text{LREE}/\sum \text{HREE}$ варьируют в диапазоне 1.86–19.28 и 2.59–8.2 соответственно. Соотношения Gd_N и Yb_N , сходность спектров РЗЭ руд и вмещающих пород указывают на унаследованность содержаний РЗЭ из пород.

Изотопный состав серы осадочных пород в районе месторождения Сардана показал высокое содержание $\delta^{34}\text{S}$. Значения $\delta^{34}\text{S}$ в осадочных породах Сарданы варьируют от +1.9 до +41.8‰ (Стратиформные..., 1979). Среднее значение $\delta^{34}\text{S}$ для карбонатных пород составляет $28.8 \pm 8.0\text{‰}$. Обращают на себя внимание две основные особенности изотопного состава серы сульфидов Сарданы: 1) все пробы сульфидов оказались существенно обогащены тяжелым изотопом $\delta^{34}\text{S}$ ($22.0 \pm 2.3\text{‰}$) и 2) диапазон вариаций изотопных отношений серы сульфидов не превышает 11‰ (+16.8 до +27.1‰). В сфалерите среднее значение $\delta^{34}\text{S}$ выше ($23.5 \pm 1.9\text{‰}$), чем у галенита ($20.8 \pm 1.9\text{‰}$). Среднее значение $\delta^{34}\text{S}$ пирита составляет $21.5 \pm 2.6\text{‰}$. В целом же для месторождений MVT-типа характерен широкий диапазон изотопных характеристик серы сульфидов (от –18‰ до +35‰) с модальными

значениями +20‰ (+5‰) в месторождениях интракратонных прогибов и значениями +14‰ (+5‰) в рудных телах перикратонных прогибов на шельфе и склоне континентов.

Образование руд продуктивной второй доломит-арсенопирит-пирит-галенит-сфалеритовой ассоциации, составляющих основу запасов месторождения Сардана, связано с переотложением и перекристаллизацией продуктов ранней стадии (Ручкин и др., 1977, Стратиформные..., 1979) в условиях тектоно-магматической активизации. Начиная со среднего кембрия в разрезах отмечаются два длительных перерыва в осадконакоплении – в ордовике–девоне и в верхней перми–триасе. Наиболее ранние тектонические события в этот период, вероятно, относятся к раннему-среднему палеозою, когда продолжались процессы сводообразования и рифтогенеза, начавшиеся в позднем рифее. Верхний предел возраста подтверждается наличием широко распространенных даек основного и щелочного состава, образовавшихся в раннем-среднем палеозое.

Мезозойский этап активизации, начавшийся в позднем палеозое, обусловил формирование линейных структур, возникновение разрывов, трасируемых дайками верхнепалеозойского возраста и линзами перекристаллизованных доломитов. Рудные минералы ассоциации встречаются преимущественно в участках гнездового и прожилкового оруденения и неотделимы от гнезд и прожилков белого крупнокристаллического доломита. Содержание серебра в сфалерите, максимальное в ранних ассоциациях, здесь заметно снижено. Обратная тенденция отмечена в изменении содержания ртути. В поздних выделениях галенита количество серебра, олова и мышьяка также заметно выше. Кристаллическая форма и сложные интерстициональные взаимоотношения выделений сфалерита, пирита, галенита и доломита свидетельствуют о неоднократной перекристаллизации и наложенной деформации. Наличие полос крупнокристаллического доломита (т.н. “зебра-доломиты”), часто с участками мраморизации и битумизации карбонатов, свидетельствует о процессах перераспределения карбоната и рудных минералов в обстановке существования гидродинамически сосредоточенных гидротермальных потоков (Донец, 2003). Такие текстуры агрегатов встречаются как в крыльях, так и в ядерной части современных линейных складок, значительные отношения цинка к свинцу уменьшаются от подошвы к кровле рудных тел (Йогансон, Кропачев, 1976), независимо от залегания в складке, что указывает на доскладчатое время их образования. Об этом также свидетельствуют результаты изучения деформационной истории рудовмещающих пород и эволюции складчатых форм (Галямов, 1986).

Изотопные соотношения свинца в галените в рудах первой и второй минеральных ассоциаций

практически неразличимы и для них характерно относительное постоянство. Завершающая стадия рудообразования на месторождении Сардана проявлена в виде жильных и жильно-прожилковых систем с существенно свинцовыми рудами третьей парагенетической ассоциации. Обращает на себя внимание дисперсия в изотопном составе рудных свинцов поздних жил трещинного типа с галенитом (Стратиформные..., 1979). Эта дисперсия послужила основанием для выделения среди поздних жильных руд двух типов рудных свинцов – “нормальных” и “удревненных”, которые, очевидно, связаны с разными механизмами и разной геологической средой мобилизации металлов. Характерной особенностью месторождений миссисипского типа является выщелачивание свинца рассолом из ураноносных пород, что приводит к обогащению руд радиогенным свинцом. Последующий метаморфизм обуславливает усреднение изотопного состава, что имело место при формировании руд месторождения. Важным критерием для выявления регенерированных руд служит слишком большой возраст (“удревнение”) свинца в сульфидах. Вывод о древнем возрасте оруденения, синхронном времени формирования рудовмещающих толщ может быть связан только с рудами первых двух ассоциаций (Стратиформные..., 1979), а свинцы руд жильного типа, несомненно, являются более молодыми.

О принадлежности руд Сарданского рудного узла к миссисипскому рудноформационному типу нет однозначного мнения, что связано с геохимическими и минералогическими особенностями руд месторождения. По материалам обобщающих публикаций (Донец и др., 2017) руды месторождения принадлежат в целом к MVT, но по отдельным характеристиками (содержание германия в рудах) выделяются в отдельный минералогический подтип – сардинский. Вместе с тем миссисипский тип руд по характерным особенностям оруденения представлен также миргалымским, учулачским и шалкиинским подтипами. Согласно другим представлениям (Скрипченко, 1970), стратиформные свинцово-цинковые месторождения в карбонатных толщах относятся к телетермальному классу гидротермальных месторождений. Они пространственно тесно связаны с доломито-известняковыми, глинисто-доломито-известняковыми, реже туфогенно-доломито-известняковыми толщами широкого возрастного диапазона формирования в платформенных интракратонных бассейнах и субплатформенных обстановках перикратонных прогибов на шельфе и склоне континентов.

Минералогическо-геохимические особенности пород и руд месторождений Сарданского узла, морфология рудных тел, элементы зональности в них, а также изотопные соотношения указывают на принадлежность руд к миссисипскому типу. Во-первых, по

содержанию породообразующих окислов вмещающих и околорудные породы месторождения Сардана типичны для месторождений MVT типа. Во вмещающих породах преобладает CaO (38.12–47.26), присутствуют заметные концентрации, MgO (1.6–19.44), SiO₂ (0.72–12.89), Fe₂O₃ (0.35–4.68), Al₂O₃ (0.21–2.38), P₂O₅ (0.09–1.7%), а также незначительное количество K₂O (0.08–0.96) и MnO (0.04–0.1%). Повышенное содержание SiO₂ (12.89), Al₂O₃ (2.38), P₂O₅ (1.7%) и пониженное MgO (1.6%) отмечаются в известняках с глауконитом.

Изотопный состав углерода карбонатных пород в районе месторождения Сардана в целом изменяется от –0.17 до +0.08‰ (Стратиформные..., 1979). Эти значения укладываются в диапазон вариаций, характерный для морских известняков и доломитов. По характеру распределения значений изотопного состава углерода доломиты более однородны, чем другие известняки, хотя величины ¹³C тех и других близки. Сравнение соотношений ¹⁸C и ¹³O в рудовмещающих эпигенетических полосчатых доломитах месторождения Сардана с таковыми вмещающих пород месторождений США, Канады и Китая показывает, что доломиты сардинской свиты более интенсивно метасоматически изменены (рис. 6). Также это свидетельствует о том, что при эпигенетической доломитизации углерод заимствовался преимущественно из вмещающих известковых и доломитовых пород и сопровождался некоторой гомогенизацией его изотопного состава.

ПЕРСПЕКТИВЫ ВЫЯВЛЕНИЯ НОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Согласно общей генетической модели, большинство месторождений миссисипского типа имеют временную и пространственную связь с орогенными структурами (Leach et al., 2010). Многие руды этого типа сформировались в периоды интенсивных тектонических событий. Месторождения расположены в перикратонных областях в орогенных складчатых зонах, часть из них образовалась до складчатости и сопутствующих деформаций. Другие формировались синхронно с деформациями, а третьи – в постдеформационный период и связаны с карстообразованием. Некоторые руды образовались явно в условиях растяжения (Ленард Шельф, Австралия). Руды MVT-типа обычно связаны с карбонатными породами, в участках фациальных переходов субплатформенных комплексов по латерали и в разрезе. Рудоконтролирующим фактором выступает особый характер проницаемости пород для металлоносных флюидов при фациальном переходе из одной породы в другую (в том числе рифовые постройки).

Особенности геотектонической позиции и локализации стратиформных месторождений Респу-

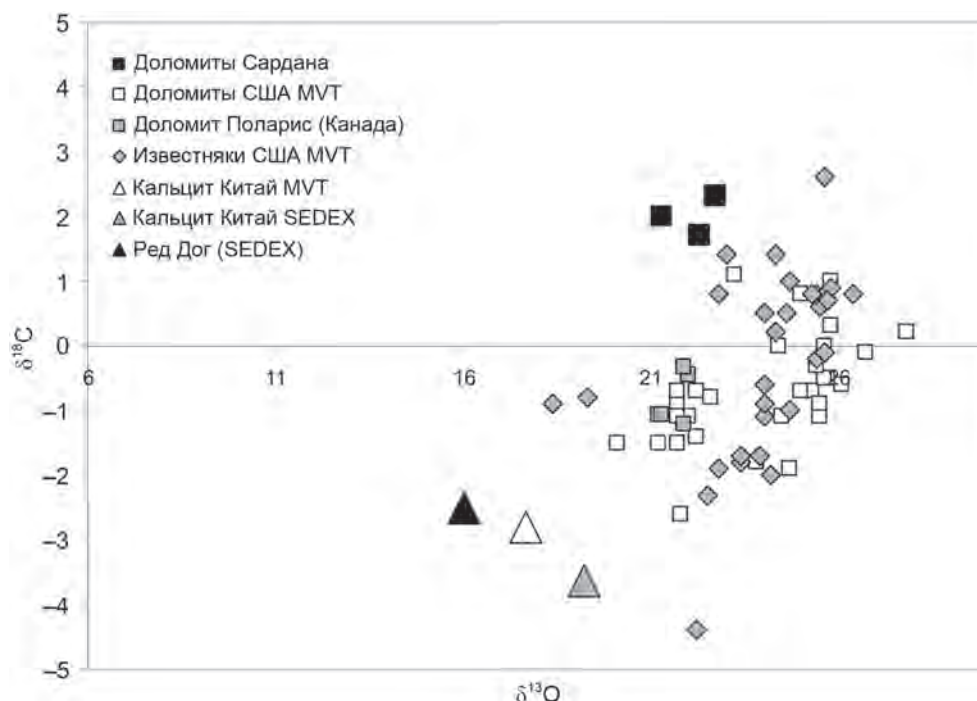


Рис. 6. Соотношение изотопов углерода и кислорода в породах месторождения Сардана (по материалам С.Г. Кряжева) и мировых месторождений MVT и SEDEX (по (Leach et al., 2010a, b; Paradis et al., 2007; и др.)).

Fig. 6. Carbon and oxygen isotope ratio in the rocks of Sardana deposit (by S.G. Kryazhev) and of famous world MVT and SEDEX ore deposits (by (Leach et al., 2010a, b; Paradis et al., 2007; and others)).

блики Саха (Якутия) соответствует основным критериям общей модели. В истории осадконакопления на территории Кыллахской металлогенической зоны выделяется среднепознерифейский и вендский этапы развития рифтогенных структур (Сухоруков, 2003). К ним относятся раннерифейские вулканогенно-терригенные и ранневендские молассоидные образования локального распространения. С ними ассоциируют интрузии базальт-долеритовой, габбро-долеритовой и ультраосновной-щелочной с карбонатами формаций. На территории Кыллахской зоны в этот период преобладали обстановки пассивной континентальной окраины внешнего шельфа и континентального склона. Осадочные комплексы представлены терригенными, терригенно-карбонатными и карбонатными осадками со свойственной им выдержанностью фаций по латерали и трансгрессивной последовательностью разреза. В вендском разрезе в составе рудовмещающей толщи выделяется протяженный горизонт битуминозных известняков, образовавшихся в застойных аноксических обстановках, характерных для внутренних морей (Давыдов и др., 1982).

На территории Республики Саха (Якутия) в разные годы были выделены площади стратиформного оруденения свинца, цинка и меди (Давыдов и др., 1988). На Сибирской платформе оконтурены

Куонамская, Силигирская, Нюйская, Березовская и Угуйская площади с проявлениями металлов в раннепротерозойских и раннесреднепалеозойских толщах. Во внешней зоне восточного складчатого обрамления платформы расположены Туорасисская, Ага-Куканская, Кыллахская и Сетте-Дабанская площади полиметаллического и медного оруденения в отложениях рифея, венда, кембрия и среднего палеозоя. В юго-восточной части Верхояно-Колымской складчатой системы оконтурены Умбинская, Каменская, Муастахская, Омилевская и Ороевская площади, содержащие медные и полиметаллические проявления в образованиях протерозойского фундамента и среднего палеозоя.

Потенциальная перспективность Кыллахской металлогенической зоны на выявление новых крупных месторождений миссисипского типа определяется, в первую очередь, размерами и позицией ареалов выходов на поверхность продуктивного пакета доломитовых пород в зоне их фациального замещения известняками и областью распространения битуминозных известняков, подстилающих рудовмещающие толщи. Общая площадь ареалов вендских доломитов с повсеместными проявлениями стратиформной минерализации с учетом погружения слоев под кембрийские терригенно-карбонатные отложения на глубину около 300 м составляет более 250 км² и включена в контуры потенциально-

перспективных площадей на выявление новых месторождений (см. рис. 5).

Кроме ресурсной базы месторождения Сардана, апробированной по результатам поисково-оценочных работ последних лет и составляющей по сумме запасов и прогнозных ресурсов около 4 млн т свинца и цинка, приблизительная оценка оконтуренных площадей в полосе выходов вендских доломитов составляет около 40 млн т суммы металлов без учета оценки Лугун-Пуханильского узла, территория которого требует дополнительных поисковых и поисково-оценочных работ. Здесь наряду с проявлениями миссисипского типа отмечается минерализация других типов – свинцово-цинковая в терригенных породах (SEDEX).

На севере Республики Саха (Якутия) выделен Туора-Сисский металлогенический пояс, в котором располагаются месторождения и проявления, залегающие в субплатформенных карбонатных формациях пассивной окраины. В карбонатных породах нижнего-среднего кембрия развито стратиформное свинцово-цинковое оруденение MVT. Продуктивными являются глинистые доломиты тусерской свиты и битуминозные фосфоритонесущие известняки сэктенской свиты нижнего кембрия. Возраст стратиформной свинцово-цинковой минерализации хребта Туора-Сис, по данным К.Б. Куликова (1978 г., не опубликовано), считается раннепалеозойским. Раннекембрийский пояс, сложенный рифейскими терригенными и карбонатными толщами, вендскими доломитами, содержащими стратиформную свинцово-цинковую минерализацию (Менгенилер, Агакукан), и песчаниками, а также нижнекембрийскими терригенными и карбонатными комплексами, формировался как пассивная окраина после неопротерозойского этапа рифтообразования.

Южнее в 100 км выделена Западно-Верхоянская (Орулганская) металлогеническая зона, которая включает в себя большое число полиметаллических рудопоявлений, расположенных в осевой части Западно-Верхоянского мегантиклинория, на расстоянии в сотни километров по простиранию структуры. Эта зона детально охарактеризована Ю.П. Ивенсенем, В.А. Амузинским, Г.Г. Невойсой (1975 г., не опубликовано). Рудопоявление Ага-Кукан представлено послойной вкраплено-прожилковой минерализацией пирита, сфалерита, галенита в раннекаменноугольных известняках агакуканской свиты турнейского возраста. Содержания в штуфах составляют Cu – 1–3%, Au – 0.15 г/т и Ag – 400 г/т (Мельников, Израилев, 1975). Рудопоявления Куоланда и Арычин – жильные тела галенит-сфалеритового состава среди каменноугольных терригенно-карбонатных пород. Оруденение локализовано вблизи крупных диапиров девонских гипсов, протрудирующих позднепалеозойские отложения. Площадь таких диапиров на поверхности достигает 12 км².

С проявлениями стратиформного MVT-оруденения в слабо опроискованных карбонатных разрезах Омолона соседствуют известные свинцово-цинковые колчеданные объекты в вулканогенно-терригенных породах (VMS), приуроченные к окраине локального нефтегазоносного бассейна в районе Омудевского поднятия (Шишкин, Ганов, 2010). Это также составляет дополнительный потенциал для наращивания минерально-сырьевой базы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Особенности руд месторождения Сардана указывают на то, что оно является продуктом ранних метаморфогенных (катагенетических) процессов в рудообразующей системе. Рудообразование протекало на верхнекоровом уровне, что подтверждается в свинцово-цинковых рудах преобладанием LREE, источником которых служили вмещающие карбонатно-терригенные толщи.

Приведенная информация имеет значение для региональных прогнозно-металлогенических построений, поисков и оценки месторождений миссисипского типа не только на Северо-Востоке, но и в других металлогенических провинциях России и мира. Проведение ревизионно-поисковых и поисково-оценочных работ с применением современных геохимических и геофизических методов и с учетом критериев и признаков, выработанных за многие годы, позволиткратно увеличить минерально-сырьевую базу свинца и цинка Республики Саха (Якутия), Хабаровского края и Магаданской области.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анисимова Г.С., Лыткин С.Ф. (2013) Коренная золотоносность и сереброносность Ыныкчанского рудно-россыпного поля Аллаха-Юньской металлогенической зоны. *Отчет. геология*, **5**, 10-19.
- Бортников Н.С., Волков А.В., Галямов А.Л., Викентьев И.В., Аристов В.В., Лаломов А.В., Мурашов К.Ю. (2016) Минеральные ресурсы высокотехнологичных металлов России: состояние и перспективы развития. *Геология руд. месторождений*, **58**(2), 97-119.
- Галямов А.Л. (1986) Влияние складчатости на размещение свинцово-цинковых руд в карбонатных породах Юдомо-Майского поднятия (Юго-Восточная Якутия). *Структурный контроль гидротермального оруденения в слоистых толщах*. М.: Наука, 41-50.
- Галямов А.Л., Волков А.В., Мурашов К.Ю., Сидоров А.А. (2018) Новые данные по геохимии руд миссисипского типа месторождения Сардана (Северо-восток России). *Докл. АН*, **481**(5), 517-520.
- Давыдов Ю.В. (1980) Карбонаты стратиформных свинцово-цинковых месторождений Юдомо-Майского складчато-глыбового поднятия. *Эндегенные карбонаты Якутии*. Новосибирск: Наука, 186-201.

- Давыдов Ю.В. (1981) Пирокластические и кремнистые породы юдомской серии Юдомо-Майского складчато-глыбового поднятия. *Геология и геофизика*, (5), 61-68.
- Давыдов Ю.В. (2002) Сардана. Структурные условия формирования богатых Ag, Au, Sn, Sb и Pb-Zn руд месторождений Якутии. Якутск: ЯФ СО РАН, 143-159.
- Давыдов Ю.В., Лескова Н.В. (1981) Связь постседиментационных образований в карбонатных породах со свинцово-цинковым оруденением. *Изв. АН СССР, сер. геол.*, (12), 106-118.
- Давыдов Ю.В., Галямов А.Л., Мельцер М.Р. Чиряев А.Г. (1982) Рудоконтролирующие факторы и прогноз локализации рудных тел на стратиформных свинцово-цинковых месторождениях Юго-Восточной Якутии. *Геология и геофизика*, (1), 101-107.
- Давыдов Ю.В., Чиряев А.Г., Костин А.В., Соболев А.Е. (1988) Стратиформное оруденение Якутии (свинец, цинк, медь). *Стратиформное оруденение Якутии*. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 5-24.
- Донец А.И. (2003) Стратиформные свинцово-цинковые месторождения в карбонатных толщах: типизация и основы прогноза. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. М.: 51 с.
- Донец А.И., Ручкин Г.В., Конкин В.Д. (2017) Геолого-промышленные типы и региональные геологические особенности стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах. *Отчет. геология*, (6), 31-39.
- Зайцев А.И., Костин А.В. (1999) Источники свинца серебряных и серебросодержащих месторождений основных геолого-промышленных типов Северо-Востока России. *Серебряное оруденение Якутии*. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 13-27.
- Иогансон А.К., Кропачев А.Л. (1976) Свинцово-цинковое стратиформное оруденение в вендских отложениях северной части Майско-Кылахской зоны (Южное Верхоянье). *Геология и геофизика*, (9), 126-134.
- Мельников Б.Д., Израилев Л.М. (1975) О стратиформном свинцово-цинковом оруденении Верхоянского мегантиклинория. *Геология рудн. месторождений*, (1), 101-104.
- Минеев Д.А. (1974) Лантаноиды в рудах редкоземельных и комплексных месторождений. М.: Наука, 237 с.
- Ольков В.В., Рассказов Ю.П. (1977) Стратиформное свинцово-цинковое оруденение в междуречье Юдо-мы и Май. *Стратиформные месторождения цветных металлов и золота Сибири и Дальнего Востока*. Чита: Заб ФГО СССР, 93-94.
- Павлов Д.И., Галямов А.Л. (1988) Геологические соотношения стратиформного свинцово-цинкового оруденения и нефтепродуцирующих толщ (на примере Южного Верхоянья). *Литология и полезн. ископаемые*, (3), 89-100.
- Ручкин Г.В., Боговин В.Д., Донец А.И., Исакович И.З., Конкин В.Д., Крутий В.М. (1977) Свинцово-цинковая минерализация в вендских карбонатных толщах Юго-Восточной Якутии (Сарданский рудный район). *Геология рудн. месторождений*, (4), 3-20.
- Стратиформные свинцово-цинковые месторождения в отложениях венда Юго-Восточной Якутии. (1979) Новосибирск: Наука, 232 с.
- Скрипченко Н.С. (1970) Классификация стратиформных свинцово-цинковых месторождений на литолого-фациальной основе. *Геология рудн. месторождений*, 6, 3-15.
- Соловьев Е.Б. (1981) Литолого-геохимические особенности локализации свинцово-цинкового оруденения и германиеносность Сарданского рудного узла (Восточная Якутия). Автореф. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ЦНИГРИ, 22 с.
- Сухоруков В.И. (2003) Геология верхнерифейских и вендских образований Сетте-Дабана (Якутия). Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Якутск, 230 с.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. (1988) Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 384 с.
- Шишкин В.А., Ганов А.П. (2010) Перспективы нефтегазоносности южной части Тасканской структурной зоны Омuleвского поднятия. *Вестник Сев.-Вост. науч. центра ДВО РАН*, (2), 8-13.
- Bouman J., Ebbing J., Meekes S. et al. (2015) GOCE gravity gradient data for lithospheric modeling. *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinform.*, 35, 16-30.
- Leach D.L., Bradley D.C., Huston D., Pisarevsky S.A., Taylor R.D., Gardoll S.J. (2010a) Sediment-Hosted Lead-Zinc Deposits in Earth History. *Econ. Geol.*, 105, 593-625.
- Leach D., Taylor R.D., Fey D.L. et al. (2010b) Deposit Model for Mississippi Valley-Type Lead-Zinc Ores. *Sci. Invest. Rep.*, 5070-A, U.S. Geological Survey, Reston, Virginia, 52 p.
- Paradis S., Hannigan P., Dewing K. (2007) Mississippi Valley-Type lead-zinc deposits. *Mineral deposits of Canada: A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods*. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication, (5), 185-203.
- Tikkanen G.D. (1986) World resources and supply of lead and zinc. (Ed. W.R. Bush). *Economics of Internationally Traded Minerals: Society of Mining Engineers*, 242-250.
- Verplanck P.L., Hitzman M.W. (2016) Introduction: Rare Earth and Critical Elements in Ore Deposits. *Rev. Econ. Geol.*, 18, 1-4.

