

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

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

# ЛИТОСФЕРА

Том 21    № 5            2021            Сентябрь–Октябрь

Основан в 2001 году  
Выходит 6 раз в год

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

# LITHOSPHERE (Russia)

Volume 21    No. 5            2021            September–October

Founded in 2001  
Issued 6 times a year

**Литосфера, 2021. Том 21, № 5**  
Научный журнал. Выходит 6 раз в год  
Основан в 2001 году

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

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

*Главный редактор* С.Л. Вотяков  
*Заместитель главного редактора* В.В. Мурзин  
*Ответственный секретарь* Г.А. Мизенс  
ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

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

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

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

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

*Адрес издателя и редакции:* 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](mailto:lithosphere@igg.uran.ru)

© Институт геологии и геохимии УрО РАН  
© Авторы статей

**Lithosphere (Russia), 2021. Volume 21, No. 5**  
Scientific journal. Issued 6 times a year  
Founded in 2001

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

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

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

*Editorial board:* Anna I. Antoshkina (Institute of Geology, Komi SC UB of RAS, Syktyvkar, Russia); Vsevolod N. Anfilogov (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Tamara B. Bayanova (Geological Institute, Kola SC RAS, Apatity, Russia); Fernando Bea (University of Granada, Spain); Nikolai S. Bortnikov (Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, RAS, Moscow, Russia); Valerii A. Vernikovskii (Institute of Oil Geology and Geophysics, SB of RAS, Novosibirsk, Russia); Anna Vymazalova (Czech Geological Survey, Prague, Czech Republic); Giorgio Garuti (University of Leoben, Austria); Vladimir Davydov (Permian Research Institute, Boise State University, Department of Geosciences, Boise, ID, USA); Dmitry Yu. 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. Kornilkov (Mining Institute, 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 Akad. 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](mailto:lithosphere@igg.uran.ru)  
Website: <http://lithosphere.ru>

© Institute of Geology and Geochemistry  
© Authors of articles

# СОДЕРЖАНИЕ

---

---

Том 21, № 5, 2021

---

---

Цирконы пермского возраста (280–290 млн лет) из интрузивных магматических пород в рифейских толщах Южного Урала <i>А. А. Краснобаев, В. Н. Пучков, Н. Д. Сергеева, С. В. Бушарина</i>	601
Трофическая структура и особенности палеоценозов в средне-верхнекаменноугольных скелетных холмах на р. Щугер (Северный Урал) <i>Н. А. Матвеева, Р. М. Иванова</i>	609
Новый стратон в верхнедевонской последовательности в бассейне р. Цильма Среднего Тимана <i>О. П. Тельнова, И. Х. Шумилов</i>	625
Минералогия благородных металлов (Au, Ag, Pd, Pt) Волковского Cu-Fe-Ti-V месторождения (Средний Урал) <i>В. В. Мурзин, Г.А. Пальянова, Е. В. Аникина, В. П. Молошаг</i>	643
Критерии прогноза сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений Норильской провинции (англ.) <i>К. Н. Малич</i>	660
Полдневское месторождение демантоида (Средний Урал): геология и минералогия <i>Е. С. Карасева, А. Ю. Кисин, В. В. Мурзин</i>	683
Деформации слаболитифицированных пород баженовско-георгиевского комплекса <i>В. Ф. Гришкевич, Г. Х. Шайхутдинова, С. В. Лагутина</i>	699
К методике определения изотопного состава Sm/Nd и Sr на ICP-MS Neptune Plus с LA приставкой NWR 213 <i>М. В. Червяковская, В. С. Червяковский</i>	712
Поведение аномалий объемной активности почвенного радона во время подготовки тектонических землетрясений <i>И. А. Козлова, С. В. Бирюлин, А. К. Юрков</i>	724
Сейсмический процесс на п-ове Крильон (о-в Сахалин) после землетрясения 23 апреля 2017 г. <i>А. С. Закупин, Н. В. Богинская, Д. В. Костылев</i>	734

---

---

## Вниманию читателей

Оформить подписку журнала на 2-е полугодие 2021 года можно во всех отделениях Почты России (подписной индекс издания в Общероссийском каталоге “Почта России” – ПР857)

# Contents

---

---

## Volume 21, No. 5, 2021

---

---

Zircons of the Permian age (280–290 Ma) from intrusive magmatic rocks in Riphean structure of the Southern Urals <i>A. A. Krasnobaev, V. N. Puchkov, N. D. Sergeeva, S. V. Busharina</i>	601
Trophic structures and the specifics of paleocoenosis of the Middle-Upper Carboniferous skeletal mounds on the Shchuger River (Northern Urals) <i>N. A. Matveeva, R. M. Ivanova</i>	609
A new straton in the Late Devonian sedimentation in the Tsil'ma river basin of the Middle Timan <i>O. P. Tel'nova, I. Kh. Shumilov</i>	625
Mineralogy of noble metals (Au, Ag, Pd, Pt) in Volkovskoe Cu-Fe-Ti-V deposit (Middle Urals, Russia) <i>V. V. Murzin, G. A. Palyanova, E. V. Anikina, V. P. Moloshag</i>	643
Forecasting criteria for sulphide PGE-copper-nickel deposits of the Noril'sk province (In English) <i>K. N. Malitch</i>	660
The Poldnevskoye deposit of demantoid (Middle Urals): Geology and mineralogy <i>E. S. Karaseva, A. Yu. Kissin, V. V. Murzin</i>	683
Deformations of weakly lithified rocks of the Bazhenov-Georgievsky complex <i>V. F. Grishkevich, G. Kh. Shaikhutdinova, S. V. Lagutina</i>	699
Determination of Sm/Nd and Sr isotopic composition using an ICP-MS Neptune Plus equipped with an NWR 213 attachment for laser ablation <i>M. V. Chervyakovskaya, V. S. Chervyakovskiy</i>	712
Occurrence of anomalies in soil radon volume activity before tectonic earthquakes <i>I. A. Kozlova, S. V. Biryulin, A. K. Yurkov</i>	724
Seismic process on the Krillon Peninsula (Sakhalin Island) after the earthquake on April 23, 2017 <i>A. S. Zakupin, N. V. Boginskaya, D. V. Kostylev</i>	734

---

---

### *Subscription*

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

УДК 550.93:234.853

DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-5-601-608

## Цирконы пермского возраста (280–290 млн лет) из интрузивных магматических пород в рифейских толщах Южного Урала

А. А. Краснобаев<sup>1</sup>, В. Н. Пучков<sup>1</sup>, Н. Д. Сергеева<sup>2</sup>, С. В. Бушарина<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, e-mail: puchkv2@mail.ru

<sup>2</sup>Институт геологии УФИЦ РАН, 450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2, e-mail: riphey@ufaras.ru

Поступила в редакцию 29.03.2021 г., принята к печати 30.04.2021 г.

**Объект исследования.** Магматические образования, развитые в полосе распространения нижней (вулканогенно-осадочной) части айской свиты нижнего рифея Тараташской антиклинали на Южном Урале. **Результаты.** Впервые получена нижнепермская SHRIMP-датировка ( $288.6 \pm 3.1$  млн лет U-Pb методом по циркону из монцогаббро) для дайки, рвущей базальты нижнепалеозойского (420–450 млн лет) возраста. **Выводы.** На восточном склоне Урала находится цепочка близких по возрасту массивов нижнепермского Степнинского монцогаббро-граносиенит-гранитного комплекса, включающего в себя Уйскую, Вандышевскую, Бирюковскую и Степнинскую интрузии возрастом  $281 \pm 2$ ,  $280 \pm 2$  и  $286 \pm 2$  млн лет соответственно (U-Pb метод по циркону, SHRIMP-II, VSEGEI), а также полученные ранее датировки  $281 \pm 4$  млн лет (изохронный Rb-Sr метод) и  $283 \pm 2$  млн лет (изотопный Pb-Pb метод по циркону). Степнинский комплекс описан ранее как плюмзависимый. Рассмотренная в статье дайка монцогаббро, несмотря на некоторую удаленность от Степнинского комплекса, находится на простирации цепочки степнинских интрузий, близка к ним по составу, возрасту и может быть отнесена к тому же плюмовому событию. Предположение о плюмовом характере комплекса высказывалось нами уже давно, исходя из наложенного характера цепочки интрузий по отношению к более ранним, коллизионным уральским структурам. По геохимическим особенностям (монцогаббро) дайка укладывается в один из двух главных эталонных трендов степнинского комплекса – монцонитовый (монцогаббро, монцодиориты, сиениты).

**Ключевые слова:** циркон, U-Pb метод, монцогаббро, базальт, рифей, пермский возраст, Южный Урал

### Источник финансирования

Исследования выполнены в соответствии с планами научно-исследовательских работ Института геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН (тема гос. задания № 0246-2019-0087) и Института геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого Уральского отделения РАН, г. Екатеринбург (тема гос. задания АААА-А18-118052590032-6)

## Zircons of the Permian age (280–290 Ma) from intrusive magmatic rocks in Riphean structure of the Southern Urals

Artur A. Krasnobaev<sup>1</sup>, Viktor N. Puchkov<sup>1</sup>, Nina D. Sergeeva<sup>2</sup>, Sofia V. Busharina<sup>1</sup>

<sup>1</sup>A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia, e-mail: puchkv2@mail.ru

<sup>2</sup>Institute of Geology UFRC RAS, 16/2 K. Marx st., Ufa 450077, Russia, e-mail: riphey@ufaras.ru

Received 29.03.2021, accepted 30.04.2021

**Research subject.** Magmatic complexes that are developed in the lower (volcanogenic-sedimentary) part of the Ai Formation of the Lower Riphean of the Taratash anticline in the Southern Urals. **Results.** For the first time, the Lower Permian SHRIMP dating ( $288.6 \pm 3.1$  Ma by U-Pb method on zircon from monzogabbro) was obtained for a dike cutting the basalts of the Lower Paleozoic (420–450 Ma) age. **Conclusions.** On the eastern slope of the Urals there is a chain of massifs which are close in the age. The chain belongs to the Lower Permian Stepninsky monzogabbro-granosyenite-granite complex, represented by the Uiski, Vandyshevski, Biryukovski and Stepninski intrusions with the age of  $281 \pm 2$ ,  $280 \pm 2$  and  $286 \pm 2$  Ma, correspondingly (U-Pb method after zircons, SHRIMP-II, VSEGEI) and earlier obtained dates  $281 \pm 4$  Ma (Rb-Sr isochrone) and  $283 \pm 2$  Ma (isotope Pb-Pb method after zircons). The Stepninsky complex was described earlier as plume-dependent. The monzogabbro dike, described in this paper, although being at a considerable distance from the

**Для цитирования:** Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В. (2021) Цирконы пермского возраста (280–290 млн лет) из интрузивных магматических пород в рифейских толщах Южного Урала. *Литосфера*, **21**(5), 601–608. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-5-601-608>

**For citation:** Krasnobaev A.A., Puchkov V.N., Sergeeva N.D., Busharina S.V. (2021) Zircons of the Permian age (280–290 Ma) from intrusive magmatic rocks in Riphean structure of the Southern Urals. *Lithosphere (Russia)*, **21**(5), 601–608. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-5-601-608>

© А.А. Краснобаев, В.Н. Пучков, Н.Д. Сергеева, С.В. Бушарина, 2021

Stepninsky complex, is situated at a strike of the chain of the stepninsky intrusions, is close to them by the composition and age and can be ascribed to the same plume episode. The idea of the plume character of the complex was expressed by us relatively long ago based on a superimposed character of the chain of the intrusions over the earlier, collisional Uralian structures. As for the geochemical character (monzogabbro) the dike conforms with one of two standard trends of the Stepninsky complex – monzonite (monzogabbro, monzodiorites, syenites).

**Keywords:** zircon, U-Pb method, monzogabbro, basalt, Riphean, Permian age, Southern Urals

#### Funding information

The studies were carried out in accordance with the plans of research work of the Institute of Geology of the Ufa Federal Research Center of the RAS (subject of state assignment No. 0246-2019-0087) and the Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Ekaterinburg (subject of the state assignment AAAA-A18-118052590032-6)

## ВВЕДЕНИЕ

В разрезе по р. Ушат на западном крыле Тараташской антиклинали на Южном Урале (рис. 1) впервые получена нижнепермская датировка ( $288.6 \pm 3.1$  млн лет) U-Pb методом по циркону (SHRIMP-II) из дайки монцогаббро, прорывающей базальты нижнепалеозойского (420–450 млн лет (Краснобаев и др., 2018)) возраста, расположенные в полосе развития нижней (вулканогенно-осадочной) части айской свиты нижнего рифея, вулканы которой имеют датировку 1752 млн лет по циркону (U-Pb метод, SHRIMP-II (Краснобаев и др., 2013)).

Цирконы (пр. K2286 с координатами  $55^{\circ}43'495''$  с.ш. и  $059^{\circ}49'996''$  в.д.) выделены из темно-серого с зеленоватым оттенком монцогаббро офитовой структуры, по тонким трещинкам в котором развит ортоклаз. Порода сильно изменена: беспорядочно расположенные кристаллы плагиоклаза (65–70%) практически полностью замещены хлоритом, кварцем, пелитом, карбонатом, а пироксен (25–30%) – микрозернистым эпидотом. По составу и содержанию петрогенных компонентов (табл. 1) на классификационной диаграмме TAS порода отвечает монцогаббро.

Изотопные анализы цирконов (табл. 2) и их датирование U-Pb методом с помощью ионного микрозонда SHRIMP-II по известной методике (Williams, 1998) выполнены в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

**Цирконы.** Отчетливый идиоморфизм кристаллов нарушен влиянием тектоники и растворения, в результате чего незначительно изменен их облик (рис. 2, кр. 1, 4, 5). Разномасштабная магматического типа зональность цирконов указывает на переменные условия кристаллизации. Об этом свидетельствует и сосуществование зон, как лишенных чередующихся слоев (кр. 1.1, 2.1), так и с наличием зональных участков переменной толщины (мощности) (кр. 1, 4, 6). Зоны могут и сохранять устойчивость состава, и меняться за счет примеси (CL).

Поскольку чередование светлых-темных зон существенно меняется, а темные чаще соответствуют ранним генерациям (кр. 1.1, 2.1), распространено в кристаллах и инверсионное распределение U и Th в пределах основных параметров корреляционного взаимоотношения. Крупные твердые включения в кр. 5 относятся к первичным, поскольку оказывают влияние на дальнейшее развитие зональности. Поздние процессы (дробление и растворение) иногда срезают первичную зональность.

**U-Th.** Пример прямой корреляционной взаимозависимости U и Th в цирконах (рис. 3) характеризует их магматическую природу. Варианты соотношения этих элементов отражают сложные условия кристаллизации расплава. Представителями простой взаимосвязи U и Th в ранних-поздних генерациях в объеме единичных зерен являются кристаллы 1 и 2 (отрицательная взаимосвязь) и кристалл 4 (положительная). Кристаллы с одноактной инверсией поведения U и Th с переходом через промежуточную зону иллюстрируются кристаллом 5 (с минимальным содержанием) и кристаллом 6 (с максимальным). Указанные варианты эволюции состава цирконов отражают основные свойства расплава, состав которого, хотя и меняется ускоренным (по данным геохронологии) темпом, но не выходит за пределы его усредненного состава. Посторонних источников, влияющих на состав расплава, не обнаружено.

**Возраст** (рис. 4). В табл. 2 представлены все основные данные о возрасте цирконов монцогаббро. Содержания U и Th достаточно высокие, изотопные анализы – удивительно однотипные (кроме кр. 3.1). В координатах  $6/8-7/5$  заметно некоторое смещение анализов ниже конкордии, что отражает открытие изотопных систем, близкое к возрасту и образованию (автометаморфизм). Наиболее корректные данные при этом получаются при использовании координаты  $7/6-238/206$ , что и демонстрируется на рис. 4. Для 14 кристаллов возраст  $T_1$  уверенно определяется равным  $287.4 \pm 2.6$  млн лет. Если учитывать только кристаллы с минимальными нарушениями (10), то наиболее корректная датировка T цирконов монцогаббро составит  $288.6 \pm 3.1$  млн лет, что относится к самому монцогаббро.

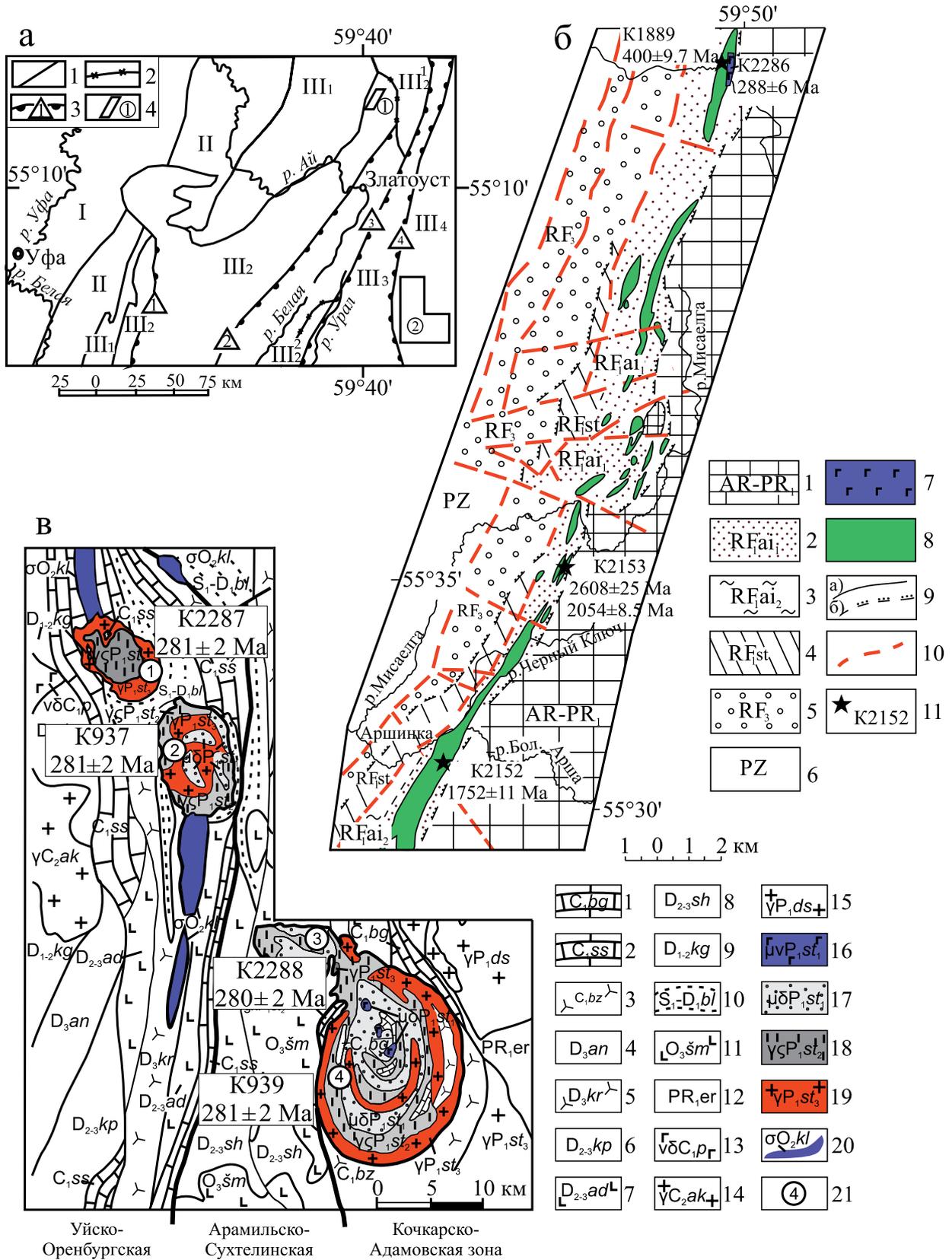


Рис. 1. Структурно-тектоническая схема Южного Урала (а) и фрагменты геологических карт западного крыла Тараташской антиклинали (б) и обрамления интрузий Степнинского монцогаббро-граносиенит-гранитного комплекса (в) (Сначев и др., 2018).

а. Границы структурно-тектонических подразделений: 1 – первого порядка; 2 – второго порядка; 3 – главнейшие разломы: 1 – Зильмердакский, 2 – Зюраткульский, 3 – Главный Уральский, 4 – Миасский; 4 – районы исследования, обозначенные цифрами в кружках (1 – западное крыло Тараташской антиклинали; 2 – район Степнинского монцогаббро-граносиенит-гранитного комплекса). Структурно-тектонические подразделения: I – Восточно-Европейская платформа; II – Предуральский краевой прогиб; III – Уральская складчатая система: III<sub>1</sub> – Западно-Уральская мегазона внешней складчатости, III<sub>2</sub> – Центрально-Уральская мегазона (поднятия), III<sub>3</sub> – Магнитогорская мегазона (мегасинклиорий), III<sub>4</sub> – Восточно-Уральская мегазона (поднятия).

б. 1 – архей-раннепротерозойские образования тараташского комплекса, 2–4 – отложения нижнего рифея: 2, 3 – айской свиты (2 – навышская и 3 – чудинская подсвиты) и 4 – саткинской свиты; 5 – нерасчлененные отложения верхнего рифея; 6 – отложения фанерозоя; 7 – дайка монцогаббро; 8 – вулканогенные породы; 9 – стратиграфические контакты: а – согласные, б – несогласные; 10 – тектонические контакты; 11 – место отбора пробы на циркон и ее номер.

в. Стратиграфические подразделения: 1–3 – карбона (толщи: 1 – биргильдинская, 2 – сосновская, 3 – березиновская); 4–9 – девона (толщи: 4 – арсинская, 5 – краснокаменная, 6 – копаловская, 7 – аджатаровская, 8 – сукхтелинская, 9 – карагайская); 10 – булатовская толща девона и силура; 11 – шеметовская толща ордовика; 12 – еремкинская толща протерозоя. Магматические комплексы: 13 – петропавловский габбро-диорит-гранодиоритовый; 14 – ахуново-карагайский лейкогранитовый; 15 – джабыкско-санарский гранитный; 16–19 – степнинский: 16 – монцогаббро первой фазы, 17 – монцодиориты первой фазы, 18 – кварцевые монцодиориты и сиенито-диориты второй фазы, 19 – граниты третьей фазы; 20 – куликовский гипербазитовый; 21 – цифры в белых кружках, массивы: 1 – Уйский, 2 – Вандышевский, 3 – Бирюковский, 4 – Степнинский.

**Fig. 1.** Structural-tectonic diagram of the Southern Urals (a) and fragments of geological maps of the western wing of the Taratash anticline (б) and framing of intrusions of the Stepninsky monzogabbro-granosyenite-granite complex (в) (Snachev et al., 2018).

а. The boundaries of the structural-tectonic subdivisions: 1 – first order; 2 – second order; 3 – main faults: 1 – Zilmerdak, 2 – Zyuratkul, 3 – Main Uralian, 4 – Miassky; 4 – study areas, indicated by numbers in circles (1 – western wing of the Taratash anticline; 2 – the area of the Stepninski monzogabbro-granosyenite-granite complex). Structural-tectonic subdivisions: I – East European platform; II – Preuralian foredeep; III – Uralian folded system: III<sub>1</sub> – West Uralian megazone of marginal folding, III<sub>2</sub> – Central Uralian megazone (uplift), III<sub>3</sub> – Magnitogorsk megazone (megasynclynorium), III<sub>4</sub> – East Uralian megazone (uplift).

б. 1 – Archean-Early Proterozoic formations of the Taratash complex, 2–4 – deposits of the Lower Riphean: 2, 3 – Ai Formation (2 – Navysh and 3 – Chudinskaya subformations) and 4 – Satka Formation; 5 – undivided sediments of the Upper Riphean; 6 – Phanerozoic deposits; 7 – monzogabbro dike; 8 – volcanic rocks; 9 – stratigraphic contacts: a – conform, б – unconform; 10 – tectonic contacts; 11 – place of sampling for zircon, its number and age.

в. Stratigraphic subdivisions. 1–3 – Carboniferous (strata: 1 – Birgildinskaya, 2 – Sosnovskaya, 3 – Berezinovskaya); 4–9 – Devonian (strata: 4 – Arsinskaya, 5 – Krasnokamenskaya, 6 – Kopalovskaya, 7 – Adzhatarovskaya, 8 – Sukhtelinskaya, 9 – Karagai); 10 – Bulatovskaya strata of the Devonian and Silurian; 11 – Ordovician Shemetovskaya strata; 12 – Yeremkinskaya strata of the Proterozoic. Magmatic complexes: 13 – Petropavlovsk gabbro-diorite-granodiorite; 14 – Akhunovo-Karagai leukogranite; 15 – Dzhabyk-Sanar granite; 16–19 – Stepninski: 16 – monzogabbro of the first phase, 17 – monzodiorite of the first phase, 18 – quartz monzodiorite and syenite-diorite of the second phase, 19 – granite of the third phase; 20 – Kulikovski ultramafic; 21 – numbers in white circles, massifs: 1 – Uiski, 2 – Vandyshevski, 3 – Biryukovski, 4 – Stepninski.

Возраст кристалла  $3.1 (453 \pm 8 \text{ млн лет по } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})$ , см. табл. 2) свидетельствует об участии ордовикских магматических процессов в формировании основной вулканогенной зоны Урала.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Палеозойские датировки для магматических пород, распространенных на западном склоне Урала среди рифейских толщ, указывают на возрастную эволюцию Урала как единой системы с глубокого докембрия (более 2500 млн лет) до верхнего палеозоя (280–290 млн лет). Связующим для Западного и Восточного склонов Урала являлся интервал 450–420 млн лет, с которого Урал уже выглядел как консолидированная единая горная система, в которой на Восточном склоне “усвоены” все более ранние блоки (фрагменты) различной природы, а на Западном развивалась активность вулканитов близкого возраста, нарушавших принятую последовательность в системе нижнего, среднего и верхнего рифея. Так, в полосе развития вулканитов ри-

фейского возраста оказались палеозойские вулканогенные и интрузивные образования, что свидетельствует о существовании одних и тех же каналов поступления магматического расплава в период от докембрия до верхнего палеозоя.

Полученная нижнепермская датировка ( $288.6 \pm 3.1$  млн лет, U-Pb метод) по циркону из монцогаббро в разрезе р. Ушат на западном склоне Южного Урала и формирование на восточном склоне нижнепермского Степнинского монцогаббро-граносиенит-гранитного комплекса, включающего в себя Уйскую, Вандышевскую, Бирюковскую и Степнинскую интрузии возрастом  $281 \pm 2$ ,  $280 \pm 2$  и  $286 \pm 2$  млн лет соответственно (U-Pb метод по циркону, SHRIMP-II, ВСЕГЕИ (Пучков, 2018)), а также полученные ранее датировки  $281 \pm 4$  млн лет (изохронный Rb-Sr метод) и  $283 \pm 2$  млн лет (изотопный Pb-Pb методом по циркону) (Сначев и др., 2018; Веа, 2005) свидетельствуют о завершении эволюции магматизма в виде эпизода, последовавшего за окончанием коллизионного этапа формирования уральца, во всех, восточных и западных, зо-

**Таблица 1.** Химический состав породы дайки пермского возраста на р. Ушат (Южный Урал), мас. %  
**Table 1.** Chemical composition of the Permian dike rock on the Ushat River (Southern Urals), wt %

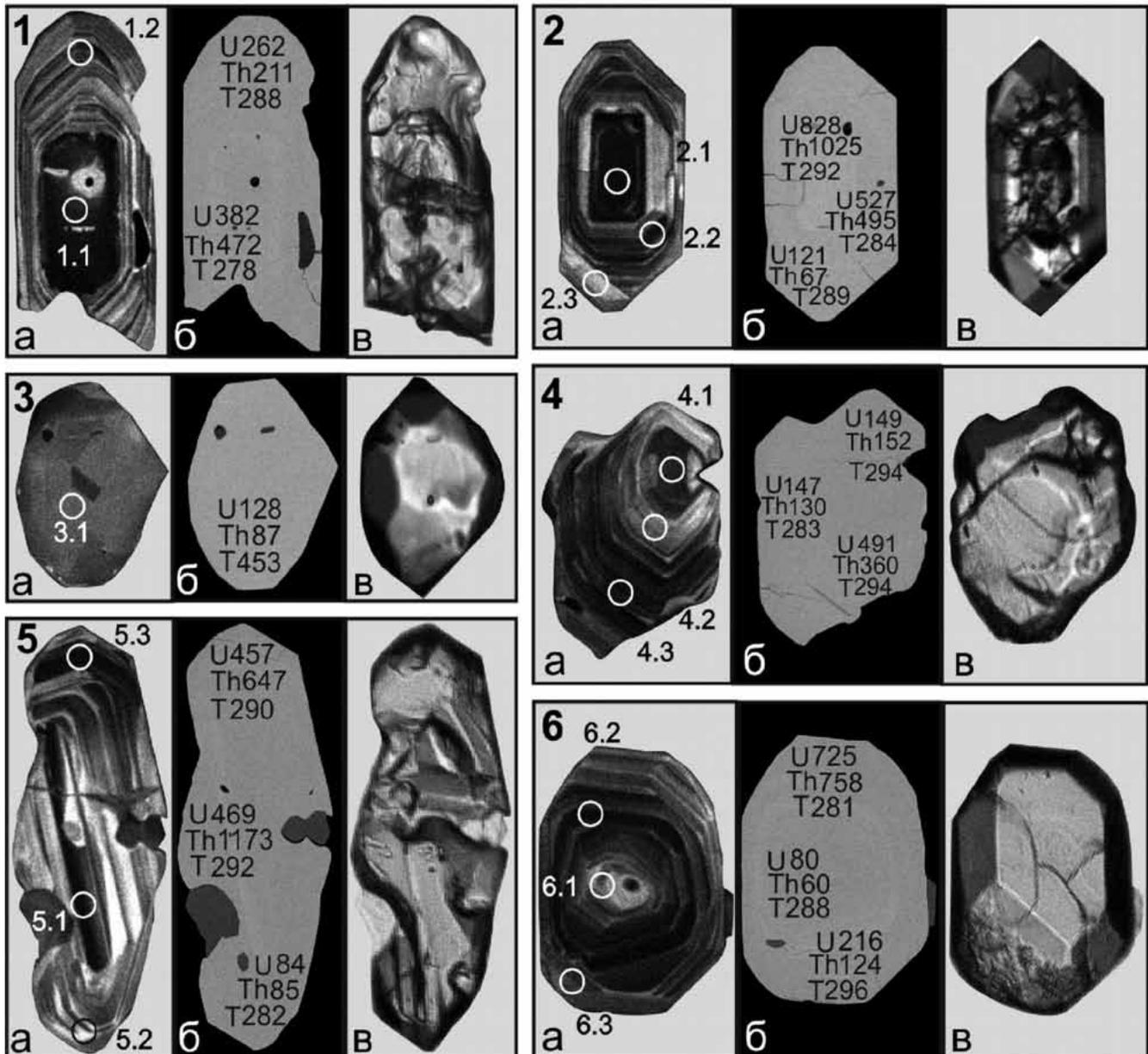
№ п. л.	Проба	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П. л. п.	Сумма
1	K2286	47.00	4.60	16.50	2.90	8.26	0.19	2.84	6.80	2.24	1.88	0.77	5.51	99.69
2	K2286-1	46.00	2.70	14.40	5.40	8.36	0.19	2.80	9.00	2.90	2.50	1.05	4.14	99.44

Примечание. Определение химического состава пород проведено в аналитической лаборатории Института геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, г. Уфа.

Note. Determination of the chemical composition of rocks was carried out in the analytical laboratory of the Institute of Geology – Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the RAS; s. Ufa

**Таблица 2.** U-Pb возраст цирконов монцгоббро K2286  
**Table 2.** U-Pb age of monzogabbro zircons K2286

Проба	% <sup>206</sup> Pb <sub>c</sub>	г/г U	г/г Th	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	г/г <sup>206</sup> Pb*	(1) <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U Age	Total <sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb ±%	Total <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb ±%	±%	(1) <sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb*	±%	(1) <sup>207</sup> Pb*/ <sup>206</sup> Pb*	±%	(1) <sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U	±%	(1) <sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U	±%	Ошибки- исправ- ление
K2286-1.1	0.20	382	472	1.28	14.5	278.2 ±4.5	22.63	1.6	2.3	22.68	1.6	0.0513	2.9	0.312	3.3	0.0441	1.6	0.495
K2286-6.2	0.30	745	758	1.05	28.6	280.8 ±4.3	22.39	1.6	1.6	22.46	1.6	0.0534	2.3	0.3279	2.8	0.04452	1.6	0.556
K2286-5.2	0.00	84	85	1.05	3.21	281.8 ±5.9	22.38	2.1	5.2	22.38	2.1	0.0504	5.2	0.31	5.7	0.04469	2.1	0.379
K2286-4.2	0.30	147	130	0.91	5.69	283 ±5.3	22.21	1.9	3.9	22.28	1.9	0.0485	5	0.3	5.4	0.04488	1.9	0.352
K2286-2.2	0.24	527	495	0.97	20.4	283.8 ±4.4	22.16	1.6	2	22.22	1.6	0.0498	2.6	0.3092	3.1	0.04501	1.6	0.522
K2286-6.1	2.62	80	60	0.78	3.22	288.1 ±6.7	21.3	2.1	4	21.88	2.4	0.0662	13	0.417	13	0.0457	2.4	0.177
K2286-1.2	0.18	262	211	0.83	10.3	288.3 ±4.8	21.83	1.7	2.8	21.86	1.7	0.0518	3.2	0.327	3.6	0.04574	1.7	0.473
K2286-2.3	0.35	121	67	0.57	4.79	289.3 ±5.6	21.71	2	4.2	21.79	2	0.0503	5.5	0.318	5.8	0.0459	2	0.337
K2286-5.3	0.00	457	647	1.46	18.1	290.5 ±4.6	21.69	1.6	2.2	21.69	1.6	0.0536	2.2	0.3404	2.7	0.0461	1.6	0.598
K2286-2.1	0.12	828	1025	1.28	33	292.4 ±4.5	21.53	1.6	1.6	21.55	1.6	0.05254	1.8	0.3361	2.4	0.0464	1.6	0.665
K2286-5.1	0.38	463	1173	2.62	18.5	292.9 ±4.6	21.43	1.6	2.2	21.52	1.6	0.048	3.3	0.308	3.7	0.04648	1.6	0.437
K2286-4.1	3.09	149	152	1.05	6.17	294.4 ±5.7	20.74	1.8	2.7	21.4	2	0.0762	8.4	0.491	8.6	0.04673	2	0.232
K2286-4.3	0.32	451	360	0.82	18.2	294.7 ±4.8	21.31	1.7	2.9	21.38	1.7	0.0491	3.7	0.317	4.1	0.04678	1.7	0.415
K2286-6.3	0.00	216	124	0.59	8.74	296.2 ±5.1	21.27	1.8	4.7	21.27	1.8	0.0655	4.7	0.425	5	0.04702	1.8	0.350
K2286-3.1	0.18	128	87	0.70	8.03	453 ±8	13.71	1.8	3.1	13.74	1.8	0.0568	3.5	0.57	3.9	0.0728	1.8	0.466



**Рис. 2.** Минералого-геохимические и возрастные особенности цирконов монцогаббро (пр. К2286).

Содержания U и Th – г/г; T – возраст, млн лет (по  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ). а – CL, б – BSE, в – оптика, проходящий свет. Цифры – номера кристаллов и кратеров (см. табл. 2).

**Fig. 2.** Mineralogical-geochemical and age characteristics of monzogabbro zircons (s. K2286).

Contents of U and Th – ppm, T – age, Ma (by  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ). а – CL, б – BSE, в – optics, transmitted light. Numbers – numbers of crystals and craters (see Table 2).

нах Урала. Таким образом, Урал стал единым, с общими этапами развития на протяжении более чем 2000 км и по всему широтному разрезу в связи с плюмовым эпизодом, описанным как степнинский (Puchkov et al., 2021). Рассмотренная в статье дайка монцогаббро, несмотря на некоторую удаленность от Степнинского комплекса, находится на прости-

рани цепочки степнинских интрузий, близка к ним по составу, возрасту и может быть отнесена к тому же плюмовому событию. Предположение о плюмовом характере комплекса мы высказывали давно, исходя из наложенного характера цепочки интрузий по отношению к более ранним, коллизионным уральским структурам. По геохимическим

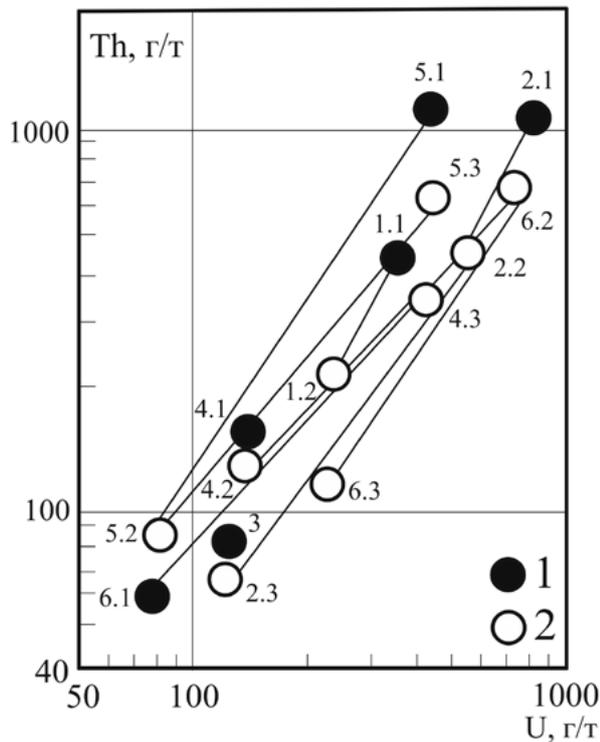


Рис. 3. U и Th в цирконах монцогаббро (пр. K2286).

1, 2 – номера кристаллов (см. табл. 2), стрелками соединены ранние–поздние генерации.

Fig. 3. U and Th in monzogabbro zircons (s. K2286).

1, 2 – numbers of crystals (see Table 2), arrows connect early–late generations.

особенностям (монцогаббро) дайка, описанная в статье, укладывается в один из двух главных эталонных трендов степнинского комплекса – монцонитовый (монцогаббро, монцодиориты, сиениты).

Материалы этой статьи оказались в числе последних из завершенных А.А. Краснобаевым в наших совместных исследованиях. Какие идеи не успел воплотить этот неутомимый в творческой работе ученый с оригинальным и очень нестандартным подходом к решению проблем в геологической науке, нам уже не узнать. Но остается добрая память и благодарность судьбе за долгие и плодотворные годы сотрудничества с Артуром Антониновичем.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Козлов В.И., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В., Лепехина Е.Н. (2013) Цирконология навьшских вулканитов айской свиты и проблема возраста нижней границы рифея на Южном Урале. *Докл. АН*, **448**(4), 437-442.
- Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д. (2018) Полихронная цирконология навьшских вулканитов айской свиты (Южный Урал). *Докл. АН*, **478**(1), 74-80.
- Пучков В.Н. (2018) Плюм-зависимый гранит-риолитовый магматизм. *Литосфера*, **18**(5), 692-705.
- Сначев А.В., Пучков В.Н., Сначев В.И. (2018) Новые данные по условиям кристаллизации монцодиорит-гранитных массивов восточного склона Южного Урала. *Докл. АН*, **481**(5), 544-547.

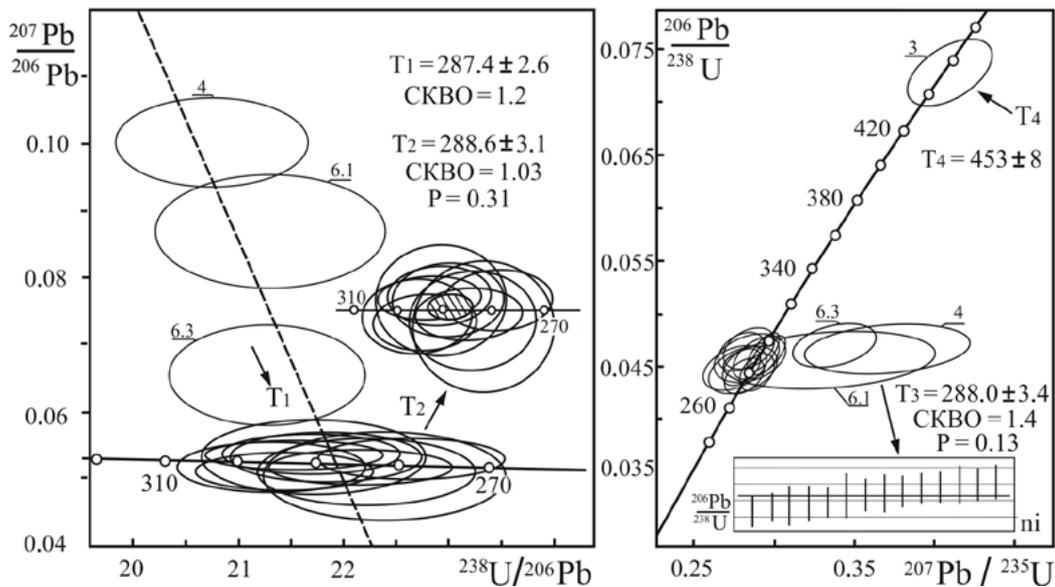


Рис. 4. U-Pb возраст цирконов монцогаббро (пр. K2286).

Fig. 4. U-Pb age of monzogabbro zircons (s. K2286).

- Bea F., Fershtater G.B., Montero P., Smirnov V.N., Molina J.F. (2005) Deformation-Driven Differentiation of Granite Magma: The Stepninsk Pluton of the Uralides, Russia. *Lithos*, **81**, 209-233.
- Puchkov V.N., Ernst R.E., Ivanov K.S. (2021). The importance and difficulties of identifying mantle plumes in orogenic belts: An example based on the fragmented large igneous province (LIP) record in the Ural fold belt. *Precamb. Res.*, 361, 106186. <https://doi.org/precambres.2021.106186>
- Williams I.S. (1998) U-Th-Pb Geochronology by ion microprobe. *Applications in microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Rev. Econ. Geol.*, **7**, 1-35.

## REFERENCES

- Bea F., Fershtater G. B., Montero P., Smirnov V.N., Molina J.F. (2005) Deformation-Driven Differentiation of Granite Magma: The Stepninsk Pluton of the Uralides, Russia. *Lithos*, **81**, 209-233.
- Krasnobaev A.A., Puchkov V.N., Sergeeva N.D. (2018) Polychronous zirconology of the Navysh volcanics of the Ai Formation (Southern Urals). *Dokl. Akad. Nauk*, **478**(1), 74-80. (In Russ.)
- Krasnobaev A.A., Puchkov V.N., Kozlov V.I., Sergeeva N.D., Busharina S.V., Lepekina E.N. (2013) Zirconology of the Navysh volcanics of the Ai Formation and the problem of the age of the lower boundary of the Riphean in the Southern Urals. *Dokl. Akad. Nauk*, **448**(4), 437-442. (In Russ.)
- Puchkov V.N. (2018) Plume-dependent granite-rhyolite magmatism. *Litosfera*, **18**(5), 692-705. (In Russ.)
- Puchkov V.N., Ernst R.E., Ivanov K.S. (2021). The importance and difficulties of identifying mantle plumes in orogenic belts: An example based on the fragmented large igneous province (LIP) record in the Ural fold belt. *Precamb. Res.*, 361, 106186. <https://doi.org/precambres.2021.106186>
- Snachev A.V., Puchkov V.N., Snachev V.I. (2018) New data on the crystallization conditions of monzodiorite-granite massifs on the eastern slope of the Southern Urals. *Dokl. Akad. Nauk*, **481**(5), 544-547. (In Russ.)
- Williams I.S. (1998) U-Th-Pb Geochronology by ion microprobe. In: Applications in microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. *Rev. Econ. Geol.*, **7**, 1-35.

## Трофическая структура и особенности палеоценозов в средне-верхнекаменноугольных скелетных холмах на р. Щугер (Северный Урал)

Н. А. Матвеева<sup>1</sup>, Р. М. Иванова<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 167982, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54,  
e-mails: nakaneva@geo.komisc.ru; natka110733@rambler.ru

<sup>2</sup>Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15,  
e-mails: ivanovarm@igg.uran.ru; geoivanur@mail.ru

Поступила в редакцию 29.04.2021 г., принята к печати 29.06.2021 г.

*Объект исследования.* Органогенные постройки типа скелетных холмов московско-касимовского возраста из разреза Верхние ворота на р. Щугер (Северный Урал). *Материалы и методы.* Проведен литолого-палеоэкологический анализ биогермных известняков в шлифах (60 шт.) и пришлифовках (10 шт.), отобранных в естественных выходах обн. 39 на р. Щугер мощностью 89 м. *Результаты.* Анализ трофических структур показал, что средне-верхнекаменноугольные скелетные холмы в течении трех стадий развития имели трехуровневую пищевую цепь. Поставщиками ОБ были цианобактерии, кальцимикробы и зеленые водоросли. Дальнейшими их потребителями были мшанки, брахиоподы, фузулиниды, мелкие фораминиферы и бактерии. Всеядные и хищники отсутствуют. Выяснено, что на стадии стабилизации в большинстве распространены гетеротрофы, а на стадии колонизации – автотрофы. В отличие от московского холма палеоценозы касимовского скелетного холма имеют более обширный состав и каждую стадию представляют два типа палеоценозов. *Выводы.* Установлено, что основными внешними факторами, которые контролировали развитие биоценоза, являлись гидродинамический режим и колебание уровня моря. Важным внутренним фактором было развитие биоиндуцированного цемента на скелетах организмов, что способствовало формированию твердых каркасов построек. Другим внутренним фактором выступало широкое распространение зеленых анхикодиевых водорослей, вызвавшее снижение биоразнообразия других групп организмов. Полученные данные позволяют говорить о том, что на данной территории в средне-позднекаменноугольное время существовал мелководный морской бассейн с хорошей аэрацией и низкой активностью гидродинамического режима. Уменьшение площади бассейна в позднем карбоне отразилось не только на сокращении таксонов водорослей, но и на биоразнообразии экосистемы.

**Ключевые слова:** скелетный холм, трофическая структура, палеоценоз, водоросли, средний и верхний карбон, р. Щугер, Северный Урал

## Trophic structures and the specifics of paleocoenosis of the Middle-Upper Carboniferous skeletal mounds on the Shchuger River (Northern Urals)

Natalya A. Matveeva, Rimma M. Ivanova

N.P. Yushkin Institute of Geology Komi Scientific Center UB RAS, 54 Pervomaiskaya st., Syktyvkar 167982, Russia,  
e-mails: nakaneva@geo.komisc.ru; natka110733@rambler.ru

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

Received 29.04.2021, accepted 29.06.2021

*Research subject.* Organogenic structures such as the Moscowian-Kasimovian skeletal mounds from the Verkhnie vorota section on the Shchuger River (Northern Urals). *Materials and methods.* The lithological-paleoecological analysis of biohermal limestones and the determination of their fauna in thin sections (60 samples) and polished slabs (10 samples) taken in outcrops 39 on the Shchuger River, 89 m thick. *Results.* It is revealed that the Middle-Upper Carboniferous skeletal mounds were characterized by a three-level food chain at three stages of their development. Cyanobacteria, calcimicrobes and green algae were the suppliers of organic matter. Their further consumers were bryozoans, brachiopods, fusulinids,

**Для цитирования:** Матвеева Н.А., Иванова Р.М. (2021) Трофическая структура и особенности палеоценозов в средне-верхнекаменноугольных скелетных холмах на р. Щугер (Северный Урал). *Литосфера*, 21(5), 609-624. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-5-609-624>

**For citation:** Matveeva N.A., Ivanova R.M. (2021) Trophic structures and the specifics of paleocoenosis of the Middle-Upper Carboniferous skeletal mounds on the Shchuger River (Northern Urals). *Lithosphere (Russia)*, 21(5), 609-624. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-5-609-624>

small foraminifera and bacteria. Omnivores and predators were absent. It is found that, heterotrophs were the most common organisms at the stabilization stage, while autotrophs were typical of the colonization stage. The paleocenoses of the Kasimovian skeletal mound had a more extensive composition. Here, each developmental stage was represented by two types of paleocenosis, compared to the Moscovian mound. *Conclusions.* It is found that the main external abiotic factors that controlled the development of the biocenosis in the sites under study were the hydrodynamic regime and sea level fluctuations. An important internal factor was the development of bio-induced cement on the skeletons of organisms, which contributed to the formation of solid frameworks of buildings. Another internal factor was the widespread occurrence of Anchicodiaceae algae, which caused a decrease in the biodiversity of other groups of organisms. The data obtained allowed us to conclude that a shallow sea basin with a good aeration and low hydrodynamic regime existed in this area in the Middle-Late Carboniferous. A decrease in the basin area in the Late Carboniferous was manifested by a reduction in not only algal taxa, but also the biodiversity of the entire ecosystem.

**Keywords:** *skeletal mounds, trophic structures, paleobiocenosis, algae, Carboniferous, Shchuger River, Northern Urals*

#### Acknowledgements

The authors express their gratitude to Dr. A.I. Antoshkina and Ph. D. E.S. Ponomarenko for their recommendations concerning this research, as well as to the reviewer for their constructive comments that helped us improve the article.

## ВВЕДЕНИЕ

Средне-верхнекаменноугольные отложения широко распространены на западном склоне Урала. Одним из наиболее полных разрезов является разрез Верхние ворота, располагающийся в среднем течении р. Щугер. Впервые выходы органогенных известняков карбона на р. Щугер отметил Э. Гофман в 1847 г. (Добролюбова, Сошкина, 1935). Затем они изучались Т.А. Добролюбовой и Е.Д. Сошкиной (1935), И.С. Муравьевым (1968, 1972), В.А. Чермных (1976), Б.И. Чувашовым с коллегами (1999) и А.И. Антошкиной (2003). В их работах приведены данные по палеонтологии, стратиграфии, литологии, рассматриваются возраст отложений и условия их формирования.

Позднее в результате полевого исследования в 2008 г. получены новые данные по строению и условиям образования этих отложений (Сандула, Канева, 2009; Канева, 2010). Литолого-палеоэкологическое изучение позволило установить интервалы развития скелетных холмов. По определению N.P. James, P.A. Burque (1992), скелетные холмы – это спокойноводные постройки с характерной выраженной вертикальной зональностью, ограниченной базисом действия волн и отсутствием боковой зональности, сформированные в основном мягкотелыми сессильными организмами с ограниченными формами роста (водорослями, мшанками, кораллами и др.). Также определено положение границы между московским и касимовским ярусами (Матвеева и др., 2019). Установлен новый комплекс альгофлоры (Матвеева, Иванова, 2020). Проведены предварительные изотопно-геохимические исследования (Матвеева, Сандула, 2020). Несмотря на хорошую изученность скелетных холмов, трофические структуры не были изучены, а они имеют важное значение для реконструкции сообществ и их пищевых цепочек.

В данной работе впервые приведен анализ палеобиоценозов средне-верхнекаменноугольных

скелетных холмов, а также установлены поставщики первичной продукции (органического вещества) и дальнейшие их потребители в цепи питания.

## ОБЪЕКТ И МАТЕРИАЛЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Разрез Верхние ворота на р. Щугер располагается на территории национального парка “Югыд-ва” в 73 км от устья и в 18 км выше устья р. Бол. Паток (рис. 1а). Выходы каменноугольных рифогенных отложений изучены на правом берегу реки (обн. 39, рис. 1б), где руч. Велдор-Кыртаель пересекает обнажение и создает перерыв в разрезе подольского горизонта среднего карбона, равный 8 м (Юдин, 1983). Стратиграфически ниже перерыва выходят светло-серые известняки массивного сложения мощностью 10 м (Юдин, 1983). Отложения общей мощностью 89 м, представленные после перерыва, являются объектом данного изучения (рис. 1в).

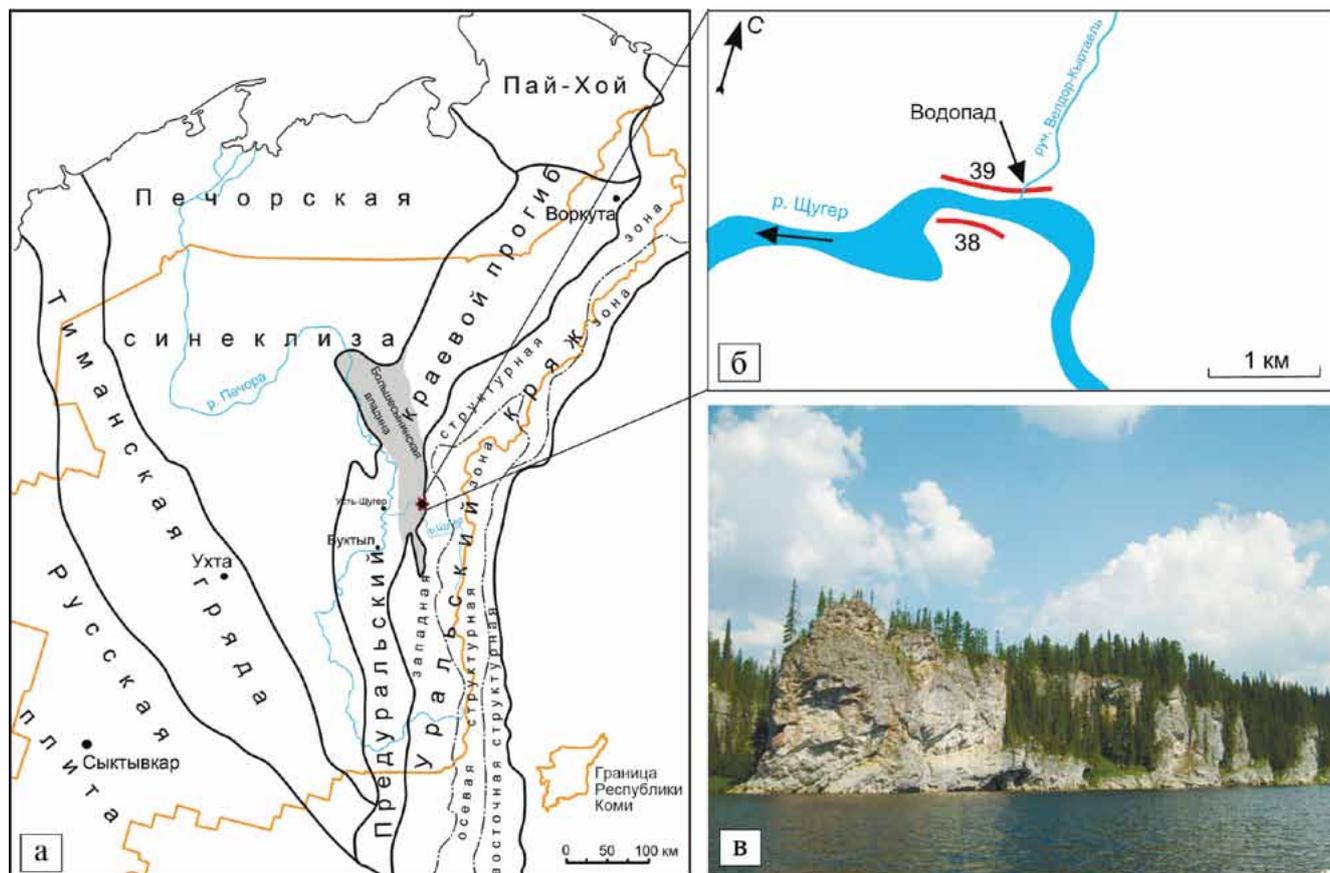
Материалом для статьи послужили шлифы (60 шт.) и пришлифовки (10 шт.) средне-верхнекаменноугольных органогенных построек.

В тектоническом отношении разрез приурочен к *Большесынинской впадине* Предуральского краевого прогиба (см. рис. 1а). В районе Верхних ворот Велдор-Кыртинский клипп был установлен как аллохтонная синклиналь (Юдин, 1983).

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

### Состав палеоценоза

Изучение литологического состава органогенных построек показало, что в строении участвуют пять групп известняков: биоцементолиты, биокластовые, микробные, пелитоморфные и обломочные (рис. 2) (Сандула, Канева, 2009). Основываясь на результатах литолого-палеоэкологического изучения, в интервале развития скелетных холмов в составе пород можно выделить следующие компо-



**Рис. 1.** Местонахождение разреза Верхние ворота на р. Щугер.

а – схема тектонического районирования Тимано-Североуральского региона (Юдин, 1994, с упрощениями); б – место расположения исследуемого разреза (Геологическое наследие..., 2008); в – вид на верхнюю часть обн. 39, расположенную выше устья руч. Велдор-Кыртаель.

**Fig. 1.** Location of the Verkhnie Vorota section on the Shchuger River.

а – a scheme of tectonic zoning of the Timan-Northern Ural region (Yudin, 1994, with simplifications); б – a location of the staded section (Geological heritage..., 2008); в – a view of the upper part of the 39 outcrop, located above the mouth of the Veldor-Kyrtael' Brook.

ненты трофической структуры: водоросли, цианобактерии, кальцимикробы, мшанки, фузулиниды, мелкие фораминиферы, брахиоподы, криноидеи и бактерии. Их распределение по постройкам показано на рис. 3.

Известно, что организмы по способу питания делятся на авто- и гетеротрофы. Автотрофы преобразуют неорганическое вещество в органическое с помощью солнечной (фотосинтез) или химической (хемосинтез) энергии, являясь, таким образом, производителями первичной продукции – продуцентами экосистемы. Гетеротрофы для своего питания используют готовое органическое вещество, создаваемое автотрофами, а также продукты их жизнедеятельности. В зависимости от источника питания они делятся на консументов (фаготрофы) и редуцентов (сапротрофы). Последние разлагают органическое вещество до неорганическо-

го. Тем самым они возвращают в среду углекислый газ, воду и минеральные соединения и формируют субстрат для деятельности продуцентов (Одум, 1986, т. 1).

В изученных средне-верхнекаменноугольных скелетных холмах водоросли, цианобактерии, кальцимикробы были главными производителями первичной продукции (продуцентами) биоценоза.

Среди **водорослей** преобладают остатки анхикодиевых: *Ivanovia tenuissima* Khvorova, *Eugonophyllum konishi* Kulik и *Anchicodium gracile* Johnson (табл. I, фиг. 3) (Матвеева, Иванова, 2020, см. рис. 2). Они являлись пороодообразующими на интервалах развития биоцементолитов верхнемоковского яруса (слои 6–7) и нижней части касимовского яруса (слои 14–22). Единичными экземплярами представлены зеленые дазикладовые *Gyroporella* sp. (см. табл. I, фиг. 3), *Clavaporella* sp.

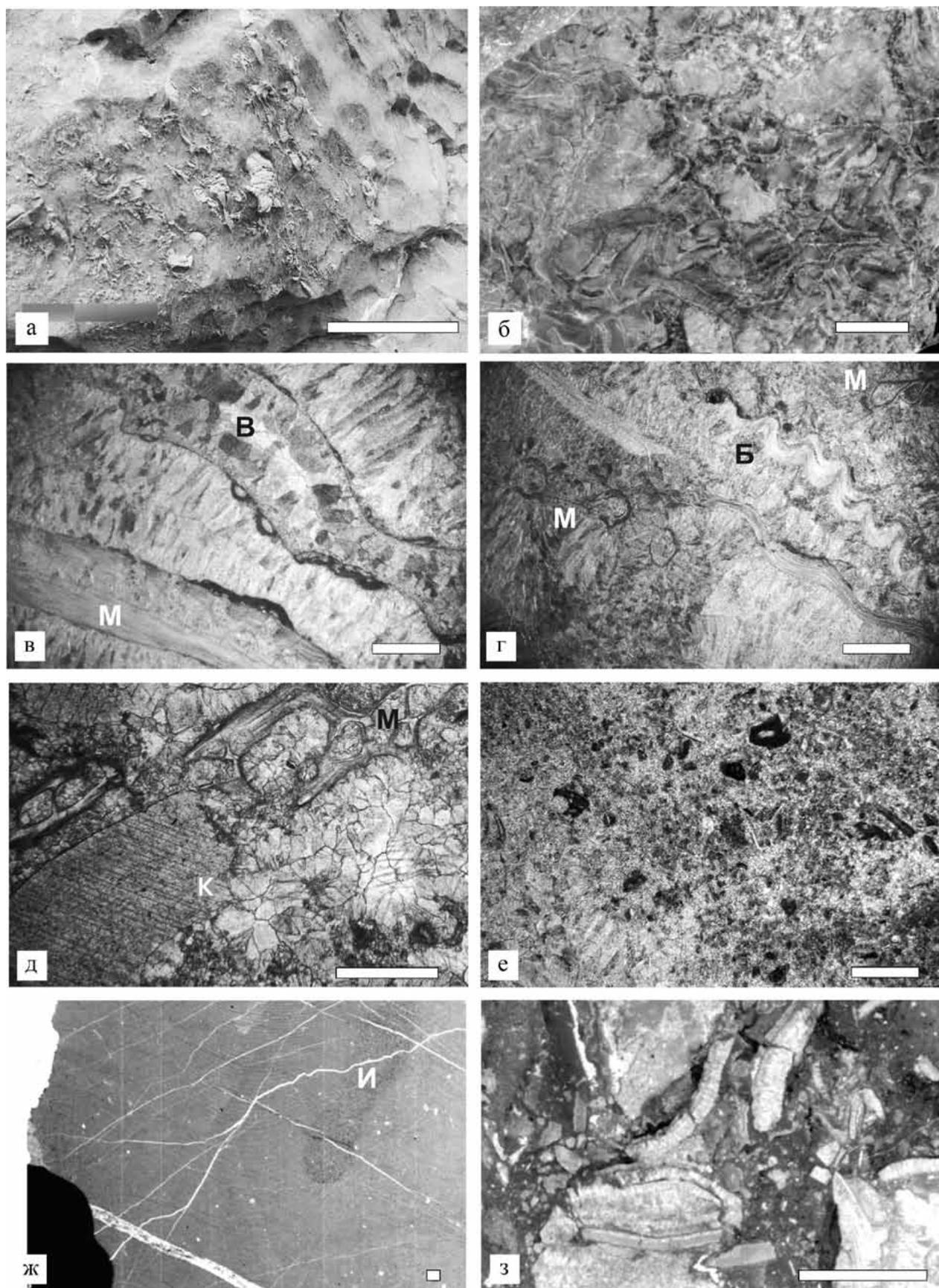


Рис. 2. Типы пород средне-верхнекаменноугольных отложений в разрезе Верхние ворота на р. Щугер.

а–г – биоцементолиты: а – характер биоцементолитов в верхнемосковском скелетном холме, вид в обнажении; б – “червячковая” крустификационная структура биоцементолитов касимовского скелетного холма, шлифовка обр. 39/23; в – водорослево(В)-мшанковые(М) биоцементолиты, обр. 8Щ 39/30; г – брахиоподово(Б)-мшанковые(М) биоцементолиты, обр. 8Щ 39/38. д – известняки биокластовые мшанково(М)-криноидные(К), обр. 8Щ 39/1; е – известняки микробные комковато-сгустковые, обр. 8Щ 39/8; ж – известняки пелитоморфные с ходами илоедов (И), обр. 8Щ 39/45; з – известняки биолитокластовые, обр. 8Щ 39/40. Масштаб: а – 5.0 см, б – 1.0 см, в–ж – 0.5 мм, з – 0.5 см.

**Fig. 2.** Rock types of Middle-Upper Carboniferous deposits in the section Verkhnie Vorota on the Shchuger River.

а–г – biocementstone: а – the nature biocementolites in the Upper Moscowian skeletal mounds, outcrop view; б – “worm” crustification structures of biocementolites of the Kasimov skeletal mounds, polished section sample 39/23; в – algal(B)-bryozoan(M) biocementstone, sample 8Щ 39/30; г – brachiopod(B)-bryozoan(M) biocementstone, sample 8Щ 39/38. д – bioclastic bryozoans(M)-crinoid(K) limestones, sample 8Щ 39/1; е – microbial lumpy-clotted limestones, sample 8Щ 39/8; ж – lime mudstones with silt burrows (И), sample 8Щ 39/45; з – biolithoclastic limestones, sample 8Щ 39/40. Scale: а – 5.0 cm, б – 1.0 cm, в–ж – 0.5 mm, з – 0.5 cm.

(см. табл. I, фиг. 4), *Pseudoepimastopora* cf. *likana* (Kochansky et Herak) (см. табл. I, фиг. 5), *Asphaltinella* cf. *horowitzi* Mamet et Roux (см. табл. I, фиг. 6), *Neoanchicodium* sp. и красные *Ungdarella uralica* Maslov (см. табл. I, фиг. 13), *Komia* sp. (см. табл. I, фиг. 14), *Eflügelia johnsoni* (Flügel) (см. табл. I, фиг. 15).

**Цианобактерии** представлены многочисленными *Tubiphytes* sp. (см. табл. I, фиг. 2) и единственным кустиком *Bevocastria* sp. (см. табл. I, фиг. 1). Систематическое положение *Tubiphytes* до сих пор остается спорным, но в данной статье авторы придерживаются классификации, указанной в работе (Иванова, 2013), в которой род *Tubiphytes* Maslov, 1956 отнесен к отделу цианобактерий. Они либо встречаются в виде отдельных желвачков, либо покрывают (нарастают) поверхность органических остатков. При обрастании тубифитесами талломов зеленых водорослей наблюдается лучшая сохранность внутренней структуры слоевищ. Также выявлена закономерность: чем больше количество тубифитесовых остатков, тем более интенсивно проявлены процессы крустификации. Они широко развиты в исследуемых породах по разрезу, за исключением маломощных интервалов развития пелитоморфных, криноидных и биолитокластовых известняков.

В результате связывания **кальцимикробами** карбонатного ила из придонных вод могли образовываться комки и сгустки (см. рис. 2е) (Flügel, 2004). Под кальцимикробами понимаются кальцитизированные микробные остатки, которые не сохранили морфологически выраженных четких форм. Они выступают в роли основных структурных элементов в комковато-сгустковых микробных известняках, подстилающих и перекрывающих толщи биоцементолитов.

К гетеротрофам-консументам относятся организмы-фильтраторы: фузулиниды, мелкие фораминиферы, брахиоподы и мшанки.

**Фузулиниды** являются пороодообразующими компонентами в биокластовых известняках, которые служили основанием для построек, а также в кровле разреза. Анализ распределения фораминифер

по разрезу был опубликован ранее (Матвеева и др., 2019, см. рис. 2) (табл. II, фиг. 10–14).

Мелкие **фораминиферы** родов *Eoliasiodiscus donbassicu* Reitl., *Pseudoglomospira elegans* (Lip.), *Pseudoglomospira* sp., *Ammovertella* cf. *flexuosa* Malakh., *Ammovertella* sp., *Tolypammina* cf. *pseudospiralis* Malakh., *Palaeonubecularia* sp., *Globivalvulina* sp. (см. табл. II, фиг. 1–9) (определения Р.М. Ивановой) встречаются как в биогермных известняках, так и в подстилающих и перекрывающих их отложениях. Являясь прикрепленными фораминиферами, они в основном селились на колониях мшанок, что позволяло им быть устойчивым к придонным течениям и действию волн во время приливов и отливов (Сухов, 2006).

**Мшанки** в верхнемосковском скелетном холме представлены единичными экземплярами (см. рис. 2в–д). В касимовское время они уже становятся пороодообразующими.

Единичные фрагменты раковин **брахиопод** (см. рис. 2г) встречены только в подстилающих и перекрывающих биогермную часть касимовской постройки толщ.

**Криноиды** в виде члеников и их фрагментов установлены в известняках из основания построек (см. рис. 2д). Также отмечается их присутствие в биокластовых известняках, слагающих подошву и кровлю разреза, в известняках, перекрывающих синседиментационные трещины в первом скелетном холме, и в заполнителях неглубоких трещин в толще биоцементолитов второго скелетного холма (Канева, 2010).

**Бактерии** являются анаэробными гетеротрофами-редуцентами, которые получают энергию при разложении ОВ в процессах сульфатредукции (Заварзин, 2002). Они ответственны за аммонификацию, денитрификацию, сульфатредукцию, анаэробную сульфатредукцию и процессы метаногенеза, которые могут приводить к концентрации  $\text{HCO}_3^-$  и возрастанию щелочности, способствуя осаждению  $\text{CaCO}_3$  в форме микрита (Klotze, Krumbein, 2000; Flügel, 2004). Экспериментами в лабораториях было доказано, что сульфатредуцирующие бактерии играют важную роль в осаждении карбоната



1 – филлоидные водоросли, 2 – микробные скопления, 3 – тубифитесы, 4 – криноидеи, 5 – мшанки, 6 – фузулиниды, 7 – брахиоподы, 8 – кораллы, 9 – мелкие фораминиферы, 10 – неопределимый биокластовый материал, 11 – биопленки, 12 – трещины извилистой формы, 13 – трещины линзовидной формы, 14 – литокласты, 15 – изученные скелетные холмы.

**Fig. 3.** The section of the Middle-Upper Carboniferous deposits Verkhnie Vorota in the 39 outcrop on the Shchuger River and distribution of paleocoenoses in it.

1 – phylloid algae, 2 – microbial accumulations, 3 – tubiphytes, 4 – crinoids, 5 – bryozoans, 6 – fusulinids, 7 – brachiopods, 8 – corals, 9 – small foraminiferas, 10 – indeterminate bioclasts, 11 – fossilized biofilms, 12, 13 – synsedimentation cracks (ravines) with thin horizontal layering of penetrating sinuous (12) and lenticular (13) shapes, 14 – lithoclasts, 15 – skeletal mounds studied.

кальция в форме микрита за счет увеличения щелочности в процессе окисления ОВ и могут служить центрами зародышеобразования для растущего минерала (Chafetz, Buszynski, 1992; Knorre, Krumbein, 2000; Visscher et al., 2000; Dupraz et al., 2009; Lin et al., 2018; и др.). Микроскопически в известняках можно наблюдать следы деятельности бактерий в виде микритовой оболочки вокруг органических остатков, преимущественно пластинок анхикодиевых водорослей. Микроорганизмы, которые могут существовать в виде биопленки (Nikolaev, Plakunov, 2007), поселялись вокруг организмов после их смерти и разрушали отмершие мягкие остатки, превращая их в неорганическое и простейшее органическое вещество. В дальнейшем по нему развивался биоиндуцированный синседиментационный крустификационный цемент (Антошкина, Пономаренко, 2014).

Главным свойством всех экосистем является способность к развитию. Смена экологических сукцессий, или стадий развития, идет от начальных нестабильных состояний к более стабильным. Внешне сукцессия выражается в последовательной смене групп организмов. Создание рифостроителями каркаса, в котором они сохраняются в прижизненном положении, позволяет выявить распределение видов рифостроящих и сопутствующих организмов на разных временных уровнях, или стадиях сукцессии.

Анализ распределения выявленных органических остатков дал возможность выделить разнообразные палеоценоотические структуры, соответствующие стадиям экологической сукцессии (ЭС) скелетных холмов (СХ). В каждом скелетном холме определены три стадии экологической сукцессии: стабилизация, колонизация и деструкция (Сандула, Канева, 2009) (см. рис. 3). Первые две стадии являются пионерными и образованы мелкими, одиночными, быстро растущими видами с высокими скоростями заполнения (James, Bourque, 1992). Первая стадия – стабилизации – представляет собой скопление известкового скелетного песка с формированием твердого фундамента будущей постройки. На этой стадии поверхность заселяется животными и/или растениями, способными связывать и закреплять субстрат. На следующей стадии – колонизации – на подготовленном субстрате поселяются рифофильные организмы массив-

ных, ветвящихся или пластинчатых форм. Третья стадия не относится к типовым стадиям экологической сукцессии, но служит характерным элементом верхнепалеозойских органических построек на севере Урала и отражает прекращение развития сообщества (Пономаренко, 2008). Также ранее установлена следующая закономерность: каждой группе пород соответствуют конкретные палеоценозы (Канева, 2010). Так, в составе биоценолитов основными структурными компонентами выступают зеленые филлоидные водоросли в ассоциации с колониями тубифитесов, мшанок и брахиопод. В биокластовых известняках встречаются фрагменты створок брахиопод, обрывки мшанок и членики криноидей, а в микробных известняках можно наблюдать совместное нахождение фузулинид и микробных образований.