REFERENCES

- Anisimova G.S., Lytkin S.F. (2013) Lode gold- and silver-dearing in the Ynykchan ore-placer field of Allah-Yun metallogenic zone. *Otech. Geol.*, (5), 10-19. (In Russian)
- Bortnikov N.S., Volkov A.V., Galyamov A.L., Vikent'ev I.V., Aristov V.V., Lalomov A.V., Murashov K.Yu. (2016) Mineral resources of high-tech metals in Russia: state and development prospects. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, 58(2), 97-119. (In Russian)
- Bouman J., Ebbing J., Meekes S., Chiryaev A.G. (2015) GOCE gravity gradient data for lithospheric modeling. *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinform.*, 35, 16-30.
- Davydov Yu.V. (1980) Carbonates of stratiform lead-zinc deposits in the Udomo-Maysky folded-block uplift. *Endogennyye karbonaty Yakutii* [Endogenous carbonates of Yakutia]. Novosibirsk, Nauka Publ., 186-201. (In Russian)
- Davydov Yu.V. (1981) Pyroclastic and siliceous rocks of the Yudoma series of the Yudomo-May folding-block uplift.

- Geol. Geofiz.*, (5), 61-68. (In Russian)
- Davydov Yu.V., Chiryayev A.G., Kostin A.V., Sobolev A.E. (1988) Stratiform mineralization of Yakutia (lead, zinc, copper). *Stratiformnoe orudenenie Yakutii* [Stratiform ores of Yakutia]. Yakutsk, Yacutian branch of Akad. Nauk SSSR, 5-24. (In Russian)
- Davydov Yu.V., Leskova N.V. (1981) Connection of post-sedimentary formations in carbonate rocks with lead-zinc mineralization. *Izv. AN USSR, ser. geol.*, (12), 106-118. (In Russian)
- Davydov Yu.V., Galyamov A.L., Mel'tser M.R., Chiryayev A.G. (1982) Ore-controlling factors and ore body localization forecast in stratiform lead-zinc deposits in South-Eastern Yakutia. *Geol. Geofiz.*, (1), 101-107. (In Russian)
- Donets A.I. (2003) *Stratiformnye svintsovo-tsinkovye mestorozhdeniya v karbonatnykh tolshchakh: tipizatsiya i osnovy prognoza*. Diss. ... dokt. geol.-min. nauk [Stratiform lead-zinc deposits in carbonate strata: classification and forecast principles. Dr. geol. and min. sci. diss.]. Moscow, 51 p. (In Russian)
- Donets A.I., Ruchkin G.V., Konkin V.D. (2017) Geological and industrial types and regional geological features of stratiform lead-zinc deposits in carbonate strata. *Otech. Geol.*, (6), 31-39. (In Russian)
- Galyamov A.L. (1986) The effect of folding on the placement of lead-zinc ores in carbonate rocks of the Yudoma-May uplift (Southeast Yakutia). *Strukturnyi kontrol' gidrotermal'nogo orudeneniya v sloistykh tolshchakh* [Structural control of hydrothermal mineralization in the layered strata]. Moscow, Nauka Publ., 41-50. (In Russian)
- Galyamov A.L., Volkov A.V., Murashov K.Yu., Sidorov A.A. (2018) New data on the geochemistry of Mississippi-type ores of the Sardana deposit (North-East Russia). *Dokl. Akad. Nauk*, **481**(5), 517-520. (In Russian)
- Ioganson A.K., Kropachev A.L. (1976) Lead-zinc stratiform mineralization in Vendian sediments of the northern part of the May-Kyllakh zone (South Verkhoyansk). *Geol. Geofiz.*, (9), 126-134. (In Russian)
- Leach D.L., Bradley D.C., Huston D., Pisarevsky S.A., Taylor R.D., Gardoll S.J. (2010a) Sediment-Hosted Lead-Zinc Deposits in Earth History. *Econ. Geol.*, **105**, 593-625.
- Leach D., Taylor R.D., Fey D.L. et al. (2010b) Deposit Model for Mississippi Valley-Type Lead-Zinc Ores. *Sci. Invest. Rep.*, **5070-A**, U.S. Geological Survey, Reston, Virginia, 52 p.
- Mel'nikov B.D., Izrailev L.M. (1975) On the stratiform lead-zinc mineralization of the Verkhoyansk meganticlinorium. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, (1), 101-104. (In Russian)
- Mineev D.A. (1974) *Lantanoidy v rudakh redkozemel'nykh i kompleksnykh mestorozhdenii* [Lanthanides in ores of rare-earth deposits]. Moscow, Nauka Publ., 237 p. (In Russian)
- Ol'kov V.V., Rasskazov Yu.P. (1977) Stratiform lead-zinc mineralization in the interfluvium of Yudoma and Malaya Sibiri i Dal'nego Vostoka [Stratiform deposits of non-ferrous metals and gold from Siberia and the Far East]. Chita, Zab FGO SSSR Publ., 93-94. (In Russian)
- Paradis S., Hannigan P., Dewing K. (2007) Mississippi Valley-Type lead-zinc deposits. *Mineral deposits of Canada: A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods*. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication **5**, 185-203.
- Pavlov D.I., Galyamov A.L. (1988) Geological ratios of stratiform lead-zinc mineralization and oil-producing strata (on the example of the Southern Verkhoyansk). *Litol. Polezn. Iskop.*, (3), 89-100. (In Russian)
- Stratiformnye svintsovo-tsinkovye mestorozhdeniya v otlozheniyakh venda Yugo-Vostochnoi Yakutii* [Stratiform lead-zinc deposits in Vendian sediments of South-Eastern Yakutia]. (1979) Novosibirsk, Nauka Publ., 232 p. (In Russian)
- Ruchkin G.V., Bogovin V.D., Donets A.I., Isakov I.Z., Konkin V.D., Krutii V.M. (1977) Lead-zinc mineralization in the Vendian carbonate strata of Southeastern Yakutia (Sardana ore region). *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, (4), 3-20. (In Russian)
- Shishkin V.A., Ganov A.P. (2010) Petroleum potential of the southern part of the Tuskan structural zone of the Omulevsky uplift. *Vestnik Sev.-Vost. nauchn. tsentra DVO RAN*, (2), 8-13. (In Russian)
- Skipchenko N.S. (1970) Classification of stratiform lead-zinc deposits on a lithofacial basis. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, (6), 3-15. (In Russian)
- Solov'ev Ye.B. (1981) *Litologo-geokhimicheskie osobennosti lokalizatsii svintsovo-tsinkovogo orudeneniya i germanienosnost' Sardanskogo rudnogo uzla (Vostochnaya Yakutiya)*. Avtoref. ... kand. geol.-min. nauk [Lithologic-geochemical features of the localization of lead-zinc mineralization and germanium content of the Sardana ore cluster (East Yakutia), Cand. Diss.]. Moscow, TSNIGRI, 22 p. (In Russian)
- Sukhorukov V.I. (2003) *Geologiya verkhnerifeiskikh i vend-skikh obrazovaniy Sette-Dabana (Yakutiya)*. Diss. ... kand. geol.-min. nauk [Geology of Upper Riphean and Vendian Formations of Sette-Daban (Yakutia). Cand. Diss.]. Yakutsk, 230 p. (In Russian)
- Taylor S.R., Mak-Lennan S.M. (1988) *Kontinental'naya kor: ee sostav i evolyutsiya* [Continental crust: its composition and evolution]. Moscow, Mir Publ., 384 p. (In Russian)
- Tikkanen G.D. (1986) World resources and supply of lead and zinc. (Ed. W.R. Bush). *Economics of Internationally Traded Minerals: Society of Mining Engineers*, 242-250.
- Verplanck P.L., Hitzman M.W. (2016) Introduction: Rare Earth and Critical Elements in Ore Deposits. *Rev. Econ. Geol.*, **18**, 1-4.
- Zaitsev A.I., Kostin A.V. (1999) Sources of lead for silver and silver-containing deposits of the main geological and industrial types of the North-East of Russia. *Serebryanoe orudenenie Yakutii* [Silver mineralization of Yakutia]. Yakutsk, YAC SB RAS, 13-27. (In Russian)

УДК 552.143/556.552.2(282.256.342.347)

DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-2-271-279

Скорость осадконакопления и физические свойства донных осадков в Ангарских водохранилищах в условиях цикличности уровня режима

Г. А. Карнаухова

Институт земной коры СО РАН, 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128, e-mail: karnauh@crust.irk.ru

Поступила в редакцию 07.11.2018 г., принята к печати 14.01.2019 г.

Объект исследований. В статье представлены результаты исследования скорости осадконакопления и физических свойств донных осадков в Ангарских водохранилищах при управляемом уровне режима. **Материалы и методы.** В основу работы положены материалы экспедиционных работ, проведенных автором на Ангарских водохранилищах в 1972–2017 гг., и анализ материалов, опубликованных в открытой печати. Определение физических свойств и гранулометрического состава донных осадков выполнено классическими в инженерной геологии методами. **Результаты.** Установлено, что управляемый уровень режима определяет временные циклы осадконакопления в водохранилищах, источники поступления осадкообразующего материала, скорость осадконакопления и неоднозначность физических свойств донных осадков. **Заключение.** Во время трансгрессий в водохранилищах наиболее интенсивно накапливаются пески, крупные алевроиты и мелкоалевритовые илы, при регрессиях – крупные алевроиты и алевроитово-глинистые илы. При трансгрессии все типы осадков имеют наиболее высокие показатели плотности осадка и скелета осадка, емкости поглощения, а крупные алевроиты и мелкоалевритовые илы – высокую природную влажность. Кроме того, крупные алевроиты характеризуются высокой пористостью, а мелкоалевритовые и алевроитово-глинистые илы – повышенным содержанием органического вещества. Во время регрессий увеличивается пористость у песков, мелкоалевритовых и алевроитово-глинистых илов, возрастает содержание органического вещества в песках и крупных алевроитах, все типы осадков становятся более насыщенными карбонатами.

Ключевые слова: Ангарские водохранилища, скорость осадконакопления, физические свойства осадков, управляемый уровень режима

Благодарность

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 11-05-00194, 14-05-00079, 18-05-00101).

Sedimentation rate and physical properties of bottom sediments in the Angara reservoirs under the cyclical conditions of the level regime

Galina A. Karnaukhova

Institute of the Earth crust SB RAS, 128 Lermontov st., Irkutsk 664033, Russia, e-mail: karnauh@crust.irk.ru

Received 07.11.2018, accepted 14.01.2019

Research subject. The article presents the results of a study of sedimentation rate and physical properties of bottom sediments in the Angara reservoirs under controlled level regimes. **Materials and methods.** The work was based on the materials of fieldwork carried out by the author on the Angara reservoirs in 1972–2017 and open-access literature sources. The physical properties and particle size distribution of bottom sediments were determined by the standard methods of engineering geology. **Results.** It was found that the controlled level regime determines the time cycles of sedimentation in reservoirs, sources of sediment-forming material, sedimentation rate and ambiguity of the physical properties of bottom sediments. **Conclusions.** During transgressions, sands, coarse aleurites and fine-aleurite silts accumulate in reservoirs most intensively; however, during regressions, coarse aleurites and aleurite-clayey silts are accumulated. During transgressions, all types of sediments are characterised by the highest sediment density, sediment skeleton density and absorption capacity, while coarse aleurites and fine-aleurite silts exhibit high natural humidity levels. In addition, coarse aleurites are characterised by a high porosity, while fine-aleurite and aleurite-clayey silts are characterised by a

Для цитирования: Карнаухова Г.А. (2020) Скорость осадконакопления и физические свойства донных осадков в Ангарских водохранилищах в условиях цикличности уровня режима. *Литосфера*, 20(2), 271–279. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-2-271-279

For citation: Karnaukhova G.A. (2020) Sedimentation rate and physical properties of bottom sediments in the Angara reservoirs under the cyclical conditions of the level regime. *Litosfera*, 20(2), 271–279. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-2-271-279

© Г.А. Карнаухова, 2020

high content of organic matter. During regressions, the porosity of sands, fine-aleurite and aleurite-clayey silts increases, the content of organic matter in sands and coarse aleurites increases, and all types of sediments become more saturated with carbonates.

Keywords: *Angara reservoirs, sedimentation rate, physical properties of sediments, controlled level regime*

Acknowledgments

The studies were financially supported by the Russian Foundation for Basic Research (projects No. 11-05-00194, 14-05-00079, 18-05-00101).

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время скорость современного осадконакопления определяется как отношение видимой мощности осадка ко времени его накопления (Холодов, 1997). Возможности достоверных численных определений скоростей осадконакопления во многих случаях ограничены, поэтому и оценки их носят лишь приблизительный или качественный характер (Байков, Седлецкий, 2005). Наиболее перспективным для получения информации о темпах осадконакопления и временных изменениях их состава и физических свойств представляется использование в качестве моделей современных искусственных водоемов – водохранилищ, в которых все процессы происходят в режиме реального времени и во много раз быстрее, чем в природных водоемах, что позволяет проводить непосредственные наблюдения.

Одной из наиболее рациональных моделей исследований являются Ангарские водохранилища, представляющие собой природно-техногенный объект с современным быстрым и сверхбыстрым осадконакоплением, в котором наблюдения за скоростью осадконакопления и динамике физических свойств донных осадков дают информацию о природных особенностях водосбора, характере регулирования и направленности антропогенного воздействия.

Зарегулировав сток Ангары, вытекающей из оз. Байкал, Ангарские водохранилища стали одной из крупнейших в мире систем искусственных водоемов, представленной Иркутским, Братским, Усть-Илимским и Богучанским водохранилищами. В эксплуатации Иркутское водохранилище находится с 1957 г., Братское – с 1967 г., Усть-Илимское – с 1977 г. Богучанское водохранилище, наполнение которого произошло только в 2015 г., нами не рассматривается. Эксплуатация водохранилищ происходит в условиях управляемого уровня режима в соответствии с “Основными правилами использования водных ресурсов водохранилищ Ангарского каскада ГЭС” (1988). Общая площадь, попавшая в зону затопления Иркутским, Братским и Усть-Илимским водохранилищами, составила 7500 км², протяженность с юга на север – около 1.4 тыс. км, в водохранилищах заключено 235 км³ воды. Водо-

хранилища располагаются на контакте двух геологических структур – Сибирской платформы и Байкальской рифтовой зоны, литогенная основа которых весьма сложная, ее составляющими являются осадочные образования палеозоя, мезозоя и кайнозоя Сибирской платформы, а также нижнепротерозойские и архейские интрузивные образования Байкальской рифтовой зоны.

В задачу данной работы входило изучение скорости осадконакопления и динамики физических свойств донных осадков Ангарских водохранилищ на основе фиксации их временных циклов в условиях управляемого уровня режима.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Уровенный режим

За период эксплуатации водохранилищ в положении их уровней нами выделено 4 цикла. Каждый цикл начинается с трансгрессии и заканчивается с окончанием регрессии (Karnaukhova, 2016). Трансгрессия каждого цикла характеризуется стоянием высоких уровней воды в водохранилищах – на отметках НПУ (нормальный подпорный уровень) или близких к нему. Сработка уровня ниже на 1–7 м от НПУ характеризует регрессию (рис. 1).

Первый цикл продолжительностью 16 лет пришелся на 1967–1982 гг. Длительность трансгрессии составила 8 лет и совпала с многоводным периодом в бассейне оз. Байкал и р. Ангары. Уровень водохранилищ достигал отметок, близких к НПУ. Затем в бассейне водохранилищ наступил маловодный период, способствовавший недостаточному их наполнению и проявлению регрессии. В результате Иркутское и Братское водохранилища эксплуатировались при низких и очень низких уровнях воды.

Второй цикл пришелся на период с 1983 г. по 1992 г., который был весьма благоприятным для высокой водности оз. Байкал и в первые годы цикла относительно позитивным для Ангарских водохранилищ. Несмотря на повышенную водность оз. Байкал, продолжалась сработка запасов воды водохранилищ из-за необходимости увеличения выработки электроэнергии, передаваемой в Красноярский край, особенно высокой она была для Братского водохранилища.

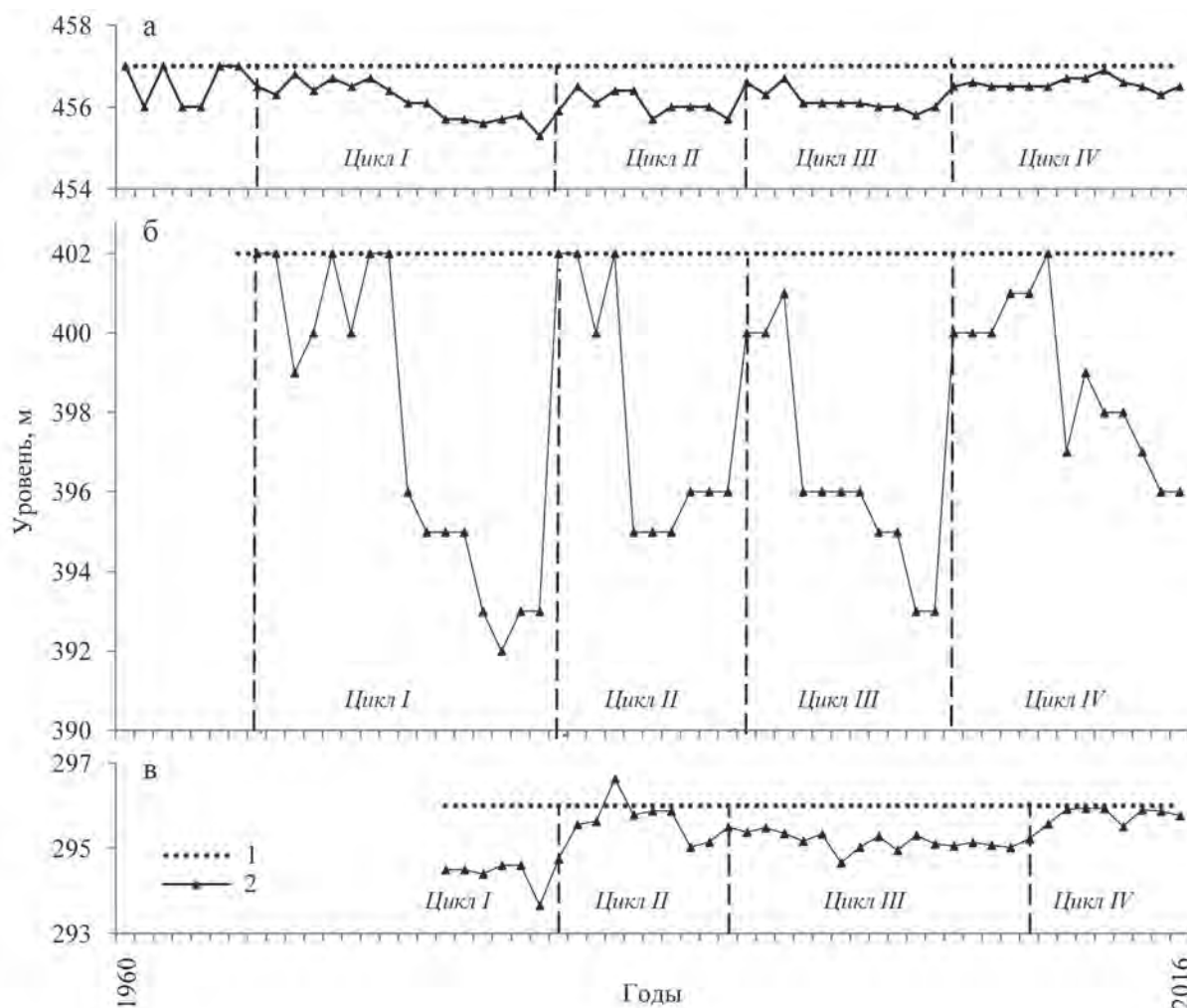


Рис. 1. Ход уровней воды в Ангарских водохранилищах за период эксплуатации.

Водохранилища: а – Иркутское, б – Братское, в – Усть-Илимское.
1 – НПУ (нормальный подпорный уровень), 2 – ход уровня.

Fig. 1. The course of water levels in the Angarsk reservoirs over the period of operation.

Reservoirs: а – Irkutsk, б – Bratsk, в – Ust'-Ilimsk.
1 – NRL (normal retaining level), 2 – level move.