### Трофическая структура

Каждое сообщество организмов в экосистеме приобретает трофическую структуру, которая отражает пищевые взаимоотношения между организмами и их окружающей средой (Соовер, 1988). Рассмотрим строение трофической структуры по стадиям развития построек (см. рис. 3, 4).

**Стадию стабилизации** характеризуют микробно-фузулинидовые ассоциации, которые служили основанием для первого скелетного холма (мячковский горизонт московского яруса) среднего карбона. На этой стадии первый уровень *продуцентов* занимали тубифитесы и кальцимикробы. Производимое автотрофами ОВ потребляли *консументы-фильтраторы* второго трофического уровня. К ним отнесены многочисленные фузулиниды и редкие криноидеи. На третьем уровне редуцентами могли быть бактерии, которые посмертно образовывали биопленки вокруг скелетов, что создавало субстрат для твердых биологически индуцированных крустификационных корок. Такой специфический тип цемента широко развит в скелетных холмах на западном склоне Северного Урала (Пономаренко, 2015). По мнению Е.С. Пономаренко, биопленки играли роль редуцентов, поскольку быстрая цементация по биопленкам происходила после смерти организмов. Трофическая система на этой стадии характеризуется преимущественно гетеротрофами.

Таблица I  
Table I

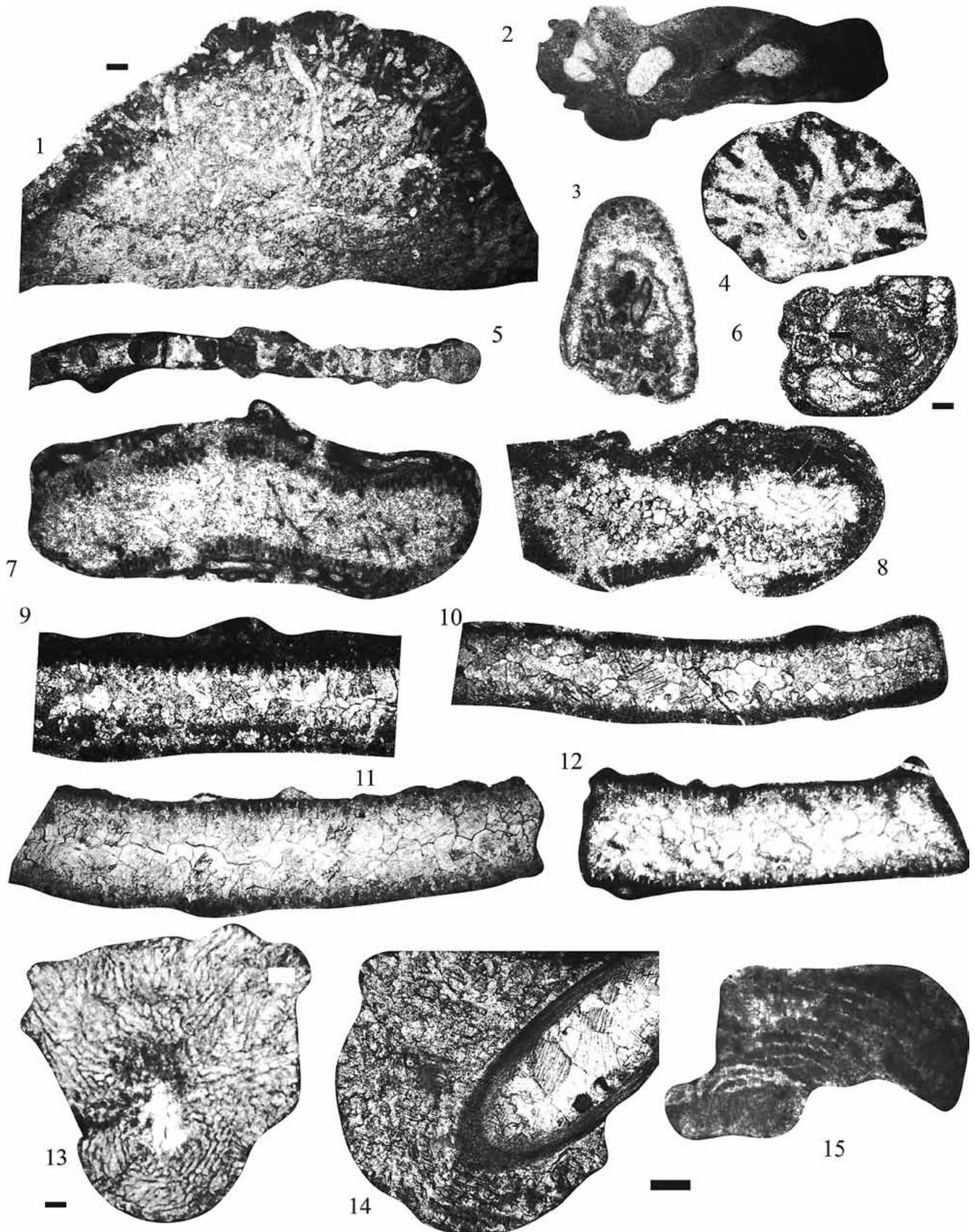
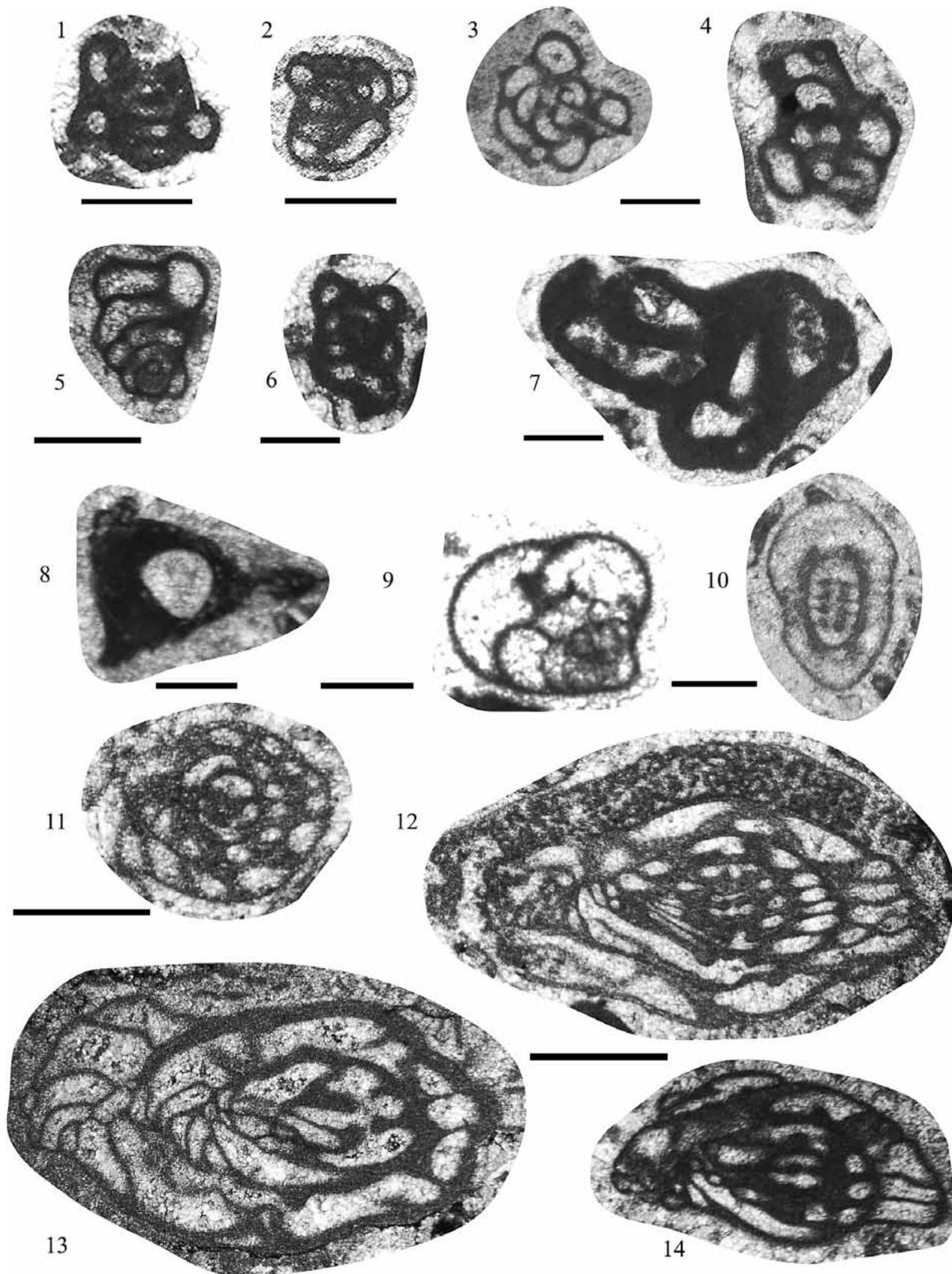


Таблица II  
Table II



**Таблица I.** Водоросли и цианобактерии в средне-верхнекаменноугольных скелетных холмах на р. Щугер.

Масштабная линейка для фиг. 1–5, 7–13 равна 0.15 мм, для фиг. 6, 14, 15 – 0.08 мм.

Фиг. 1. *Bevocastria* sp., обр. 8Щ 39/23.

Фиг. 2. *Tubiphytes* sp., обр. 8Щ 39/6.

Фиг. 3. *Gyroporella* sp., обр. 8Щ 39/44.

Фиг. 4. *Clavaporella* sp., обр. 8Щ 39/23.

Фиг. 5. *Pseudoepimastopora* cf. *likana* (Kochansky et Herak), обр. 8Щ 39/34.

Фиг. 6. *Asphaltinella* cf. *horowitzi* Mamet et Roux, обр. 8Щ 39/6.

Фиг. 7, 8. *Eugonophyllum konishi* Kulik: 7 – обр. 8Щ 39/23, 8 – обр. 8Щ 39/6.

Фиг. 9, 10. *Anchicodium gracile* Johnson: 9 – обр. 8Щ 39/34, 10 – обр. 8Щ 39/29.

Фиг. 11, 12. *Ivanovia tenuissima* Khvorova: 11 – обр. 8Щ 39/26, 12 – обр. 8Щ 39/32.

Фиг. 13. *Ungdarella uralica* Maslov, обр. 8Щ 39/2.

Фиг. 14. *Komia* sp., обр. 8Щ 39/3.

Фиг. 15. *Eftügelia johnsoni* (Flügel), обр. 8Щ 39/23.

**Table I.** Algae and cyanobacteria in the middle-upper Carboniferous skeletal hills on the Shchuger River.

Scale line for Fig. 5–7, 7–13 – 0.15 mm, for Fig. 6, 14, 15 – 0.08 mm.

**Таблица II.** Фузулиниды и фораминиферы в средне-верхнекаменноугольных скелетных холмах на р. Щугер.

Масштабная линейка для фиг. 1–7, 9, 10 равна 0.25 мм, для фиг. 8, 11–14 – 0.5 мм.

Фиг. 1. *Pseudoglomospira elegans* (Lip.), обр. 8Щ 39/44.

Фиг. 2, 3. *Pseudoglomospira* sp., обр. 8Щ 39/19.

Фиг. 4, 5. *Ammovertella* sp., обр. 8Щ 39/19.

Фиг. 6. *Ammovertella* cf. *flexuosa* Malakh., обр. 8Щ 39/44.

Фиг. 7. *Tolypammina* cf. *pseudospiralis* Malakh., обр. 8Щ 39/19.

Фиг. 8. *Palaeonubecularia* sp., обр. 8Щ 39/7.

Фиг. 9. *Globivalvulina* sp., обр. 8Щ 39/44.

Фиг. 10. *Parastaffella* sp., обр. 8Щ 39/19.

Фиг. 11. *Eoschubertella polymorpha* (Saf.), обр. 8Щ 39/44.

Фиг. 12. *Pulchrella* ex gr. *Pulchra* (Raus. et Bel.), обр. 8Щ 39/44.

Фиг. 13. *Kanmeria* sp., обр. 8Щ 39/5.

Фиг. 14. *Fusulinella* ex gr. *schwagerinoides* Deprat., обр. 8Щ 39/7.

**Table II.** Fusulinids and foraminifera in the Middle-Upper Carboniferous skeletal mounds on the Shchuger River.

Scale line for Fig. 1–7, 9, 10 – 0.25 mm, for Fig. 8, 11–14 – 0.5 mm.

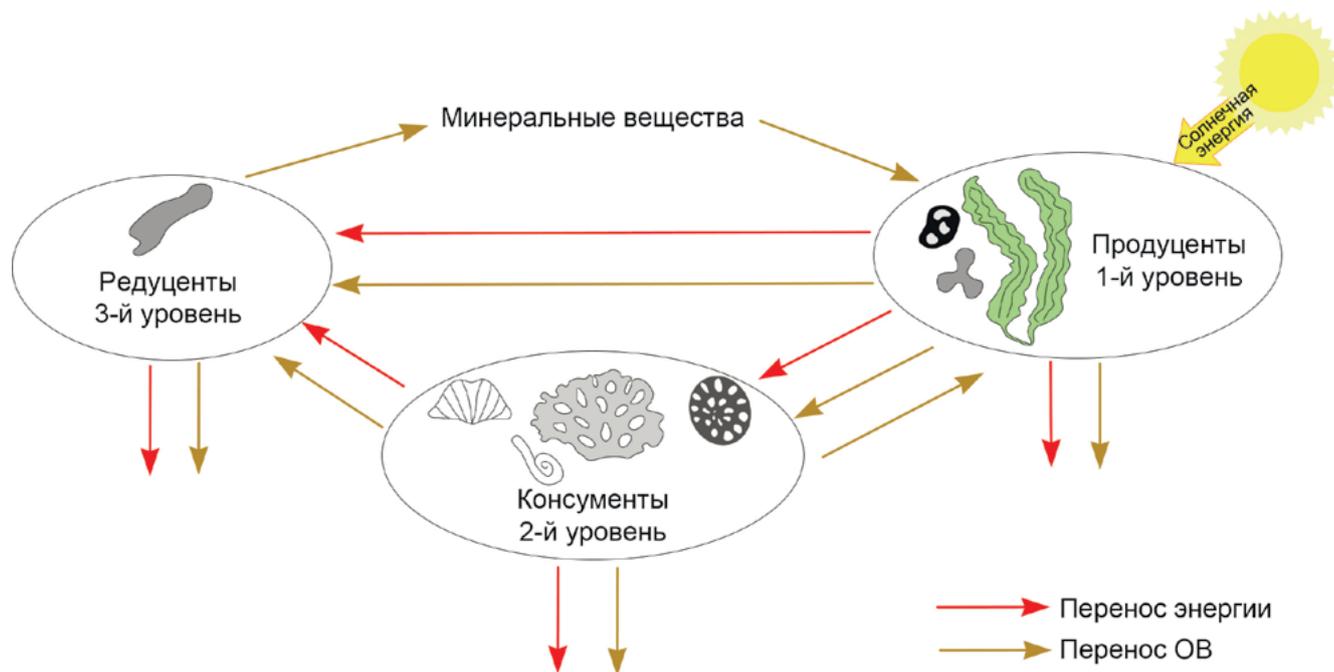
На **стадии колонизации** биотоп был заселен микробно-водорослевыми сообществами, характеризующимися преобладанием автотрофных организмов. Здесь развивается трехуровневая трофическая структура. Первый уровень *продуцентов* состоит из двух подуровней. Первый занимали тубифитесы и кальцимикробы, второй – зеленые водоросли *Eugonophyllum*. На втором уровне располагались *консументы* – мшанки и фузулиниды. Третий уровень *редуцентов* принадлежал бактериям. Стадия отличается от предыдущей незначительным уменьшением количества цианобактерий, кальцимикробов и появлением зеленых водорослей. Среди консументов-фильтраторов снижается количество фузулинид и появляются мшанки.

На **стадии деструкции** в результате вывода постройки в зону волнового воздействия происходит угасание ее развития. Она фиксируется появлением фрагментов организмов, крустифицированных раннедиагенетическим биологически индуцированным цементом. В составе танатоценоза встречаются *продуценты* первого подуровня – тубифитесы, кальцимикробы – и второго подуровня – неопределимые зеленые водоросли с незначительным развитием *консументов* второго уровня – фузулинид,

мелких фораминифер и мшанок. *Редуценты* третьего уровня представлены бактериями. На этой стадии трофическая структура постройки пополнилась консументами-фильтраторами – мелкими фораминиферами, увеличилось содержание кальцимикробов.

Рост следующей постройки начинается в касимовское время позднего карбона. На **стадии стабилизации** в формировании основания второго скелетного холма принимали участие микробно-фузулинидовые и мшанково-водорослево-микробные сообщества. Трофическая структура здесь трехуровневая. *Продуцентами* первого подуровня были тубифитесы и кальцимикробы, второго – зеленые водоросли, среди которых из-за их перекристаллизации удалось определить только единичные *Ivanovia* и *Eugonophyllum*. *Консументы* представлены фузулинидами, криноидеями, редкими брахиоподами и мшанками (второй уровень). *Редуцентами* третьего уровня по-прежнему были бактерии. Трофическая структура на этой стадии характеризуется преимущественно развитием гетеротрофных организмов.

На **стадии колонизации** водоросли вновь начинают преобладать. В нижней и верхней частях постройки отмечаются уже микробно-водорослевые



**Рис. 4.** Модель трофической структуры в средне-верхнекаменноугольных скелетных холмах, характерная для каждой стадии экологической сукцессии, из разреза Верхние ворота на р. Щугер.

Условные обозначения – см. рис. 3.

**Fig. 4.** A model of the trophic structure in the Middle-Upper Carboniferous skeletal mounds, characteristic of each stage of ecological succession, from the Verkhnie Vorota section on the Shchuger River.

Legend – see Fig. 2.

ассоциации, а в ее центральной части – мшанково-микробно-водорослевые. На этой стадии первый подуровень *продуцентов* занимали *Tubiphytes* и кальцимикробы, второй подуровень – зеленые филоидные водоросли *Ivanovia*, *Eugonophyllum*, *Anchicodium*. *Консументы* второго уровня имеют незначительное распространение и представлены фузулинидами, мелкими фораминиферами и мшанками. Бактерии являлись *редуцентами* третьего уровня. Трофическая система характеризуется преимуществом развитием автотрофных организмов и отличается от предыдущей появлением в составе биоценоза мелких фораминифер, исчезновением брахиопод, резким сокращением количества фузулинид и увеличением количества зеленых водорослей и мшанок.

**Стадии деструкции** соответствуют известнякам с биокластовым материалом, крустифицированным синседиментационным цементом. *Продуцентами* первого уровня все также были тубифитесы и кальцимикробы (первый подуровень) и водоросли семейства *Dasycladaceae* (второй подуровень), *консументами* второго уровня – брахиоподы, мшанки, мелкие фораминиферы, а *редуцентами* третьего уровня – бактерии. В отличие от стадии колонизации здесь вновь появляются брахиоподы.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В ходе анализа распределения палеоценозов по двум скелетным холмам выявлены следующие отличия. В касимовском скелетном холме каждую стадию представляют два вида палеоценозов в отличие от московского, где каждая стадия характеризуется только одним сообществом. Несмотря на то что микробно-фузулинидовые и микробно-водорослевые палеоценозы на стадии стабилизации и колонизации присутствуют в обеих постройках, касимовская постройка имеет немного другой состав консументов. На стадии стабилизации в касимовское время среди консументов возникают брахиоподы, а на стадии колонизации – мелкие фораминиферы. На стадии деструкции брахиоподы приобретают даже пороодообразующее значение. Заметную роль на стадии колонизации и деструкции начинают играть и мшанки.

Пищевые цепи в рассмотренных скелетных холмах близки по составу компонентов. Первый уровень занимали продуценты тубифитесы, кальцимикробы, зеленые филоидные водоросли. Второго уровня консументов-фильтраторов – мшанки, брахиоподы, фузулиниды и криноидеи. Редуцентами на третьем уровне являлись бактерии. Характер-

но отсутствие всеядных и хищников. В то же время стадии развития построек различаются как по составу организмов, так и по преобладающему способу питания. Так, на стадии стабилизации наиболее распространены гетеротрофы, на стадии колонизации – автотрофы.

### Факторы, повлиявшие на развитие экосистемы

Все сообщества контролируются окружающей их средой (аллогенные процессы), но внутри сообществ также существуют сильные взаимодействия, которые приводят к внутреннему контролю (аутогенные процессы) (Одум, 1986, т. 2). Пионерные стадии сукцессии имеют более сильный аллогенный контроль, чем более поздние рифовые (Соорет, 1988). Рассмотрим эти процессы и условия.

**Физико-химические (аллогенные).** Известно, что современные коралловые водоросли являются теплолюбивыми и чувствительны к сильному движению воды (Маслов, 1973). Глубины, на которых они произрастают, зависят от прозрачности воды и обычно не превышают 50 м. Поэтому на обилие в разрезе Верхние ворота зеленых анхикоралловых водорослей могло благоприятно повлиять мелкое море с хорошей освещенностью дна и слабым движением воды. Такие неблагоприятные абиотические факторы для существования водорослевых сообществ, как повышение активности гидродинамики, колебания уровня моря, приводили к разрушению построек (Канева, 2010). Эти условия также подтверждаются изотопно-геохимическими данными. Высокая биопродуктивность скелетных холмов зафиксирована в повышенных значениях  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  4.2–5.4‰ (PDB) (Матвеева, Сандула, 2020). Легкий изотоп  $^{12}\text{C}$  поглощается фитопланктоном (т. е. выводится из системы в органическое вещество организмов), и, как следствие, увеличивается содержание тяжелого  $^{13}\text{C}$  в растворенном неорганическом углероде и, соответственно, фиксируется в карбонатах (Botz et al., 1988). Также причина утяжеления изотопного состава углерода, возможно, связана с образованием карбонатов в прибрежной зоне в условиях аридного и семиаридного климата (Perry, Magaritz, 1990), что может приводить к эвапоритизации и повышению солености вод в бассейне. Мелководные условия образования биогермных известняков, вероятно, отразились на низком содержании бария в большинстве проб (14.5 г/т) (Матвеева, Сандула, 2020). В двух пробах пелитоморфных известняков (на границе ярусов, а также из синседиментационной трещины, заполненной пелитоморфным материалом в толще биоцементолитов) выявлена повышенная концентрация бария в пределах 48–69 г/т, что может характеризовать их как более глубоководные карбонаты.

**Биотические (аутогенные).** Наиболее важным внутренним фактором, без которого не сформиро-

вался бы каркас построек, было развитие укрепляющих биопленок на sessильных организмах. Это обеспечивало благоприятную среду для образования и цементирования на них твердых кристификационных корок. Такая посмертная биологически индуцированная инкрустация скелетов способствовала образованию высокорельефных твердых каркасов (Антошкина, Пономаренко, 2014). Возможно, эта кристификационная цементация создала эффект “закрытой системы” и стала причиной повышенного содержания Sr в образцах – 640–910 г/т (Матвеева, Сандула, 2020).

Широкое распространение филлоидных водорослей сказалось на низком таксономическом разнообразии метазойных организмов. Ранее такая зависимость была отмечена в верхнекаменноугольно-нижнепермских скелетных холмах не только Урала (Пономаренко, 2010), но и других регионов мира. По одним данным (Уилсон, 1980; Toomey, 1980), водоросли занимали все жилое пространство морского дна и тем самым “заглушали” другие формы жизни. Другие исследователи (Samankassou, West, 2003; Zhang et al., 2007) связывали это с тем, что филлоидные могли выделять ядовитые вещества, которые ограничивали развитие других организмов в этой области (Hau, 1997; Paul, 1997). Согласно выводам (Maillet et al., 2020), в позднем пенсильвании, вероятно, биологическая конкуренция с сообществами известковых водорослей была основным фактором, сдерживающим развитие кораллов на мелководье. Более глубоководные условия, где конкуренция кораллов с филлоидными водорослями снижается, скорее всего, способствовали развитию коралловых сообществ, образующих, например, большой риф Бяньпин на юге Китая. Другой причиной низкого биоразнообразия метазойных организмов, возможно, является аноксия придонных вод вследствие разложения редуцентами органического вещества большого количества водорослей, существовавших в спокойноводных обстановках, и обильное потребление кислорода при дыхании в ночное время (Пономаренко, Иванова, 2013).

В результате сравнения изученных построек с аналогичными одновозрастными было установлено, что скелетные холмы в разрезе Верхние ворота отличаются обедненным таксономическим составом альгофлоры, представленной только зелеными анхикоралловыми водорослями. Тогда как в верхнекаменноугольно-пермских органогенных постройках на Северном (реки Илыч, Унья) (Пономаренко, 2015; Пономаренко, Иванова, 2020) и Приполярном (р. Косью) (Салдин, Ремизова, 2020) Урале, помимо зеленых водорослей семейств Beresellaceae, Dasycladaceae, Wetheredellaceae, Cyclocrinaceae, Anchicodiaceae, широко представлены красные – Ungdarellaceae и Stacheinaceae, а также развиты гидроиды *Palaeoaplysina*.

Объединяют сравниваемые разрезы признаки обмеления на границе среднего и верхнего карбона. В отложениях московского яруса, на границе с касимовским, в разрезах по рекам Илыч, Унья, Косью встречаются остатки *Microcodium* (Пономаренко, Иванова, 2020; Салдин, Ремизова, 2020), которые, являясь индикаторами субаэральной экспозиции и возможного зарождения почвообразующих процессов (Антошкина, 2014), указывают на крайнее обмеление морского водоема, вплоть до вывода отложений в субаэральную зону в это время. Признаками обмеления в разрезе Верхние ворота могут служить полости и трещины в водорослево-биокластовых известняках, заполненные пелитоморфным материалом (Матвеева и др., 2019). Следы субаэральных экспозиций в породах верхнемосковского подъяруса наблюдаются на достаточно обширных площадях, что может позволить использовать их как дополнительный признак для корреляции разрезов (Пономаренко, Иванова, 2020). Причиной обмеления может быть значительное уменьшение площади акваторий в результате усиления активности тектонических движений и общего поднятия суши. Этим также объясняется сокращение численности и разнообразия таксонов водорослей в отложениях верхнего карбона (Иванова, 2013).

## ВЫВОДЫ

1. Палеоэкологический анализ распространения организмов показал, что средне-верхнекаменноугольные скелетные холмы имели трехуровневую трофическую структуру. Поставщиками ОВ были цианобактерии, кальцимикробы и зеленые водоросли. Дальнейшими их потребителями выступали мшанки, брахиоподы, фузулины, мелкие фораминиферы и бактерии. Выяснено, что на стадии стабилизации преимущественно распространены гетеротрофы, а на стадии колонизации – автотрофы. Палеоценозы касимовского скелетного холма имеют более обширный состав и каждую стадию представляют два типа палеоценозов в отличие от московского холма.

2. Установлено, что контролирующими факторами в развитии и взаимодействии организмов в биоценозе были внешние условия окружающей среды и внутренние взаимоотношения. К внешним отнесены гидродинамический фактор и колебание уровня моря. Внутренний контроль характеризуется следующими факторами. Первый – развитие биопленок на скелетах организмов, по которым происходила раннедиагенетическая посмертная кристаллизация, способствующая формированию гидроустойчивых каркасов построек. Вторым фактором служило широкое распространение зеленых анхикодиевых водорослей, которое отрицательно сказалось на биоразнообразии других групп организмов.

3. В средне-позднекаменноугольное время органические постройки на изученной территории формировались в мелководном морском бассейне с хорошей освещенностью дна в периоды с низкоактивным гидродинамическим режимом. Основанием для изученных склоновых построек служили микробно-биокластовые осадки стадии стабилизации. Позднее благоприятные условия (менее глубокое море со спокойной гидродинамикой) наступали для стадии колонизации. При дальнейшем повышении уровня моря и некотором усилении гидродинамики происходит завершение развития постройки на стадии деструкции с образованием обломочных известняков. Следует отметить, что после этой стадии наблюдается формирование новой постройки со стадии колонизации, но и она не успевает развиваться, так как смена абиотических условий приводит к полному прекращению роста. Уменьшение площади бассейна в позднем карбоне отразилось не только на сокращении таксонов водорослей, но и на низком биоразнообразии экосистемы. Полученные результаты исследований по палеоценозам скелетных холмов и условиям их формирования подтверждают также изотопно-геохимические данные.

## Благодарности

Авторы благодарят д-ра геол.-мин. наук А.И. Антошкину и канд. геол.-мин. наук Е.С. Пономаренко за консультации и рекомендации при написании работы, а также рецензента за конструктивные замечания и советы, которые способствовали улучшению статьи.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антошкина А.И. (2003) Рифообразование в палеозое (север Урала и сопредельные области). Екатеринбург: УрО РАН, 304 с.
- Антошкина А.И. (2014) Палеомикрокодии: новый взгляд на их генезис. *Палеонтол. журн.*, (4), 15-31.
- Антошкина А.И., Пономаренко Е.С. (2014) Биоиндуцированная кристаллизация как реакция позднекаменноугольных-раннепермских рифовых экосистем на изменения биосферы. *Геобиологические системы в прошлом*. М.: ПИН РАН, 44-62.
- Геологическое наследие Республики Коми (Россия). (2008) Сост. П.П. Юхтанов. Сыктывкар, 350 с.
- Добролюбова Т.А., Сошкина Е.Д. (1935) Общая геологическая карта Европейской части СССР (Северный Урал). Л. 123. *Тр. Лен. геол.-гидро-геодез. треста*. Вып. 8. Л.; М.: ОНТИ НКТП СССР, 190 с.
- Заварзин Г.А. (2002) Современные бактерии и бактериальные сообщества. Прокариотная клетка как система. *Бактериальная палеонтология*. М.: ПИН РАН, 6-35.
- Иванова Р.М. (2013) Известковые водоросли карбона Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 244 с.
- Канева Н.А. (2010) Палеоэкология и фации органических построек верхнего карбона севера Урала (на примере скелетных холмов р. Щугер). *Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН*, (7), 2-5.

- Маслов В.П. (1973) Атлас породообразующих организмов. М.: Наука, 267 с.
- Матвеева Н.А., Иванова Р.М. (2020) Состав водорослей в средне-верхнекаменноугольных скелетных холмах на р. Щугер. *Геология рифов. Мат-лы Всерос. литолог. совещ.* Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 89-92.
- Матвеева Н.А., Сандула А.Н. (2020) Изотопно-геохимическая характеристика средне-верхнекаменноугольных отложений на р. Щугер (Северный Урал). *От анализа вещества – к бассейновому анализу. Мат-лы 13-го Урал. литолог. совещ.* Екатеринбург, 154-156.
- Матвеева Н.А., Сандула А.Н., Ремизова С.Т. (2019) Граница среднего и верхнего карбона в разрезе Верхние ворота на р. Щугер (Северный Урал). *Структура, вещество и история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Мат-лы 28-й Всерос. науч. конф.* Сыктывкар: Геопринт, 103-107.
- Муравьев И.С. (1968) Карбон Печорского Приуралья. Казань: Изд-во Казанского ун-та, 226 с.
- Муравьев И.С. (1972) Стратиграфия и условия формирования Пермских отложений Печорского Приуралья. Казань: Изд-во Казанского ун-та, 202 с.
- Одум Ю. (1986) Экология. М.: Мир. Т. 1, 328 с. Т. 2, 376 с.
- Пономаренко Е.С. (2008) Стадии развития ассельской органогенной постройки на р. Унья (Северный Урал). *Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Мат-лы 17-й науч. конф. ИГ Коми НЦ УрО РАН.* Сыктывкар: Геопринт, 203-208.
- Пономаренко Е.С. (2010) Эволюция экосистем нижнепермских скелетных холмов Северного Урала. *Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН*, (12), 8-16.
- Пономаренко Е.С. (2015) Верхнекаменноугольно-нижнепермские карбонатные отложения западного склона Северного Урала. Сыктывкар: Геопринт, 177 с.
- Пономаренко Е.С., Иванова Р.М. (2013) Влияние анхикодиевых водорослей на специфику палеосообществ в нижнепермских скелетных холмах Северного Урала. *Водоросли в эволюции биосферы. Мат-лы I палеоальгологич. конф.* М.: ПИН РАН, 103-104.
- Пономаренко Е.С., Иванова Р.М. (2020) Касимовский ярус в разрезе Молебен-Из (р. Ильч, Северный Урал). *Литосфера*, 20(3), 341-362. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-3-341-362>
- Салдин В.А., Ремизова С.Т. (2020) Стратиграфия и геологическое положение верхнепалеозойской органогенной постройки на р. Косью (западный склон Приполярного Урала). *Изв. Коми НЦ УрО РАН*, 1(41), 16-27. <https://doi.org/10.19110/1994-5655-2020-1-16-27>
- Сандула А.Н., Канева Н.А. (2009) Верхнемосковско-касимовские биогермные образования среднего течения р. Щугер. *Литогенез и геохимия осадочных формаций Тимано-Уральского региона.* № 7. Тр. ИГ Коми НЦ УрО РАН. Вып. 124. Сыктывкар, 24-37.
- Сухов Е.Е. (2006) Палеоэкология мелких фораминифер в Печорской провинции. *Вестн. ОГУ*, 2(2), 48-54.
- Уилсон Дж.Л. (1980) Карбонатные фации в геологической истории. М.: Недра, 463 с.
- Черных В.А. (1976) Стратиграфия карбона севера Урала. Л.: Наука, 303 с.
- Чувашов Б.И., Мизенс Г.А., Черных В.В. (1999) Верхний палеозой бассейна р. Щугор (правобережье средней Печоры, западный склон Приполярного Урала). *Мат-лы по стратиграфии и палеонтологии Урала.* Вып. 2. Екатеринбург, 38-80.
- Юдин В.В. (1983) Варисциды Северного Урала. Л.: Наука, 173 с.
- Юдин В.В. (1994) Орогенез Северного Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: Наука, 285 с.
- Botz R., Stoffers P., Faber E., Tietze K. (1988) Isotope geochemistry of carbonate sediments from Lake Kivu (East-Central Africa). *Chem. Geol.*, 69(3-4), 299-308.
- Chafetz H.S., Buczynski C. (1992) Bacterially induced lithification of microbial mats. *Palaios*, 7, 277-293.
- Cooper P. (1988) Paleocology: paleoecosystems, paleocommunities. *Geosci. Can.*, 15(3), 199-208.
- Dupraz C., Reid P.R., Braissant O., Decho A.W., Norman S.R., Visscher P.T. (2009) Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats. *Earth Sci. Rev.*, 96, 141-162. <https://doi.org/10.1016/j.earsci-rev.2008.10.005>
- Flügel E. (2004) Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application. Berlin, Heidelberg Springer Verlag, 976 p.
- Hay M.E. (1997) Calcified seaweeds on coral reefs: complex defenses, trophic relationships, and value as habitats. *Proc. 8th Int. Coral Reef Symp.* V. I. Panamy City, 713-718.
- James N.P., Bourque P.A. (1992) Reefs and mounds. *Facies Models. Response to Sea Level Change.* (Eds R.G. Walker, N.P. James). Ottawa, Geological Association of Canada, 323-347.
- Knorre H.V., Krumbein W.E. (2000) Bacterial calcification. *Microbial Sediments.* Berlin, Springer-Verlag, 25-31.
- Lin C.Y., Turchyn A.V., Steiner Z., Bots P., Lampronti G.I., Tosca N.J. (2018) The role of microbial sulfate reduction in calcium carbonate polymorph selection. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 237, 184-204. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2018.06.019>
- Maillet M., Huang W.T., Li X., Yang Z.Y., Guan C.Q., Zhang Y.L., Gong E.P., Ueno K., Samankassou E. (2020) Late Pennsylvanian carbonate platform facies and coral reef: new insights from southern China (Guizhou Province). *Facies*, 67(3). <https://doi.org/10.1007/s10347-020-00613-w>
- Nikolaev Yu.A., Plakunov V.K. (2007) Biofilm – “City of Microbes” or an Analogue of Multicellular Organisms? *Microbiology*, 76(2), 125-138.
- Paul V.J. (1997) Secondary metabolites and calcium carbonate as defenses of calcareous algae on coral reefs. *Proc. 8th Int. Coral Reef Symp.* V. I. Panama City, Panama, 707-712.
- Perryt T.M., Magaritz M. (1990) Genesis of evaporate-associated platform dolomites: case study of the Main Dolomite (Zechstein, Upper Permian), Leba elevation, northern Poland. *Sedimentol.*, 37(4), 745-761.
- Samankassou E., West R.R. (2003) Constructional and accumulative modes of fabrics in selected Pennsylvanian algal-dominated buildups in eastern Kansas, Midcontinent, USA. *Permo-Carboniferous platforms and reefs. SEPM/AAPG Spec. Publ.*, 78, 219-237.
- Toomey D.F. (1980) History of a Late Carboniferous phylloid algal bank complex in northeastern New Mexico.

*Lethaia*, **13**, 249-267.

- Visscher P.T., Reid R.P., Bebout B.M. (2000) Microscale observations of sulfatereduction: correlation of microbial activity with lithified micritic laminae in modern marine stromatolites. *Geology*, **28**, 919-922.
- Zhang Y.L., Gong E.P., Guan C.Q., Samankassou E., Sun B.L. (2007) Carboniferous phylloid algal reefs in Ziyun County, Guizhou (South China): evidence of algal blooms. *Acta Sedimentol. Sin.*, **25**, 177-182.

## REFERENCES

- Antoshkina A.I. (2003) Reef formation in the Paleozoic (northern Urals and adjacent regions). Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 304 p. (In Russ.)
- Antoshkina A.I. (2014) Palaeomicrocodium: A new View on its Origin. *Palaeontol. J.*, **48**(4), 353-368. (In Russ.)
- Antoshkina A.I., Ponomarenko E.S. (2014) Bioinduced crustification as a reaction of the Late Carboniferous-Early Permian reef ecosystems on biosphere changes. *Geo-biological systems in the past*. Moscow, PIN RAN, 44-62. (In Russ.)
- Botz R., Stoffers P., Faber E., Tietze K. (1988) Isotope geochemistry of carbonate sediments from Lake Kivu (East-Central Africa). *Chem. Geol.*, **69**(3-4), 299-308.
- Chafetz H.S., Buczynski C. (1992). Bacterially induced lithification of microbial mats. *Palaios*, **7**, 277-293.
- Chernykh V.A. (1976) Stratigraphy of Carboniferous of the northern part of the Urals. Leningrad, Nauka Publ., 304 p. (In Russ.)
- Chuvashov B.I., Mizens G.A., Chernykh V.V. (1999) Upper Paleozoic of the basin Shchugor River (right bank of the middle Pechora, western slope of the Subpolar Urals). *Materials on the stratigraphy and paleontology of the Urals*. V. 2. Ekaterinburg, 38-80. (In Russ.)
- Cooper P. (1988) Paleocology: paleoecosystems, paleocommunities. *Geosci. Can.*, **15**(3), 199-208.
- Dobrolubova T.A., Soshkina E.D. (1935) General geological map of the European part of the USSR (Northern Urals). Sheet 123. *Tr. Len. geol.-gidro-geodez. tresta*. V. 8. Leningrad, Moscow, ONTI NKTP SSSR, 190. (In Russ.)
- Dupraz C., Reid P.R., Braissant O., Decho A.W., Norman S.R., Visscher P.T. (2009) Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats. *Earth Sci. Rev.*, **96**, 141-162. <https://doi.org/10.1016/j.earsci-rev.2008.10.005>
- Flügel E. (2004) Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application. Berlin, Heidelberg Springer Verlag, 976 p.
- Geological heritage of the Komi Republic (Russia). (2008) (Ed. P.P. Yukhtanov). Syktyvkar, 350 p. (In Russ.)
- Hay M.E. (1997) Calcified seaweeds on coral reefs: complex defenses, trophic relationships, and value as habitats. *Proc. 8th Int. Coral Reef Symp.* V. I. Panamy City, 713-718.
- Ivanova R.M. (2013) Calcareous algae of the Carboniferous of the Urals. Ekaterinburg, RIO UrO RAN Publ., 244 p. (In Russ.)
- James N.P., Bourque P.A. (1992) Reefs and mounds. *Facies Models. Response to Sea Level Change*. (Ed. R.G. Walker, N.P. James). Ottawa, Geological Association of Canada, 323-347.
- Kaneva N.A. (2010) Palaeocology and facies of organic buildups of Upper Carboniferous of north of the Urals (by the example skeletal mounds of the Shchuger River). *Vestn. IG Komi SC UB RAS*, (7), 2-5. (In Russ.)
- Knorre H.V., Krumbein W.E. (2000) Bacterial calcification. *Microbial Sediments*. Berlin, Springer-Verlag, 25-31.
- Lin C.Y., Turchyn A.V., Steiner Z., Bots P., Lampronti G.I., Tosca N.J. (2018) The role of microbial sulfate reduction in calcium carbonate polymorph selection. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **237**, 184-204. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2018.06.019>
- Maillet M., Huang W.T., Li X., Yang Z.Y., Guan C.Q., Zhang Y.L., Gong E.P., Ueno K., Samankassou E. (2020) Late Pennsylvanian carbonate platform facies and coral reef: new insights from southern China (Guizhou Province), *Facies*, **67**(3). <https://doi.org/10.1007/s10347-020-00613-w>
- Maslov V.P. (1973) Atlas of rock-forming organisms. Moscow, Nauka Publ., 267 p. (In Russ.)
- Matveeva N.A., Ivanova R.M. (2020) Composition of algae in the Middle-Upper Carboniferous skeletal mounds on the Shchuger River. *Geology of reefs. Mat-ly Vseros. litolog. soveshch.* Syktyvkar, IG Komi NTs UrO RAN, 89-92. (In Russ.)
- Matveeva N.A., Sandula A.N. (2020) Isotope-geochemical characteristics of Middle-Upper Carboniferous deposits on the Shchuger River (Northern Urals). *From analysis of matter to analysis of basins. Mat-ly 13th Ural. litolog. soveshch.* Ekaterinburg, IGG UB RAS, 154-156. (In Russ.)
- Matveeva N.A., Sandula A.N., Remizova S.T. (2019) The boundary of the Middle and Upper Carboniferous in the section "Upper gate" on the Shchuger River (Northern Urals). *Structure, substance and history of the lithosphere of the Timan-Severouralsk segment. Mat-ly 28th Vseros. nauch. konf.* Syktyvkar, Geoprint Publ., 103-107. (In Russ.)
- Murav'ev I.S. (1968) Carboniferous of the Pechora Urals. Kazan, Kazan state univ. Publ., 226 p. (In Russ.)
- Murav'ev I.S. (1972) Stratigraphy and conditions of formation of the Permian deposits of the Pechora Cisurals. Kazan, Kazan state univ. Publ., 202 p. (In Russ.)
- Nikolaev Yu.A., Plakunov V.K. (2007) Biofilm – "City of Microbes" or an Analogue of Multicellular Organisms? *Microbiology*, **76**(2), 125-138.
- Odom Yu. (1986) Ecology. Moscow, Mir Publ. V. 1, 328 p. V. 2, 376 p. (In Russ.)
- Paul V.J. (1997) Secondary metabolites and calcium carbonate as defenses of calcareous algae on coral reefs. *Proc. 8th Int. Coral Reef Symp.* V. I. Panama City, Panama, 707-712.
- Perryt T.M., Magaritz M. (1990) Genesis of evaporate-associated platform dolomites: case study of the Main Dolomite (Zechstein, Upper Permian), Leba elevation, northern Poland. *Sedimentol.*, **37**(4), 745-761.
- Ponomarenko E.S. (2008) Stages of development of the Aselian organogenic structure on the Unya River (Northern Urals). *Structure, substance and history of the lithosphere of the Timan-Severouralsk segment. Mat-ly 17th nauch. konf. IG Komi NTs UrO RAN*. Syktyvkar, Geoprint Publ., 203-208. (In Russ.)
- Ponomarenko E.S. (2010) Evolution of ecosystems of the Lower Permian skeletal mounds of the Northern Urals. *Vestn. IG Komi NTs UrO RAN*, (12), 8-16. (In Russ.)
- Ponomarenko E.S. (2015) Upper Carboniferous-Lower Permian carbonate deposits on western slope of the

- Northern Urals. Syktyvkar, Geoprint Publ., 177 p. (In Russ.)
- Ponomarenko E.S., Ivanova R.M. (2013) An influence of Anchicodiaceae algae on specificity of palaeocommunities in Lower Permian skeletal mounds of the Northern Urals. *Algae in Biosphere Evolution. Mat-ly I Palaeoalgolog. Conf.* Moscow, PIN RAS, 103-104. (In Russ.)
- Ponomarenko E.S., Ivanova R.M. (2020) Kasimovian stage in the Moleben-Iz section (Ilych River, Northern Urals). *Lithosphere (Russia)*, **20**(3), 341-362. (In Russ.). <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-3-341-362>
- Saldin V.A., Remizova S.T. (2020) Stratigraphy and geological situation of the Upper Paleozoic organogenic structure on the Kos'yu River (western slope of the Subpolar Urals). *Izv. Komi NTs UrO RAN*, **1**(41), 16-27. (In Russ.) <https://doi.org/10.19110/1994-5655-2020-1-16-27>
- Samankassou E., West R.R. (2003) Constructional and accumulative modes of fabrics in selected Pennsylvanian algal-dominated buildups in eastern Kansas, Midcontinent, USA. *Permo-Carboniferous platforms and reefs. SEPM/AAPG Spec. Publ.*, **78**, 219-237.
- Sandula A.N., Kaneva N.A. (2009) Upper Moscovian-Kasimovian bioherm formations in the middle reaches of the Shchuger River. *Litogenesis and geochemistry of sedimentary formations of Timan-Urals region*. Tr. IG Komi NTs UrO RAN. V. 124. Syktyvkar, 24-37. (In Russ.)
- Sukhov E.E. (2006) Paleoeecology of small foraminifera in the Pechora province. *Vestn. OGU*, **2**(2), 48-54. (In Russ.)
- Toomey D.F. (1980) History of a Late Carboniferous phylloid algal bank complex in northeastern New Mexico. *Lethaia*, **13**, 249-267.
- Visscher P.T., Reid R.P., Bebout B.M. (2000) Microscale observations of sulfatereduction: correlation of microbial activity with lithified micritic laminae in modern marine stromatolites. *Geology*, **28**, 919-922.
- Wilson J.L. (1980) Carbonate facies in geological history. Moscow, Nedra Publ., 463 p. (In Russ.)
- Yudin V.V. (1983) Variscides of the Northern Urals. Leningrad, Nauka Publ., 173 p. (In Russ.)
- Yudin V.V. (1994) Orogenesis of north of the Urals and Pay-Khoy. Ekaterinburg, Nauka Publ., 285 p. (In Russ.)
- Zavarzin G.A. (2002) Modern bacteria and bacterial communities. The prokaryotic cell as a system. *Bacterial paleontology*. Moscow, PIN RAN, 6-35. (In Russ.)
- Zhang Y.L., Gong E.P., Guan C.Q., Samankassou E., Sun B.L. (2007) Carboniferous phylloid algal reefs in Ziyun County, Guizhou (South China): evidence of algal blooms. *Acta Sedimentol. Sin.*, **25**, 177-182.

УДК 581.33:551.734. (470.4+574.1)

DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-5-625-642

## Новый стратон в верхнедевонской последовательности в бассейне р. Цильма Среднего Тимана

О. П. Тельнова, И. Х. Шумилов

ИГ Коми НЦ УрО РАН, 167982, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54, e-mail: Tel'nova@geo.komisc.ru

Поступила в редакцию 25.05.2021 г., принята к печати 11.06.2021 г.

**Объект исследования.** Терригенные породы саргаевского этапа осадконакопления в различных структурно-фациальных обстановках в пределах Цилемской площади (Средний Тиман). **Материал и методы.** Работа основана на изучении состава, структурных особенностей пород, видового разнообразия спор высших растений в наиболее полных естественных обнажениях, предлагаемых в качестве стратотипа паладинской свиты – нового стратона саргаевского возраста ( $D_3$ ) на Среднем Тимане. Отложения свиты на большей площади района содержат крайне мало остатков ископаемой фауны, чаще индифферентной, поэтому основным биостратиграфическим методом является палиностратиграфия. **Результаты.** На Среднем Тимане описан новый стратон – паладинская свита, характеризующая саргаевский этап осадконакопления в различных структурно-фациальных обстановках в пределах Цилемской площади. Новый стратон имеет четкую литологическую и подробную палинологическую характеристики, выполнено описание лимитотипа. В настоящее время паладинская свита – наиболее полная последовательность раннефранского осадконакопления на Европейском Северо-Востоке России, где удалось зафиксировать региональные отклики глобального франского события и определить положение дискуссионного уровня границы среднего и верхнего девона. **Выводы.** Название “устьярегская” свита на Среднем Тимане невалидно, поскольку является гомонимом одновозрастных отложений на Южном Тимане и разрез представлен не морскими, а преимущественно континентальными отложениями. Предлагается для выделенной свиты новое название – “паладинская” – с описанием разреза стратона и лимитотипа. Паладинская свита охарактеризована подкомплексами спор (А и Б) региональной миоспоровой зоны *Cristatisporites pseudodeliquesces*, что позволило провести корреляцию морских и континентальных отложений раннего франа на территории всего Тимано-Печорского региона и установить ее точное положение в стратиграфической схеме девона.

**Ключевые слова:** новый стратон – паладинская свита, девон, Средний Тиман

**Источник финансирования**

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке гранта РФФИ № 20-05-00445

## A new straton in the Late Devonian sedimentation in the Tsil'ma river basin of the Middle Timan

Ol'ga P. Tel'nova, Igor' Kh. Shumilov

Institute of Geology Komi SC UB RAS, 54 Pervomayskaya st., Syktyvkar 167982, Russia, e-mail: Tel'nova@geo.komisc.ru

Received 25.05.2021, accepted 11.06.2021

**Research subject.** Terrigenous rocks of the Sargaev stage of sedimentation in various structural-facies settings within the Tsilma area (Middle Timan). **Material and methods.** The composition, structural features of rocks, and the species diversity of spores of higher plants were studied in the most complete natural outcrops proposed as a stratotype of the Paladinskaya Formation – a new straton of the Sargaev age in the Middle Timan. Over a large area of the region, the deposits contain very few remains of fossil fauna, often indifferent. As a result, palynostratigraphy was selected as the main biostratigraphic method. **Results.** In the Middle Timan, a new straton, the Paladinskaya Formation, is described, which characterizes the Sargaev stage of sedimentation in various structural-facies settings within the Tsil'ma area. The new straton has clear lithological and detailed palynological characteristics; a description of the limitotypes was performed. At present, the Paladinskaya Formation is the most complete sequence of Early Frasnian sedimentation in the European North-East of Russia, where it was possible to record regional responses to the global Frasnian event and to determine

**Для цитирования:** Тельнова О.П., Шумилов И.Х. (2021) Новый стратон в верхнедевонской последовательности в бассейне р. Цильма Среднего Тимана. *Литосфера*, 21(5), 625-642. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-5-625-642>

**For citation:** Tel'nova O.P., Shumilov I.Kh. (2021) A new straton in the Late Devonian sedimentation in the Tsil'ma river basin of the Middle Timan. *Lithosphere (Russia)*, 21(5), 625-642. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-5-625-642>

© О.П. Тельнова, И.Х. Шумилов, 2021

the position of the controversial level of the boundary between the Middle and Upper Devonian. *Conclusions.* The name “Ust'e Yarega” Formation in the Middle Timan cannot be considered valid, since it is a homonym of the sediments of the same age in the South Timan. The section is represented mainly by continental, rather than marine, deposits. A new name for the identified formation is proposed – “Paladinskaya” with a description of the stratum section and limitotype. The Paladinskaya Formation is characterized by subcomplexes of spores (А and Б) of the regional miospore zone *Cristatisporites pseudodeliquesens*, which made it possible to correlate the marine and continental deposits of the Early Frasnian on the territory of the entire Timan-Pechora region and establish its exact position in the stratigraphic scheme of the Devonian.

**Keywords:** *new straton – Paladinskaya Formation, Devonian, Middle Timan*

#### Funding information

*This work was carried out with partial financial support from the RFBR grant No. 20-05-00445*

## ВВЕДЕНИЕ

На Среднем Тимане большинство стратиграфических подразделений девона выделено по литолого-петрографическим признакам в бассейне р. Печорская Пижда, а на отложения саргаевского возраста перенесено южнотиманское название – устьерегская свита. Использование принятого названия “устьерегская свита” для разновозрастных отложений в бассейне р. Цильма неправомерно по следующим причинам: 1) название свиты, перенесенное с Южного Тимана на Средний (гомоним), противоречит правилу территориальной топонимики и подлежит замене (Стратиграфический кодекс России, 2019); 2) на исследуемой территории развиты преимущественно континентальные отложения, в то время как на Южном Тимане их возрастные аналоги представлены морскими осадками, что также подразумевает использование разных названий свит.

В настоящей статье предлагается новое название свиты – “паладинская”. Она характеризует саргаевский этап осадконакопления в различных фациальных обстановках в пределах Цилемской площади Среднего Тимана. Согласно правилам Стратиграфического кодекса России (2019) приводятся описание составного стратотипического разреза (стратона), его подробная палинологическая характеристика, описание стратотипа стратиграфической границы (лимитотипа).

Актуальность работы заключается не только в приведении в порядок топонимики в региональной стратиграфической схеме, но в том факте, что изученные отложения находятся на активно обсуждаемом уровне границы среднего и верхнего девона. В настоящее время паладинская свита – наиболее полная последовательность, отражающая особенности раннефранского осадконакопления на Европейском Северо-Востоке России, где удалось зафиксировать региональные отклики глобального франского (Frasnes) события.

Нами было проведено шесть экспедиционных сезонов на Цилемской площади, детально исследованы и опробованы 364 обнажения по берегам

р. Цильма и ее основных притоков: рек Мутная, Чирка, Косма, Кузнечиха, Рудянка, Березовая. В результате получены детальные литологические и палинологические характеристики девонских отложений, выявлены закономерности их изменения во времени и по площади.

## УСТЬЕРЕГСКАЯ СВИТА НА ЮЖНОМ ТИМАНЕ

На Южном Тимане устьерегская свита была выделена А.И. Ляшенко в 1956 г. (1956, 1973). Стратотип ее расположен в устье р. Ярега (обн. 14), притока р. Ухта на юго-западе Ухтинского района (Ляшенко, 1956). Мощность свиты здесь составляет около 60 м.

Нижняя часть устьерегской свиты сложена мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, глинами, содержит прослойки песчаных и глинистых, часто органогенных известняков. Глины голубовато- и зеленовато-серые, желто-зелено-серые, местами буро-коричневые и шоколадные плитчатые слюдястые, известковистые. Известняки коричнево-серые, желтовато-серые плотные плитчатые с массовыми скоплениями раковин брахиопод и остракод. Мощность до 15 м.

Фауна представлена амmonoидеями *Koenenites nalivkini* Ljasch., комплексами пелеципод (*Buchiola retrostriata* Buch, *B. snjatkowi* Zam., *Pterochaenia cashaquaе* Clarke, *Jntaria elegans* Zam. и др.), брахиопод (*Lingula loevinsoni* Wen.), конодонтов (*Mesotaxis falsiovalis* Sandberg, Ziegler et Bultynck, *M. asymmetricus* Bisch. et Ziegler, *Palmatolepis transitans* Muller, *P. punctata* Ovnat., *P. spinatus* Ovnat. et Kuzmin, *P. domanicense* Ovnat., *P. orbicularis* Ovnat. et Kuzmin, *Klapperina ovalis* Ziegler et Klap., *Polygnathus timanicus* Ovnat., *Ancyrognathus primus* Ji), остракод (*Entomozoe distincta* Pol., *E. foveatisulcatus* Fok., *Ungerella aff. torley* (Mat.)), ихтиофауны *Rhynchodus* sp., *Dunkleosteus* sp., *Acanthodes* sp., остатками радиолярий, губок.

Верхняя часть свиты сложена пелитами голубовато-серыми с прослоями мергелей и известняков буровато-серого и зеленовато-серого цве-

та глинистых часто толстоплитчатых с раковинами брахиопод хорошей сохранности, остракодами, криноидеями, тентакулитами и др. Мощность до 45 м. Характерные комплексы фауны: брахиоподы (*Hypothyridina calva* Mark., *Cupularostrum timanicus* Ljasch., *Semitoechia polita* Ljasch., *Comiotoechia biferiformis* Mark., *Iowatripa timanica* Mark., *Eleutherokomma novosibirica* (Toll.), *Nordella orbiculata* Ljasch. и др.), остракоды (*Uchtovia polenovae* Eg., *Cytherellina cuneata* (Rozhd.), *Cavellina chvorostanensis* Pol., *Rechtella elata* Zasp., *Entomozoe scabrosa* Pol., *Ungerella jaregae* (Mart.), *Olentangiella fobosi* Eg. и др.), конодонты (*Ancyrodella alata* Glen. et Klap., *A. rugosa* Brans. et Mehl, *A. soluta* Sandberg, *A. rotundiloba* (Bryant), *Mesotaxis falsiovalis*, *M. asymmetricus* и др.), двусторонки (*Lyriopecten cf. ingriae* B. Nal.), ихтиофауна (*Psammosteus maeandrinua* Ag., *Bothriolepis* sp. и др.), аммоноидеи (*Timanites keyserlingi* Mill., *Kosmoceras stuckenbergi* Holz., *Tornoceras simplex* Buch.).

Сходные отложения хорошо прослеживаются на огромной территории северной части России и выделяются под различными названиями – псковско-чудовские слои, хворостанский горизонт или верхнешигровские слои, новосибирские слои, устьерегская свита, саргаевский горизонт и др.

Следует отметить, что А.И. Ляшенко (1973) при описании устьерегской и подстилающей ее тиманской свит не указал точное положение их границы, отметив только постепенный характер перехода между ними. Сегодня вопрос о границе этих свит приобрел актуальность, так как это один из возможных уровней границы среднего и верхнего девона.

Нижняя граница верхнего девона, по решению Международной подкомиссии по стратиграфии девона, проводится в основании конодонтовой зоны Lower asymmetricus. В Тимано-Печорской провинции этот уровень соответствует местной конодонтовой зоне *Ancyrodella rotundiloba* (Ovnatanova et al., 2005). В нижележащих отложениях тиманского горизонта выделяется местная зона *Ancyrodella binodosa*, которая коррелирует с зоной Lowermost asymmetricus зональной конодонтовой схемы (Ziegler, Sandberg, 1990). Однако, как отмечал А.В. Кузьмин (1995), вид *Ancyrodella binodosa* встречается в разрезах тиманского горизонта спорадически, а сопутствующие ему виды имеют очень широкий интервал стратиграфического распространения.

Поскольку А.И. Ляшенко (1973) при описании не указал точное положение границы тиманской и устьерегской свит, эта граница разными исследователями проводится на различных уровнях (Иванов, 1990; Иванов, Кузьмин, 1991; Кузьмин, 1995; Юдина, Москаленко, 1997).

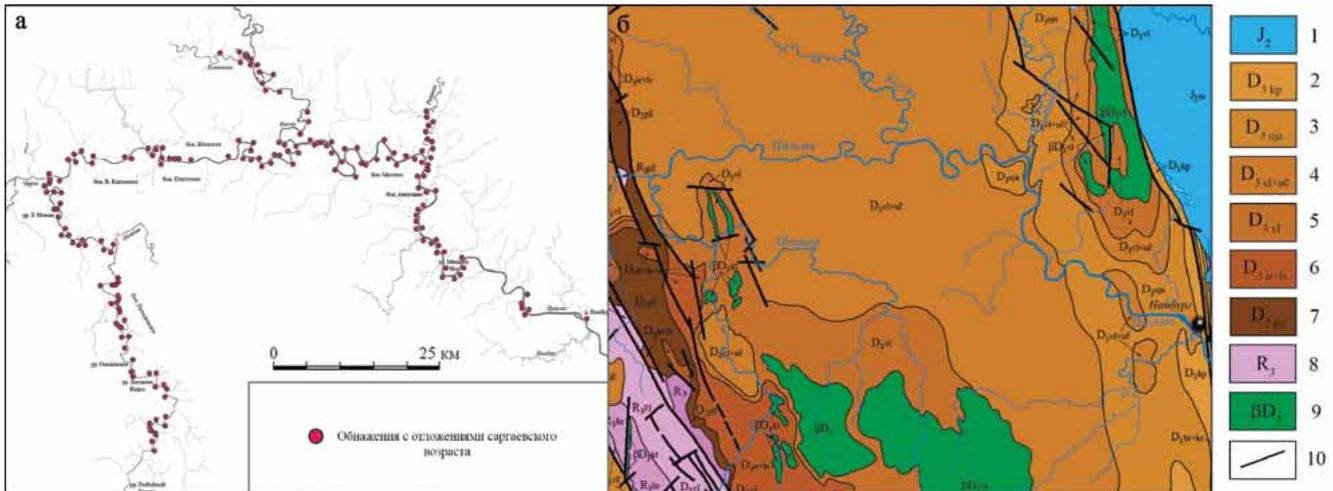
Так, А.О. Ивановым (1990) нижняя часть обн. 14 охарактеризована саргаевским комплексом ихтио-

фауны. Конодонты в этой части разреза не были найдены. Выше, в средней части обн. 14, описаны комплексы конодонтов, сходные с таковыми верхнетиманской подсвиты, но с учетом преобладания в них вида *Polygnathus lanei*. Таким образом, они могут быть отнесены уже к зоне Lower asymmetricus. В верхней части обн. 14 в составе конодонтового комплекса установлен *Ancyrodella rotundiloba* – вид-индекс зоны Lower asymmetricus. В его составе также присутствуют виды *A. soluta*, *A. rugosa*, *A. alata*, указывающие на корреляцию этой части устьерегской свиты уже с верхней частью зоны Lower asymmetricus. А.В. Кузьмин (1995) делает вывод, что нижняя граница конодонтовой зоны Lower asymmetricus и, соответственно, нижняя граница верхнего девона находятся внутри тиманской свиты (тиманского регионального горизонта).

В настоящее время верхняя часть тиманского горизонта и нижняя часть саргаевского коррелируют с конодонтовой зоной *Polygnathus pennatus*–*P. lanei*. Из этого следует, что привязка конодонтового комплекса мелководной фации к стандартной шкале пока остается неясной, а следовательно, не установлен и уровень стандартной нижней границы франского яруса (Ovnatanova et al., 2005).

В данном контексте особенно важными являются результаты изучения палиноспектров (ПС) из стратотипических разрезов тиманской и устьерегской свит в скв. 1-Бальнеологическая (юго-западная окраина г. Ухта, Южный Тиман), вскрывшей наиболее полную стратиграфическую последовательность живецко-франских отложений (Тельнова, 2005, 2008). Палинологические исследования показали, что весь разрез этой скважины можно считать эталонным, а стратиграфические интервалы южно-тиманской, тиманской, устьерегской свит – лектостратотипами. Для палинокомплекса (ПК) устьерегской свиты установлена зона – *Cristatisporites pseudodeliquescens*. В стратотипическом разрезе устьерегской свиты, в нижней части обн. 14 (от уреза воды до основания первого в разрезе известняка), определен ПК, в котором было отмечено появление *Cristatisporites deliquescens* (Naumova) Arkh. (позже эта древняя форма выделена в самостоятельный вид *Cristatisporites pseudodeliquescens* Tel'nova et Marshall (Тельнова, 2007)).

В известняках, залегающих в верхней части обн. 14, палиноспектры имеют обедненные таксономический и количественный составы. ПК отличается от спектров из нижележащих отложений появлением двух новых видов спор – *Cristatisporites deliquescens* и *Archaeoperisaccus menneri* Naumova, характерных для позднефранских палинокомплексов. Аналогичный ПК установлен в верхней части разреза кедзыдшорской свиты на севере гряды Чернышева (руч. Дэршор, левый приток р. Адзвы) (Тельнова, 2000). В составе конодонтовых комплексов присутствуют виды *A. soluta*, *A. rugosa*,



**Рис. 1.** Топографическая схема участка (а) и фрагмент геологической карты м-ба 1 : 500 000, ТПНИЦ г. Ухта, 2000 г. (б).

1 – среднеюрские отложения, 2 – крайпольская свита, 3 – устьярэгская свита, 4 – цилемская и устьчиркинская свиты, 5 – валсовская свита, 6 – яранская и листовничная свиты, 7 – пижемская серия, 8 – рифей, 9 – базальты, 10 – разломы.

**Fig. 1.** Topographic diagram of the area of the district (a) and a fragment of the geological map scale 1 : 500 000, TPNITs Ukhta, 2000 (б).

1 – Middle Jurassic deposits, 2 – Kraypole Formation, 3 – Ust'yarega Formation, 4 – Tsilma and Ust'chirka Formation, 5 – Valsa Formation, 6 – Yaranskaya and Listvennichnaya Formation, 7 – Pizhma Formation, 8 – Ripheus, 9 – basalts, 10 – faults.

*A. alata*, указывающие на корреляцию этой части разреза с верхней частью зоны Lower asymetricus и верхней частью саргаевского горизонта.

Таким образом, результаты палинологических исследований живетско-франского осадконакопления в разрезах Южного Тимана поддерживают вывод А.О. Иванова (1990) о саргаевском возрасте пород в разрезе обн. 14.

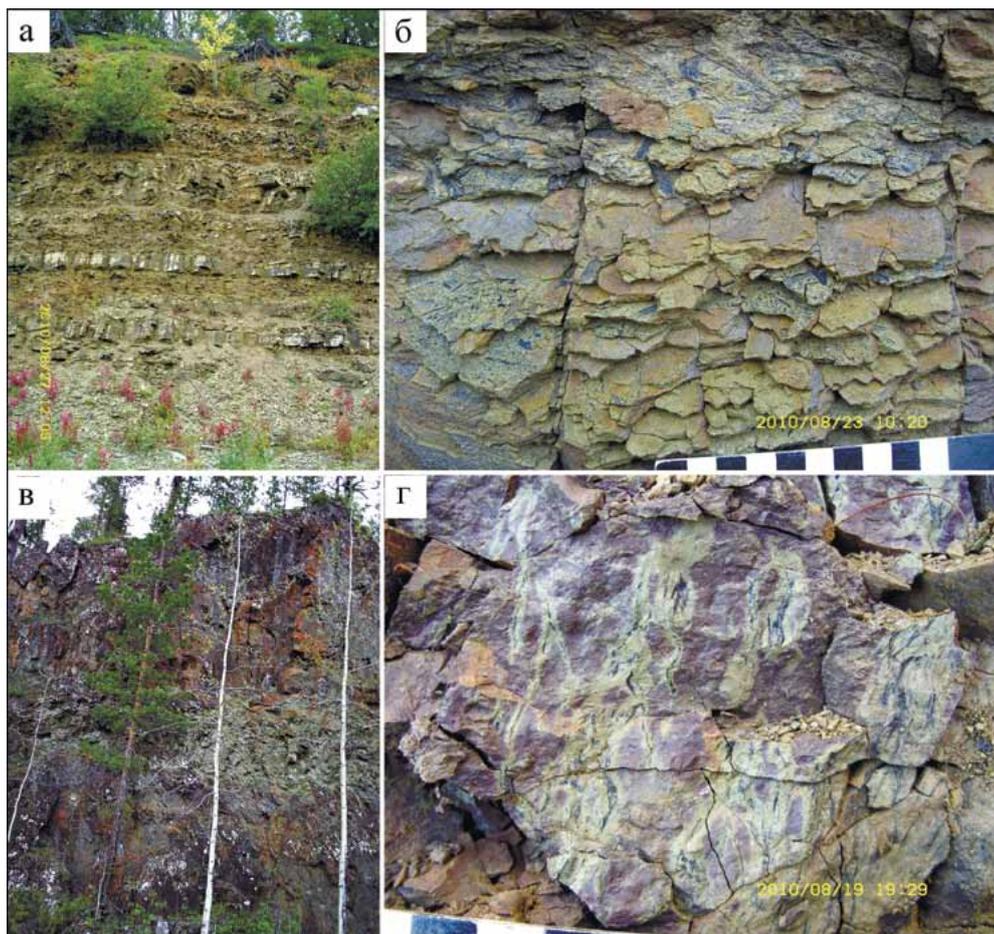
### КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК РАЙОНА

Исследование Цилемской площади носило фрагментарный по времени и бессистемный характер (Шумилов, 2008). Опубликованной информации было мало, основной ее объем находился в немногочисленных отчетах производственных организаций. Следует отметить, что данные, полученные при изучении южной части Среднего Тимана в районе р. Печорская Пижма (более исследованной), часто переносились на северную часть, в то время как породы этих районов значительно различаются. Кроме того, детальные стратиграфические исследования на Цилемской площади не проводились более 25 лет. Территория остается слабоизученной, информация из разных источников неполна и противоречива. Так, существующие на сегодняшний день геологические карты, включающие в себя район наших исследований, не совсем отвечают действительности. На рис. 1 показано, что, например, сар-

гаевские отложения распространены намного шире, почти повсеместно (а), а не сравнительно узкой полосой субмеридионального простирания вдоль восточной границы тиманской структуры, как это показано на фрагменте геологической карты (б).

Терригенные средне-позднедевонские отложения в бассейне р. Цильма расчленяются на пижемскую серию, яранский (яранская свита), джьерский (лиственничная и валсовская), тиманский (цилемская и устьчиркинская), саргаевский (устьярэгская) и семилукский (крайпольская свита) горизонты (Цаплин, 1982, 1984). Породы залегают субгоризонтально с генеральной тенденцией постепенного погружения на северо-восток. Залегание осложнено малоамплитудной брахискладчатостью, вертикальными подвижками многочисленных и сравнительно небольших тектонических блоков-клавиш со смещением относительно друг друга до 60 м, что существенно осложняет корреляцию разрезов, картирование. Территория района почти полностью закрыта, обнажения встречаются только по берегам рек, часто представлены скальными отвесными обрывами высотой до 40 м.

Поскольку осадконакопление в пределах района в девонское время происходило в зоне стыка “суша-море”, то литологические характеристики пород очень сильно варьируют как по латерали, так и по вертикали. Отложения большинства свит почти не содержат фаунистических остатков, или их редкие находки являются стратиграфически ин-



**Рис. 2.** Характерные черты верхнедевонских отложений в бассейне р. Цильма.

а – ритмичное переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов, обн. 55, устьчиркинская свита; б – многочисленные углефицированные фрагменты растений на плоскостях напластования в слюдяном алевропесчанике, обн. 371, устьчиркинская свита; в – базальтовый покров, обн. 322, валсовская свита; г – углефицированные инситу корни в лиловой глине, обн. 113, устьчиркинская свита.

**Fig. 2.** Characteristic features of the deposits.

а – rhythmic interbedding of sandstones, siltstones and mudstones, outcrop 55, Ust'chirka Formation; б – numerous coalified plant fragments on bedding planes in mica silty sandstone, outcrop 371, Ust'chirka Formation; в – basalt cover, outcrop 322, Valsa Formation; г – coalified *in situ* roots in lilac clay, outcrop 113, Ust'chirka Formation.

дифферентными, основным инструментом расчленения девонских отложений остается палиностратиграфический.

Пижемская серия и яранская свита представлены сходными мощными толщами белых кварцевых песчаников с линзами кварцевых гравелитов и конгломератов, органические остатки отсутствуют, мощность отложений более 40 м.