Третий цикл длился в течение 1993–2003 гг. на Иркутском и Братском водохранилищах и с 1992 по 2008 гг. – на Усть-Илимском. Период трансгрессии с относительно высокими отметками уровней воды в этом цикле составил 3 года (1993–1995 гг.). Однако низкий показатель приточности рек, впадающих в водохранилища, из-за маловодья в их бассейнах способствовал стоянию уровня на отметках ниже НПУ.

Четвертый цикл начался с 2004 г. и стал однофазным, относительно благоприятным по водности, для Иркутского и Усть-Илимского водохранилищ за счет сработки оз. Байкал. Для Братского же водохранилища характерной явилась регрессия длительностью 7 лет при сработке уровня на

3 м ниже НПУ. Одной из причин явилась необходимость заполнения и выхода на отметку НПУ Богучанского водохранилища – четвертого в Ангарском каскаде.

Источники питания водохранилищ осадочным материалом

Обеспечивая регулирование водного стока путем накопления воды, водохранилища одновременно определяют величину поступающего осадкообразующего материала и его распределение по дну водоемов.

При трансгрессиях основным источником осадкообразующего материала в Ангарских водохрани-

лищах являются абразионные берега. Протяженность береговой линии Ангарских водохранилищ составляет около 8 тыс. км, из них около 30% приходится на абразионные берега. Ежегодно в результате размыва берегов в водохранилища поступает более 224 млн т абразионного материала, или 98% от суммарного поступления. В питании осадкообразующим материалом доля абразионного материала составляет в Иркутском водохранилище 77.9, в Братском – 98.8, в Усть-Илимском – 87.1%. Формирование берегов водохранилищ происходит в породах докембрия, палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Наиболее размываемы сильно выветрелые и слабо противостоящие морозному воздействию различные палеозой-мезозойские глинистые и песчанниковые породы, а также четвертичные отложения, особенно делювиальные лессовидные суглинки, обладающие высокой степенью просадочности. Так, абразия четвертичных отложений ежегодно дает более 204.3 млн т, размыв пород ордовика – более 13.1 млн т, пород кембрия – более 4 млн т, песчаников и аргиллитов силура и карбона – около 2.4 млн т. Минимально поступление материала при абразии песчаников юры – около 0.23 млн т (Карнаухова, Сковитина, 2013; Карнаухова, 2014).

Непосредственно на осадконакопление приходится ежегодно 179.3 млн т, в том числе в прибрежной части акватории водохранилищ 132.8 млн т (65%), где абразионный материал создает аккумулятивные призмы, в которых величина ежегодно отлагающегося слоя песков составляет 18–89, крупных алевритов – 28–500 (мм/год). Осадконакопление в глубоководной части составляет 46.5 млн т ежегодно.

С началом *регрессии* при стоянии низких уровней абразия берегов водохранилищ прекращается. Происходит размыв и углубление прибрежных отмелей, сформированных при стоянии высоких уровней воды. Размывы отмелей происходят подобно развитию берегов по абразионному типу в периоды трансгрессий. Объемы размыва находятся в зависимости от состава материала, слагающего отмель, и степени гидродинамической активности. На прибрежных отмелях, сложенных при трансгрессии песками, происходит перемыв, растекание и нивелирование рельефа дна песчаным материалом. Наибольшие размывы приходятся на отмели, сложенные крупными алевритами, они составляют около 66% от всего объема размыва. Перемещение размываемого материала осуществляется в основном в виде разжиженных потоков. Новые отмели формируются уже на более низких батиметрических отметках, создавая благоприятные условия для активизации абразионных процессов береговых склонов при следующем стоянии высокого уровня воды в водохранилищах.

В результате смены питающего источника при регрессии происходит сокращение поступления

материала в водохранилища в среднем до 165.8 млн т/год, что составляет 74% от суммы поступления при трансгрессии. Из этой величины непосредственно на осадконакопление идет 132.8 млн т ежегодно, остальное – переходит в водную толщу.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Полученные данные основаны на наблюдениях автора, проводившихся в периоды стояния как высоких (трансгрессии), так и низких (регрессии) уровней воды в водохранилищах, связанных как заданным режимом эксплуатации, так и минимумами водности в регионе. В качестве исходных послужили материалы экспедиционных работ, проведенных автором на Иркутском, Братском и Усть-Илимском водохранилищах в 1972–2017 гг., а также материалы из открытых источников. Экспедиционные исследования были комплексными и представляли ежегодные наблюдения в период открытой воды за формированием берегов и комплексом донных отложений водохранилищ на наиболее репрезентативных участках. На каждом таком участке вдоль берега были проложены по несколько теодолитных ходов, закрепленных деревянными или металлическими пикетами. С пикетов проводились мензульная и теодолитная съемки, по материалам которых составлялись топографические планы с нанесением линий бровки и подножия берегового уступа, уреза и прилегающей части отмели, что позволяло определить величину отступления бровки и объемы размываемого материала. От пикетов теодолитного хода по нормали к берегу проложены профили, по которым ежегодно проводилось техническое нивелирование пляжа и осушенной отмели. Продолжением нивелирных профилей являлись промерные профили протяженностью 100–150 м, по которым с помощью гидрологической лебедки с лодки измерялись глубины через каждый метр. Промерно-нивелировочные работы по профилям, с отбором образцов наносов с отмели в подводной и надводной ее частях, позволяли исследовать динамику наносов на отмелях водохранилищ (Овчинников, Карнаухова, 1985; Карнаухова, 1998). За пределами же прибрежных отмелей проводился отбор образцов донных отложений с борта НИСа грунтоотборной трубкой, для работы на малых глубинах были задействованы грунтоотборники различных модификаций и дночерпатель. Точки по профилю располагались через 250–500, реже – 1000 м, местоположение профилей и точек опробования определялось по прокладке курса экспедиционного судна. Такой метод позволил включить в систему опробования большинство форм подводного рельефа и обстановок осадконакопления. После отбора проводилось подробное послойное описание текстуры, структуры, цвета, консистенции осадков, а также измерение мощности слоя накопившихся осад-

ков. Одновременно с описанием отбирались образцы из колонки с помощью режущего кольца и помещались в бюксы для последующего определения физических свойств донных отложений. Оставшаяся часть образца упаковывалась в пищевой полиэтиленовый пакет для дальнейшей обработки в стационарных условиях.

На основе данных прямых измерений мощности осадочного слоя при многократных детальном грунтовых съемках, в пределах выбранных временных интервалов для различных типов осадков, нами были определены скорости осадконакопления в условиях непрерывной седиментации и при существовании размыва части осадков. Расчеты выполнены по методике, предложенной в работе (Байков, Седлецкий, 2005).

Для анализа режима уровней Ангарских водохранилищ за период их эксплуатации (1967–2017 гг.) были использованы следующие открытые источники: материалы многолетних режимных наблюдений ФГБУ “Иркутское УГМС”. ЦГМС (Технический проект, 1951; Ежегодные данные..., 1980–1986; Многолетние данные..., 1987; Государственный доклад..., 2017); информация, представленная на сервисах: <http://m.allrivers.info>; <http://vk.com/allriversinfo>; http://sputnik.irk.ru/alt/baikal_level/html/201501.html; <http://gis.vodinfo.ru/informer/>

В ЦКП ИЗК СО РАН “Геодинамика и геохронология” выполнено определение гранулометрического состава донных осадков классическими в инженерной геологии ситовым, Сабанина, пипеточным и комбинированным методами. При анализе показателей физических свойств донных осадков были использованы только образцы с ненарушенной структурой. Определялись абсолютная влажность осадков в естественном залегании, пористость и коэффициент пористости, плотность осадка и плотность скелета осадка при естественном сложении, содержание органического вещества и карбонатов, емкость поглощения. Работы выполнялись по существующим методикам (Ломтадзе, 1972, 1990; Гроссгейм и др., 1984; Логвиненко, Сергеева, 1986).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ВЫВОДЫ

Управляемый уровеньный режим за период эксплуатации Ангарских водохранилищ привел к неравномерности поступления и скоростей накопления осадочного материала, неоднозначности физических свойств донных осадков в этих водоемах.

Скорость осадконакопления. Непостоянство положения уровня воды в Ангарских водохранилищах за период их эксплуатации способствует изменению питающих источников, объема и состава поставляемого ими материала, площадного распределения донных осадков и варьированию скоростей накопления осадков.

Во время трансгрессий в глубоководной части водохранилищ ежегодный прирост слоя осадков на порядок ниже темпов аккумуляции в их прибрежной зоне. Наиболее активно идет увеличение мощности песков, скорость накопления которых составляет 10 мм/год. Менее интенсивно осаждаются более дисперсные осадки. Так, для крупных алевритов и мелкоалевритовых илов скорость аккумуляции достигает 7 мм/год, алевритово-глинистых илов – 5 мм/год (табл. 1).

Наступление регрессии приводит к аккумуляции осадочного материала с иной скоростью. Песчаные фракции большей частью остаются в прибрежной части, за пределами отмелей скорость накопления песка составляет не более 2 мм/год. Темп накопления крупных алевритов достигает 9 мм/год, мелкоалевритовых илов – 7, алевритово-глинистых илов – 9 мм/год.

Следовательно, во время трансгрессий в водохранилищах наиболее интенсивно накапливаются пески и мелкоалевритовые илы. При стоянии низких уровней (регрессия) выше темп аккумуляции имеют крупные алевриты и алевритово-глинистые илы.

Гранулометрический состав и сортированность. Интенсивная переработка грубозернистого материала, поступающего в результате абразии пород береговой зоны в периоды трансгрессий, способствует формированию полей донных отложений, сложенных хорошо сортированным песчаным материалом, в котором среднее содержание песчаной фракции составляет более 80% (табл. 2). По содержанию песчаных частиц и медианному диаметру пески относятся к крупно- и среднезернистым разностям. Крупные алевриты имеют медианный диаметр от 0.052 мм и содержат значительное количество тонкопесчаных частиц (более 45%). В мелкоалевритовых илах содержание частиц менее 0.01 мм составляет около 30%, в алевритово-глинистых илах – более 50%.

При регрессии отсутствие поступления материала от размыва берегов благоприятствует активной переработке осадков, слагающих прибрежные отмели и попавших в зону волнового воздействия, т.е. уже прошедших определенную дифференциацию. В результате в осадочном комплексе начинают преобладать отмытые неплохо сортированные более тонкозернистые пески с $Md = 0.128$, в которых возрастает доля частиц диаметром менее 0.05 мм, при этом сортированность песков ухудшается. Снижается и медианный диаметр крупных алевритов до 0.047 мм, в которых происходит прирост количества частиц мельче 0.01 мм до 17.3%. И чем длительнее период стояния низких уровней, тем больше в осадках накапливается частиц менее 0.05 мм. Ведущей фракцией в мелкоалевритовых илах является 0.05–0.01 мм (более 40%), количество частиц мельче 0.01 мм – около 30%. Ме-

Таблица 1. Скорость осадконакопления и физические свойства донных отложений в Ангарских водохранилищах при трансгрессиях и регрессиях**Table 1.** The rate of sedimentation and physical properties of bottom deposits in the Angara reservoirs in the transgressions and regressions

Показатели	Типы осадка							
	Пески		Крупные алевриты		Мелкоалевритовые илы		Алевритово-глинистые илы	
	1	2	1	2	1	2	1	2
Скорость осадконакопления, мм/год	10	2	7	9	7	7	5	9
Md, мм	0.200	0.128	0.052	0.047	0.031	0.035	0.006	0.009
S _o	1.57	1.90	2.40	1.97	3.01	2.23	3.61	2.68
Природная влажность, %	26.36	53.54	60.12	59.74	117.13	85.98	115.29	156.50
Плотность осадка, г/см ³	2.09	1.70	1.55	1.40	1.85	1.46	1.17	1.05
Плотность скелета, г/см ³	1.67	1.12	1.08	1.03	1.27	0.82	0.64	0.52
Пористость, %	21.15	34.45	32.06	27.26	32.26	55.84	36.21	46.93
Коэффициент пористости	0.27	0.57	0.50	0.39	0.59	1.32	0.81	1.12
Содержание органического вещества, %	4.39	4.81	8.40	11.05	12.05	11.81	17.03	10.61
Содержание карбонатов, %	9.12	22.66	15.92	20.52	20.57	23.09	20.99	25.08
Емкость поглощения, мг-экв/100 г	10.88	7.26	13.49	10.50	20.47	19.56	24.20	21.49

Примечание. 1 – трансгрессия, 2 – регрессия, Md – медианный диаметр осадка, S_o – коэффициент сортированности осадка.

Note. 1 – transgression, 2 – regression, Md – median sediment diameter, S_o – sediment sorting coefficient.

Таблица 2. Гранулометрический состав донных отложений Ангарских водохранилищ**Table 2.** Granulometric composition of bottom sediments of Angara reservoirs

Типы осадка		Медианный диаметр частиц, мм					
		>0.25	0.25–0.05	0.05–0.01	0.01–0.002	0.002–0.001	<0.001
Содержание во фракции, %							
Пески	1	31.5	53.3	11.5	1.9	0.6	1.2
	2	21.2	51.2	21.1	4.2	1.4	0.9
Крупные алевриты	1	7.0	45.8	32.3	9.1	2.9	2.9
	2	4.6	44.0	34.1	11.4	2.5	3.4
Мелкоалевритовые илы	1	1.4	28.4	40.6	20.2	6.1	3.3
	2	2.3	28.2	44.5	15.9	4.2	4.9
Алевритово-глинистые илы	1	0.7	11.3	33.7	37.9	9.0	7.4
	2	0.9	10.7	37.7	34.9	7.6	8.2

Примечание. 1, 2 – см. табл. 1.

Note. 1, 2 – see Table 1.

дианный диаметр возрастает у мелкоалевритовых илов до 0.035 мм, у алевритово-глинистых илов – до 0.006 мм за счет увеличения внедрения в них частиц фракции 0.05–0.01 мм. И чем длительнее был период стояния низких уровней, тем больше в алевритово-глинистых илах накапливалось частиц менее 0.001 мм (см. табл. 2).

Природная влажность донных осадков водохранилищ в их естественном залегании изменяется в широких пределах, а именно от 5.2 до 403.75%. При трансгрессии менее увлажнены пески (26.36%) и крупные алевриты (60.12%). С увеличением дис-

персности осадков влажность их возрастает. Широкий разброс значений влажности был у мелкоалевритовых (от 36.0 до 232.4%) и алевритово-глинистых (от 84.9 до 226.2%) илов, что указывает на активное поглощение воды, разжижение и на их исходное текучее или скрыто текучее состояние. Средняя же величина влажности составляет у мелкоалевритовых – 117.15% – и алевритово-глинистых илов – 115.29%.

На период регрессий донные осадки реагируют по-разному: незначительным снижением природной влажности у крупных алевритов (на 0.38%),

высоким падением – у мелкоалевритовых илов (на 31.15%) и ростом – у песков (на 27.18%) и алевритово-глинистых илов (на 41.21%). Снижение влажности мелкоалевритовых илов вызвано наличием их способности к просадочности, когда при “отжати” влаги происходит выпадение труднорастворимых солей из поровых растворов. Увеличение влажности песков обусловлено ростом их пористости при снижении плотности осадка и его скелета и, возможно, ростом в них содержания органического вещества и карбонатов. При заполнении водой пор в алевритово-глинистых илах происходит их набухание и увеличение влажности.

Плотность осадка. Все типы донных отложений исследуемых водохранилищ имеют наибольшую плотность осадка во время трансгрессий. Среди них наибольшей плотностью обладают пески (2.09 г/см^3), их плотность зависит в определенной степени от прочности зерен кварца. Наименьшей плотностью осадка обладают алевритово-глинистые илы (1.17 г/см^3), т.е. донные отложения с высоким содержанием тонкодисперсных частиц. Кроме того осадки, находясь в воде, уплотняются также под действием своей массы.

Во время регрессий плотность осадков уменьшается. Наибольшее снижение приходится на пески и мелкоалевритовые илы, составляя 0.39 г/см^3 , возможно, из-за роста их карбонатности. На меньшую величину падение плотности происходит у крупных алевритов – на 0.15 г/см^3 – и алевритово-глинистых илов – на 0.12 г/см^3 .

Плотность скелета. Она у всех типов донных осадков выше во время трансгрессий. Величина плотности минеральной части донных осадков является наибольшей в песках, что, возможно, связано с их обогащением минералами с высокой плотностью. По мере увеличения дисперсности осадка и с ростом его пористости происходит снижение плотности скелета. Наибольшая плотность осадка и его скелета приходится на пески и мелкоалевритовые илы, т.е. на осадки с наиболее высокой скоростью накопления.

При стоянии низких уровней воды отмечается понижение плотности скелета донных осадков. В большей степени это происходит у песков (на 0.55 г/см^3) и мелкоалевритовых илов (на 0.45 г/см^3), которые при трансгрессии имеют наибольшую среди осадков плотность. Незначительно плотность скелета сокращается у крупных алевритов (на 0.05 г/см^3) и алевритово-глинистых илов (на 0.12 г/см^3).

Пористость осадка и коэффициент пористости. Периодическое поступление значительных объемов материала абразии берегов при стоянии высоких уровней способствует резкому снижению пористости почти всех осадков, связанному с их уплотнением при осадении новых порций минеральных частиц. Пористость сложения донных осадков водохранилищ тесно связана со сте-

пенью их дисперсности. Все типы донных осадков низкопористы: пористость у песков – 21.15, у крупных алевритов – 32.06, у мелкоалевритовых илов – 32.26 и у алевритово-глинистых илов – 36.21%. Пory их заполнены мелкими частицами, что способствует плотной упаковке как осадка в целом, так и его скелета.

Периоды регрессий сопровождаются ростом пористости у песков примерно на 13.3, у мелкоалевритовых илов – на 23.58, у алевритово-глинистых илов – на 10.72% в результате снижения плотности осадков и увеличения их влажности. Увеличение пористости обусловлено растворением первичного карбонатного цемента, который становится неустойчивым в условиях постоянного воздействия гидродинамического фактора, способствующего переходу осадочного материала из одной среды (литосферы) в другую (гидросферу), из одного состояния (твердого) в другое (полужидкое). И только у крупных алевритов пористость снижается примерно на 4.80% за счет заполнения пор органическим веществом.

Органическое вещество. По его содержанию донные осадки Ангарских водохранилищ превосходят осадки оз. Байкал. Основное количество органики в донных отложениях водохранилищ, в отличие от озерных отложений, имеет терригенное происхождение, ведущими источниками которого служат абразия береговой части водоема и речной сток. Сингенетическое органическое вещество (фито-, зоопланктон, зообентос) имеет подчиненное значение. При трансгрессии содержание органического вещества в песках (4.39) и крупных алевритах (8.40%) является наименьшим среди других типов осадков. Самые влажные мелкоалевритовые и алевритово-глинистые илы содержат наибольшее количество органического вещества, составляющее 12.05 и 17.03% соответственно. Существует прямая связь содержания органического вещества во всех типах отложений с их емкостью поглощения, коэффициентом пористости и влажностью.

Во время регрессии отмечается рост содержания органического вещества в песках и крупных алевритах относительно его количества во время трансгрессии. В крупных алевритах рост количества органического вещества в осадке примерно на 3.5% происходит при увеличении темпа накопления крупных алевритов всего на 1 мм/год, что приводит к снижению их пористости на 18%, уплотнению скелета примерно на 0.5% (Karnaukhova, 2016). В мелкоалевритовых и алевритово-глинистых илах содержание органического вещества уменьшается в результате заполнения пор водой либо ее выдавливания и замещения дисперсными минеральными и карбонатными соединениями.

Карбонаты. При трансгрессиях карбонатность донных осадков Ангарских водохранилищ в большей мере связана с составом исходного материала.

ла. Особенно значительно присутствие карбонатов в осадках на участках абразии берегов, сложенных известковистыми песчаниками, суглинками и ар-гиллитами, в составе которых карбонатный материал присутствует в количестве 24.0, 22.13 и 21.20% соответственно. По химическому составу карбонаты в донных осадках представлены CaCO_3 , MgCO_3 , FeCO_3 при доминировании CaCO_3 . Наибольшее количество карбонатов аккумулируется в более влажных мелкоалевритовых (20.57) и алевритово-глинистых (20.99%) илах. Меньше всего карбонатного материала остается в песках (9.12%).

При регрессиях количество карбонатного материала возрастает во всех типах донных осадков по сравнению с периодами трансгрессий. Особенно значимый рост отмечается в песках (до 22.66%) за счет возникновения благоприятных условий для садки CaCO_3 , в частности, более теплой и перенасыщенной карбонатами воды. В то же время размыв отмелей и разрушение обломков карбонатного состава приводят к их частичному выносу в наиболее глубоководные части водохранилища, где содержание карбонатов в воде снижается и происходит их накопление в виде цемента в алевритово-глинистых илах (25.08%).

Емкость поглощения. Обменный комплекс донных отложений водохранилищ представлен рядом $\text{Ca} > \text{Mg} > \text{K} > \text{Na}$. Основу поглощающего комплекса составляют Ca^{2+} и Mg^{2+} .

При трансгрессиях донные осадки обладают низкой и средней поглотительной способностью. Наблюдается рост емкости поглощения с увеличением количества тонкодисперсных фракций в осадках. Наименьшей поглотительной способностью обладают пески (10.88 мг-экв/100 г), наибольшей – алевритово-глинистые илы (24.20 мг-экв/100 г). Существует прямая связь емкости поглощения с содержанием органического вещества в донных осадках и их влажностью и пористостью.

Периоды регрессий характеризуются снижением поглотительной способности донных осадков. Причем особенно резкое снижение характерно для песков (на 33.3%), крупных алевритов (на 22.2%), меньшее – у мелкоалевритовых (на 4.4%) и алевритово-глинистых (на 11.2%) илов. Одной из возможных причин снижения емкости поглощения может быть уменьшение глубин (высотного положения уровня) и попадание донных осадков в зону активного волнового воздействия с их размывом, взмучиванием и переходом частиц во взвешенное состояние.

Выполненные нами исследования и полученные результаты свидетельствуют о неоднозначности реакции физических свойств различных типов донных осадков на колебания уровней воды в водохранилищах. Так, во время трансгрессий в водохранилищах наиболее интенсивно накапливаются пески, крупные алевриты и мелкоалевритовые илы.

При регрессиях более высокий темп аккумуляции имеют крупные алевриты и алевритово-глинистые илы. Среди осадков пески имеют лучшую сортированность во время трансгрессий. При любом положении уровня воды в водохранилищах у песков высокая влажность. Во время трансгрессии они имеют почти одинаковые значения показателей влажности и пористости, что свидетельствует о насыщении водой и их двухфазности. При регрессии, когда скорость накопления песков сильно снижается, происходит увеличение их влажности и пористости. Пески становятся переувлажненными, что приводит к снижению плотности упаковки и проявлению их текучести, при этом происходит обогащение песчаных отложений карбонатным и органическим материалом.

Для крупных алевритов во время трансгрессий характерна более низкая скорость накопления, чем при регрессиях. При регрессии под действием увеличения слоя у крупных алевритов происходит снижение влажности, пористости, что указывает на уплотнение этого типа осадка. Кроме того, увеличение карбонатности крупных алевритов при регрессии может также способствовать снижению их пористости и сохранению крупности зерен.

Мелкоалевритовые илы накапливаются с одинаковой скоростью вне зависимости от положения уровня воды в водохранилищах. Во время трансгрессий осадки имеют наиболее высокие показатели влажности, плотности осадка и его скелета, а также содержания органического вещества и емкости поглощения. При стоянии низких уровней и снижении влажности в результате отжатия воды с вытеснением ее из порового пространства происходит рост пористости мелкоалевритовых илов и заполнение пор карбонатным материалом. В это же время сокращение количества органического вещества в мелкоалевритовых илах способствует уменьшению их емкости поглощения.

Наибольшая скорость накопления алевритово-глинистых илов приходится на периоды регрессий. Несмотря на увеличение давления, обусловленного повышением скорости аккумуляции частиц при регрессиях, в осадках возрастает пористость и влажность, что характерно для молодых илов этого типа. Пористость увеличивается в результате разбухания алевритово-глинистого ила и перехода в текучее состояние при высокой его влажности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Байков А.А., Седлецкий В.И. (2005) Количественные методы в геологии. Ростов н/Д.: Изд-во СКНЦ ВШ, 272 с.
- Государственный доклад о состоянии и охране окружающей среды Иркутской области в 2016 году. (2017) Иркутск: Мегалит, 274 с.
- Гроссгейм В.А., Бескровная О.В., Геращенко И.Л.,

- Окнова Н.С., Рожков Г.Ф. (1984) Методы палеогеографических реконструкций (при поисках залежей нефти и газа). Л.: Недра, 271 с.
- Ежегодные данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши (1980–1986 гг.). Т. 1. РСФСР. Вып. 1. Бассейн реки Ангары, озера Байкал и реки Лены. Ч. 2. Озера и водохранилища. Обнинск: Изд-во ВНИИГМИ-МИД, 192 с.
- Карнаухова Г.А. (1998) Миграция осадочного материала в Братском водохранилище. *Метеорология и гидрология*, (7), 98-104.
- Карнаухова Г.А. (2014) Прибрежная зона осадконакопления в Ангарских водохранилищах. *Изв. ИГУ. Сер. Науки о Земле*, (10), 67-77.
- Карнаухова Г.А., Сквитина Т.М. (2013) Формирование донных отложений в прибрежной зоне Ангарских водохранилищ. *Геоморфология*, (3), 71-78.
- Логвиненко Н.В., Сергеева Э.И. (1986) Методы определения осадочных пород. Л.: Недра, 240 с.
- Ломтадзе В.Д. (1972) Методы лабораторных исследований физико-химических свойств горных пород. Л.: Недра, 372 с.
- Ломтадзе В.Д. (1990) Физико-механические свойства горных пород. Методы лабораторных исследований. Л.: Недра, 328 с.
- Многолетние данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. (1987) Т. 1. РСФСР. Вып. 13, 14. Бассейн реки Ангары и озера Байкал. Ч. 2. Озера и водохранилища. Ленинград: Гидрометеиздат, 174 с.
- Овчинников Г.И., Карнаухова Г.А. (1985) Прибрежные наносы и донные отложения Братского водохранилища. Новосибирск: Наука, 68 с.
- Основные правила использования водных ресурсов водохранилищ Ангарского каскада ГЭС (РВ-269-87). (1988) М.: Изд-во Мин-ва мелиорации и водного хозяйства РСФСР, 65 с.
- Технический проект. (1951) Т. 1. Ч. 2. М.: Гидроэнергопроект, 220 с.
- Холодов В.Н. (1997) Скорости осадконакопления в настоящем и прошлом. *Отеч. геология*, (3), 22-31.
- Karnaukhova G.A. (2016) Cyclicity of Sedimentation and Physical Properties of the Bottom Sediments in Artificial Reservoirs. *Dokl. Earth Sci.*, **471**(2), 1230-1233.
- ushchei sredy Irkutskoi oblasti v 2016 godu [State report on the state and protection of the environment of the Irkutsk region in 2016]. (2017) Irkutsk, Megaprint Publ., 274 p. (In Russian)
- Grossgeim V.A., Beskrovnaya O.V., Geraschenko I.L., Oknova N.S., Rozhkov G.F. (1984) *Metody paleogeograficheskikh rekonstruktsii (pri poiskakh zalezhei nefti i gaza)* [Methods of paleogeographic reconstructions (when searching for deposits of oil and gas)]. Leningrad, Nedra Publ., 271 p. (In Russian)
- Holodov V.N. The sedimentation rate in the present and past. *Otech. Geol.*, (3), 22-31. (In Russian)
- Karnaukhova G.A. (1998) Migration of sedimentary material in the Bratsk reservoir. *Meteorol. Gidrol.*, (7), 98-104. (In Russian)
- Karnaukhova G.A. (2014) Coastal sedimentation zone in Angarsk reservoirs. *Izv. IGU. Ser. Nauki o Zemle*, (10), 67-77. (In Russian)
- Karnaukhova G.A. (2016) Cyclicity of Sedimentation and Physical Properties of the Bottom Sediments in Artificial Reservoirs. *Dokl. Earth Sci.*, **471**(2), 1230-1233. (In Russian)
- Karnaukhova G.A., Skovitina T.M. (2013) Formation of sediments in the coastal Angarsk reservoirs. *Geomorfologiya*, (3), 71-78. (In Russian)
- Logvinenko N.V., Sergeeva E.I. (1986) *Metody opredeleniya osadochnykh porod* [Methods for determining sedimentary rock]. Leningrad, Nedra Publ., 240 p. (In Russian)
- Lomtadze V.D. (1972) *Metody laboratornykh issledovaniy fiziko-khimicheskikh svoystv gornykh porod* [Laboratory methods for physicochemical properties of rocks]. Leningrad, Nedra Publ., 372 p. (In Russian)
- Lomtadze V.D. (1990) *Fiziko-mekhanicheskie svoystva gornykh porod. Metody laboratornykh issledovaniy* [Physical and mechanical properties of rocks. Laboratory methods]. Leningrad, Nedra Publ., 328 p. (In Russian)
- Mnogoletnie dannye o rezhime i resursakh poverkhnostnykh vod sushi. V. 1. RSFSR. Vyp. 13, 14. Bassein reki Angary i ozero Baikal. Ch. 2. Ozero i vodokhranilishcha [Long-term data on the regime and resources of surface land waters. T. 1. RSFSR. Issue 13, 14. The basin of the Angara River and Lake Baikal. Part 2 Lakes and reservoirs]. (1987) Leningrad, Gidrometeoizdat Publ., 174 p. (In Russian)
- Osnovnye pravila ispol'zovaniya vodnykh resursov vodokhranilishch Angarskogo kaskada GES (RB-269-87) [Basic rules for the use of water resources of the Angara cascade reservoirs HPP (RV-269-87)]. (1988) Moscow, Ministerstvo melioratsii i vodnogo khozyaistva RSFSR Publ., 65 p. (In Russian)
- Ovchinnikov G.I., Karnaukhova G.A. (1985) *Pribezhnnye nanosy i donnye otlozheniya Bratskogo vodokhranilishcha* [Coastal sediments and bottom sediments of the Bratsk reservoir]. Novosibirsk, Nauka SO RAN, 68 p. (In Russian)
- Tekhnicheskii projekt. T. 1. Ch. 2 [Technical project. T. 1. Pt 2]. (1951) Moscow, Gidroenergoproekt Publ., 220 p. (In Russian)

REFERENCES

- Baikov A.A., Sedletskii V.I. (2005) *Kolichestvennye metody v geologii* [Quantitative Methods in Geology]. Rostov n/D., SKNTs VSh Publ., 272 p. (In Russian)
- Ezhegodnye dannye o rezhime i resursakh poverkhnostnykh vod sushi (1980–1986 gg.). T. 1. RSFSR. Vyp. 1. Bassein reki Angary, ozero Baikal i reki Leny. Ch. 2. Ozero i vodokhranilishcha [Annual data on the regime and resources of surface land waters. T. 1. RSFSR. Issue 1. The basin of the Angara River, Lake Baikal and the Lena River. Pt 2 Lakes and reservoirs]. Obninsk, VNIIGMI-MID Publ., 192 p. (In Russian)
- Gosudarstvennyi doklad o sostoyanii i okhrane okruzh-

Изотопно-геохимические особенности карбонатов и термальных вод месторождения Кындыг (Республика Абхазия)

С. С. Потапов¹, Д. В. Киселева², О. Я. Червяцова³, Н. В. Паршина¹, М. В. Червяковская²,
С. В. Карпова^{2,4}, Н. В. Чередниченко², Р. С. Дбар⁵

¹Институт минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 456317, г. Миасс, Ильменский заповедник,
e-mail: s_almazov@74.ru

²Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15,
e-mail: kiseleva@igg.uran.ru

³Государственный заповедник “Шульган-Таш”, 453585, Республика Башкортостан, Бурзянский район,
д. Иргизлы, ул. Заповедная, д. 14, e-mail: kittaryu@yandex.ru

⁴Уральский федеральный университет им. Б.Н. Ельцина, 620002, г. Екатеринбург ул. Мира, 19

⁵Институт экологии Академии наук Абхазии, г. Сухум, Республика Абхазия

Поступила в редакцию 19.04.2019 г., принята к печати 31.08.2019 г.

Объект исследований. Целью работы являлось изучение механизма и источников формирования термальных вод, а также особенностей карбонатного минералообразования на месторождении Кындыг. *Материалы и методы.* Исследованы 8 проб воды и 15 образцов карбонатов, отложившихся из них и отобранных в разное время на трех объектах, характеризующихся различной температурой и степенью удаленности от источника. Показатели pH, Eh и электропроводность изучались потенциометрическим методом. Для определения HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} применялись титриметрический, меркурометрический и турбидиметрический методы; Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ определялись методом атомно-абсорбционной спектроскопии (Perkin Elmer 3110). Микроэлементный состав определен методом ИСП-МС (NexION 300S); изотопный состав стронция – МК-ИСП-МС (Neptune Plus) методом бреккетинга после хроматографического выделения. *Результаты.* В исследованных водах преобладает хлоридно-кальциевый гидрохимический тип, реже хлоридно-натриево-кальциевый. Ряд микроэлементов в воде превышает кларковые концентрации для подземных вод зоны гипергенеза горных ландшафтов. Изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7065–0.7072) в термальных водах свидетельствуют о том, что их состав определяется скорее изотопными характеристиками пород, через которые дренирует вода, чем влиянием морской воды. Среди новообразованных карбонатов преобладает арагонит. В противоположность термальной воде, концентрации большинства металлов в карбонатах ниже кларковых; повышены только Sr и Se. Для отлагающихся карбонатов характерны более низкие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7028–0.7074), чем в термальной воде источника. *Выводы.* На основании гидрогеологических, гидрохимических и геохимических данных можно предположить, что воды данного водоносного комплекса формируются преимущественно за счет пресных трещинно-карстовых вод нижнемеловых известняков, погружающихся по моноклинали в зону замедленной циркуляции и смешивающихся с хлоридно-натриевыми седиментогенными водами. Геохимические данные и наличие аномалии по скандию позволяет предположить участие в водообмене также подстилающих юрских вулканогенных пород.

Ключевые слова: термальные воды, Кындыг, микроэлементы, кальцит, арагонит, изотопы стронция

Благодарность

Авторы благодарны Е.Д. Зенович за оперативную съемку рентгенограмм, И.И. Мусабинову за электронно-микроскопические исследования, сотруднику комплекса Новоафонской пещеры В.В. Мархолия за организацию поездок на месторождение Кындыг.

Исследование выполнено при поддержке гранта РФФИ 19-55-40005 Абх а “Генетические типы карстогенеза прибрежных карбонатных массивов Абхазии”. Изучение микроэлементного и изотопного состава стронция термальных вод и отлагающихся из них солей выполнено в ЦКП “Геоаналитик” в рамках темы № АААА-А18-118053090045-8 государственного задания ИГГ УрО РАН.

Для цитирования: Потапов С.С., Киселева Д.В., Червяцова О.Я., Паршина Н.В., Червяковская М.В., Карпова С.В., Чередниченко Н.В., Дбар Р.С. (2020) Изотопно-геохимические особенности карбонатов и термальных вод месторождения Кындыг (Республика Абхазия). *Литосфера*, 20(2), 280–298. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-2-280-298

For citation: Potapov S.S., Kiseleva D.V., Chervyatsova O.Ya., Parshina N.V., Chervyakovskaya M.V., Karpova S.V., Cherednichenko N.V., Dbar R.S. (2020) Isotopic-geochemical features of thermal water of the Kyndyg deposit (Republic of Abkhazia). *Litosfera*, 20(2), 280–298. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-2-280-298

© С.С. Потапов, Д.В. Киселева, О.Я. Червяцова, Н.В. Паршина, М.В. Червяковская, С.В. Карпова, Н.В. Чередниченко, Р.С. Дбар, 2020

Isotopic-geochemical features of thermal water of the Kyndyg deposit (Republic of Abkhazia)

Sergey S. Potapov¹, Daria V. Kiseleva², Ol'ga Ya. Chervyatsova³, Natal'ya V. Parshina¹,
Mariya V. Chervyakovskaya², Sophia V. Karpova^{2,4}, Nadezhda V. Cherednichenko², Roman S. Dbar⁵

¹Institute of Mineralogy SU FRC MG UB RAS, Ilmensky Reserve, Miass 456317, Russia, e-mail: s_almazov@74.ru

²A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, 15 Akad. Vonsovskogo st. Ekaterinburg 620016, Russia,
e-mail: kiseleva@igg.uran.ru

³State Reserve "Shulgan-Tash", 4 Zapovednaya st., Irgizly village, Burzyan district, Republic of Bashkortostan 453585, Russia,
e-mail: kittary@yandex.ru

⁴B.N. Yeltsin Ural Federal University, 19 Mira st., Ekaterinburg 620002, Russia

⁵Institute of Ecology Academy of Sciences of Abkhazia, Suhum, Republic of Abkhazia

Received 19.04.2019, accepted 31.08.2019

Subject. The aim of the work is to study the mechanism and sources of water formation, as well as the peculiarities of carbonate mineralization in the aquifer of the Kyndyg thermal water deposit. **Materials and methods.** The samples of water (8) and deposited carbonates (15), collected at different seasons at three sites, characterized by different temperatures and distances from the source, were investigated. pH, Eh, and electrical conductivity were determined by an electrochemical method. For the determination of HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} , titrimetric, mercurimetric and turbidimetric methods were used. Trace element composition was determined by ICP-MS (NexION 300S); strontium isotopic composition – by MC-ICP-MS (Neptune Plus) using the bracketing technique after Sr chromatographic separation. **Results.** The chloride-calcium hydrochemical type prevails in the studied waters. A number of trace elements in water exceeds the Clarke concentrations for groundwater in the supergene zone of mountain landscapes. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotope ratios (0.7065–0.7072) in thermal waters suggest that their composition is determined rather by the isotopic characteristics of the rocks through which water drains than by the influence of sea water. Among the newly formed carbonates, aragonite prevails. In contrast to thermal water, the concentrations of most metals in carbonates are below the Clarke values; only Sr and Se are increased, which content is significantly increased in water as well. Deposited carbonates are characterized by $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values (0.7028–0.7074), which are lower than in the source thermal waters. **Conclusions.** On the basis of hydrogeological, hydrochemical and geochemical data, it can be assumed that the waters of this aquifer complex are formed mainly due to fresh fractured karst waters of lower Cretaceous limestones with submerged monocline dipping into the zone of slow circulation and mixing with sedimentogenic sodium chloride waters. The geochemical data and the presence of scandium anomaly suggest that the underlying Jurassic volcanogenic rocks also participate in water exchange.

Keywords: thermal waters, Kyndyg, microelements, calcite, aragonite, strontium isotopes

Acknowledgments

The authors wish to thank E.D. Zenovich (Institute of Mineralogy, UB RAS, Miass) for the timely performing of X-ray diffraction analysis, I.I. Musabirov (RAS Institute of Metals Superplasticity Problems, Ufa) for scanning electron microscopy, a member of the staff of Novoafonskaya Cave complex (Novy Afon, Republic of Abkhazia) V.V. Markholiya for organizing Kyndyg field trips.

This work was supported by the Russian Foundation for Basic Research in the framework of the scientific project 19-55-40005 Abh_a "Genetic types of karstogenesis of the Abkhazian coastal carbonate massifs". The analysis of microelement and Sr isotopic composition of thermal waters and deposited salts was carried out in the UB RAS Geoanalytic Center for Collective Use and supported by AAAA-A18-118053090045-8 topic of IGG UB RAS State Assignment.

ВВЕДЕНИЕ

Природный источник минеральных высоко-термальных вод, разгружающихся через глубокие скважины, находится в селе Кындыг Очамчирского (Очамчирского) района недалеко от столицы Абхазии г. Сухум (рис. 1). Кындыг – природный комплекс, состоящий из скважин с минеральной водой для питья и открытых минеральных источников для принятия ванн, гидромассажа, целебных грязей (рис. 2). Температура воды на изливе составляет 110°C. Из скважин по металлическим и пластиковым трубам и желобам вода стекает в бассейны, охлаждаясь до 40–45°C и используется для принятия лечебных ванн и для отопления теплиц.

Минерализованные горячие воды Кындыга при излиянии из скважин на поверхность образуют карбонатные минералы (Потапов и др., 2018а, б; Ротаров, 2019). Поскольку ранее мы занимались проблемами солеотложения в нефтепромысловом (Потапов, 1993, 1994; Вотяков и др., 1995; Галеев и др., 1998) и теплоэнергетическом оборудовании, а также минералообразованием из вскипающих растворов (Потапов и др., 1998), то этот феномен заинтересовал нас, и в августе 2017 г. мы побывали на месторождении Кындыг, результатом чего явилась статья о минералогии и радиоактивности карбонатов, отлагающихся из термальных вод (Потапов и др., 2018а). В мае и августе 2018 г. дополнительно отобраны образцы карбонатов и термаль-



Рис. 1. Месторождение термальных вод Кындыг на карте Абхазии.

Fig. 1. Kindyg thermal water field on the map of Abkhazia.

ных вод месторождения на предмет изучения их макро- и микрохимического состава и изотопии стронция.

Целью работы являлось изучение геохимических особенностей термальных вод и аутигенных карбонатов месторождения Кындыг.

ИЗОТОПНЫЕ ОТНОШЕНИЯ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ, МОРСКИХ И РЕЧНЫХ ВОДАХ СЕВЕРНОГО КAVKAZA

Содержание стронция и отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в подземных водах контролируется взаимодействием вода-порода в водоносном горизонте. Различия в $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношении зависят от первичного (атмосферного) привноса, различий в минералогии пород, через которые проходит вода, а также характеристик растворения минералов и времени взаимодействия воды и породы. Минералы в породе имеют различные отношения Rb/Sr , а, следовательно, различные изотопные отношения стронция (Lee et al., 2011). Изотопное фракционирование стронция при геохимических процессах можно считать пренебрежимо малым, отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ широко используются для исследования взаимодействия вода-порода в подземных водах. Поэтому изотоп-

ный состав стронция в сочетании с гидрохимическими данными является крайне полезным при исследовании взаимодействия вода-порода, а также геохимических процессов, таких как ионный обмен (Shand et al., 2009).

По данным (Шишлина, Ларионова, 2013), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в неогеновых осадках побережья Черного моря в Абхазии (Гагры) составляет 0.7075, а в равнинно-предгорной полосе Западного Кавказа меняется от 0.7075–0.7076 (Отхара, Лыхны, Псыбе, Шепси) до 0.7087 (ст. Старокорсунская), варьируя в горных районах в пределах 0.7093–0.7099 (Новый Афон и др.).

В плейстоцене на месте Черного моря было крупное пресноводное озеро (Ross et al., 1970). Материковый речной сток поступает в Черное море с большой площади (порядка 2 млн км²) и приносит около 340 км³ воды в год; из Эгейского моря в Черное через проливы поступает 180 км³ воды в год, при этом объем речных вод в два раза превышает объем морских соленых вод. Вследствие этого соленость в нем в два раза ниже (17–18‰), чем в океане, и в геологической перспективе Черное море является опресненным стратифицированным водоемом со средним значением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.709172 ± 0.000003 (Кузнецов и др., 2011).