Остальные свиты среднего девона – листовничная, валсовская, цилемская и устьчиркинская – результат осадконакопления хорошо проявленных отдельных трансгрессивно-регрессивных циклов с основной тенденцией к регрессии, пик которой приходится на конец живетского века. Поэтому структура геологических тел-свит имеет одинаково-

вую принципиальную схему (снизу вверх) (Шумилов, Тельнова, 2017; Тельнова, Шумилов, 2019).

– Базальная пачка, сложенная закономерно сменяющимися друг друга белыми и серовато-белыми конгломератами, кварцевыми гравелитами и крупно-среднезернистыми песчаниками, светлыми зеленовато-желтыми мелкозернистыми песчаниками, залегающими на подстилающих отложениях с размывом и часто с небольшим угловым несогласием, мощность пачки достигает 12 м.

– Основное геологическое тело, представленное ритмичным переслаиванием пластов песчаников, алевролитов, аргиллитов, глин, слагающих элементарные циклиты (рис. 2а) (Шумилов, 2014). Породы изобилуют углефицированными фрагмента-

ми растений (рис. 2б) – от пылеватого детрита до древесных стволов диаметром до 35 см и длиной до 4.5 м, окраска пород в зеленых и голубовато-зеленых тонах. В верхней части пачки в кровлях элементарных циклитов появляются красноцветные глины, отмечаются русла временных палеоводотоков, признаки древнего педогенеза. У каждой свиты есть свои специфические особенности сложения этой части разреза. Так, в валсовской свите значительную часть разреза могут слагать либо базальтовые покровы (рис. 2в), либо гравелиты из обломков зеленоцветных пород, присущие только данной свите; в цилемской свите преимущественным развитием пользуются аргиллиты и глинистые алевролиты; устьчиркинская свита характеризуется обилием пластов песчаников. Мощности этой части разреза в свитах достигают 40 м.

– Прикровельная пачка часто сложена красноцветными субаэральными отложениями пролювиальных конусов выноса преимущественно глинистого состава, отмечаются многочисленные линзы почв с инситными углефицированными корнями (рис. 2г), на поверхностях напластования часто наблюдаются трещины усыхания, в кровлях свит иногда присутствуют реликты кор выветривания типа железной шляпы. Захороненные фрагменты растений местами замещены пиритом или джарлентом (до 80% объема), с их скоплениями связаны медно-сульфидные рудопроявления Цилемской площади. Мощность красноцветной пачки максимальна в разрезе устьчиркинской свиты в районе р. Рудянка, где она достигает 20 м.

Свиты верхнего девона – устьярегская (паладинская) и крайпольская – имеют то же принципиальное строение, но с общим трансгрессивным трендом.

#### УСТЬЯРЕГСКАЯ СВИТА НА СРЕДНЕМ ТИМАНЕ (ПЕЧОРСКАЯ ПИЖМА)

На Среднем Тимане устьярегская свита саргаевского горизонта установлена в бассейне р. Печорская Пижма (Цаплин, 1982, 1984). Свита представлена ритмичным чередованием пачек песчаников и алевролитов с более мощными и потому доминирующими в разрезе пачками глин. В средней части свиты в основании песчаников наблюдаются мелкие прослой известняков с морской фауной беспозвоночных и рыб. Устьярегская свита трансгрессивно залегает на устьчиркинской. Нижняя граница принята в основании ядовито-зеленых кварцевых песчаников и алевролитов, содержащих скопления мелко- и крупночешуйчатой гидрослюды, крепко сцементированных сидеритом и гидроксидами железа. Здесь отмечена ихтиофауна снетогорского комплекса, ранее установленного на Главном девонском поле. Верхняя граница устьярегской свиты проводится по поверхности размыва в основа-

нии крайпольской свиты доманикового горизонта, в нижней части, представленной чередованием песчаников с кальцитовым цементом, синевато-серых глин и известняков.

Свита подразделена на устьсредненские, средненские, денисовские и синещельские слои.

В устьсредненских и средненских слоях выделена ихтиофауна зоны *Grossilepis tuberculata*, присутствуют конодонты видов *Polygnathus angustidiscus* Young, *Mesotaxis asymmetricus* и брахиоподы, соответствующие зоне *Hypothyridina calva*, приведен индифферентный палинокомплекс (определения Л.Г. Раскатовой, Г.М. Шишовой) (Иванов, Кузьмин, 1991; Esin et al., 2000). ПК саргаевского возраста определен из отложений средненских и денисовских слоев в обн. 4509 – Синяя Щелья по р. Печорская Пижма и в обн. 4731, 4732, 4736 по р. Валса. ПС отличаются малым содержанием спор, среди которых преобладают виды рода *Geminospora*, мелкие экземпляры видов *Archaeozonotriletes variabilis* Naumova var. *insignis* Sennova, появляются единичные экземпляры *Verrucosisporites* cf. *bulliferus*, *Cristatisporites* cf. *deliquescens*. Как правило, вместе со спорами постоянно встречаются сколекодонты и акритархи, родовой состав которых наиболее разнообразен в верхней части разреза.

Разрез устьярегской свиты завершают синещельские слои. Они представлены толщей голубовато- и фиолетово-серых глин с пачками песчаников и алевролитов, с включениями известняка, со скоплениями обугленных растительных остатков, обильными ходами роющих организмов, раковинами замковых брахиопод.

Все признаки, как литологические, так и фаунистические, в том числе присутствие сколекодонтов и акритарх в ассоциации с миоспорами в палинологических препаратах, свидетельствуют о морском генезисе отложений устьярегской свиты в бассейне р. Печорская Пижма (один из признаков невалидности названия “устьярегская”, перенесенного на одновозрастные, но преимущественно континентальные отложения в бассейне р. Цильма).

#### ПАЛАДИНСКАЯ СВИТА НА СРЕДНЕМ ТИМАНЕ (ЦИЛЕМСКАЯ ПЛОЩАДЬ)

Предлагается **название** для новой свиты (ныне устьярегской) – “паладинская” – по названию ручья и одноименному болоту, в районе которого в серии береговых обнажений р. Цильма представлен весь разрез свиты от подошвы до кровли (рис. 3).

Районом распространения отложений свиты с описываемыми литолого-фаунистическими характеристиками является почти вся Цилемская площадь (см. рис. 1а), лишь восточнее р. Рудянка по направлению к д. Номбур осадки приобретают черты прибрежно-морского мелководного генезиса.

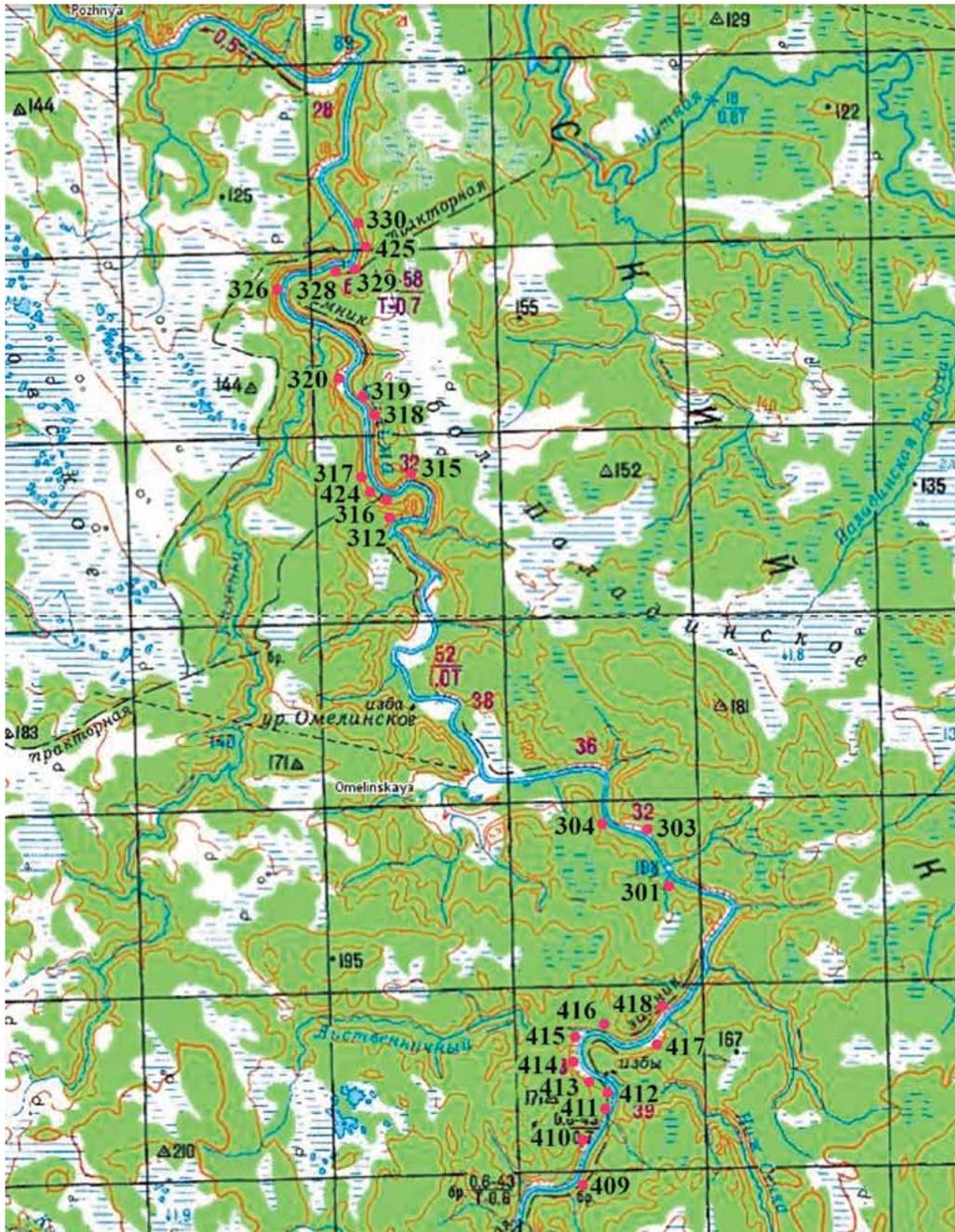
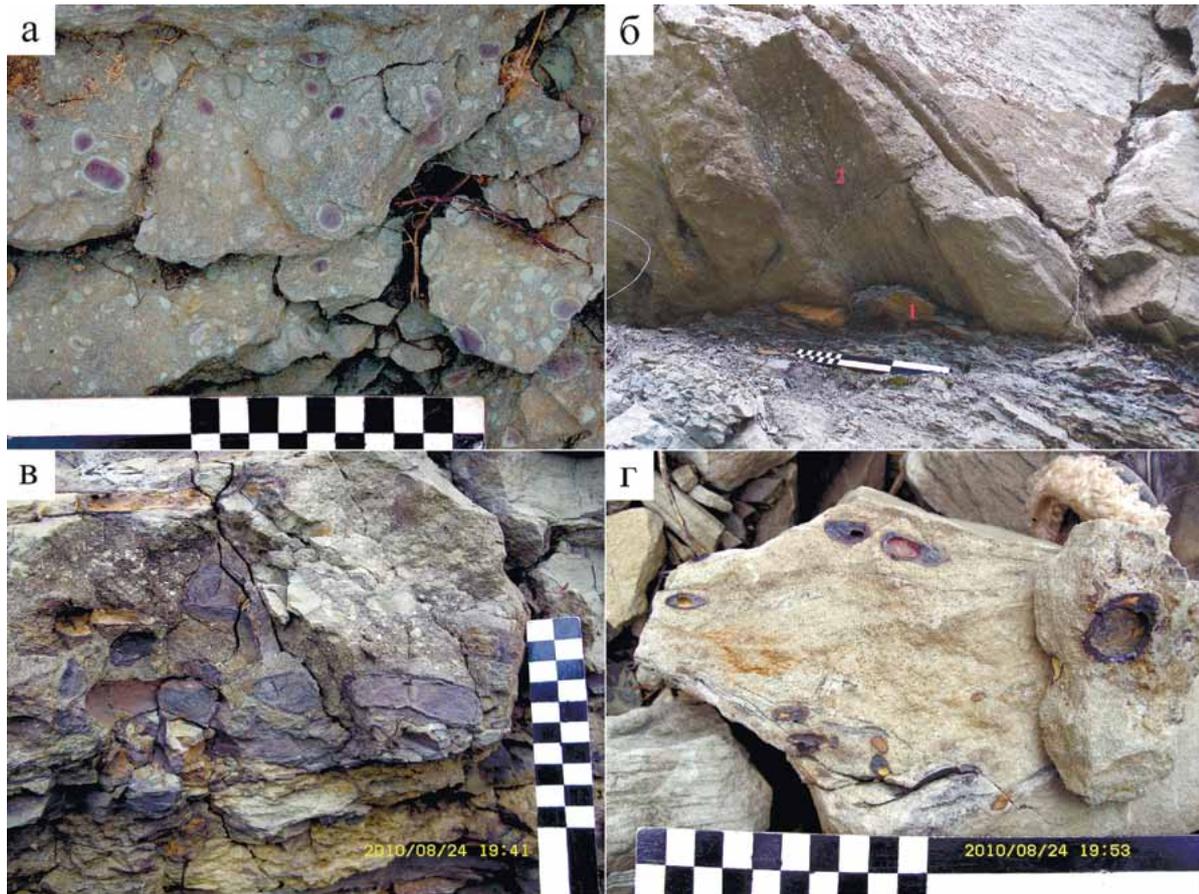


Рис. 3. Фрагмент топографической карты масштаба 1 : 200 000 района бол. Паладинское с обнажениями, включающими в себя породы паладинской свиты.

Fig. 3. Fragment of a topographic map at a scale of 1 : 200 000 of the Paladin bog area with outcrops of a composite stratotype.

Согласно проведенной реконструкции геологического развития района (Шумилов, Тельнова, 2017), после накопления устьчиркинской свиты при максимуме регрессии произошла тектоническая активизация района, в результате которой территория была еще более приподнята, отдельные блоки-клавиши были смяты и наклонены. Насту-

пил период экспозиции осадочного чехла на дневной поверхности. Постепенно рельеф выравнился до пологой приморской равнины с небольшими возвышенностями. При позднедевонской (саргаевской) трансгрессии в подошве паладинской свиты на относительно крутых склонах отложились кварцевые конгломераты, белые кварцевые гравелиты



**Рис. 4.** Подошва голубого песчаника.

а – с галькой зеленоцветных и красноцветных пород (обн. 368), б – с фрагментами крупных углефицированных древесных стволов (обн. 315, 1 – фрагмент ствола, 2 – его отпечаток), в – с обломками гидроокислов железа железной шляпы (обн. 37); г – желтоватый кварцевый песчаник с обломками гематита (там же).

**Fig. 4.** The bottom of blue sandstone.

а – with pebbles of green and red rocks (outcrop 368), б – with fragments of large coalified tree trunks (outcrop 315, 1 – a trunk fragment, 2 – its imprint), в – with fragments of iron hydroxides an iron hat (outcrop 37); г – yellowish quartz sandstone with fragments of hematite (ibid.).

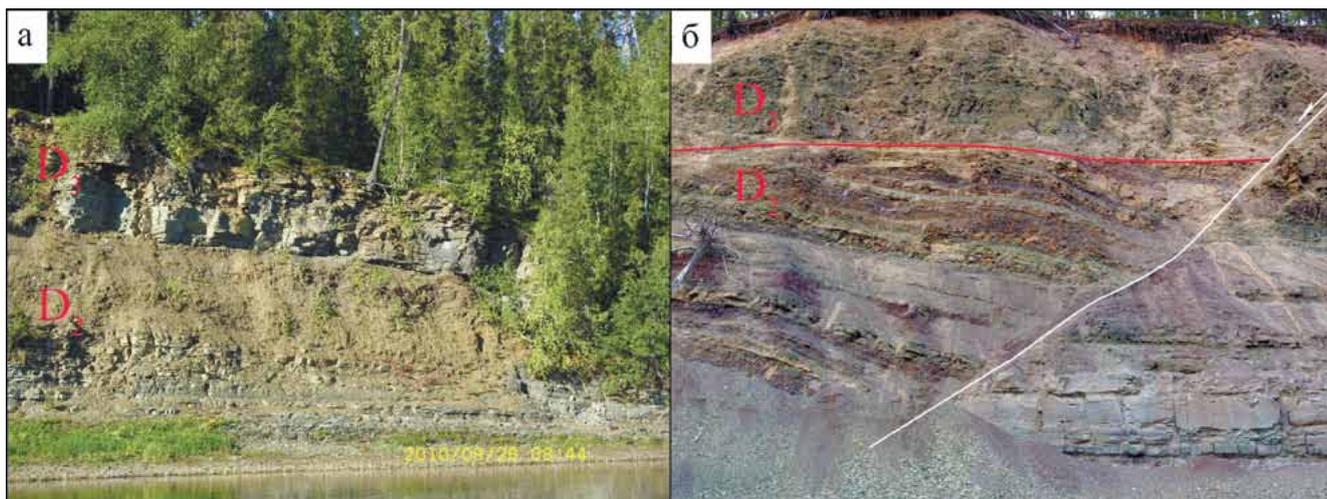
и песчаники, желтоватые мелкозернистые кварцевые песчаники, голубые массивные песчаники, а при затоплении пологих ровных участков – даже алевролиты и аргиллиты. Данные отложения закономерно сменяют друг друга снизу вверх и по латерали. Наибольшим распространением пользуются базальные пачки, представленные массивными голубыми песчаниками, в том числе с галькой зелено- и красноцветных пород, обломками железной шляпы, фрагментами крупных углефицированных древесных стволов в самой подошве (рис. 4а–в). На втором месте по распространенности стоят желтоватые кварцевые мелкозернистые песчаники с редкими тонкими слоями темно-зеленого цвета (хлорита, основного вулканического стекла, минералов тяжелой фракции). В их подошве также может присутствовать крупнообломоч-

ный материал (рис. 4г). Остальные варианты базальной пачки встречаются локально.

Залегают породы свиты на нижележащих, как правило, с угловым несогласием, от слабо до ярко выраженного (рис. 5). В качестве подстилающих отложений могут выступать осадки любой среднедевонской свиты и породы рифейского фундамента.

В качестве **лимитотипа** (стратотипа стратиграфической границы) предлагается разрез обн. 316 (см. рис. 3), в котором нижняя часть свиты представлена линзами конгломерата и гравия, белым кварцевым сахаровидным песчаником, и песчаником желтоватым кварцевым мелкозернистым (подробнее см. далее).

Здесь базальная пачка залегают на туфоподобных темно-зеленых песчаниках валсовской свиты с небольшим угловым несогласием. Контакт хорошо выражен.



**Рис. 5.** Характер залегания отложений паладинской свиты на подстилающих породах.

а – с небольшим угловым несогласием (обн. 45); б – с ярко выраженным угловым несогласием (обн. 69).

**Fig. 5.** The nature of the deposits of the Paladin Formation on the underlying sediments.

а – with a slight angular unconformity (outcrop 45); б – with pronounced angular unconformity (outcrop 69).

Отложения паладинской свиты перекрываются породами крайпольской свиты доманиковского горизонта часто с небольшим угловым несогласием. Базальная пачка вышележащей толщи, как правило, представлена песчаником желтоватым кварцевым мелкозернистым, редко встречаются белые кварцевые песчаники.

Поскольку осадки паладинской свиты образовались на границе “море–суша”, то они характеризуются весьма сильной изменчивостью как по разрезу, так и по латерали – фации осадконакопления могут сменять друг друга на протяжении первых сотен метров. В результате ни одно обнажение или группа обнажений не дают полного представления о литологических особенностях всей свиты. Поэтому мы приведем наиболее общие литологические характеристики отложений свиты и закономерности их изменения по площади района.

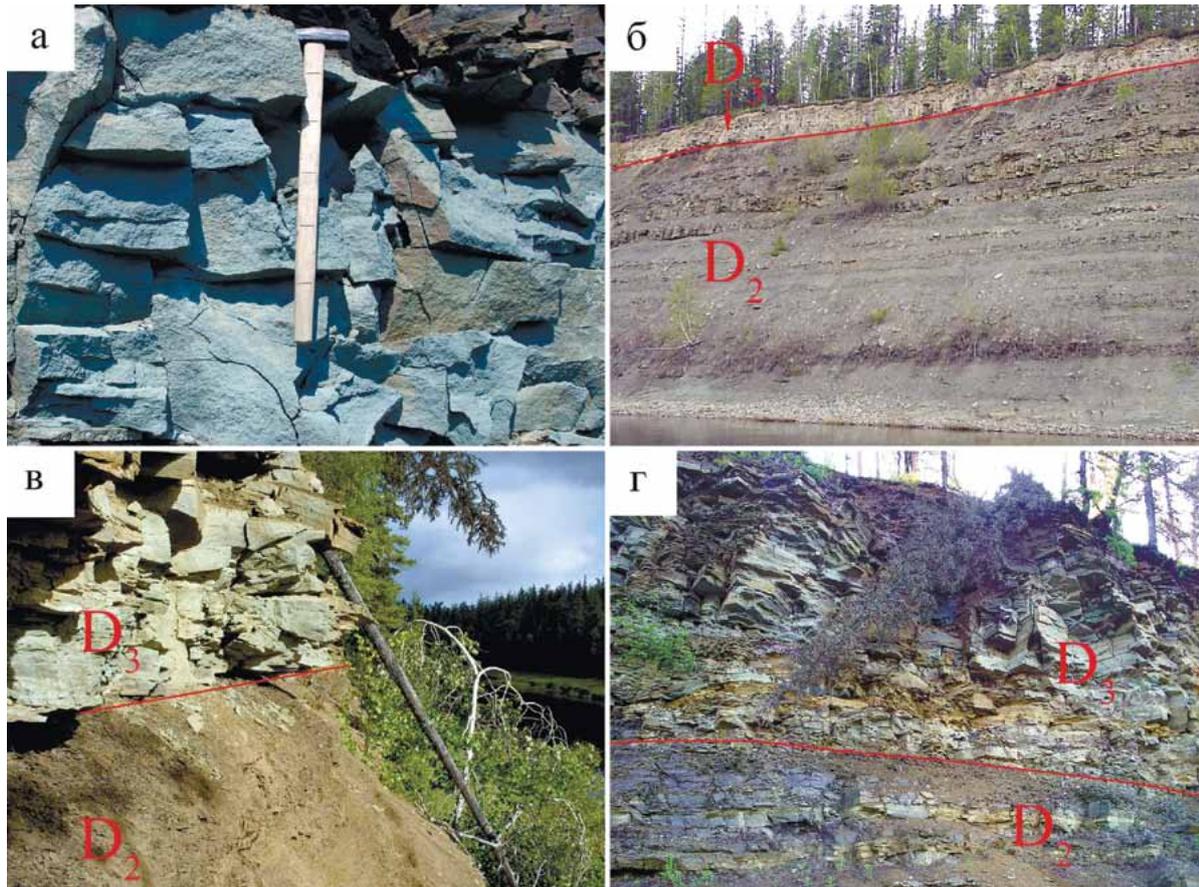
В целом породы свиты хорошо отличаются в разрезах по голубой окраске (рис. 6а), из-за чего ранее мы назвали отложения паладинской свиты Голубой толщей (Шумилов, Тельнова, 2017; Тельнова, Шумилов, 2019). При выветривании породы приобретают светло-желтую окраску. В обнажениях они обычно выглядят гораздо светлее подстилающих отложений (рис. 6б), а во многих случаях, когда паладинская свита залегает на красноцветных осадках устьчиркинской свиты, смотрятся контрастно (рис. 6в). Кроме того, породы Голубой толщи часто имеют крупноблочный облик, что также отличает их от нижележащих (рис. 6г).

Почти повсеместно разрез паладинской свиты четко разделяется на две примерно равные части: ниж-

нюю сложенную преимущественно песчаниками, и верхнюю, представленную в основном алевролитами и аргиллитами с редкими песчаниковыми пластами. Здесь следует особо подчеркнуть, что отложения свиты на большей площади района содержат крайне мало остатков ископаемой фауны, представленной лишь раковинами рачков-конхострак и фрагментами панцирных рыб. Ни те ни другие не относятся к руководящим формам, поэтому биостратиграфическое расчленение разрезов основано на палинологических данных. Лишь к востоку от р. Рудянка в верхней половине разреза появляются остатки морской фауны и многочисленные следы ее жизнедеятельности.

Нижняя часть разреза над базальной пачкой (если такая присутствует) сложена сопряженными в пласты крупными линзами-сериями (мощностью от 2 до 30 м) мелкозернистых крупноблочных песчаников. Как правило, песчаники выглядят массивными, без различной слоистости, лишь иногда наложенная трещиноватость трассирует крупную косую диагональную слоистость. В основаниях нижних серий почти всегда присутствуют гравий и галька подстилающих зелено- или красноцветных пород, отмечается обилие крупных фрагментов углефицированных остатков растений. Вверх по разрезу размеры серий уменьшаются и постепенно превращаются в пласты, нарастает количество алевритового и пелитового материала, слоистость выполаживается до пологоволнистой и параллельной. Мощность пачки колеблется в широких пределах – от первых метров до 15 м.

Однако в районе р. Рудянка эта часть разреза паладинской свиты представлена красноцветны-



**Рис. 6.** Некоторые особенности окраски пород паладинской свиты.

а – голубой цвет (обн. 418); б – светлая окраска пород в обн. P-2; в – контрастные цвета (обн. 41); г – крупнозернистые голубые песчаники (обн. 37).

**Fig. 6.** Deposits of the Paladin Formation.

а – blue color of rocks (outcrop 418); б – light color of rocks in the section (outcrop P-2); в – contrasting coloration of rocks (outcrop 41); г – large-block blue sandstones (outcrop 37).

ми породами, т. е. на начальном этапе саргаевской трансгрессии здесь сохранялась суша в виде пролювиального конуса выноса, красноцветные осадки (преимущественно глины) продолжали накапливаться в прежнем режиме. В разрезах зафиксированы многочисленные почвенные горизонты, образующие педокомплексы. На поверхностях напластования, в промоинах временных водотоков, в бывших плайевых озерах встречаются многочисленные обломки углефицированных остатков растений, замещенных сульфидами железа и меди. Судя по всему, цепь подобных возвышенностей тянулась в субмеридиональном направлении.

Переходная зона между Голубой и Красной толщами развита в пределах узкой полосы, окружающей бывшие возвышенности. Наиболее полно она вскрыта в обнажениях от устья р. Косма до череды крупных петель русла р. Цильма. В этой зоне происходит латеральное замещение зеленоцветной

толщи красноцветной. При этом зеленоцветный разрез сходен по литологическим характеристикам с разрезом устьчиркинской свиты. Это объясняется тем, что при затоплении данной территории в ходе саргаевской трансгрессии возникли фациальные условия, аналогичные таковым устьчиркинского времени. Отложения представлены ритмично чередующимися пластами песчаников и алевролитов с постоянным присутствием тонких слоев красноцветных глин. Цвет пород серо-зеленый, зеленый с заметным голубым оттенком, встречаются линзы небесно-голубого (“саргаевского”) песчаника. Мощность переходной пачки не превышает 5 м.

В нижней части паладинской свиты установлен палинологический подкомплекс А. Насыщенность ПС спорами чаще плохая, в препаратах их содержание значительно меньше 200 шт. (статистически достоверная выборка). Доминируют мелкобугорчатые споры археоптерисовых растений: *Ge-*

*minospora micromanifesta* (Naumova) Owens, *G. micromanifesta* (Naumova) Owens var. *collatus* Tchib. и др. В небольшом количестве (2–3 экз. на препарат) встречаются мегаспоры: *Geminospora macromanifesta* (Naumova) Owens, *Contagisporites optivus* (Tchib.) Owens. Субдоминантной группой являются споры с тонкой относительно широкой зоной *Calyptosporites domanicus* (Naumova) Oshurk., *C. bellus* (Naumova) Oshurk, *Cristatisporites pseudodeliquesens*, *C. triangulatus* (Allen) McGregor et Camfield, *Ancyrospora melvillensis* Owens, *A. laciniosa* (Naumova) Mants., *A. ampulla* Owens. Споры с шиповатой и бугорчатой поверхностью спородермы представлены небольшим числом экземпляров и небогатым видовым составом: *Acanthotriletes bucerus* Tchib., *A. similis* Naumova, *A. eximius* Naumova, *Lophozotriletes scurrus* Naumova, *Converrucosporites curvatus* (Naumova) Turnau, патинатные *Archaeozotriletes variabilis*, *A. variabilis* var. *insignis* и эндемичный вид *Cymbosporites* sp. nov. редки (до 5 экз. на препарат).

Подкомплекс А соответствует миоспоровой зоне *Cristatisporites pseudodeliquesens* – *Archaeoperisaccus ovalis* в региональной схеме палиностратиграфической зональности девона и, по-видимому, конодонтовой зоне *Ancyrodella rotundiloba pristina* (Aboussalam, Becker, 2007; Becker et al., 2016; Tel'nova, Shumilov, 2019), характеризует раннесаргаевский этап осадконакопления. Аналогичные ПС описаны из нижней части стратотипического обнажения устьярегской свиты на Южном Тимане и прослежены в других районах Тимано-Североуральского региона.

Верхняя половина паладинской свиты имеет преимущественно алевролитовое и аргиллитовое сложение с редкими пластами и линзами алевритистых песчаников. Исходный цвет пород голубой, при интенсивном расщелачивании и окислении они приобретают желто-зеленые, зеленые тона. В некоторых разрезах отмечаются многочисленные микроконкреционные горизонты перерывов в осадконакоплении. Слоистость пород преимущественно горизонтальная, редко мелкая косая. Как и в нижней части, здесь остатки фауны крайне редки и представлены проходными формами конхострак и панцирных рыб. В то же время в отложениях много мелкого угольного детрита, встречаются захоронения фрагментов ископаемых растений великолепной сохранности. Мощность отложений достигает 25 м.

В районе р. Рудянка перехода в красноцветную толщу не обнаружено, но толща заметно преобразуется. Вверх по разрезу возрастает доля глинистого материала, окраска пород становится блеклой, породы приобретают белесый мучнистый вид, степень литификации отложений слабеет (легко разминаются руками). К востоку от р. Рудянка основной особенностью толщи становятся многочислен-

ные следы жизнедеятельности биоты (ходы илоедов, хондриты) и скопления раковин брахиопод, гастропод, двустворок, члеников криноидей вплоть до образования небольших, мощностью до 0.3 и длиной до 2 м, линз ракушечников (начиная с обн. 170 вниз по течению р. Цильма). Другая характерная черта отложений – ячеистая рябь волнения на поверхностях напластования. По всему разрезу отмечаются тонкие (первые сантиметры) слойки с бурой окраской. В отличие от западной части здесь много остатков разнообразной фауны и редко встречаются захоронения ископаемых остатков растений. Мощность толщи варьирует от 2–3 м в районе р. Рудянка до 25–30 м в районе ур. Мишкин Нос.

В верхней половине паладинской свиты установлен подкомплекс Б. Для него характерно, как и в подкомплексе А, доминирование (50–80%) и большое видовое разнообразие мелкобугорчатых спор рода *Geminospora*. Субдоминантной группой (20–40%) являются споры с тонкой относительно широкой зоной: *Densosporites sorokinii* Obukh., *D. meyeriae* Tel'nova, *Cristatisporites timanica* Tel'nova et Marshall, *C. deliquesens*, *C. pseudodeliquesens*, *C. triangulates*, *C. trivialis* (Naumova) Obukh., *Ancyrospora melvillensis*, *A. laciniosa*, *A. ampulla*. Остальные таксоны спор высших растений представлены в ПС в небольшом количестве: от единичных до 7%. Это споры с шиповатой, бугорчатой поверхностью спородермы, патинатные (*Archaeozotriletes variabilis*, *A. tschernovii* Naumova, *A. latemarginatus* (Kedo) Obukh., *A. variabilis* var. *insignis*), монолетные (*Archaeoperisaccus verrucosus* Pask., *A. timanicus* Pask., *A. concinnus* Naumova) и др.

Различия подкомплексов А и Б заключаются в лучшей насыщенности спорами ПС подкомплекса Б, в нем стабильно присутствует вид-индекс ПК саргаевского горизонта – *Cristatisporites pseudodeliquesens*, а также появляются типично франские виды – *Cristatisporites deliquesens*, *Archaeoperisaccus concinnus*, сокращается содержание спор морфона *Calyptosporites krestovnikovii* – *C. bellus* – *C. domanicus*, с 20 до 40% увеличивается содержание спор с тонкой относительно широкой зоной (*Cristatisporites*, *Calyptosporites*, *Densosporites* и др.).

Таксономический состав подкомплекса Б сходен с ПК из известняков, залегающих в кровле обн. 14 на р. Ярега (стратотип устьярегской свиты), и с ПК из верхней части кедзыдшорской свиты (гряда Чернышева). Для перечисленных ПК характерно появление *Cristatisporites deliquesens* и *Archaeoperisaccus menneri*, а комплексы конодонтов содержат виды *Ancyrodella rugosa*, *A. alata*, *A. soluta* указывающие на корреляцию этой части разреза с верхней частью зоны Lower asymmetricus и верхней частью саргаевского горизонта.

Подкомплекс Б сходен также с ПК, выделенным из коричневатых-серых глин дубниковского гори-

**Таблица 1.** Корреляция конодонтовых и палинологических зон среднего и верхнего девона (Tel'nova et al., 2019; Tel'nova, Shumilov, 2019, с уточнением)**Table 1.** Correlation of conodont and palynological zones of the Middle and Upper Devonian (Tel'nova et al., 2019; Tel'nova, Shumilov, 2019 with clarification)

Ярус	Стандартные конодонтовые зоны (Ziegler, Sandberg, 1990)	Конодонт. зоны Монтань Нуар (Klapper, 1989)	Марокко (Tafilalt) (Aboussalam, Becker, 2007), КОНОДОНТОВЫЕ ЗОНЫ (Becker et al., 2016)	Региональные палинозоны		Глобальные события
				Южный Тиман (Тельнова, 2007)	Средний Тиман (в этой статье)	
Франский	punctata	MN 5	punctata	Geminospora semilucensi – Perotrilites donensis	Geminospora semilucensi – Perotrilites donensis	
	transitans	MN 4	transitans	Cristatisporites pseudodeliquescens	Cristatisporites deliquescens – Archaeoperisaccus menneri	
	Upper falsoivalis	MN 3	rugosa			
	Middle falsoivalis	MN 2	rotundiloba soluta			
Живетский	Lower falsoivalis	MN 1	pristina		C. pseudodeliquescens – Archaeoperisaccus ovalis	
	Upper disparilis		norrisi			
	Lower disparilis		dengleri sagitta			
			disparilis			

зонта (верхняя часть разреза “Изборский карьер”, Псковская область – восточная часть Главного девонского поля) (Тельнова, Шумилов, 2017). Возраст дубниковских отложений по разным группам фауны определен как позднесаргаевский. Таксономический состав ПК Б, установленный в обнажениях бассейна р. Цильма, отличается от дубниковского ПК значительно бóльшим содержанием и разнообразием спор с тонким пленчатым периспорием (*Cristatisporites*, *Densosporites*, *Ancyrospora*).

Подкомплекс Б соответствует региональной миоспоровой зоне *Cristatisporites deliquescens* (Tel'nova et al., 2019), позже этой зоне было дано бинарное название – *Cristatisporites deliquescens*–*Archaeoperisaccus menneri* (Tel'nova, Shumilov, 2019) (табл. 1). Этот уровень коррелирует с глобальным позднефранским (Upper Frasnian) событием (Klapper, 1989; Aboussalam, Becker, 2007; Becker et al., 2016). Верхняя граница подсвиты фиксируется литологически – новый, крайпольский трансгрессивно-регрессивный этап осадконакопления, который охарактеризован ПК семилукского возраста.

Детально изученные по палинологическим данным осадки саргаевского возраста на Цилемской площади в настоящее время подобной фаунистической характеристики не получили.

### СТРАТОТИП ПАЛАДИНСКОЙ СВИТЫ

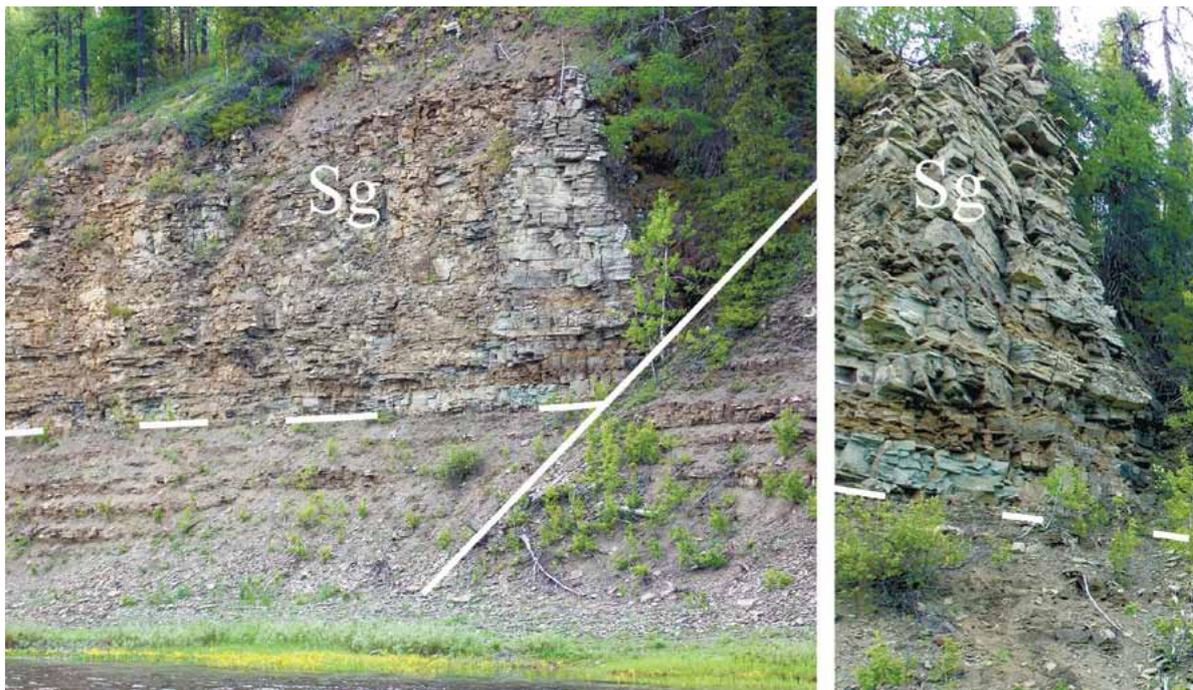
Поскольку на исследованной территории не обнаружено ни одного обнажения с разрезом, охватывающим всю паладинскую свиту, то в качестве стратотипа выбрана совокупность разрезов (со-

ставной стратотип), расположенных в стратотипической местности – в районе болота Паладинское – и составляющих полный типовой разрез данного стратона с подстилающими и перекрывающими отложениями (см. рис. 3). Кроме того, как уже упомянуто, отложения характеризуются высокой вариабельностью как по разрезу, так и по латерали, из-за чего даже в соседних обнажениях (в 100 м друг от друга) разрезы могут литологически значительно различаться. Поэтому послойное описание стратона не представляется возможным. Нами выделены три пачки в сложении свиты, в которых общие литологические особенности более или менее выдержаны: базальная, песчаниковая и алевролит-аргиллитовая (рис. 9). Первые две слагают нижнюю часть свиты.

**Базальная (а)** пачка выходит на дневную поверхность в обн. 315–318, 320, 326, 328–330 и 425 (см. рис. 3), где присутствуют (снизу вверх):

1. Линзы конгломератов мощностью до 2 м (обн. 320), врезанные в нижележащие породы. Галька представлена молочным кварцем, зеленоцветными осадочными породами, слюдястыми сланцами, отмечаются обломки железной шляпы разной степени окатанности. Уплотненная галька достигает 15 см в диаметре, округлая имеет диаметр преимущественно 1–5 см.

2. Песчаник белый, иногда желтоватый кварцевый с гравийной примесью, вмещающий описанные линзы конгломератов. В подошве часто отмечаются крупные углефицированные обломки растений, вплоть до фрагментов древесных стволов. Слоистость крупная диагональная, перекрестная, мультислойная. Мощность достигает 3.5 м (обн. 315, 320).



**Рис. 7.** Обрыв, сложенный крупнозернистыми голубыми песчаниками нижней части паладинской свиты, залегающими на валсовских отложениях; обн. 418 (Sg – саргаевский горизонт).

**Fig. 7.** A cliff composed of large-block blue sandstones of the lower part of the Paladin Formation, overlying the Valsa deposits; outcrop 418 (Sg – Sargaevsky horizon).

3. Песчаник желтый кварцевый с тонкими слоями темно-зеленого цвета, сложенными обломками основного вулканического стекла (в различной степени хлоритизированного), хлоритом, минералами тяжелой фракции. В целом этот пласт сложен сериями-линзами мощностью до 1 м, по простиранию достигающими 5 м. Иногда серии окружены слоями песчанистого алевролита с угольными включениями. Внутри каждой серии отмечается крупная косая, мульдо-, S-образная слоистость. Вверх по разрезу количество слоев темноцветных обломков постепенно возрастает, размеры серий уменьшаются, слоистость выполаживается. Переход по простиранию или в нижележащий кварцевый песчаник постепенный. Мощность данного песчаника достигает 5.8 м (обн. 326, 329).

В большинстве обнажений в описываемой пачке отсутствуют 1–2 члена, только в разрезах обн. 315, 316 (лимитотип) и 320 присутствуют все типы отложений. В стратотипической местности описанная базальная пачка залегает с размывом и угловым несогласием на туфоподобных глинистых алевропесчаниках или серо-зеленых алевролитах валсовской свиты.

Осадки пачки формировались при трансгрессии водоема в среде с высокой гидродинамикой, соответствующей волноприбойному фронту. Чем круче был заталкиваемый склон суши, тем крупнее осадок.

В силу высокой гидродинамики конгломераты и кварцевые белые песчаники не содержат органических остатков, лишь в желтых песчаниках обнаружен комплекс спор, соответствующий подкомплексу А (обр. 315/СПА-3).

**Песчаниковая (б)** пачка наиболее полно представлена в обн. 316, 317, 417, 418 (см. рис. 3).

Пачка сложена голубыми песчаниками в виде крупных серий-линз мощностью до 1.5 м и протяженностью до 12 м с грубой косой однонаправленной слоистостью, иногда настолько пологой, что ее можно принять за горизонтальную. Слоистость часто не видна, лишь при наложенной трещиноватости по слоям она проявляется. Снизу некоторые серии оконтурены тонкими слоями углистых алевролитов. Вверх по разрезу нарастает доля алевролитового материала, мощность и протяженность серий-линз уменьшается, слоистость выполаживается. Постепенно серии-линзы превращаются в пласты алевролитовых песчаников с пологой волнистой или параллельной слоистостью. Появляются линзы и пласты алевролитов. Породы в обнажениях выглядят крупноблочными, часто образуют отвесные обрывы (рис. 7).

В случаях, когда отсутствует описанная базальная пачка и разрез начинается с голубых песчаников, в подошве нижних серий может присутствовать крупнообломочный материал (см. рис. 4). Мощность пачки варьирует от 3.7 м (обн. 317) до 14 м (обн. 418).

На большей части Цилемской площади, за исключением территории восточнее р. Рудянка, голубые песчаники характеризуются почти полным отсутствием фаунистических остатков, лишь в подошвах нижних серий линз редко встречаются мелкие обломки рыбных панцирей. Палинологический анализ показал наличие спорового подкомплекса А (обр. 418/СПА-1).

Песчаники формировались при небольших глубинах в относительно динамичной среде, на что указывают серии-линзы с грубой косою слоистостью.

**Алевролит-аргиллитовая (в)** пачка наиболее полно представлена в обн. 409–416, фрагментарно – в обн. 301, 303, 304, 312, 315–317, 319, 320, 326, 424 (см. рис. 3).

Условно пачку можно разделить на три части: нижнюю и верхнюю – аргиллит-алевролитовые, среднюю – аргиллит-алевролитовую с пластами песчаников.

**Нижняя часть (в<sub>1</sub>)** представлена монотонной толщей аргиллитов и глинистых алевролитов, рассланцованных на тонкие мелкие чешуйки, окисленных до светло- или темно-оливкового цвета. В редких неокисленных зонах видны исходная светлая серо-голубая окраска, нечеткая горизонтальная слоистость. В обн. 410 в 1.6 м ниже условной кровли нижней трети разреза отмечен горизонт тонких линзообразных сидеритовых конкреций диаметром до 10 см и толщиной до 4 см с содержанием легкого изотопа углерода –8.49‰. Мощность этой части разреза достигает 12 м.

Глинисто-алевролитовая структура пород является свидетельством не удаленности источников сноса обломочного материала, а, скорее, преобладания в период их накопления химического выветривания над физическим. По проведенным нами реконструкциям, ближайшие возвышенности находились на расстоянии первых километров. Находки почвенного горизонта в нижней части разреза указывают на то, что седиментация осуществлялась в мелководных условиях, происходило периодическое (кратковременное?) осушение территории. Изотопный состав углерода из конкреций (–8.49‰) дает основание говорить о пресноводных условиях осадконакопления.

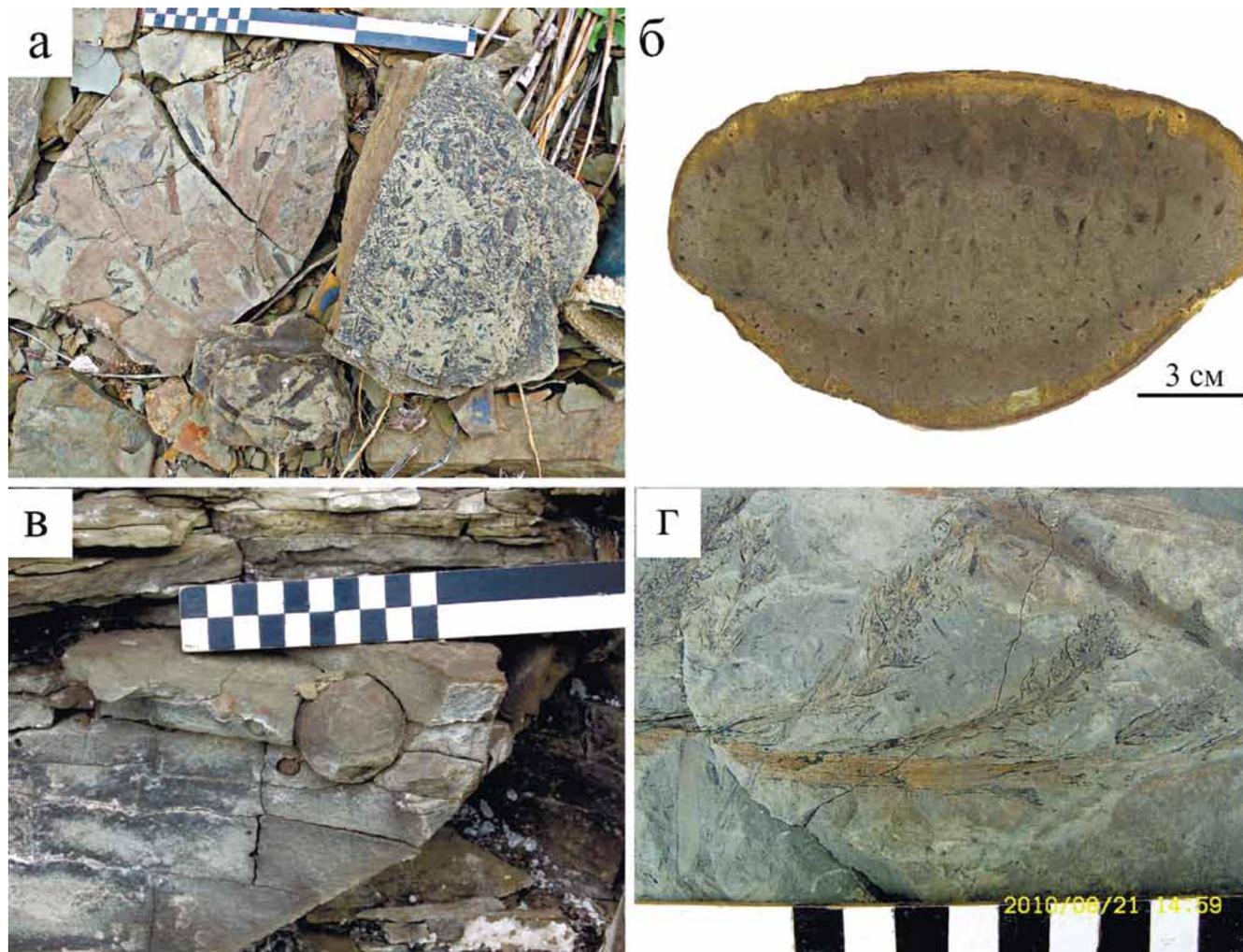
**Средняя часть (в<sub>2</sub>)** разреза характеризуется наличием пластов серо-зеленых с голубым оттенком горизонтально-слоистых, реже волнисто-слоистых алевропесчаников мощностью 0.4–2.3 м, мощность пластов уменьшается вверх по разрезу. По простирацию в северном направлении окраска верхних пластов песчаников изменяется на насыщенную зеленую, слоистость – на косоволнистую разнонаправленную. Пласты песчаников вмещают аргиллиты и глинистые алевролиты, аналогичные нижележащим. В нижней части мощность пластов алевролитов между песчаниками достигает 4 м, а в верхней части пласты песчаников чередуются через 0.4–1.0 м. Мощности пластов песчани-

ков и аргиллитов-алевролитов сильно изменяются от обнажения к обнажению. В аргиллитах-алевролитах верхней части разреза отмечаются многочисленные горизонты разнообразных по морфологии сидеритовых конкреций: линзовидных диаметром до 40 см при толщине 2–5 см и эллипсоидальных с осями до 20 × 15 см. В последних обнаружены углефицированные инситные корни. Содержание легкого изотопа углерода колеблется от +1.31 до –9.21‰. Эту часть разреза отличает обилие углефицированного растительного детрита: в аргиллитах и алевролитах – мелкого, пылеватого, а в алевропесчаниках – относительно крупного (рис. 8а). Находки фаунистических остатков, представленных обломками панцирей рыб, крайне редки. Мощность пластов достигает 17 м (обн. 410).

Описанная пачка формировалась в условиях, сходных с условиями накопления подстилающей пачки, возможно, произошло некоторое изменение рельефа – в осадок стал периодически поступать обломочный материал песчаной фракции. Среда седиментации была по-прежнему пресноводной ( $\delta^{13}\text{C}$  колеблется от –9.21 до –7.11‰). Лишь на завершающей стадии произошло поступление морской воды и содержание легкого изотопа углерода в карбонатных конкрециях достигло положительного значения +1.31‰.

**Верхняя часть (в<sub>3</sub>)** пачки сложена исходно светло-голубыми алевритистыми аргиллитами и глинистыми алевролитами с маломощными (до 1 м), редкими (2–5) пластами серо-голубых алевритистых песчаников без видимой слоистости, с раковистым сколом. Слоистость пород горизонтальная слабовыраженная. Большей частью породы окислены до зеленых, желто-зеленых цветов. В приподошвенной части обнаружены инситные углефицированные корни: в обн. 301, 303 – заключенные в сидеритовых эллипсоидальных конкрециях (рис. 8б), в обн. 316 – в породе. В прикровельной части в обн. 303, 319 и 326 обнаружены тонкие, мощностью в первые сантиметры, прослой бордово-коричневых глин, свидетельствующие о развитии пролювиальных красноцветов на некотором удалении (завершающая фаза трансгрессивно-регрессивного цикла, соответствующего свите).

В аргиллитах и алевролитах по всему разрезу этой части пачки отмечаются многочисленные горизонты тонких линзовидных и эллипсоидальных конкреций, а в пластах песчаников появляются шарообразные конкреции диаметром до 6 см (рис. 8в). Как и в нижележащих породах, наблюдаются многочисленные углефицированные фрагменты растений. Следует отметить, что здесь встречаются части растений очень хорошей сохранности (рис. 8г). Другим существенным отличием является ассоциация скопления раковин конхострак в линзовидных конкрециях, во вмещающей породе они тоже присутствуют, но рассеяны. Мощность достигает 16 м.



**Рис. 8.** Растительные остатки и конкреции в составе отложений верхней части паладинской свиты.

а – многочисленные углефицированные фрагменты растений на плоскостях напластования в алевропесчаниках, обн. 411; б – сканограмма вертикального среза крупной эллипсоидальной конкреции с углефицированными корнями растений, обн. 303; в – шарообразные конкреции в алевритистом песчанике, обн. 415; г – углефицированные веточки со спорангиями на поверхности напластования глинистого алевролита, обн. 317.

**Fig. 8.** Features of the sediments of the upper part of the Paladin Formation.

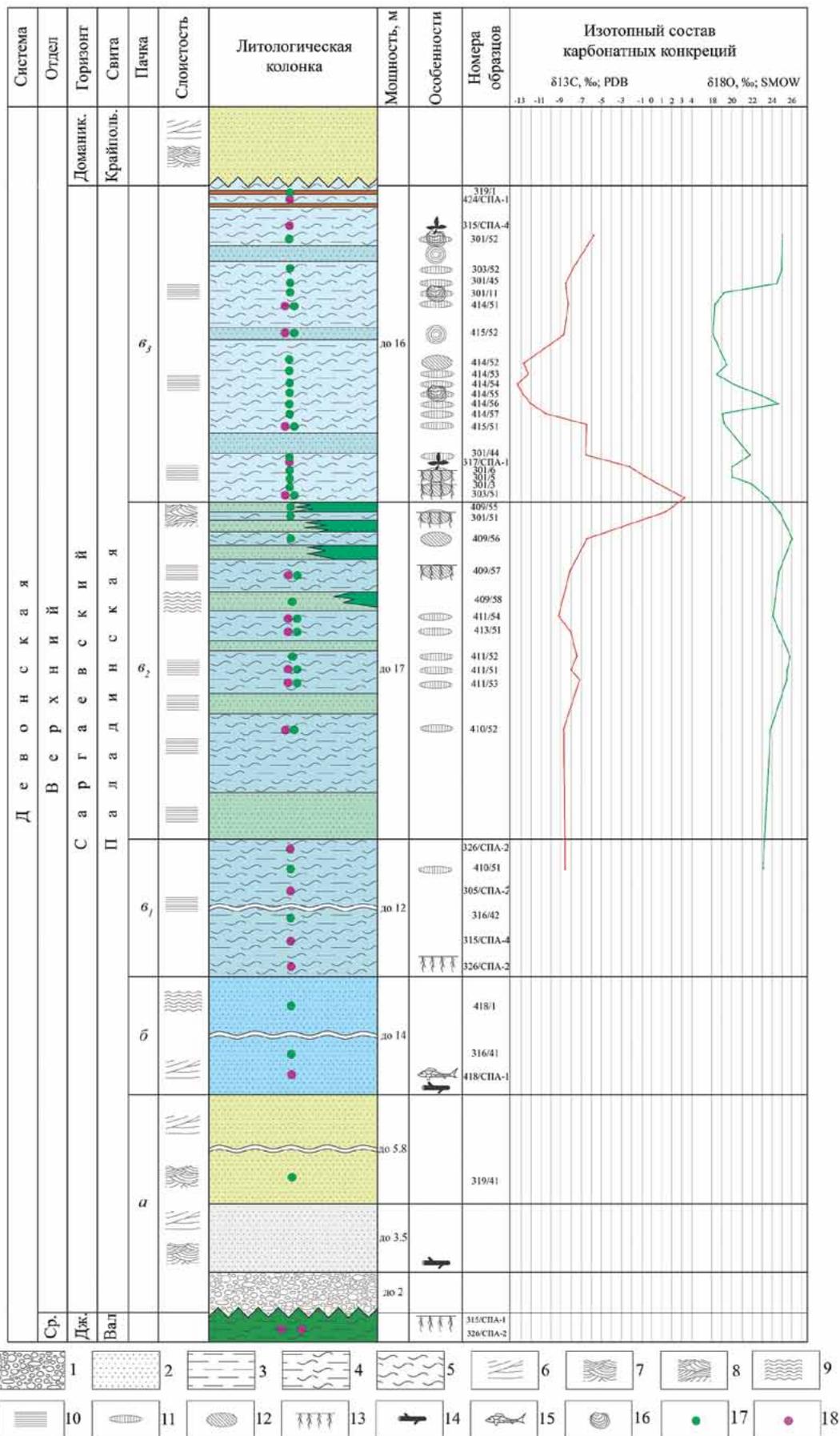
а – numerous coalified plant fragments on bedding planes in silty sandstones, outcrop 411; б – scan of a vertical section of a large ellipsoidal nodule with carbonized roots, outcrop 303; в – spherical nodules in silty sandstone, outcrop 415; г – coalified twigs with sporangia on the surface of strata of clayey siltstone, outcrop 317.

Палинологический анализ образцов, отобранных из различных частей разреза верхней пачки (303/51, 305/СПА-2, 312/1, 315/СПА-3, 315/СПА-4, 317/СПА-1, 326/СПА-2, 411/51, 411/53, 411/54, 413/51, 414/51, 415/51, 415/52, 424/СПА-1), показал, что ПС соответствуют подкомплексу Б.

Пачка отлагалась, как и предыдущие, в тихо-водных условиях. Сначала это был открытый бассейн с морской водой ( $\delta^{13}\text{C}$  от +3.31 до -2.10‰). Однако быстро произошло опреснение водоема и в средней части пачки образовались конкреции с

$\delta^{13}\text{C}$  около -13‰. Затем, судя по составу конкреций, в которых содержание  $\delta^{13}\text{C}$  плавно изменяется до -5.58‰, вода в бассейне седиментации со временем становилась солоноватой.

Перекрываются отложения паладинской свиты с небольшим размывом породами крайпольской свиты доманикового горизонта, представленными в подошве светло-желтыми песчаниками, характерными для базальных пачек почти всех нижележащих свит. Контакт между свитами прослежен в обн. 301, 303, 304, 409.



**Рис. 9.** Сводная стратиграфическая колонка составного стратотипа.

Литологические типы пород (1-5): 1 – конгломераты, 2 – песчаники, алевропесчаники, 3 – алевролиты, 4 – глинистые алевролиты, 5 – аргиллиты; слоистость пород (6-10): 6 – грубая косая, 7 – мульдообразная, 8 – косая разнонаправленная, 9 – волнистая, 10 – параллельная; карбонатные конкреции (11-12): 11 – линзообразные, 12 – эллипсоидальные; особенности отложений (13-16): 13 – палеопочвы с инситуными корнями, 14 – крупные фрагменты растений, 15 – обломки панцирей рыб, 16 – раковины конхострак; образцы и пробы (17-18): 17 – литологические, геохимические, минералогические, 18 – палинологические.

**Fig. 9.** Consolidated stratigraphic column of the composite stratotype.

Lithological types of rocks (1-5): 1 – conglomerates, 2 – sandstones, silty sandstones, 3 – siltstones, 4 – clayey siltstones, 5 – mudstones; bedding of rocks (6-10): 6 – coarse oblique, 7 – trough-shaped, 8 – oblique multidirectional, 9 – wavy, 10 – parallel; carbonate nodules (11-12): 11 – lenticular, 12 – ellipsoidal; features of deposits (13-16): 13 – paleosols with in site roots, 14 – large fragments of plants, 15 – fragments of fish shells, 16 – conchostrac shells; samples (17-18): 17 – lithological, geochemical, mineralogical, 18 – palynological.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На Среднем Тимане описан новый стратон – палладинская свита, характеризующая саргаевский этап осадконакопления в различных фациальных обстановках в пределах Цилемской площади. Несмотря на то что стратон представляет собой составной разрез, он имеет четкую литологическую и подробную палинологическую характеристики, описание стратотипа стратиграфической границы (лимитотипа).

Ранее используемое южнотиманское название “устьярегская свита” для разрезов Среднего Тимана признается некорректным, поскольку оно является гомонимом одновозрастных отложений на Южном Тимане и ее разрез представлен морскими отложениями в отличие от преимущественно континентальных на Цилемской площади. Актуальность выделения нового стратона определяется также почти повсеместным его распространением на большой территории бассейна осадконакопления (1500 км<sup>2</sup>). Кроме того, в настоящее время палладинская свита – наиболее полная последовательность раннефранского осадконакопления на Европейском Северо-Востоке России, где удалось зафиксировать региональные отклики глобального франского (Frasnes) события и, что не менее важно, изученные отложения характеризуют дискуссионный уровень границы среднего и верхнего девона.

Палинологические препараты и мацераты хранятся в лаборатории стратиграфии Института геологии ФИЦ КНЦ УрО РАН, а эталонные препараты (коллекция № 473) и литологические образцы (коллекция № 493) – в Геологическом музее им. А.А. Чернова Института геологии ФИЦ КНЦ УрО РАН.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Иванов А.О. (1990) Снетогорский комплекс ихтиофауны Главного девонского поля и его биостратиграфическое значение. *Вестн. ЛГУ*, 7(1), 94-98.  
Иванов А.О., Кузьмин А.В. (1991) Комплексы ихтиофауны и конодонтов из мелководных франских отложений Среднего Тимана. *Геология девона Северо-Востока европейской части СССР*. Сыктывкар, 24-25.  
Кузьмин А.В. (1995) Нижняя граница франского яруса

на Русской платформе. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, 3(3), 111-120.

- Ляшенко А.И. (1956) Биостратиграфия девонских отложений Южного Тимана. *Тр. ВНИГНИ. Вып. 7*. М.: Недра, 4-29.  
Ляшенко А.И. (1973) Брахиоподы и стратиграфия нижнефранских отложений Южного Тимана и Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. *Тр. ВНИГНИ. Вып. 134*. М.: Недра, 1-280.  
Стратиграфический кодекс России (2019). (Сост. А.И. Жамойда и др.) СПб.: ВСЕГЕИ, 96 с.  
Тельнова О.П. (2000) Палинологическая характеристика франских отложений на руч. Дэршор (гряда Чернышева). *Сыктывкарский палеонтол. сб. Вып. 4*. 63-68.  
Тельнова О.П. (2005) Палинологические и фаунистические комплексы из пограничных средне-позднедевонских отложений Тимано-Печорской провинции. *Вестн. ИГ КНЦ УрО РАН*, (12), 5-8.  
Тельнова О.П. (2007) Миоспоры из средне-верхнедевонских отложений Тимано-Печорской провинции. Екатеринбург: УрО РАН, 136 с.  
Тельнова О.П. (2008) Палинологическая характеристика живетско-франских отложений в эталонном разрезе скв. 1-Бальнологическая (Южный Тиман). *Стратиграфия. Геол. корреляция*, 16(2), 41-59.  
Тельнова О.П., Шумилов И.Х. (2017) Саргаевский горизонт верхнего девона в бассейне р. Цильма, Средний Тиман. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, 25(2), 49-71. DOI: 10.7868/S0869592X17010069.  
Тельнова О.П., Шумилов И.Х. (2019) Терригенные отложения среднего-верхнего девона бассейна р. Цильма (Средний Тиман) и их палинологическая характеристика. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, 27(1), 31-56. DOI: 10.31857/S0869-592X27131-56.  
Цаплин А.Е. (1982) Основные черты строения среднедевонских отложений в северо-западной части Среднего Тимана. *Изв. вузов. Геология и разведка*, (12), 48-56.  
Цаплин А.Е. (1984) Основные черты строения яранской и листовничной свит нижнего франка в северо-западной части Среднего Тимана. *Изв. вузов. Геология и разведка*, (6), 15-20.  
Шумилов И.Х. (2008) История открытия первого медно-го месторождения в России. *Горн. журн.*, (12), 88-90.  
Шумилов И.Х. (2014) Оглеение и палеопочвы в девонских красноцветных отложениях Среднего Тимана. *Литология и полез. ископаемые*, (4), 323-335.  
Шумилов И.Х., Тельнова О.П. (2017) История геологического развития бассейна р. Цильма (Средний Тиман)

в девоне. *Литология и полез. ископаемые*, (3), 266-282.  
Юдина Ю.А., Москаленко М.Н. (1997) Опорные разрезы франского яруса Южного Тимана: путеводитель полевой экскурсии. СПб.: ТПО ВНИГРИ, 80 с.

- Aboussalam Z.S., Becker R.T. (2007) New upper Givetian to basal Frasnian conodont faunas from the Tafilalt (Anti-Atlas, Southern Morocco). *Geol. Quart.*, **51**(4), 345-374.  
Becker R.T., Königshof P., Brett C.E. (2016) Devonian climate, sea level and evolutionary events. An introduction. *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.*, **423**, 1-10.  
Esin D., Ginter M., Ivanov A., Lebedev O., Luksevics E., Avkhimovich V., Golubtsov V., Petukhova L. (2000) Vertebrate correlation of the Upper Devonian and Lower Carboniferous on the East European Platform. *Courier Forschungs-Institut Senckenberg (Final Report of IGCP 328 project)*, **223**, 341-359.  
Klapper G. (1989). The Montagne Noire Frasnian (Upper Devonian) conodont succession. *Can. Soc. Petr. Geol.*, **14**(III), 451-470.  
Ovnatanova N.S., Kononova L.I., Menner V.V. (2005) The correlation of the Upper Devonian regional stages of the East European Platform with standart and local conodont zonal scales. *The Sixth Baltic Conf.* St.Petersburg, 93-94.  
Tel'nova O.P., Shumilov I.Kh. (2019) Palynological characteristics of Givetian-Frasnian stratigraphic interval on the Southern and Middle Timan. *Vestn. IG Komi NTs. UB RAS*, (10), 23-27. DOI: 10.19110/2221-1381-2019-10-23-27.  
Tel'nova O.P., Soboleva M.A., Sobolev D.B. (2019) Upper Devonian *Cristatisporites deliquescens* palynozone and its correlation (Timan–North Urals Region). *Proc. Kazan Golovkinsky stratigraphic meet. Advances in Devonian, Carboniferous and Permian research: stratigraphy, environments, climate and resources*. Filodiritto, 253-261. DOI: 10.26352/D924F5043  
Ziegler W., Sandberg C.A. (1990) The Late Devonian Standard Conodont Zonation. *Cour. Forschungsinst. Senckenberg*, **121**, 115 p.

## REFERENCES

- Aboussalam Z.S., Becker R.T. (2007) New upper Givetian to basal Frasnian conodont faunas from the Tafilalt (Anti-Atlas, Southern Morocco). *Geol. Quart.*, **51**(4), 345-374.  
Becker R.T., Königshof P., Brett C.E. (2016) Devonian climate, sea level and evolutionary events. An introduction. *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.*, **423**, 1-10.  
Esin D., Ginter M., Ivanov A., Lebedev O., Luksevics E., Avkhimovich V., Golubtsov V., Petukhova L. (2000) Vertebrate correlation of the Upper Devonian and Lower Carboniferous on the East European Platform. *Courier Forschungs-Institut Senckenberg (Final Report of IGCP 328 project)*, **223**, 341-359.  
Ivanov A.O. (1990) Snetogorsk complex of ichthyofauna of the Main Devonian field and its biostratigraphic significance. *Vestn. Leningrad State Univ.*, **7**(1), 94-98. (In Russ.)  
Ivanov A.O., Kuzmin A.V. (1991) Complexes of ichthyofauna and conodonts from shallow Frasnian deposits of the Middle Timan. *Geology of the Devonian of the North-East of the European part of the USSR*. Syktyvkar, 24-25. (In Russ.)  
Klapper G. (1989). The Montagne Noire Frasnian (Upper Devonian) conodont succession. *Can. Soc. Petr. Geol.*, **14**(III), 451-470.  
Kuzmin A.V. (1995) Lower boundary of the Frasnian stage on the Russian platform. *Stratigr. Geol. Korrel.*, **3**(3), 111-120. (In Russ.)

- Lyashenko A.I. (1956) Biostratigraphy of the Devonian deposits of South Timan. *Tr. VNIGNI*. 7. Moscow, Nedra Publ., 4-29. (In Russ.)  
Lyashenko A.I. (1973) Brachiopods and stratigraphy of the Lower Frasnian deposits of South Timan and the Volga-Ural oil and gas province. *Tr. VNIGNI*, **134**. Moscow, Nedra Publ., 1-280. (In Russ.)  
Ovnatanova N.S., Kononova L.I., Menner V.V. (2005) The correlation of the Upper Devonian regional stages of the East European Platform with standart and local conodont zonal scales. *The Sixth Baltic Conf.* St.Petersburg, 93-94.  
Shumilov I.Kh. (2008) History of the discovery of the first copper deposit in Russia. *Gorn. Zhurn.*, (12), 88-90. (In Russ.)  
Shumilov I.Kh. (2014) Gleization and paleosols in the Devonian red-colored sediments of the Middle Timan. *Litol. Polezn. Iskop.*, (4), 323-335. (In Russ.)  
Shumilov I.Kh., Tel'nova O.P. (2017) History of the geological development of the river-Tsilma (Middle Timan) in the Devonian. *Litol. Polezn. Iskop.*, (3), 266-282. (In Russ.)  
Stratigraphic Code of Russia (2019). (Ed. A.I. Zhamojda). St.Petersburg, VSEGEI Publ., 96 p. (In Russ.)  
Tel'nova O.P. (2000) Palynological characteristics of the Frasnian deposits on the brook-Darshor (Chernyshev Ridge). *Syktyvkarskii Paleontol. Sbornik*, (4), 63-68. (In Russ.)  
Tel'nova O.P. (2005) Palynological and faunistic assemblages from the Middle-Late Devonian boundary deposits of the Timan-Pechora province. *Vestn. IG KNTs UB RAS*, (12), 5-8. (In Russ.)  
Tel'nova O.P. (2007) Miospores from the Middle-Upper Devonian deposits of the Timan-Pechora province. Ekaterinburg, UB RAS, 136 p. (In Russ.)  
Tel'nova O.P. (2008) Palynological characteristics of Givetian-Frasnian deposits in the reference section of the well 1-Balnological (South Timan). *Stratigr. Geol. Korrel.*, **16**(2), 41-59. (In Russ.)  
Tel'nova O.P., Shumilov I.Kh. (2017) Sargaevsky horizon of the Upper Devonian in the basin of the river. Tsilma, Middle Timan. *Stratigr. Geol. Korrel.*, **25**(2), 49-71. (In Russ.) DOI: 10.7868/S0869592X17010069  
Tel'nova O.P., Shumilov I.Kh. (2019) Palynological and lithological characteristics of Devonian terrigenous deposits in the basin of the Tsilma River (Middle Timan). *Stratigr. Geol. Korrel.*, **27**(1), 31-56. (In Russ.) DOI: 10.31857/S0869-592X27131-56  
Tel'nova O.P., Soboleva M.A., Sobolev D.B. (2019) Upper Devonian *Cristatisporites deliquescens* palynozone and its correlation (Timan–North Urals Region). *Proc. Kazan Golovkinsky stratigraphic meet. Advances in Devonian, Carboniferous and Permian research: stratigraphy, environments, climate and resources*. Filodiritto, 253-261. DOI: 10.26352/D924F5043.  
Tsaplin A.E. (1982) The main features of the structure of the Middle Devonian deposits in the northwestern part of the Middle Timan. *Izv. Vyssh. Uchebn. Zaved. Geologiya i Razvedka*, (12), 48-56. (In Russ.)  
Tsaplin A.E. (1984) The main features of the structure of the Yaranskaya and Listvennichnaja Formations of the Lower Frasnian in the northwestern part of the Middle Timan. *Izv. Vyssh. Uchebn. Zaved. Geologiya i Razvedka*, (6), 15-20. (In Russ.)  
Yudina Yu.A., Moskalenko M.N. (1997) Reference Sections of the Frasnian Stage of South Timan: A Field Excursion Guide. St.Petersburg., VNIGNI Publ., 80 p. (In Russ.)  
Ziegler W., Sandberg C.A. (1990) The Late Devonian Standard Conodont Zonation. *Cour. Forschungsinst. Senckenberg*, **121**, 115 p.