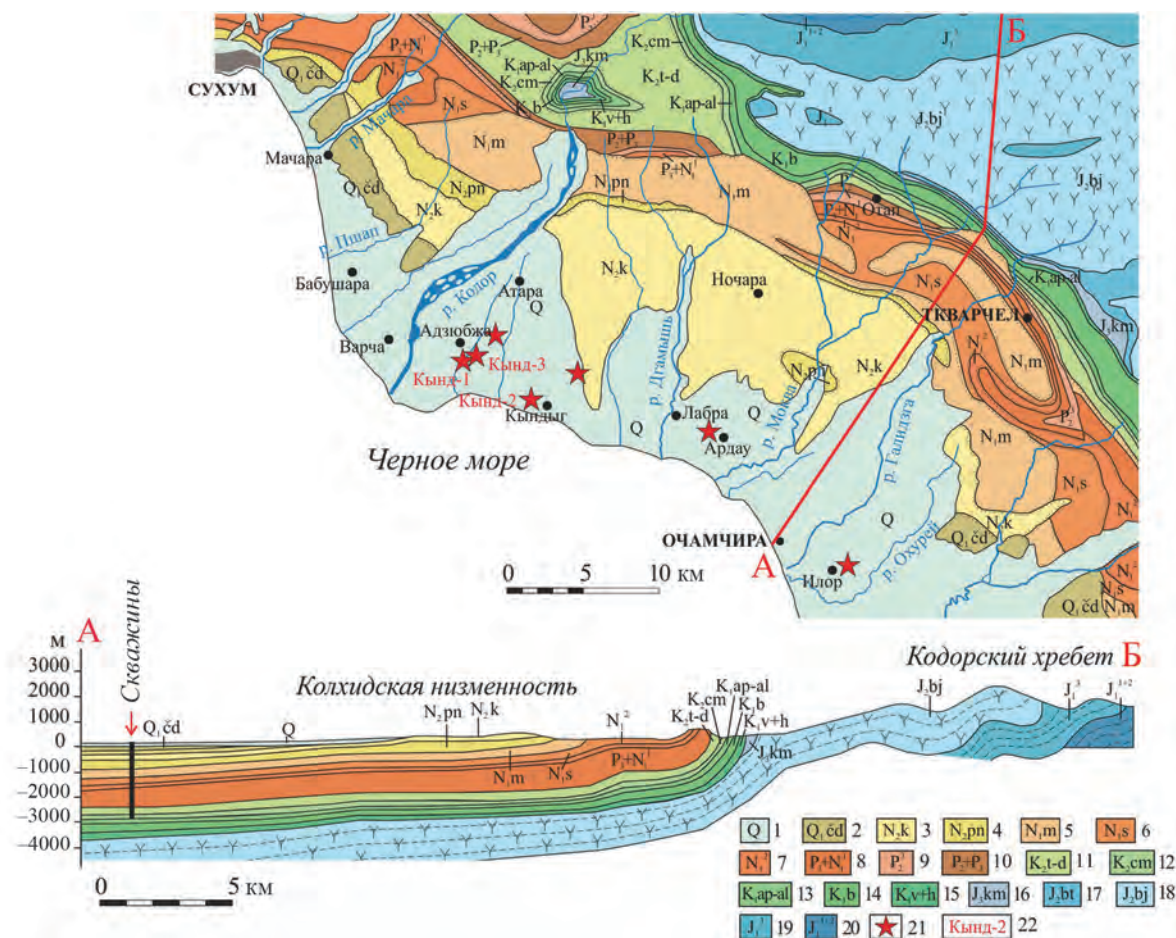


Рис. 2. Геологическая карта и разрез района исследований по (Курочкин, 1957; Гуджабидзе, Гамкрелидзе, 2003).

Четвертичная система: 1 – нерасчлененные отложения; 2 – чаудинские слои (конгломераты, песчаники, глины). *Плиоцен:* 3 – киммерийский ярус (конгломераты, глины, пески); 4 – понтический ярус (конгломераты, песчаники, глины). *Миоцен:* 5 – маэотический ярус (пески, песчаники и глины); 6 – сарматский ярус (песчаники и глины с прослойками мергелей и известняков); 7 – конкский, караганский и чокракский ярусы (конгломераты, песчаники и глины с прослойками мергелей и известняков). *Олигоцен:* 8 – майкопская свита (глины и песчаники). *Эоцен:* 9 – верхний (фораминиферные мергели); 10 – средний и нижний (известняки). *Верхний мел:* 11 – датский, маастрихтский, кампанский, сантонский, коньякский и туронский ярусы (толстослоистые известняки); 12 – сеноманский ярус (мергелистые глины и туфогенные песчаники). *Нижний мел:* 13 – альбский и аптский ярусы (глины и мергелистые глины, мергели); 14 – массивные и толстослоистые известняки; 15 – валанжинский и готеривский ярусы (песчаники и доломитизированные известняки, конгломераты, песчаники). *Верхняя юра:* 16 – киммериджийский ярус (пестроцветные гипсоносные глины, песчаники и конгломераты). *Средняя юра:* 17 – батский ярус (песчаники и глинистые сланцы с пластами каменного угля); 18 – байосский ярус (туфобрекчии, туфы, граувакковые песчаники с покровами спилитов, кварцевых и лабрадоровых порфиров). *Нижняя юра:* 19 – верхний подотдел (песчаники с прослойками и линзами глинистых сланцев, мергелей и известняков); 20 – средний и нижний подотделы (метаморфизованные глинистые и аспидные сланцы); 21 – скважины с термальными водами; 22 – номенклатура отобранных проб.

Fig. 2. The geological map and section of the studied area from (Kurochkin, 1957; Gujabidze, Gamkrelidze, 2003).

Quaternary system: 1 – undifferentiated sediments; 2 – Chaudian beds – conglomerates, sandstones, clay. *Pliocene:* 3 – Cimmerian (conglomerates, clays, sands); 4 – Pontic (conglomerates, sandstones, clay). *Miocene:* 5 – Maeotian (sands, sandstones, clay); 6 – Sarmatian (sandstone and clay with layers of marl and limestone); 7 – Konkian, Karaganian and Chokrakian (conglomerates, sandstones and clay with layers of marl and limestone). *Oligocene:* 8 – Maykop suite (clay and sandstones). *Eocene:* 9 – Upper (foraminiferous marls); 10 – Middle and Lower (limestone). *Upper Cretaceous:* 11 – Danian, Maastrichtian, Campanian, Santonian, Coniacian, and Turonian (thick layered limestone); 12 – Cenomanian (marly clay and tuffaceous sandstones). *Lower Cretaceous:* 13 – Albian and Aptian (clays and marly clays, marls); 14 – Massive and thick layered limestones; 15 – Valanginian and Hauterivian (sandy and dolomitic limestone, conglomerates, sandstones). *Upper Jurassic:* 16 – Kimmeridgian (variegated gypsum-bearing clay, sandstone and conglomerates). *Middle Jurassic:* 17 – Bathonian (sandstones and shale with layers of coal); 18 – Bajocian (tuffaceous breccias, tufts, graywacke sandstones with spilite, quartz and labrador porphyrites). *Lower Jurassic:* 19 – Upper stage (sandstones with interlayers and lenses of shale, marl, and limestone); 20 – Middle and Lower stages (metamorphosed clay and slate schists); 21 – Thermal wells; 22 – Nomenclature of collected samples.

Континентальный сток, возникающий в результате денудации земной коры поверхностными, речными и подземными водами, отличается довольно высокими значениями отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, варьирующими в широких пределах в зависимости от типа дренируемых пород, зрелости коры выветривания и климата (Кузнецов и др., 2012). Усредненное значение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в речном стоке ныне принимается (в зависимости от учтенного количества рек) как 0.7119 (Palmer, Edmond, 1989) или 0.7136 (Allègre et al., 2010).

Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в неизмененных мантийных породах составляет 0.702–0.704 (Taylor, 1980). Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в мантийном гидротермальном потоке, который образуется при взаимодействии морских вод с океаническими базальтами в гидротермальных ячейках срединно-океанических хребтов и при эрозии вулканических островов (Brass, 1976; Spooner, 1976; Rad et al., 2007; Allègre et al., 2010), значительно ниже, чем в континентальном стоке. Так, в гидротермальных рассолах из скважин Исландии оно заключено в пределах 0.7032–0.7044 (Clauer, Olafsson, 1981; Elderfield, Greaves, 1981), а среднее отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в гидротермальном потоке оценивается как 0.7035 ± 0.0005 (Palmer, Edmond, 1989; Veizer, 1989). Большинство неоген-четвертичных магматических пород Кавказа представлены K-Na субщелочными базальтами с $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7041 \pm 0.0001$ (Lebedev et al., 2010).

Глобальные значения отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для карбонатов мелового возраста находится в диапазоне от 0.7071–0.7079 (Veizer et al., 1999). По меловым породам Западного Кавказа найти данные не удалось. Изотопный состав стронция современных карстогенных карбонатов (спелеотем) Новоафонской пещеры, заложенной в известняках барремского яруса нижнего мела, составляет 0.7074–0.7069 (собственные данные).

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА КАВКАЗА

Исследованный район в орографическом отношении относится к юго-западным предгорьям Большого Кавказа и находится в пределах Колхидской низменности. В ядре Большого Кавказа, в западной и центральной частях, обнажаются докембрийские, палеозойские и триасовые породы нижнего структурного яруса. Их последовательно окаймляют юрские, меловые, палеогеновые и неогеновые толщи верхнего структурного яруса.

Геологическая карта и разрез, построенные на основе карт (Курочкин, 1957; Гуджабидзе, Гамкредзе, 2003) приводится на рис. 2.

Изучаемые проявления термальных вод входят в состав кодорского артезианского бассейна (Сидоренко, 1970). Благоприятные условия для формирования артезианских горизонтов здесь создает мо-

ноклиальная структура при чередовании водопроницаемых пород и водоупоров. Высокотермальные воды приурочены к трещинно-поровым коллекторам нижнемеловых известняков, погруженных по моноклинали на глубину 2.5–4.0 км под молассовые отложения олигоцен-плиоценового возраста (глины, песчаники, конгломераты). Водоносный комплекс меловых пород подстилается отложениями байосского яруса, содержащего вулканические породы (туфобрекчии, туфы, порфириды).

В районе насчитывается минимум 7 фонтанирующих скважин, выводящих воды этой группы (Осия и др., 2014). В настоящее время, техническая информация по ним утеряна, но известно, что их глубина составляет 2800–3000 м. Большинство скважин были пробурены в 70-х годах прошлого столетия. По имеющимся сведениям, скважины бурились с целью разведки на углеводороды. Видимо, наиболее старая скважина, упомянутая в работе “Гидрогеология СССР” (Сидоренко, 1970) и, следовательно – пробуренная до 1970 г, находится в долине реки Охурей.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В серии исследованных образцов были соли и пробы воды, отобранные в мае-августе 2018 г. на трех объектах (Кындыг-1, Кындыг-2 и Кындыг-3) (рис. 3). Кындыг-1: вода К-1-1 на изливе из трубы (температура $\approx 100^\circ\text{C}$, 2 образца); вода К-1-2 с этого же объекта (скважины), но на удалении в 50–60 м (температура $\approx 40^\circ\text{C}$, 2 образца). Кындыг-2: вода К-2-1 отобрана из ручья, текущего из скважины (температура $\approx 100^\circ\text{C}$, 2 образца); вода К-2-2 отобрана в пруду отстойнике в 20 м от скважины (температура $\approx 25^\circ\text{C}$, 1 образец). Кындыг-3: вода К-3-1 из скважины, отобрана из разрыва фланцевого соединения трубы (температура $\approx 100^\circ\text{C}$, 1 образец).

Гидрохимический анализ выполнен в лаборатории Института минералогии УрО РАН, г. Миасс. Водородный показатель pH, Eh и электропроводность изучались потенциометрическим методом (Hanna HI 9125, pH-метр-милливольтметр pH-121, кондуктомер HI933000). Для определения HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} применялись титриметрический, меркурометрический и турбидиметрический методы; Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ определялись методом атомно-абсорбционной спектроскопии (прибор Perkin-Elmer 3110). Индексы насыщения к кальциту и арагониту вычислялись с помощью программы Aqion 6.7.3.

Для диагностики минералов, слагающих солевые коры, использовался дифрактометр ДРОН-2.0, CuK_α -излучение (Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс, оператор Е.Д. Зенович). Для визуализации, изучения морфологии и элементного состава минеральных солей применялся сканирующий электронный микроскоп TESCAN Vega 3 с энергодисперсионным спектрометром X-ACT (Oxford



Рис. 3. Места отбора образцов карбонатов и проб термальных вод.

а – Кындыг-1, б – Кындыг-2, в – Кындыг-3.

Fig. 3. The sampling sites of carbonates and thermal water.

а – Kyndyg-1, б – Kyndyg-2, в – Kyndyg-3.

Instruments) в Институте проблем сверхпластичности металлов РАН, г. Уфа (оператор И.И. Мусабиров). Исследование проводилось с Au-Pd напылением в режиме обратно-рассеянных электронов (BSE).

Пробоподготовка и анализ микроэлементного и изотопного состава стронция проведены в блоке чистых помещений с классами чистоты 6 и 7 ИСО (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург). На всех стадиях анализа использовалась ультрачистая деионизованная вода MilliQ ($18.2 \text{ МОм} \cdot \text{см}^{-1}$). Все используемые кислоты дополнительно очищались методом дистилляции при температуре, не доходящей до точки кипения (sub-boiling distillation).

Перед анализом образцы солей были истерты вручную в яшмовой ступке. Образцы солей массой порядка 100 мг растворяли в 14М HNO_3 в тefлоновых бюксах. К полученным после разложения растворам добавляли 15 мл 0.5% HNO_3 , количественно переносили в полипропиленовые контейнеры и добавляли 10 мкг/л индия (элемента внутреннего стандарта), а затем доводили до метки ультрачистой водой. Контрольные (холостые) пробы приготовлены описанным выше способом, но без добавления материала пробы. К образцам воды добавляли индий.

Измерения микроэлементного состава проведены на квадрупольном ИСП-масс-спектрометре NexION 300S (PerkinElmer). Все измерения проводились в режиме количественного анализа с построением градуировочных кривых (мультиэлементные стандартные растворы PerkinElmer Instruments).

Для изотопного анализа стронций из растворенных проб и воды был хроматографически выделен с использованием смолы Triskem Sr-Spec (Sr) согласно (Muynck et al., 2009; Стрелецкая и др., 2016). Измерения изотопного состава стронция проводили на мультиколлекторном магнито-секторном масс-спектрометре с двойной фокусировкой Neptune Plus (Thermo Fischer). Для стронция использовали метод бреккетинга (SSB) по схеме “стандарт-образец-образец-стандарт” с использованием NIST SRM 987 (карбонат стронция). Для оценки правильности и долговременной воспроизводимости измерительной процедуры использовали стандарт изотопного состава стронция NIST SRM 987: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710266 \pm 8$ (1SD, $N = 23$).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Гидрохимическая характеристика термальных вод

Данные по макрокомпонентному химическому составу вод этой группы приводятся в табл. 1. Воды относятся к солоноватым (общая минерализация от 1151 до 2384.6 мл/л) и характеризуются нейтральным и слабощелочным водородными показателем (рН от 6.72 до 8.1). Преобладает хлоридно-кальциевый гидрохимический тип (по ионам > 20 экв.), реже встречаются воды хлоридно-натриево-кальциевого типа. Преобладающие данные по скважине около теплицы Агрба в с. Кындыг

Таблица 1. Макрокомпонентный химический состав термальных вод Абхазии**Table 1.** Macrocomponent chemical composition of thermal waters of Abkhazia

Скважина	Дата и номер источ.	pH	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Na + K	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Общ. мин	SI к кальци-ту	SI к арагониту	Гидрохи-мический тип
			мг/л; ммоль-экв./л; %-экв.						мг/л			
с. Кындыг (около тепли-цы Агрба) Кынд-1	06.86 ¹	6.72	603 17.0 41.0	147 2.41 5.8	72 1.50 3.6	170 7.08 17.1	222 11.1 26.7	29 2.39 5.8	1243	0.51	0.36	Cl-Ca
	08.86 ¹	7.89	567 16.0 41.0	134 2.20 5.6	64 1.33 3.4	136 5.91 15.2	216 10.8 27.6	34 2.80 7.2	1151	1.45	1.35	Cl-Ca
	10.86 ¹	6.9	638 18.0 42.3	158 2.59 6.1	54 1.12 2.6	143 6.22 14.6	228 11.4 26.8	39 3.21 7.6	1260	0.01	-0.09	—“—
	06.87 ¹	7.6	638 18.0 42.6	122 2.00 4.7	56 1.16 2.8	181 7.87 18.6	220 11.0 26.0	27 2.22 5.3	1244	1.06	0.99	—“—
	2006 ¹	7.89	708 20.0 44.4	120 1.97 4.4	35 0.73 1.6	168 7.30 16.2	245 12.2 27.2	34 2.80 6.2	1310	0.98	0.88	—“—
	09.15 ²	8.15	759.9 21.4 43.8	90.92 1.49 3.0	65 1.35 2.8	195.6 8.50 17.4	256.5 12.8 26.2	40.1 3.30 6.8	1408.0	1.25	1.15	—“—
	08.17 ³	7.72	693.8 21.6 42.1	79.3 2.10 4.1	25.5 1.96 3.8	182 9.87 19.3	245.6 12.7 24.8	41.6 3.02 5.9	1267.8	2.03	1.93	—“—
Источник № 1 с. Кындыг Кынд-3	2006 ¹	7.96	764.6 19.6 43.5	128.1 1.30 2.9	94.1 0.53 1.2	227.0 7.91 17.6	254.9 12.3 27.2	36.7 3.42 7.6	1505.4	1.76	1.66	—“—
Источник № 2 с. Кындыг (Центр)	2006 ¹	7.24	718.3 20.3 42.2	122 2.00 4.2	84.3 1.75 3.7	199.2 8.66 18.0	246.5 12.3 25.6	37.2 3.06 6.4	1407.4	0.94	0.84	—“—
Пансионат “Эвкалипто- вая роща” Кынд-2	2006 ¹	7.34	849.1 23.9 42.7	146.4 2.40 4.3	77.6 1.61 2.9	194.3 8.45 15.1	313.4 15.6 27.9	48.5 3.99 7.1	1629.2	1.31	1.21	—“—
	09.15 ²	7.83	1006.7 28.4 44.2	109.2 1.79 2.8	80 1.66 2.6	274.1 11.92 18.6	324.6 16.2 25.2	51.0 4.20 6.5	1845.7	1.74	1.64	—“—
с. Илор (Елыр)	2006 ¹	8.1	625.6 17.6 35.4	161.0 2.64 5.3	223.5 4.65 9.3	259.4 11.28 22.6	214.0 10.7 21.4	35.7 2.94 5.9	1519.3	1.62	1.52	Cl-Na-Ca
с. Ардау	2006 ¹	8.09	440.2 12.4 35.6	169.6 2.78 8.0	109.1 2.27 6.5	170.9 7.43 21.3	160.1 8.0 22.9	24.7 2.03 5.8	1074.6	1.61	1.51	Cl-Na-Ca
с. Аракич	2006 ¹	8.08	894.9 25.2 32.1	144.9 2.4 3.0	550 11.4 14.5	331.9 14.4 18.3	397.2 19.8 25.2	66.6 5.5 7.0	2384.6	1.94	1.84	Cl-Ca

Примечание. *Источник данных:* ¹по (Осия и др., 2014); ²Архив Абхазского государственного центра экологического мониторинга; ³собственные данные (Лаборатория Института минералогии УрО РАН, г. Миасс).

Note. *Data source:* ¹after (Osiya et al., 2014); ²Archive of the Abkhaz State Center for Environmental Monitoring; ³own data (Laboratory of the Institute of Mineralogy, Ural Branch of the RAS, Miass).

показывают стабильную минерализацию ($C_{\text{var}} = 6\%$) в течение 1986–2017 гг.

Согласно рассчитанным индексам насыщения к кальциту и арагониту, для большинства проб наблюдаются предпосылки для кристаллизации этих минеральных видов ($SI > +0.3$).

Диаграмма Дурова, построенная для составов вод, показана на рис. 4. На ней видно, что большинство точек образует компактное поле, что свидетельствует о схожести химического состава и подтверждает их принадлежность к одному водоносному комплексу.

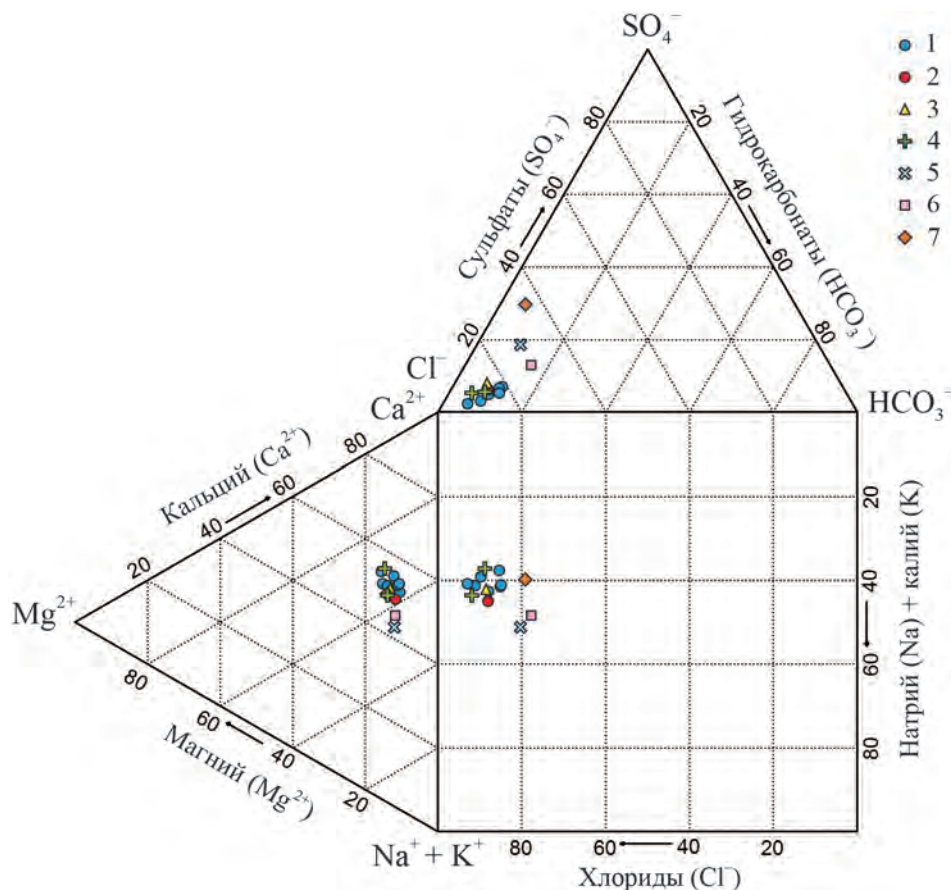


Рис. 4. Гидрохимические параметры термальных вод месторождения Кындыг на диаграмме Дурова.

Скважины: 1 – с. Кындыг (около теплицы Агрба); 2 – с. Кындыг, № 1; 3 – с. Кындыг, центр, № 2; 4 – пансионат “Эвкалиптовая роща”; 5 – с. Илор; 6 – с. Ардау; 7 – с. Аракич.

Fig. 4. Thermal water hydrochemical parameters of the Kyndyg deposit on the Durov diagram.

Wells: 1 – Kyndyg village (near the Agrba greenhouse); 2 – Kyndyg village, № 1; 3 – Kyndyg village, center, № 2; 4 – “Eucalyptus Grove” resort; 5 – Ilor village; 6 – Ardau village; 7 – Arakich village.

Данные по микроэлементному составу вод приводятся в табл. 2. Данные анализов были нормированы на кларки для подземных вод зоны гипергенеза горных ландшафтов (рис. 5) (по Шварцеву, 1998). Для элементов, превышающих кларковые, характерен ряд концентрации: $Sc > Se > Rb > Sr > Cs > B > As > Li > Ni > V > Cr > Co$.

Как известно, интенсивной миграции металлов в гидротермальных водах благоприятствует повышенное содержание иона хлора, который образует растворимые комплексы с большинством металлов (Перельман, 1989). Хлоридный состав в сочетании с высокой температурой приводит к мобилизации металлов из водообменных пород.

Наиболее выраженное превышение по скандию может маркировать участие в водообмене юрских пород байосского яруса средней юры, характеризующихся скандиевой аномалией (Гири́н, 2005). Вычисление коэффициентов корреляции (корреляции Пирсона, $p < 0.01$) показывает, что Sc образует а-

ссоциацию с V, Cr, Co, Ni, As, Se (коэффициенты корреляции от 0.89 до 0.97).

Поскольку повышенное содержание Sr и Ba также характерны и для современных карстовых инфильтрационных вод, циркулирующих в нижнемеловых известняках (Червяцова и др., 2018), это может свидетельствовать об их происхождении за счет мобилизации из карбонатных пород в гидротермальных условиях.

Сезонные вариации микроэлементного состава термальных вод незначительны. Наблюдается незначительное превышение содержания ряда элементов в пробах, отобранных в августе. Но поскольку информации об изменении дебита по скважинам в разные сезоны года нет, то изменение содержания ряда элементов увязать с этим вероятным фактором невозможно.

На основании гидрогеологических и гидрохимических данных можно предположить, что воды данного водоносного комплекса формируют-

Таблица 2. Микроэлементный состав (мкг/л) и соотношение изотопов стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) термальных вод месторождения Кындыг**Table 2.** The trace element composition ($\mu\text{g/L}$) and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotope ratio of thermal waters of the Kyndyg deposit

Компо- нент	Место отбора и температура воды, °С							
	Кындыг-1, скважина, ≈100		Кындыг-1, струя из желоба, падающая в бассейн, ≈40		Кындыг-2, ручей, текущий из скважины, ≈100		Кындыг-2, пруд- отстойник в 20 м от скв., ≈25	Кындыг-3, разрыв фланцевого соединения трубы сква- жины, ≈100
	Шифр образца							
	1 май	К-1-1 (К-18-1) август	2 май	К-1-2 (К-18-2) август	3 май	К-2-1 август	4 май	К-3-1 август
Li	40±10*	60±20	40±10	60±20	60±20	80±20	60±20	90±30
Be	<0.003	<0.003	<0.003	<0.003	<0.003	<0.003	<0.003	<0.003
B	420±40	350±30	440±40	350±30	540±50	430±40	560±60	540±50
Al	11±2	1.3±0.2	12±2	0.17±0.02	13±2	3.2±0.5	12±2	Н/о
Sc	8±2	6±1	7±2	6±1	8±2	6±1	9±2	7±2
Ti	0.3±0.1	0.07±0.02	0.08±0.03	0.020±0.007	0.9±0.3	2.6±0.9	0.8±0.3	1±0.3
V	3.9±0.9	3.1±0.7	3.5±0.8	3.1±0.7	5±1	3.5±0.8	5±1	4.1±0.9
Cr	14±2	11±2	12±2	10±2	17±3	12±2	17±3	14±3
Mn	2.2±0.7	3±1	9±3	0.8±0.3	н/о	4±1	8±2	2.6±0.8
Co	0.4±0.1	0.23±0.06	0.4±0.1	0.22±0.06	0.5±0.1	0.27±0.08	0.5±0.2	0.31±0.09
Ni	11±4	7±3	10±4	6±2	15±5	8±3	15±6	9±3
Cu	0.5±0.1	0.5±0.1	0.6±0.1	0.5±0.1	0.7±0.2	0.5±0.1	0.7±0.2	0.6±0.1
Zn	4±1	11±4	4±2	11±4	5±2	12±5	3±1	12±5
Ga	<0.001	0.06±0.02	<0.001	0.04±0.01	<0.001	0.05±0.02	<0.001	0.04±0.01
Ge	0.25±0.02	0.34±0.02	0.25±0.02	0.3±0.02	0.3±0.02	0.38±0.02	0.31±0.02	0.42±0.03
As	9±1	5.6±0.6	6.9±0.8	5.7±0.6	9±1	7.4±0.8	13±1	9±1
Se	28±2	12±0.8	26±2	12.4±0.9	37±3	16±1	38±3	19±1
Rb	50±10	50±10	50±10	50±10	60±20	60±20	60±20	60±20
Sr	4100±100	3800±100	4000±100	4000±100	6000±100	4900±100	6000±100	6000±100
Y	0.06±0.03	0.03±0.01	0.04±0.02	0.04±0.01	0.06±0.02	0.05±0.02	0.07±0.03	0.05±0.02
Zr	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	0.04±0.01	<0.001	<0.001
Nb	0.012±0.003	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001
Mo	0.05±0.01	0.26±0.07	0.02±0.005	0.5±0.1	0.017±0.004	0.5±0.1	0.023±0.006	0.7±0.2
Ag	<0.0005	<0.0005	<0.0005	<0.0005	1.01±0.06	<0.0005	<0.0005	<0.0005
Cd	<0.0002	<0.0002	<0.0002	<0.0002	<0.0002	<0.0002	<0.0002	<0.0002
Sn	<0.003	0.016±0.003	<0.003	<0.003	<0.003	<0.003	<0.003	<0.003
Sb	0.07±0.02	0.1±0.03	0.08±0.02	0.04±0.01	0.11±0.03	0.09±0.03	0.1±0.03	0.19±0.06
Te	0.225±0.08	0.28±0.01	0.195±0.007	0.3±0.01	0.42±0.01	0.37±0.01	0.4±0.01	0.34±0.01
Cs	4.2±0.6	5.6±0.8	4.4±0.6	5.7±0.8	4.4±0.6	5.7±0.8	4.3±0.6	5.2±0.7
Ba	150±20	190±30	150±30	210±30	200±30	260±40	210±40	270±40
W	0.06±0.02	<0.001	0.05±0.02	<0.001	0.06±0.02	<0.001	0.05±0.02	<0.001
Tl	0.15±0.04	0.24±0.07	0.15±0.04	0.23±0.07	0.12±0.03	0.19±0.05	0.11±0.03	0.05±0.01
Pb	<0.001	0.008±0.002	0.0030± 0.0007	<0.001	<0.001	0.028±0.006	0.018±0.004	0.01±0.002
Bi	0.018±0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001
Th	0.010±0.003	0.006±0.002	<0.00001	<0.00001	<0.00001	0.09±0.03	<0.00001	0.09±0.03
U	0.0030± 0.0004	0.0040± 0.0005	<0.0004	0.010±0.001	0.0020± 0.0002	<0.0004	0.009±0.001	<0.0004
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.70697± 0.00001	0.70351± 0.00003	0.70654± 0.00001	0.70383± 0.00003	0.70718± 0.00001	0.70419± 0.00003	0.70724± 0.00001	0.70514± 0.00002

*Измеренное значение $\pm$ расширенная неопределенность методики U ($k = 2$), рассчитанная на основе данных о внутрилабораторной прецизионности и 16 международных сличительных испытаний.

*Value $\pm$ expanded uncertainty of the method U ($k = 2$) based on the within-laboratory reproducibility and 16 Proficiency Tests.

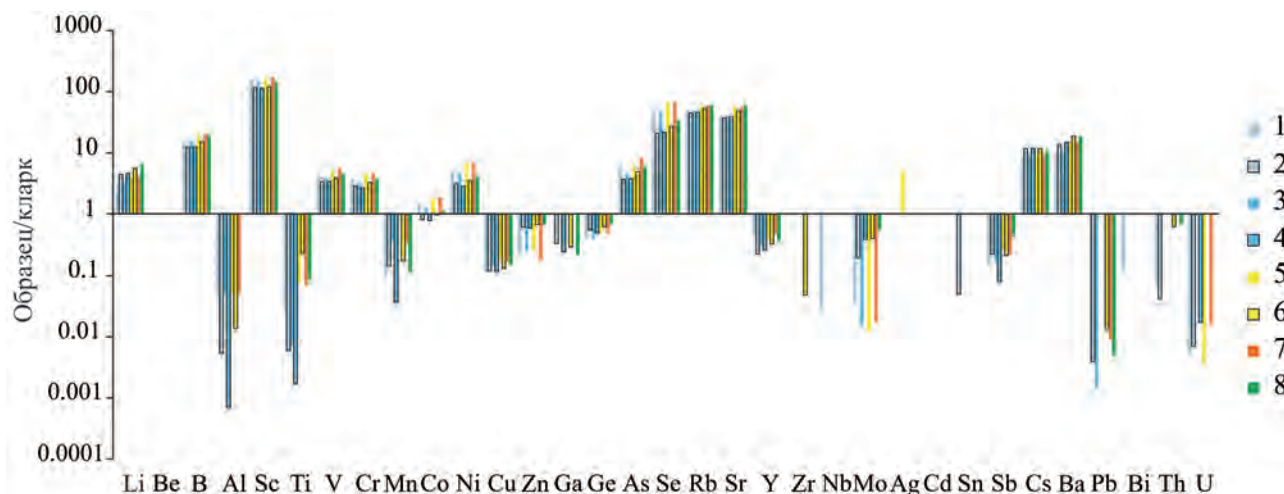


Рис. 5. Геохимические спектры для термальных вод.

1 – Кындыг-1, скважины, май 2018; 2 – то же, август 2018; 3 – Кындыг-1, струя из желоба, падающая в бассейн, май 2018; 4 – то же, август 2018; 5 – Кындыг-2, ручей, текущий из скважины, май 2018; 6 – август 2018; 7 – Кындыг-2, пруд-отстойник в 20 м от скважины, май 2018; 8 – Кындыг-3, скважина, август 2018.

Fig. 5. Geochemical spectra for thermal waters.

1 – Kyndyg-1, well, May 2018; 2 – the same, August 2018; 3 – Kyndyg-1, stream from the trough, falling into the pool, May 2018; 4 – the same August 2018; 5 – Kyndyg-2 – a stream flowing from a well, May 2018; 6 – the same August 2018; 7 – Kyndyg-2, settling pond at 20 m from the well, May 2018; 8 – Kyndyg-3, well, August 2018.

ся преимущественно за счет пресных трещинно-карстовых вод нижнемеловых известняков, погружающихся по моноклинали в зону замедленной циркуляции и смешивающихся с хлоридно-натриевыми седиментогенными водами. Приведенные выше геохимические данные и наличие аномалии по скандию позволяет предположить участие в водообмене также подстилающих юрских вулканогенных пород.

Характеристика минеральных солей

Из минерализованных слабощелочных хлоридно-кальциево-натриевых вод месторождения Кындыг в трубах и на поверхности земли, куда изливается вода, образуются мощные отложения аутигенных карбонатов (рис. 6, 7). Толщина корок колеблется от первых сантиметров до 10 см и более. Корки от серого, белого, желтого до оранжевого цвета. Корки имеют полосчатую, шестоватую и радиально-шестоватую текстуру. Белые корки более плотные, однородные, мелкозернистые. Желтые и оранжевые корки сложены менее плотными агрегатами расщепленно-шестоватых минеральных супериндивидов (см. рис. 6, 7). Шестики легко отделяются друг от друга, особенно, когда корки находятся во влажном состоянии в водной среде.

В составе отложений установлены минералы класса карбонатов: арагонит и кальцит. В некоторых образцах встречается механическая примесь кварца (Потапов и др., 2018а, б; Potapov et al., 2019).

Результаты исследований на электронном микроскопе образцов карбонатов иллюстрируют рис. 8 и 9. Агрегаты сложены преимущественно арагонитом и представляют собой каркас из стростков соломоподобных псевдогексагональных длинопризматических кристаллов с копьевидной вершинкой, часто расщепленных (рис. 8а–б). Такая форма типична для арагонита и отражает морфологию двойников и/или тройников прорастания по плоскости (110). Кристаллы арагонита имеют широкие борозды вдоль удлинения (рис. 8в), часто обладают футляровидным строением (рис. 8г) и иногда усложнены микросферолитовыми обрастаниями (рис. 8д, е).

В составе агрегатов были установлены локальные примеси W и Cu. На больших увеличениях видно, что металлы находятся в виде наноразмерных включений, покрывающих грани и ребра кристаллов (“белые точки” на рис. 8ж).

Электронные микрофотографии кальцита показаны на рис. 9. Он представлен плоскогранными кристаллами изометричной формы размерами 20–50 мкм. Кальцит находится внутри матрикса игольчатых кристаллов арагонита. Судя по нарастанию кальцита на арагонитовые иглы (рис. 9а, г), можно сделать вывод, что он образован в следующем цикле после арагонита из остывающих поровых растворов. Об относительно спокойных условиях кристаллизации свидетельствует также изометричная форма кристаллов. Микроэлементный состав отлагающихся карбонатов приведен в



Рис. 6. Природные образцы карбонатов Кындыг-1 (а), Кындыг-2 (б), Кындыг-3 (в) на момент отбора на месторождении.

Fig. 6. Kyndyg-1 (a), Kyndyg-2 (b), and Kyndyg-3 (v) native samples of carbonates at the time of selection in the field.

табл. 3. Содержания элементов были нормированы на кларки для карбонатных осадочных пород (Григорьев, 2002). На геохимическом спектре, показаном на рис. 10, видно, что концентрации большинства металлов ниже кларковых. Системное повышение относительно кларка характерно только для Sr и Se (содержание которых значительно повышено и в воде). В некоторых образцах повышены также Ni, Zn, Ag, Tl. Накопление стронция в карбонатах, который концентрируется

в виде изоморфной примеси в арагоните, является типичным для условий гидротермального минералообразования (Юдович и др., 1980). Стронций, выступающий в качестве стабилизатора кристаллической решетки арагонита, способствует его преобладанию среди новообразованных карбонатов.

Изотопные соотношения стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в термальных водах и аутигенных карбонатах месторождения Кындыг

Содержания стронция в воде составляют от 3.8 до 6.2 мг/л. Изотопные отношения стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в термальных водах варьируют в диапазоне 0.7065–0.7072 (см. табл. 3, рис. 11).

Из рис. 11 видно, что отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в термальных водах Кындыга значительно отличаются от современной морской воды и воды Черного моря. Они довольно близки изотопным отношениям стронция в осадках побережья Черного моря (0.7075–0.7076), глобальному значению для меловых карбонатов (0.7071–0.7097) и современным карстогенным карбонатам Новоафонской пещеры (0.7074–0.7069).

Следовательно, состав термальных вод месторождения Кындыг определяется скорее изотопными характеристиками водовмещающих пород – известняков нижнемелового возраста, чем влиянием морской воды. Одна из точек карбонатов из объекта Кындыг-2 оказалась в области значений, характерных для пород мантийного происхождения, что может свидетельствовать в пользу водообмена с подстилающими вулканическими породами средней юры.

Следует также отметить различия (превышающие погрешность определения) в изотопном составе термальной воды из мест отбора проб с разными температурами (см. рис. 11). При этом изотопный состав стронция в образцах с одного объекта, отобранных в разное время года, также значительно различается (см. рис. 11): образцы, отобранные в августе, характеризуются более низкими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7035–0.7051). Вероятно, это может быть связано с тем, что весной в формировании водного баланса принимают участие метеорные воды, которые могут иметь соотношение изотопов стронция, близкое к породам, через которые они просачиваются, тогда как в межень основным источником может оставаться гидротермальный поток с низкими $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношениями.

Изотопный состав отлагающихся карбонатов отличается от таковых термальных вод: в целом, для карбонатов характерны более низкие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7028–0.7074). При этом, содержания стронция в них довольно высокие и варьируют от 2600 до 6400 г/т, за исключением нескольких образцов (см. табл. 3, рис. 11).

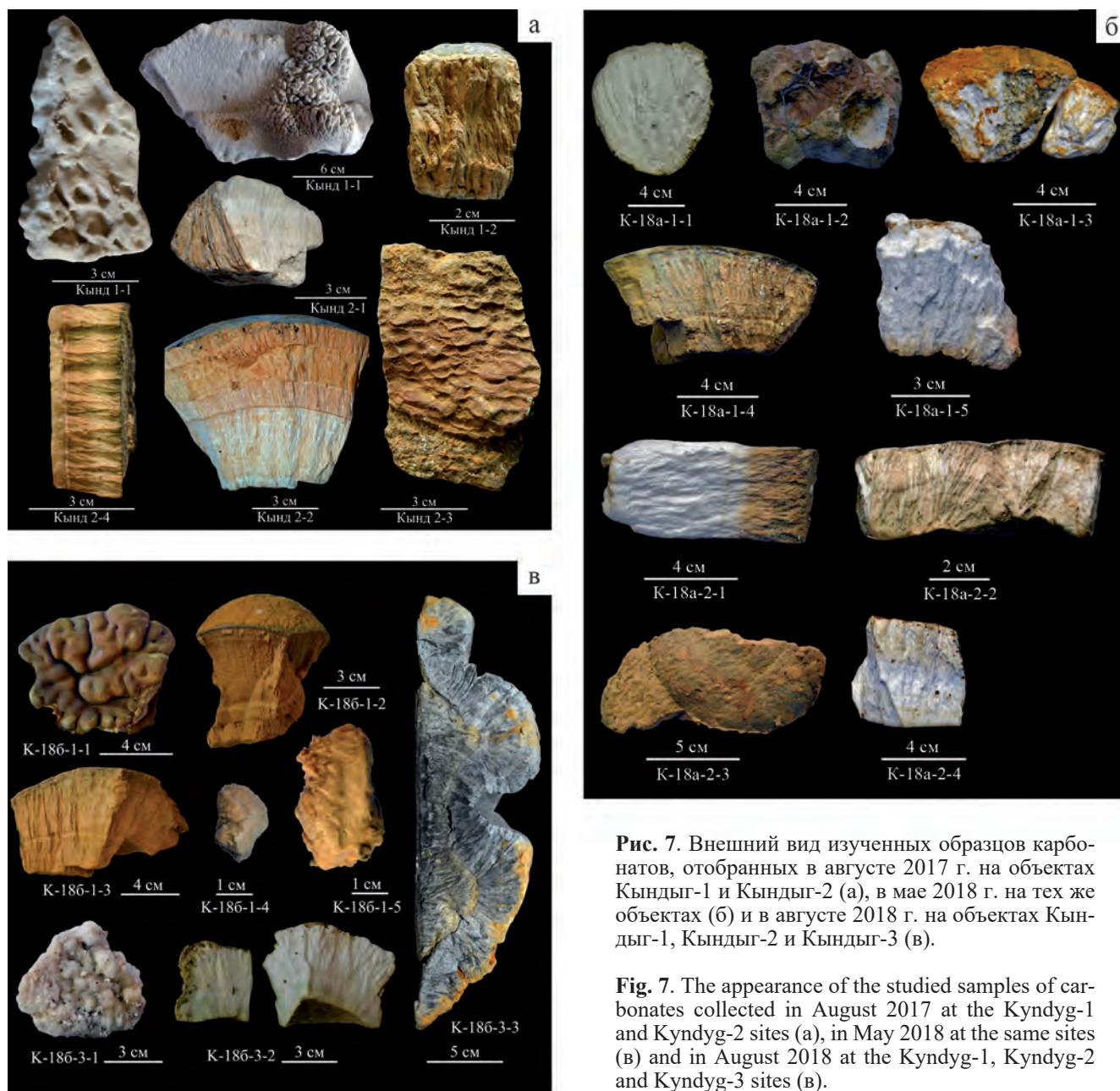


Рис. 7. Внешний вид изученных образцов карбонатов, отобранных в августе 2017 г. на объектах Кындыг-1 и Кындыг-2 (а), в мае 2018 г. на тех же объектах (б) и в августе 2018 г. на объектах Кындыг-1, Кындыг-2 и Кындыг-3 (в).

Fig. 7. The appearance of the studied samples of carbonates collected in August 2017 at the Kyndyg-1 and Kyndyg-2 sites (a), in May 2018 at the same sites (b) and in August 2018 at the Kyndyg-1, Kyndyg-2 and Kyndyg-3 sites (v).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Натурными наблюдениями и лабораторными исследованиями показано активное карбонатное минералообразование (арагонит и кальцит) на месторождении термальных вод Кындыг в Республике Абхазия.

По макрокомпонентному химическому составу воды относятся к солоноватым и характеризуются нейтральным и слабощелочным водородными показателем. Преобладает хлоридно-кальциевый гидрохимический тип, реже встречаются воды хлоридно-натриево-кальциевого типа. На диаграмме Дурова для составов вод большинство то-

чек образует компактное поле, что свидетельствует о схожести химического состава и подтверждает их принадлежность к одному водоносному комплексу.