УДК 550.41

DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-5-643-659

## Минералогия благородных металлов (Au, Ag, Pd, Pt) Волковского Cu-Fe-Ti-V месторождения (Средний Урал)

В. В. Мурзин<sup>1</sup>, Г.А. Пальянова<sup>2,3</sup>, Е. В. Аникина<sup>1</sup>, В. П. Молошаг<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, e-mail: murzin@igg.uran.ru

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

<sup>3</sup>Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 1

Поступила в редакцию 11.05.2021 г., принята к печати 11.06.2021 г.

**Объект исследований.** Минеральный состав титаномагнетитовых (апатит, титаномагнетит) и медно-титаномагнетитовых, или медносульфидных (борнит, халькопирит, апатит, титаномагнетит), руд Волковского Cu-Fe-Ti-V месторождения (Средний Урал, Россия). **Методы.** Изучение химического состава минералов проведено на сканирующем электронном микроскопе JSM 639LV и рентгеноспектральном микроанализаторе JXA-5a в ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН. **Результаты и основные выводы.** В медно-титаномагнетитовых рудах выявлено присутствие самородного золота (примеси Pd ≤ 0.3 мас.%, Cu 0.2–0.4 мас.%; пробность 800–914‰), теллуридов Pd, Au и Ag (меренскиит, кейтконнит, сивланит, гессит), а также арсенида Pt (сперрилит). В титаномагнетитовых рудах впервые обнаружены две генерации самородного золота (пробность 1000 и 850–860‰) и теллурид палладия – кейтконнит (Pd<sub>3-x</sub>Te). Установлены последовательность отложения рудных минералов и особенности их генезиса. Самородное золото пробностью 1000‰ в виде включений в титаномагнетите следует отнести к магматической стадии. Минералы благородных металлов, находящиеся в сростании с сульфидами меди (борнит, халькопирит, дигенит) и ассоциирующие с поздними гидроксилсодержащими минералами (амфибол, эпидот, хлорит), являются наложенными по отношению к магматическим минералам (пироксену, плагиоклазу, роговой обманке, апатиту, титаномагнетиту, ильмениту и др.) этих руд. Меренскиит, сперрилит, высокопробное золото (800–914‰), а также карролит, кобальтин, медно-кобальтовый теллурид и теллуроселенид висмута кавацулит Bi<sub>2</sub>Te<sub>2</sub>Se сингенетичны сульфидам меди. Теллуриды золота и серебра отлагались позднее этих минералов. Показано, что высокая фугитивность теллура, связывающего Pd, Au и Ag в теллуридные формы, препятствует появлению самородного золота, содержащего высокие концентрации палладия и серебра.

**Ключевые слова:** минералы благородных металлов, оливиновое габбро, медно-титаномагнетитовые руды

### Источник финансирования

Исследования проведены при поддержке РФФИ (проект 20-05-00393а) и государственного задания ИГГ УрО РАН (№ госрегистрации АААА-А18-118052590028-9) и ИГМ СО РАН (№ 0330-2016-0001) с использованием оборудования ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН. Дооснащение и комплексное развитие ЦКП “Геоаналитик” осуществляется при финансовой поддержке гранта Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, Соглашение № 075-15-2021-680

## Mineralogy of noble metals (Au, Ag, Pd, Pt) in Volkovskoe Cu-Fe-Ti-V deposit (Middle Urals, Russia)

Valerii V. Murzin<sup>1</sup>, Galina A. Palyanova<sup>2,3</sup>, Elena V. Anikina<sup>1</sup>, Vasilii P. Moloshag<sup>1</sup>

<sup>1</sup>A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia, e-mail: murzin@igg.uran.ru

<sup>2</sup>V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB of RAS, 3 Akad. Koptyug pr., Novosibirsk 630090, Russia, e-mail: palyan@igm.nsc.ru

<sup>3</sup>Department of Geology and Geophysics, Novosibirsk State University, Pirogov st., Novosibirsk 630090, Russia

Received 11.05.2021, accepted 11.06.2021

**Для цитирования:** Мурзин В.В., Пальянова Г.А., Аникина Е.В., Молошаг В.П. (2021) Минералогия благородных металлов (Au, Ag, Pd, Pt) Волковского Cu-Fe-Ti-V месторождения (Средний Урал). *Литосфера*, 21(5), 643–659. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-5-643-659>

**For citation:** Murzin V.V., Palyanova G.A., Anikina E.V., Moloshag V.P. (2021) Mineralogy of noble metals (Au, Ag, Pd, Pt) in Volkovskoe Cu-Fe-Ti-V deposit (Middle Urals, Russia). *Lithosphere (Russia)*, 21(5), 643–659. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-5-643-659>

© В.В. Мурзин, Г.А. Пальянова, Е.В. Аникина, В.П. Молошаг, 2021

**Research subject.** The mineral compositions of titanomagnetitic (apatite, titanomagnetite) and copper-titanomagnetitic (bornite, chalcopyrite, apatite, titanomagnetite) ores of the Volkovskoe Cu-Fe-Ti-V deposit (Middle Urals, Russia). **Methods.** The research was carried out using a Jeol JSM-6390LV scanning electron microscope and X-ray spectral microanalyzers JXA-5 (Jeol) at the Geoanalitik Collective Use Center of the IGG UB RAS. **Results and conclusions.** Native gold (with  $\leq 0.3$  wt % Pd, 0.2–0.4 wt % Cu; fineness 800–914 ‰), tellurides of Pd, Au and Ag (merenskyite, keithconnite, sylvanite, hessite) and Pt arsenide (sperrylite) were found in the copper-titanomagnetitic ores. For the first time, two generations of native gold (fineness 1000 and 850–860 ‰) and palladium telluride (keithconnite Pd<sub>3-x</sub>Te) were detected in titanomagnetitic ores. The sequence of ore mineral formation and the features of their genesis were revealed. Native gold (fineness 1000‰) in the form of microinclusions in titanomagnetite was attributed to the magmatic stage. Noble metal minerals, intergrown with copper sulfides (bornite, chalcopyrite, digenite) and associated with late hydroxyl-bearing minerals (amphibole, epidote, chlorite), are superimposed in relation to the magmatic minerals (pyroxene, plagioclase, hornblende, apatite, titanomagnetite, ilmenite, etc.) of these ores. Merenskyite, sperrylite, high fineness gold (800–914 ‰), as well as carrolite, cobaltite, copper-cobalt telluride and bismuth tellurium-selenide kawazulite Bi<sub>2</sub>Te<sub>2</sub>Se are syngenetic with copper sulfides. The Au-Ag tellurides were deposited later than these minerals. It is shown that the high fugacity of tellurium, which binds Pd, Au, and Ag into tellurides, prevents the occurrence of native gold containing high concentrations of palladium and silver.

**Keywords:** *precious metal minerals, olivine gabbro, copper-titanomagnetite ores*

#### Funding information

*The research was financially supported by the RFBR (project No. 20-05-00393a) and within the frame of the state program of IGG UB RAS (state registration No. AAAA-A18-118052590028-9) and IGM SB RAS (No. 0330-2016-0001) using the "Geoanalitik" shared research facilities of the IGG UB RAS. The re-equipment and comprehensive development of the "Geoanalitik" shared research facilities of the IGG UB RAS is financially supported by the grant of the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (Agreement No. 075-15-2021-680)*

## ВВЕДЕНИЕ

Медно-железо-титан-ванадиевое месторождение Волковское (Средний Урал, Россия) наряду с другими Уральскими месторождениями – Чудным, Баронским, Нестеровским и Озерным (Тарбаев и др., 1996; Шумилов, Остащенко, 2000; Zaccarini et al., 2004; Борисов, 2005; Аникина, Алексеев, 2010; Кузнецов, Онищенко, 2018; Пыстин и др., 2011; Онищенко, Кузнецов, 2019) – характеризуется ярко выраженной золото-палладиевой специализацией руд и часто наличием палладия в составе самородного золота.

Концентрации Pd в самородном золоте чаще составляют 0.п–п мас. % (Chapman et al., 2009; Varajão et al., 2000; Olivo et al., 1994; Некрасов, 2001). В палладистом золоте, помимо серебра, иногда отмечается присутствие меди (Ames et al., 2017; Sluzhenikin, Mokhov, 2015). Известно около четырех десятков месторождений и рудопроявлений с палладистым золотом, обзор которых представлен в (Varajão et al., 2000; Chapman et al., 2009; Пальянова, 2020).

Благороднометалльная специализация медно-титаномагнетитовых, или медносульфидных, руд на Волковском месторождении описывается рядом Ag>Pd>Au>Pt, однако минеральные формы благородных элементов и других металлов остаются

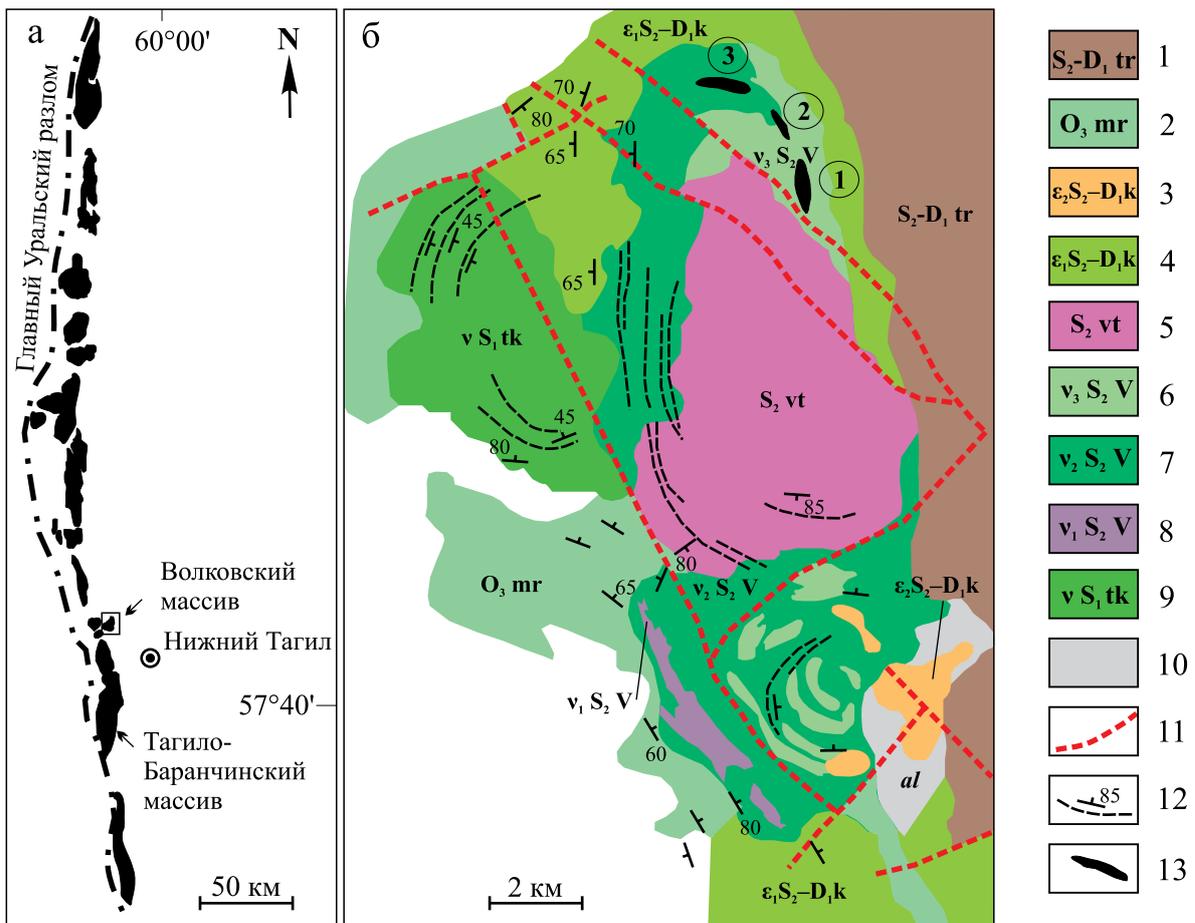
слабо изученными. Ранее проведенными исследованиями установлено, что в этих рудах присутствуют теллуриды Pd и Ag (преимущественно меренскиит, реже гессит) и самородное золото (Мурзин и др., 1988; Молошаг, Коробейников, 2000; Полтавец и др., 2006). Химический состав этих минералов практически не изучен. В литературе имеются также не подтвержденные аналитическим материалом упоминания о наличии в медно-титаномагнетитовых рудах Волковского месторождения котульскита PdTe, кейтконнита Pd<sub>3-x</sub>Te, куперита PtS, сперрилита PtAs<sub>2</sub>, инсизвайта PtBi<sub>2</sub> и, предположительно, прассойта Rh<sub>17</sub>S<sub>15</sub> (Молошаг, Коробейников, 2000; Светлицкая, 2010). Данные о содержаниях и минералах благородных металлов в титаномагнетитовых рудах отсутствуют. Широкое распространение этого типа руд требует проведение детальных минералогических исследований.

Цель данной работы – исследовать минеральный состав медно-титаномагнетитовых и вкрапленных титаномагнетитовых руд, изучить благороднометалльную минерализацию (Au, Ag, Pd, Pt), выявить последовательность отложения рудных минералов и особенности их генезиса. Результаты детальных исследований химического состава этих минералов, самородного золота и их взаимоотношений также представляют интерес с генетической точки зрения.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ  
 ХАРАКТЕРИСТИКА ВОЛКОВСКОГО  
 МАССИВА И ОРУДЕНЕНИЯ

Волковский габбровый массив располагается в зоне сочленения Платиноносного пояса Урала с прилегающими к нему с востока силурийско-девонскими вулканогенными комплексами Тагильской островодужной зоны (рис. 1а). Вмещающими породами для массива служат аповулканогенные сланцы, амфиболиты и диафорированные роговики (кытлымиты) мариинской свиты позднего ордовика.

По данным геологического картирования, массив состоит из трех блоков, или интрузивных габбровых тел, каждое из которых имеет собственную концентрически-зональную структуру (см. рис. 1б). Западный блок сложен однородными габброноритами Тагило-Кытлымского комплекса. В Центральном блоке преобладают оливиновые битовнитовые габбро и в меньшем количестве пироксен-амфиболовые лабрадоровые габбро Волковского комплекса. В Южном блоке среди оливиновых габбро залегают небольшие тела клинопироксенитов и оливинитов, также относящиеся к



**Рис. 1.** Платиноносный пояс Урала, положение Волковского массива (а) и схема геологического строения Волковского габбро-диоритового массива (б) (Anikina et al., 2014). Для составления карты использованы материалы В. А. Артамоновой, Е.И. Клевцова (1953–1962 гг.) и Государственной геологической съемки масштаба 1 : 200 000, лист 40-XXVIII (1999).

1 – туринская свита ( $S_2-D_1tr$ ), трахибазальты, трахиандезиты, трахиты, туфоалевриты, туфопесчаники, известняки; 2 – мариинская свита ( $O_3mr$ ), метаморфизованные базальты с прослоями гиалокластитов и туфопесчаников; амфиболиты, роговики и кытлымиты по нерасчлененным базальтам и субвулканитам; 3, 4 – Кушвинский комплекс габбро-сиенитовый: 3 – сиениты, сиенит-порфиры ( $\epsilon_2S_2-D_1k$ ); 4 – габбро субщелочные, монцогаббро ( $\epsilon_1S_2-D_1k$ ); 5 – Верхнетагильский комплекс габбро-диоритовый, кварцевые диориты, диориты, габбродиориты ( $S_2vt$ ); 6–8 – Волковский комплекс клинопироксенит-габбровый: 6 – амфибол-пироксеновые лабрадоровые габбро ( $v_3S_2V$ ), 7 – оливиновые и пироксеновые битовнитовые габбро ( $v_2S_2V$ ), 8 – клинопироксениты ( $v_1S_2V$ ); 9 – Тагило-кытлымский габброидный комплекс – габбронориты, амфиболовые габбро ( $vS_1tk$ ); 10 – эпидот-альбитовые метасоматиты по породам основного состава; 11 – тектонические нарушения; 12 – плоскостная ориентировка минералов и полосчатость; 13 – медь-железо-ванадиевые руды. Участки (цифры в кружках): 1 – Лаврово-Николаевский, 2 – Промежуточный и Волковский, 3 – Северо-Западный.

**Fig. 1.** Platinum-bearing belt of the Urals and the position of the Volkovsky massif (a); scheme of the geological structure of the Volkovsky gabbro-diorite massif (б) (Anikina et al., 2014). The materials from reports prepared by V.A. Artamonova, E.I. Klevtsov (1953–1962) and the State Geological Survey, scale 1 : 200 000, Sheet 40-XXVIII (1999) were used to compile the map.

1 – Turinskaya Formation ( $S_2$ -D<sub>1</sub>tr), trachybasalts, trachyandesites, trachytes, tuffoaleurites, tuffosandstones, limestones; 2 – Mariinskaya Formation ( $O_3$ mr), metamorphosed basalts with interlayers of hyaloclastites and tuffaceous sandstones; amphibolites, hornfelses, and kytlymites after undifferentiated basalts and subvolcanics; 3, 4 – Kushva gabbro-syenite complex: 3 – syenite, syenite-porphyry ( $\epsilon_2 S_2$ -D<sub>1</sub>k); 4 – subalkaline gabbro, monzogabbro ( $\epsilon_1 S_2$ -D<sub>1</sub>k); 5 – Verkhnetagil gabbro-diorite complex: quartz diorites, diorites, gabbro-diorites ( $S_2$ vt); 6–8 – Volkov clinopyroxenite-gabbro complex: 6 – amphibole-pyroxene labradorite gabbro ( $v_3 S_2 V$ ), 7 – olivine and pyroxene bitownite gabbro ( $v_2 S_2 V$ ), 8 – clinopyroxenites ( $v_1 S_2 V$ ); 9 – Tagil-Kytlym gabbroid complex – gabbronorites, amphibole gabbro ( $v S_1 tk$ ); 10 – epidote-albite metasomatites on basic rocks; 11 – faults; 12 – planar orientation of minerals and banding; 13 – copper-iron-vanadium ores. Lots (numbers in circles): 1 – Lavrovo-Nikolaevsky, 2 – Intermediate and Volkovsky, 3 – North-West.

Волковскому комплексу. Габбро Волковского комплекса прорваны в центральной части кварцевыми диоритами Верхнетагильского комплекса, а на севере и юге контактируют с монзогаббро и сиенитами Кушвинского комплекса. Последние рассматриваются в качестве комагматов абсорокит-шошонитовых вулканитов Туринского комплекса, залегающих к востоку от Волковского массива.

Волковское месторождение расположено в северной части массива в такситовых оливинсодержащих габбро. Оно отрабатывается карьерами на четырех участках – Лаврово-Николаевском, Промежуточном, Волковском и Северо-Западном (см. рис. 1б). Описание массива и месторождения присутствует в многочисленных опубликованных работах (Штейнберг, Еремина, 1963; Тимохов, 1962; Николайченков, 1977; Молошаг, Коробейников, 2000; Полтавец и др., 2006, 2011; Аникина, Алексеев, 2010; Anikina et al., 2014; и др.).

Рудоносное мезо- и меланократовое габбро с такситовой текстурой содержит вкрапленность V-содержащего титаномагнетита, халькопирита, борнита различной интенсивности. В зависимости от минерального состава различают два доминирующих типа руд – титаномагнетитовые (апатит, титаномагнетит) и медно-титаномагнетитовые, или медносulfидные (борнит, халькопирит, апатит, титаномагнетит).

Рудные тела на месторождении локализованы в дугообразной зоне протяженностью 3.5 км и шириной 1 км. В ней выделено более 200 кулисообразных субпараллельных рудных тел, в наиболее крупных из которых сочетаются оба основных типа руд. Центральные части этих тел сложены преимущественно медно-титаномагнетитовыми рудами, а краевые – титаномагнетитовыми (рис. 2).

Согласно результатам предыдущих исследований минерального состава медно-титаномагнетитовых руд, благороднометалльная минерализация представлена теллуридами Pd и Ag (это преимущественно меренскийит, реже гессит) и самородным золотом (Мурзин и др., 1988; Молошаг, Коробейников, 2000; Полтавец и др., 2006). В.В. Мурзин с соавторами (1988) установили, что кристалличе-

ские выделения меренскийита, в ассоциации с которым присутствуют медно-кобальтовые халькогениды: теллурид  $(Cu,Co)Te_2$  и сульфид – карролит  $(CuCo_2S_4)$ , заключены преимущественно в синхронных с ними борните и халькопирите.

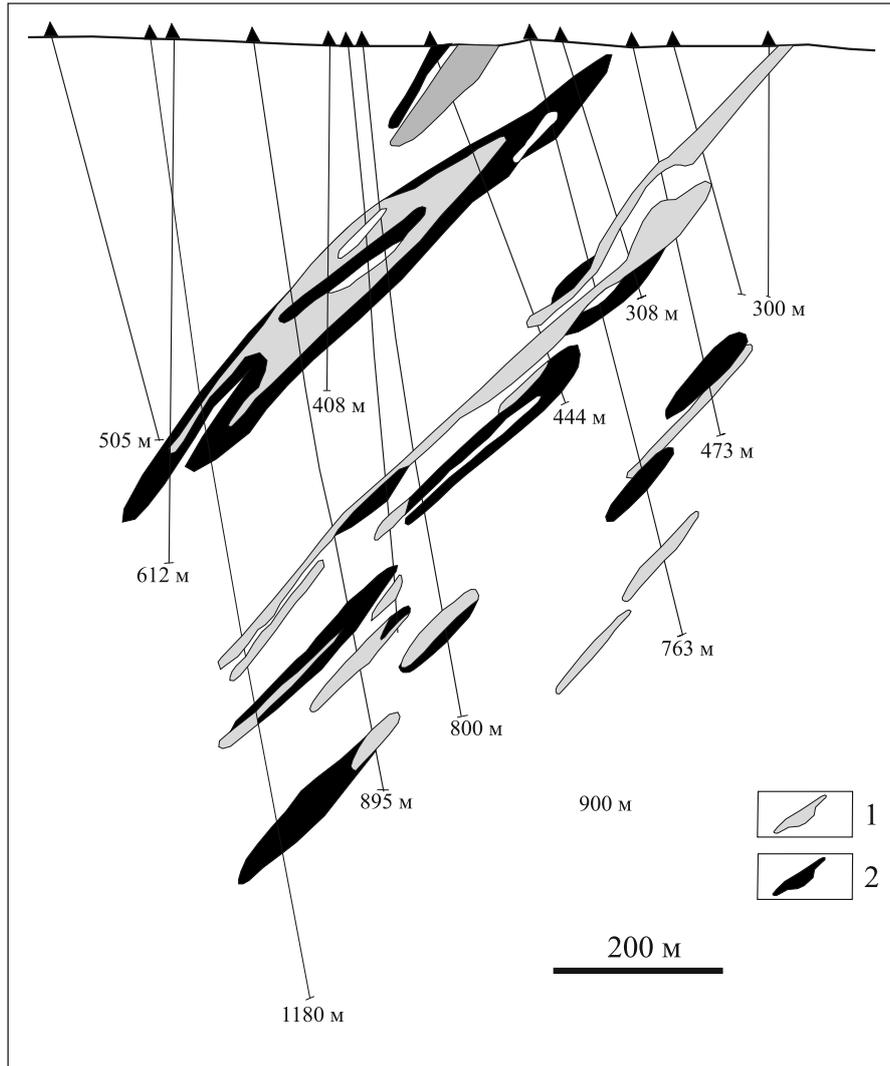
## ОБРАЗЦЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследованы образцы медно-титаномагнетитовых руд из верхней части месторождения (карьер Лаврово-Николаевского участка до глубины 50 м) и более глубоких частей месторождения (до 350 м) на участке Промежуточный по скв. 0784 Минцветразведки из коллекций В.П. Молошага и Г.С. Нечкина. По минеральному составу изученные образцы медно-титаномагнетитовых руд охватывают все известные разновидности – борнит-халькопиритовые (0520), существенно борнитовые (0524) и халькопиритовые (0522)<sup>1</sup>. Наиболее характерная черта борнит-халькопиритовых руд – наличие решетчатых структур распада: халькопирит образует пластинчатые выделения в борните. Эти сульфиды иногда выполняют микротрещины в раздробленных зернах магнетита. Для борнита и халькопирита борнитовых руд решетчатые структуры распада не характерны: халькопирит окаймляет мономинеральные выделения борнита, иногда встречаются субграфические срастания борнита и дигенита. В халькопиритовых рудах борнит очень редок.

Образцы апатит-титаномагнетитовых руд с редкой вкрапленностью сульфидов меди отобраны в телах, подсеченных разведочными скважинами на Северо-Западном участке. Эти руды представлены густой вкрапленностью агрегатов зерен Ti, V-содержащего магнетита и апатита, сцементированных как первичными минералами габбро, так и замещающими их эпидотом, амфиболом, хлоритом и другими минералами.

Исследование взаимоотношений минералов в обоих типах руд проведено в ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН на сканирующем электронном микроскопе JSM 639LV, оснащенный энергодисперси-

<sup>1</sup>Номера образцов см. в табл. 2, 4.



**Рис. 2.** Взаимоотношения основных типов руд в разрезе через центральную часть месторождения (Полтавец и др., 2011).

Руды: 1 – медно-титаномагнетитовые, 2 – титаномагнетитовые.

**Fig. 2.** The relationships of the main types of ores for the section in the central part of the deposit (Poltavets et al., 2011).

Types of ores: 1 – copper-titanomagnetite, 2 – titanomagnetite.

онной приставкой INCA Energy 450 X-Max 80 (аналитик Л.В. Леонова).

Использованы также ранее не опубликованные нами анализы химического состава некоторых минералов (табл. 1–4), полученные с использованием рентгеноспектрального микроанализатора JXA-5 в ИГГ УрО РАН (аналитик Б.Л. Вигоров). Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кв для сульфидов и 25 кв для теллуридов и золота; аналитические линии – M $\alpha$  (Au, Pt, Bi, Hg), La (Te, Pd, Sb, Ag) и K $\alpha$  (Cu, Co, Ni, Fe, As, S); стандарты – чистые металлы (Au, Pt, Bi, Pd, Ag, Co), HgTe, GaSb, GaAs, CuFeS<sub>2</sub>.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ МИНЕРАЛОВ БЛАГОРОДНЫХ И СОПУТСТВУЮЩИХ ИМ МЕТАЛЛОВ

### Медносulfидные руды

Среди минералов благородных металлов в медносulfидных рудах выявлены самородное золото, а также теллуриды – меренскиит (PdTe<sub>2</sub>), гессит (Ag<sub>2</sub>Te), сильванит ((Au,Ag)<sub>2</sub>Te<sub>4</sub>), арсенид – сперрилит (PtAs<sub>2</sub>). В сульфиды меди, часто в тесной ассоциации с минералами благородных металлов, присутствуют ранее описанные редкие минера-

**Табл. 1.** Химический состав самородного золота из борнит-халькопиритовых руд Волковского месторождения (Лаврово-Николаевский участок), мас. %**Table 1.** Chemical composition of native gold from bornite-chalcopyrite ores of the Volkovskoe deposit (Lavrov-Nikolaevsky area), wt %

№ обр./зерна	Au	Ag	Cu	Pd	Сумма	Пробность, ‰
Au-78-1/8	88.73	8.96	0.36	0.30	98.35	902
524/9	85.12	12.83	0.25	0.04	98.24	866
524/5	78.52	16.25	3.38	–	98.15	800
522/8	82.84	13.18	2.26	0.05	98.33	842
522/9	81.75	14.54	1.49	0.06	97.84	836
522/3	89.06	8.54	1.27	–	98.87	901
B-829/1	92.44	8.43	0.22	0.09	101.18	914
B-829/2	90.35	10.57	0.24	0.13	101.29	892
B-829/3	88.94	11.22	0.25	0.14	100.55	885
B-829/4	91.13	9.68	0.21	0.14	101.16	901
Ан. 3	89.98	10.34	0.17	0.03	100.52	895

Примечание. Анализы выполнены в ИГГ УрО РАН (микроанализатор JXA-5a, оператор Б.Л. Вигоров). Ан. 3 – из (Полтавец и др., 2006). Здесь и далее в таблицах прочерк – элемент не обнаружен. Повышенные содержания меди в обр. 522 и 524 обусловлены захватом медного сульфида, в котором заключены частицы золота.

Note. Analyzes were performed at the IGG Ural Branch of the Russian Academy of Sciences (JXA-5a microanalyzer, operator B.L. Vigorov). An. 3 was taken from (Poltavets et al., 2006). Hereinafter in the tables dash – the element was not found. Increased copper content in samples 522 and 524 – due to the capture of copper sulfide, which contains gold particles.

лы – карролит  $\text{CuCo}_2\text{S}_4$ , Cu-Co теллурид, а также впервые обнаруженные кавацилит  $\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{Se}$  и кобальтин  $\text{CoAsS}$ .

*Самородное золото.* Зерна самородного золота неправильной формы, однако часто с элементами огранки обнаружены в виде включений размером до 10–15 мкм в халькопирите и борните (рис. 3д, е). В то же время зафиксированы и прожилковые выделения золота, заполняющего микротрещины, секущие выделения сульфидов, что указывает на то, что золото продолжало кристаллизоваться и после образования сульфидов (Мурзин и др., 1988).

Самородное золото из борнит-халькопиритовых руд Лаврово-Николаевского участка (см. табл. 1) представлено Au-Ag-Cu-Pd твердыми растворами, характеризующимися интервалом пробности 800–914‰. Содержание палладия в них не превышает 0.3, меди – 0.2–0.4 мас. %. Более высокие концентрации меди – до 3.4 мас. % – обусловлены, по видимому, наличием матрицы сульфидов меди.

*Меренскиит  $\text{PdTe}_2$*  – основной “сквозной” минерал благородных металлов, присутствующий во всех типах медносульфидных руд. Одиночные кристаллы этого минерала или их сростки размером от 1–10 до 50–70 мкм заключены в борните, халькопирите или решетчатых борнит-халькопиритовых агрегатах (см. рис. 3а–в), изредка также в нерудных минералах породы. При замещении первичных минералов габбро и сульфидов вторичными минералами (эпидот, хлорит, альбит) по мерен-

скииту развивается тончайший пористый агрегат, состоящий из фаз, содержащих Ag, Cu, Te, иногда Se и Cl (см. рис. 3г).

Химический состав меренскиита Волковского месторождения приведен в ряде работ (Мурзин, Молошаг, 1991; Нечкин, Шагалов, 2004; Волченко и др., 2007; Полтавец и др., 2006). Однако часть опубликованных анализов этого минерала являются некондиционными вследствие сильного отклонения суммарных содержаний элементов от 100 мас. %. Из 25 кондиционных анализов (см. табл. 2) 22 достаточно хорошо отвечают теоретическому составу этого минерала  $\text{PdTe}_2$ , а 3 анализа (21–23 в табл. 2) лучше всего пересчитываются на состав неназванной минеральной фазы  $\text{PdTe}_3$ . В качестве примесных в составе меренскиита отмечаются в существенных количествах (мас. %): Cu (до 6.2), Fe (до 2.4), Pt (до 3.3), Bi (до 2), Se (до 2.4), S (до 2). В меньших количествах (до 1 мас. %) фиксируются Ni, Au, Hg, Sb, As, Co. Учитывая небольшие размеры зерен меренскиита, их локализацию в сульфидах меди, а также отчетливо видимую прямую корреляцию Cu и Fe, а иногда и S, есть основание полагать, что присутствие этих примесей в меренскиите обусловлено рентгеновским возбуждением вмещающего сульфидного вещества при анализе.

*Минералы Au-Ag-Te*, представленные гесситом и сильванитом, обнаружены в борнит-халькопиритовых и халькопиритовых рудах, где они образуют

**Табл. 2.** Химический состав меренскиита из сульфидных руд Волковского месторождения по нашим и литературным данным, мас. %

**Table 2.** Chemical composition of merenskyite from sulfide ores of the Volkovskoe deposit according to our and literature data, wt %

№ ан.	№ обр.	Pd	Pt	Au	Cu	Co	Fe	Hg	Ni	Te	Bi	Sb	As	S	Se	Сумма
1	0520	26.96	0.00	0.0	1.0	0.1	0.5	0.7	0.07	68.14	0.9	0.6	0.2	0.3	–	99.87
2	0520	27.54	0.00	0.0	0.8	0.1	0.5	0.6	0.07	67.90	0.9	0.6	0.1	0.1	–	99.67
3	0520	29.00	0.00	0.0	0.6	0.1	0.3	0.4	0.08	67.50	1.9	0.6	0.2	0.1	–	101.19
4	0520	27.28	0.54	0.2	–	–	–	–	–	69.52	0.5	0.8	–	–	–	98.92
5	0520	29.05	0.00	0.2	–	–	–	–	–	68.42	2.6	0.8	–	–	–	101.14
6	0520	26.98	1.31	0.3	–	–	–	–	–	69.61	0.5	0.8	–	–	–	99.55
7	0520	29.11	0.00	0.0	–	–	–	–	–	69.86	0.7	0.8	–	–	–	100.67
8	0178	26.19	3.31	0.2	0.3	0.1	0.1	0.6	0.07	67.88	0.1	0.6	0.2	0.1	–	100.17
9	0178	26.09	2.36	0.1	0.7	0.1	0.3	0.6	0.10	68.52	0.0	0.6	0.3	0.2	–	100.41
10	70–6/82	27.58	0.00	0.5	0.7	0.1	0.1	0.8	0.74	68.40	0.1	0.5	0.1	0.0	–	100.03
11	0522	27.03	–	0.0	3.0	–	–	–	–	71.69	0.2	–	–	–	–	102.06
12	0524	28.69	0.00	0.1	–	–	–	–	–	68.80	0.4	0.8	–	0.0	–	98.94
13	0524	28.87	0.00	0.0	–	–	–	–	–	69.01	0.2	0.7	–	–	–	99.04
14	0524	28.44	0.00	0.1	–	–	–	–	–	68.79	0.4	0.7	–	–	–	98.58
15	4	27.90	0.42	–	6.2	–	1.1	–	–	63.64	–	–	–	1.8	–	101.10
16	16	27.54	–	–	0.8	–	0.5	0.6	0.07	67.90	0.9	0.6	–	–	–	99.21
17	18	27.10	0.63	0.1	0.7	–	0.3	0.6	0.19	68.33	0.5	0.6	–	–	–	99.44
18	Поз. 1	28.04	0.59	0.2	–	–	–	–	–	67.61	–	–	–	–	2.3	98.87
19	То же	27.93	0.52	0.6	–	–	–	–	0.08	68.04	–	–	–	–	2.0	99.28
20	Поз. 2	22.37	0.29	0.1	4.9	–	2.4	–	–	64.59	–	–	–	1.9	1.7	98.54
21	781/385	21.12	0.24	–	–	–	–	–	–	77.38	–	–	–	–	–	98.74
22	781/385	20.60	0.00	–	–	–	–	–	–	79.33	–	–	–	–	–	99.93
23	282/291.6	21.77	1.86	–	–	–	–	–	–	78.63	–	–	–	–	–	102.26
24	282/291.6	26.37	0.00	–	–	–	–	–	–	72.70	–	–	–	–	–	99.07
25	485/409.5	26.12	0.22	–	–	–	–	–	–	72.75	–	–	–	–	–	99.09

Примечание. Источники данных: ан. 1–14 – данное исследование; 15 – (Полтавец и др., 2006); 16, 17 – (Волченко и др., 2007); 18–20 – (Нечкин, Шагалов, 2004); 21–25 – (Молошаг, Коробейников, 2000). Ан. 21–23 – отвечают неназванной фазе PdTe<sub>3</sub>.

Note. Sources of data: an. 1–14 – this study; 15 – (Poltavets et al., 2006); 16, 17 – (Volchenko et al., 2007); 18–20 – (Nechkin, Shagalov, 2004); 21–25 – (Moloshag, Korobeinikov, 2000). An. 21–23 – correspond to the unnamed PdTe<sub>3</sub> phase.

вросстки в сульфидах размером до 50 мкм. Характерны сростания этих минералов с Cu-Co теллуридом, а также амфиболами (роговая обманка, актинолит), альбитом, хлоритом, целестином (рис. 4). Взаимоотношения минералов указывает на то, что гессит и сильванит образовались позднее выделений Cu-Co теллурида, обрастая их. В составе гессита и сильванита присутствует примесь Cu (до 3

мас. %), а в гессите, кроме того, Hg (до 0.7 мас. %) и Pd (до 0.2 мас. %) (см. табл. 3). Химический состав гессита существенно не отклоняется от его кристаллохимической формулы Ag<sub>2</sub>Te. В сильваните количество золота достигает 22.9–23.8 мас. %, что близко к формульному составу AuAgTe<sub>4</sub>.

*Snerpillum PtAs<sub>2</sub>* – очень редкий минерал медно-сульфидных руд. Нами встречено лишь одно

**Табл. 3.** Химический состав гессита  $Ag_2Te$  и сильванита  $AuAgTe_4$  из борнитовой руды, мас. %**Table 3.** Chemical composition of hessite  $Ag_2Te$  and sylvanite  $AuAgTe_4$  from bornite ore, wt %

№ ан.	№ обр.	Au	Ag	Pd	Cu	Hg	Te	Сумма
1	C-0784/351	–	61.95	–	1.40	0.49	37.07	100.91
2		–	61.85	–	1.17	0.40	36.02	99.44
3		–	61.08	0.05	1.42	0.74	36.10	99.39
4	C-0784/350.2	–	61.41	0.10	1.03	0.48	36.65	99.67
5		–	60.66	0.17	0.56	0.61	36.46	98.46
6		22.88	15.84	–	1.96	–	58.30	98.98
7		23.75	13.46	–	1.80	–	60.73	99.74
8		23.80	14.45	–	2.98	–	58.27	99.50
Коэффициенты в кристаллохимических формулах, ф.е.								
1		0.00	1.94	0.00	0.07	0.01	0.98	
2		0.00	1.96	0.00	0.06	0.01	0.97	
3		0.00	1.94	0.00	0.08	0.01	0.97	
4		0.00	1.95	0.00	0.06	0.01	0.98	
5		0.00	1.96	0.01	0.03	0.01	0.99	
6		0.93	1.17	0.00	0.25	0.00	3.65	
7		0.97	1.00	0.00	0.23	0.00	3.81	
8		0.96	1.06	0.00	0.37	0.00	3.61	

Примечание. Анализы: 1–5 – гессит, 6–8 – сильванит.

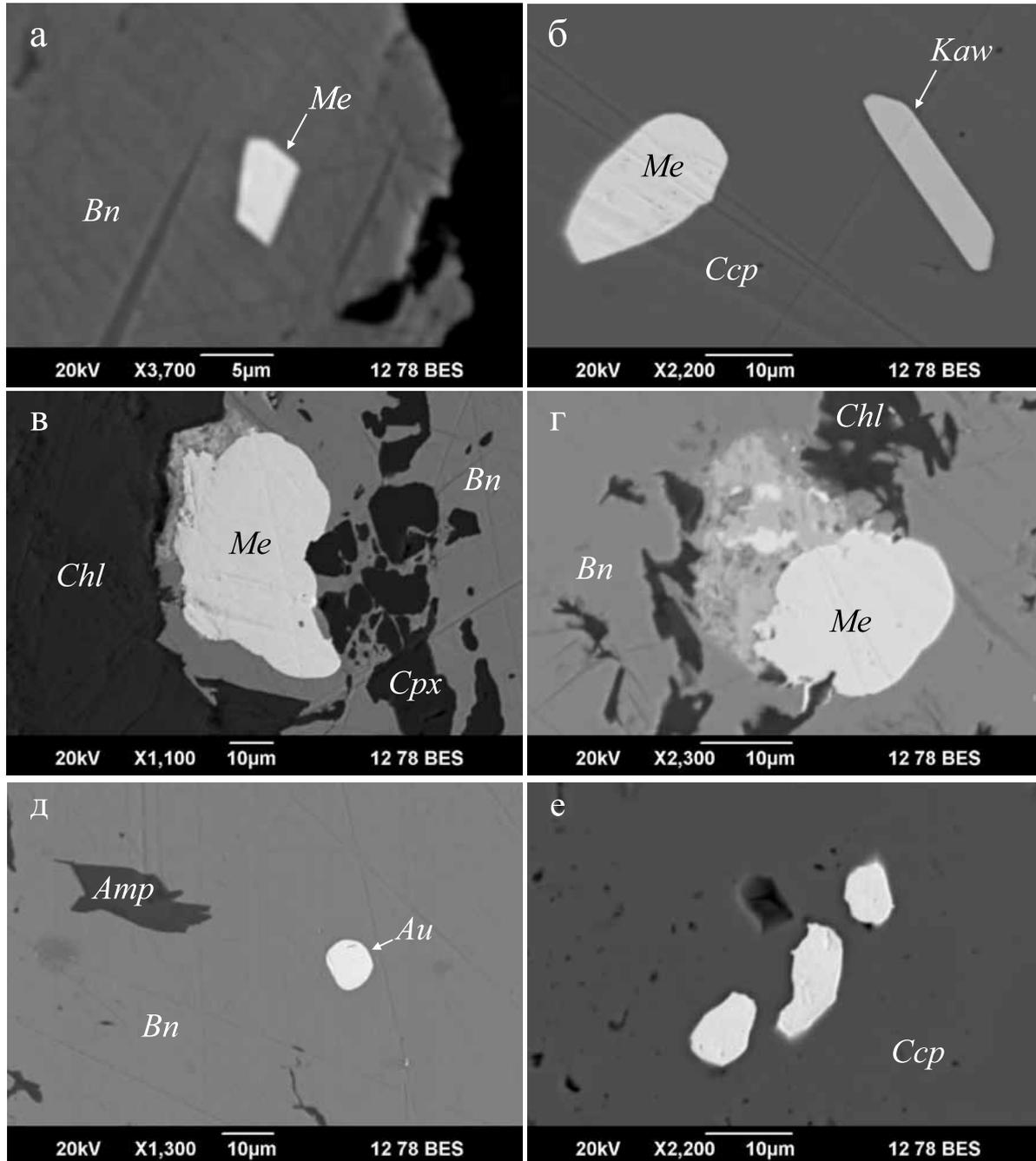
Note. Analyzes: 1–5 – hessite, 6–8 – sylvanite.

**Табл. 4.** Химический состав Cu-Co теллурида  $(Cu,Co)Te_2$ , карролита  $CuCo_2S_4$  и кобальтина  $CoAsS$ , мас. %**Table 4.** Chemical composition of Cu-Co telluride  $(Cu,Co)Te_2$ , carrolite  $CuCo_2S_4$  and cobaltite  $CoAsS$ , wt %

№ ан.	№ обр.	Cu	Co	Ni	Pd	Fe	Te	As	S	Сумма
1	C-0784/350.2	9.83	8.91	0.04	–	–	80.87	–	–	99.65
2	C-0784/350.2	9.89	10.01	0.12	0.31	–	80.64	–	–	100.97
3	C-0784/350.2	9.13	10.34	–	0.09	–	80.38	–	–	99.94
4	0522	20.26	37.23	0.38	–	0.74	–	–	41.34	99.95
5	0522	20.23	36.76	0.3	–	0.38	–	–	41.11	98.78
6	0522	21.29	36.41	0.27	–	0.46	–	–	41.68	100.11
7*	0524	1.65	33.32	0.66	–	0.61	–	44.95	18.81	100
8*	0524	2.43	31.23	1.57	–	1.24	–	45.08	18.45	100
9*	0524	0.60	31.69	2.72	–	1.21	–	44.63	19.16	100
Коэффициенты в кристаллохимических формулах, ф.е.										
1		0.49	0.48	0.00	0.00		2.03			
2		0.49	0.54	0.00	0.01		1.97			
3		0.45	0.55	0.00	0.00		2.00			
4		0.99	1.96	0.02		0.04			3.99	
5		1.00	1.95	0.02		0.02			4.01	
6		1.03	1.91	0.01		0.03			4.02	
7		0.04	0.94	0.02		0.02		1.00	0.98	
8		0.06	0.89	0.04		0.04		1.01	0.96	
9		0.02	0.89	0.08		0.04		0.99	0.99	

Примечание. Анализы: 1–3 – Cu-Co теллурид, 4–6 – карролит, 7–9 – кобальтин. \* Анализы нормированы на 100%.

Note. Analyzes: 1–3 – Cu-Co telluride, 4–6 – carrolite, 7–9 – cobaltite. \* Analyzes are normalized to 100%.

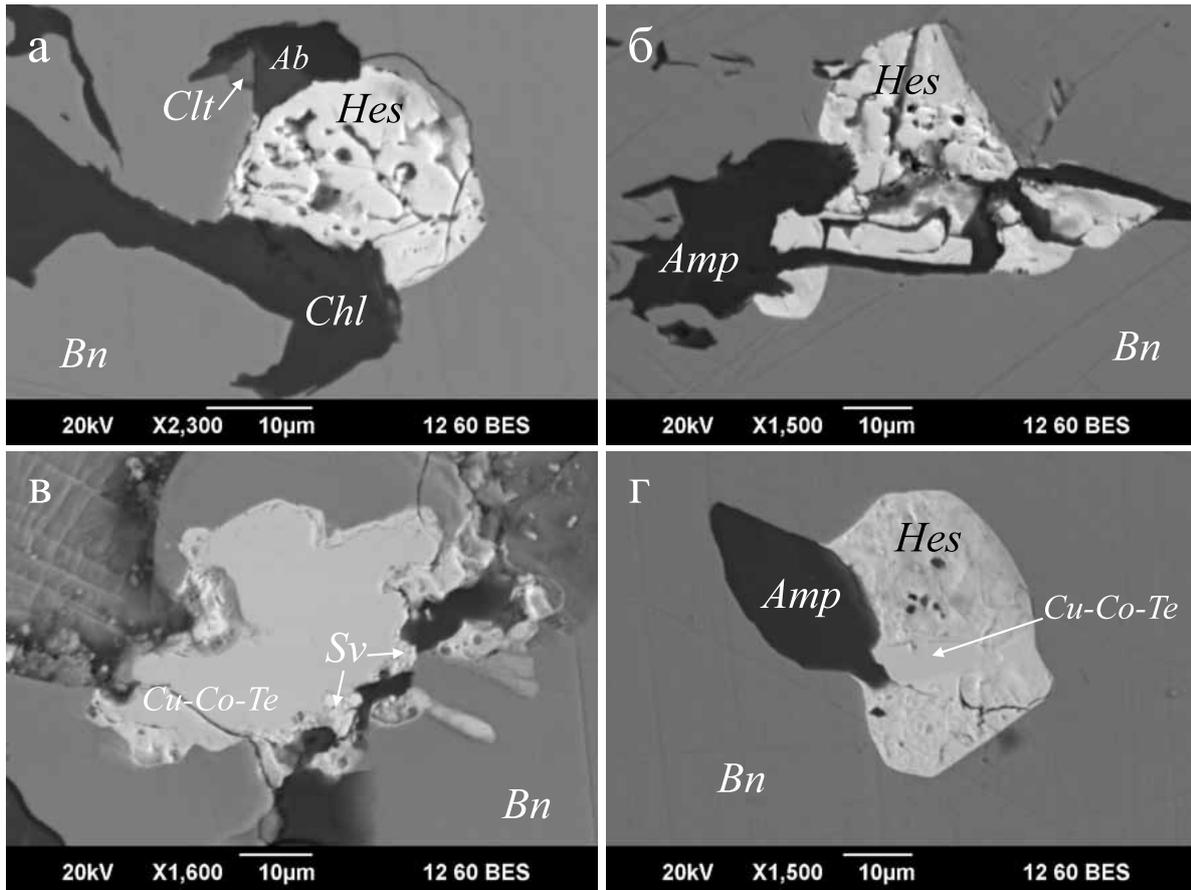


**Рис. 3.** Типовые зерна меренскиита (а–г) и самородного золота (д, е) в медно-сульфидных рудах Волковского месторождения.

Здесь и далее снимки на СЭМ в режиме BES. а – кристалл меренскиита (*Me*) в борните (*Bn*); б – кристаллы меренскиита и кавазулита (*Kaw*) в халькопирите (*Ccp*); в – включения меренскиита и клинопироксена (*Cpx*) краевой части выделения борнита, контактирующего с хлоритом (*Chl*); г – включения хлорита и меренскиита с развивающейся по нему пористой смесью фаз, содержащих Ag, Cu, Te, Se, Cl (X), в борните; д – кристалл самородного золота (*Au*) и включение амфибола (*Amp*) в борните; е – группа кристаллов самородного золота в халькопирите.

**Fig. 3.** Typical grains of merenskyite (а–г) and native gold (д, е) in copper-sulfide ores of the Volkovskoe deposit.

Hereinafter, the images on the SEM in the BES mode. а – merenskyite crystal in bornite (*Bn*); б – merenskyite and kawazulite (*Kaw*) crystals in chalcopyrite (*Ccp*); в – merenskyite (*Me*) and clinopyroxene (*Cpx*) inclusions in the edge part of bornite in contact with chlorite (*Chl*); г – inclusions of chlorite and merenskyite with a developing porous mixture of phases, containing Ag, Cu, Te, Se, Cl (X), in bornite; д – crystal of native gold (*Au*) and inclusion of amphibole (*Amp*) in bornite; е – a group of native gold crystals in chalcopyrite.



**Рис. 4.** Au-Ag и Cu-Co теллуриды в борнитовых рудах Волковского месторождения.

а – кристалл гессита (*Hes*) в сростании с хлоритом (*Chl*), альбитом (*Ab*) и целестином (*Clt*) в борните (*Bn*); б – сростание гессита и Са-амфибола (*Amp*) в борните; в – Cu-Co теллурид (*Cu-Co-Te*) с каймой гессита и сильванита (*Sv*) в борните; г – сросток гессита, Cu-Co теллурида и амфибола в борните.

**Fig. 4.** Au-Ag and Cu-Co tellurides in bornite ores of the Volkovskoe deposit.

а – crystal of hessite (*Hes*) in intergrowth with chlorite (*Chl*), albite (*Ab*) and celestine (*Clt*) in bornite (*Bn*); б – intergrowth of hessite and Ca-amphibole (*Amp*) in bornite (*Bn*); в – Cu-Co telluride (*Cu-Co-Te*), bordered by hessite and sylvanite (*Sv*) in bornite; г – intergrowth of hessite, Cu-Co telluride and amphibole in bornite.

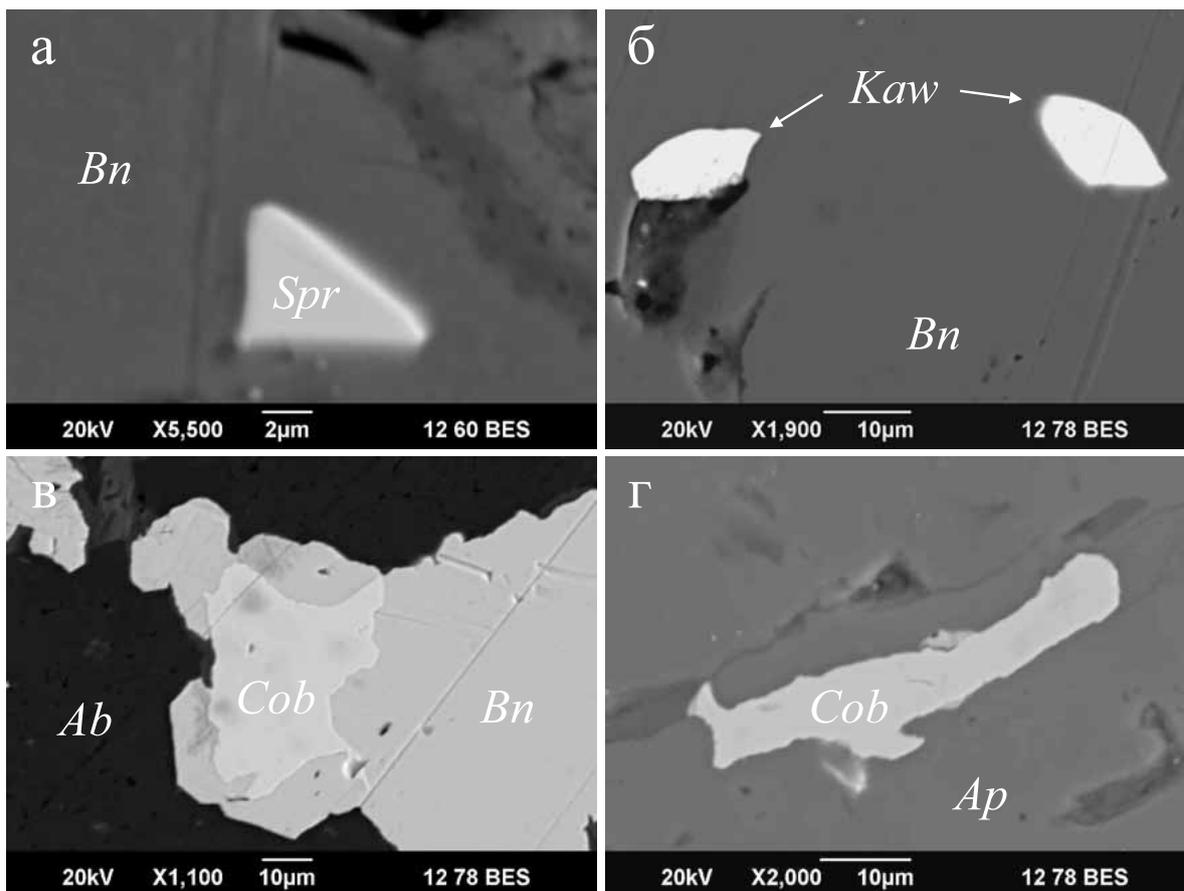
надежно диагностированное зерно этого минерала, представленное кристаллическим включением в борните размером 5–10 мкм (рис. 5а). Состав минерала (55.69 мас. % Pt и 44.31 мас. % As) отвечает кристаллохимической формуле  $Pt_{0.98}As_{2.02}$ .

Карролит  $CuCo_2S_4$  обнаружен в борнит-халькопиритовых рудах в ассоциации с меренскиитом и самородным золотом (Мурзин и др., 1988). Выделения этого минерала размером 25–50 мкм локализованы в борните, халькопирите или решетчатом борнит-халькопиритовом агрегате, реже в нерудных минералах породы. В составе карролита зафиксированы примеси Fe и Ni в количестве менее 1 мас. % (см. табл. 4).

Медно-кобальтовый теллурид встречается в борнит-халькопиритовой руде в виде выделений непра-

вильной формы размером до 70 мкм, часто окаймленных теллуридами золота и серебра (гессит, сильванит) (см. рис. 4в) или заключенными в гессите (рис. 4г). Состав минерала хорошо пересчитывается на формулу с соотношениями металлов и теллура 1:2 (см. табл. 4). Элементы-примеси в Cu-Co теллуриде – Pd (до 0.3 мас. %) и Ni (до 0.12 мас. %).

Кавацулит  $Bi_2Te_2Se$  и кобальтин  $CoAsS$  в медно-сульфидных рудах Волковского месторождения выявлены впервые. Кавацулит обнаружен в халькопиритовой руде в виде изометричных или пластинчатых кристаллов размером до 50 мкм в халькопирите (рис. 5б), иногда в группах с кристаллами меренскиита (см. рис. 3б). Состав минерала (табл. 5) является промежуточным между кавацулитом  $Bi_2Te_2Se$  и скиппенитом  $Bi_2Se_2Te$ , для кото-



**Рис. 5.** Минералы платины, висмута и кобальта в медносulfидных рудах Волковского месторождения.

а – кристалл сперрилита (*Spr*) в борните (*Bn*); б – кристаллы кавацулита (*Kaw*) в борните; в, г – выделения кобальтита (*Cob*) в борните и апатите (*Ap*). *Ab* – альбит.

**Fig. 5.** Platinum, bismuth and cobalt minerals in copper-sulfide ores of the Volkovskoe deposit.

а – sperrylite crystal (*Spr*) in bornite (*Bn*); б – kawazulite crystals (*Kaw*) in bornite; в, г – inclusion of cobaltite (*Cob*) in bornite and apatite (*Ap*). *Ab* – albite.

рых установлена изоморфная смесимость (Калинин и др., 2014). Кобальтин установлен в борнитовой руде в виде включений размером до 50 мкм в борните (рис. 5в) и микротрещинах F-апатита (рис. 5г). Химический состав минерала существенно не отклоняется от его кристаллохимической формулы (см. табл. 4, ан. 7–9).

#### Титаномагнетитовые руды

Среди минералов благородных металлов в титаномагнетитовых рудах обнаружены две генерации самородного золота и теллурид палладия – кейтконнит ( $Pd_{3-x}Te$ ). Сульфиды меди, преимущественно борнит, в этих рудах являются аксессуарными и локализуются, как правило, в интерстициальном пространстве зерен магнетита, апатита и других магматических минералов.

Зерна самородного золота первой генерации образуют угловатые включения размером до 10 мкм в магнетите, содержащем пластинки ильменита и, по-видимому, синхронны с ним (рис. 6а). В составе зерен золота этой генерации примесные элементы обнаружены не были (рис. 6б). Это чистое самородное золото пробностью 1000‰.

Угловатые и кристаллические зерна самородного золота второй генерации, а также зерна кейтконнита размером до 3 мкм образовались позднее магнетита. Они, так же как и выделения борнита, приурочены к хлориту, замещающему первичные силикатные минералы, а также выполняющему микротрещины, рассекающие зерна F-апатита, титаномагнетита и ильменита (рис. 6б–г). Одно из зерен кейтконнита содержит Pt (7.8 мас.%). Зерна самородного золота в хлорите представлены Au-Ag твердым раствором (пробность 850–860‰) (табл. 6). Примесь Pd в нем не обнаружена.

**Табл. 5.** Химический состав квацулита, мас. %**Table 5.** Chemical composition of kawazulite, wt %

№ ан.	Bi	Se	Te
1	56.61	15.18	28.21
2	56.65	15.27	28.09
3	55.54	16.21	28.25
4	56.82	15.18	28.00
5	56.66	15.40	27.93
Коэффициенты в кристаллохимических формулах, ф.е.			
1	1.98	1.41	1.62
2	1.98	1.41	1.61
3	1.92	1.48	1.60
4	1.99	1.41	1.61
5	1.98	1.42	1.60

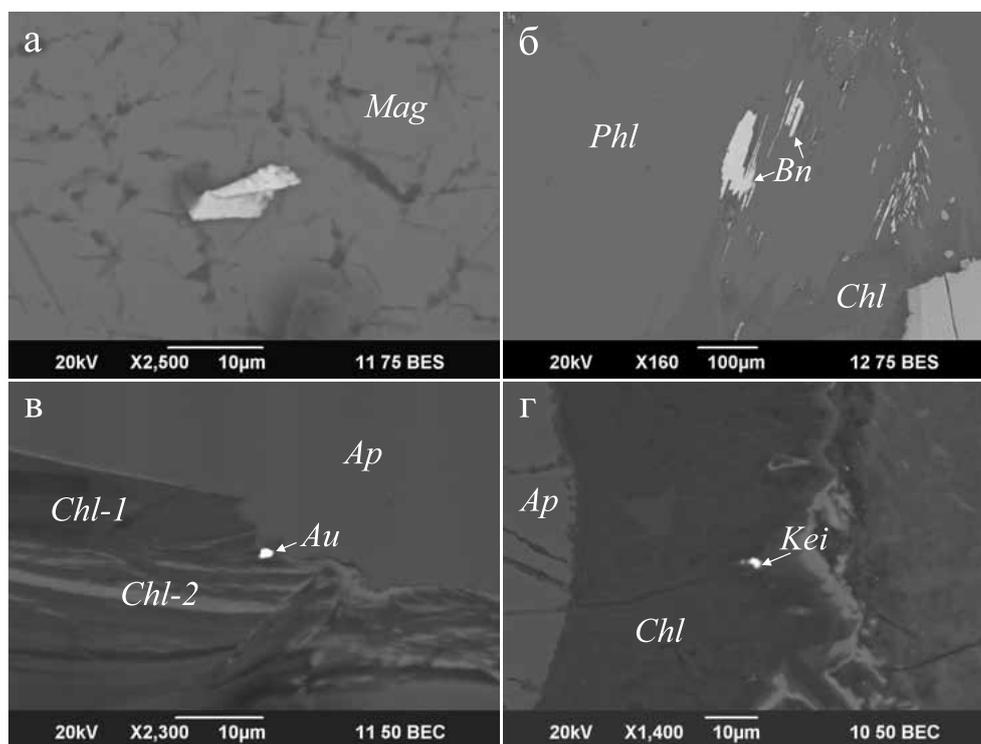
Примечание. Состав нормирован на 100%. Обр. 0520.

Note. The composition is normalized to 100%. Sample 0520.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Благороднометалльная минерализация на Волковском месторождении имеет практический интерес, поскольку в настоящее время ведется интенсивная обработка вкрапленных медносульфидных (халькопиритовых, борнитовых и борнит-халькопиритовых) руд. Содержание благородных металлов в безрудных габброидах, составившее в среднем 0.018 г/т Pt, 0.03 г/т Pd, 0.06 г/т Au и 1.38 г/т Ag, в медносульфидных рудах возрастает до 0.7 г/т Pt, 22 г/т Pd, 8 г/т Au и 168 г/т Ag (Полтавец и др., 2006).

По данным работ (Полтавец и др., 2006, 2011; Молошаг, Коробейников, 2000), титаномagnetит за пределами основных рудных тел (бортовые содержания более 0.4 мас. % Cu и более 14 мас. % Fe) содержит до 0.017 г/т Pt, 0.09 г/т Pd, 0.4 г/т Au и 0.4 г/т Ag. Титаномagnetит в пределах рудных тел обогащен Au, Ag и Pd до 1.6, 7 и 5 г/т соответственно.



**Рис. 6.** Минералы благородных металлов и борнита в титаномagnetитовых рудах Волковского месторождения.

а – частица самородного золота первой генерации (AuI) в магнетите (*Mag*); б – пластинчатые выделения борнита (*Bn*), приуроченного к хлориту (*Chl*), развивающемуся по Ti-флогопиту (*Phl*) (4.8 мас. %  $TiO_2$ ); в – кристалл самородного золота второй генерации (AuII) в прожилке магниального (*Chl-1*) и железистого (*Chl-2*) хлорита, рассекающем F-апатит (*Ap*); г – выделение Pt-содержащего кейтконнита (*Kei*) (см. ан. 4 в табл. 6) в хлорите различной железистости вблизи контакта с F-апатитом.

**Fig. 6.** Noble metals minerals and bornite in titanomagnetite ores of the Volkovskoe deposit.

a – a particle of native gold of the first generation (AuI) in magnetite (*Mag*); б – lamellar segregations of bornite (*Bn*) confined to chlorite (*Chl*) developing after Ti-phlogopite (*Phl*) (4.8 wt %  $TiO_2$ ); в – crystal of native gold of the second generation (AuII) in a vein of magnesian (*Chl-1*) and ferruginous (*Chl-2*) chlorite cutting through F-apatite (*Ap*); г – separation of Pt-containing keithconnite (*Kei*) (see analysis 4 in Table 6) in chlorite of different iron content near contact with F-apatite.

**Табл. 6.** Химический состав самородного золота и кейтконнита из титаномагнетитовых руд Волковского месторождения (скв. 911, гл. 99.0 м)

**Table 6.** The chemical composition of native gold and keithconnite from titanomagnetite ores of the Volkovskoe deposit (borehole 911, depth 99.0 m)

№ ан.	Au	Ag	Pd	Pt	Te	Минерал
Мас. %						
1	84.22	15.78	–	–	–	Самородное золото
2	85.33	14.67	–	–	–	То же
3	–	–	70.91	–	29.09	Кейтконнит
4	–	–	64.78	7.82	27.40	Pt-кейтконнит
Ат. %						
1	74.51	25.49	–	–	–	Самородное золото
2	76.11	23.89	–	–	–	То же
3	–	–	74.51	–	25.49	Кейтконнит
4	–	–	70.50	4.64	24.86	Pt-кейтконнит

Примечание. Состав минералов нормирован на 100%.

Note. The composition is normalized to 100%.

В целом в титаномагнетитовых рудах концентрации благородных металлов обнаруживают прямую корреляцию с содержанием сульфидов меди. Вкрапленные титаномагнетитовые руды за пределами основных рудных тел, таким образом, могут представлять практический интерес при наличии в них вкрапленных сульфидов.

Среди благородных металлов в медносульфидных рудах Волковского месторождения ведущая роль принадлежит серебру и палладию, однако в некоторых пробах руд участков Лаврово-Николаевский, Промежуточный, Северо-Западный были зафиксированы повышенные содержания платины (до 0.73 г/т, единичный анализ 5.5 г/т). Это дало основание предполагать, что в рудах должны присутствовать собственные минералы платины (Молошаг, Коробейников, 2000). До настоящего исследования примесь платины (до 3.31 мас. %) sporadически отмечалась лишь в некоторых зернах меренскиита (Мурзин и др., 1991; Молошаг, Коробейников, 2000). В борните мы обнаружили арсенид платины – сперрилит PtAs<sub>2</sub>. В целом наши наблюдения соответствуют результатам термодинамических расчетов, согласно которым Pd характеризуется наиболее высоким химическим сродством с теллуrom, а Pt образует наиболее прочное соединение с мышьяком (Полтавец и др., 2006).

В ряде проб сульфидных руд Лаврово-Николаевского участка было определено повышенное содержание селена – 350–1100 г/т (Молошаг, Коробейников, 2000), однако минеральные формы этого элемента остались невыявленными. Позднее (Нечкин, Шагалов, 2004) примесь селена до 2.4 мас. % зафиксирована в некоторых зернах меренскиита (см. табл. 1). В нашем исследовании установлен

собственный минерал селена – кавацулит, образовавшийся синхронно с борнитом и меренскиитом.

Из минералов кобальта наибольший интерес вызывает Cu-Co теллурид. Характерной чертой его химического состава является не только соотношения металлов и теллура, равное 1:2, но примерно равные количества в нем меди и кобальта (см. табл. 4). Такие соотношения Me/Te среди природных теллуридов меди (вулканит CuTe, вэйсит Cu<sub>5</sub>Te и рикардит Cu<sub>3-x</sub>Te<sub>2</sub>) не известны, однако известен дителлурид кобальта – маттагамит CoTe<sub>2</sub>. Можно предполагать, что обнаруженная нами фаза принадлежит медистой разновидности маттагамита или пока неназванному минералу с формулой CuCoTe<sub>4</sub>.

Основные минералы титаномагнетитовых руд Волковского месторождения – пироксен, анортит, роговая обманка, апатит, титаномагнетит и ильменит – являются наиболее ранними магматическими минералами. Титаномагнетитовые вкрапленные и массивные руды содержат редкую вкрапленность борнита и халькопирита. Есть мнение, что борнит начал формироваться в магматическую стадию при обособлении в расплаве сульфидных капель и в дальнейшем развивался по титаномагнетиту (Полтавец и др., 2011). В исследованных нами образцах титаномагнетитовых руд борнит ассоциирует с OH-содержащими минералами, прежде всего хлоритом (см. рис. 6б). Эту же позицию занимают зерна кейтконнита и самородного золота второй генерации (пробность 800–914‰) (см. табл. 6). Между тем обнаруженные нами зерна чистого самородного золота (пробность 1000‰) в виде включений в титаномагнетите (см. рис. 6а) позволяют предполагать, что это золото могло отлагаться уже

на магматической стадии становления титаномагнетитового оруденения.

Практически всеми исследователями минералов благородных металлов Волковского месторождения отмечается тесная их связь с сульфидами меди. В.П. Молошаг и А.Ф. Коробейников (2000) выявили следующую последовательность образования сульфидов: графические сростания борнита и дигенита в минералах габбро (пироксене, плагиоклазе, биотите) – решетчатые борнит-халькопиритовые агрегаты в апатите и роговой обманке – мономинеральные выделения борнита и халькопирита, синхронные с кислым плагиоклазом и роговой обманкой. Выявленная нами позиция минералов Co, Bi и благородных металлов указывает на то, что в этой последовательности отложений сульфидов меди ранее других начали кристаллизоваться меренскиит и кавачулит. Несколько запаздывали самородное золото, карролит, кобальтин, Cu-Co теллурид, которые характерны для мономинеральных выделений борнита и халькопирита. Последними отлагались Au-Ag теллуриды – гессит и сильванит.

Одна из особенностей самородного золота в рудах Волковского месторождения заключается в весьма низком содержании в нем палладия (не более 0.3 мас. %), несмотря на парагенетические взаимоотношения его с основным минералом палладия – меренскиитом. Считается, что содержание палладия в составе самородного золота определяется эволюцией концентраций S, Te, As, Sb, Bi, Se во флюиде, которые связывают палладий в собственные минералы (Zaccarini et al., 2004; Аникина и др., 2005; Аникина, Алексеев, 2010). При этом предполагается, что при понижении температуры и возрастании окисленности флюида фугитивность серы уменьшается, а других халькогенов – увеличивается. Зависимость концентраций серо-, селен- и теллурсодержащих компонентов флюида от *P-T* параметров и парциального давления кислорода обосновывается и термодинамическими расчетами (Каржавин, Волошина, 2011). Высокая фугитивность теллура при кристаллизации наиболее ранних сульфидов меди в рудах Волковского месторождения, таким образом, объясняет как предпочтительное вхождение палладия в теллуридную форму, а не сульфидную и самородную, так и отсутствие соединений палладия с мышьяком, сурьмой и висмутом.

Значительно большее разнообразие минеральных видов палладия выявлено в медно-сульфидных рудах из габбро Серебрянского массива, являющегося аналогом Волковского. В борните и халькопирите этого массива палладий присутствует в самородной (Pd-Pt-Cu интерметаллиды), сульфидной (высоцкит PdS), теллуридной (меренскиит, Pd-мелонит, Cu-Bi-котульскит), теллуровисмутидной (майченерит), арсеноантимонидной (арсенопалла-

динит, мертиит) и антимонидной (стибиопалладинит) формах (Михайлов и др., 2019). Порядок выделения этих минералов также связывается со снижением фугитивности серы и повышением роли теллура и мышьяка по мере понижения температуры. Ранее других кристаллизовался сульфид Pd, позднее образовались теллуриды и еще позднее соединения палладия с As и Sb, которые обрастают более ранние выделения МПП (Михайлов и др., 2019). Самородное золото Серебрянского Камня сопровождает все ассоциации МПП, образуя включения в борните и халькопирите, в том числе находясь в сростании с высокоцитом, арсенидами и теллуридами палладия. Анализы самородного золота в работе В.В. Михайлова с соавторами (2019) не приводятся, однако указано, что медистая его разновидность содержит до 12.6 мас. % Pd.

### ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. В медносульфидных рудах Волковского месторождения присутствует самородное золото (примеси – Pd ≤ 0.3 мас. %, Cu 0.2–0.4 мас. %; пробность – 800–914‰), теллуриды Pd, Au и Ag (меренскиит, сильванит, гессит), а также арсенид Pt (сперрилит). В титаномагнетитовых рудах обнаружены две генерации самородного золота (пробность 1000 и 850–860‰) и теллурид палладия – кейтконнит (Pd<sub>3-x</sub>Te).

2. Самородное золото пробностью 1000‰ в виде включений в титаномагнетите можно отнести к магматической стадии. Сульфиды меди (борнит, халькопирит, дигенит) и ассоциирующие с ними минералы благородных металлов по отношению к магматическим минералам этих руд являются наложенными, ассоциирующими с поздними гидроксилсодержащими минералами (амфибол, эпидот, хлорит).

3. Синхронные с сульфидами меди акцессорные минералы – меренскиит, сперрилит, самородное золото с незначительными примесями Pd (не более 0.3 мас. %) пробностью 800–914‰, а также карролит, кобальтин, медно-кобальтовый теллурид (Cu,Co)Te<sub>2</sub> и теллуру-селенид висмута – кавачулит Bi<sub>2</sub>Te<sub>2</sub>Se. Позднее этих минералов отлагались теллуриды золота и серебра.

4. Высокая фугитивность теллура, связывающего палладий, золото и серебро в теллуридные формы, препятствует появлению самородного золота, содержащего высокие концентрации палладия и серебра.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аникина Е.В., Алексеев А.В. (2010) Минералого-геохимическая характеристика золото-палладиевого оруденения в Волковском габбро-диоритовом массиве (Платиноносный пояс Урала). *Литосфера*, (5), 75-100.

- Аникина Е.В., Заккарини Ф., Кнауф В.В., Русин И.А., Пушкарев Е.В., Гарути Дж. (2005) Минералы палладия и золота в рудах Баронского рудопоявления (Волковский габбро-диоритовый массив). *Вестн. Уральского отделения РМО*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 5-25.
- Борисов А.В. (2005) Геолого-генетические особенности Au-Pd-REE рудопоявлений хр. Малды Нырды (Приполярный Урал). Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 27 с.
- Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Неустроева И.И., Воронина Л.К. (2007) Новые золото-платино-палладиевые проявления палладиеносного пояса Урала. *Ежегодник-2006*, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 214-220.
- Калинин А.А., Савченко Е.Э., Селиванова Е.А., Полеховский Ю.С., Золотарев А.А. (2014) Кавацулит  $Bi_2Te_2Se$  и скиппенит  $Bi_2TeSe_2$  в альбититах Салла-Куолярвинской зоны, Северная Карелия, Россия. *Записки РМО*, (2), 80-94.
- Каржавин В.К., Волошина З.М. (2011) Поведение соединений платины и палладия в процессе метаморфизма восточного окончания Панского интрузива (Кольский полуостров). *Геохимия*, (12), 1243-1252.
- Кузнецов С.К., Онищенко С.А. (2018) Золотоносность локальных участков метасоматического изменения риолитов месторождения Чудное (Приполярный Урал). *Вестн. ИГ КомиНЦ УрО РАН*, (12), 39-45.
- Михайлов В.В., Степанов С.Ю., Петров С.В., Шиловских В.В., Абрамова В.Д. (2019) Новые данные о благороднометалльной минерализации в габбро Серебрянского камня, Северный Урал. *Уральская минералогическая школа-2019*. Екатеринбург: Альфа Принт, 83-87.
- Молошаг В.П., Коробейников А.Ф. (2000) Новые данные о платиноидной минерализации медно-железovanадиевых руд. *Магматические и метаморфические образования Урала и их металлогения*. Екатеринбург: УрО РАН, 90-101.
- Мурзин В.В., Молошаг В.П. (1991) Меренскиит. *Минералогия Урала: Арсениды и стибниды. Теллуриды. Селениды. Фториды. Хлориды и бромиды*. Свердловск: УрО АН СССР, 102-104.
- Мурзин В.В., Молошаг В.П., Волченко Ю.А. (1988) Парагенезис минералов благородных металлов в медно-железо-ванадиевых рудах волковского типа на Урале. *Докл. АН СССР*, **300**(5), 1200-1202.
- Некрасов И.Я., Иванов В.В., Ленников А.М., Сапин В.И., Сафронов П.П., Октябрьский Р.А. (2001) Редкие природные многокомпонентные сплавы на основе золота и меди из платиновой россыпи Кондерского щелочно-ультраосновного массива (юго-восток Алданского щита, Россия). *Геология рудн. месторождений*, **43**(5), 452-464.
- Нечкин Г.С., Шагалов Е.С. (2004) Позиция и состав теллуридов Pd в медных рудах Волковского месторождения (Средний Урал). *Труды ИГГ УрО РАН*, Вып. 150, 316-319.
- Николайченков Ю.С. (1977) Некоторые особенности размещения рудных тел Волковского медно-железо-ванадиевого месторождения. *Геология, поиски и разведка рудных месторождений*. Иркутск, СФ АН СССР, 50-58.
- Онищенко С.А., Кузнецов С.К. (2019) Палладий-золото-сульфидная минерализация в андезитах на месторождении Чудное (Приполярный Урал). *Вестн. ИГ КомиНЦ УрО РАН*, (6), 20-27.
- Пальянова Г.А. (2020) Минералы золота и серебра в сульфидных рудах. *Геология рудн. месторождений*, **62**(5), 426-449.
- Полтавец Ю.А., Полтавец З.И., Нечкин Г.С. (2011) Волковское месторождение титаномагнетитовых и медно-титаномагнетитовых руд с сопутствующей благороднометалльной минерализацией (Средний Урал, Россия). *Геология рудн. месторождений*, **53**(2), 143-157.
- Полтавец Ю.А., Сазонов В.Н., Полтавец З.И., Нечкин Г.С. (2006) Закономерности распределения благородных металлов в рудных парагенезисах Волковского габбрового массива (Средний Урал). *Геохимия*, (2), 167-190.
- Пыстин А.М., Потапов И.Л., Пыстина Ю.И., Генералов В.И., Онищенко С.А., Филиппов В.Н., Шлома А.А., Терешко В.В. (2011) Малосульфидное платинометалльное оруденение на Полярном Урале. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 150 с.
- Светлицкая Т.В. (2010) Благороднометалльно-сульфидные парагенезисы медносульфидно-титаномагнетитовых руд Волковского месторождения (Средний Урал). *Металлогения, минерация и рудогенез. Электронный сборник тезисов Пятой Сибирской конференции молодых ученых по наукам о Земле*. Новосибирск: ИГМ СО РАН.
- Тарбаев М.Б., Кузнецов С.К., Моралев Г.В., Соболева А.А., Лапутина И.П. (1996) Новый золото-палладиевый тип минерализации в Кожимском районе Приполярного Урала. *Геология рудн. месторождений*, **38**(1), 15-30.
- Тимохов К.Д. (1962) Закономерности в распределении медно-сульфидного, титаномагнетитового и апатитового оруденения на Волковском месторождении (Средний Урал). *Геология рудн. месторождений*, (1), 35-46.
- Штейнберг Д.С., Еремина М.В. (1963) Новые данные по петрологии Волковского месторождения. *Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала*. Т. 1. Свердловск: УФАН СССР, 431-438.
- Шумилов И.Х., Остащенко Б.А. (2000) Минералогическо-технологические особенности Au-Pd-TR оруденения на Приполярном Урале. Сыктывкар: Геопринт, 104 с.
- Ames D.E., Kjarsgaard I.M., McDonald A.M., Good D.J. (2017) Insights into the extreme PGE enrichment of the W Horizon, Marathon Cu-Pd deposit, Coldwell Alkaline Complex, Canada: Platinum-group mineralogy, compositions and genetic implications. *Ore Geol. Rev.*, **90**, 723-747.
- Anikina E.V., Malitch K.N., Pushkarev E.V., Shmelev V.R. (2014) The Nizhny Tagil and Volkovsky massifs of the Uralian Platinum Belt, and related deposits. Field trip guidebook. 12th International Platinum Symposium. Ekaterinburg, IGG UB RAS, 48 p.
- Chapman R.J., Leake R.C., Bond D.P.G., Stedra V., Fairgrieve B. (2009) Chemical and mineralogical signatures of gold formed in oxidizing chloride hydrothermal systems and their significance within populations of placer gold grains collected during reconnaissance. *Econ. Geol.*, **104**, 563-585.
- Olivo R., Gauthier M., Bardoux M. (1994) Palladian gold

from the Caue iron mine, Itabira District, Minas Gerais, Brazil. *Mineral. Mag.*, **58**, 579-587.

Sluzhenikin S.F., Mokhov A.V. (2015) Gold and silver in PGE–Cu–Ni and PGE ores of the Noril'sk deposits, Russia. *Miner. Dep.*, **50**(4), 465-492.

Varajao C.A.C., Colin F., Vieillard P., Melfi A.J., Nahon D. (2000) Early weathering of palladium gold under lateritic conditions, Maquiné mine, Minas Gerais, Brazil. *Appl. Geochem.*, **15**, 245-263.

Zaccarini F., Anikina E., Pushkarev E.I., Rusin I., Garuti G. (2004) Palladium and gold minerals from the Baronskoe-Kluevsky ore deposit (Volkovsky complex, Central Urals, Russia). *Miner. Petrol.*, **82**(1-2), 137-156.

## REFERENCES

- Ames D.E., Kjarsgaard I.M., McDonald A.M., Good D.J. (2017) Insights into the extreme PGE enrichment of the W Horizon, Marathon Cu-Pd deposit, Coldwell Alkaline Complex, Canada: Platinum-group mineralogy, compositions and genetic implications. *Ore Geol. Rev.*, **90**, 723-747.
- Anikina E.V., Alekseev A.V. (2010) Mineral-geochemical characteristic of gold-palladium mineralization in the Volkovsky gabbro massif (Platiniferous Urals Belt). *Litosfera (Russia)*, (5), 75-100. (In Russ.)
- Anikina E.V., Malitch K.N., Pushkarev E.V., Shmelev V.R. (2014) The Nizhny Tagil and Volkovsky massifs of the Uralian Platinum Belt, and related deposits. Field trip guidebook. 12th International Platinum Symposium. Ekaterinburg, IGG UB RAS, 48 p.
- Anikina E.V., Zakkarini F., Knauf V.V., Rusin I.A., Pushkarev E.V., Garuti Dzh. (2005) Palladium and gold minerals in the ores of the Baron ore occurrence (Volkovsky gabbro-diorite massif). *Vestn. Ural'skogo otdeleniya RMO*. Ekaterinburg, IGG UB RAS, 5-25. (In Russ.)
- Borisov A.V. (2005) Geological and genetic features of the Au-Pd-REE ore occurrences of the Maldy-Nyrd ridge (Subpolar Urals). Cand. geol. and min. sci. diss. Moscow, 27 p.
- Chapman R.J., Leake R.C., Bond D.P.G., Stedra V., Fairgrieve B. (2009) Chemical and mineralogical signatures of gold formed in oxidizing chloride hydrothermal systems and their significance within populations of placer gold grains collected during reconnaissance. *Econ. Geol.*, **104**, 563-585.
- Kalinin A.A., Savchenko E.E., Selivanova E.A., Polekhovskii Yu.S., Zolotarev A.A. (2014) Kawazullite Bi<sub>2</sub>Te<sub>2</sub>Se and skippenite Bi<sub>2</sub>TeSi<sub>2</sub> in albitites of the Salla-Kuolajarvi belt, Northern Karelia, Russia. *Zapiski RMO*, (2), 80-94. (In Russ.)
- Karzhavin V.K., Voloshina Z.M. (2011) Behavior of platinum and palladium compounds during metamorphism of the eastern end of the Pansky intrusion (Kola Peninsula). *Geokhimiya*, (12), 1243-1252. (In Russ.)
- Kuznetsov S.K., Onishchenko S.A. (2018) Gold-bearing capacity of local areas of metasomatic altered rhyolites (The Chudnoe deposit in the Subpolar Urals). *Vestnik IG Komi NTs UrO RAN*, (12), 39-45. (In Russ.)
- Mikhailov V.V., Stepanov C.Yu., Petrov S.V., Shilovskikh V.V., Abramova V.D. (2019) New data on noble metal mineralization in the gabbro of the Serebryansky kamen', Northern Urals. *Ural Mineralogical School-2019*. Ekaterinburg, Alfa Print Publ., 83-87. (In Russ.)
- Moloshag V.P., Korobeinikov A.F. (2000) New data on platinoid mineralization of copper-iron-vanadium ores. *Magmatic and metamorphic formations of the Urals and their metallogeny*. Ekaterinburg, UrO RAN, 90-101. (In Russ.)
- Murzin V.V., Moloshag V.P. (1991) Merenskyite. *Mineralogy of the Urals: Arsenides and Stibnides. Tellurides. Selenides. Fluorides. Chlorides and bromides*. Sverdlovsk, UrO AN SSSR, 102-104. (In Russ.)
- Murzin V.V., Moloshag V.P., Volchenko Yu.A. (1988) Paragenesis of precious metal minerals in copper-iron-vanadium ores of the Volkov type in the Urals. *Doklady AN SSSR*, **300**(5), 1200-1202. (In Russ.)
- Nekrasov I.Ya., Ivanov V.V., Lennikov A.M., Sapin V.I., Safonov P.P., Oktyabr'skii R.A. (2001) Rare natural multicomponent alloys based on gold and copper from the platinum placer of the Konder alkaline-ultrabasic massif (southeast of the Aldan shield, Russia). *Geo. Ore Depos.*, **43**(5), 406-417. (Translated from *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **43**(5), 452-464.
- Nechkin G.S., Shagalov E.S. (2004) Position and composition of Pd tellurides in copper ores of the Volkovskoe deposit (Middle Urals). *Trudy IGG UrO RAN*, V. 150, 316-319. (In Russ.)
- Nikolaichenkov Yu.S. (1977) Some features of the placement of ore bodies of the Volkovskoe copper-iron-vanadium deposit. *Geology, prospecting and exploration of ore deposits*. Irkutsk SF. AN SSSR 50-58. (In Russ.)
- Olivo R., Gauthier M., Bardoux M. (1994) Palladian gold from the Caue iron mine, Itabira District, Minas Gerais, Brazil. *Mineral. Mag.*, **58**, 579-587.
- Onishchenko S.A., Kuznetsov (2019) Palladium-gold-sulfide mineralization in andesites at Chudnoe deposit (Subpolar Urals). *Vestnik IG Komi NTs UrO RAN*, (6), 20-27. (In Russ.)
- Pal'yanova G.A. (2020) Gold and silver minerals in sulfide ore. *Geol. Ore Dep.*, **62**(5), 383-406 (Translated from *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **62**(5), 426-449).
- Poltavets Yu.A., Sazonov V.N., Poltavets Z.I., Nechkin G.S. (2006) Distribution of noble metals in ore mineral assemblages of the Volkovsky gabbroic pluton, Central Urals. *Geochem. Int.*, **44**(2), 143-163 (Translated from *Geokhimiya*, **44**(2), 167-190).
- Poltavets Yu.A., Poltavets Z.I., Nechkin G.S. (2011) Volkovsky deposit of titanomagnetite and copper-titanomagnetite ores with accompanying noble-metal mineralization, the Central Urals, Russia). *Geol. Ore Deposits.*, **53**(2), 126-139 (Translated from *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **53**(2), 143-157).
- Pystin A.M., Potapov I.L., Pystina Yu.I., Generalov V.I., Onishchenko S.A., Filippov V.N., Shloma A.A., Tereshko V.V. (2011) Low-sulfide platinum-metal mineralization in the Polar Urals. Ekaterinburg, UrO RAN, 150 p. (In Russ.)
- Shteinberg D.S., Eremina M.V. (1963) New data on the petrology of the Volkovskoe deposit. *Magmatism, metamorphism, metallogeny of the Urals*. V. 1. Sverdlovsk, UFAN SSSR, 431-438. (In Russ.)
- Shumilov I.Kh., Ostashchenko B.A. (2000) Mineral and technological features of Au-Pd-TR mineralization in the Subpolar Urals. Syktyvkar, Geoprint Publ., 104 p. (In Russ.)
- Sluzhenikin S.F., Mokhov A.V. (2015) Gold and silver in PGE–Cu–Ni and PGE ores of the Noril'sk deposits, Russia. *Miner. Dep.*, **50**(4), 465-492.

- Svetlitskaya T.V. (2010) Noble metal-sulfide parageneses of copper-sulfide-titanomagnetite ores of the Volkovskoye deposit (Middle Urals). *Metallogeny, minerageny and ore genesis. Electronic collection of abstracts of the Fifth Siberian Conference of Young Scientists on Earth Sciences*. Novosibirsk, IGM SB RAS. (In Russ.)
- Tarbaev M.B., Kuznetsov S.K., Moralev G.V., Soboleva A.A., Laputina I.P. (1996) A new gold-palladium type of mineralization in the Kozhimsky region of the Subpolar Urals. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **38**(1), 15-30. (In Russ.)
- Timokhov K.D. (1962) Regularities in the distribution of copper-sulfide, titanomagnetite and apatite mineralization at the Volkovskoe deposit (Middle Urals). *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, (1), 35-46. (In Russ.)
- Varajao C.A.C., Colin F., Vieillard P., Melfi A.J., Nahon D. (2000) Early weathering of palladium gold under lateritic conditions, Maquiné mine, Minas Gerais, Brazil. *Appl. Geochem.*, **15**, 245-263.
- Volchenko Yu.A., Koroteev V.A., Neustroeva I.I., Voronina L.K. (2007) New gold-platinum-palladium ore occurrences in the palladium-bearing belt of the Urals. *Tr. IGG UrO RAN*, (**153**), 214-220. (In Russ.)
- Zaccarini F., Anikina E., Pushkarev E.I., Rusin I., Garuti G. (2004) Palladium and gold minerals from the Baronskoe-Kluevsky ore deposit (Volkovsky complex, Central Urals, Russia). *Miner. Petrol.*, **82**(1-2), 137-156.

## Forecasting criteria for sulphide PGE-copper-nickel deposits of the Noril'sk province

Kreshimir N. Malitch

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

Received 21.04.2021, accepted 27.05.2021

**Research subject.** World-class sulphide platinum-group-element (PGE)-Cu-Ni deposits occur within the Noril'sk-Talnakh region of northern Siberia, Russia. The significance of these deposits presents opportunities to determine the most effective approaches for the search of similar deposits using commercial PGE-Cu-Ni deposit examples. **Materials and methods.** Petrological and geochemical analysis of the ultramafic-mafic intrusions of the Noril'sk province ranks them into three types in terms of sulphide mineralization style and economic significance: 1) economic intrusions containing unique and large sulphide PGE-Cu-Ni deposits (Oktyabr'sk, Talnakh and Noril'sk-1); 2) subeconomic intrusions that contain small- to medium-sized Cu-Ni sulphide deposits, and medium-sized to large PGE deposits (Chernogorsk, Zub-Marksheider, Vologochan, etc.); 3) uneconomic intrusions that contain low-grade disseminated Cu-Ni ores with  $\approx 0.2$  wt % of Cu and Ni, and low Cr and PGE (Nizhny Talnakh, Zelyonaya Griva, etc.). **Results and conclusions.** Principal sources used in exploration for rich sulphide PGE-Cu-Ni ores include structural, magmatic, stratigraphic-lithological, geochemical, mineralogical, metamorphic and some others. Based on an analysis of isotope-geochemical data, new indicators for locating sulphide PGE-Cu-Ni mineralization are suggested. A restricted range of S-isotope values, and a negative trend for coupled S-Cu isotope compositions can be employed as useful guides to assess the economic potential of a PGE-Cu-Ni sulphide deposit. It is proposed that the Chernogorsk ultramafic-mafic intrusion of the Noril'sk province is the most promising target in a search for rich PGE-Cu-Ni ores. It is suggested that the previously known mineralogical-geochemical and novel isotope-geochemical characteristics of sulphide and silicate minerals are important indicators in assessing the potential ore content of ultramafic-mafic intrusions of the Noril'sk province.

**Keywords:** ultramafic-mafic intrusions, sulphide PGE-Cu-Ni deposits, forecasting criteria, Noril'sk province

### Funding information

This investigation was supported by Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (state assignment No. AAAA-A18-118052590026-5) and Russian Foundation for Basic Research (grant No. 18-05-70073-Arctic Resources)

## Критерии прогноза сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений Норильской провинции

К. Н. Малич

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

Поступила в редакцию 21.04.2021 г., принята к печати 27.05.2021 г.

**Объект исследований.** С ультрамафит-мафитовыми интрузивами Норильской провинции на северо-западе Сибирской платформы связаны уникальные месторождения платиноидов, никеля и меди. Промышленное значение сульфидных платиноидно-медно-никелевых (ЭПГ-Cu-Ni) месторождений предопределяет необходимость выявления на их примере наиболее эффективных предпосылок и признаков прогноза для поиска подобных им месторождений. **Материалы и методы.** Петролого-геохимический анализ ультрамафит-мафитовых интрузивов Норильской провинции позволил ранжировать их по степени перспективности на платиноидно-медно-никелевые руды в составе трех геолого-экономических типов: 1) промышленно-рудноносного, вмещающего уникальные и крупные месторождения (Октябрьское, Талнахское и Норильск-1); 2) рудоносного, с которым ассоциируют мелкие (резервные) месторождения с забалансовыми запасами сульфидных платиноидно-медно-никелевых руд (Черногорское, Zub-Маркшейдерское, Вологодчанское и др.); 3) слаборудоносного с Cu-Ni сульфидной минерализацией без платиноидов (интрузивы Нижнеталнахский, Нижненорильский, Зеленогровский и др.). **Результаты и выводы.** В ста-

**Для цитирования:** Малич К.Н. (2021) Критерии прогноза сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений Норильской провинции. *Литосфера*, 21(5), 660-682. (англ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-5-660-682>

**For citation:** Malitch K.N. (2021) Forecasting criteria for sulphide PGE-copper-nickel deposits of the Noril'sk province. *Lithosphere (Russia)*, 21(5), 660-682. (In Eng.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-5-660-682>

тые рассмотрены глубинные, магматические, минералогические, геохимические, литолого-стратиграфические и метаморфические критерии и признаки прогноза сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений. На основе анализа изотопно-геохимических данных предложены новые индикаторы масштабности сульфидного ЭПГ-Cu-Ni оруденения при прогнозировании богатых (массивных) сульфидных руд. На основе сочетания изотопных составов осмия, серы и меди впервые выявлены интрузивные тела с вкрапленными сульфидными ЭПГ-Cu-Ni рудами, обладающими параметрами рудного вещества, за счет которых были сформированы массивные руды платиноидно-медно-никелевых месторождений Норильской провинции. Высокие перспективы обнаружения богатых сульфидных платиноидно-медно-никелевых руд для Черногорского рудоносного интрузива обусловлены сходством S-Cu изотопных характеристик для вкрапленных сульфидных ЭПГ-Cu-Ni руд данного интрузива с таковыми промышленно-рудоносного Талнахского интрузива Норильской провинции. Обосновывается, что ранее известные минералого-геохимические и вновь предлагаемые изотопные характеристики рудного и силикатного вещества являются ключевыми индикаторами при оценке рудоносности ультрамафит-мафитовых интрузивов Норильской провинции.

**Ключевые слова:** ультрамафит-мафитовые интрузивы, сульфидные платиноидно-медно-никелевые месторождения, критерии прогноза, Норильская провинция

#### Источник финансирования

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН (№ АААА-А18-118052590026–5) при финансовой поддержке РФФИ (грант № 18-05-70073-Ресурсы Арктики)

## INTRODUCTION

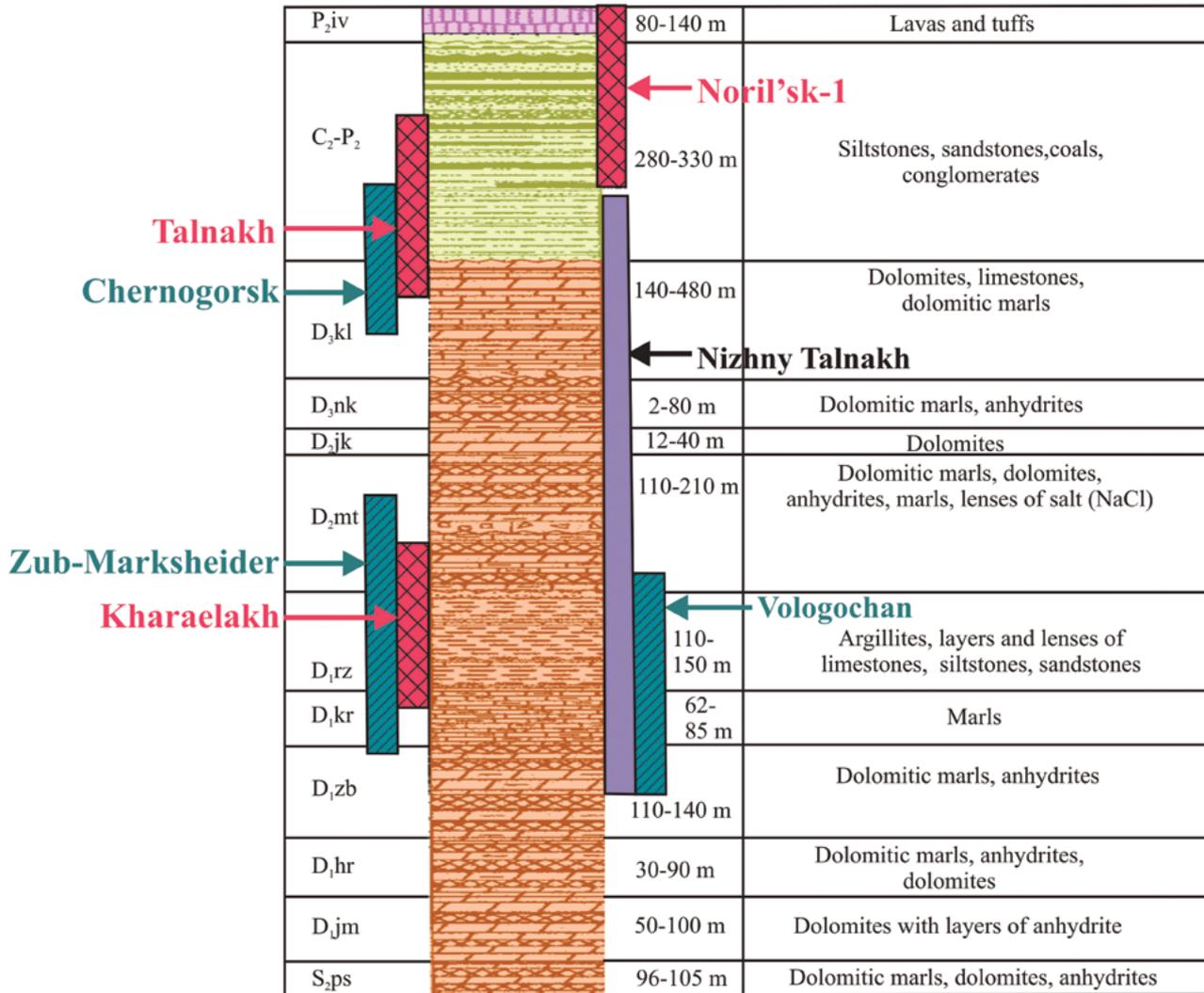
The ultramafic-mafic Noril'sk-type intrusions in the northern part of Siberia (Russia) host one of the world's major economic platinum-group-element (PGE)-Cu-Ni sulphide deposits. Despite the fact that PGE-Cu-Ni ores in the Noril'sk area have been explored since the early 1920s (Sotnikov, 1919; Rogover, 1959; Godlevsky, 1959; Korovyakov et al., 1963), it was the discovery of the Oktyabr'sk and Talnakh deposits within the Talnakh ore junction that brought the former USSR to a leading position in the world platinum and nickel industry in early 1960s (Egorov, Sukhanova, 1963; Vaulin, Sukhanova, 1970; Kravtsov, 2003). Along with the Sudbury ore district, the Noril'sk-Talnakh deposits dominate the global resource of sulphide-hosted Ni and contain a significant proportion of the global Pd resource. Russia was the world's leading producer of Pd in 2019 ([www.statista.com/statistics/273647/global-mine-production-of-palladium](http://www.statista.com/statistics/273647/global-mine-production-of-palladium)), with about 40% of production coming from the Noril'sk-Talnakh deposits (State report on..., 2019). According to JSC Norilsk Nickel, the Oktyabr'sk deposit contains balanced reserves of 3930.4 t of platinum-group metals in category A + B + C<sub>1</sub>, and 1537.5 t in category C<sub>2</sub>, with a mean PGE grade in sulphide ore of 5.02 ppm, the Talnakh deposit contains balanced reserves of 3174.2 t of platinum-group metals in category A + B + C<sub>1</sub>, and 1156.3 t in category C<sub>2</sub>, with a mean PGE grade in sulphide ore of 4.8 ppm (State report on..., 2019). According to JSC Norilsk Nickel and PLC Russian Platinum, the Noril'sk-1 deposit contains balanced reserves of 1283 t of platinum-group metals in category A + B + C<sub>1</sub>, and 1170.1 t in category C<sub>2</sub>, with a mean PGE grade in sulphide ore of 5.7 ppm (State report on..., 2019). Five mines exploit ores of the Oktyabr'sk and Talnakh deposits (Oktyabr'sk, Taimyr, Komsomol, Mayak and Skalisty), whereas disseminated ore of the Noril'sk de-

posit is mined in the Zapolyarny underground mine and the Medvezhy Creek open pit. The Oktyabr'sk and Talnakh deposits within the Talnakh ore junction have no analogues in the world, featuring a unique combination of large scale and high-grade ores (see Table 1 in (Barnes et al., 2020)).

Since the discovery of economic sulphide PGE-Cu-Ni deposits within the Noril'sk province (as in other ore districts globally), there has been a continuous search for reliable criteria and indicators for forecasting these deposits (Map of prospective evaluation..., 1976, 1979; Lyakhnitskaya, Tuganova, 1977; Exploration criteria..., 1978; Malitch et al., 1987; Likhachev, 1986; Metallogenic map..., 1984, 1987; Principles and methods..., 1987; Stepanov, 1989; Dyuzhikov et al., 1988; Tuganova, 2000; Naldrett, 2004; Rad'ko, 2016; Malitch et al., 2018b, among others). These criteria include a wide range of structural, deep-seated, magmatic, geochemical, mineralogical, metamorphic, stratigraphic and hydrogeochemical indicators. Recent radiogenic and stable isotope studies of variously mineralized Noril'sk-type ultramafic-mafic intrusions used new approaches and expanded our knowledge for predicting sulphide PGE-Cu-Ni ores (Malitch et al., 2014, 2018a, b, 2020; Sluzhenikin et al., 2014, 2018, 2020a, b; etc.). In this article I attempt to review earlier known prediction criteria together with a novel set of key isotopic-geochemical indicators that can be used in exploration for sulphide PGE-Cu-Ni rich ores.

## GEOLOGICAL BACKGROUND

Sulphide PGE-Cu-Ni deposits related to the Noril'sk-1, Talhakh and Kharaelakh (also known as Oktyabr'skoe deposit) mafic-ultramafic intrusions are located in the northwestern part of the Siberian Craton (Russia). The intrusions are controlled by a long-lived intracontinental paleorift (Tuganova, 2000) and have a



**Fig. 1.** Stratigraphic section showing the positions of economic, subeconomic and non-economic ultramafic–mafic intrusions (modified after Dyuzhikov et al., 1992; Czamanske et al., 1995).

**Рис. 1.** Стратиграфический разрез, показывающий положение промышленно-рудноносных, рудноносных и нерудноносных ультраосновных-основных интрузивов, по (Dyuzhikov et al., 1992; Czamanske et al., 1995), с изменениями.

thickness of up to 360 m and length of up to 25 km. The geologic setting (Fig. 1) and the morphological, lithologic, petrographic, and isotopic-geochemical features of ultramafic-mafic intrusions and closely linked PGE-Cu-Ni deposits have been described in detail among others by Godlevsky (1959), Dodin and Batuev (1971), Zolotukhin et al. (1975), Distler et al. (1988, 1999), Likhachev (1994), Lyul'ko et al. (1994, 2002), Walker et al. (1994), Czamanske et al. (1992, 1995), Tuganova (2000), Komarova et al. (2002), Latypov (2002, 2007), Turovtsev (2002), Arndt et al. (2003), Cabri et al. (2003); Ripley et al. (2003), Naldrett (2004), Yakubchuk and Nikishin (2004), Petrov et al. (2009), Arndt (2011), Malitch and Latypov (2011), Malitch et al. (2014, 2018a, b, 2020), Ryabov et al. (2014), Sluzheni-

kin et al. (2014, 2018, 2020a, b), Krivolutskaya (2016), Barnes et al. (2019, 2020), Krivolutskaya et al. (2019), Tolstykh et al. (2020), Yao and Mungall (2021). A correlation scheme of ore-bearing intrusive formations in the north-western part of the Siberian Craton with respect to its geotectonic setting, as well as mineralogical, petrological, and geochemical features and ore content is given in Table 1.

Ultramafic-mafic intrusions of the Noril'sk area were subdivided (Petrov et al., 2009) into three types in terms of sulphide mineralization style and economic significance.

1. Economic ultramafic-mafic intrusions that host commercial reserves (Noril'sk-1, Talnakh and Kharaelakh intrusions) contain well-defined horizons of

**Table 1.** Correlation scheme of ore-bearing PGE-Cu-Ni intrusive formations of the Siberian Craton with respect to its geotectonic setting, petrological features and ore content (modified after (Tuganova, 2000))

**Таблица 1.** Кореляционная схема рудоносных платиноидно-медно-никелевых интрузивных формаций Сибирской платформы с учетом геотектонической позиции, петрологических особенностей и рудогенеза, по (Туганова, 2000), с дополнениями

Intrusive formations		Olivinite-gabbroic	Gabbro-melanotroctolitic	Troctolite-doleritic
Rock series composing the formation		Ore plagioclase-bearing dunites (olivinites) and wehrlites, melanotroctolites, troctolites, olivine, olivine-bearing and olivine-free gabbro, gabbro-diorites (hybrid), leucogabbro	Melanotroctolites, troctolitic, olivine, olivine-free gabbro-(dolerites), gabbro-diorites; rare discontinuous horizons and lenses of plagioclase-bearing peridotites	Troctolitic, olivine and olivine-free dolerites, rare melanotroctolites, quartz dolerites, ferro-dolerites
Intrusion thickness		100–360 m (200 m in average)	10–400 m, more often 20–100 m	20–260, rare up to 400 m
Olivine-rich vs olivine-poor rocks ratio		25–30 (up to 50): 50–75	50M70: 30–50	5–10: 90–95
Inner structure of intrusions		Discrete rock series	Discrete rock series	Continuous rock series
Intrusion shape		Chonolith, complex gently (rare steeply) cross-cutting bodies	Complex and sheet-like bodies	Sills, rare gently cross-cutting intrusions and dykes
Petrological features	Geochemical	Olivine-rich rocks exhibit a high content of MgO (up to 29), low content of TiO <sub>2</sub> (<0.7) and Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O (less than 1.5) (all in wt %). Increased contents of chromium (up to 0.8 wt %), nickel, copper, cobalt, PGE. Increased content of Ni in olivine (0.2–0.3 wt %), increased content of chromium in clinopyroxene (up to 1.05 wt % Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ), cromite (32–44 wt % Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ). Olivine-bearing and olivine-free gabbro exhibit average contents, as follows (wt %): MgO – 7.5, TiO <sub>2</sub> – 1.5–3.0, Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O – more than 2.5. The amount of Cr, Ni, Cu, PGE is 2 orders lower	Melanotroctolites exhibit increased contents of MgO (14–16 wt %), in ultramafic rocks (up to 27 wt %), low contents of TiO <sub>2</sub> ; and P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (0.5 and 0.06 wt % in average respectively), low contents of Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , CaO and Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , as well as Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O (≈1 wt %). Elevated contents of iron (up to 18 wt %) owing to sulphides (of troilite, pyrrhotite), magnetite and ilmenite, as well as increased contents of nickel, copper and cobalt (owing to chalcopyrite and pentlandite). The petrogeochemical composition of gabbroic rocks is similar to that of common intrusive dolerites	Typically, high contents of MgO in melanotroctolites and troctolitic dolerites (wt %): (up to 12–16), TiO <sub>2</sub> (>1.0) and Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O (2.5–3.0). The content of MgO in olivine and olivine-free dolerites is ≈6–7 wt %
	Mineralogical	There are two mineral generations: deep-seated and shallow. The former contains high-pressure minerals: chromite, chrome-bearing augite and orthopyroxene, magnesian olivine (Fa 5–8 and 18–25), anorthite. Ores contain djerfisherite, Si and Wo carbides, sulphides with refractory PGE (Ir, Os, Ru); the latter generation contains common doleritic minerals: titanium-bearing augite (TiO <sub>2</sub> up to 0.9 wt %), more Fe-rich olivine (Fa 30–55), less mafic plagioclase (An 60–78)	Clinopyroxene of a slightly varied composition occurs all over the section. The iron content in it increases up- and downwards (along the section) from melanotroctolites and plagioperidotites. The composition of olivine in ultramafic rocks is more magnesian (Fa 20–25) than in gabbroic rock (Fa > 30); in the former it is replaced by serpentine, in the latter it is replaced by bowlingite. In the former plagioclase is represented by anorthite (An 90–100), in the latter it is represented by labrador-bytownite (An 60–80). In upper gabbro and contact dolerites plagioclase is albitized, pelitized; olivine is replaced by bowlingite, clinopyroxene is replaced by amphibole and chlorite	The content of chromium in clinopyroxenes and the content of nickel in olivines (0.04–0.08 wt %) is close to their amount in a shallow association of rocks in gabbro in the upper parts of the olivinite-gabbroic formation. Typically, high contents of cobalt in sulphides (in particular, up to 11 wt % in pentlandite), low contents of nickel and PGE
Morphological types of rocks associated with intrusive formations		Disseminated (interstitial, spheroidal, palmate) and disseminated-veined sulphide ores confined to the bottom of intrusions (to ultramafic and taxitic-textured basic rocks that replace them). Deposits and veins of massive ores in lower (rarely upper) endo- and exocontact intrusions. Brecciated ores occur in the upper exocontact. Massive ores are accompanied by an areole of disseminated-veined copper-rich ores. Disseminated low-sulphide PGE mineralization confined to upper “taxites”	Disseminated mineralization (interstitial, rare spheroidal dissemination) is mainly confined to olivine-rich rocks	Scattered dissemination of sulphides over the whole section of intrusions, rare sulphide-rich horizons (and schlierens) as hanging ore bodies

Table 1. Ending

Таблица 1. Окончание

Intrusive formations		Olivinite-gabbroic		Gabbro-melanotroctolitic		Troctolite-doleritic	
Ore body parameters		Sheet-like bodies of disseminated sulphide nickel-copper ores as long as first tens of km and up to 90 m thick; deposits of massive ores are up to first km with the thickness of up to 45 m, more often 19–20 m		Sheet-like bodies of disseminated mineralization with the thickness of up to 50–70 m, first tens of km long		Discontinuous horizons and lens-like bodies are rich in disseminated (up to 15–20%, commonly 1–5%) sulphides (pyrrhotite mainly) up to 0.5–1.5 m thick and several km long	
Ore content	Main ore content	Nickel-copper (with cobalt, PGE and gold)		Copper-nickel (with cobalt)		Cobalt-copper (with nickel)	
	Major elements	Cu, Ni, Co, S, Pt, Pd.	Higher than clark Ko = 50–200. Ko is up to 2000 in massive ores	Ni, Co, Cu, S	Ko for Ni is up to 8, Cu is up to 4, Co is up to 3	Cu, Co, S	Close to clark, Ko is up to 2–8
	Secondary elements	Rh, Ru, Ir, Os, Se, Fe, Ag, Au, As, Zn, Pb, etc.		Pd, Pt, etc.		Ni, Pt, Pd, etc.	
	Major minerals	Pyrrhotite, troilite, chalcopyrite, pentlandite, cubanite, magnetite, platinum group mineral (PGM)		Troilite, pyrrhotite, chalcopyrite, cubanite, cobalt pentlandite (Co is up to 3.7 wt %)		Pyrrhotite, chalcopyrite, magnetite, ilmenite	
	Secondary minerals	Ilmenite, millerite, talnakhite, mooihokite, pyrite, sphalerite, galenite, etc. (>100 ore minerals in total)		Mooihokite, talnakhite, PGM, etc.		Pyrite, rare cobalt pentlandite (Co is up to 11 wt %); cubanite, PGM and other are rare	
Retrospective geotectonic setting		Within rift systems. Associated with mantle faults and their intersection with major regional and local faults that often associated with the former ones				In the framework of rift systems. Along zones of transverse faults (or tectonic sutures) above the junction of major structures of the platform cover and associated minor fractures	
Deep structure		Typically, high-gradient downfolds in the basement; the crust is saturated with horst-graben structures, dense fault systems, including mantle faults; large amount of erupted masses of the mantle matter (including deep seated at >200 km and shallow); increased thickness of the “basaltic” layer, presence of the intermediate layer between the Earth crust and the mantle with an increased (regarding the crust) velocity of longitudinal waves ( $V_p = 7.3$ km/s)				Typical structure of stabilized blocks of the platform with similar ( $\approx 20$ km) thicknesses of granitic and basaltic layers, gentle downfolds and minor fragmentation of the crust. No intermediate layer between the Earth’s crust and the mantle	
Primary magma composition		Peridotite-komatiitic + tholeiite-basaltic		Tholeiite-basaltic + probably, peridotite-komatiitic		Mainly tholeiite-basaltic	
Intrusion types and deposits		Talnakh-Noril’sk (Noril’sk)*, Mt. Zub*, Oktyabr’skoye, Talnakh, Noril’sk-1, Chernogorsk, Mt. Zub, Noril’sk-2, etc.		Nizhny Noril’sk** (Nizhny Talnakh**), Morongo***, etc.		Kureika***, Degensk***, etc.	

\*Intrusive formations are associated with unique and major sulphide PGE-copper-nickel and low-sulphide PGE deposits.

\*\* Associated with copper-nickel occurrences disseminated over sections of intrusions.

\*\*\*Occurrences and mineralization.

\*С интрузивными формациями ассоциируют уникальные и крупные сульфидные платиноидно-медно-никелевые и малосульфидные платиноидные месторождения.

\*\* Ассоциируют сульфидные медно-никелевые рудопоявления, рассеянные по разрезу интрузивов.

\*\*\*Рудопоявления и минерализация.

plagioclase-bearing peridotites (plagioclase-bearing peridotites (plagioclase-bearing peridotites and plagioclase-bearing peridotites) with elevated contents of chromium and taxitic textured rock assemblage. The disseminated, vein-disseminated, and massive ores forming large and unique PGE-Cu-Ni deposits (with cobalt, gold, silver, etc.) are associated with these rock lithologies. In the upper part of these intrusions a PGE-rich low sulphide horizon is hosted by leucogabbro with lenses of ultra-

mafic rocks. According to Sr-Nd isotope systematics, lithologies show a distinct heterogeneity in the radiogenic strontium component ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7055\text{--}0.7075$ ) at rather constant initial isotope composition of neodymium ( $\epsilon\text{Nd}$  values of about +1).

2. Subeconomic intrusions with disseminated PGE-Cu-Ni ores that form uncommercial reserves are represented by ultramafic-mafic intrusions of Chernogorsk

(Chernogorsk intrusion) and Zubovsky (Zub-Marksheider and Vologochan intrusions) types. The mineralogy, geochemistry, Nd-Sr isotope systematics and rock lithologies are closely match those of the economic intrusions. Subeconomic intrusions have disseminated, or more rarely vein-disseminated, sulphide ores and may contain small to medium size Cu-Ni sulphide deposits, and medium to large size PGE deposits.

3. Weakly mineralized uneconomic mafic-ultramafic intrusions of "Lower Talnakh type" are represented by the Nizhny Talnakh, Nizhny Noril'sk and Zelyonaya Griva intrusions. They contain low-grade disseminated Cu-Ni mineralization (up to 0.2 wt % of Cu and Ni). In contrast to the above-mentioned intrusions, lithologies of the uneconomic intrusions show low contents of chromium and PGE ( $\approx 0.005$  ppm, rarely up to 0.02 ppm). Rocks of the uneconomic intrusions have more radiogenic initial Sr values ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7076\text{--}0.7086$ ) together with negative  $\epsilon\text{Nd}$  values of about  $-5$ .

Sulphide ores associated with economic intrusions occur as (1) massive or vein-like ores at the lower contacts, (2) vein-like and disseminated ores in host rocks, and (3) disseminated ores in ultramafic and taxitic-textured rocks in the lower parts of the intrusions. Each type contributes differently to the total resources of base metals and PGE (Table 2), and each has distinct PGE concentrations and modes of occurrence of platinum-group minerals (PGM).

Lens-like massive orebodies can extend for several kilometers with thickness up to 30 m; they also penetrate the host rocks as thin apophyses and veins. Massive ores vary in composition spanning from a pyrrhotite-rich variety containing 2 to 3 wt % of Cu with subordinate chalcopyrite, pentlandite, and PGM to a Cu-rich variety (27–32 wt % of Cu) with dominant chalcopyrite, cubanite, and mooihoekite over other sulphides and PGM (Sluzhenikin et al., 2014). Subordinate chalcopyrite-rich ores usually have a zoned structure from pyrrhotite, through chalcopyrite and cubanite, to mooihoekite. Chalcopyrite-rich ores are

more enriched in Pt and Pd than pyrrhotite-rich ores (Tuganova, Malich, 1990). Vein-like and disseminated ores occur as haloes around massive ores with thicknesses ranging from 1 to 16 m. Disseminated ore bodies are the main repository of PGE (Lyul'ko et al., 2002); they occur in taxitic-textured and ultramafic horizons and are 30 to 90 m thick.

The "low-sulphide" horizon in the upper part of the intrusions is a relatively new economic ore variety in the Noril'sk-type deposits (Sluzhenikin et al., 1994). The low-sulphide horizon is 0.1–30 m thick, and occurs exclusively in the taxitic-textured rocks, with lenses of chromitite and chromite-olivine segregations (e.g., dunite) within leucogabbro in the upper parts of parts of the intrusions. The low-sulphide horizon contains up to 3 vol. % of sulphides with Cu and Ni ranging from 0.2 to 0.3 wt %, and PGE concentrations (up to 60 ppm) comparable with or sometimes higher than for PGE-Cu-Ni disseminated ores (Table 2).

The most promising targets for the PGE-Cu-Ni prospecting within the Taimyr Province (Fig. 2) are linked to the Dyumtaley and Binyuda mafic-ultramafic intrusions located in the Binyuda-Tarey and Luk-takh ore districts, respectively (Dyuzhikov et al., 1995; Komarova et al., 1999; Geology and mineral resources..., 2002; Romanov et al., 2011). The prospective Dyumtaley intrusion consists mostly of ferrogabbro (i.e., gabbro abnormally high in Fe) with titanomagnetite ores in the upper part and troctolitic ferrogabbro with PGE-Cu-Ni sulphide mineralization in the lower part (Komarova et al., 1999; Geology and mineral resources..., 2002). The prospective Binyuda intrusion is composed of dunite, plagioclase-bearing dunite, and plagioclase-bearing wehrlite in the upper and middle parts and of melanocratic troctolite in the lower part of intrusion (Geology and mineral resources..., 2002; Malitch et al., 2016). The rocks from both intrusions have distinct initial Nd-Sr signatures ( $\epsilon\text{Nd} = 4.2 \pm 0.7$  and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70474 \pm 0.00020$  at Dyumtaley and  $\epsilon\text{Nd} = 3.8 \pm 0.4$  and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70588 \pm 0.00013$  at Binyuda (Malitch et al., 2016)).

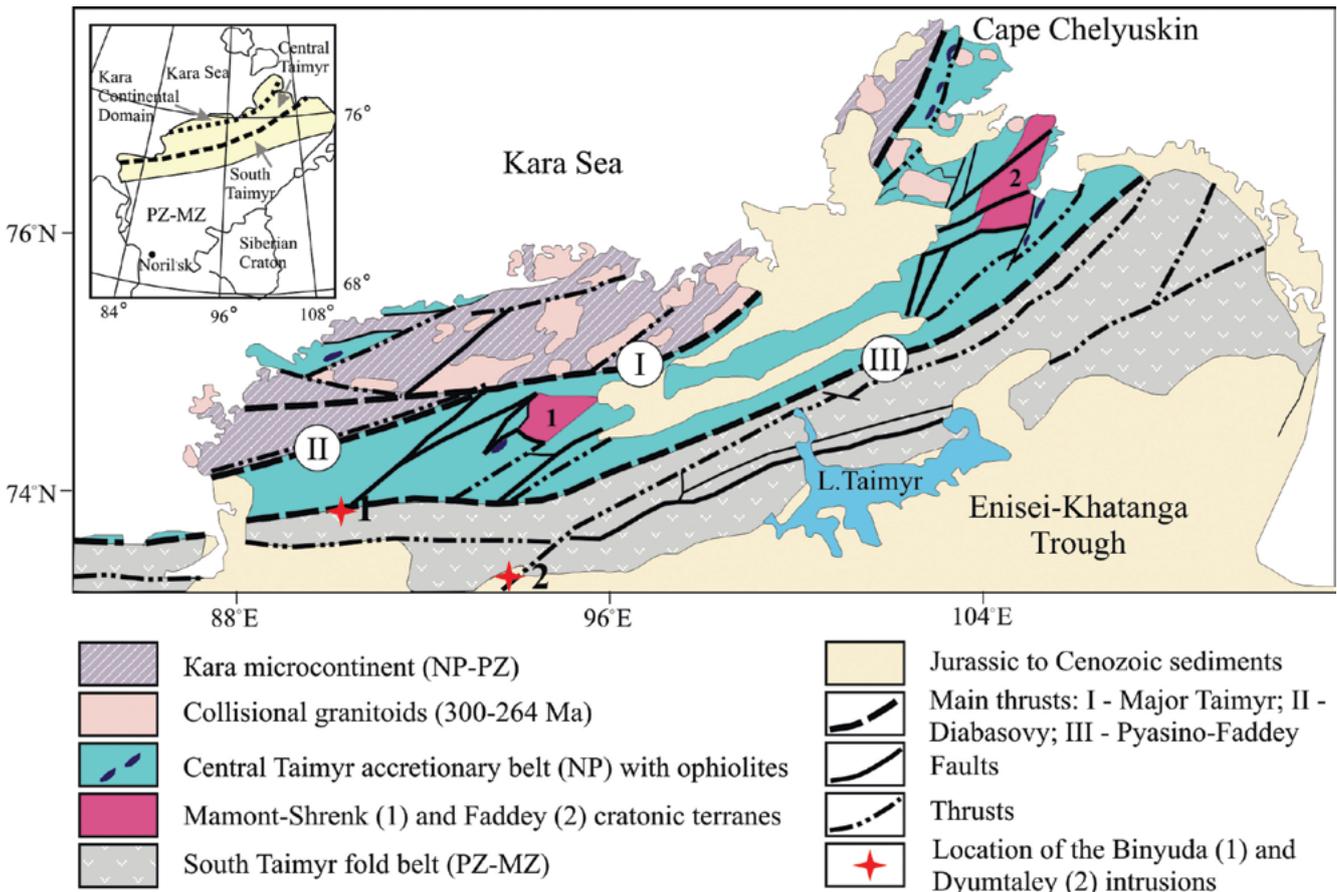
**Table 2.** Proportions of total reserves of various ore types in the Noril'sk area

**Таблица 2.** Качество и структура запасов различных типов руд эксплуатируемых месторождений Норильского района

Ore type	Reserves, %				Average metal contents in ores		
	Total ore	Ni	Cu	PGE	Ni, %	Cu, %	PGE, ppm
Massive	10.3	41.7	31.8	20.6	3.2	4.6	10.8
Vein/disseminated	7.4	8.1	16.4	13.3	0.9	3.3	9.8
Cu-dominant, Disseminated	82.3	50.2	50.2	66.1	0.5	0.9	4.3
PGE-dominant, Low sulphide horizon					0.3	0.2	3–6

Note. Data compiled from (Lyul'ko et al., 2002); ore from the low sulphide horizon has not been adequately evaluated to include in reserves but 2700 and 3600 metric tons of PGE may occur in this setting at Noril'sk-1 and Talnakh-Oktyabr'sk (combined), respectively.

Примечание. Данные из работы (Люлько и др., 2002); руды малосульфидного горизонта не были оценены и включены в подсчет запасов, тем не менее по предварительным оценкам в них может находиться 2700 и 3600 т ЭПГ в месторождениях Норильск-1 и Талнахское-Октябрьское (объединенно), соответственно.



**Fig. 2.** Geological sketch map of the Taimyr Peninsula (modified after Vernikovskiy, Vernikovskaya, 2001; Proskurnin et al., 2014). NP – Neoproterozoic.

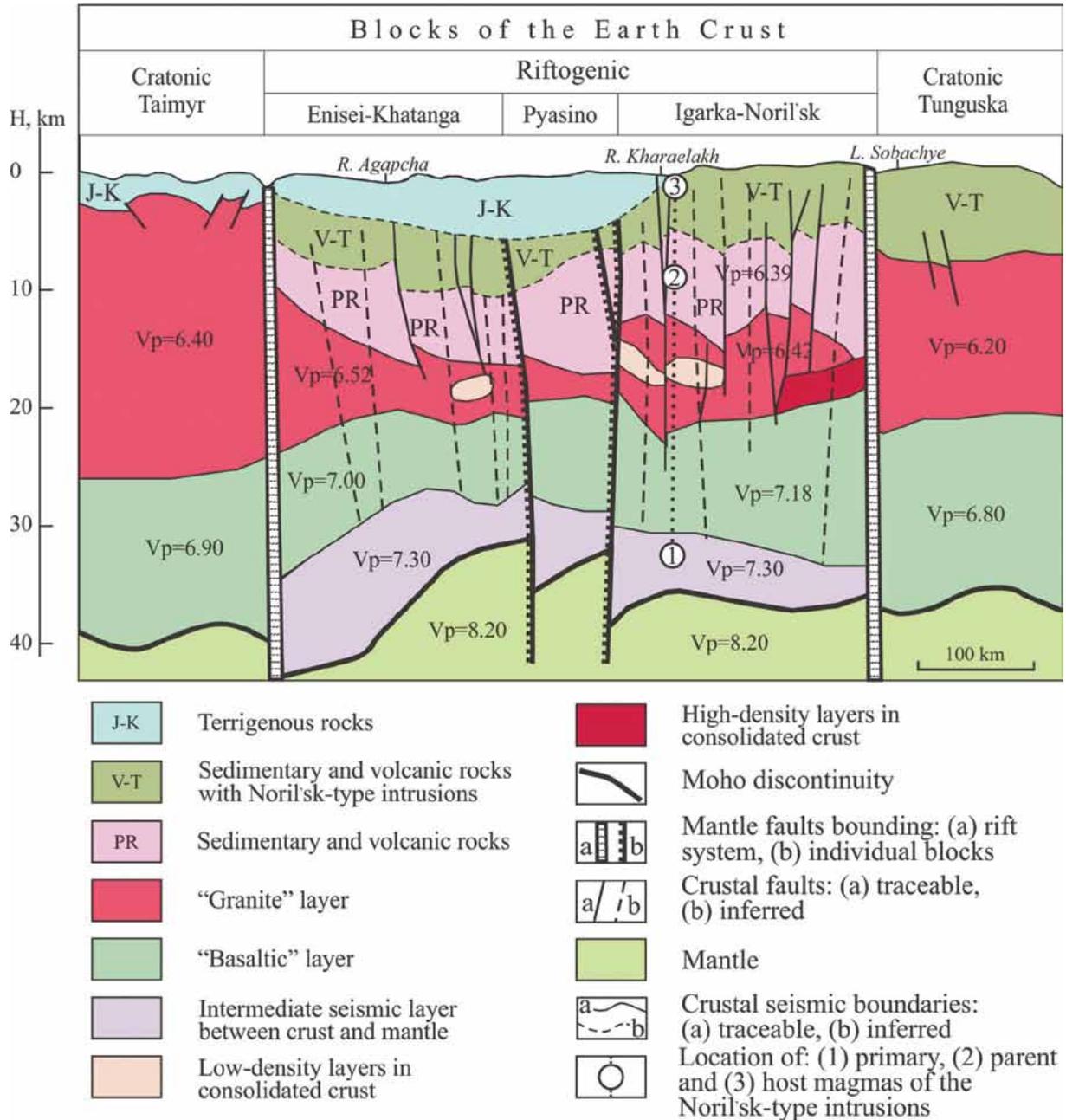
**Рис. 2.** Геологическая схема п-ва Таймыр, по (Vernikovskiy, Vernikovskaya, 2001; Proskurnin et al., 2014), с изменениями. NP – неопротерозой.

#### FORECASTING CRITERIA FOR DISCOVERY OF ECONOMIC INTRUSIONS WITH RICH SULPHIDE ORES

Comparative analysis of sulphide PGE-Cu-Ni deposits, including those in Polar Siberia, suggests identical criteria for their regional (and partially local) prospecting, regardless of their location and time of emplacement. Structural, magmatic and lithological-stratigraphic criteria are considered to be the main features, whereas geochemical, mineralogical, isotope-geochemical, metamorphic, litho-geochemical and other signatures are also important (Map of prospective evaluation..., 1976, 1979; Lyakhnitskaya, Tuganova, 1977; Exploration criteria..., 1978; Metallogenic map..., 1984, 1987; Likhachev, 1986; Malitch et al., 1987; Principles and methods..., 1987; Stepanov, 1989; Tuganova, 2000; Naldrett, 2004; Petrov et al., 2009; Rad'ko, 2016, Malitch et al., 2018, b, among others). The study of various ore-bearing intrusions and sulphide PGE-Cu-Ni ores in Polar Siberia allows us to refine already known prediction criteria and spe-

cify additional indicators useful for prospecting similarly rich ores.

*Structural criteria.* Structural criteria include data from regional and local levels. The analysis of the deep structure of the Noril'sk area suggests a connection between the formation of PGE-Cu-Ni deposits in paleorift structures (Malitch et al., 1988) and particular geological and geophysical parameters (Fig. 3). These include: (i) high-gradient downfolds in the basement represented by thick (12–15 km) sequences of sedimentary and volcanogenic rocks, (ii) a high abundance of horst-graben structures in the crust, (iii) increased density of faults in the Earth's crust, and (iv) large volumes of intruded mantle-derived material between the crust and mantle, in agreement with gravitational anomalies (Vaulin et al., 1978). Using seismic data (Egor'kin et al., 1984; Malitch et al., 1989), a transition zone has been identified at the base of the crust in the Noril'sk region, with higher velocities of longitudinal waves ( $V_p$ ; 7.3 km/s) compared to those typical of the crust (Fig. 3). This zone has been considered as a manifestation of ultramafic material injected in the subcrustal levels of the



**Fig. 3.** Geoseismic section along the northern part of the profile Dikson–Khilok, illustrating a three-stage evolution model for the PGE-Cu-Ni sulphide deposits (modified after (Malitch et al., 2020)).

**Рис. 3.** Геосейсмический разрез вдоль северной части профиля Диксон–Хилок, иллюстрирующий трехступенчатую модель эволюции сульфидных месторождений PGE-Cu-Ni по (Malitch et al., 2020 с изменениями).

lithosphere. The thickness of this zone is 5–10 km, with a spatial extent of about 500 km at depths of 32–43 km. Most likely, a large volume of sulphide-rich ultramafic-mafic material preceded the tholeiite-basaltic volcanism, which contributed to the removal of these bodies to form relatively small hybrid layered intrusions. It was proposed (Malitch et al., 2020) that the sulphide ores had a prehistory responsible for the concentration of sulphides from the large volume of ultramafic-mafic

magmas (Fig. 3, stage 1). This was followed by partial assimilation of crustal material and isolation of significant amounts of sulphide liquid in staging chambers (Fig. 3, stage 2), resulting in its capture by a later magma that served as the vehicle facilitating their passage to the surface (stage 3). It is noteworthy that economic intrusions are restricted to the region above this transition zone, which is considered as a typical feature of the basal part of the crust in oceanic and continental paleorifts

(e.g., Krylov, 1976; Belousov, 1982; Ramberg, Morgan, 1984; Malitch et al., 1987). In general, the deep structure of the Noril'sk area shows non-cratonic features of a transitional type differentiated crust (Malitch et al., 1989). Therefore, identification of deep structures as exemplified at Noril'sk is an important criterion for regional tectonic forecasting.

An important indicator of increased mobility of the Noril'sk region in the Precambrian is a linear downfold, which is clearly observed on the Dikson-Khilok seismic profile (Fig. 3). Judging by the velocity of longitudinal waves, the downfold is composed of 5–8 km thick sedimentary and volcanogenic rocks. Tholeiitic, trachybasaltic and picritic formations of the Early Proterozoic age exposed in the Igarka Swell, located south-eastwards from the downfold, also implies rifting settings in the Igarka-Noril'sk region in the early Proterozoic (Tuganova, 1992). The factual basis for in-depth criteria is provided by petrological research confirming the association of magmatic and ore formations with the Earth's deep-seated horizons (Deep conditions..., 1986; Metallogenic map..., 1987; Tuganova, 1992; etc.) and indicating interaction of the mantle material at different levels during evolution of paleorift systems.

The key structural elements that contributed to the transfer of sulphide-rich ore from the abyssal mantle are regional deep-seated units (paleorift systems, mantle faults). Meanwhile, local disjunctive and plicative units (crustal faults, troughs, saddles, domes) contributed to emplacement of ore areas, fields, ore-bearing intrusions and ores at the near-surface levels of the Earth's crust. Regional units predetermine the content and scale of the ore genesis, while local units define only the shape of ore-bearing intrusions and to a lesser extent the content of rocks and ores (during assimilation).

Major regional long-lived transcrustal faults are typical of all Ni-bearing provinces (Staritsky et al., 1960; Lyakhnitskaya, Tuganova, 1977; Condie, 1983; Metallogenic map..., 1987; Naldrett, 1984; Principles and methods..., 1987; Geology of copper-nickel..., 1990; Chernyshev, 1991; etc.). In the Noril'sk province, economic PGE-Cu-Ni deposits are confined to the extended Noril'sk-Kharaelakh and Lamsko-Letninsky faults controlling the metallogenic zones of the same name associated with the even larger Enisei and Enisei-Kotui faults. The long-lived Noril'sk-Kharaelakh fault striking north-east inherits the main direction of Precambrian units. The fault is located at the junction of a narrow ( $\approx 60$  km), long ( $> 200$  km) downfold of the same name (complicated by the Noril'sk, Vologochan, Kharaelakh, and Icon troughs and transverse uplifts and saddles separating them) with the Khantai-Rybninsk uplift (Staritsky et al., 1960). Ore accumulations are constrained by the intersection of regional and minor (local) faults. They are confined to plicative units such as transverse uplifts, saddles, folds, and grabens that complicate larger plicative units (depressions,

troughs). These areas have cavities and zones of fractured and crushed rocks increasing permeability favorable for localization of ore-bearing intrusions (Metallogenic map..., 1987). Another feature of economic intrusions is their occurrence along subhorizontal shear zones, lying on interformational surfaces (Lyakhnitskaya, Tuganova, 1977). In particular, the intrusions of Noril'sk-1 and in part the Talnakh intrusions were emplaced between Late Paleozoic continental sediments and Early Mesozoic volcanogenic formations. Major sulphide deposits and veins of sulphide ores are located along shear fractures in the lower (less often in the upper) contacts of economic intrusions, in bottom downfolds of the latter, as well as in contract cracks (Tarasov, 1983).

*Magmatic criteria.* An important indicator is the presence of significant volumes of mantle material in the form of (i) volcanogenic and intrusive formations of ultramafic-mafic composition (volcanogenic-intrusive belts) or (ii) thick (up to 5–6 km) plutons and dykes (intrusive dyke belts), equivalent in scale to erupted volcanics (Polferov, 1979), which are often found by large gravitational anomalies. Economic intrusions in the Noril'sk region are an integral part of magmatic formations represented by the trachybasaltic, tholeiitic, picritic and compositionally similar intrusions. The presence of such formations is an important search criterion (Urvantsev et al., 1973; Petrological features..., 1983; and others).

One of the main magmatic criteria is the close association of PGE-Cu-Ni deposits with ultramafic magmatic rocks (Geology of copper-nickel..., 1990). For example, sulphide-bearing peridotites are found only in economic intrusions associated with massive (up to 20–40 m thick) sulphide PGE-Cu-Ni ores that form world-class deposits. Therefore, the presence of such rocks is another main search criterion for the discovery of rich PGE-Cu-Ni ores.

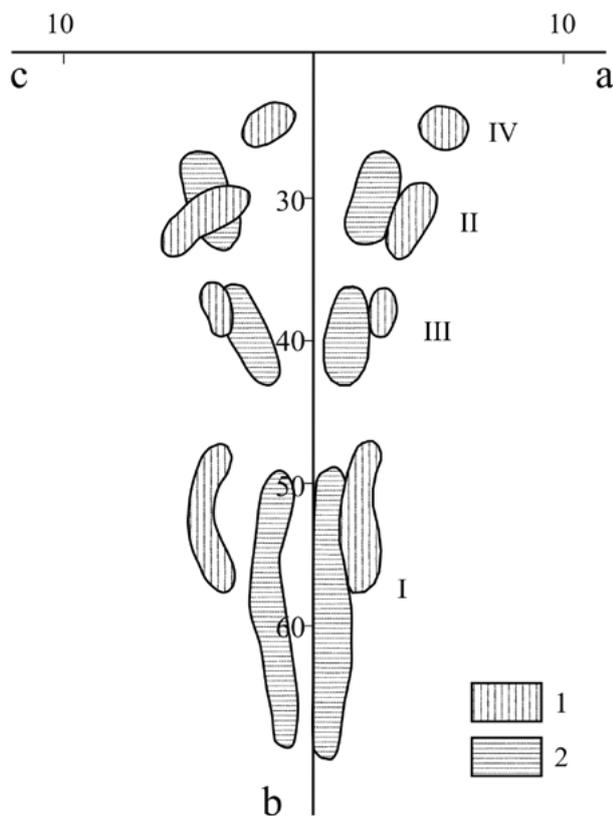
Economic intrusions are commonly composed of two main units: gabbroic rocks (gabbro-diorite, gabbro, olivine-bearing and olivine gabbro) at the top and ultramafic (the so-called "picrite", composed of plagioclase-bearing dunite and wehrlite, and partially melanoctroctolite) and recrystallized taxitic-textured rocks (so called "taxites") of predominantly mafic composition at the bottom. The layering of the upper unit is due to the characteristic differentiation of intrusions that are derivatives of basaltic magma. Gabbroic rocks are characterized by a coarse- or irregular-grained gabbrophytic, gabbroic or prismatic-grained structure. Compositionally, gabbroic rocks are saturated with  $\text{SiO}_2$ , enriched with  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{TiO}_2$  and alkalis, and contain the paragenesis of rocks and ore minerals characteristic of tholeiites (plagioclase  $\text{An}_{50-65}$ , clinopyroxene with increased  $\text{TiO}_2$ , olivine containing 30–50% of the fayalite component, usually replaced by iddingsite; among the ore minerals are titanomagnetite, ilmenite, pyrite, rarely pyrrhotite). The contents of copper, ni-

ckel, and cobalt in the rocks are negligible, and PGE are nearly absent.

The lower unit differs from the upper unit in chemical, mineralogical, and geochemical composition (Tuganova, 1988, 1991, 2000; etc.). The rocks are composed of olivine, up to 70–80% ( $Fa_{1.5-2.6}$ ), clinopyroxene and orthopyroxene (up to 15–20%), and an insignificant amount of xenomorphic plagioclase ( $An_{90-100}$ ) filling the gaps between olivine, less often clinopyroxene. The presence of chromite (up to 7%) forms accumulations and discontinuous chains making these ultramafic rocks similar to dunite. A distinctive feature of ultramafic rocks is their structure – panidiomorphic-grained, poikilite, sideronite, cataclastic. The latter is the result

of strong pressure, that probably took place during the movement of ultramafic rocks in the solid-plastic state from considerable depths. Strong fracturing of ultramafic rocks was previously noted by V.V. Zolotukhin (1964) and M.K. Ivanov et al. (1971). The lower unit is associated with disseminated sulphide PGE-Cu-Ni mineralization, and whose rocks always have high  $H_2O$  content (3.5–5.6 wt %) and undersaturated in  $SiO_2$  (40–44 wt %). The lower part of the ultramafic unit underwent uneven metasomatism (“debasification”) with the formation of taxitic-textured rocks, characterized by a wide variation of chemical and mineralogical compositions. A close relationship to ultramafic rocks is indicated by  $SiO_2$  undersaturation (40–44%), an increase in chromium (up to 0.58 wt %), and relics of plagioclase-bearing peridotite. The rocks also contain a significant amount of disseminated PGE-Cu-Ni sulphide mineralization.

Petrochemically, the discrete pattern of rocks in the Noril'sk-type intrusions is shown in a vector diagram by A.N. Zavaritsky (Fig. 4) and a triple plot AFM (Fig. 5), which fix the separated fields for ultramafic and gabbroic rocks. Notably, the field of taxitic-textured

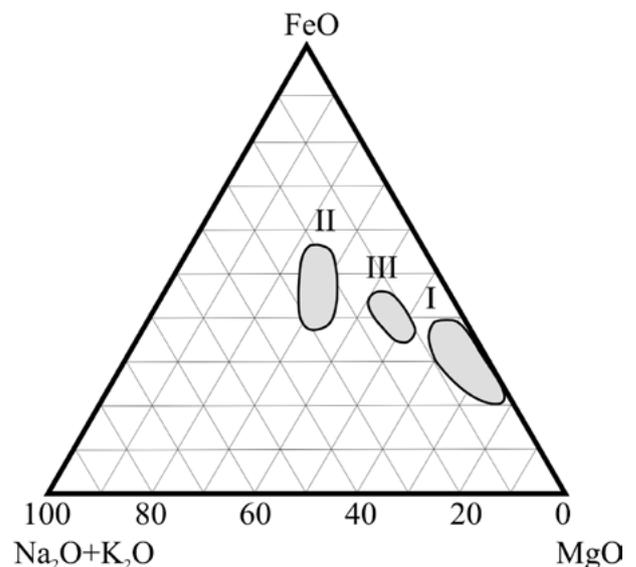


**Fig. 4.** Vector diagram by A.N. Zavaritsky for composition of rocks from economic ultramafic-mafic intrusions of the Noril'sk (1) and Kola (2) regions (modified after (Malitch et al., 2018a)).

I – ultramafic rocks; II – upper gabbroic rocks; III – lower gabbroic rocks, pyroxenites of the Pechenga ore area; IV – leucogabbro.

**Рис. 4.** Векторная диаграмма А.Н. Заварицкого, иллюстрирующая состав пород промышленно-рудноносных ультрамафит-мафитовых интрузивов Норильского (1) и Кольского (2) регионов, по (Малич и др., 2018а), с изменениями.

I – ультраосновные породы; II – верхние габброиды; III – нижние габброиды, пироксениты Печенгского рудного района; IV – лейкогаббро.



**Fig. 5.** Triple diagram  $MgO-FeO-(Na_2O + K_2O)$  in rocks of economic intrusions of the Noril'sk region (modified after (Malitch et al., 2018a)).

I – ultramafic rocks (plagioclase-bearing peridotite, melantroctolite); II – upper gabbroic layered sequence rocks; III – lower taxite-textured gabbroic rocks.

**Рис. 5.** Тройная диаграмма  $MgO-FeO-(Na_2O + K_2O)$  в породах промышленно-рудноносных интрузивов Норильского региона, по (Малич и др., 2018а), с изменениями.

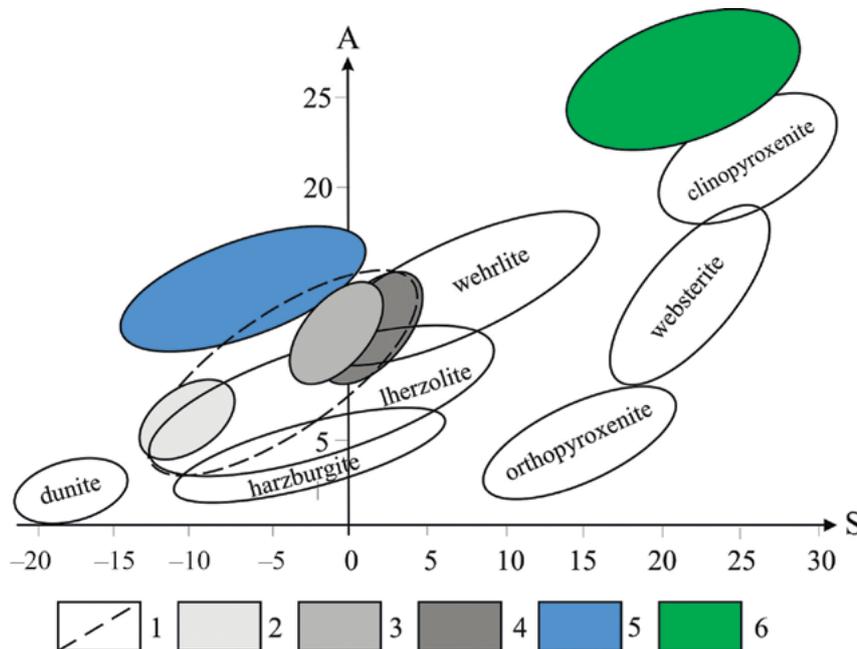
I – ультраосновные (плаггиоклазосодержащий перидотит, меланотроктолит) породы; II – габброиды расслоенной серии (верхние); III – габброиды такситового горизонта (нижние).

tured gabbroic rocks lies in a gap between them, though the latter underlie ultramafic rocks. The unique petrochemical features of ultramafic and gabbroic rocks of the Noril'sk type intrusions are illustrated by the A-S diagram (Fig. 6), which clearly shows that plagioclase-bearing ultramafic rocks are compositionally close to peridotitic komatiites, whereas the gabbroic rocks are located at a significant distance, partly overlapping the field of clinopyroxenite.