Для элементов, превышающих кларковые концентрации подземных вод зоны гипергенеза горных ландшафтов, характерен ряд: $Sc > Se > Rb > Sr > Cs > V > Ba > As > Li > Ni > V > Cr > Co$. Наиболее выраженное превышение по скандию может маркировать участие в водообмене юрских пород байосского яруса средней юры, характеризующихся скандиевой аномалией, при этом Sc образует ассоциацию с V, Cr, Co, Ni, As, Se (коэффициенты корреляции Пирсона от 0.89 до 0.97). Сезонные ва-

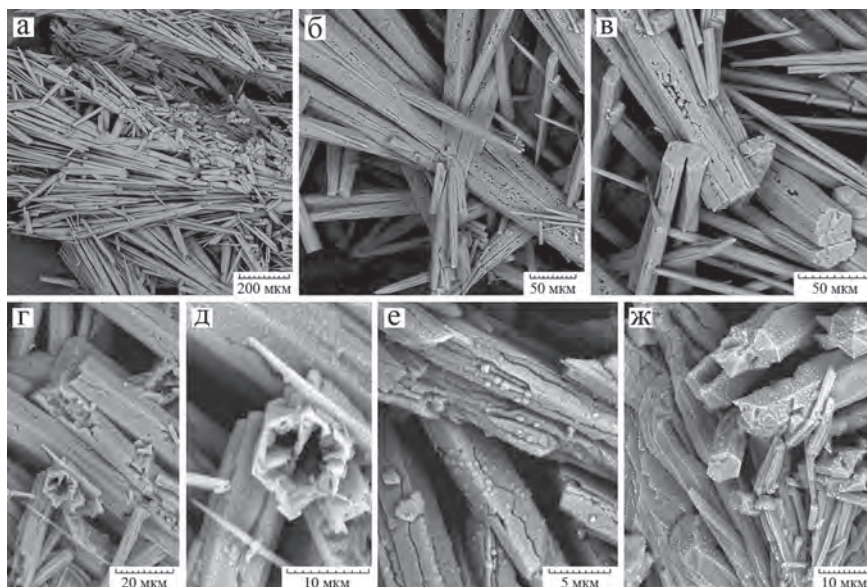


Рис. 8. Электронные микрофотографии преимущественно арагонита, отложившегося из термальных вод месторождения Кындыг.

Электронные микрофотографии преимущественно арагонита, отложившегося из термальных вод месторождения Кындыг: двойники и/или тройники прорастания (Кынд-06-18) (а, б, в); футляровидные кристаллы (Кынд-03-18) (г, д); микроглобулярные нарастания на грани и ребра арагонита (Кынд-2-2) (е); наноразмерные зерна фаз с металлами (W и Cu) в виде белых “точек” на поверхности кристаллов арагонита (Кынд-09-18) (ж).

Fig. 8. SEM images of aragonite deposited from the thermal waters of the Kyndyg deposit.

Twins and/or trillings Kynd-06-18 (a, б, в), sheath-like crystals (Kynd-03-18) (г, д), microglobular growths on the faces and edges of aragonite Kynd-2-2 (е), nanoscale phase grains with metals (W and Cu) in the form of white “points” on the surface of aragonite crystals Kynd-09-18 (ж).

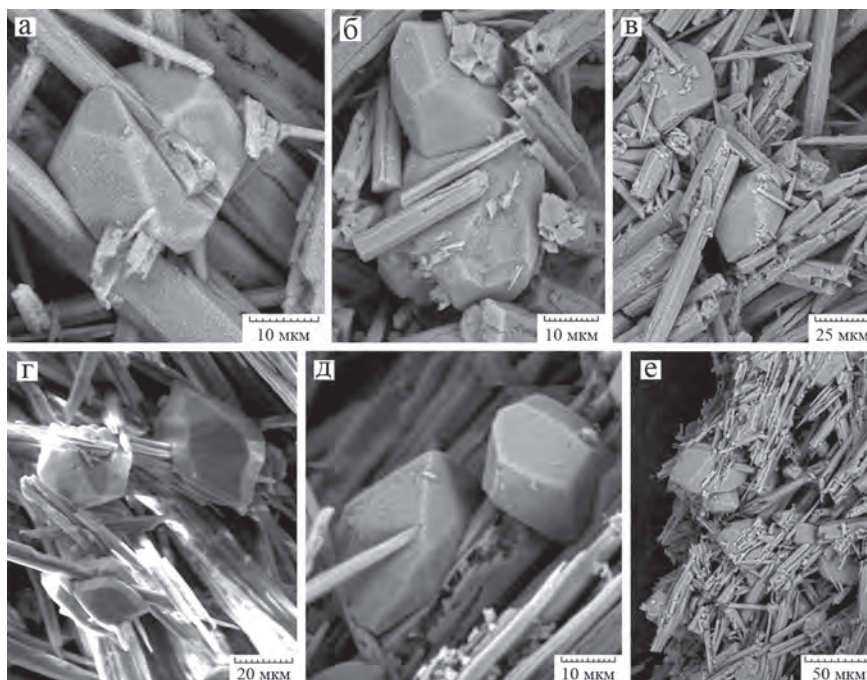


Рис. 9. Электронные микрофотографии преимущественно кальцита (изометричные кристаллы с плоскими гранями) в матрице игольчатых кристаллов арагонита, отложившегося из термальных вод месторождения Кындыг.

Fig. 9. SEM images of calcite (isometric crystals with flat faces) in the matrix of needle-like aragonite crystals deposited from the thermal waters of the Kyndyg deposit.

Таблица 3. Микроэлементный состав (мкг/г) и соотношение изотопов стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) карбонатных солей, отлагающихся из термальных вод месторождения Кындыг

Table 3. The trace element composition ($\mu\text{g/g}$) and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotope ratio of carbonate salts deposited from the thermal waters of the Kyndyg deposit

Образец	k-01-2018	k-02-2018	k-03-2018	k-05-2018	k-06-2018	k-07-2018	k-08-2018	k-09-2018	k-1-1	k-1-1a	k-1-2	k-2-1	k-2-2	k-2-3	k-2-4
Li	0.4±0.1*	0.27±0.09	0.25±0.08	0.2±0.06	0.13±0.04	0.4±0.1	0.4±0.1	0.5±0.2	0.03±0.01	0.03±0.01	0.23±0.07	0.4±0.1	0.21±0.07	0.3±0.1	0.8±0.3
Be	<0.003	0.06±0.01	0.06±0.01	<0.003	<0.003	<0.003	0.08±0.02	<0.003	<0.003	<0.003	0.07±0.02	<0.003	0.06±0.01	0.12±0.03	0.05±0.01
B	1.9±0.2	1.5±0.2	1.9±0.2	1.6±0.2	0.88±0.09	1.6±0.2	3.9±0.4	3.5±0.3	0.34±0.03	0.5±0.05	2.9±0.3	1.7±0.2	1.6±0.2	3.9±0.4	5.7±0.6
Sc	0.22±0.05	0.23±0.05	0.24±0.05	0.25±0.05	0.19±0.04	0.15±0.03	0.29±0.06	0.29±0.06	0.5±0.1	0.39±0.08	0.5±0.1	0.7±0.1	0.35±0.07	0.5±0.1	0.9±0.2
Ti	2.0±0.7	5±2	1.0±0.3	0.8±0.3	0.6±0.2	0.6±0.2	1.7±0.6	6±2	0.5±0.2	1±0.3	3±1	1.1±0.4	2.4±0.8	1.5±0.5	3±1
V	0.12±0.03	0.16±0.04	0.020±0.005	0.07±0.02	0.035±0.008	0.016±0.004	0.09±0.02	0.34±0.08	0.11±0.02	0.042±0.009	0.16±0.04	0.034±0.008	0.08±0.02	0.11±0.03	0.22±0.05
Cr	0.3±0.05	0.31±0.06	0.052±0.009	0.13±0.02	0.07±0.01	0.025±0.005	0.09±0.02	0.21±0.04	0.3±0.05	0.14±0.02	0.24±0.04	0.17±0.03	0.14±0.02	0.19±0.03	1.6±0.3
Mn	9±3	10±3	7±2	4±1	4±1	4±1	9±3	11±4	50±20	21±7	14±4	6±2	15±5	90±30	60±20
Co	0.7±0.2	0.6±0.2	0.6±0.2	0.7±0.2	0.7±0.2	0.6±0.2	0.6±0.2	0.6±0.2	0.7±0.2	0.7±0.2	0.7±0.2	0.7±0.2	0.7±0.2	0.7±0.2	1.1±0.3
Ni	21±5	19±5	19±5	23±6	23±6	20±5	19±5	17±4	24±6	25±6	20±5	22±5	21±5	19±5	22±6
Cu	0.7±0.2	0.7±0.2	1.5±0.4	1.1±0.3	0.4±0.09	0.8±0.2	0.5±0.1	0.7±0.2	1.8±0.4	1.8±0.4	40±10	0.7±0.2	6±1	3.0±0.7	2.2±0.5
Zn	5±2	6±2	6±2	4±1	7±3	5±2	6±2	11±4	3±1	1.5±0.6	6±2	6±2	4±2	16±6	5±2
Ga	0.024±0.007	0.06±0.02	0.03±0.01	<0.001	<0.001	0.03±0.009	0.04±0.01	0.06±0.02	<0.001	<0.001	0.05±0.02	0.014±0.004	0.06±0.02	0.08±0.02	0.09±0.03
Ge	0.0130±0.0008	0.0140±0.0008	0.019±0.001	<0.005	<0.005	0.018±0.001	0.024±0.001	0.021±0.001	<0.005	<0.005	0.023±0.001	0.0130±0.0008	0.023±0.001	0.030±0.002	0.023±0.001
As	0.084±0.009	0.28±0.03	0.16±0.02	0.11±0.01	0.069±0.008	0.065±0.007	0.14±0.01	0.17±0.02	0.41±0.04	0.20±0.02	0.22±0.02	0.41±0.05	0.15±0.02	0.33±0.04	0.24±0.03
Se	0.69±0.05	0.76±0.05	0.82±0.06	0.85±0.06	0.9±0.06	0.81±0.06	0.86±0.06	0.64±0.04	0.77±0.05	0.82±0.06	0.85±0.06	1±0.07	0.72±0.05	0.80±0.06	1.10±0.08
Rb	0.18±0.05	0.13±0.04	0.13±0.04	0.07±0.02	0.04±0.01	0.24±0.07	0.24±0.06	0.31±0.08	0.032±0.009	<0.0002	0.14±0.04	0.17±0.05	0.09±0.02	0.16±0.04	0.4±0.1
Sr	5800±800	5700±800	5500±800	6100±900	6000±900	6100±900	6200±900	4900±700	2600±400	3700±500	6000±900	6400±900	5900±900	4700±700	5200±800
Y	0.05±0.02	0.06±0.02	0.05±0.02	0.05±0.02	0.04±0.02	0.04±0.02	0.07±0.03	0.09±0.04	0.023±0.009	0.04±0.02	0.08±0.03	0.06±0.03	0.08±0.03	0.08±0.03	0.06±0.03
Zr	0.05±0.02	0.07±0.02	0.04±0.01	0.027±0.008	<0.001	<0.001	0.16±0.05	0.24±0.07	0.029±0.009	0.05±0.02	0.13±0.04	0.05±0.01	0.11±0.03	0.07±0.02	0.04±0.01
Nb	0.017±0.004	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	0.8±0.2	<0.0001	0.018±0.004	0.016±0.004	0.008±0.002	0.08±0.02	0.5±0.1	0.019±0.004	<0.0001	0.010±0.002
Mo	<0.008	<0.008	<0.008	<0.008	<0.008	<0.008	<0.008	0.011±0.003	0.027±0.007	0.033±0.009	<0.008	<0.008	<0.008	<0.008	0.07±0.02
Ag	0.028±0.002	<0.0005	<0.0005	<0.0005	<0.0005	<0.0005	<0.0005	<0.0005	<0.0005	0.099±0.006	0.064±0.004	0.18±0.01	0.082±0.005	0.056±0.003	0.024±0.001
Cd	<0.0002	<0.0002	<0.0002	<0.0002	<0.0002	<0.0002	<0.0002	<0.0002	<0.0002	<0.0002	<0.0002	<0.0002	<0.0002	<0.0002	<0.0002
Sn	<0.003	0.022±0.004	0.023±0.004	<0.003	0.013±0.002	0.08±0.01	0.1±0.02	0.048±0.009	0.047±0.009	0.012±0.002	0.039±0.007	0.09±0.02	0.028±0.005	0.14±0.03	0.07±0.01
Sb	<0.001	<0.001	<0.001	0.007±0.002	<0.001	<0.001	<0.001	0.007±0.002	0.006±0.002	0.020±0.006	<0.001	0.005±0.002	<0.001	<0.001	0.009±0.003
Te	0.123±0.004	0.121±0.004	0.120±0.004	0.128±0.004	0.121±0.004	0.121±0.004	0.126±0.004	0.104±0.004	0.058±0.002	0.092±0.003	0.142±0.005	0.153±0.005	0.125±0.004	0.108±0.004	0.114±0.004

Таблица 3. Окончание
Table 3. Ending

Образец	k-01-2018	k-02-2018	k-03-2018	k-05-2018	k-06-2018	k-07-2018	k-08-2018	k-09-2018	k-1-1	k-1-1a	k-1-2	k-2-1	k-2-2	k-2-3	k-2-4
Cs	0.028±0.004	0.029±0.004	0.012±0.002	0.008±0.001	0.008±0.001	0.018±0.003	0.024±0.003	0.08±0.01	0.0020±0.0003	0.001±0.0001	0.024±0.003	0.011±0.002	0.021±0.003	0.035±0.005	0.056±0.008
Ba	100±30	120±40	100±30	80±20	80±20	110±30	130±40	80±30	15±5	24±7	110±30	90±30	90±30	150±50	90±30
La	0.017±0.004	0.028±0.007	0.01±0.003	0.006±0.002	0.005±0.001	0.005±0.001	0.027±0.007	0.08±0.02	0.007±0.002	0.009±0.002	0.04±0.01	0.017±0.004	0.033±0.008	0.06±0.01	0.024±0.006
Ce	0.064±0.009	0.054±0.008	0.013±0.002	0.008±0.001	0.008±0.001	0.005±0.007	0.057±0.008	0.13±0.02	0.010±0.001	0.014±0.002	0.07±0.01	0.022±0.003	0.062±0.009	0.10±0.01	0.044±0.007
Pr	0.0050±0.0008	0.006±0.001	0.002±0.003	0.0010±0.0002	0.0010±0.0002	0.001±0.002	0.006±0.001	0.016±0.003	0.0010±0.0002	0.0020±0.0003	0.008±0.001	0.0030±0.0005	0.007±0.001	0.011±0.002	0.006±0.001
Nd	0.018±0.002	0.033±0.003	0.010±0.009	0.0070±0.0006	0.0050±0.0005	0.0050±0.0005	0.029±0.003	0.064±0.006	0.0080±0.0007	0.0090±0.0008	0.035±0.003	0.018±0.002	0.031±0.003	0.052±0.005	0.026±0.002
Sm	<0.0005	0.009±0.002	<0.0005	<0.0005	<0.0005	<0.0005	<0.0005	0.015±0.003	<0.0005	<0.0005	0.009±0.002	<0.0005	<0.0005	0.012±0.002	0.007±0.001
Eu	0.015±0.002	0.013±0.002	0.010±0.002	0.010±0.002	0.010±0.002	0.014±0.002	0.017±0.003	0.014±0.002	0.007±0.001	0.0060±0.0009	0.014±0.002	0.010±0.002	0.013±0.002	0.019±0.003	0.017±0.003
Gd	<0.0001	0.0060±0.0006	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	0.0060±0.0006	0.013±0.001	<0.0001	<0.0001	0.0080±0.0007	<0.0001	<0.0001	0.011±0.001	0.0070±0.0006
Tb	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	0.0010±0.0003	<0.0001	<0.0001	0.0010±0.0003	<0.0001	0.0010±0.0003	0.0010±0.0003	<0.0001
Dy	<0.0003	0.0050±0.0009	<0.0003	<0.0003	<0.0003	<0.0003	0.0040±0.0007	0.010±0.002	<0.0003	<0.0003	0.008±0.001	<0.0003	0.007±0.001	0.009±0.002	<0.0003
Ho	<0.0004	<0.0004	<0.0004	<0.0004	<0.0004	<0.0004	<0.0004	0.0020±0.0005	<0.0004	<0.0004	0.0020±0.0005	<0.0004	0.0010±0.0002	0.0010±0.0002	<0.0004
Er	<0.0003	<0.0003	<0.0003	<0.0003	<0.0003	<0.0003	<0.0003	<0.0003	<0.0003	<0.0003	<0.0003	<0.0003	<0.0003	<0.0003	<0.0003
Tm	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001
Yb	<0.0003	<0.0003	<0.0003	<0.0003	<0.0003	<0.0003	<0.0003	<0.0003	<0.0003	<0.0003	<0.0003	<0.0003	<0.0003	<0.0003	<0.0003
Lu	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001
Hf	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001
Tl	0.010±0.003	0.016±0.004	0.012±0.003	0.033±0.009	0.10±0.03	0.19±0.05	0.01±0.003	0.07±0.02	0.009±0.003	0.009±0.003	0.027±0.008	0.014±0.004	0.031±0.009	0.024±0.007	0.007±0.002
Pb	0.15±0.04	0.25±0.06	0.06±0.01	0.06±0.01	0.10±0.02	0.11±0.03	0.17±0.04	0.38±0.09	0.13±0.03	0.09±0.02	0.1±0.02	0.18±0.04	0.07±0.02	0.28±0.06	0.2±0.05
Th	0.004±0.001	0.008±0.003	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	0.005±0.002	0.016±0.005	<0.0001	<0.0001	0.007±0.002	<0.0001	0.005±0.002	0.005±0.002	0.005±0.002
U	0.0030±0.0004	0.0040±0.0005	<0.0004	0.0030±0.0004	<0.0004	<0.0004	0.0050±0.0006	0.011±0.001	0.008±0.001	0.009±0.001	0.004±0.005	0.014±0.002	0.0020±0.0002	0.0060±0.0007	0.0040±0.0005
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.70622±0.00002	0.70653±0.00002	0.70632±0.00002	0.70681±0.00002	0.70662±0.00002	0.70662±0.00002	0.706435±0.00002	0.70730±0.00010	0.70635±0.00001	0.70644±0.00002	0.70693±0.00003	0.70284±0.00002	0.70620±0.00002	0.70602±0.00002	0.70651±0.00002

* Измеренное значение ± расширенная неопределенность методики U (k = 2), рассчитанная на основе данных о внутрилабораторной прецизионности и 16 международных слиточных испытаний.

* Value ± expanded uncertainty of the method U (k = 2) based on the within-laboratory reproducibility and 16 Proficiency Tests.

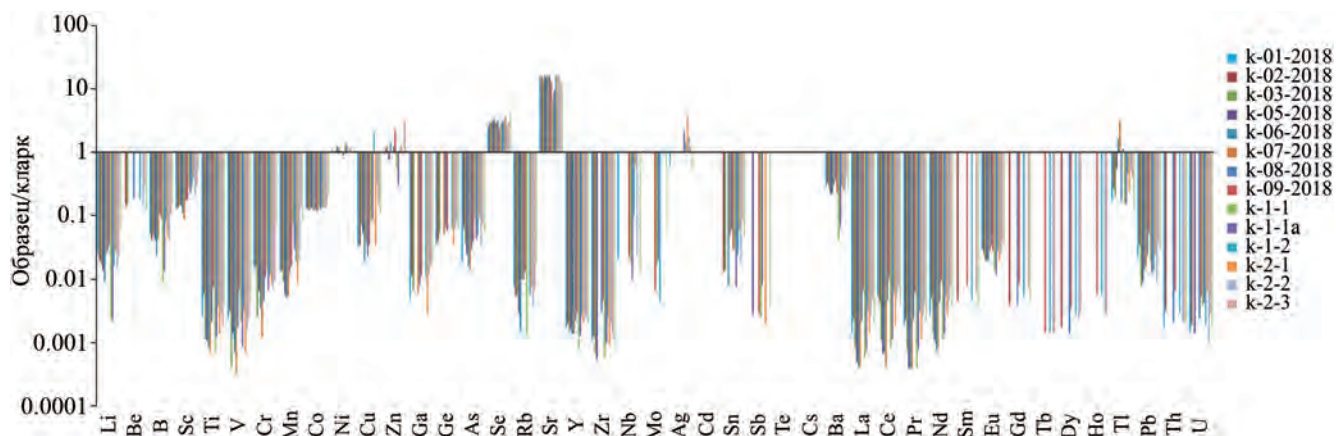


Рис. 10. Геохимические спектры карбонатов.

Fig. 10. Geochemical spectra of carbonates.

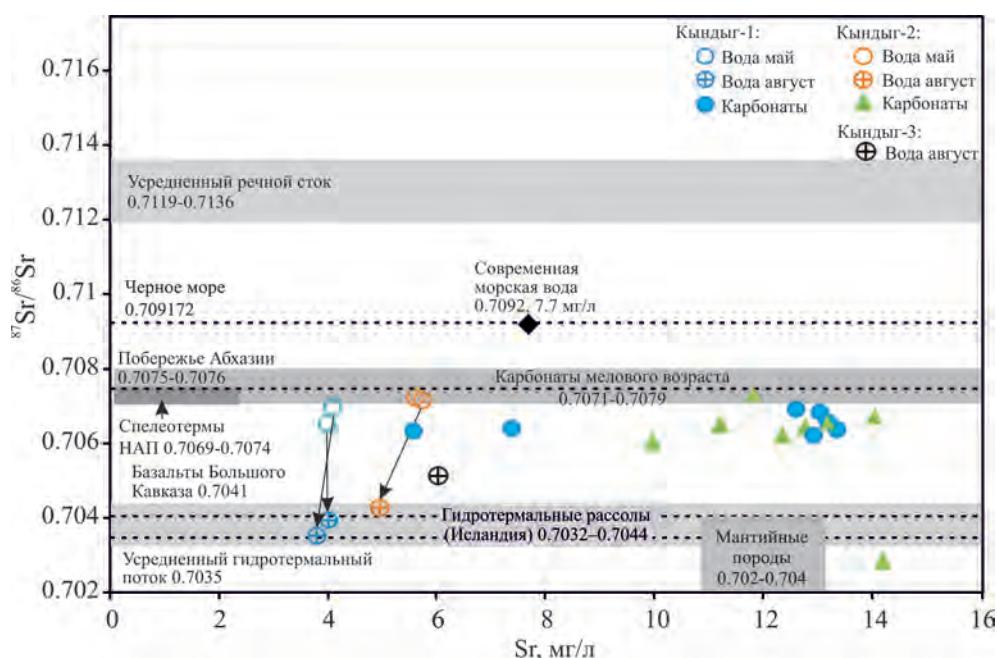


Рис. 11. Диаграмма $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ –Sr для исследованных образцов термальных вод и отлагающихся из них карбонатов.

Fig. 11. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs Sr plot for the studied samples of thermal waters and deposited carbonates.

риации микроэлементного состава термальных вод незначительны.

Изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7065–0.7072) в термальных водах Кындыга свидетельствуют о том, что их состав определяется скорее изотопными характеристиками пород, которые дренирует вода, чем влиянием морской воды. В термальных водах из различных мест отбора проб (на различном удалении от источника) с различными температурами $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения отличаются.

Согласно рассчитанным индексам насыщения к кальциту и арагониту, для большинства проб наблюдаются предпосылки для кристаллизации этих минеральных видов, которые и установлены в составе солевых отложений. Стронций, концентрирующийся в процессе гидротермального минералообразования в виде изоморфной примеси в арагоните и выступающий в качестве стабилизатора его кристаллической решетки, способствует преобладанию арагонита среди новообразованных карбо-

натов. Кальцит находится внутри матрикса игольчатых кристаллов арагонита, и, судя по его нарастанию на арагонитовые иглы, можно сделать вывод о его образовании в следующем цикле после арагонита из остывающих поровых растворов. В противоположность термальной воде, концентрации большинства металлов в карбонатах ниже кларковых; системное повышение относительно кларка характерно только для Sr и Se (содержание которых значительно повышено и в воде). Для отлагающихся карбонатов характерны более низкие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, чем в термальной воде источника (0.7028–0.7074).

На основании гидрогеологических, гидрохимических и геохимических данных можно предположить, что воды данного водоносного комплекса формируются преимущественно за счет пресных трещинно-карстовых вод нижнемеловых известняков, погружающихся по моноклинали в зону замедленной циркуляции и смешивающихся с хлоридно-натриевыми седиментогенными водами. Геохимические данные и наличие аномалии по скандию позволяет предположить участие в водообмене также подстилающих юрских вулканогенных пород.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Вотяков С.Л., Потапов С.С., Борисов Д.Р., Краснобаев А.А. (1995) Спектроскопические свойства техногенных карбонатов из нефтепромыслового оборудования. *Уральский минералогический сборник № 5*. Миасс: ИМин УрО РАН, 66-81.
- Галеев Р.Г., Дияшев Р.Н., Саттарова Ф.М., Потапов С.С. (1998) Исследование минерального состава и причин отложений солей в нефтепромысловом оборудовании. *Нефтяное хозяйство*, (5), 41-45.
- Гидрогеология СССР (Ред. А.В. Сидоренко). Т. 10. Грузинская ССР. (1970). М.: Недра, 404 с.
- Гири Ю.П. (2005) Редкие земли, торий и скандий в юрских бассейнах Кавказской геосинклинальной области. *Геохимия*, (12), 1271-1283.
- Григорьев Н.А. (2002) О кларковом содержании химических элементов в верхней части континентальной коры. *Литосфера*, (1), 38-60. <https://www.lithosphere.ru/jour/article/view/282>
- Гуджабидзе Г.Е. Гамкрелидзе И.П. (2003) Геологическая карта Грузии масштаба 1 : 500 000. Государственный департамент геологии Грузии и национальная нефтяная компания "Грузнефть".
- Кузнецов А.Б., Константинова Г.В., Мельников Н.Н., Турченко Т.Л. (2011) Изотопный состав Sr во внутриконтинентальных морях Средиземноморско-Черноморского пояса. *Докл. АН*, **439**(3), 399-402.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. (2012) Изотопный состав Sr в водах мирового океана, окраинных и внутренних морях: возможности и ограничения Sr-изотопной хемотратиграфии. *Стратиграф. Геол. коррел.*, **20**(6), 3-19.
- Курочкин В.И. (Ред.). (1957) Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Кавказская. Лист К-37-ХII. Грузинское геологическое управление.
- Осия О.В., Кокоша Л.В., Пустоварова О.В., Осия А.О. (2014) Природные лечебные факторы Абхазии. Сухум: Дом печати, 320 с.
- Перельман А.И. (1989) Геохимия: учеб. для геол. спец. ВУЗов. М.: Высшая школа, 528 с.
- Потапов С.С. (1993) Минералогия солевых отложений в скважинах и нефтепромысловом оборудовании месторождений Западной Сибири. Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 20 с.
- Потапов С.С. (1994) Солевые отложения в нефтепромысловом оборудовании: обзор направлений исследований, преимущества минералогического подхода. *Изв. Вых. Учебн. Завед. Горный журнал.*, (9-10). Екатеринбург: УГГТА, 71-77.
- Потапов С.С. (1998) Минеральный состав котельных накипей и отложений в системе теплоснабжения дома отдыха "Тургояк". Тез. Докл. III регионального совещания "Минералогия Урала". Т. 2. Миасс: ИМин УрО РАН, 81-83.
- Потапов С.С., Вотяков С.Л., Борисов Д.Р. (1998) Минералогия и спектроскопия техногенных и антропогенных (бытовых) накипей. *Уральский минералогический сборник № 8*. Миасс: ИМин УрО РАН, 151-170.
- Потапов С.С., Червяцова О.Я., Паршина Н.В., Васильев С.К. (2018а) Минеральные соли из термальных вод месторождения Кындыг (Республика Абхазия, Западный Кавказ). *Минералы: строение, свойства, методы исследования*, (9), 151-157.
- Потапов С.С., Киселева Д.В., Червяцова О.Я., Паршина Н.В., Зайцева М.В., Карпова С. В., Чердниченко Н. В. (2018б) Месторождение термальных вод Кындыг в Республике Абхазия: изотопно-геохимические особенности и состав отлагающихся из них минеральных солей. *XXIV Всерос. науч. молодеж. конф. "Уральская минералогическая школа-2018". К 200-летию со дня рождения академика Н.И. Кокшарова*. Екатеринбург: Альфа-Принт, 154-161.
- Стрелецкая М.В., Зайцева М.В., Киселева Д.В., Солощенко Н.Г. (2016) Оценка возможности применения хроматографической смолы Sr для подготовки проб к изотопному масс-спектрометрическому анализу стронция. *Минералы: строение, свойства, методы исследования*, (8), 154-155.
- Червяцова О.Я., Потапов С.С., Филиппова К.А., Дбар Р.С. (2018) Некоторые особенности гидрохимического режима Новоафонской пещеры (Западный Кавказ) в контексте современного минералообразования и условий питания карстовых вод. *Устойчивое развитие горных территорий*, **10**(1), 77-90.
- Шварцев С.Л. (1998) Гидрогеохимия зоны гипергенеза. М.: Недра, 355 с.
- Шишлина Н.И., Ларионова Ю.О. (2013) Вариации изотопного состава стронция в образцах современных улиток юга России: первые результаты. *Материалы по изучению историко-культурного наследия Северного Кавказа. Вып. XI. Археология, краеведение, музееведение*. (Под ред. А.Б. Белинского). М.: Памятники исторической мысли, 159-168.
- Юдович Я.Э., Майдль Т.В., Иванова Т.И. (1980) Геохимия стронция в карбонатных отложениях. (В связи с проблемой геохимической диагностики рифов). Л.: Наука, 152 с.

- Allègre C.J., Louvat P., Gaillardet J., Meynadier L., Rad S., Capmas F. (2010) The fundamental role of island arc weathering in the Sr isotope budget. *EPSL*, **292**(1-2), 51-56.
- Brass G.W. (1976) The variation of the marine $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio during Phanerozoic time: interpretation using a flux model. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, **40**(7), 721-730.
- Clauer N., Olafsson J. (1981) Note breve: Icelandic thermal brines with a mantle Sr isotopic signature. *Sci. Geol. Bull. Strasbourg*, **34**(4), 243-245.
- Elderfield H., Greaves M.J. (1981) Strontium isotope geochemistry of Icelandic geothermal systems and applications for water chemistry. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, **45**(11), 2201-2212.
- Lebedev V.A., Chernyshev I.V., Chugaev A.V., Gol'tsman Yu.V., Bairova E.D. (2010) Geochronology of Eruptions and Parental Magma Sources of Elbrus Volcano, the Greater Caucasus: K-Ar and Sr-Nd-Pb Isotope Data. *Geochem. Int.*, **48**(1), 41-67.
- Lee S.-Gu, Kim T.-K., Lee T.J. (2011) Strontium isotope geochemistry and its geochemical implication from hot spring waters in South Korea. *J. Volcanol. Geoth. Res.*, (208), 12-22.
- Muynck D.D., Huelga-Suarez G., Heghe L.V., Degryse P., Vanhaecke F. (2009) Systematic evaluation of a strontium-specific extraction chromatographic resin for obtaining a purified Sr fraction with quantitative recovery from complex and Ca-rich matrices. *J. Anal. At. Spectrom.*, (24), 1498-1510.
- Palmer M.R., Edmond J.M. (1989) The strontium isotope budget of the modern ocean. *EPSL*, **92**(2), 11-26.
- Rad S.D., Allegre C.J., Louvat P. (2007) Hidden erosion on volcanic islands. *EPSL*, **262**(1/2), 109-124.
- Ross D.A., Degens E.T., MacIlvaine J. (1970) Black Sea: Recent sedimentary history. *Science*, **170**(3954), 163-165.
- Shand P., Darbyshire D.P.F., Love A.J., Edmunds W.M. (2009) Sr isotopes in natural waters: Applications to source characterisation and water-rock interaction in contrasting landscapes. *Appl. Geochem.*, **24**(4), 574-586.
- Spooner E.T.C. (1976) The strontium isotopic composition of sea-water, and seawater-oceanic crust interaction. *EPSL*, **31**(1), 167-174.
- Taylor H.P. (1980) The effects of assimilation of country rocks by magmas on $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ systematics in igneous rocks. *EPSL*, **47**(2), 243-254.
- Veizer J. (1989) Strontium isotopes in seawater through time. *Ann. Rev. EPS*, (17), 141-67.
- Veizer J., Ala D., Azmy K., Bruckschen P., Buhl D., Bruhn F., Carden A.F.G., Diener A., Ebner S., Godderis Y., Jasper T., Korte C., Pawellek F., Podlaha G.O., Strauss H. (1999) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater. *Chem. Geol.*, **161**(1-3), 59-88.
- gime of the New Athos cave (Western Caucasus) in the context of modern mineral formation and feeding conditions of karst waters. *Ustoichivoe razvitie gornyykh territorii*, **10**(1), 77-90. (In Russian)
- Clauer N., Olafsson J. (1981) Note breve: Icelandic thermal brines with a mantle Sr isotopic signature. *Sci. Geol. Bull. Strasbourg*, **34**(4), 243-245.
- Elderfield H., Greaves M.J. (1981) Strontium isotope geochemistry of Icelandic geothermal systems and applications for water chemistry. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, **45**(11), 2201-2212.
- Galeev R.G., Diyashev R.N., Sattarova F.M., Potapov S.S. (1998) Investigation of the mineral composition and causes of salt deposits in oilfield equipment. *Neftyanoye khozyaistvo*, (5), 41-45. (In Russian)
- Girin Yu.P. (2005) Rare earths, thorium and scandium in the Jurassic basins of the Caucasian geosynclinal region. *Geokhimiya*, (12), 1271-1283. (In Russian)
- Grigoriev N.A. (2002) On the clark content of chemical elements in the upper continental crust. *Litosfera*, (1), 38-60. (In Russian)
- Gudzhbidze G.E. (Aut.), Gamkrelidze I.P. (Ed.). (2003) *Geologicheskaya karta Gruzii masshtaba 1 : 500 000* [Geological map of Georgia scale 1 : 500 000]. Gosudarstvennyi departament geologii Gruzii i natsional'naya neftyanaya kompaniya "Gruzneft". (In Russian)
- Gidrogeologiya SSSR. T. 10. Gruzinskaya SSR (Red. A.V. Sidorenko) [Hydrogeology of the USSR. V. 10. Georgian SSR. (Ed. A.V. Sidorenko)]. (1970) Moscow, Nedra Publ., 404 p. (In Russian)
- Kurochkin V.I. (Ed.). (1957) *Geologicheskaya karta SSSR masshtaba 1 : 200 000. Seriya Kavkazskaya. List K-37-XII* [Geological map of the USSR with scale 1 : 200 000 Caucasian Series. Sheet K-37-XII]. Gruzinskoe geologicheskoe upravlenie. (In Russian)
- Kuznetsov A.B., Konstantinova G.V., Mel'nikov N.N., Turchenko T.L. (2011) Sr isotope composition in the inland continental seas of the Mediterranean-Black Sea belt. *Dokl. Akad. Nauk*, **439**(3), 399-402. (In Russian)
- Kuznetsov A.B., Semikhatov M.A., Gorokhov I.M. (2012) Isotopic composition of Sr in the waters of the oceans, marginal and inland seas: possibilities and limitations of Sr-isotopic chemostratigraphy. *Stratigr. Geol. Korrel.*, **20**(6), 3-19. (In Russian)
- Lebedev V.A., Chernyshev I.V., Chugaev A.V., Gol'tsman Yu.V., Bairova E.D. (2010) Geochronology of Eruptions and Parental Magma Sources of Elbrus Volcano, the Greater Caucasus: K-Ar and Sr-Nd-Pb Isotope Data. *Geochem. Int.*, **48**(1), 41-67.
- Lee S.-Gu, Kim T.-K., Lee T.J. (2011) Strontium isotope geochemistry and its geochemical implication from hot spring waters in South Korea. *J. Volcanol. Geoth. Res.*, (208), 12-22.
- Muynck D.D., Huelga-Suarez G., Heghe L.V., Degryse P., Vanhaecke F. (2009) Systematic evaluation of a strontium-specific extraction chromatographic resin for obtaining a purified Sr fraction with quantitative recovery from complex and Ca-rich matrices. *J. Anal. At. Spectrom.*, (24), 1498-1510.
- Osiya O.V., Kokosha L.V., Pustovarova O.V., Osiya A.O. (2014) *Prirodnye lechebnye faktory Abkhazii* [Natural healing factors of Abkhazia]. Sukhum, Dom pechaty Publ., 320 p. (In Russian)
- Palmer M.R., Edmond J.M. (1989) The strontium isotope

REFERENCES

- Allègre C.J., Louvat P., Gaillardet J., Meynadier L., Rad S., Capmas F. (2010) The fundamental role of island arc weathering in the Sr isotope budget. *EPSL*, **292**(1-2), 51-56.
- Brass G.W. (1976) The variation of the marine $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio during Phanerozoic time: interpretation using a flux model. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, **40**(7), 721-730.
- Chervyatsova O.Ya., Potapov S.S., Filippova K.A., Dbar R.S. (2018) Some features of the hydrochemical re-

- budget of the modern ocean. *EPSL*, **92**(2), 11-26.
- Perel'man A.I. (1989) *Geokhimiya: ucheb. dlya geol. spets. VUZov* [Geochemistry: Textbook. for geol. special. of universities]. Moscow, Vysshaya Shkola Publ., 528 p. (In Russian)
- Potapov S.S. (1993) *Mineralogiya solevykh otlozhenii v skvazhinakh i neftepromyslovom oborudovanii mestorozhdenii Zapadnoi Sibiri*. Diss. ... kand. geol.-min. nauk [Mineralogy of salt deposits in wells and oilfield equipment of fields in Western Siberia. Cand. geol. and min. sci. diss.]. Ekaterinburg, IGG UB RAS, 20 p. (In Russian)
- Potapov S.S. (1994) Salt deposits in oilfield equipment: a review of research areas: the advantages of the mineralogical approach. *Izv. Vyssh. Uchebn. Zaved. Gornyi zhurnal*, (9-10), 71-77. (In Russian)
- Potapov S.S. (1998) Mineral composition of boiler scale and deposits in the heat supply system of the Turgoyak holiday home. *Tez. dokl. III regional'nogo soveshchaniya "Mineralogiya Urala". T. 2.* [Thesis of III regional meeting "Mineralogy of the Urals". V. 2]. Miass, IMin UB RAS, 81-83. (In Russian)
- Potapov S.S., Chervyatsova O.Ya., Parshina N.V., Vasil'ev S.K. (2018a) Mineral salts from the thermal waters of the Kyndyg deposit (Republic of Abkhazia, Western Caucasus). *Mineraly: stroenie, svoistva, metody issledovaniya*, (9), 151-157. (In Russian)
- Potapov S.S., Kiseleva D.V., Chervyatsova O.Ya., Parshina N.V., Zaitseva M.V., Karpova S.V., Cherednichenko N.V. (2018b) Kyndyg thermal water deposit in the Republic Abkhazia: isotope-geochemical features and composition of mineral salts deposited from them. *XX-IV Vseros. nauch. molodezh. konf. "Ural'skaya mineralogicheskaya shkola-2018" K 200-letiyu so dnya rozhdeniya akademika N.I. Koksharova* [XXIV All-Russian Youth Scientific Conference "Urals Mineralogical School-2018". On the 200th anniversary of the birth of Academician N.I. Koksharov]. Ekaterinburg, Alpha-Print Publ., 154-161. (In Russian)
- Potapov S.S., Votyakov S.L., Borisov D.R. (1998) Mineralogy and spectroscopy of technogenic and anthropogenic (household) scale. *Ural'skii mineralogicheskii sbornik № 8*. Miass, IMin UB RAS, 151-170. (In Russian)
- Rad S.D., Allegre C.J., Louvat P. (2007) Hidden erosion on volcanic islands. *EPSL*, **262**(1/2), 109-124.
- Ross D.A., Degens E.T., MacIlvaine J. (1970) Black Sea: Recent sedimentary history. *Science*, **170**(3954), 163-165.
- Shand P., Darbyshire D.P.F., Love A.J., Edmunds W.M. (2009) Sr isotopes in natural waters: Applications to source characterisation and water-rock interaction in contrasting landscapes. *Appl. Geochem.*, **24**(4), 574-586.
- Shishlina N.I., Larionova Yu.O. (2013) Variations in the isotopic composition of strontium in samples of modern snails in southern Russia: first results. *Materialy po izucheniyu istoriko-kul'turnogo naslediya Severnogo Kavkaza. (Ed. A.B. Belinskii). Vyp. XI. Arkheologiya, kraevedenie, muzevedenie* [Materials on the study of historical and cultural heritage of the North Caucasus. XI. Archeology, local history, museology. (Ed. A.B. Belinskii)]. Moscow, Pamyatniki istoricheskoi mysli Publ., 159-168. (In Russian)
- Shvartsev S.L. (1998) *Gidrogeokhimiya zony gipergeneza* [Hydrogeochemistry of the zone of hypergenesis]. Moscow, Nedra Publ., 355 p. (In Russian)
- Spooner E.T.C. (1976) The strontium isotopic composition of sea-water, and seawater-oceanic crust interaction. *EPSL*, **31**(1), 167-174.
- Streletskaya M.V., Zaitseva M.V., Kiseleva D.V., Soloshenko N.G. (2016) Assessment of the possibility of using Sr chromatographic resin for sample preparation for strontium isotope mass spectrometric analysis. *Mineraly: stroenie, svoistva, metody issledovaniya*, (8), 154-155. (In Russian)
- Taylor H.P. (1980) The effects of assimilation of country rocks by magmas on $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ systematics in igneous rocks. *EPSL*, **47**(2), 243-254.
- Veizer J. (1989) Strontium isotopes in seawater through time. *Ann. Rev. EPS*, (17), 141-67.
- Veizer J., Ala D., Azmy K., Bruckschen P., Buhl D., Bruhn F., Carden A.F.G., Diener A., Ebner S., Godderis Y., Jasper T., Korte C., Pawellek F., Podlaha G.O., Strauss H. (1999) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater. *Chem. Geol.*, **161**(1-3), 59-88.
- Votyakov S.L., Potapov S.S., Borisov D.R., Krasnobayev A.A. (1995) Spectroscopic properties of technogenic carbonates from oilfield equipment. *Ural'skii mineralogicheskii sbornik № 5*. Miass, IMin UB RAS Publ., 66-81. (In Russian)
- Yudovich Ya.E., Maidl T.V., Ivanova T.I. (1980) *Geokhimiya strontsiya v karbonatnykh otlozheniyakh. (V svyazi s problemoi geokhimicheskoi diagnostiki rifov)* [Geochemistry of strontium in carbonate deposits. (In connection with the problem of geochemical diagnosis of reefs)]. Leningrad, Nauka Publ., 152 p. (In Russian)

ЛИТОСФЕРА Том 20 № 2

Март–Апрель 2020

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

Учредитель
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого
Уральского отделения Российской академии наук

Свидетельство о регистрации ПИИ № ФС77-77043 от 21 октября 2019 г.
в Министерстве цифрового развития, связи и массовых коммуникаций
Российской Федерации

Технический редактор Е.И. Богданова
Корректоры Н.М. Катаева, М.О. Тюлюкова
Оригинал-макет Н.С. Глушковой
Макет обложки А.Ю. Савельевой

РИО ИГГ УрО РАН № 101	Дата выхода в свет 30.04.2020	Формат 60 × 84 ¹ / ₈	Печать офсетная
Усл. печ. л. 19,25	Уч.-изд. л. 19,25	Тираж 120	Цена 990 руб. 00 коп. Заказ _____

Институт геологии и геохимии УрО РАН	Екатеринбург, 620016, ул. Акад. Вонсовского, 15
--------------------------------------	---

Отпечатано с готового оригинал-макета в типографии
ООО Универсальная Типография “Альфа Принт”
620049, г. Екатеринбург, переулок Автоматики, 2ж.
Тел.: 8 (800) 300-16-00
www.alfaprint24.ru

LITHOSPHERE (Russia) Vol. 20 No. 2

March–April 2020

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

Founder
The Federal State Institution of Science
the Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry
Russian Academy of Sciences Ural Branch

Registration certificate PI No. FS77-77043 from October 21, 2019
Ministry of Digital Development, Communications and Mass Media
of the Russian Federation

Technical editor E.I. Bogdanova
Corrector N.M. Kataeva, M.O. Tulukova
Original-layout N.S. Glushkova
Cover layout A.Yu. Savelieva

IPD IGG UB RAS № 101	Signed in print 30.04.2020	Format 60 × 84½	Offset print
Cond. print. sh. 19,25	Found.-publ. sh. 19,25	Circulation 120	Price 990 rub. 00 kopecks
			Order _____

Institute of Geology and Geochemistry UB RAS	15 Acad. Vonsovsky st., Ekaterinburg, 620016
--	--

Printed from the ready-made original layout in typography
OOO Universal Printing House “Alpha Print”
2ж Automation Lane, Ekaterinburg, 620049
Тел.: 8 (800) 300-16-00
www.alfaprint24.ru