The mineralogical criterion to be used in exploration for sulphide PGE-Cu-Ni rich ores is the presence of shallow and abyssal mineral parageneses in the Noril'sk-type intrusions (Distler et al., 1988; Tuganova, 1991). The abyssal paragenesis includes magnesian olivine ( $\text{Fa}_{15-25}$ ), chrome spinel ( $\text{Cr}_2\text{O}_3 - 32-44$  wt %), chrome-bearing augite ( $\text{Cr}_2\text{O}_3 - \approx 1$  wt %) and orthopyroxene ( $\text{Cr}_2\text{O}_3 - 0.2$  wt %) associated with the plagioclase-bearing peridotite. The listed minerals are similar in composition to the minerals of ultramafic inclusions in kimberlites, and probably formed in similar deep physical and chemical conditions. A less deep-seated mineral association occurs in gabbroic rocks containing plagioclase ( $\text{An}_{58-78}$ ), olivine – hyalosiderite ( $\text{Fa}_{30-46}$ ), clinopyroxene – titanium-bearing augite ( $\text{TiO}_2$  0.7–0.9 wt %) with a high FeO content ( $\text{FeO} \approx 8$  wt %),

and no orthopyroxene and chromite. Minerals of shallow association are confined to gabbroic rocks above and below the plagioclase-bearing peridotite; they are like minerals from common ore-free dolerites widespread in the Siberian Platform. Two types of melt inclusions (MI) differing in composition, homogenization temperature, degree of crystallization and correlation of phases were found in chrome- and titanium-bearing augites of the Noril'sk-type intrusions (Ore formation and genetic..., 1988; among others). Chrome-bearing clinopyroxene display a constant ratio between phases, which is not observed in titanium-bearing clinopyroxene. This suggests that the former was crystallized from a homogenous melt, while the latter originated from a heterogeneous melt. Different homogenization temperatures and fluid saturation of MI in these clinopyroxenes testify to an independent nature of magmas from which they crystallized.

The geochemical criterion for prospecting the Noril'sk-type deposits is the discrete pattern of trace elements distribution in ultramafic and gabbroic rocks, as emphasized by M.N. Godlevsky, G.V. Nesternko, A.I. Al'mukhamedov, A.I. Arkhipova and many others. The ultramafic rocks have high contents of chromium, nickel, cobalt, copper, silver, gold, bismuth, platinum,



**Fig. 6.** Chemical composition of rocks in the coordinates  $A = \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  and  $S = \text{SiO}_2 - (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2)$ , wt % (modified after (Malitch et al., 2018a)).

1 – different picritic rocks; 2 – meimechites; 3 – picrites; 4 – peridotite komatiites; 5, 6 – rocks of the Noril'sk-type intrusions: 5 – plagioclase-bearing peridotites, melanotroctolites, 6 – gabbroic rocks.

**Рис. 6.** Химический состав горных пород в координатах  $A = \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  и  $S = \text{SiO}_2 - (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2)$ , мас. %, по (Малич и др., 2018а), с изменениями.

1 – различные пикритовые породы; 2 – меймечиты; 3 – пикриты; 4 – перidotитовые коматииты; 5, 6 – породы интрузивов норильского типа: 5 – плагиоклаз-содержащие перidotиты, меланотроктолиты; 6 – габброиды.

etc., and are depleted in titanium, vanadium, strontium, barium, zirconium, and lithium. Gabbroic rocks have an order of magnitude lower content of elements of the first group and higher of the second. Cr/Ti and Cr/V ratios are especially indicative, which sharply increase in ultramafic rocks. At the same time, in gabbroic rocks, these ratios are equal to those in conventional sulphide-free dolerites.

One of the important ore and geochemical signatures is the combination of a wide range of elements such as nickel, cobalt, platinum, palladium, rhodium, iridium, ruthenium, osmium, gold, silver, copper, selenium, titanium, sulphur extracted during the processing of ores, with tin, antimony, bismuth, lead, arsenic, etc., forming intermetallic compounds with PGE in complex sulphide ores of the Noril'sk type (Ore formation and genetic..., 1988; Geology of copper-nickel..., 1990). Such a wide range of elements in the Noril'sk type sulphide PGE-Cu-Ni ores suggests that the ore-bearing magmas separated at different levels of the Earth's tectonosphere. A particularly important geochemical criterion for the detection of Noril'sk-type deposits is an increased amount of IPGE (Iridium-group PGE: ruthenium, iridium, osmium) in sulphide ores, which is comparable to (and even higher than) the content of these PGE in dunites and chromitites of the clinopyroxene-dunite massifs (Tuganova, Malich, 1990; Malitch, 1999). The presence of IPGE indicates a deep-seated source underlying continents at depths of up to 500 km (Shcheglov, Govorov, 1985).

A typical feature of the Noril'sk deposits is the significant amount of Cu, which is uncommon for other copper-nickel deposits in the world. The source of Cu is one of unresolved questions of the Noril'sk-type deposits. The upper mantle, judging by inclusions of ultramafic rocks in kimberlites (Distler et al., 1987; Garanin et al., 1988; and others), is rich in nickel sulphides, whereas copper sulphides occur in subordinate amounts. It is very likely that there was an intermediate "reservoir" of copper, which may be associated with stratiform Proterozoic copper deposits found in the Igarka uplift (Rzhevskii et al., 1980; Gablina, 1986).

Based on these lines of evidence, the economic intrusions are considered to have distinct sources, both for the silicate and ore components. It has been suggested that high-magnesium fluid-saturated ore-bearing melts of a peridotite-komatiitic composition, separated at significant depths, interacted with basaltic magmas formed at shallower depths (Tuganova, 1991; etc.). All the above data point to a significant role of hybrid-metasomatic processes in formation of ore-bearing intrusions and ores, presumably as a result of both (i) mixing of magmas with participation of intratelluric fluids, and (ii) assimilation of the host rocks.

*Lithological-stratigraphic criteria* for prospecting the Noril'sk-type deposits are related to an injection of the ore-bearing magma in weakly lithified deposits or in subhorizontal and gently inclined interformational

(rarely intraformational) sutures and displacements, constraining different environments. In the Noril'sk region, intrusions are found in sediments of the Middle Paleozoic evaporite clayey limestone anhydrite formation or Upper Paleozoic carbonaceous sandy clayey rocks, shielded by Early Triassic lava (Metallogenic map..., 1987; and others).

Direct prediction criteria involve the presence of the sulphide mineralization and detection of primary dispersion halos with anomalously elevated concentrations of nickel, copper, cobalt, chromium, silver, zinc, etc. Deeply eroded ore horizons with exposed plagioclase-bearing peridotite and taxitic-textured gabbroic rocks (e.g., Noril'sk-1 intrusion) or massive ore deposits in tectonic shifts are promising indicators to locate rich mineralization. Primary geochemical dispersion halos in rocks that host PGE-Cu-Ni mineralization have anomalously high concentrations of nickel, cobalt, copper, chromium, silver, sulphur and trace elements such as lead, zinc, arsenic, fluorine, boron, selenium, and tellurium. The dispersion halos are characterized by a distinct zonation, indicating the distance to the ore body (Lyakhnitskaya, Tuganova, 1977; etc.). Elements such as nickel, cobalt, copper, zinc, lead, sulphur, and chromium are positive indicators of economic intrusions and ores in the Noril'sk region. Arsenic, scandium, tellurium, fluorine and uranium are classified as indirect indicators, while titanium, vanadium, and niobium are considered to be negative indicators.

Indirect prediction criteria are secondary dispersion halos, ore boulder trails, as well as metamorphic and other indicators. For example, secondary dispersion halos with elevated contents of copper, nickel, cobalt, chromium, zinc, barium and molybdenum indicate ore-bearing bodies within widespread eluvial-deluvial sediments, as well as in soils and plants above mineralization as "blind" shallow deposits (15–20 m). The halos may be dispersed along slopes away from the source, and are considerably larger in size compared to ore bodies (Samoylov, 1983; etc.). One of the indirect signs in the search for these deposits are trails of ore boulders, which, according to V.G. Chuvardinsky (1990), were associated with neotectonic movements. It is considered that the tectonic breccia formed along faults under compressive stress and later migrated from depths of up to several hundred meters and finally transferred laterally to a distance of several kilometers. The direction of movement is determined by the extent of faults, grooves, sliding planes, ridges or a pattern of a boulder trail. It should be taken into account that in the Noril'sk region boulders could have been rearranged due to solifluction.

*Metamorphic criteria* are valued prospecting indicators for the contact and regional metamorphism. The Noril'sk-type intrusions are surrounded by zonal halos of contact-metamorphic and metasomatic rocks studied in detail by D.M. Turovtsev (1970, 1986; etc.),

V.V. Yudina (1973), B.N. Batuev (1972) and others. The most reliable indicator of the ore content in the Noril'sk-type intrusions is the presence of magnesian skarns and alkaline (K-Na) metasomatites in the halos. In contrast to uneconomic and subeconomic intrusions, halos in economic intrusions show a prominent thickness comparable with that of the intrusions (Turovtsev, 1970; Dodin, Batuev, 1971; Batuev, 1972; Lyakhnitskaya, Tuganova, 1977; etc.).

For ancient (AR, PR) copper and nickel deposits that experienced regional metamorphism, the prospects for the discovery of rich ores depend on the type of metamorphism and redox conditions. Metamorphism of the green schist facies (partially amphibolite facies) contributes to the re-deposition, recrystallization and concentration of primary mantle sulphides (Allarechensk and Pechenga districts in Russia, Thompson and Ungava belts in Canada, etc.), whereas regional metamorphism of the granulite facies commonly destroys and disperses nickel sulphides (Lyakhnitskaya, Tuganova, 1977; and others).

*Isotope-geochemical criteria.* Based on comparative isotope-geochemical data for the economic, subeconomic, uneconomic, prospective intrusions, and associated PGE-Cu-Ni sulphide ores and accumulations

(Table 3), the key isotope-geochemical indicators to be used in exploration for PGE-Cu-Ni deposits can be suggested. These comprise (i) isotope signatures of sulphur (i.e.,  $\delta^{34}\text{S} = 8\text{--}13$  along with a dispersion value of  $\delta^{34}\text{S} < 1$ ) and osmium ( $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.131\text{--}0.144$ ,  $\text{Re}/\text{Os} = 1.0\text{--}8.8$  and  $\gamma_{\text{Os}} = 4\text{--}14$ ) in Cu-Ni sulphides; (ii) a radiogenic Hf-isotope composition of zircon ( $\epsilon_{\text{Hf}} > 5$  along with a significant range in  $\epsilon_{\text{Hf}}$  values from +5 to +16), and (iii) initial isotopic compositions of neodymium ( $\epsilon_{\text{Nd}} = +1 \pm 0.5$ ) and strontium ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  from 0.7055 to 0.7080) in rocks.

In the Sr-Nd isotopic systematics, lithological units of economic and subeconomic intrusions manifest a clear increase in initial  $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$  value, which varies from 0.7055 to 0.7080, at rather constant subchondritic Nd isotope values ( $\epsilon_{\text{Nd}}$  about +1). In contrast, the Nd-Sr isotope compositions of uneconomic intrusions show the least radiogenic  $\epsilon_{\text{Nd}}$  values ( $\epsilon_{\text{Nd}} = -5$ ) and most radiogenic initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , in the range of 0.7076–0.7086 (Table 3). We suggested that a radiogenic Hf-isotope composition of zircon along with a significant range in initial  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  values can be employed as an effective fingerprint for identifying prospective intrusive host rocks (Malitch et al., 2010, 2013, 2018a, b). Consequently, Nd-Sr-Hf isotope signatures are use-

**Table 3.** Summary of isotopic-geochemical parameters for variously mineralized ultramafic-mafic intrusions from the Noril'sk and Taimyr Provinces (after (Malitch et al., 2018a))

**Таблица 3.** Сравнительная характеристика изотопно-геохимических данных для различно рудоносных ультрамафит-мафитовых интрузивов Полярной Сибири, по (Малич и др., 2018а)

Intrusion	$\epsilon_{\text{Hf}}$	$\epsilon_{\text{Nd}}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$	$\delta^{65}\text{Cu}$	$\delta^{34}\text{S}$	$\gamma_{\text{Os}}$
Noril'sk-1	$6.0 \pm 2.1$	$0.7 \pm 0.2$	$0.70591 \pm 0.00005$	$0.23 \pm 0.28$	$8.6 \pm 0.6$	
	$-2.9\text{...}+15.5$	$-1.9\text{...}+2.0$	$0.70552\text{--}0.70625$	$-0.10\text{...}+0.61$	$7.5\text{--}9.4$	
Talnakh	$4.9 \pm 3.4$	$0.3 \pm 0.3$	$0.70638 \pm 0.00010$	$-0.55 \pm 0.41$	$10.9 \pm 0.6$	$6.6 \pm 0.3$
	$-4.3\text{...}+12.0$	$-3.3\text{...}+1.2$	$0.70584\text{--}0.70709$	$-1.1\text{...}+0.0$	$7.8\text{--}12.1$	$5.3\text{--}8.2$
Kharaelakh	$9.7 \pm 0.7$	$1.0 \pm 0.1$	$0.70666 \pm 0.00026$	$-1.56 \pm 0.27$	$12.7 \pm 0.5$	$7.5 \pm 1.1$
	$2.3\text{--}16.3$	$0.8\text{--}1.4$	$0.70555\text{--}0.70798$	$-2.3\text{...}+0.9$	$11.5\text{--}13.6$	$-5.7\text{...}+5.8$
Chernogorsk	$4.4 \pm 2.9$	$1.4 \pm 0.3$	$0.70711 \pm 0.00033$	$-0.03 \pm 0.06$	$10.9 \pm 0.4$	$9.6 \pm 0.1$
	$-1.2\text{...}+10.9$	$0.9\text{--}2.6$	$0.70640\text{--}0.70898$	$-0.1\text{...}+0.0$	$10.4\text{--}11.2$	$9.5\text{--}9.6$
Zub-Marksheider	$1.0 \pm 5.1$	$1.2 \pm 0.1$	$0.70685 \pm 0.00037$	$-0.1 \pm 0.0$	$0.4 \pm 1.6$	$20.7 \pm 11.0$
	$-6.7\text{...}+13.4$	$0.4\text{--}2.1$	$0.70570\text{--}0.70908$	$-0.1\text{...}+0.1$	$-0.7\text{...}+3.9$	$9.7\text{--}31.6$
Vologochan	$5.5 \pm 7.0$	$1.2 \pm 0.2$	$0.70634 \pm 0.00015$	$-0.72 \pm 0.29$	$6.9 \pm 1.2$	$6.2 \pm 1.9$
	$-3.0\text{...}+21.0$	$-1.7\text{...}+2.4$	$0.70560\text{--}0.70808$	$-1.1\text{...}+0.4$	$5.1\text{--}8.5$	$4.3\text{--}9.9$
Binyuda	$-3.4 \pm 1.3$	$-3.8 \pm 0.4$	$0.70588 \pm 0.00013$	$-0.4 \pm 0.1$	$1.5 \pm 0.4$	$8.8 \pm 0.7$
	$-1.9\text{...}+4.6$	$-4.4\text{...}+3.2$	$0.70566\text{--}0.70609$	$-0.5\text{...}+0.3$	$0.7\text{--}2.0$	$8.1\text{--}9.5$
Dyumtaley	$9.5 \pm 2.5$	$4.2 \pm 0.7$	$0.70474 \pm 0.00020$	$-0.66 \pm 0.42$	$11.4 \pm 0.6$	
	$6.0\text{--}12.4$	$2.7\text{--}4.7$	$0.70451\text{--}0.70504$	$-1.24\text{...}+0.25$	$9.9\text{--}12.9$	
Nizhny Talnakh	$-1.3 \pm 2.7$	$-4.6 \pm 0.2$	$0.70824 \pm 0.00007$	$-0.60 \pm 0.42$	$6.4 \pm 1.2$	$65.0 \pm 14.9$
	$-7.4\text{...}+5.6$	$-5.5\text{...}+1.2$	$0.70765\text{--}0.70863$	$-1.0\text{...}+0.0$	$1.8\text{--}8.0$	$35.6\text{--}117.8$
Zelyonaya Griva	$-1.4 \pm 2.1$	$-5.2 \pm 0.1$	$0.70836 \pm 0.00008$	$0.28 \pm 0.47$	$8.4 \pm 0.6$	$54.5$
	$-3.8\text{...}+1.3$	$-5.9\text{...}+4.6$	$0.70800\text{--}0.70867$	$-0.26\text{...}+1.21$	$6.8\text{--}9.7$	

Note. Average values of  $\epsilon_{\text{Hf}}$ ,  $\epsilon_{\text{Nd}}$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\delta^{65}\text{Cu}$ ,  $\delta^{34}\text{S}$  and  $\gamma_{\text{Os}}$  parameters are followed by their respective range value. The Binyuda and Dyumtaley intrusions as the most prospective targets of the Taimyr province are given for comparison.

Примечание. В верхней строчке ячеек указаны средние значения параметров, в нижней – соответствующие значения диапазона. Бинюдинский и Дюмталейский потенциально-рудоносные интрузивы – наиболее перспективные объекты Таймырской провинции.

ful indicators in exploration for sulphide-rich ores associated with “Noril'sk-type” intrusions.

A more detailed description of the revealed features exemplified by isotope compositions of Os, S and Cu are provided below. One of the most effective indicators of the economic scale of a deposit is the initial isotopic composition of osmium. This is primarily because the massive Ni-Cu-PGE sulphide deposits are characterized by Os-isotope values corresponding to a mixture of mantle and crustal material with a predominance of the mantle component. In the disseminated ores of the same deposits, the mantle signature is somewhat diluted by the crustal component and the proportion of the mantle component is minimal in the uneconomic Nizhny Talnakh and Nizhny Noril'sk intrusions (Walker et al., 1994; Arndt et al., 2003; Petrov et al., 2009). Re-Os isotope-geochemical indicators to estimate the scale of sulphide PGE-Cu-Ni mineralization are characterized by three signatures (i.e.,  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_i$ , Re/Os and  $\gamma\text{Os}$  values, Table 3).  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_i$  values in the range of 0.1283–0.1375 are typical of sulphides from disseminated ores from economic or subeconomic intrusions,

while the  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_i$  value over 0.195 is typical for uneconomic intrusions. High Re/Os values of disseminated sulphides (Re/Os between 13.7 and 71.6) are typical for uneconomic intrusions, low Re/Os values (0.6–3.5) for subeconomic intrusions and intermediate Re/Os values (1.0–8.8) for economic intrusions. High  $\gamma\text{Os}$  values of disseminated sulphides ( $\gamma\text{Os}$  from 36 to 118) are typical for uneconomic intrusions, low  $\gamma\text{Os}$  values (–6...+8) for economic intrusions and intermediate  $\gamma\text{Os}$  values (4–32) for subeconomic intrusions.

The S isotope compositions of disseminated sulphide ores and ore occurrences in different intrusions of the Noril'sk and Taimyr provinces are highly variable. S isotopic values ( $\delta^{34}\text{S}$ ) vary in economic intrusions from 7.5 to 13.6‰, subeconomic intrusions from –0.7 to 11.4‰ and prospective intrusions from 0.7 to 12.9‰ (Fig. 7). Listed according to increasingly high  $\delta^{34}\text{S}$ , disseminated ores from ultramafic-mafic intrusions of Polar Siberia fall into the following sequence (Fig. 7): Zub-Marksheider (–0.7...+3.9‰, average  $0.4 \pm 1.6\%$ ), Binyuda (0.7–2.0‰, average  $1.5 \pm 0.4\%$ ), Nizhny

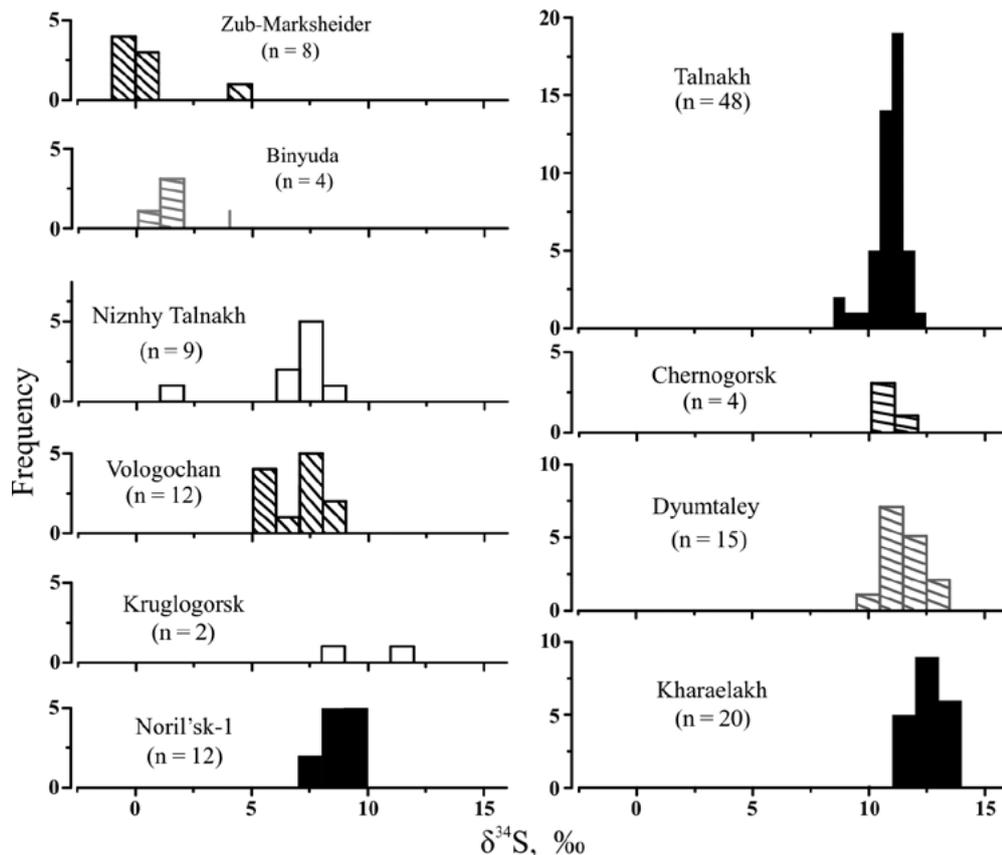


Fig. 7. Variations in the sulfur isotope composition in disseminated ores from economic (black), subeconomic (dashed in black), prospective (dashed in gray) and uneconomic (white) intrusions of Polar Siberia.

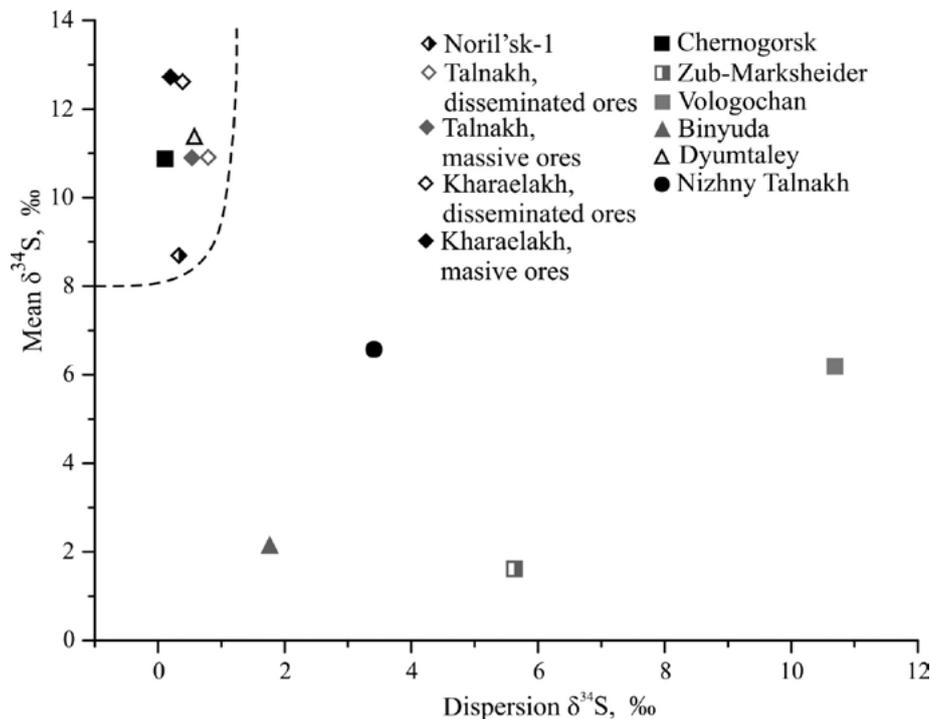
Рис. 7. Вариации изотопного состава серы во вкрапленных рудах промышленно-рудноносных (черное), рудоносных (черная штриховка), потенциально рудоносных (серая штриховка) и слаборудоносных (белое) интрузивов Полярной Сибири

Talnakh (1.8–8.0‰, average  $6.4 \pm 1.9\%$ ), Vologochan (5.1–8.5‰, average  $6.9 \pm 1.2\%$ ), Noril'sk-1 (7.5–9.4‰, average  $8.6 \pm 0.6\%$ ), Talnakh (9.9–12.0‰, average  $11.0 \pm 0.4\%$ ), Chernogorsk (10.4–11.2‰, average  $10.9 \pm 0.4\%$ ), Dyumtaley (9.9–12.9‰, average  $11.4 \pm 0.6\%$ ), Kharaelakh (11.5–13.3‰, average  $12.6 \pm 0.5\%$ ). The crustal (sulphate) isotopic composition of S frequently postulated as evidence of high economic potential of a mafic-ultramafic intrusion is contradicted by mantle-like S isotopic compositions of disseminated PGE-Cu-Ni sulphide mineralization from the subeconomic Zub-Marksheider intrusion. The field evidence for latter intrusion also suggests that it has experienced significant assimilation of sulphate-rich Devonian sediments. Following (Kuz'min, Tuganova, 1977), we questioned the validity of isotopically-heavy sulphur as a feature indicative of economic sulphide PGE-Cu-Ni ore (Malitch et al., 2014). It has been noted (Malitch et al., 2009) that an increase in the range of S-isotope values correlates negatively with ore-deposit reserves. I suggest using the relationship between mean  $\delta^{34}\text{S}$  and  $\delta^{34}\text{S}$  dispersion values (Fig. 8) as an indicator of the scale of mineralization. Fig. 8 shows that sulphide ores from economic intrusions are restricted

to the field of mean  $\delta^{34}\text{S}$  values  $> 8$  and  $\delta^{34}\text{S}$  dispersion values of  $\delta^{34}\text{S} < 1$ . Notably, the larger the scale of economic deposit, the quantity of most abundant  $\delta^{34}\text{S}$  values increases, whereas the variation range of these values decreases (Kharaelakh–Talnakh–Noril'sk-1, see Figs. 7 and 8).

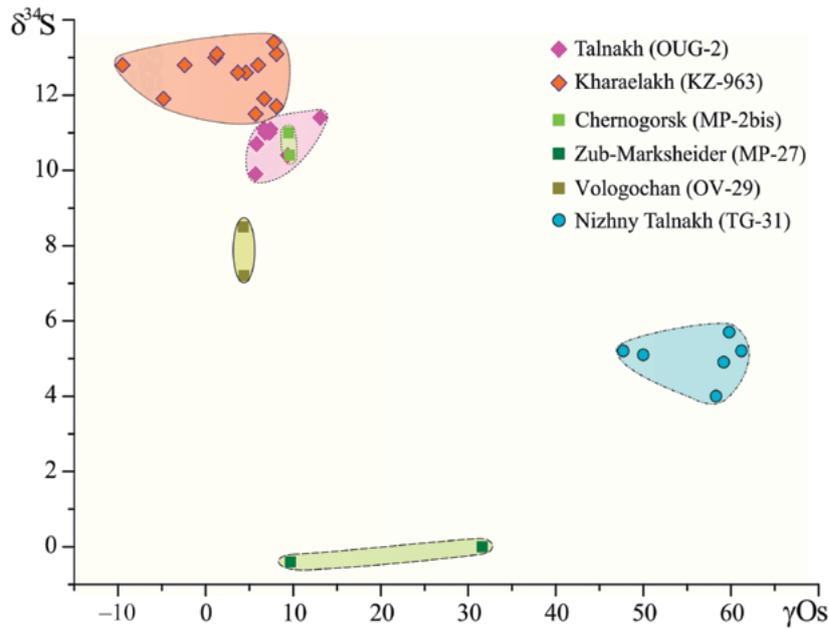
Another promising isotopic indicator that can be used in exploration for sulphide PGE-Cu-Ni rich ores refers to a combined S-Os isotope study, which allows identifying intrusions with disseminated ores identical in isotopic parameters to those of economic deposits (Fig. 9). Based on this approach, the studied intrusions are divided into three groups.

(i) The first group comprises the Chernogorsk intrusion and, with a certain degree of uncertainty, the Vologochan intrusion, in which disseminated sulphide ores are similar in S- and Os-isotope compositions to those in the Talnakh deposit. Notably, S- and Os-isotope compositions of sulphide mineralization from the Vologochan intrusion (our data) correspond to those from the Noril'sk-1 intrusion (Arndt et al., 2003). Hence, the Chernogorsk and likely Vologochan intrusions may also contain rich sulphide ores, and as such are the most promising for prospecting and exploration.



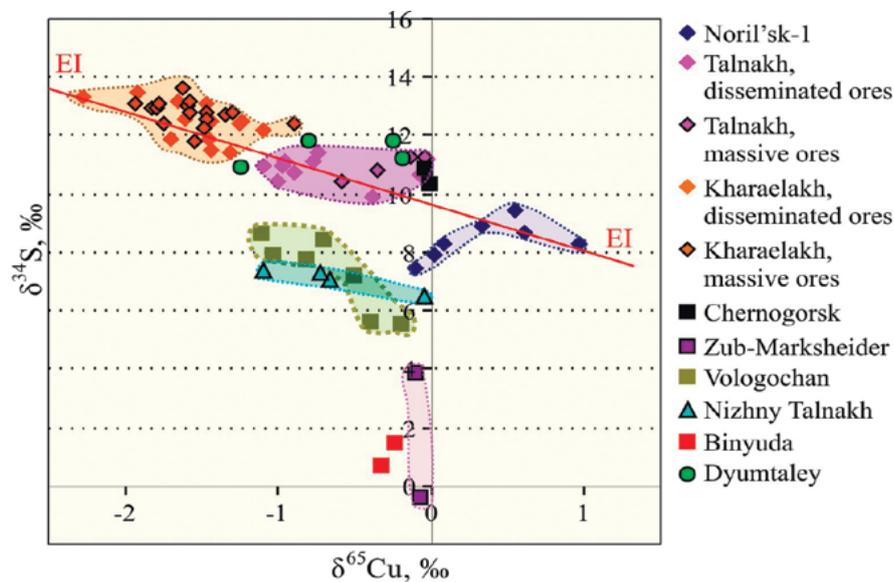
**Fig. 8.** Plot of  $\delta^{34}\text{S}$  mean versus  $\delta^{34}\text{S}$  dispersion in massive and disseminated ores from economic (Noril'sk-1, Talnakh, Kharaelakh), subeconomic (Chernogorsk, Zub-Marksheider, Vologochan), prospective (Binyuda, Dyumtaley) and uneconomic (Nizhny Talnakh) intrusions of Polar Siberia.

**Рис. 8.** Бинарная диаграмма среднее  $\delta^{34}\text{S}$  – дисперсия  $\delta^{34}\text{S}$  для массивных и вкрапленных руд промышленно-рудноносных (Норильск-1, Талнахском, Хараелакском), рудоносных (Черногорском, Зуб-Маркшейдерском, Вологодчанском), потенциально рудоносных (Бинюдинском, Дюмталейском) и слаборудоносных (Нижнеталнахском) интрузивах Полярной Сибири.



**Fig. 9.** Plot of  $\delta^{34}\text{S}$  versus  $\gamma\text{Os}$  values in sulphide PGE-Cu-Ni ores of economic (Talnakh, Kharaelakh), subeconomic (Chernogorsk, Zub-Marksheider, Vologochan) and uneconomic (Nizhny Talnakh) ultramafic-mafic intrusions of the Noril'sk province (modified after (Malitch et al., 2018a)).

**Рис. 9.** График зависимости  $\delta^{34}\text{S}$  от  $\gamma\text{Os}$  в сульфидных ЭПГ-Cu-Ni рудах в промышленно-рудноносных (Талнахском, Хараелакском), рудоносных (Черногорском, Зуб-Маркшейдерском, Вологочанском) и слаборудоносных (Нижнеталнахском) ультрамафит-мафитовых интрузивах Норильской провинции, по (Малич и др., 2018а), с изменениями.



**Fig. 10.**  $\delta^{34}\text{S}$ - $\delta^{65}\text{Cu}$  systematics of sulphide PGE-Cu-Ni ores and accumulations from economic (Noril'sk-1, Talnakh, Kharaelakh), subeconomic (Chernogorsk, Zub-Marksheider, Vologochan), prospective (Binyuda, Dyumtaley) and uneconomic (Nizhny Talnakh) intrusions of Polar Siberia (modified after (Malitch et al., 2016)).

**Рис. 10.** Вариации изотопного состава серы и меди в координатах  $\delta^{34}\text{S}$ - $\delta^{65}\text{Cu}$  в ЭПГ-Cu-Ni рудах и сульфидной минерализации из промышленно-рудноносных (Норильск-1, Талнахском, Хараелакском), рудоносных (Черногорском, Зуб-Маркшейдерском, Вологочанском), потенциально рудоносных (Бинюдинском, Дюмталейском) и слаборудоносных (Нижнеталнахском) интрузивах Полярной, по (Malitch et al., 2014; Малич и др., 2016).

(ii) The Zub-Marksheider intrusion is partially similar in Os-isotope composition to economic deposits, but significantly differs from them in S-isotope composition. Notably, isotope composition of sulphides preserved features of a juvenile ore source, which was not affected by crustal contamination.

(iii) Uneconomic intrusions (Nizhny Talnakh and Zelyonaya Griva, see Table 3, Fig. 9) that host disseminated sulphides have significantly different Os isotope signatures from those of economic PGE-Cu-Ni deposits. This implies that there is no potential to find commercial ore reserves in uneconomic intrusions.

Another isotopic indicator for assessing the economic potential of a PGE-Cu-Ni sulphide deposit is associated with a negative correlation between  $\delta^{34}\text{S}$  and  $\delta^{65}\text{Cu}$  for sulphide ores of economic intrusions (trend EI-EI, Fig. 10). There is a gradual progression from lighter isotope compositions for the sulphides of the Kharaelakh ( $-2.3$  to  $-0.9\%$ ) and Talnakh ( $-1.1$  to  $0.0\%$ ) intrusions to heavier compositions for those of the Noril'sk-1 intrusion ( $-0.1$  to  $+1.0\%$ ). Samples from the other intrusions show a decoupling of S and Cu isotopes (Fig. 10), with  $\delta^{65}\text{Cu}$  ranging mainly from 0 to  $-1\%$ , but  $\delta^{34}\text{S}$  between 0 and  $13\%$ . The disseminated ores of the subeconomic Chernogorsk and prospective Dyumtaley intrusions have  $\delta^{34}\text{S}$  and  $\delta^{65}\text{Cu}$  values overlapping the trend EI-EI for the economic intrusions (Fig. 10); they therefore can be the next prospective targets for discovering massive ores. The other intrusions, in which stable isotope compositions do not correspond to those in economic deposits, show low potential for revealing of massive PGE-Cu-Ni sulphide ores.

### CONCLUDING REMARKS

This article outlines previously known prediction criteria and several new isotope-geochemical indicators to be used for predicting the potential ore content of poorly studied mafic-ultramafic intrusions of Polar Siberia. The main forecasting criteria for sulphide PGE-copper-nickel deposits include structural, magmatic, stratigraphic-lithological, geochemical, mineralogical, isotope-geochemical, metamorphic and some others. A combined study of the isotopic composition of osmium, sulphur and copper revealed intrusive bodies with disseminated sulphide ores that have similar signatures to those from economic sulphide PGE-Cu-Ni deposits. It is suggested that the Chernogorsk intrusion of the Noril'sk province and the Dyumtaley intrusion of the Taimyr province are the most promising targets in search for rich PGE-Cu-Ni ores, whereas other studied intrusions are unlikely to be considered prospective targets for discovery of rich sulphide ores. It is proposed that the previously known forecast criteria supplemented by a set of novel isotope-geochemical indicators can be employed as useful guides for prospecting the Noril'sk-type deposits containing rich sulphide ores.

### Acknowledgements

I am indebted to I.Yu. Badanina, E.A. Belousova, T.B. Bayanova, V.V. Distler, N.L. Dobretsov, A.E. Izokh, R.M. Laptov, F.P. Mitrofanov, A.J. Naldrett, Yu.D. Pushkarev, O.N. Simonov, S.F. Sluzhenikin and E.V. Tuganova for long-lasting cooperation and valuable discussion related to this study. I am very grateful to Louis J. Cabri for useful suggestions that have led to improved wording of the manuscript. Constructive comments of anonymous reviewers are gratefully acknowledged.

### REFERENCES

- Arndt N.T. (2011) Insights into the geological setting and origin of Ni-Cu-PGE sulfide deposits of the Norilsk-Talnakh region, Siberia. *Rev. Econ. Geol.*, **17**, 199-215.
- Arndt N.T., Czamanske G.K., Walker R.J., Chauvel C., Fedorenko V.A. (2003) Geochemistry and origin of the intrusive hosts of the Noril'sk-Talnakh Cu-Ni-PGE sulfide deposits. *Econ. Geol.*, **98**, 495-515.
- Barnes S.J., Le Vaillant M., Godel B., Leshner C.M. (2019) Droplets and bubbles: Solidification of sulphide-rich vapour-saturated orthocumulates in the Noril'sk-Talnakh Ni-Cu-PGE ore-bearing intrusions. *J. Petrol.*, **60**, 269-300.
- Barnes S.J., Malitch K.N., Yudovskaya M.A. (2020) Introduction to a Special Issue on the Norilsk-Talnakh Ni-Cu-platinum group element deposits. *Econ. Geol.*, **115**(6), 1157-1172. <https://doi.org/10.5382/econgeo.4750>
- Batuev B.N. (1972) Petrology of metamorphic and metasomatic series of the Talnakh ore node. PhD thesis abstract. Leningrad, 31 p. (In Russ.)
- Belousov V.V. (1982) Transition zones between continents and oceans. Moscow, Nedra Publ., 152 p. (In Russ.)
- Cabri L.J., Sylvester P.J., Tubrett M.N., Peregoedova A., Laflamme J.H.G. (2003) Comparison of LAM-ICP-MS and micro-PIXE results for palladium and rhodium in selected samples of Noril'sk and Talnakh sulfides. *Canad. Miner.*, **41**(2), 321-329.
- Condie K. (1983) Archean greenstone belts. Moscow, Mir Publ., 390 p. (In Russ.)
- Chernyshyov N.M. (1991) Structural and compositional evolution of nickel sulfide ore-magmatic Precambrian systems. *Russ. Geol. Geophys.*, **32**(6), 11-20. (In Russ.)
- Chuvardinsky V.G. (1990) Boulder prospecting method for sulphide Cu-Ni ores and prospects for its application on the Kola Peninsula. *Geology of copper-nickel deposits of the USSR*. Leningrad, Nauka Publ., 210-217. (In Russ.)
- Czamanske G.K., Kunilov V.E., Zientek M.L., Cabri L.J., Calk L.C., Likhachev A.P. (1992) A proton-microprobe study of sulfide ores from the Noril'sk-Talnakh district, Siberia. *Canad. Miner.*, **30**, 249-287.
- Czamanske G.K., Zen'ko T.E., Fedorenko V.A., Calk L.C., Budahn J.R., Bullock J.H. Jr., Fries T.L., King B.S., Siems D.F. (1995) Petrography and geochemical characterization of ore-bearing intrusions of the Noril'sk type, Siberia; with discussion of their origin. *Res. Geol., Spec. Iss.*, **18**, 1-48.
- Deep conditions of endogenous ore genesis. (1986) (Ed. V.I. Smirnov). Moscow, Nauka Publ., 271 p. (in Russ.)
- Distler V.V., Ilupin N.P., Laputina I.P. (1987) Deep sulphides of kimberlites and some features of Cu-Ni genesis. *Geol. Bull. SSSR Academy of Sciences*, (4), 78-87. (In Russ.)

- Distler V.V., Grokhovskaya T.L., Evstigneeva T.L., Sluzhenikin S.F., Filimonova A.A., Dyuzhikov O.A., Laputina I.P. (1988) Petrology of magmatic sulphide ore formation. Moscow, Nauka Publ., 232 p. (In Russ.)
- Distler V.V., Sluzhenikin S.F., Cabri L.J., Krivoluts-kaya N.A., Turovtsev D.M., Golovanova T.A., Mokhov A.V., Knauf V.V., Oleshkevitch O.I. (1999) Platinum ores of the Noril'sk layered intrusions: Magmatic and fluid concentration ratio of noble metals. *Geol. Ore Depos.*, **41**, 214-237.
- Dodin D.A., Batuev B.N. (1971) Geology and petrology of the Talnakh differentiated intrusions and their metamorphic aureole. *Petrology and ore resource potential of the Talnakh and Noril'sk differentiated intrusions* (Ed. N.N. Urvantsev). Leningrad, Nedra Publ., 31-100. (In Russ.)
- Dyuzhikov O.A., Distler V.V., Strunin B.M., Mkrtychyan A.K., Sherman M.L., Sluzhenikin S.F., Lurye A.M. (1988) Geology and ore content of the Noril'sk region. Moscow, Nauka Publ., 279 p. (In Russ.)
- Dyuzhikov O.A., Distler V.V., Strunin B.M., Mkrtychyan A.K., Sherman M.L., Sluzhenikin S.F., Lurye A.M. (1992) Geology and metallogeny of sulfide deposits, Noril'sk region, USSR. Society of Economic Geologists. Spec. Publ., 241 p.
- Dyuzhikov O.A., Kurbatov I.I., Laputina I.P., Mkrtychyan A.K., Romanov A.P., Sluzhenikin S.F. (1995) Platinum-bearing plagioclinitite – the new ore-bearing magmatic formation of Taimyr. *Dokl. Akad. Nauk*, **340(2)**, 212-217. (In Russ.)
- Egorkin A.V., Zyuganov S.K., Chernyshev N.M. (1984) Upper mantle of Siberia. *27th International Geological Congress, Proceedings*. Moscow, 27-42. (In Russ.)
- Egorov V.N., Sukhanova E.N. (1963) Talnakh ore-bearing intrusion in northwestern Siberian platform. *Razvedka i Okhrana Nedr (Exploration and Protection of Natural Resources)*, (1), 17-21. (In Russ.)
- Exploration criteria for Noril'sk-type sulphide ores. (1978) (Ed. V.S. Sobolev). Novosibirsk, Nauka Publ., 167 p. (In Russ.)
- Gablina I.F. (1986) Genetic types of copper mineralization in the Igarka area, west of the Siberian Platform (Eds G.H. Friedrich, A.D. Genkin, A.J. Naldrett, J.D. Ridge, R.H. Sillitoe, F.M. Vokes). *Geology and Metallogeny of Copper Deposits. Special Publication No. 4 of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits, V. 4*. Springer, Berlin, Heidelberg, 524-539. [https://doi.org/10.1007/978-3-642-70902-9\\_38](https://doi.org/10.1007/978-3-642-70902-9_38)
- Garanin V.K., Krot A.N., Kudryavtseva G.P. Sulphide inclusions in minerals from kimberlites. Pt 2. Moscow, MSU, 174 p. (In Russ.)
- Geology and mineral resources of Russia. Eastern Siberia, Vol. 3. (2002) (Eds N.S. Malitch, E.P. Mironyuk, E.V. Tuganova). St.Petersburg, VSEGEI Publ., 396 p. (In Russ.)
- Geology of copper-nickel deposits. (1990) (Ed. G.I. Gorbunov). Leningrad, Nauka Publ., 280 p. (In Russ.)
- Godlevsky M.N. (1959) Traps and ore-bearing intrusions of the Noril'sk region. Moscow, Gostekhmetizdat Publ., 68 p. (In Russ.)
- Ivanov M.K., Ivanova T.K., Tarasov A.V., Shatkov V.A. (1971) Peculiarities of petrology and mineralization in the differentiated intrusions of the Noril'sk ore field (Noril'sk-1, Noril'sk-2, Chernaya Mount deposits). *Petrology and ore content of the Talnakh and Noril'sk differentiated intrusions*. Leningrad, Nedra Publ., 197-304. (In Russ.)
- Komarova M.Z., Kozyrev S.M., Kokorin N.I., Knauf V.V. (1999) Layered intrusion of the Dymtale River: Petrology, ore potential (Ed. O.N. Simonov). *Natural Resources of Taimyr* **3**. Noril'sk, VSEGEI Publ., 42-67. (In Russ.)
- Komarova M.Z., Kozyrev S.M., Simonov O.N., Lyul'ko V.A. (2002) The PGE mineralization of disseminated sulfide ores of the Noril'sk-Taimyr region. *The Geology, Geochemistry, Mineralogy, Mineral Beneficiation of the Platinum-Group Elements* (Ed. L.J. Cabri). Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum, Special V. 54, 547-567.
- Korovyakov I.A., Nelyubin A.E., Raikova Z.A., Khortova L.K. (1963) Origin of the Noril'sk trap intrusions hosting sulphide Ni-Cu ores. Moscow, Gosgeoltekhizdat Publ., 101 p. (In Russ.)
- Kravtsov V.F. (2003) History of discovery of copper-nickel deposits in the Noril'sk area. *Essays on the history of discoveries of mineral deposits of Taimyr* (Ed. A.G. Samoilov). Novosibirsk, Publishing House of SB RAS, 21-39. (In Russ.)
- Krivolutskaya N.A. (2016) Siberian traps and Pt-Cu-Ni deposits in the Noril'sk Area. Springer International Publishing Switzerland, 364 p.
- Krivolutskaya N.A., Gongalsky B.I., Kedrovskaya T.B., Kubrakova I.V., Tyutyunnik O.A., Chikatueva V.Y., Bychkova Y.V., Magazina L., Koval'chuk E.N., Yakushev A.I., Kononkova N.N. (2019) Geology of the western flanks of the Oktyabr'skoe deposit, Noril'sk district, Russia: Evidence of a closed magmatic system. *Mineral Depos.*, **54**, 611-630.
- Krylov S.V. (1976) About the reasons of anomalous properties of the mantle in rift zones. *Sov. Geol. Geophys.*, **17**, 3-18. (In Russ.)
- Kuz'min V.K., Tuganova E.V. (1977) New data on the isotope composition of sulfur in the copper-nickel sulfide ores of the northwestern part of the Siberian platform. *Sov. Geol. Geophys.*, **18**, 98-100. (In Russ.)
- Latypov R.M. (2002) Phase equilibria constraints on relations of ore-bearing intrusions with flood basalts in the Noril'sk region, Russia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **143**, 438-449.
- Latypov R.M. (2007) Noril'sk- and Lower Talnakh-type intrusions are not conduits for overlying flood basalts: Insights from residual gabbroic sequence of intrusions. *Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy*, **116**, B215-B225.
- Likhachev A.P. (1986) Genetic fundamentals for the exploration of Cu-Ni deposits. *Conditions of the ore deposit genesis*. Moscow, Nauka Publ., 636-641. (In Russ.)
- Likhachev A.P. (1994) Ore-bearing intrusions of the Noril'sk region. *Proceedings of the Sudbury-Noril'sk Symposium* (Eds A.J. Naldrett, P.C. Lightfoot). Sudbury, Ontario. *Geol. Surv., Spec. Publ.*, **5**, 185-201.
- Lyakhnitskaya I.V., Tuganova E.V. (1977) Regional and local regularities of distribution of Cu-Ni sulphide deposits. Leningrad, Nedra Publ., 77 p. (In Russ.)
- Lyul'ko V.A., Fedorenko V.A., Distler V.V., Sluzhenikin S.F., Kunilov V.E., Stekhin A.I., Ryabikin V.A., Simonov O.N., Zen'ko T.E. (1994) Geology and ore deposits of the Noril'sk region: Guidebook of the VII Inter-

- national Platinum Symposium. Moscow-Noril'sk, Moskovsky Contact Press, 43 p.
- Lyul'ko V.A., Amosov Y.N., Kozyrev S.M., Komarova M.Z., Ryabikin V.A., Rad'ko V.A., Simonov O.N., Rochev N.V. (2002) The state of the ore base of non-ferrous and noble metals in the Noril'sk region, with guidelines of top-priority geological and exploration works. *Rudy i metally*, (5), 66-82. (In Russ.)
- Malitch K.N. (1999) Platinum-group elements in clinopyroxenite-dunite massifs of the Eastern Siberia (geochemistry, mineralogy, and genesis). St.Petersburg, St.Petersburg Cartographic Factory VSEGEI Press, 296 p. (In Russ.)
- Malitch K.N., Latypov R.M. (2011) Re-Os and S-isotope constraints on age and source heterogeneity of Ni-Cu-PGE sulfide ores: a case study at the Talnakh ore junction (Russia). *Canad. Miner.*, **49**(6), 1653-1677.
- Malitch K.N., Petrov O.V., Tuganova E.V., Shevchenko S.S., Bocharov S.N., Kapitonov I.N. (2009) Isotope-geochemical criteria in exploration for Ni-Cu-PGE sulphide ores of the Noril'sk-type intrusions (Russia): insights from S and Cu isotope data. *Mafic-ultramafic complexes of folded regions and related deposits. Abstracts of the 3<sup>rd</sup> International Conference*, **2**. Ekaterinburg, Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences (IGG UB RAS), 38-41. (In Russ.)
- Malitch K.N., Belousova E.A., Griffin W.L., Badanina I.Yu., Pearson N.J., Presnyakov S.L., Tuganova E.V. (2010) Magmatic evolution of the ultramafic-mafic Kharaelakh intrusion (Siberian craton, Russia): Insights from trace element, U-Pb and Hf-isotope data on zircon. *Contrib. Miner. Petrol.*, **159**, 753-768.
- Malitch K.N., Belousova E.A., Griffin W.L., Badanina I.Yu. (2013) Hafnium-neodymium constraints on source heterogeneity of the economic ultramafic-mafic Noril'sk-1 intrusion (Russia). *Lithos*, **164-167**, 36-46.
- Malitch K.N., Latypov R.M., Badanina I.Yu., Sluzhenikin S.F. (2014) Insights into ore genesis of Ni-Cu-PGE sulfide deposits of the Noril'sk province (Russia): Evidence from copper and sulfur isotopes. *Lithos*, **204**, 172-187.
- Malitch K.N., Badanina I.Yu., Romanov A.P., Sluzhenikin S.F. (2016) U-Pb age and Hf-Nd-Sr-Cu-S isotope systematics of the Binyuda and Dyumtalei ore-bearing intrusions (Taimyr, Russia). *Lithosphere (Russia)*, (1), 107-128. (In Russ.)
- Malitch K.N., Badanina I.Yu., Tuganova E.V. (2018a) Ore-bearing ultramafic-mafic intrusions of Polar Siberia: new insights on the age, origin and prediction criteria. Ekaterinburg, Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences (IGG UB RAS), 287 p. (In Russ.)
- Malitch K.N., Belousova E.A., Griffin W.L., Badanina I.Yu., Latypov R.M., Sluzhenikin S.F. (2018b) New insights on the origin of ultramafic-mafic intrusions and associated Ni-Cu-PGE sulphide deposits of the Noril'sk and Taimyr provinces, Russia: Evidence from radiogenic- and stable-isotope data. *Processes and ore deposits of ultramafic-mafic magmas through space and time*, 1st ed. (Eds S. Mondal, W.L. Griffin). Amsterdam, Elsevier, 197-238.
- Malitch K.N., Belousova E.A., Griffin W.L., Martin L., Badanina I.Yu., Sluzhenikin S.F. (2020) Oxygen-hafnium-neodymium isotope constraints on the origin of the Talnakh ultramafic-mafic intrusion (Noril'sk province, Russia). *Econ. Geol.*, **115**, 1195-2012.
- Malitch N.S., Grinson A.S., Tuganova E.V., Chernyshev N.M. (1989) Rifting of the Siberian platform, in 28th session of International Geological Congress. *Tectonic processes* (Eds Yu.M. Puscharovsky, A.A. Mossakovsky). Moscow, Nauka Publ., 84-193. (In Russ.)
- Malitch N.S., Masaitis V.L., Surkov V.S. (eds). (1987) Geological structure of the USSR and regularities of distribution of mineral deposits. The Siberian platform. V. **4**. Leningrad, Nedra Publ., 448 p. (In Russ.)
- Malitch N.S., Tuganova Ye.V., Grinson A.S. (1988) Geodynamic setting of Cu-Ni Noril'sk-type deposits genesis. *Ni content of mafic-ultramafic complexes in the Noril'sk region*. Apatity, Publisher of the Kola Branch of the USSR Academy of Sciences, 44-47. (In Russ.)
- Map of prospective evaluation of mineral resources in the USSR territory. Scale 1 : 7 500 000. Cooper. (1976) (Ed. I.G. Pavlov). Explanatory note. Leningrad, Cartographic Factory VSEGEI Press. (In Russ.)
- Map of prospective evaluation of mineral resources in the USSR territory. Scale 1 : 7 500 000. Nickel. (1979) (Coeditors and co-authors: I.V. Lyakhnitskaya, B.M. Mikhailov, E.V. Tuganova). Explanatory note. Leningrad, Cartographic Factory VSEGEI Press. (In Russ.)
- Metallogenic map of the Siberian Platform. Scale 1 : 2 500 000. (1984) (Ed. N.S. Malitch; 6 sheets). Leningrad, Cartographic Factory VSEGEI Press. (In Russ.)
- Metallogenic map of the north-western Siberian Platform. Scale 1 : 500 000. (1987) (Ed. N.S. Malitch; 16 sheets). Explanatory note. Leningrad, Cartographic Factory VSEGEI Press, 149 p. (In Russ.)
- Naldrett A.J. (1984) Sulphide Ni deposits: classification, composition and genesis. *Genesis of ore deposits*, **2**. Moscow, Mir Publ., 253-345. (In Russ.)
- Naldrett A.J. (2004) Magmatic sulfide deposits: Geology, geochemistry and exploration. Heidelberg, Berlin, Springer Verlag, 728 p.
- Ore genesis and genetic models of endogenous ore formation. (1988) (Eds A.A. Obolensky, V.I. Sotnikov., V.N. Sharapov). Novosibirsk, Nauka Publ., 344 p. (In Russ.)
- Petrological features and prediction zoning of nickel-bearing trap fields in the north of the Krasnoyarsk Territory. (1983) (Ed. A.N. Vishnevsky). Leningrad, Nedra Publ., 143 p. (In Russ.)
- Petrov O.V., Malitch K.N., Tuganova E.V., Pushkarov Yu.D., Badanina I.Yu., Krymsky R.S., Kapitonov I.N., Distler V.V., Sluzhenikin S.F., Knauf V.V., Belousova E.A., Griffin W.L., Pomanov A.P., Tuganova S.M., Bocharov S.N., Bogomolov E.S., Prasolov E.M., Khalenev V.O., Likhov K.I., Matukov D.I. (2009) Test-methodical investigations on elaborating isotope-geochemical criteria for prospecting platinum-group metals, gold, copper, nickel and cobalt in the layered intrusions of the northern Siberia (Krasnoyarsk region). *Proc. VSEGEI 2008*, **56**, 248-262. (In Russ.)
- Polferov D.V. (1979) Geology, geochemistry and genesis of Cu-Ni sulphide ore deposits. Leningrad, Nedra Publ., 294 p. (In Russ.)
- Principles and methods for prediction of hidden copper, nickel and cobalt deposits. (1987) (Authors: M.B. Borodavskaya, A.I. Krivtsov, A.P. Likhachev, I.F. Migachev, R.N. Volodin). Moscow, Nedra Publ., 246 p. (In Russ.)

- Proskurnin V.F., Vernikovskiy V.A., Metelkin D.V., Petrushkov B.S., Vernikovskaya A.E., Gavrish A.V., Bagayeva A.A., Matushkin N.Yu., Vinogradova N.P., Lariov A.N. (2014) Rhyolite-granite association in the Central Taimyr zone: evidence of accretionary-collisional events in the Neoproterozoic. *Russ. Geol. Geophys.*, **55**, 18-32.
- Rad'ko V.A. (2016) Facies of intrusive and effusive magmatism of the Noril'sk region. St.Petersburg, St.Petersburg Cartographic Factory VSEGEI Press, 226 p. (In Russ.)
- Ramberg I., Morgan P. (1984) Physical characteristics and evolutionary trends of continental rifts. *Tectonics. 27th International Geological Congress, Proc.*, Moscow, 78-109. (In Russ.)
- Ripley E.M., Li C., Moore C.H., Schmitt A.K. (2010) Micro-scale S isotope studies of the Kharaelakh intrusion, Noril'sk region, Siberia: Constraints on the genesis of coexisting anhydrite and sulfide minerals. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **74**, 634-644.
- Ripley E.M., Lightfoot P.C., Li C., Elswick E.R. (2003) Sulfur isotopic studies of continental flood basalts in the Noril'sk region: Implications for the association between lavas and ore-bearing intrusions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **67**, 2805-2817.
- Rogover G.B. (1959) Noril'sk-1 deposit. Moscow, Gosgeoltekhizdat Publ., 168 p. (In Russ.)
- Romanov A.P., Kurbatov I.I., Malitch K.N., Snisar S.G., Borodina E.V., Erykalov S.P., Kokorin N.I. (2011) The resource potential of the platinum metals in Western Taimyr. *Platinum of Russia, Vol. VII* (Ed. D.A. Dodin). Krasnoyarsk, Znak Press, 135-160. (In Russ.)
- Ryabov V.V., Shevko A.Yu., Gora M.P. (2014) Trap magmatism and ore formation in the Siberian Noril'sk region. Dordrecht, Springer, 629 p.
- Rzhevskii V.F., Miroshnikov A.E., Dushatkin A.B., Shklyarik G.K. (1980) Copper mineralization in the Upper Precambrian of the Igarka Area. *Processes governing the accumulation of sedimentary and volcanogenic-sedimentary deposits of nonferrous metals (Siberia and the Far East)*. Novosibirsk, Nauka Publ., 81-84. (In Russ.)
- Samoylov A.G. (1983) Geochemical prospecting for copper-nickel deposits by dissemination flows in the Noril'sk region. *Prediction and estimation of Ni content in new ore regions in the north of the Siberian Platform*. Leningrad, 125-133. (In Russ.)
- Shcheglov A.D., Govorov N.I. (1985) Nonlinear metallogeny and Earth's depths. Moscow, Nauka Publ., 325 p. (In Russ.)
- Sluzhenikin S.F., Distler V.V., Dyuzhikov O.A., Kravtsov V.F., Kunilov V.E., Laputina I.P., Turovtsev D.M. (1994) Low-sulphide platinum mineralization of the Noril'sk differentiated intrusions. *Geol. Ore Depos.*, **36**(3), 195-217. (In Russ.)
- Sluzhenikin S.F., Krivolutskaya N.A., Rad'ko V.A., Malitch K.N., Distler V.V., Fedorenko V.A. (2014) Ultramafic-mafic intrusions, volcanic rocks and PGE-Cu-Ni sulfide deposits of the Noril'sk province, Polar Siberia. *Field trip guidebook. 12th International Platinum Symposium*. Ekaterinburg, Russia: Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences (IGG UB RAS), 80 p.
- Sluzhenikin S.F., Malitch K.N., Grigorieva A.V. (2018) Differentiated mafic-ultramafic intrusions of the Kruglogorsky type in the Noril'sk area: Petrology and ore potential. *Petrology*, **26**(3), 280-313.
- Sluzhenikin S.F., Malitch K.N., Turovtsev D.M., Grigorieva A.V., Badanina I.Yu. (2020a) Differentiated mafic-ultramafic intrusions of the Zubovsky type in the Noril'sk area: petrochemistry, geochemistry, and ore potential. *Petrology*, **28**(5), 458-489.
- Sluzhenikin S.F., Yudovskaya M.A., Barnes S.J., Abramova V.D., Le Vaillant M., Petrenko D.B., Grigor'eva A.V., Brovchenko V.D. (2020b) Low-sulphide platinum group element ores of the Noril'sk-Talnakh camp. *Econ. Geol.*, **115**, 1267-1303.
- Sotnikov A.A. (1919) About exploitation of the Noril'sk (Dudinka) deposits of coal and copper ore in connection with the practical implementation and development of the Northern Sea Route. Tomsk, 54 p. (In Russ.)
- Staritsky Yu.G., Dragunov V.I., Tuganova E.V. (1960) Prospects for nickel potential in the north-western Siberian Platform. *Proc. VSEGEI, New series.*, **31**, 37-44. (In Russ.)
- State report on the situation and use of mineral resources of the Russian Federation in 2018. (2019) Moscow, Ministry of Natural Resources and Environment of the Russian Federation, 422 p. (In Russ.)
- Stepanov V.K. (1989) Copper-nickel deposits. *Methodology for large-scale and local forecasting deposits of nonferrous and precious metals, and diamonds*. Moscow, TsNIGRI, 126-143. (In Russ.)
- Tarasov A.V. (1983) Structural and geological conditions for the emplacement of mafic-ultramafic intrusions in commercial Cu-Ni ore fields in the northern part of the Siberian Platform. *Petrological features and prediction zoning of Ni-bearing trap fields in the north of the Krasnoyarsk Territory*. Leningrad, Nedra Publ., 81-115. (In Russ.)
- Tolstykh N., Shvedov G., Polonyankin A., Korolyuk V. (2020) Geochemical Features and Mineral Associations of Differentiated Rocks of the Noril'sk 1 Intrusion. *Minerals*, **10**, 688. doi:10.3390/min10080688
- Tuganova E.V. (1988) Genetic model for the Noril'sk-type sulphide Cu-Ni deposits. *Ore genesis and genetic models for endogenous ore formations*. Novosibirsk, Nauka Publ., 197-204. (In Russ.)
- Tuganova E.V. (1991) Petrological geodynamical model of formation of sulfide copper-nickel deposits. *Geol. Geophys.*, **32**, 1-7.
- Tuganova E.V. (1992) Early Proterozoic volcanism of the Igarka uplift (lower flows of Enisei River). *Geol. Geophys.*, **33**(2), 58-67. (In Russ.)
- Tuganova E.V. (2000) Petrographic types, genesis and occurrence of Ni-Cu-PGE sulphide deposits. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 102 p. (In Russ.)
- Tuganova Ye.V., Malich K.N. (1990) Platinum potential of Noril'sk-type intrusions. *Transactions (Doklady) of the USSR Academy of Sciences/Earth Science Sections*, **313**, 267-271.
- Turovtsev D.M. (1970) Conditions for the emplacement of contact hornfels in the aureoles of differentiated trap intrusions within the Talnakh deposit. *Geology and petrology of intrusive traps in the Siberian Platform*. Moscow, Nauka Publ., 211-232. (In Russ.)
- Turovtsev D.M. (1986) Types of contact-metamorphic aureoles in barren and ore-bearing trap intrusions of the Noril'sk region in light of criteria of nickel content in igneous rock units. *Evaluation and criteria of nickel con-*

- tent in igneous rock units of ore regions. *Proc. TsNIGRI*, **209**, 28-33. (In Russ.)
- Turovtsev D.M. (2002) Contact metamorphism of the Noril'sk intrusions. Moscow, Nauchnyi Mir Publ., 318 p. (In Russ.)
- Urvantsev N.N., Kavardin G.G., Staritsyna G.N. (eds). (1973) North-Siberian nickel-bearing region and its commercial perspectives. Leningrad, Nedra Publ., 128 p. (In Russ.)
- Vaulin L.L., Sedykh Yu.N., Kravtsov V.F. (1978) Nickel potential of the Noril'sk-Kharaelakh ore zone. *Exploration and protection of mineral resources*, **5**, 6-10. (In Russ.)
- Vaulin L.L., Sukhanova E.N. (1970) Oktyabr'skoe copper-nickel deposit. *Protection and Prospecting*, **4**, 48-52. (In Russ.)
- Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E. (2001). Central Taimyr accretionary belt (Arctic Asia): Meso-Neoproterozoic tectonic evolution and Rodinia breakup. *Precamb. Res.*, **110**, 127-141.
- Walker R.J., Morgan J.W., Horan M.F., Czamanske G.K., Krogstad E.J., Fedorenko V.A., Kunilov V.E. (1994) Re-Os isotopic evidence for an enriched-mantle source for the Noril'sk-type, ore-bearing intrusion, Siberia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **58**, 4179-4197.
- Yakubchuk A., Nikishin A. (2004) Norilsk-Talnakh Cu-Ni-PGE deposits: A revised tectonic model. *Mineral. Depos.*, **39**, 125-142.
- Yao Z.-s., Mungall J.E. (2021) Linking the Siberian flood basalts and giant Ni-Cu-PGE sulfide deposits at Norilsk. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **126**, e2020JB020823. <https://doi.org/10.1029/2020JB020823>
- Yudina V.V. (1973) Magnesian and lime skarns and skarnoids of the Talnakh ore node. *Issues of mineralogy, geochemistry and genesis of nickel and PGE deposits. Proc. TsNIGRI*, **108**, 58-85. (In Russ.)
- Zolotukhin V.V. (1964) Main regularities of prototectonics and issues of the emplacement of ore-bearing trap intrusions. Moscow, Nauka Publ., 177 p. (In Russ.)
- Zolotukhin V.V., Ryabov Y.A., Vasil'ev Y.R., Shatkov V.A. (1975) Petrology of the Talnakh ore-bearing differentiated trap intrusion. Novosibirsk, Nauka Publ., 436 p. (In Russ.)
- СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**
- Батуев Б.Н. (1972) Петрология метаморфических и метасоматических формаций Талнахского рудного узла. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л., 31 с.
- Белоусов В.В. (1982) Переходные зоны между континентами и океанами. М.: Недра, 150 с.
- Ваулин Л.Л., Седых Ю.Н., Кравцов В.Ф. (1978) Никеленосность Норильско-Хараелакской рудной зоны. *Разведка и охрана недр*, (5), 6-10.
- Ваулин Л.Л., Суханова Е.Н. (1970) Октябрьское медно-никелевое месторождение. *Охрана и разведка недр*, (4), 48-52.
- Гаранин В.К., Крот А.Н., Кудрявцева Г.П. (1988) Сульфидные включения в минералах из кимберлитов. Ч. 2. М.: МГУ, 174 с.
- Геология и полезные ископаемые России. Восточная Сибирь. Том 3. (2002) (Ред. Н.С. Малич, Е.П. Миронюк, Е.В. Туганова). СПб.: ВСЕГЕИ, 396 с.
- Геология медно-никелевых месторождений. (1990) (Ред. Г.И. Горбунов). Л.: Наука, 280 с.
- Глубинные условия эндогенного рудообразования. (1986) (Ред. В.И. Смирнов). М.: Наука, 271 с.
- Государственный доклад о состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2018 году. (2019) М.: Мин-во природных ресурсов и экологии РФ, 422 с.
- Дистлер В.В., Гроховская Т.Л., Евстигнеева Т.Л., Служеникин С.Ф., Филимонова А.А., Дюжиков О.А., Лапутина И.П. (1988) Петрология сульфидного магматического рудообразования. М.: Наука, 232 с.
- Дистлер В.В., Илупин Н.П., Лапутина И.П. (1987) Глубинные сульфиды кимберлитов и некоторые особенности медно-никелевого образования. *Известия АН СССР. Серия геол.*, (4), 78-87.
- Дистлер В.В., Служеникин С.Ф., Кабри Л.Дж., Криволицкая Н.А., Туровцев Д.М., Голованова Т.А., Мохов А.В., Кнауф В.В., Олешкевич О.И. (1999) Платиновые руды Норильских расслоенных интрузивов: соотношение магматического и флюидного концентрирования. *Геология руд. месторождений*, **41**(3), 241-265.
- Додин Д.А., Батуев Б.Н. (1971) Геология и петрология Талнахских дифференцированных интрузий и их метаморфического ореола. *Петрология и рудоносность талнахских и норильских дифференцированных интрузий*. Л.: Недра, 31-100.
- Дюжиков О.А., Дистлер В.В., Струнин Б.М., Мкртычян А.К., Шерман М.Л., Служеникин С.Ф., Лурье А.М. (1988) Геология и рудоносность Норильского района. М.: Наука, 279 с.
- Дюжиков О.А., Курбатов И.И., Лапутина И.П., Мкртычян А.К., Романов А.П., Служеникин С.Ф. (1995) Платиноидные плагиооливиниты – новая рудоносная магматическая формация Таймыра. *Докл. АН*, **340**(2), 212-217.
- Егоров В.Н., Суханова Е.Н. (1963) Талнахский рудоносный интрузив на северо-западе Сибирской платформы. *Разведка и охрана недр*, (1), 17-21.
- Золотухин В.В. (1964) Основные закономерности прототектоники и вопросы формирования рудоносных трапповых интрузий. М.: Наука, 177 с.
- Золотухин В.В., Рябов В.В., Васильев Ю.Р., Шатков В.А. (1975) Петрология Талнахской рудоносной дифференцированной трапповой интрузии. Новосибирск: Наука, 432 с.
- Иванов М.К., Иванова Т.К., Тарасов А.В., Шатков В.А. (1971) Особенности петрологии и оруденения дифференцированных интрузий Норильского рудного поля (месторождения Норильск-1, Норильск-2, горы Черной). *Петрология и рудоносность талнахских и норильских дифференцированных интрузий*. Л.: Недра, 197-304.
- Карта перспективной оценки минеральных ресурсов территории СССР. Масштаб 1 : 7 500 000. Медь. (1976) (Ред. И.Г. Павлов). Объяснительная записка к карте. Л.: Картограф. фабрика ВСЕГЕИ.
- Карта перспективной оценки минеральных ресурсов территории СССР. Масштаб 1 : 7 500 000. Никель. (1979) (Ред. И.В. Ляхницкая, Б.М. Михайлов, Е.В. Туганова). Объяснительная записка к карте. Л.: Картограф. фабрика ВСЕГЕИ.
- Комарова М.З., Козырев С.М., Кокорин Н.И., Кнауф В.В. (1999) Расслоенная интрузия реки Дюмталей. Петрология и рудоносность. *Недра Таймыра. Вып. 3*. (Ред.

- О.Н. Симонов). Норильск: ВСЕГЕИ, 42-67.
- Коровяков И.А., Нелюбин А.Е., Райкова З.А. Хортова Л.К. (1963) Происхождение норильских трапповых интрузий, несущих сульфидные медно-никелевые руды. М.: Госгеотехиздат, 101 с.
- Кравцов В.Ф. (2003) История открытий медно-никелевых месторождений в Норильском районе. *Очерки по истории открытия минеральных богатств Таймыра* (Ред. А.Г. Самойлов). Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео", 21-39.
- Крылов С.В. (1976) О причинах аномальных свойств мантии в рифтовых зонах. *Геология и геофизика*, 17(4), 3-18.
- Лихачев А.П. (1986) Генетические основы поисков медно-никелевых месторождений. *Условия образования рудных месторождений*. М.: Наука, 636-641.
- Люлько В.А., Амосов Ю.Н., Козырев С.М., Комарова М.З., Рябкин В.А., Радько В.А., Симонов О.Н., Рочев Н.В. (2002) Состояние рудной базы цветных и благородных металлов в Норильском районе и направления первоочередных геологоразведочных работ. *Руды и металлы*, (5), 66-82.
- Ляхницкая И.В., Туганова Е.В. (1977) Региональные и локальные закономерности размещения медно-никелевых сульфидных месторождений. Л.: Недра, 77 с.
- Малич К.Н. (1999) Платиноиды клинопироксенит-дунитовых массивов Восточной Сибири (геохимия, минералогия, генезис). СПб.: Санкт-Петербургская картограф. фабрика ВСЕГЕИ, 296 с.
- Малич К.Н., Баданина И.Ю., Романов А.П., Служеникин С.Ф. (2016) U-Pb возраст и Hf-Nd-Sr-Cu-S изотопная систематика Бинюдинского и Дюмталейского рудоносных интрузивов (Таймыр, Россия). *Литосфера*, 16(1), 107-128.
- Малич К.Н., Баданина И.Ю., Туганова Е.В. (2018a) Рудоносные ультрамафит-мафитовые интрузивы Полярной Сибири: возраст, условия образования, критерии прогноза. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 287 с.
- Малич К.Н., Петров О.В., Туганова Е.В., Шевченко С.С., Бочаров С.Н., Капитонов И.Н. (2009) Изотопно-геохимические критерии выявления платиноидно-медно-никелевых сульфидных руд норильского типа (Россия): S и Cu изотопные данные. *Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанных с ними месторождения. Мат-лы 3-й Межд. конф.* Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, Т. 2, 38-41.
- Малич Н.С., Гринсон А.С., Туганова Е.В., Чернышев Н.М. (1989) Рифтогенез Сибирской платформы. *Тектонические процессы. 28-я сессия МГК*. М.: Наука, 184-193.
- Малич Н.С., Масайтис В.Л., Сурков В.С. (ред.). (1987) Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Сибирская платформа. Т. 4. Л.: Недра, 448 с.
- Малич Н.С., Туганова Е.В., Гринсон А.С. (1988) Геодинамическая обстановка образования Cu-Ni месторождений норильского типа. *Никеленосность базит-гипербазитовых комплексов Норильского региона*. Апатиты: Изд-во Кольского фил. АН СССР, 44-47.
- Металлогеническая карта северо-запада Сибирской платформы. Масштаб 1 : 500 000. (1987) (Гл. ред. Н.С. Малич) (карта на 16 л). Объяснительная записка. Л.: Картограф. фабрика ВСЕГЕИ, 149 с.
- Металлогеническая карта Сибирской платформы. Масштаб 1 : 2 500 000. (1984) (Гл. ред. Н.С. Малич) (карта на 6 л). Л.: Картограф. фабрика ВСЕГЕИ.
- Налдретт А.Дж. (1984) Сульфидные никелевые месторождения: классификация, состав, генезис. *Генезис рудных месторождений*, 2. М.: Мир, 253-345.
- Петров О.В., Малич К.Н., Туганова Е.В., Пушкарев Ю.Д., Баданина И.Ю., Крымский Р.Ш., Капитонов И.Н., Дистлер В.В., Служеникин С.Ф., Кнауф В.В., Белоусова Е.А., Гриффин В.Л., Романов А.П., Туганова С.М., Бочаров С.Н., Богомолов Е.С., Прасолов Э.М., Халенев В.О., Лохов К.И., Матуков Д.И. (2009) Опыт-методические работы по разработке прогнозно-поискового изотопно-геохимического комплекса на металлы платиновой группы, золото, медь, никель и кобальт в расслоенных массивах севера Центральной Сибири (Красноярский край). *Изв. ВСЕГЕИ 2008 г.*, 56. СПб.: ВСЕГЕИ, 248-262.
- Петрологические особенности и прогнозное районирование никеленосных трапповых полей севера Красноярского края. (1983) (Ред. А.Н. Вишневецкий). Л.: Недра, 143 с.
- Поисковые критерии сульфидных руд норильского типа. (1978) (Ред. В.С. Соболев). Новосибирск: Наука, 167 с.
- Полферов Д.В. (1979) Геология, геохимия и генезис месторождений медно-никелевых сульфидных руд. Л.: Недра, 294 с.
- Принципы и методы прогноза скрытых месторождений меди, никеля, кобальта. (1987) (Авторы: Бородаевская М.Б., Кривцов А.И., Лихачев А.П., Мигачев И.Ф., Самонов И.З., Володин Р.Н.). М.: Недра, 246 с.
- Радько В.А. (2016) Фации интрузивного и эффузивного магматизма Норильского района. СПб.: Картограф. фабрика ВСЕГЕИ, 226 с.
- Рамберг И., Морган П. (1984) Физическая характеристика и направления эволюции континентальных рифтов. *Тектоника. 27-й Межд. геол. конгресс*. М.: Наука, 78-109.
- Ржевский В.Ф., Мирошников А.Е., Душаткин А.Б., Шкляр Г.К. (1980) Меденосность верхнедевонских отложений Игарского района. *Процессы осадочного и вулканогенно-осадочного накопления цветных металлов (Сибирь и Дальний Восток)* (Ред. Ю.П. Казанский, Л.Ф. Наркелюн). Новосибирск: Наука, 81-84.
- Роговер Г.Б. (1959) Месторождение Норильск-1. М.: Госгеолтехиздат, 168 с.
- Романов А.П., Курбатов И.И., Малич К.Н., Снисар С.Г., Бородина Е.В., Ерыкалов С.П., Кокорин Н.И. (2011) Ресурсный потенциал платиновых металлов Западного Таймыра. *Платина России. Сб. науч. тр. Т. VII* (Гл. ред. Д.А. Додин). Красноярск: Знак, 135-160.
- Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. (1988) (Ред. А.А. Оболенский, В.И. Сотников, В.Н. Шарапов). Новосибирск: Наука, 344 с.
- Самойлов А.Г. (1983) Геохимические поиски медно-никелевых месторождений по потокам рассеяния в Норильском районе. *Прогнозирование и оценка никеленосности новых рудных районов на севере Сибирской платформы*. Л., 125-133.
- Служеникин С.Ф., Дистлер В.В., Дюжиков О.А., Кравцов В.Ф., Кунилов В.Е., Лапутина И.П., Туров-

- цев Д.М. (1994) Малосульфидное платиновое оруденение в норильских дифференцированных интрузивах. *Геология руд. месторождений*, **36**(3), 195-217.
- Служеникин С.Ф., Малич К.Н., Григорьева А.В. (2018) Базит-гипербазитовые интрузивы круглогорского типа: петрология и рудоносность (Норильский район). *Петрология*, **26**(3), 282-316.
- Служеникин С.Ф., Малич К.Н., Туровцев Д.М., Григорьева А.В., Баданина И.Ю. (2020a) Зубовский тип дифференцированных базит-гипербазитовых интрузивов Норильского района: петрогеохимические характеристики и рудоносность. *Петрология*, **28**(5), 511-544.
- Сотников А.А. (1919) К вопросу об эксплуатации Норильского (Дудинского) месторождения каменного угля и медной руды в связи с практическим осуществлением и развитием Северного морского пути. Томск, 54 с.
- Старицкий Ю.Г., Драгунов В.И., Туганова Е.В. (1960) Перспективы никеленосности северо-западной части Сибирской платформы. *Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия. Вып. 31*, 37-44.
- Степанов В.К. (1989) Медно-никелевые месторождения. *Методика крупномасштабного и локального прогноза месторождений цветных и благородных металлов и алмазов*. М.: ЦНИГРИ, 126-143.
- Тарасов А.В. (1983) Структурно-геологические условия локализации базит-гипербазитовых интрузивов в промышленных медно-никелевых рудных полях севера Сибирской платформы. *Петрологические особенности и прогнозное районирование никеленосных трапповых полей севера Красноярского края*. Л.: Недра, 81-115.
- Туганова Е.В. (1988) Генетическая модель сульфидной никелево-медной формации норильского типа. *Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций*. Новосибирск: Наука, 197-204.
- Туганова Е.В. (1991) Петролого-геодинамическая модель образования сульфидных Си-Ni месторождений. *Геология и геофизика*, **32**(6), 3-11.
- Туганова Е.В. (2000) Формационные типы, генезис и закономерности размещения сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений. СПб.: ВСЕГЕИ, 102 с.
- Туганова Е.В. (1992) Раннепротерозойский вулканизм Игарского поднятия (нижнее течение р. Енисей). *Геология и геофизика*, **33**(2), 58-67.
- Туганова Е.В., Малич К.Н. (1990) К вопросу о платиноносности интрузий норильского типа. *Докл. АН СССР*, **313**(1), 178-183.
- Туровцев Д.М. (1970) Условия формирования формации контактовых роговиков в ореолах дифференцированных трапповых интрузий на Талнахском месторождении. *Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы*. М.: Наука, 211-232.
- Туровцев Д.М. (1986) Типы контактово-метаморфических ореолов безрудных и рудоносных трапповых интрузий Норильского района в связи с критериями никеленосности магматических комплексов. *Оценка и критерии никеленосности магматических комплексов рудных районов*. Тр. ЦНИГРИ, **209**, 28-33.
- Туровцев Д.М. (2002) Контактный метаморфизм норильских интрузий. М.: Научный мир, 318 с.
- Урванцев Н.Н., Кавардин Г.Г., Старицина Г.Н. (ред.) (1973) Северосибирский никеленосный район и его промышленные перспективы. Л.: Недра, 128 с.
- Чернышев Н.М. (1991) Структурно-вещественная эволюция сульфидно-никелевых рудно-магматических систем докембрия. *Геология и геофизика*, **32**(6), 11-20.
- Чувардинский В.Г. (1990) Валунный метод поисков сульфидных медно-никелевых руд и перспективы его применения на Кольском полуострове. *Геология медно-никелевых месторождений СССР*. Л.: Наука, 210-217.
- Щеглов А.Д., Говоров Н.И. (1985) Нелинейная металлогения и глубины Земли. М.: Наука, 325 с.
- Юдина В.В. (1973) Магнезиальные и известковые скарны и скарноиды Талнахского рудного узла. *Вопросы минералогии, геохимии и генезиса никелевых и платиновых месторождений*. Тр. ЦНИГРИ, **108**, 58-85.

УДК 553.078.2

DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-5-683-698

## Полдневское месторождение демантоида (Средний Урал): геология и минералогия

Е. С. Карасева<sup>1</sup>, А. Ю. Кисин<sup>1,2</sup>, В. В. Мурзин<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15,  
e-mail: lizavetakarasyova@outlook.com

<sup>2</sup>Уральский государственный горный университет, 620144, г. Екатеринбург, ул. Куйбышева, 30

Поступила в редакцию 17.02.2021 г., принята к печати 16.04.2021 г.

**Объект исследований.** В статье приведены результаты изучения геологии и минералогии Полдневского месторождения демантоида. **Материалы и методы.** Фактический материал собран при полевых исследованиях. Образцы демантоида предоставлены владельцами рудника. Горные породы и жильные минералы изучались в шлифах, полированных образцах и прозрачных шлифах; химический состав определялся методами рентгенофлуоресцентной спектроскопии, сканирующей электронной микроскопии, электронно-зондовым рентгено-спектральным микроанализом, масс-спектрометрией с индуктивно-связанной плазмой с лазерным пробобором (LA-ICP-MS). **Результаты.** Коркодинский ультрабазитовый массив, вмещающий месторождение, в процессе подъема испытал сильную декомпрессию и синдекомпрессионное минералообразование. На раннем этапе в дуните образовались жилы клинопироксена, также испытавшие декомпрессионное растрескивание. Затем породы испытали антигортитизацию и появление жильного антигортита, сменившегося жилами клинохризотила (+ магнетит ± карбонат ± демантоид). Далее следует образование лизардита (+ магнетит ± карбонат ± демантоид), который развивается и по более ранним жильным серпентинам. Демантоид представлен округлыми зернами и также округлыми агрегатами зерен с признаками роста в условиях всестороннего растяжения. Преобладающая окраска буровато-зеленая, желто-зеленая, реже зеленая и темно-зеленая. Зеленый и темно-зеленый демантоиды содержат 0.52–2.3 мас. %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ . В центральной части некоторых зерен и агрегатов демантоида наблюдается коричневая окраска, вызванная присутствием  $\text{TiO}_2$ , чье содержание достигает 1 мас. %. Демантоиды Полдневского месторождения имеют типоморфные признаки демантоидов уральского типа (включения типа “конский хвост”). Распределение демантоида гнездообразное. Протяженность жил с демантоидом составляет первые метры. Предполагается их столбообразная форма. **Заключение.** Наибольшую сохранность демонстрируют демантоиды из гнезд в серпентинизированных массивных или брекчиевидных дунитах. Гнезда демантоида в сильно серпентинизированных породах подверглись тектоническому раздавливанию и практически не содержат ювелирного камня.

**Ключевые слова:** геология нерудных месторождений, драгоценные камни, гранат, демантоид, Урал

### Источник финансирования

Работа выполнена в рамках гос. задания: № гос. рег. АААА-А18-118052590028-9 с использованием оборудования ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН, комплексное развитие которого осуществляется при финансовой поддержке гранта Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, соглашение № 075-15-2021-680

## The Poldnevskoye deposit of demantoid (Middle Urals): Geology and mineralogy

Elizaveta S. Karaseva<sup>1</sup>, Alexander Yu. Kissin<sup>1,2</sup>, Valery V. Murzin<sup>1</sup>

<sup>1</sup>A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia,  
e-mail: lizavetakarasyova@outlook.com

<sup>2</sup>Ural Mining University, 30 Kuibyshev st., Ekaterinburg 620144, Russia

Received 17.02.2021, accepted 16.04.2021

**Research subject.** The results of studying the geology and mineralogy of the Poldnevskoye deposit of demantoid are presented. **Material and methods.** The factual material was collected during field research. Demantoid samples were pro-

**Для цитирования:** Карасева Е.С., Кисин А.Ю., Мурзин В.В. (2021) Полдневское месторождение демантоида (Средний Урал): геология и минералогия. *Литосфера*, 21(5), 683–698. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-5-683-698>

**For citation:** Karaseva E.S., Kisin A.Yu., Murzin V.V. (2021) The Poldnevskoye deposit of demantoid (Middle Urals): Geology and mineralogy. *Lithosphere (Russia)*, 21(5), 683–698. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-5-683-698>

© Е.С. Карасева, А.Ю. Кисин, В.В. Мурзин, 2021

vided by mine owners. Rock and vein minerals were studied in hand specimens, polished specimens and thin sections; the chemical composition was determined by X-ray fluorescence spectroscopy, scanning electron microscopy, electron probe X-ray spectral microanalysis, inductively coupled plasma mass spectrometry with laser sampling (LA-ICP-MS). *Results.* The Korkodinsky ultrabasic massif containing the deposit experienced strong decompression and syndecompression mineral formation during the ascent. At an early stage, veins of clinopyroxenite formed in dunite, which also experienced decompression cracking. Then the rocks underwent antigoritization and the appearance of vein antigorite, which was replaced by veins of clinochrysotile (+ magnetite ± carbonate ± demantoid). This was followed by the formation of lizardite (+ magnetite ± carbonate ± demantoid), which also developed along the earlier vein serpentines. Demantoid is represented by rounded grains and rounded grain aggregates with the signs of growth under the conditions of all-round extension. The predominant color is brownish-green, yellow-green, rarely green and dark green. Green and dark green demantoids contain Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0.52–2.3 wt %. In the central part of some grains and demantoid aggregates, a brown color is observed, which binds to TiO<sub>2</sub>, the content of which reaches 1 wt %. The demantoids of the Poldnevskoye deposit bear typomorphic features of the Ural-type demantoids (inclusions of the “horse’s tail” type). The distribution of demantoid is nested. The length of the veins with demantoid is first meters. Their pillar-like shape is assumed. *Conclusion.* Demantoids from nests in serpentized massive or brecciform dunites are more intact; demantoid nests in strongly serpentized rocks were tectonic crushed and contain little gemstone.

**Keywords:** *geology of non-metallic deposits, gemstones, garnet, demantoid, Ural*

#### Funding information

*The work was carried out within the framework of the state assignments: No. reg. AAAA-A18-118052590028-9, using the equipment of the Geoanalyst Shared Use Center of the IGG UB RAS, the comprehensive development of which is carried out with the financial support of a grant from the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation, agreement No. 075-15-2021-680*

## ВВЕДЕНИЕ

Демантоид – ювелирная зеленая разновидность андрадита, впервые выявленная на Урале в россыпях по р. Бобровка (около с. Елизаветинское, в 30 км к юго-западу от г. Нижний Тагил), в начале XIX в. Первоначально ошибочно был принят за хризолит (ювелирную разновидность оливина). Современное название демантоиду дал финский минералог Н. Норденшельд в 1856 г. за сильную дисперсию (0.057), сравнимую с дисперсией алмаза (0.044). В 1874 г. демантоиды были случайно обнаружены в золотоносных россыпях в окрестностях с. Полдневая, в 100 км к югу от г. Екатеринбург, В.Г. Калугиным и А.В. Калугиным снова назвавшими его хризолитом. Диагностику минерала удалось сделать только в 1879 г., после изучения его химического состава горным инженером А.А. Лёшем, показавшим, что это гранат андрадит. В 1881 г. аналогичные результаты были получены Р. Николаевым по демантоидам Елизаветинской Бобровки. Несмотря на это, название “хризолит” еще долгое время использовалось горщиками для этого ювелирного камня.

Находки демантоида в коренном залегании известны с конца XIX в. в верховьях руч. Хризолитка (Полдневское месторождение). В 30-х гг. прошлого века они изучались Г.Н. Вертушковым (Киевленко, 2000), а в 1978–1979 гг. – А.Ю. Кисиним (1990). Позднее демантоид был установлен в ко-

ренном залегании на Верхнейвинском гипербазитовом массиве (в 50 км к северо-западу от г. Екатеринбург) (Murzin et al., 1995), на Полярном Урале (Phillips, Talantsev, 1996), Корякском нагорье и Камчатке (Кутыев и др., 1983; Крылова и др., 1985; Семенов, 1988; Семенов и др., 2003; и др.). За рубежом демантоиды известны в Италии (Киевленко, 2000; Adamo et al., 2009), Азербайджане (Кашкай, 1939), Иране (Du Toi et al., 2006), Пакистане (Milisenda et al., 2001, Palke, epardieu), США, Китае (Liu et al., 1986), Словакии (Štubňa et al., 2019), а также в Намибии (Giuliani et al., 2017) и на Мадагаскаре (Danet, 2009; Rondeau et al., 2009).

В коренном залегании демантоид известен в альпинотипных дунит-клинопироксенитовых массивах и гранатовых скарнах (в зарубежной литературе – уральский и намибийский типы соответственно). К уральскому типу относятся все первичные проявления и месторождения демантоида Урала, Камчатки, Кавказа, Альп, Ирана и Калифорнии. Скарновые демантоиды добываются в Намибии и на севере Мадагаскара. Промышленно значимыми являются аллювиально-делювиальная россыпь Елизаветинская Бобровка (г. Нижний Тагил) и первичные месторождения Полдневское, Коркодинское, а также месторождения Намибии и Мадагаскара.

Несмотря на длительную историю исследований, геология Полдневского месторождения изучена очень слабо. Отдельные сведения о месторож-

дении изложены в нескольких производственных отчетах, обзорных монографиях и ряде небольших статей (Киевленко и др., 1974; Кисин, 1990; Иванов, 1998; Поляков, 1999; Киевленко, 2000; Карасева, Кисин, 2019; Кисин и др., 2020). В данной статье приводятся обзор и обобщение данных по геологии и минералогии этого месторождения с учетом материалов литературных источников и результатов авторских исследований в период 2018–2020 гг.

## ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИИ РАЙОНА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Полдневское месторождение демантоида расположено на границе Свердловской и Челябинской областей, в зоне сочленения Восточно-Уральской, Центрально-Уральской и южной части Тагильской мегазон. Границы мегазон тектонические, фиксируются Серовско-Маукским (СМР) и Главным Уральским (ГУР) разломами, трассируемыми гипербазитовыми массивами и серпентинитовым меланжем.

Месторождение приурочено к Коркодинскому гипербазитовому массиву, описание которого приводится по Р.Д. Калугиной с соавторами (2017). Протяженность массива около 12 км при ширине до 2 км. Ориентировка северо-северо-западная согласно вмещающему одноименному разлому, входящему в зону ГУР (рис. 1). По кинематике Коркодинский разлом отвечает региональному левому взбросо-сдвигу предположительно позднепалеозойского возраста ( $C_3-P_1$ ). В строении массива принимают участие дуниты и клинопироксениты, реже гарцбургиты, очень редко верлиты и вебстериты. Породы в значительной степени серпентинизированы и тектонизированы. В ассоциации с ультрабазитами отмечены эклогитоподобные амфиболиты. По современным представлениям, Коркодинский массив имеет форму пластины толщиной 200–300 м, пологозалегающей на нижнепалеозойских породах и перемещенной с востока на запад в составе более крупного надвига. Лежачий контакт пластины падает под углом 45–50°, а висячий – под углом 20–70° на восток. Деформации пластины сопровождались динамометаморфизмом, разлинзованием и будинированием серпентинитов: угол падения линейности 70–80° по азимуту 120–140°. В меловое время массив был осложнен пологим надвигом (аз. пад. 110–140°, <10–25°), который также сопровождался разлинзованием и будинированием серпентинитов.

Таким образом, зона смятия Коркодинского разлома отличается неоднократными подвижками различной кинематики: ранний ( $C_3-P_1$ ) – левый сдвиг-взброс восточного падения, сопровождаемый основной фазой динамометаморфизма, и более молодой пологий надвиг того же падения. По нашим представлениям (Кисин и др., 2020), “мо-

лодой надвиг” может оказаться лишь отражением низкотемпературной (поздней) серпентинизации ультрабазитов, сопровождаемой значительным положительным объемным эффектом, известным как “серпентинитовая тектоника”.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Основная масса материала для исследований была предоставлена геологами ООО “Маяк” и лично Т.В. Коньковым, одним из руководителей предприятия. Это образцы вмещающих пород и пород из жильной зоны с демантоидной минерализацией. Часть материала отобрана авторами непосредственно на объекте при посещении карьера. Из образцов вмещающих и жильных пород были изготовлены полированные шлифы, которые изучались под стереоскопическим микроскопом OLYMPUS BX51.

Состав минералов и пород изучался методами сканирующей электронной микроскопии, на микроскопе JSM-6390LV фирмы “Jeol” с энергодисперсионной приставкой INCA Energy 450 X-Max 80 при ускоряющем напряжении 20 кВ, эмиссионном токе 85 мкА, рабочем расстоянии 10 мм, времени накопления сигнала 30 с (аналитик Н.С. Чебыкин), рентгенофлуоресцентной спектроскопии на СРМ-35 и EDX-8000 (аналитики Н.П. Горбунова, Л.А. Татарина, Г.А. Аввакумова, А.К. Фокина) и электронно-зондовым рентгеноспектральным микроанализом на микроанализаторе Cameca SX-100 с пятью волновыми спектрометрами и энергодисперсионной приставкой Bruker XFlash 6 при ускоряющем напряжении 15 кВ, ток на образце 40 нА (аналитик И.А. Готтман). Для определения уровня содержания примесных элементов использовался метод масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой с лазерным пробоотбором (LA-ICP-MS), применяемый на зернах демантоида от темно-зеленого до желто-зеленого цвета (аналитик В.С. Червяковский). Все анализы выполнены в ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

**Геология Полдневского месторождения.** В настоящее время на Полдневском месторождении демантоида карьером и магистральными канавами протяженностью до 400 м вскрыты в различной степени серпентинизированные дуниты и клинопироксениты (рис. 2).

В северной части участка преобладают массивные крупнозернистые клинопироксениты и апоклинопироксенитовые антигоритовые серпентиниты (самая северная часть и вблизи восточного контакта), создающие положительные формы рельефа. Трещиноватость хаотичная. Наблюдается несколько резко выраженных логов северо-запад-

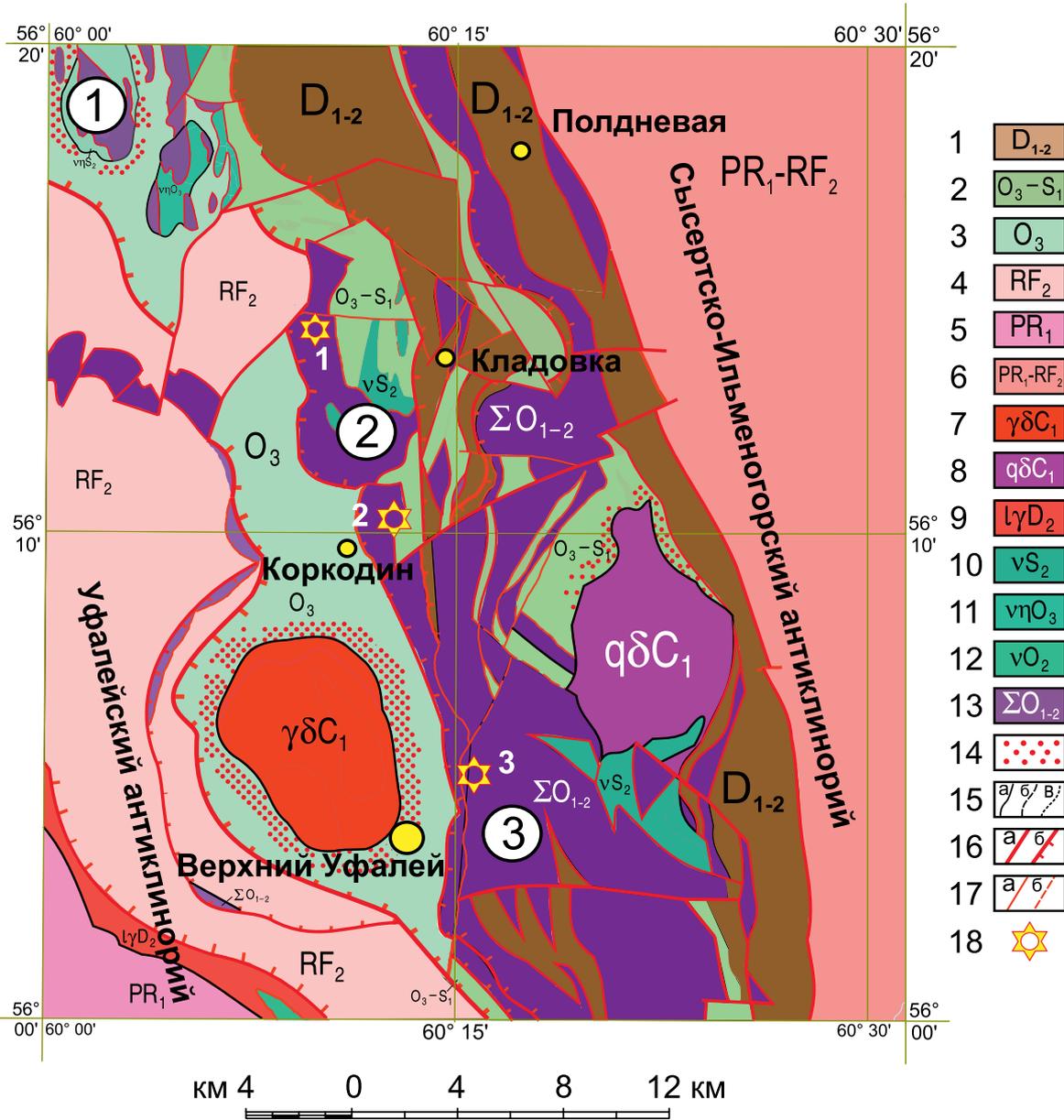


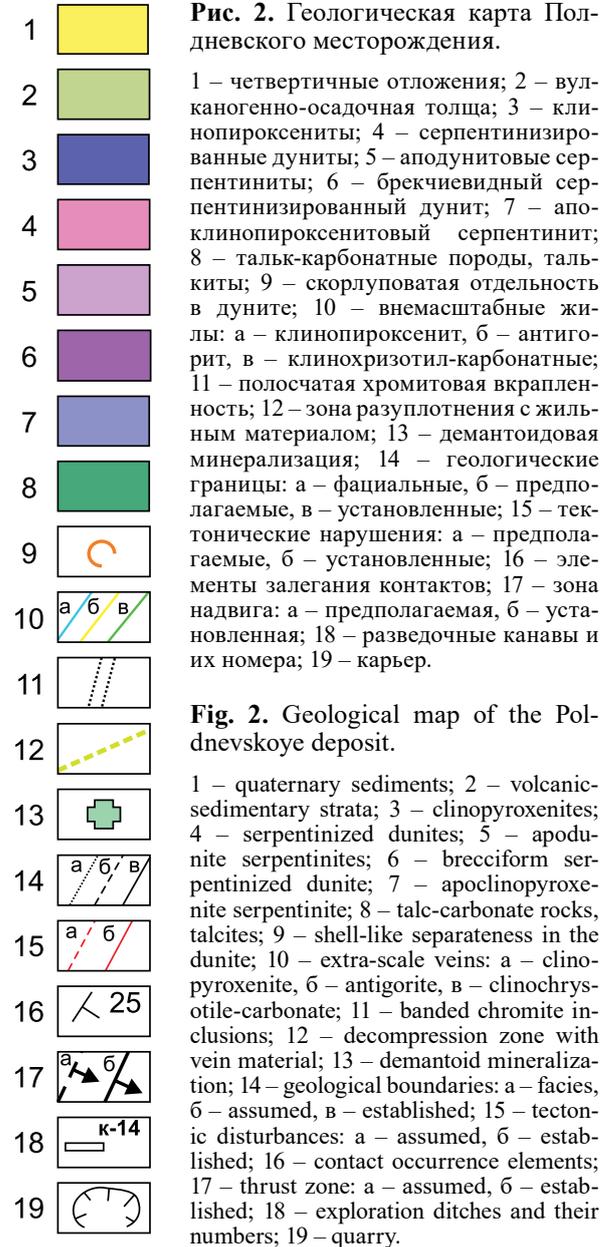
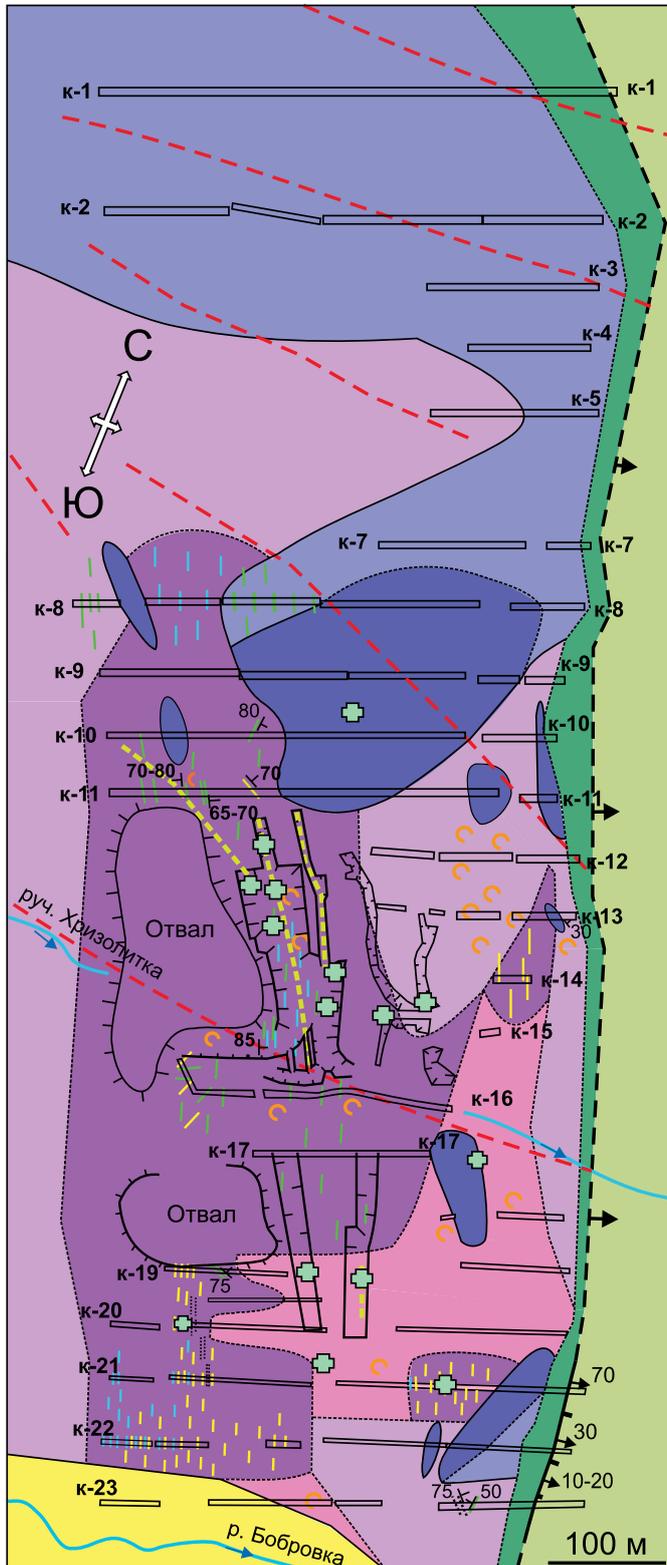
Рис. 1. Геологическая карта района (Калугина и др., 2017, с упрощениями).

1 – базальты, андезибазальты и их туфы, туфоконгломераты, туфопесчаники, серицит-кварцевые и альбит-хлоритовые сланцы, углистые алевролиты, мраморы ( $D_{1-2}$ ); 2 – базальты, дациты, риодациты, яшмоиды; зеленые сланцы ( $O_3-S_1$ ); 3 – metabasalts, green shales, carbon-sericite-quartz shales ( $O_3$ ); 4 – кварциты графитовые и слюдистые, сланцы хлорит-альбитовые, серицит-альбит-хлоритовые, амфиболиты ( $RF_2$ ); 5 – амфиболиты, гнейсы биотит-амфиболовые, мигматиты ( $PR_1$ ); 6 – кварциты графитовые и слюдистые, амфиболиты, мигматиты, плагиогнейсы и гнейсы биотитовые ( $PR_{1-2}$ ); 7 – тоналиты, граниты, лейкограниты ( $\gamma\delta C_1$ ); 8 – кварцевые диориты ( $q\delta C_1$ ); 9 – порфиридные граниты, лейкограниты ( $l\gamma D_2$ ); 10 – габбро ( $vS_2$ ); 11 – габбронориты ( $v\eta O_3$ ); 12 – метагаббро, эклогитоподобные амфиболиты ( $vO_2$ ); 13 – дуниты, гарцбургиты, клинопироксениты, серпентиниты, тальк-карбонатные породы, талькиты ( $\Sigma O_{1-2}$ ); 14 – контактовые роговики; 15 – геологические границы: а – достоверные, б – предполагаемые, в – межфациальные; 16 – крупные разломы (а) и надвиги (б); 17 – тектонические нарушения: а – достоверные, б – предполагаемые; 18 – месторождения алмазитоидов: 1 – Полдневское, 2 – Коркодинское, 3 – Уфалейское. Массивы ультрабазитов (цифры в кружках): 1 – Омутнинский, 2 – Коркодинский, 3 – Уфалейский.

Fig. 1. Geological map of the region (Kalugina et al., 2017, with simplifications).

1 – basalts, andesibasalts, and their tuffs, tuff conglomerates, tuff sandstones, sericite-quartz and albite-chlorite shales, carbonaceous siltstones, marbles ( $D_{1-2}$ ); 2 – basalts, dacites, rhyodacites, jasperoids; green shales ( $O_3-S_1$ ); 3 – metabasalts, green shales, carbon-sericite-quartz shales ( $O_3$ ); 4 – graphite and mica quartzites, chlorite-albite shales, sericite-albite-chlorite shales; amphibolites ( $RF_2$ ); 5 – amphibolites, biotite-amphibole gneisses, migmatites ( $PR_1$ ); 6 – graphite and mica quartzites, amphibolites, mig-

matites, plagiogneisses, and biotite gneisses (RF<sub>1-2</sub>); 7 – granites, leucogranites (γδC<sub>1</sub>); 8 – quartz diorites (qδC<sub>1</sub>); 9 – porphyry granites, leucogranites (1γD<sub>2</sub>); 10 – gabbro (υS<sub>2</sub>); 11 – gabbronorites (υμO<sub>3</sub>); 12 – metagabbro, eclogite-like amphibolites (υO<sub>2</sub>); 13 – dunites, harzburgites, clinopyroxenites, serpentinites, talc-carbonate rocks, talcites (ΣO<sub>1-2</sub>); 14 – hornfels; 15 – geological boundaries: a – reliable, б – assumed, в – interfacial; 16 – major faults (a) and thrusts (б); 17 – tectonic disturbances: a – reliable, б – assumed; 18 – deposits of demantoid: 1 – Poldnevskoye, 2 – Korkodinskoye, 3 – Ufaleyskoye. Massifs of ultrabasites (numbers in circles): 1 – Omutninsky, 2 – Korkodinsky, 3 – Ufaleysky.





**Рис. 3.** Скорлуповатость (шаровая отдельность) в дунитах Полдневского месторождения.

**Fig. 3.** Spherical separateness in the dunites of the Poldnevskoye deposit.

западного простирания; в траншеях им соответствуют зоны повышенной трещиноватости, что позволяет предполагать здесь небольшие тектонические нарушения. Судя по прямолинейности логов и симметричности их бортов, падение этих разломов субвертикальное.

Центральная и южная части участка сложены преимущественно дунитами, аподунитовыми антигоритовыми и лизардитовыми серпентинитами. Им отвечают пониженные формы рельефа. Преобладает мелкая, хаотичная трещиноватость, без жильного выполнения. Местами в дунитах и аподунитовых серпентинитах (см. рис. 2) наблюдается жильный материал, представленный жилами клинопироксенита, антигорита, хризотила, лизардита, карбонатов. Мощность жил до 2–3 см, редко больше, протяженность редко до 2–3 м; ориентировка жил хаотичная. Жильный материал местами может составлять 10–15% от объема породы.

В юго-восточной части участка в трех магистральных канавах вскрыт контакт тальк-карбонатных пород и тальцитов с серицит-кварц-хлоритовыми сланцами. Простирание контакта 330–340°, угол падения 20–70° СВ. Подвороты и складки волочения в сланцах указывают на тектоническую природу контакта с надвиговой кинематикой: сланцы надвинуты на ультрабазиты. Признаков сдвига не обнаружено.

**Петрография месторождения.** Дуниты на месторождении представлены крупными (0.5–2.0 м) блоками с характерной бурой каймой выветривания. Часто наблюдаются блоки овальной формы со скорлуповатой отдельностью: многочисленные концентрические трещины (рис. 3). Внутренняя часть таких блоков наименее затронута серпентинизацией: по оливину наблюдается петельчатая серпентинизация (лизардит?) с наложенными розетками антигорита; хромшпинелиды имеют магнетитовую кайму, а иногда скорлуповатую отдельность (Карасева, Кисин, 2019). Окраска темно-бурая. Концентрическую трещиноватость в дунитах можно было бы принять за физическое выветривание, но иногда к ним приурочены жилки хризотила, что указывает на средне- и низкотемпературный гидротермальный процесс. Длина индивидов хризотила достигает 3 см; их ориентировка в смежных жилках может значительно отличаться, вплоть до 90°. Волокна, образующие острый угол с бортами трещины, могут быть совместно изогнуты на угол до 60°, что указывает на деформации кручения в процессе раскрытия трещин и их синхронного минерального заполнения.

Широко распространены на месторождении дуниты с брекчиевидной текстурой (рис. 4а), отличающиеся от описанных дунитов светло-коричневой окраской, более интенсивной серпентинизацией,

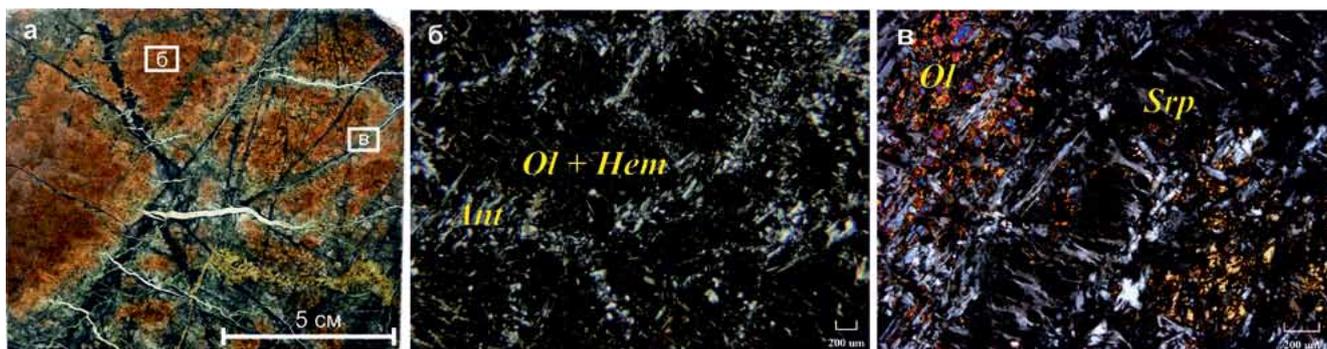


Рис. 4. Брекчиевидный серпентинизированный дунит.

а – общий вид, б – антигоритизация оливина, в – микропрожилки серпентинита в дуните. *Ol* – оливин, *Srp* – серпентин, *Hem* – гематит, *Ant* – антигорит.

Fig. 4. Brecciform serpentinized dunite.

а – general view, б – antigoritization of olivine, в – micro-veins of serpentinite in dunite. *Ol* – olivine, *Srp* – serpentine, *Hem* – hematite, *Ant* – antigorite.

начинающейся от границ зерен оливина и сопровождаемой отложением гематита (рис. 4б); порода содержит большое количество разновозрастного, различного по минеральному составу жильного материала (рис. 4в). В шлифах наблюдаются реликты оливина на фоне антигоритового серпентинита. Наиболее ранние трещины преимущественно тонкие, протяженные, прямолинейные, сколового характера; к ним приурочены скопления тонкозернистого магнетита и околотрещинная антигоритизация. На них накладывается антигоритизация, контролируемая трещинами очень сложной морфологии (имеет фиштактовую окраску, см. рис. 4а). Ширина зон серпентинизации сильно варьирует даже вдоль одной трещины. Скопления магнетита также широкие, без резких границ. Наиболее поздние прожилки представлены светлым lizardite типа офита и карбонатом; карбонат образует субогласные борты трещины прожилки в lizardite. Форма прожилков lizardite с карбонатом линзовидная, извилистая.

Тела средне- и крупнозернистых клинопироксенитов широко распространены среди дунитов. Форма тел линзовидная, жилообразная, неправильная; размеры от прожилков до нескольких сотен метров. Контакты резкие, извилистые (рис. 5а).

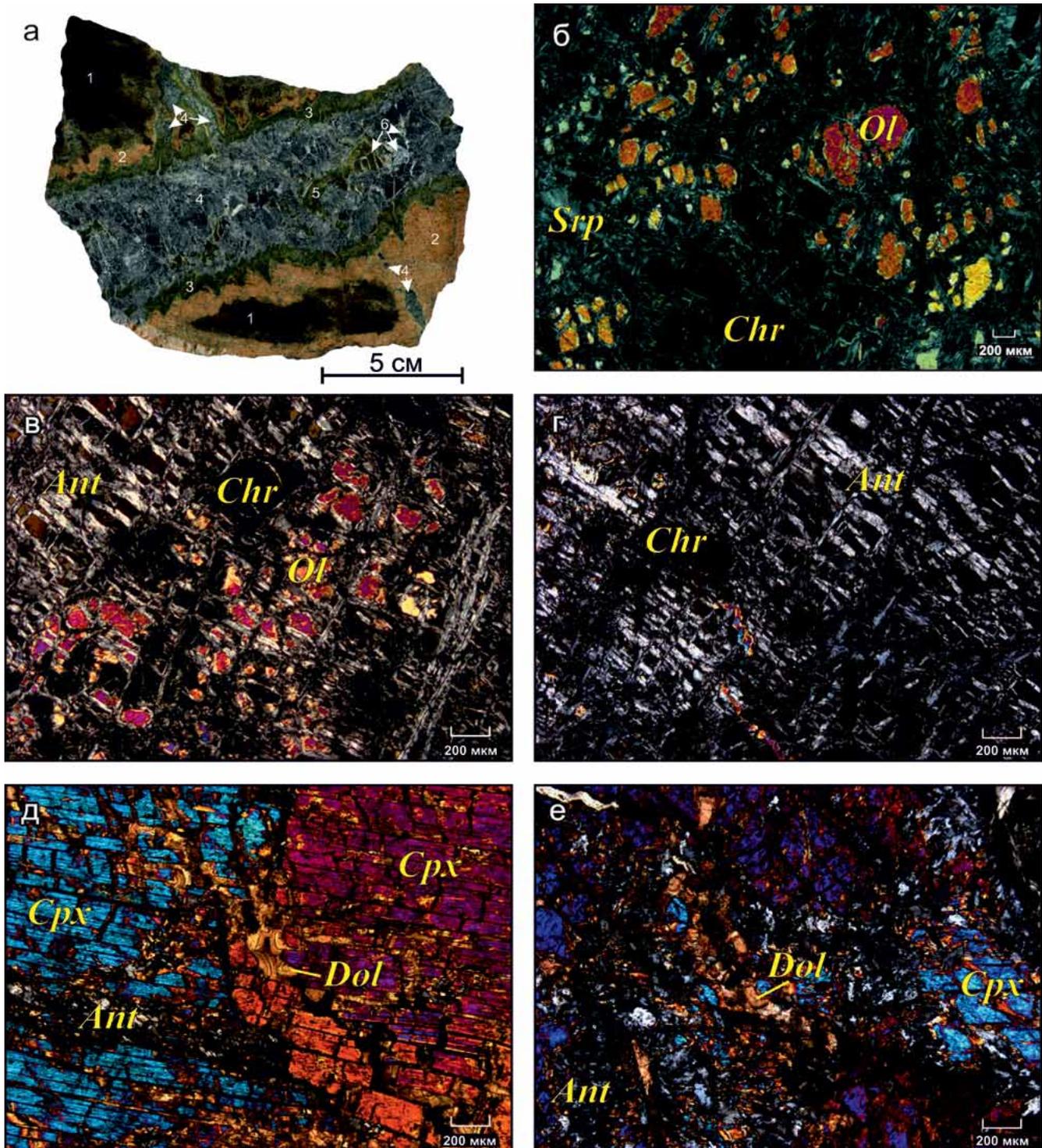
Дунит массивный, мелкозернистый, темно-бурого цвета, слабо серпентинизированный (рис. 5б), с вкрапленностью акцессорной хромшпинели. Ближе к клинопироксениту окраска дунита меняется на светло-коричневую, а степень серпентинизации породы возрастает (см. рис. 5а, в). В контакте с клинопироксенитом развит аподунитовый серпентинит с вкрапленностью акцессорной хромшпинели (см. рис. 5г). Клинопироксенит катаклазирован; под микроскопом показывает микро-

блоковое (катакластическое) строение (см. рис. 5д), иногда волнистое угасание. По диопсиду местами развивается антигоритовая серпентинизация (см. рис. 5е) с включениями мелкого, пылевидного магнетита. Трещиноватость в клинопироксените хаотичная, зияющая, местами с серпентин-карбонатным выполнением (см. рис. 5д) (Карасева, Кисин, 2019). Трещины короткие, приурочены к границам зерен и плоскостям спайности диопсида, без сдвига (трещины растяжения); некоторые из них выходят из клинопироксенита в дунит и выклиниваются через 3–15 мм. Тип трещин и их минерального выполнения одинаковый как в клинопироксените, так и в развитом по нему антигоритовом серпентините. Результаты рентгенофлуоресцентного анализа серпентинизированных дунитов и жильных клинопироксенитов приведены в табл. 1, микроанализа диопсида – в табл. 2.

Кристаллохимическая формула для среднего значения –  $(\text{Ca}_{0.96} \text{Fe}_{0.02} \text{Na}_{0.01})_{0.99} (\text{Mg}_{0.94} \text{Fe}^{3+}_{0.04} \text{Cr}_{0.02})_{1.0} (\text{Al}_{0.05} \text{Si}_{1.95})_{2.0} \text{O}_6$  – соответствует диопсиду.

В карьере и за его пределами распространены lizardite-серпентиниты с резко проявленной “серпентинитовой тектоникой” (расланцевание и разлинзование до мелкообломочной фракции). Первичный состав породы визуально не диагностируется и определяется только по наличию акцессорной хромшпинели.

**Минерализованные зоны.** Магистральными канавами и карьером на месторождении выявлены линейные зоны повышенной трещиноватости (*линейные зоны разуплотнения*), которые обычно сопровождаются жильными образованиями и околожильными гидротермально-метасоматическими преобразованиями пород. К некоторым из них приурочена минерализация демантоида, в том



**Рис. 5.** Жильный клинопироксенит в дуните.

а – общий вид и номера зон, представленных шлифами; б – зона 1, дунит слабосерпентинизированный; в – зона 2, серпентинизированный дунит; г – зона 3, антигоровый аподунитовый серпентинит; д – зона 4, клинопироксенит; е – зона 5, апоклинопироксенитовый антигоровый серпентинит; 6 – зияющие трещины. *Ol* – оливин, *Srp* – серпентин, *Chr* – хромит, *Ant* – антигорит, *Cpx* – клинопироксенит, *Dol* – доломит.

**Fig. 5.** Vein clinopyroxenite in dunite.

а – general view; б–е – thin sections from different zones: б – zone 1, slightly serpentinized dunite; в – zone 2, serpentinized dunite; г – zone 3, antigorite apodunite serpentinite; д – zone 4, clinopyroxenite; е – zone 5, apoclinopyroxenite antigorite serpentinite; 6 – gaping cracks. *Ol* – olivine, *Srp* – serpentine, *Chr* – chromite, *Ant* – antigorite, *Cpx* – clinopyroxenite, *Dol* – dolomite.

**Таблица 1.** Химический состав пород, мас. %

**Table 1.** Chemical composition of rocks, wt %

№ зоны	Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ	SiO <sub>2</sub>	CaO	TiO <sub>2</sub>	Cr	MnO	П.п.п.	Сумма
1	0.20	42.58	0.29	6.40	35.07	0.23	0.02	0.23	0.11	14.89	100.19
2	0.16	38.21	0.32	7.70	38.55	1.58	0.03	0.19	0.13	13.28	100.06
3	0.17	39.27	0.36	5.84	38.60	1.46	0.03	0.21	0.11	14.08	100.11
4	0.13	25.40	0.79	4.33	43.83	16.72	0.06	0.22	0.06	8.54	100.17

Примечание. Зоны: 1 – серпентинизированный дунит темно-бурый; 2 – то же, коричневый, светло-коричневый; 3 – аподунитовый серпентинит; 4 – слабосерпентинизированный клинопироксенит.

Note. Zones: 1 – serpentinized dark brown dunite; 2 – the same, brown, light brown; 3 – apodunite serpentine; 4 – weakly serpentinized clinopyroxenite.

**Таблица 2.** Химический состав клинопироксена по результатам электронно-зондового рентгеноспектрального анализа, мас. %

**Table 2.** Chemical composition of clinopyroxene based on the results of electron probe X-ray spectral analysis, wt %

Компонент	№ анализа							Среднее
	1	2	3	4	5	6	7	
CaO	24.67	24.78	24.24	24.84	24.88	24.94	24.79	24.73
FeO	2.04	2.33	2.17	2.08	1.92	1.54	1.7	1.97
MgO	17.51	17.57	17.88	17.14	17.18	17.5	17.39	17.45
MnO	0.12	0.14	0.05	0.08	0.09	0.07	0.08	0.09
Na <sub>2</sub> O	0.2	0.15	0.18	0.18	0.2	0.19	0.24	0.19
SiO <sub>2</sub>	53.93	53.53	53.37	53.98	54.43	53.66	53.66	53.79
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.7	0.78	0.57	0.7	0.72	1.08	0.72	0.75
TiO <sub>2</sub>	0.07	0.26	0.12	0.16	0.12	0.14	0.12	0.14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.27	1.36	1.4	1.39	1.14	0.92	1.18	1.24
Сумма	100.53	100.88	99.98	100.54	100.68	100.06	99.88	100.36

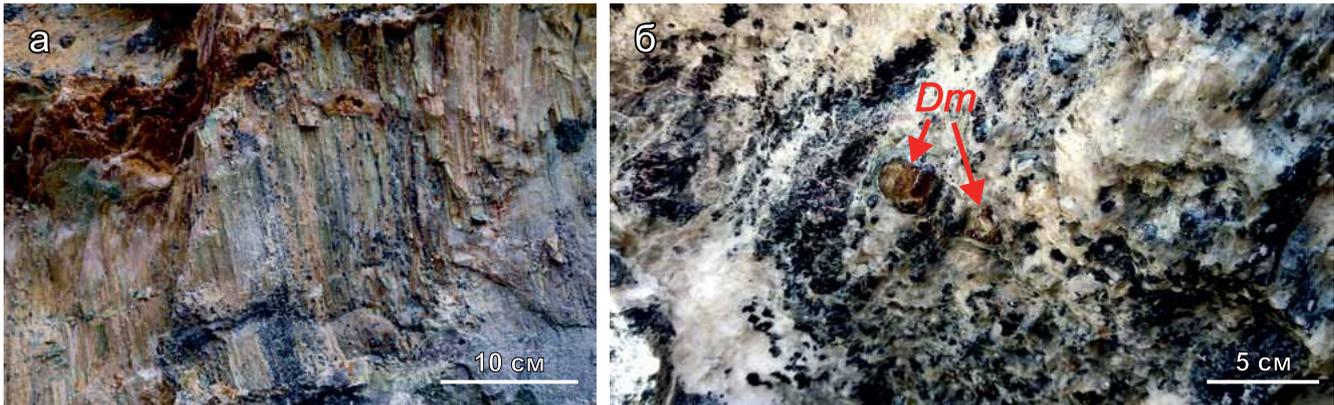
числе ювелирного качества. Всего вскрыто пять линейных зон разуплотнения протяженностью от десятков до первых сотен метров при ширине от 0.5 до 4.0–5.0 м. В плане все они слабоизвилистые, субпараллельные, сближенные, кулисообразные. Падение субвертикальное, ±30°.

Серпентинизация пород обычно проявлена вдоль небольших трещин хаотичной ориентировки. Более крупные трещины наблюдаются в линейных зонах разуплотнения и ориентированы преимущественно согласно с ее простиранием. Мелкие, хаотично ориентированные трещины, как правило, заполнены серпентином ± карбонатом ± магнетитом. Многие из них показывают признаки малоамплитудных (первые сантиметры) взбросов.

**Жилы с демантоидовой минерализацией** встречены в некоторых линейных зонах разуплотнения, в относительно слабо серпентинизированных дунитах. По простиранию минерализованные жилы прослеживаются на 2–3 м и полностью выклиниваются, по падению они не прослежены (вертикальный размах достоверно не установлен).

Показанное на рис. 6 гнездо с демантоидом прослеживается по простиранию на 2.5 м; вертикальный размах минерализации, со слов рудничных геологов, составил около 3.5 м (до подошвы выработки, которая больше не углублялась). Проводники к гнезду с демантоидовой минерализацией по простиранию не обнаружены: жила выклинилась.

Минерализованное гнездо представлено грубоволокнистым клинохризотилом (возможно, с лизардитом), перемежающимся с шестоватым крупнозернистым белым кальцитом (см. рис. 6а). Длина волокон более 20 см. Линейность падает преимущественно на юго-запад под углом 70–80°, образуя с бортом трещины угол 20–30°. Вдоль волокон клинохризотила отмечается обильная минерализация магнетита. Иногда наблюдаются трещины отрыва, заполненные или инкрустированные кальцитом; трещины ориентированы перпендикулярно удлинению хризотила или под углом около 60°. Распределение демантоида в гнезде крайне неравномерное, оно наблюдается в виде скоплений зерен в хризотил-карбонатной массе (см. рис. 6б). В юго-



**Рис. 6.** Гнездо с демантоидами.

а – общий вид гнезда, граничащего с шестоватым кальцитом; б – фрагмент гнезда, *Dm* – демантоид, светлое – серпентин + карбонат, темное – магнетит.

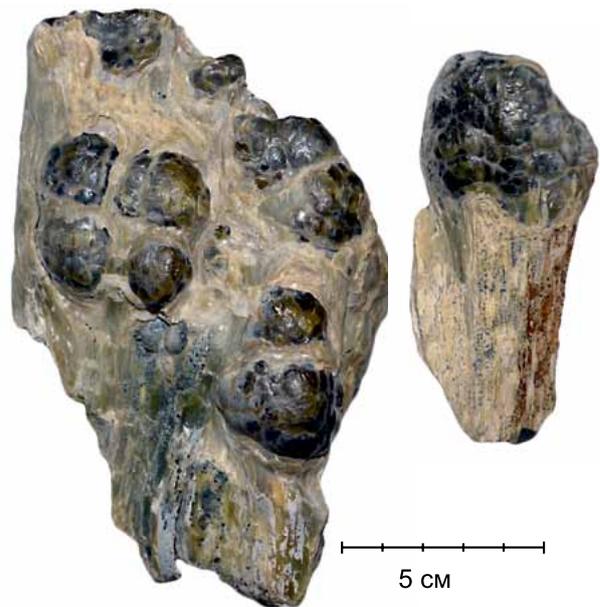
**Fig. 6.** The nest with demantoid mineralization.

а – a general view of the nest with border of pole-formed calcite; б – a fragment of the nest, *Dm* – demantoid, light – serpentine + carbonate, dark – magnetite.

западном контакте хризотил-карбонатной жилы, в ее висячем боку, отмечается серия оперяющихся субгоризонтальных параллельных жил кальцита. Форма жил клиновидная: толщина у основания до 1–2 см, протяженность 10–20 см; расстояние между жилами около 10 см. Морфология жил кальцита соответствует трещинам растяжения в лежащем боку минерализованной жилы.

**Строение агрегатов зерен демантоида.** Демантоид представлен агрегатами округлой формы (до 5 см в поперечнике), которые погружены в жильную массу, состоящую из клинохризотила ( $\pm$ лизардита?), карбоната (кальцита, доломита, пироаурита), магнетита (рис. 7). Агрегаты сложены мелкими (доли миллиметра) зернами андрадита в центральной части и более крупными – на периферии; крупные зерна могут являться ювелирным сырьем (рис. 8). Межзерновое пространство заполнено клинохризотилом ( $\pm$ лизардитом?) и/или карбонатом. Иногда наблюдаются зияющие щелевидные полости между зернами демантоида, инкрустированные кристалликами карбоната. Также щелевидные полости, инкрустированные карбонатом, нередко отмечаются и на границе округлого агрегата демантоида с вмещающей серпентин-карбонатной жильной массой.

Примечательно, что демантоид и сопутствующие ему минералы не деформированы, но несут признаки всестороннего растяжения: это трещины растяжения и расслоения, зияющие или инкрустированные, либо заполненные новообразованной жильной массой. Также иногда встречаются тектонически раздавленные и растащенные зерна демантоида, но они более характерны для участков низкотемпературной серпентинизации и рассланцевания пород.



**Рис. 7.** Форма обособлений демантоида в карбонат-серпентиновой жильной массе.

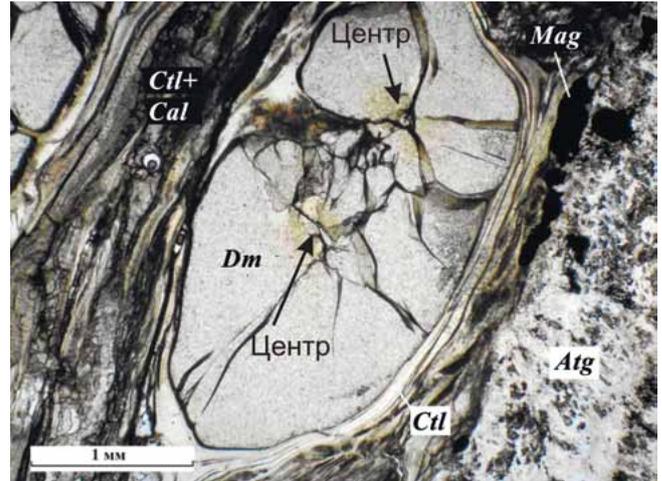
**Fig. 7.** The form of demantoid separations in the carbonate-serpentine vein mass.

Агрегаты округлой формы, сложенные демантоидом, в шлифах имеют отчетливое радиально-лучистое (радиально-секторальное) строение, иногда с несколькими центрами роста (см. рис. 8, 9), что сближает их со сфероидолитами или сферо-



**Рис. 8.** Мелкозернистый агрегат андрадита в серпентин-карбонатной жильной массе. Полированный шлиф. Без анализатора.

**Fig. 8.** Fine-grained andradite aggregate in a serpentine-carbonate vein mass. The polished section. Without the analyzer.



**Рис. 9.** Типичное зерно демантоида в серпентин-карбонатной жильной массе.

*Dm* – демантоид, *Atg* – антигорит, *Ctl* – клинохризотил, *Ctl + Cal* – агрегат хризотила и кальцита, *Mag* – магнетит.

**Fig. 9.** Typical demantoid grain in serpentine-carbonate vein mass.

*Dm* – demantoid, *Atg* – antigorite, *Ctl* – clinochrysotile, *Ctl + Cal* – chrysotile and calcite aggregate, *Mag* – magnetite.

кристаллическими сферолитами. В поляризованном свете демантоид изотропный, но иногда показывает аномальную анизотропию по зонам роста. Центральные участки радиально-секторальных агрегатов иногда окрашены в коричневый цвет, маркирующий центры кристаллизации. Исследования на сканирующем электронном микроскопе показали, что область андрадита с коричневатой окраской содержит примесь титана (до 1 мас. %). На рис. 9 отчетливо различаются два участка коричневатого цвета, совпадающие с центрами радиально-секторальных структур агрегата. По мере удаления от центра закономерно возрастает ширина зерна демантоида; расширяется и серпентин ± карбонат ± зияющее пространство между зернами демантоида в агрегате. Форма агрегата демантоида, показанного на рис. 8 и 9, овальная, вытянутая согласно линейности вмещающего жильного материала.

Агрегаты демантоида обволакиваются серпентином (по данным термического и рентгенофазового анализа – клинохризотилом или лизардитом), перемежающимся с тонкими линзами шестоватого кальцита. Волокна клинохризотила ориентированы почти по нормали к поверхности зерна демантоида (рис. 10). Кальцит обычно представлен шестоватым (волоконистым) агрегатом, ориентированным по нормали или под углом к стенкам вмещающей трещины или линейности жильной массы.

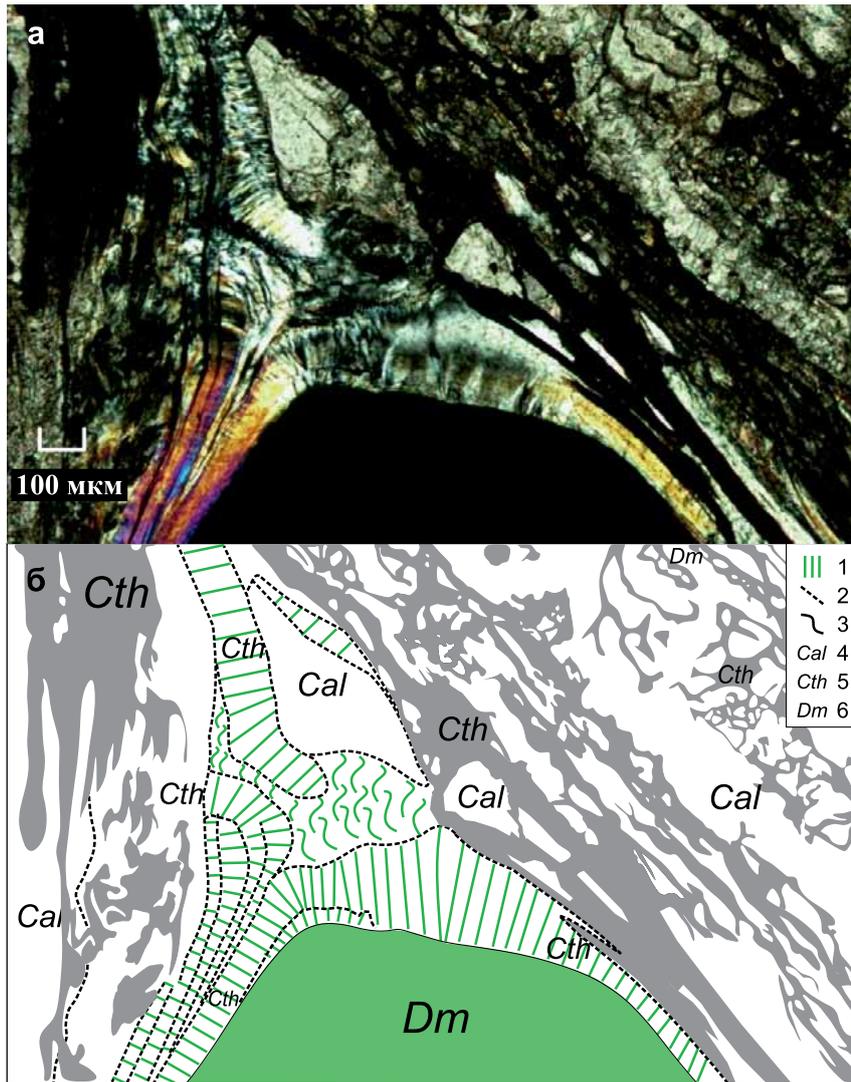
**Химический состав демантоида** Полдневского месторождения по результатам электронно-зондового рентгеноспектрального микроанализа при-

веден в табл. 3. Изучались незональные демантоиды темно-, светло- и желто-зеленого цвета.

Содержание  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  закономерно понижается от темно-зеленого (1.48–2.30 мас. %) демантоида к желто-зеленому (0.18–0.38 мас. %), что соответствует существующим представлениям о причине окраски этой разновидности андрадита. Обратную картину показывают содержания  $\text{TiO}_2$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$  и  $\text{V}_2\text{O}_5$  присутствуют в количестве не более 0.05 мас. %. Судя по вариациям этих компонентов, их распределение в демантоиде неравномерно и они не влияют на окраску камня.

Зерна демантоида с полихромной окраской (в центре – коричневая, а по периферии – зеленая, желто-зеленая) исследовались с помощью метода LA-ICP-MS. На рис. 11а показан обломок зерна демантоида клиновидной формы. Цвет зеленовато-желтый, переходящий к острию клина в коричневый, наблюдаемый в центральных частях многих демантоидов с данного месторождения. На изображении вынесены кратеры (точки анализа) и их номера. Под изображением приведены графики содержаний основных элементов (в г/т).

Наиболее выразительным является поведение Ti, содержание которого в краевой части зерна менее 1000 г/т, а к его центральной части резко возрастает до 50 000 г/т. К центральной части несколько увеличивается и содержание Mg и V; содержание Al и Cr почти не меняется. Демантоид, показанный на рис. 11б, имеет ярко-зеленую окраску, и только



**Рис. 10.** Особенности строения минерализованной жилы вблизи агрегата зерен демантоида.

а – прозрачный шлиф, с анализатором. б – зарисовка по фото: 1 – волокна серпентина, 2 – границы между слойками серпентина, 3 – границы между серпентином и демантоидом, 4 – кальцит, 5 – хризотил, 6 – демантоид.

**Fig. 10.** Structural features of the mineralized vein near the demantoid grain aggregate.

а – a thin section, with an analyzer. б – a sketch from the photo: 1 – serpentine fibers, 2 – boundaries between serpentine layers, 3 – boundaries between serpentine and demantoid, 4 – calcite, 5 – chrysotile, 6 – demantoid.

в центральной части зерна окраска коричневая, с нерезкими границами. На приведенных графиках содержание Ti в краевых и центральной частях различается на порядок. Содержание Sr уменьшается в центральной части, имея с Ti, Mg, Al и V обратную зависимость распределения.

#### ОБСУЖДЕНИЕ

Обилие жильного материала, приуроченного к трещинам растяжения в ультрабазитах, показывает, что массив испытал сильную декомпрессию и

синдекомпрессионное минералообразование. Оценить объем декомпрессионного расширения массива сложно, поскольку жильный материал распределен крайне неравномерно. Если принять за исходную породу дунит (плотность 3.28), который трансформировался при декомпрессии в антигоритовый серпентинит (плотность 2.7), то объем массива должен увеличиться примерно на 12%. Это минимальная цифра, поскольку не учтены жильное выполнение и трещинно-поровое пространство.

Выдвигаемые рядом исследователей (Алферова, 2002, 2010; Иванов, 1998; Поляков, 1999) на Кор-

**Таблица 3.** Химический состав демантоида Полдневского месторождения, мас. %

**Table 3.** Chemical composition of demantoid of Poldnevskoye deposit, wt. %

Компонент	Темно-зеленый (n = 6)	Светло-зеленый (n = 6)	Желто-зеленый (n = 6)
SiO <sub>2</sub>	$\frac{32.62 - 32.84}{32.74}$	$\frac{32.75 - 32.92}{32.84}$	$\frac{32.45 - 32.73}{32.58}$
TiO <sub>2</sub>	$\frac{0.07 - 0.18}{0.10}$	$\frac{0.03 - 0.61}{0.23}$	$\frac{0.07 - 0.96}{0.38}$
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$\frac{0.00 - 0.05}{0.02}$	$\frac{0.00 - 0.04}{0.02}$	$\frac{0.00 - 0.05}{0.02}$
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$\frac{1.48 - 2.30}{1.88}$	$\frac{0.52 - 1.40}{0.98}$	$\frac{0.18 - 0.38}{0.29}$
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$\frac{29.45 - 30.14}{29.81}$	$\frac{30.31 - 30.97}{30.53}$	$\frac{30.08 - 31.23}{30.87}$
MnO	$\frac{0.00 - 0.03}{0.02}$	$\frac{0.01 - 0.04}{0.03}$	$\frac{0.02 - 0.03}{0.02}$
MgO	$\frac{0.07 - 0.10}{0.08}$	$\frac{0.02 - 0.22}{0.10}$	$\frac{0.06 - 0.24}{0.13}$
CaO	$\frac{35.10 - 35.39}{35.22}$	$\frac{34.98 - 35.23}{35.08}$	$\frac{34.87 - 35.13}{35.00}$
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$\frac{0.01 - 0.03}{0.02}$	$\frac{0.00 - 0.07}{0.03}$	0.00
Σ	$\frac{99.60 - 100.19}{99.90}$	$\frac{99.55 - 100.08}{99.84}$	$\frac{99.06 - 99.49}{99.30}$

Примечание. В числителе – наименьшее и наибольшее содержания, в знаменателе – среднее содержание; n – количество анализов.

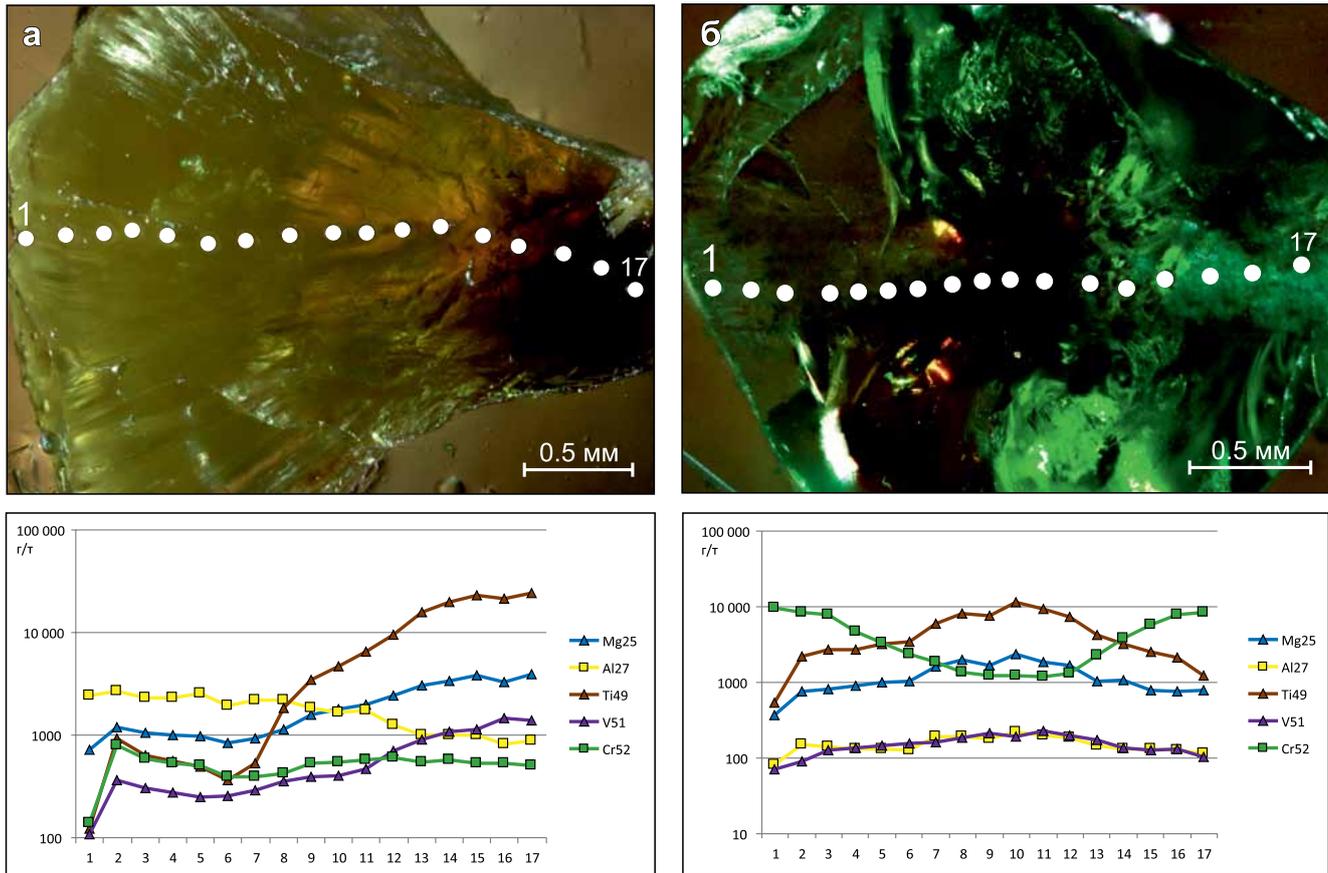
Note. In the numerator – the smallest and largest contents, in the denominator – the average content; n – the number of analyses.

кодинском месторождении признаки структурного контроля демантоидной минерализации на Полдневском месторождении подтверждения не находят (Кисин и др., 2020). Более того, при посещении осенью 2020 г. Коркодинского месторождения, расположенного в 7 км к югу, признаков структурного контроля демантоидной минерализации мы также не обнаружили: есть разномасштабная трещиноватость с признаками малоамплитудной взбросовой кинематики, типичной для серпентинитов с так называемой “серпентинитовой тектоникой”. По отношению к демантоидной минерализации она более поздняя.

Различный минеральный состав жильного выполнения трещин (диопсид, лизардит, хризотил, антигорит, кальцит, доломит, пироаурит и др.) показывает, что температурные условия минералообразования менялись от высоко- к низкотемпературным (регрессивный метаморфизм в условиях декомпрессии). Наиболее ранним и высокотемпературным жильным минералом выступает диопсид, который наблюдается в виде маломощных прожилков и мелких тел клинопироксенита с идиоморфными границами в дуните, но всегда с зоной антигорита. Клинопироксенит также испытал декомпрессионное растрескивание; об этом свидетельствуют многочисленные зияющие разрывы по границам зерен и спайности диопсида, быстрое выклинивание трещин (см. рис. 5). Вероятно, кли-

нопироксенит заполняет наиболее ранние декомпрессионные трещины и является синдекомпрессионным. Дальнейшее снижение всестороннего давления и, вероятно, температуры привело к декомпрессионному растрескиванию новообразованного клинопироксенита, его антигоритизации, заполнению трещин карбонатами. Антигоритизации подвергается и дунит. Новые декомпрессионные трещины выполняются антигоритом, сноповидным или шестоватым. Затем появляются клинохризотил (шестоватый или грубоволокнистый) ± карбонат ± магнетит. Обычным жильным минералом выступает лизардит, в котором часто отмечаются реликтовые сноповидные структуры жильных антигорита и шестоватого клинохризотила. Лизардит выполняет и новые декомпрессионные трещины. Впоследствии жильные серпентины могут замещаться более богатыми водой силикатами магния типа керолита и сепиолита.

Демантоид на месторождении встречается редко. В жильной массе он отмечен в ассоциации с клинохризотилом или лизардитом (и керолитом-сепиолитом). Никаких новых минералов при этом не появляется. Следовательно, мы не можем говорить о каких-либо минералах – спутниках демантоида уральского типа и при поисковых работах должны ориентироваться на прямые его находки. Минерализованные зоны, вероятно, образуют мор-



**Рис. 11.** Характер распределения Cr, V, Ti, Al, Mg в зернах димантоида по результатам LA-ICP-MS.

а, б – пояснения см. в тексте.

**Fig. 11.** Distribution of Cr, V, Ti, Al, Mg in demantoid grains according to the results of LA-ICP-MS.

а, б – explanations see in the text.

фологически рудные столбы, поскольку не прослеживаются по простиранию (по падению не изучены ввиду небольшой глубины карьера).

Наиболее крупные линейные зоны разуплотнения на Полдневском месторождении вытянуты субсогласно границам массива и имеют крутое падение на восток. Следовательно, их образование может быть обусловлено растягивающими напряжениями, ориентированными перпендикулярно плоскостям зон разуплотнения (и бортам вмещающего массив разлома – ГУР). Такая ситуация могла возникнуть при перемещении ультрабазитового массива из глубоких горизонтов в верх по разлому, как это предполагается для Карабашского массива (Кисин и др., 2016; Murzin et al., 2018), расположенного в 80 км к югу. В этом случае находят объяснение появление “будин” дунитов и их скорлуповатость.

Как показали исследования, димантоиды Полдневского месторождения несут типоморфные признаки димантоидов уральского типа (включения типа “конский хвост”). Однако они имеют и соб-

ственные типоморфные признаки, отличающие их от димантоидов других месторождений этого типа. От димантоидов месторождений Италии (Adamo et al., 2009) и, вероятно, Ирана (Du Toi et al., 2006; Giuliani et al., 2017), Пакистана (Adamo et al., 2015; Fritz, Laurs, 2007) они отличаются прежде всего отсутствием хорошо оформленных кристаллов, что значительно понижает их коллекционные качества (привлекательность в необработанном виде). От димантоидов Верх-Нейвинского массива (Murzin et al., 1995) димантоиды Полдневского месторождения отличаются более зеленым цветом и преобладающими размерами зерен. Полдневские димантоиды, по сравнению с нижнетагильскими, в среднем немного богаче Cr и Al и содержат заметно больше оксидного железа (Александров, 1975). От всех димантоидов полдневские димантоиды иногда отличаются наличием коричневой окраски в центральной части округлых сфероидальных агрегатов.

Результаты анализов химического состава, приведенные в табл. 3, показывают, что интенсивность

зеленой окраски демантоида коррелирует с содержаниями хрома: чем они выше, тем интенсивнее зеленый цвет, что ранее отмечалось многими исследователями. Для демантоида Верх-Нейвинского массива также указывается обогащенность зеленого граната хромом, а коричневого – титаном (Мурзин и др., 2003). Исследования полихромных зерен демантоида (коричневые ядра и зеленая – желто-зеленая периферия) методом LA-ICP-MS показали, что коричневая окраска обусловлена наличием титана. Это значит, что активность титана на ранних стадиях кристаллизации андрадита (демантоида) была выше активности хрома. Способность некоторых разновидностей демантоида менять цвет (оттенок) в результате высокотемпературного отжига в восстановительной или окислительной среде позволяет предполагать в качестве хромофора и 2- и 3-валентное железо (Лопатин и др., 1999).

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Геология Полдневского месторождения демантоида обусловлена декомпрессионным разуплотнением Коркодинского массива ультраосновных пород, сопровождающимся синдекомпрессионным, многостадийным минералообразованием. Признаки структурного контроля жильных зон гидротермально-метасоматических изменений пород, несущих гнезда демантоида, не установлены. В самих жильных зонах демантоидная минерализация образует, вероятно, рудные столбы.

2. В ассоциации с демантоидом в гнездах присутствуют серпентины (антигорит, хризотил, лизардит) и продукты их низкотемпературного преобразования (Mg-водные силикаты), магнетит, кальцит и пироаурит.

3. Зерна демантоида в гнездах собраны в агрегаты овальной формы, для которых характерно укрупнение размера зерен от центра к периферии, обволакивание зерен серпентином ( $\pm$ карбонат  $\pm$ целевидная полость). В отдельных зернах наблюдается обогащение центральной части титаном, обуславливающее коричневатую или коричневатую-желтоватую окраску.

4. Рост демантоида происходил в условиях декомпрессии и тектонического покоя, что обусловило ненарушенность агрегатов его зерен, а также отсутствие деформаций в кальците, сопровождающим демантоид.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Александров А.И. (1975) Демантоид – хромсодержащий андрадит из Елизаветинской Бобровки (Средний Урал). *Минералогия и петрография Урала. Тр. Свердл. горн. ин-та. Вып. 106*. Свердловск, 140-145.
- Алферова М.С. (2002) О минералогии Каркодинского месторождения демантоида, Средний Урал (антигорит, хризотил, брусит, магнезиохромит, хромит, Сг-андрадит, демантоид, Сг-пеннин, кулкеит). *Мат-лы Урал. летней минерал. школы – 2000*. Екатеринбург: УГГГА, 15-21.
- Алферова М.С. (2010) Андрадит и самоцветные разновидности гранатов – производные низкоградного метаморфизма. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 23 с.
- Иванов О.К. (1998) Генезис демантоидных месторождений Урала. *Урал. геол. журн.*, (1), 19-21.
- Калугина Р.Д., Копанев В.Ф., Стороженко Е.В., Лукин В.Г., Степанов А.Е., Рапопорт М.С., Ильясова Г.А., Суслов Д.Л., Михалёва Е.Н., Шуб И.З., Глазырина Н.С., Стратович В.И., Черняк З.Б., Михайлов А.П., Герасименко Б.Н. (2017) Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1 : 200 000. Изд. 2-е. Сер. Среднеуральская. Л. О-41-XXV. Объясн. зап. М.: Московский филиал ФГБУ "ВСЕГЕИ", 156 с.
- Карасева Е.С., Кисин А.Ю. (2019) Жильные клинопироксениты Полдневского месторождения как возможный источник кальция для образования демантоида. *Ежегодник-2018*. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 166, 144-151.
- Кашкай Мир-Али (1939) О демантоиде из ультраосновных пород Азербайджана. *Докл. АН СССР*, **22**(8), 512-514.
- Киевленко Е.Я. (2000) Геология самоцветов. М.: Земля; Экост, 582 с.
- Кисин А.Ю. (1990) К геологии и минералогии Полдневского месторождения демантоида. *Материалы к минералогии Урала*. Свердловск: УрО РАН, 101-106.
- Кисин А.Ю., Мурзин В.В., Карасева Е.С., Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Селезнев С.Г., Озорнин Д.А. (2020) Проблемы структурного контроля демантоидовой минерализации на Полдневском месторождении. *Изв. УГГУ*, (2), 64-73. DOI: 10.21440/2307-2091-2020-2-64-73.
- Кисин А.Ю., Мурзин В.В., Притчин М.Е. (2016) Тектоническая позиция золотого оруденения горы Карабаш (Южный Урал): по результатам изучения малых структурных форм. *Литосфера*, (4), 79-91.
- Лопатин О.Н., Бахтин А.И., Байталов А.Ш. (1999) Термическое облагораживание демантоида. *Изв. вузов. Геология и разведка*, (4), 166-168.
- Мурзин В.В., Кисин А.Ю., Мамин Н.А. (2003) Проявления демантоида в альпинотипных гипербазитах Верхней-Нейвинского массива (Ср. Урал) и их генезис. *Ежегодник-2002*. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, С. 211-215.
- Поляков В.Л. (1999) Уральские демантоиды: соотношение известных и новых данных. *Урал. геол. журн.*, (5), 103-127.
- Adamo I., Bocchio R., Diella V., Caucia F., Schmetzer K. (2015) Demantoid from Balochistan, Pakistan: Gemmological and Mineralogical Characterization. *J. Gemmol.*, **34**, 428-433. DOI: 10.15506/JoG.2014.34.4.344.
- Adamo I., Bocchio R., Diella V., Pavese A., Vignola P., Proserperi L., Palanza V. (2009) Demantoid from Val Malenco, Italy: Review and update. *Gems Gemol.*, **45**, 280-287. DOI: 10.5741/gems.45.4.280.
- Du Toi G., Mayerson W., van Der Bogert C., Douman M., Befe R., Koivula J.I., Kiefert L. (2006) Demantoid from Iran. *Gems Gemol.*, **42**, 131.
- Fritz E.A., Laurs B.M. (2007) Gem News International: Andradite from Balochistan, Pakistan. *Gems Gemol.*, **43**, 373.

- Giuliani G., Pignatelli I., Fallick A., Boyce A., Andriamonjy A., Razafindratsimba S., Khan T. (2017) Gem Andradite Garnet InColor, **36**, 28-38.
- Liu G., Kang X., Zhang L. (1986) On the genesis of demantoid from Xinjiang, China. *Chin. J. Geochem.*, **5**(4), 381-390.
- Murzin V., Chudnenko K., Palyanova G., Kissin A., Varlamov D. (2018) Physicochemical model of formation of gold-bearing magnetite-chlorite-carbonate rocks at the Karabash massif of ultramafic rocks (Southern Urals, Russia). *Minerals*, **8**(7), 306. DOI: 10.3390/min8070306.
- Murzin V.V., Mamin N.A., Kissin A.J., Demchuk I.G. (1995) Demantoid garnet mineralization of the Verh-Neivinskii alpinotype ultramafic intrusion (Urals). *Intergems-95*. Turnov, 38-41.
- Palke A.C., Pardieu V. (2014) Gem News International: Demantoid from Baluchistan Province in Pakistan. *Gems Gemol.*, **50**, 302-303
- Phillips W.R., Talantsev A.S. (1996) Russian demantoid, czar of the garnet family. *Gems Gemol.*, **32**(2), 100-111. DOI: 10.5741/gems.32.2.100.
- Štubňa J., Bačík P., Fridrichová J., Hanus R., Illášová L., Milovská S., Škoda R., Vaculovič T., Cerňanský S. (2019) Gem-Quality Green Cr-Bearing Andradite (var. Demantoid) from Dobšiná, Slovakia. *Minerals*, **9**, 164. DOI: 10.3390/min9030164.
- Stepanov A.E., Rapoport M.S., Il'yasova G.A., Suslov D.L., Mikhaleva E.N., Shub I.Z., Glazyrina N.S., Stratovich V.I., Chernyak Z.B., Mikhailov A.P., Gerasimenko B.N. (2017) State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1 : 200 000. 2nd ed. Sredneural'skaya series. Sheet O-41-XXV. Explanatory note. Moscow, VSEGEI Publ., 156 p. (In Russ.)
- Karaseva E.S., Kissin A.Yu. (2019) Vein clinopyroxenites of the Poldnevskoye deposit as a possible source of calcium for the formation of demantoid. Tr. IGG UrO RAN., V. 166, 144-151. (In Russ.)
- Kashkai Mir-Ali. (1939) On a demantoid from ultrabasic rocks of Azerbaijan. *Dokl. AN SSSR*, **22**(8), 512-514. (In Russ.)
- Kievlenko E.J. (2000) The Geology of gems. Moscow, Zemlya; Ecost Publ., 582 p. (In Russ.)
- Kissin A.Yu., Murzin V.V., Pritchkin M.E. (2016) Tectonic position of the gold mineralization of Mount Karabash (Southern Urals): according to the results of the study of small structural forms. *Litofhera (Russia)* (4), 79-91. (In Russ.)
- Kissin A.Yu. (1990) The Geology and Mineralogy Poldnevskoye deposits of demantoid. *Proc. Mineralogy of the Urals*. Sverdlovsk, UB RAS, 101-106. (In Russ.)
- Kissin A.Yu., Murzin V.V., Karaseva E.S., Ogorodnikov V.N., Polenov Yu.A., Seleznev S.G., Ozornin D.A. (2020) Problems of structural control of demantoid mineralization at the Poldnevskoye deposit. *Izv. UGSU*, (2), 64-73. (In Russ.) DOI: 10.21440/2307-2091-2020-2-64-73
- Liu G., Kang X., Zhang L. (1986) On the genesis of demantoid from Xinjiang, China. *Chin. J. Geochem.*, **5**(4), 381-390.
- Lopatin O.N., Bakhtin A.I., Batalov A.Sh. (1999) Thermal ennobling of demantoid. *Izv. Vuzov. Geologiya i Razvedka*, (4), 166-168. (In Russ.)
- Murzin V., Chudnenko K., Palyanova G., Kissin A., Varlamov D. (2018) Physicochemical model of formation of gold-bearing magnetite-chlorite-carbonate rocks at the Karabash massif of ultramafic rocks (Southern Urals, Russia). *Minerals*, **8**(7), 306. DOI: 10.3390/min8070306
- Murzin V.V., Kissin A.Yu. Mamin N.A. (2003) The development of demantoid in Verh-Neivinskii alpinotype ultramafic massif (Middle Urals) and its genesis. *Ezhгодnik-2002*. Ekaterinburg, IGG UB RAS, 211-215. (In Russ.)
- Murzin V.V., Mamin N.A., Kissin A.J., Demchuk I.G. (1995) Demantoid garnet mineralization of the Verh-Neivinskii alpinotype ultramafic intrusion (Urals). *Intergems-95*. Turnov, 38-41.
- Palke A.C., Pardieu V. (2014) Gem News International: Demantoid from Baluchistan Province in Pakistan. *Gems Gemol.*, **50**, 302-303.
- Phillips W.R., Talantsev A.S. (1996) Russian demantoid, czar of the garnet family. *Gems Gemol.*, **32**(2), 100-111. DOI: 10.5741/gems.32.2.100.
- Polyakov V.L. (1999) Ural demantoids: correlation of known and new data. *Ural Geol. J.*, (5), 103-127. (In Russ.)
- Štubňa J., Bačík P., Fridrichová J., Hanus R., Illášová L., Milovská S., Škoda R., Vaculovič T., Cerňanský S. (2019) Gem-Quality Green Cr-Bearing Andradite (var. Demantoid) from Dobšiná, Slovakia. *Minerals*, **9**, 164. DOI: 10.3390/min9030164

## REFERENCES

Adamo I., Bocchio R., Diella V., Caucia F., Schmetzer K. (2015) Demantoid from Balochistan, Pakistan: Gemmological and Mineralogical Characterization. *J. Gemmol.*, **34**, 428-433. DOI: 10.15506/JoG.2014.34.4.344.

Adamo I., Bocchio R., Diella V., Pavese A., Vignola P., Prospero L., Palanza V. (2009) Demantoid from Val Malenco, Italy: Review and update. *Gems Gemol.*, (45), 280-287. DOI: 10.5741/gems.45.4.280.

Alexandrov A.I. (1975) Demantoid-chromium-containing andradite from Elizavetinskaya Bobrovka (Middle Urals). *Mineralogy and Petrography of the Urals. Tr. Sverdlovsk. gos. in-ta*. V. 106. Sverdlovsk, 140-145. (In Russ.)

Alferova M.S. (2000) On the mineralogy of the Karkodinsky deposit of demantoid, Middle Urals (antigorite, chrysotile, brucite, magnesiochromite, chromite, Cr-andradite, demantoid, Cr-pennine, kulkeite). *Mat-ly Ural'skoi Letnei Mineral. Shkoly - 2000*. Yekaterinburg, UGGGA Publ., 15-21. (In Russ.)

Alferova M.S. (2010) Achtarandite and semiprecious varieties of granate – derived low-grade metamorphism. Diss. ... kand. geol.-min. nauk Moscow, 23 p. (In Russ.)

Du Toi G., Mayerson W., van Der Bogert C., Douman M., Befi R., Koivula J.I., Kiefert L. (2006) Demantoid from Iran. *Gems Gemol.*, **42**, 131.

Fritz E.A., Laurs B.M. (2007) Gem News International: Andradite from Balochistan, Pakistan. *Gems Gemol.*, **43**, 373.

Giuliani G., Pignatelli I., Fallick A., Boyce A., Andriamonjy A., Razafindratsimba S., Khan T. (2017) Gem Andradite Garnet InColor, **36**, 28-38.

Ivanov O.K. (1998) Genesis of demantoid deposits of the Urals. *Ural Geol. J.*, (1), 19-21. (In Russ.)

Kalugina R.D., Kopanov V.F., Storozhenko E.V., Lukin V.G.,

УДК 552.14+551.762 (571.1)

DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-5-699-711

## Деформации слаболитифицированных пород баженовско-георгиевского комплекса

В. Ф. Гришкевич, Г. Х. Шайхутдинова, С. В. Лагутина

Филиал ООО “ЛУКОЙЛ-Инжиниринг” “КогалымНИПИНефть” в г. Тюмень, 625000 г. Тюмень, ул. Республики, 41,  
e-mail: Grishkevich.vf@gmail.com

Поступила в редакцию 13.02.2020 г., принята к печати 05.01.2021 г.

**Объект исследования.** Отложения верхнеюрского баженовско-георгиевского комплекса центральных районов Западно-Сибирского осадочного бассейна, которые в первом приближении представлены переслаивающимися чистыми или карбонатизированными радиоляритами и органогенно-глинистыми микститами. **Материал и методы.** Анализируется коллекция кернов баженовско-георгиевского комплекса, рассматриваются геолого-геофизические разрезы скважин, фотографии керна и микрофотографии шлифов. В качестве основы для расшифровки происхождения мягких пластических деформаций при землетрясениях использованы результаты экспериментов китайских ученых. **Результаты исследования.** Показано, что на разных стадиях диагенеза в разрезе контактировали слои с резко различающимися плотностями и механическими свойствами, что приводило к разнообразным деформациям слаболитифицированных слоев при землетрясениях. В раннем и среднем диагенезе подвижные карбонатизированные радиоляриты деформировали пластичные глинистые прослои с образованием карбонатных нодулей. В среднем диагенезе в радиоляритах соседствовали участки слабой литификации и подвижные радиоляриты. Наряду с пластическими деформациями происходили процессы автобрекчирования и автофлюидоразрыва радиоляритов, абразивной эрозии границ глинистых разностей. В позднем диагенезе в радиоляритах и глинистых силицитах преобладали литифицированные разности, в итоге деформаций радиоляриты и разделяющие их глинистые перемычки перерабатывались в обломки, зеркала скольжения и окатыши. Если под действием дифференциальных нагрузок происходила флюидизация (размягчение) и перемещение слаболитифицированных радиоляритов, то скорости таких перемещений в соседних слоях неизбежно различались. Каждый из описанных случаев продемонстрирован на кернах материала конкретных скважин, иллюстрирован петрографическими шлифами. Показан масштаб явления от знаков нагрузки миллиметровых прослоев до напорных валов брекчированных известняков толщиной 7–10 м. **Выводы.** Разномасштабные пластические деформации слаболитифицированных пород (soft sediment deformations), распространенные в породах баженовско-георгиевского комплекса, во многих случаях фиксировали сейсмические события прошлого, их временное и пространственное распространение. Чаще всего такие землетрясения происходили на границах блоков консолидированного фундамента при изостатических погружениях в зоне сверхбыстрого осадконакопления (лавинной седиментации) неокомской клиноформной толщи.

**Ключевые слова:** баженовская свита, георгиевская свита, слаболитифицированные породы, силицит, карбонат, гидроразрыв

## Deformations of weakly lithified rocks of the Bazhenov-Georgievsky complex

Vladimir F. Grishkevich, Gul'nara Kh. Shaikhutdinova, Svetlana V. Lagutina

Branch of LUKOIL-Engineering KogalymNIPIneft in Tyumen, 41 Republic st., Tyumen 625000, Russia,  
e-mail: grishkevich.vf@gmail.com

Received 13.02.2020, accepted 05.01.2021

**Research subject.** Deposits of the Upper Jurassic Bazhenov-Georgievsky complex situated in central West Siberian regions. At a first approximation, the deposits are represented by interlayering pure or carbonated radiolarites and organic-clay mixites. **Materials and methods.** A collection of core samples taken from the deposits was analyzed to study the geological and geophysical features of borehole sections, photographs of core samples, and micrographs of thin section. Soft sediment deformations, which appeared within the Bazhenov-Georgievsky complex as a result of earthquakes,

**Для цитирования:** Гришкевич В.Ф., Шайхутдинова Г.Х., Лагутина С.В. (2021) Деформации слаболитифицированных пород баженовско-георгиевского комплекса. *Литосфера*, 21(5), 699–711. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-5-699-711>

**For citation:** Grishkevich V.F., Shaikhutdinova G.Kh., Lagutina S.V. (2021) Deformations of weakly lithified rocks of the Bazhenov-Georgievsky complex. *Lithosphere (Russia)*, 21(5), 699–711. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-5-699-711>

© В.Ф. Гришкевич, Г.Х. Шайхутдинова, С.В. Лагутина, 2021

were investigated using data obtained by Chinese researchers. *Results.* It is shown that, at different stages of diagenesis, layers with sharply differing density and mechanical properties came into contact, which led to various deformations of weakly lithified layers during earthquakes. In the early and middle diagenesis, mobile carbonated radiolarites deformed plastic clay interlayers with the formation of carbonate nodules. In the middle diagenesis, in radiolarites, areas of weak lithification and mobile radiolarites coexisted. Along with plastic deformations, the processes of autobrecciation and autofluid fracturing of radiolarites, abrasion erosion of the boundaries of clayey varieties took place. In the late diagenesis, lithified varieties predominated in radiolarites and clayey silicites; as a result of deformations, radiolarites and the argillaceous bridges separating them were transformed into fragments, polished surfaces, and pellets. If, under the influence of differential loads, fluidization (softening) and movement of weakly lithified radiolarites occurred, then the rates of such movements in adjacent layers inevitably differed. Each of the described cases is demonstrated by the core material of specific boreholes and petrographic thin sections. The scale of the phenomenon is shown from the signs of loading of millimeter interlayers to pressure shafts of brecciated limestones with a thickness of 7–10 m. *Conclusions.* The West Siberian Plate is epicontinental; therefore, the most intense earthquakes occurred at consolidated basement block boundaries during isostatic subduction and compensations in the Neocomian clinofold ultrafast sedimentation zones. Soft sediment deformations occurred within the Bazhenov-Georgievsky layers recorded the rock history of intense seismic events of the past, their temporary and spatial distribution.

**Keywords:** *Bazhenovo Formation, Georgievsk Formation, soft sediment deformations, silicilith, limestone, hydraulic fracturing*

## ВВЕДЕНИЕ

Разрез баженовско-георгиевского комплекса центральных районов Западно-Сибирского осадочного бассейна представлен чередующимися силицит-глинисто-карбонатно-битуминозными породами. Основное многообразие состава слоев укладывается в простое изменение соотношения этих четырех компонентов с некоторым добавлением примесей: пирита, барита, фосфатов. При этом геометрические характеристики слоев могут быть весьма разнообразны: от ненарушенного согласного залегания до нодульных и септариевых, и иных слоев со сложной внутренней текстурой. Традиционно такие вторичные осложняющие текстуры в большинстве публикаций объясняются главным образом процессами литификации пород, роста и эволюции конкреций. Авторы ставят своей целью, в дополнение к традиционному подходу, показать полезность использования концепции гравитационных и сейсмических деформаций слаболитифицированных пород (*soft sediment deformations*) для выяснения возможного генезиса упомянутых текстур.

### ТЕКСТУРЫ ГРАВИТАЦИОННЫХ НАГРУЗОК. ОСНОВНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ

Известно, что в разрезе баженовской свиты снизу вверх уменьшается доля силикатного материала, а доли глинистого и органического веществ и карбонатов увеличиваются (Панченко и др., 2016). В процессе седиментации из первоначальных осадков под действием контурных и циклонических течений (Панченко, Немова, 2017; Гришкевич

и др., 2019в) вымывались мелкодисперсные глинистые и органические частицы (частично и карбонатные диски кокколитофор). В результате образовывались чередующиеся слои относительно чистых радиоляритов (опаловых камер радиолярий алевро-песчаной размерности) и слои радиоляритов, “замусоренные” глинистым и органическим веществом и карбонатными дисками. В процессе диагенеза глинистые прослои выступали донорами седиментационных вод и растворенного минерального вещества (в частности, карбонатов), а чистые радиоляриты – проводниками отвода седиментационных вод и акцепторами аутигенных минералов диагенеза (карбонатов и кремней) (Коровина и др., 2014, Гришкевич и др., 2019б). При этом первоначальное выпадение этих минеральных новообразований происходило внутри камер радиолярий, и только после этого начиналось формирование межкамерного минерального скелета. Параллельно за счет уменьшения объемов рыхлосвязанных вод происходил процесс слипания глинистых частиц и, соответственно, литификация глинистых разностей. Поэтому соотношения механических свойств смежных слоев в процессе диагенеза существенно изменялись во времени.

Механические свойства протобаженитов, прошедших первоначальное уплотнение, были очень изменчивыми, так как эти породы представляли собой набор разновидностей алевритоглинистых смесей (Mitchener, Torfs, 1996). Глинистые разности за счет слипания-адгезии частиц сближенными плоскими гранями приобретают при этом пластичность и относительную прочность. В чистых радиоляриевых илах алевритовые по размеру камеры радиолярий образуют точечные контакты, без слипания частиц. Смесей камер и глинистых

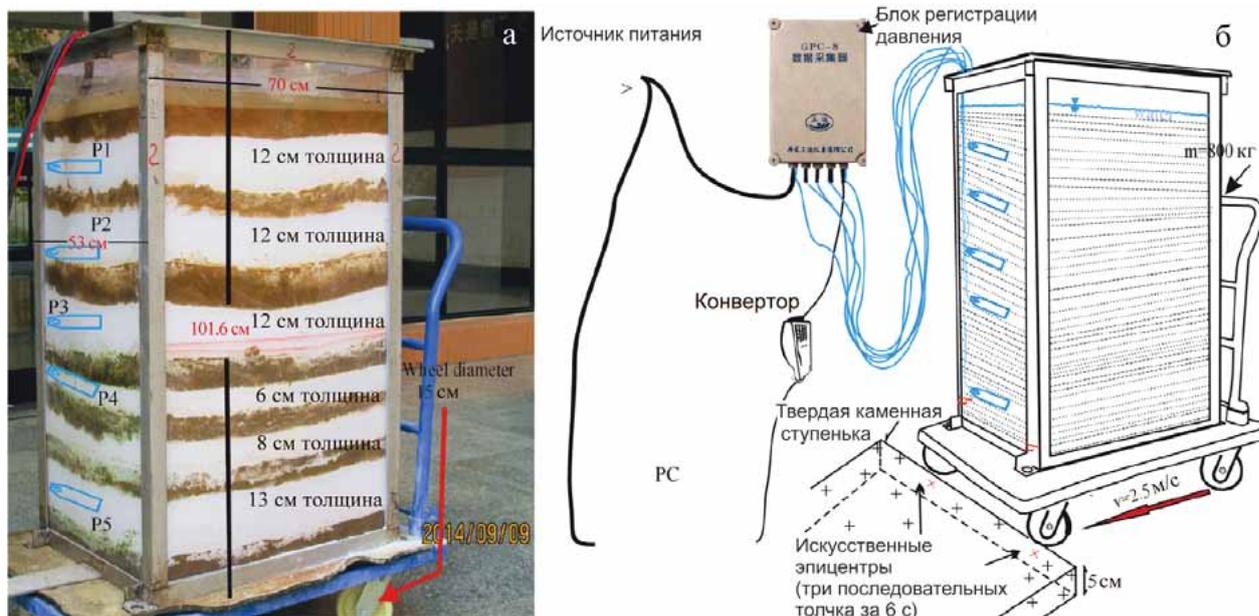


Рис. 1. Слоистая модель для имитации землетрясения (а) и схема экспериментов (б) (Tian et al., 2016).

Fig. 1. Earthquake simulation test model (a) and test instruments and methods (б).

частиц ведут себя как глины, пока в объеме осадка преобладают контакты глинистых частиц между собой, а камеры разобщены (более 30 об. % глин). При низких содержаниях глины (менее 20%) ее частицы разобщены в поровом пространстве между камерами, а последние и агрегаты глинистых частиц сохраняют подвижность. Таким образом, слаболитифицированные протобажениты состояли из переслаивающихся относительно прочных глинистых слоев и радиоляритов, прочность которых существенно менялась с глубиной (со стадией диагенеза).

Как в свежееотложенных радиоляритах, так и в радиоляритах с минеральным заполнением капсул индивидуальные частицы оставались взаимно подвижными. Под действием гравитационных нагрузок или сейсмических толчков они легко переходили в состояние текучести (пльвуна). Характер пластических деформаций, возникающих на контакте с такими подвижными радиоляритами, зависел от степени литификации (прочности слипания частиц) глинистых разностей, вмещающих подвижные слои.

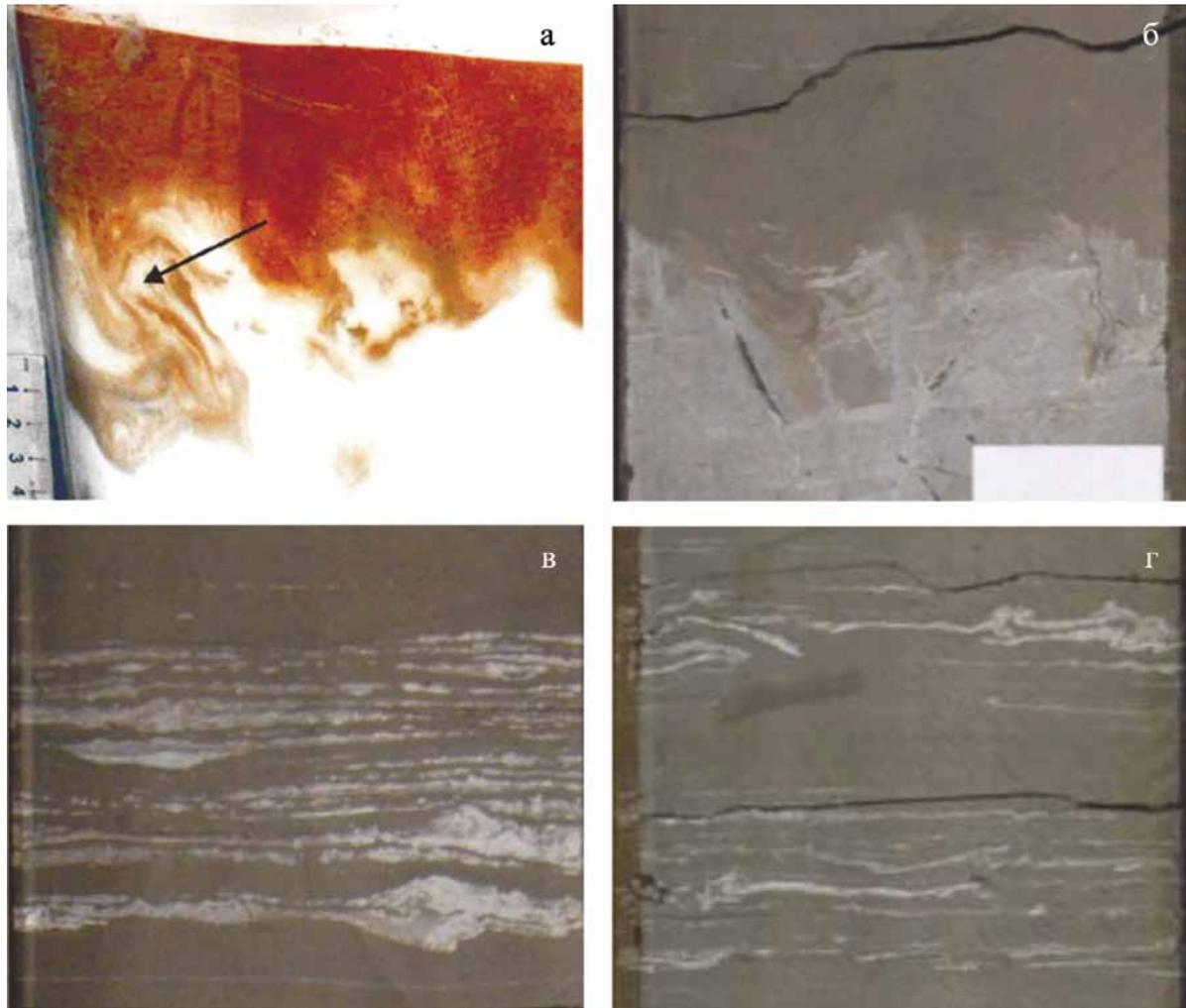
### Пластические деформации и землетрясения

В свежееотложенных предельно водонасыщенных глинистых и алевритовых осадках связи между частицами очень слабые. Механизм образования мягких пластических деформаций в таких переслаивающихся осадках при сильных землетрясениях был экспериментально изучен в 2016 г.

(Tian et al., 2016) (рис. 1). Представленная этими авторами слоистая модель состоит из двух разностей “свежих” осадков: глин – геомеханического аналога будущих глинистых силицитов – и пудры измельченного известняка – аналога чистых радиоляритов с минеральным заполнением аутигенным кальцитом внутренних объемов камер опаловых раковин микроорганизмов.

В качестве карбонатного сырья для создания модели был взят щебень микритового скрытокристаллического известняка от серого до светло-серого цвета, содержащего 96–98% кальцита. Щебень перемалывали в порошок с диаметром частиц в 5, 10, 15, 23 и 30 мкм. Затем порошок был упакован в мешки в соответствии с их диаметром: меньше 5, 10–15, 23–30 мкм. Красно-коричневую вязкую глину отбирали, измельчали и просеивали. Этот искусственный вязкий ил состоял в основном из каолинита и иллита с содержанием 4.0–5.6% алевритовых частиц и около 1.5% органического вещества.

Далее в три прозрачные короба заливали 3.5%-й раствор поваренной соли (NaCl, pH около 8.5) для имитации морской воды. Известковый и глинистый порошки медленно добавляли в заполненные водой короба, образуя мягкие водонасыщенные карбонатные слои толщиной 12–13 см и вязкие (cohesive) слои глин толщиной 4–7 см каждый; эта процедура заняла 56 дней. В каждый из трех боксов засыпался известковый порошок только одной фракции: в первый бокс – меньше 5 мкм, во второй бокс – 10–15 мкм и в третий бокс – 23–30 мкм.



**Рис. 2.** Сейсмически индуцированные “пламенные” складки.

а – образованные подвижным известковым илом и тиксотропной (вязкотекучей) глиной в эксперименте (помечены стрелкой) (Tian et al., 2016) и фиксируемые в керне; б – то же в скв. Северо-Ватъеганская 1Р (3058.35–3058.45 м); в, г – турбулентные мягко-пластические деформации тонких переслаиваний чистых радиоларитов и глинистых силицитов: в – скв. Северо-Ватъеганская 1Р (3056.55–3056.64 м), г – скв. Имилорская 412Р (3019.16–3019.25 м).

**Fig. 2.** Seismically induced curl-shaped fold.

а – experimentally formed by liquefied lime-mud and thixotropic mud (arrowed); б – the same in the core, well North-Vatëganskaya 1P (depth 3058.35–3058.45 m); в, г – turbulent viscos-plastic deformations of thin interbedding of pure radiolarites and clay silicites: в – well North-Vatëganskaya 1P (3056.55-3056.64 m), г – well Imilorckaya 412P (3019.16-3019.25 m).

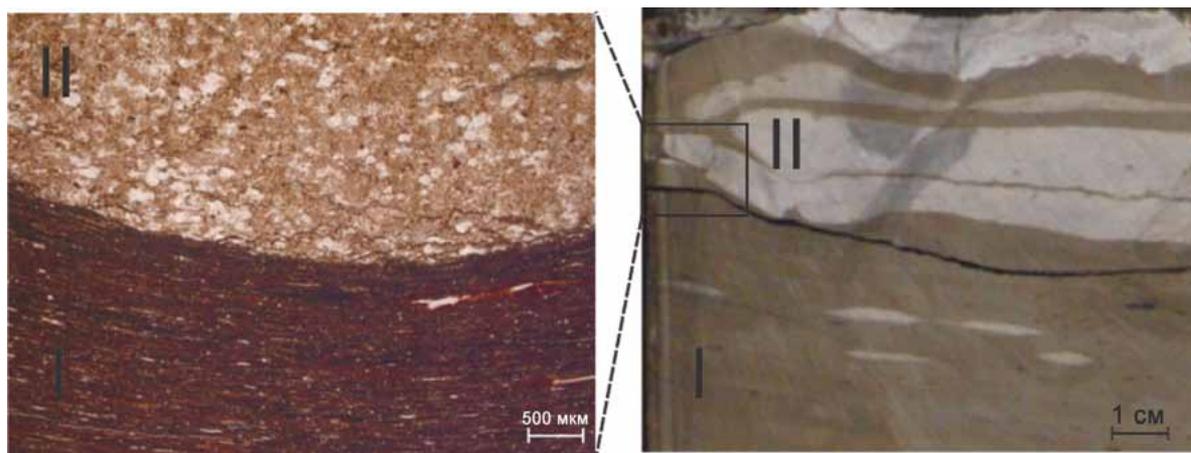
Непосредственно во время экспериментов железная тележка с жесткими колесами (диаметром 15 см) толкалась со скоростью 2–3 м/с; в течение 6 с ее колеса трижды натыкались на каменную ступень высотой 5 см, и, таким образом, они являлись точечным искусственным источником сейсмического воздействия (см. рис. 1).

“Деформационные текстуры мягких осадков, вызванные текучестью, инициированной искусственным землетрясением, состоят из известково-грязевых микровулканов, микродаек подвижного известкового шлама, огненных текстур и др.” (Tian et al.

2016). При этом плавучести (liquefaction) наиболее подвержены водонасыщенные слои с мелкопесчано-алевритовым размером частиц (23–30 мкм).

#### Деформационные текстуры в породах баженовской свиты

Некоторые сходные текстуры наблюдаются и в кернах скважин из разреза баженовской свиты (рис. 2). Соотнеся условия эксперимента с возможным процессом диагенеза протобаженитов, можно предположить, что “пламенные” текстуры в



**Рис. 3.** Мягкие пластические деформации, знаки нагрузки, скв. Северо-Ватъеганская 1Р.

Микрофото шлифа и фото керна в дневном свете. I – глинистый силицит, II – апорадиолариевый известняк.

**Fig. 3.** Soft plastic deformations, load signs, well North-Vateganskaya 1P.

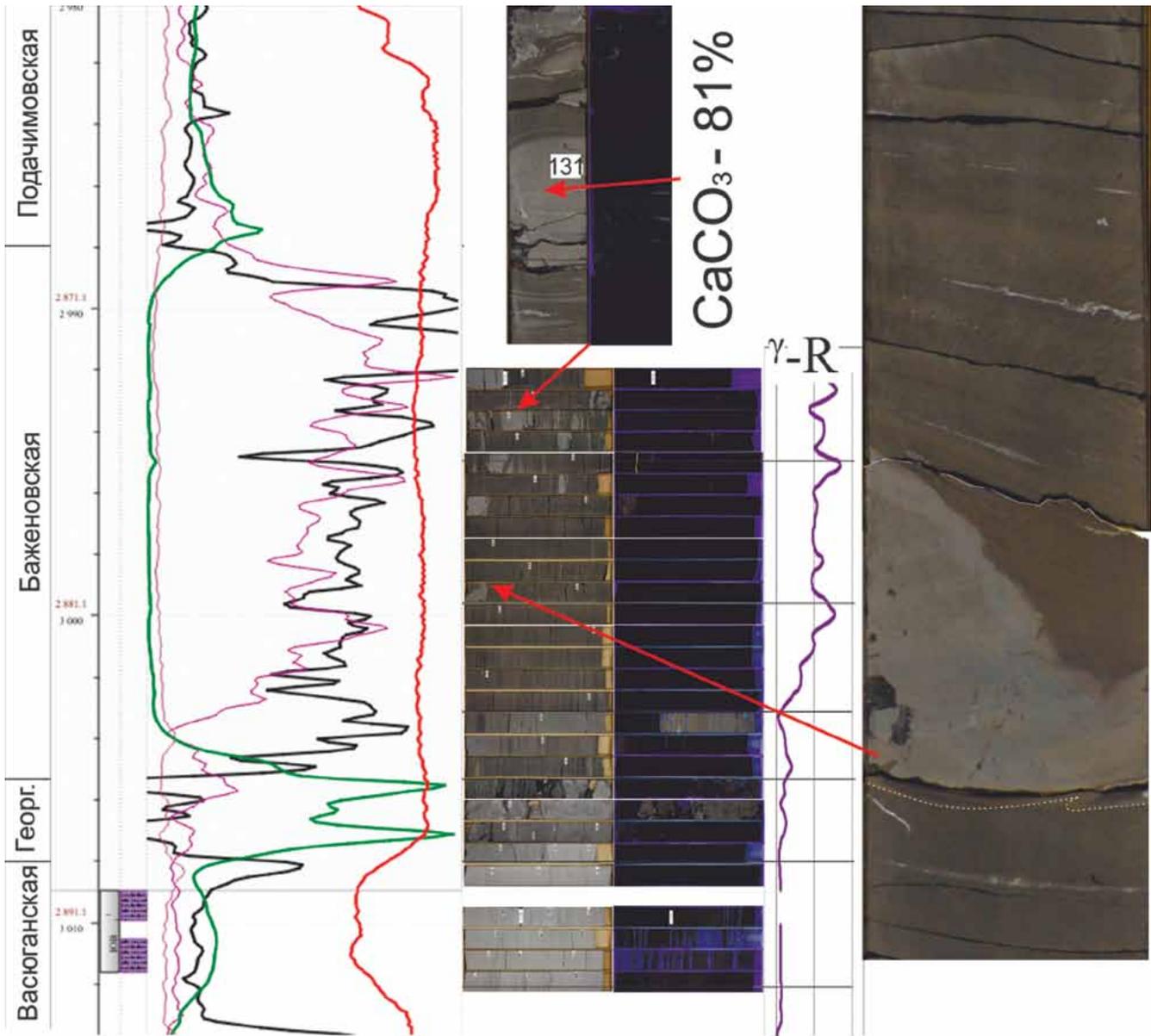
The photo of the microsections and the photo of the core in daylight. I – clay silicite, II – aporadiolarian limestone.

баженитах наиболее вероятно образовывались на самых ранних стадиях, когда глинистые силициты еще не потеряли способности переходить в гидравлически подвижное состояние под сейсмическим воздействием. Необходимым условием образования “пламенных” текстур в баженитах также являлась достаточная толщина прослоев чистых подвижных радиоларитов (порядка 10 см и более), необходимая для пространственного размещения вихревых течений внутри слоя. В слоях меньшей толщины происходило турбулентное перемешивание подвижных радиоларитов с вмещающими глинистыми силицитами (см. рис. 2в и г). Отметим, что в скв. Северо-Ватъеганская 1Р интенсивные пластические деформации фиксируются на протяжении 10 м верхней высококарбонатной части разреза баженовской свиты, и, вероятно, они инициировались многократными землетрясениями.

На более поздней стадии диагенеза глинистые разности протобаженитов приобретали некоторую прочность и постепенно теряли способность к плавучести при сейсмических событиях. Для переслаиваний подвижных радиоларитов с такими относительно плотными и прочными глинистыми разностями характерны пластические деформации (знаки нагрузки, рис. 3). Тонкие слойки радиоларита превращались в “бусы” микролинзочек, при большей толщине перетекание подвижного радиоларита деформировало кровлю и подошву – слои вмещающих упругопластичных глинистых разностей (Гришкевич и др., 2019а). Подобные образования разумно называть карбонатными нодулями, чтобы терминологически отделить их от классических карбонатных конкреций.

Гравитационная нагрузка понимается как геостатическое давление на слой вышележащими осадками или породами. Текстуры таких нагрузок возникают в результате сейсмического воздействия (толчков) на слаболитифицированную слоистую среду, сложенную чередующимися слоями с существенно различной плотностью и механическими свойствами. При этом, используя пластичность или текучесть осадков, более плотные разности стремятся погрузиться, а легкие – всплыть. В результате границы между слоями деформируются, а сами осадки перемещаются относительно друг друга в латеральном и вертикальном направлениях. Сами гравитационные нагрузки можно условно разделить на однородные и дифференциальные, возникающие при резком изменении массы перекрывающих пород. При однородных нагрузках осадки перемещаются в латеральном направлении на расстояния, соизмеримые с толщиной слоев, при дифференцированных нагрузках латеральные перемещения могут превосходить толщины слоев в десятки и сотни раз.

Общее представление о текстурах локальных гравитационных нагрузок в единичном изолированном слое дает рис. 4. Синхронизация керна здесь выполнена по его суммарной радиоактивности ( $^{\gamma}$ -R) и гамма-каротажу ствола скважины. Светло-серые разности – апорадиолариевые известняки (более 80% кальцита). Все слои и слойки известняков в значительной степени деформированы. В выделенном слое к его деформированной кровле прижат окатыш – включение глинистого силицита, подошва слоя также несет следы деформаций: пунктиром обозначена подошва слойки, смятого в



**Рис. 4.** Примеры текстур сейсмиков в разрез скв. 2085У Южно-Вынтойского месторождения.

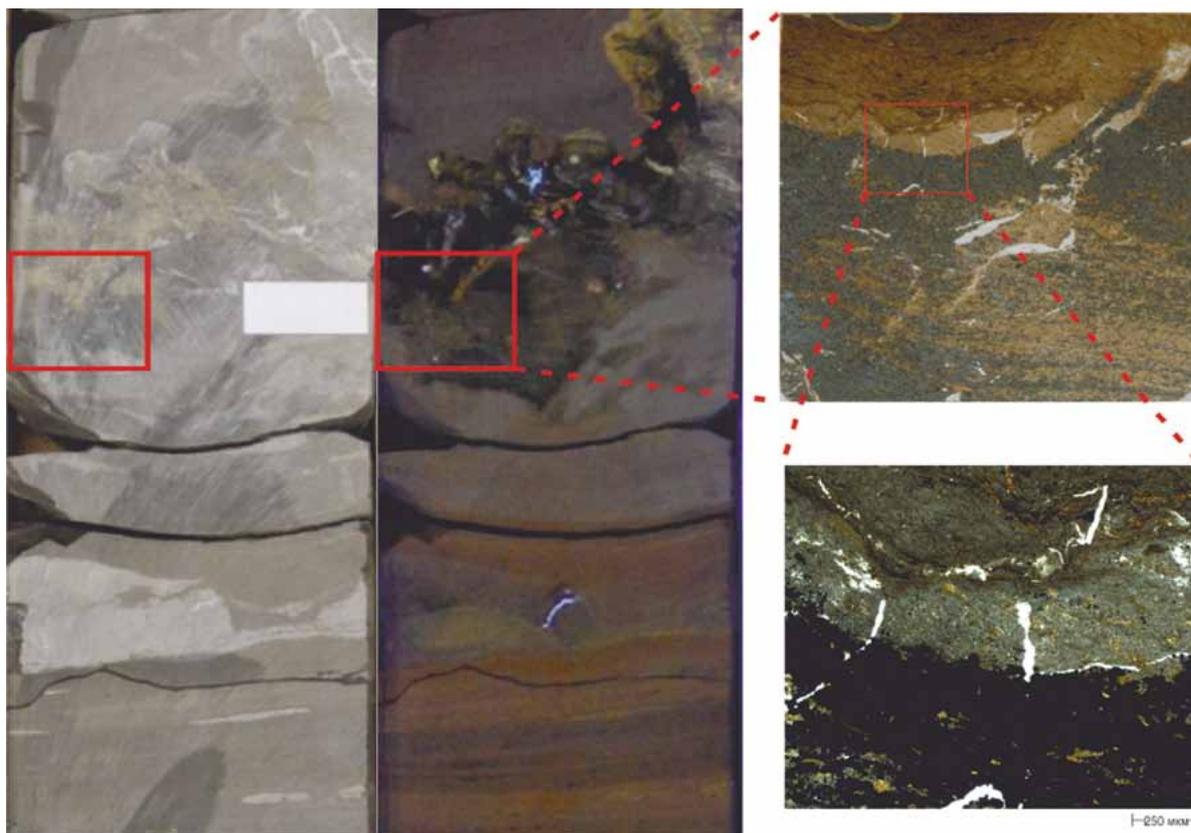
**Fig. 4.** Examples of seismit textures in the well South Vyinta 2085U.

складку волочения. Дополнительный пример деформации единичного слоя приводится в (Гришкевич и др., 2019а)

Перемещение подвижных радиоларитов внутри слоев может быть как ламинарным, так и турбулентным, поэтому первоначальная слоистость радиоларитов внутри породы может претерпевать разнонаправленную и разномасштабную деформацию (рис. 5). Крупномасштабные деформации видны на фотографиях керна, микрофотографии шлифа демонстрируют микродеформации. Верх шлифа – микро- и мелкозернистый слабоглинистый

известняк, рыжие полосы в центре – слойки пелитоморфного сидерита и гидрослюдистого материала, низ – известняк микрокристаллический, пиритизированный. Трещины выполнены микро-мелкозернистым участками кристаллически-зернистым доломитом или кальцитом. Микротрещины проходят по границе пород или в крест ее.

После появления на стадии диагенеза межкварцевой минерализации в радиоларитах оказались сближенными участки со слабым минеральным каркасом и рыхлые разности, склонные к плавучести. Под дифференциальными нагрузками и под



**Рис. 5.** Примеры пластичных текстур внутри слоевых деформаций (скв. Северо-Ватьеганская 1Р, 3051.54–3051.80 м). Фотография керна при дневном и УФ освещении, фото шлифа в отраженном и проходящем свете.

**Fig. 5.** Examples of plastic textures inside layer deformations (North-Vatyeganskaya well 1P, 3051.54–3051.80 m). Core photo in daylight and UV light, the microsection photo in reflected and passing light.

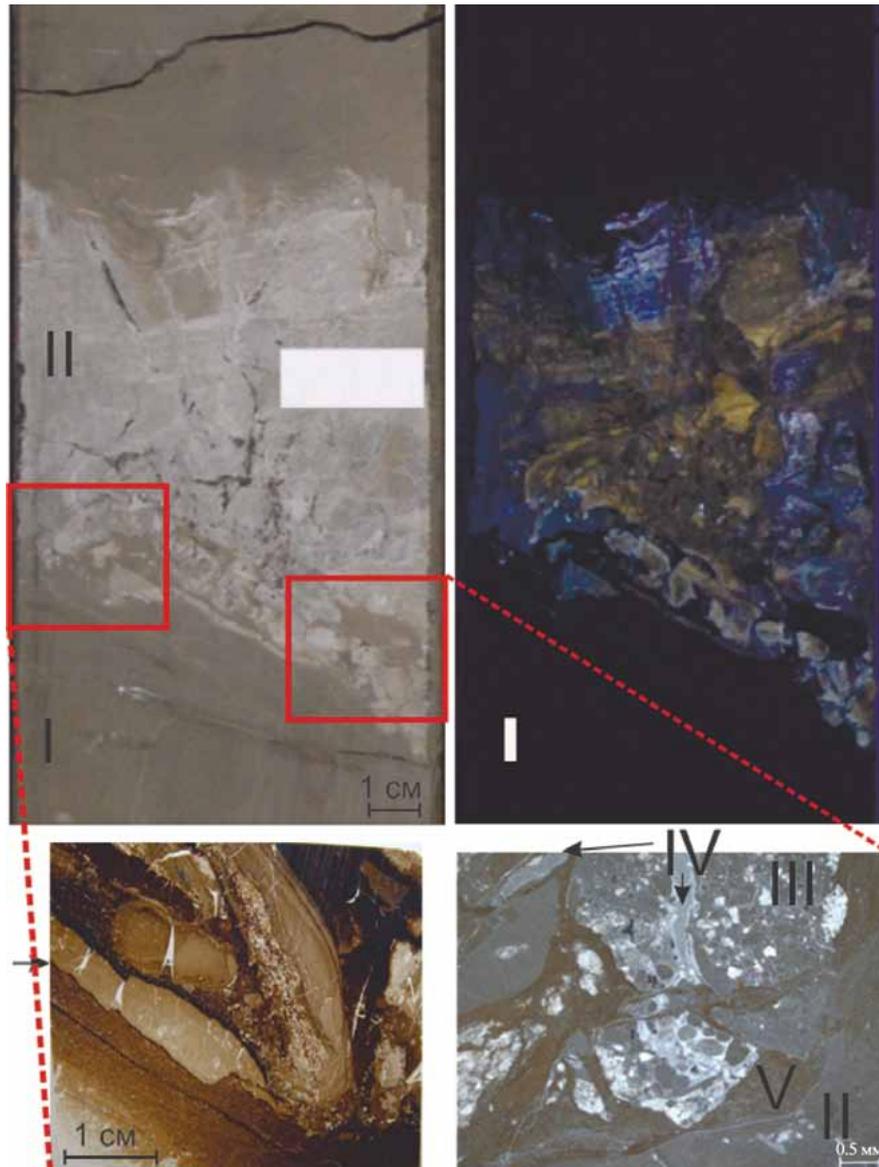
сейсмическим воздействием происходил автогидроразрыв (брекчирование) породы и мягкие деформации (выдавливание) пластичных радиоляритов с брекчированными включениями литифицированных разностей. На рис. 6 представлен пример соседства мягкопластических деформаций, гидроразрыва и брекчированных литифицированных радиоляритов, а также поведение промежуточных малоглинистых радиоляритов, выступавших и как объект пластических деформаций, и как агент вторичного гидроразрыва (см. верхнюю часть макрофотографии керна и микрофотографии шлифов).

Наличие межкамерного минерального каркаса во время сейсмических событий (землетрясений) фиксируется как абразией (соскабливанием) границ раздела радиоляритов и силицитов (помечено стрелкой на фотографии шлифа), так и многократным самобрекчированием радиоляритов автофлюидоразрывами.

При благоприятных исходных геологических условиях (достаточной мощности и протяженности слоев карбонатизированных радиоляритов) в напор-

ных валах перед седиментационным склоном могут формироваться линзы брекчированных карбонатов значительной толщины (Усманов и др., 2005).

На территории деятельности компании «ЛУКОЙЛ-Западная Сибирь» яркий пример такой линзы выявлен бурением на Мишаевском месторождении (рис. 7) (Гришкевич и др., 2019б). В скв. 184Р вскрытая толщина линзы составляет 7 м, максимальная толщина линзы в 10 м зафиксирована, по данным ГИС, в соседней эксплуатационной скв. 1606. Ширина этой линзы до 1 км, простирание северо-восточное, что согласуется с направлением седиментационного склона и зон развития аномальных разрезов баженовской свиты. Кровля известняков резкая, с наклоном около 30° к оси скважины. Конформное выполаживание границ слоев, перекрывающих линзу выдавливания до горизонтального залегания, растянуто на 6 м. Основной объем линзы представлен карбонатами. Карбонат апорадиоляриевый, структура стенок радиолярий подчеркнута замещающим пиритом и примесью глинистого материала. Петрографическими исследова-



**Рис. 6.** Сейсмические деформации, скв. Северо-Ватъеганская 1Р (3058.35–3058.55).

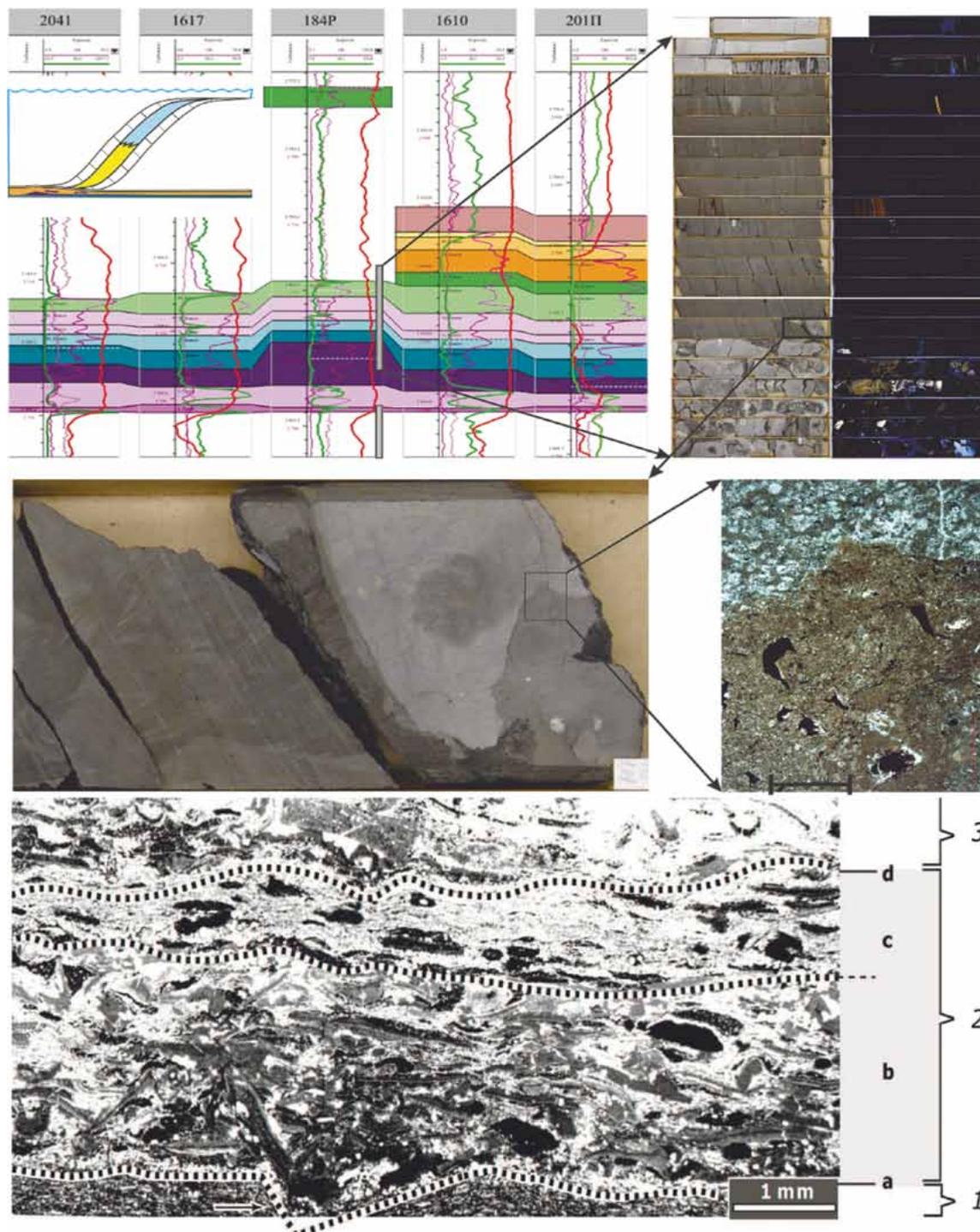
I – глинистый силицит; II – апородиоляриевый известняк; III – первичная микробрекчия; IV – чистый радиоларит, агент первого гидроразрыва; V – глинистый радиоларит, агент второго гидроразрыва. Фотография ядра при дневном и УФ освещении, микрофотография шлифов в отраженном и проходящем свете.

**Fig. 6.** Seismic deformations, North-Vatyeganskaya 1P well (3058.35–3058.55).

I – clay silicite; II – aporadiolarian limestone; III – primary microbreccia; IV – pure radiolarite, agent of the first hydorrapture; V – clay radiolarite, agent of the second hydorrapture. The picture of the core in daylight and UV light, the microphoto of the section in reflected and passing light.

дованиями выявлены дополнительные диагностические признаки пластических деформаций. Непосредственно к кровле линзы примыкает темно-серый комок с резкой “кочковатой” границей. По составу порода комка – глинистый силицит с высоким (до 30%) содержанием обломков костей рыб. Первичная слоистость силицитов не сохранилась, у обломков костей отсутствует гравитационная

ориентировка, сохранившиеся линзовидные включения многократно деформированы в различных направлениях (фотография шлифа любезно представлена И.В. Панченко; см. рис. 7). Подобные комки разумно именовать окатышами. Для сравнения приводится фотография шлифа образца с прослоями рыбного детрита из разреза баженовской свиты с ненарушенным залеганием.

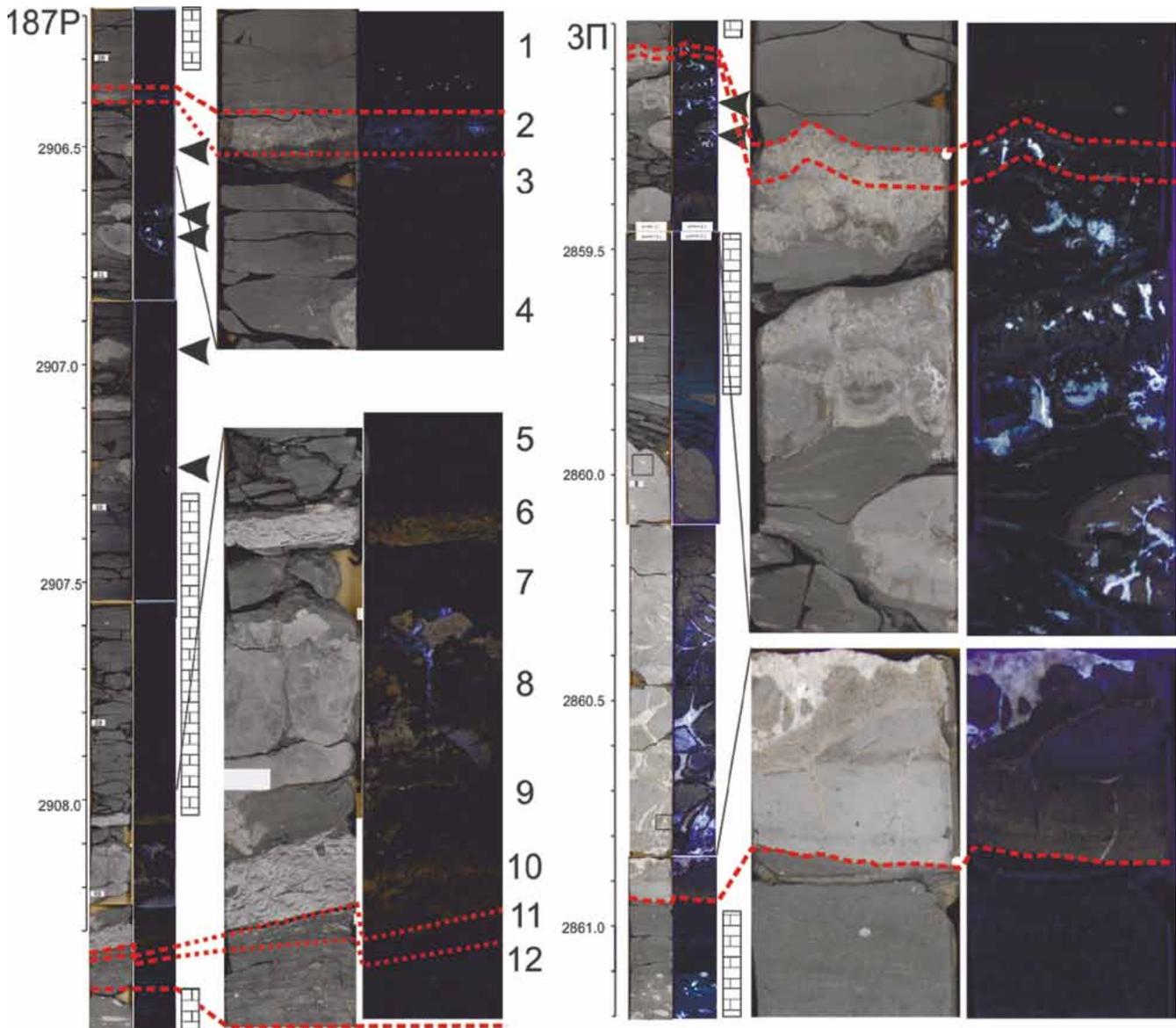


**Рис. 7.** Линза брекчированных карбонатов в подошве баженовской свиты и пример залегания прослоев с рыбным детритом (черное).

Фото шлифа в нижней части рисунка. 1 – вмещающие глинистые силициты. 2 – штормогенный прослой: а – поверхность размыва; б – концентрация костных рыбных фрагментов с нормальной градиацией; с – тонкослоистый иловый покров с рассеянными биокластами, ориентированными субгоризонтально; d – волнистая кровля прослоя. 3 – концентрированный рыбный детрит вышележащего штормогенного слоя. Баженовская свита, скв. Емангальская-96 (Щепетова и др., 2015).

**Fig. 7.** The brecciated carbonates lens in Bazhenov suite's bottom and fish detritus microphoto example.

Microsection. 1 – enclosing clay silicites. 2 – stormogen layer: a – erosion surface; b – concentration of bone fish fragments with normal gradation; c – covering thin silt layer with scattered, subhorizontal oriented bioclasts; d – undulating interlayer's roof. 3 – concentrated fish detritus of the overlying storm layer. Bazhenovo Formation, Emangalskaya well 96 (Shchepetova et al., 2015).



**Рис. 8.** Перемещенные слои в разрезах георгиевской свиты скважин Ново-Ортыгунская 187P (2906.25–2908.39 м) и Северо-Ватъеганская 3П (2859.05–2860.95 м).

**Fig. 8.** Displaced Georgian suite layers, Novo-Ortyagunskaya 187P (2906.25–2908.39 m) and North-Vateganskaya 3П (2859.05–2860.95 m) wells.

### СЕЙСМИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ МНОГОСЛОЙНЫХ АССОЦИАЦИЙ

В нижней части разреза баженовской свиты и в пределах георгиевской свиты достаточно часто встречаются выдержанные по площади, протяженные слои условно чистых апорадиоляриевых карбонатов, разделенные одной или двумя перемычками (слоями) выдержанных глинистых силицитов. Если под действием дифференциальных нагрузок происходила флюидизация (размягчение) и перемещение слаболитифицированных радиоляритов, то скоро-

сти таких перемещений в соседних слоях неизбежно различались. Это вызвало в глинисто-силицитовых перемычках напряжения изгиба и образование секущих трещин. Процесс фрагментации перемычки приводил к ее полной или частичной переработке в интракласты (олистолиты), разделенные между собой подвижными радиоляритами и зеркалами взаимного скольжения. Неоднородность литификации радиоляритов дополнительно усложняла общую картину. Результаты этого процесса показаны на рис. 8, где представлен керн разреза георгиевской свиты из двух скважин.

На Ново-Ортыгунской площади георгиевская свита охарактеризована керном из пяти скважин. В четырех из них эти отложения имеют мягкие пластические деформации типа карбонатных нодулей.

В скв. 188П комковатые известняки на границе баженовской и георгиевской свит имеют толщину 1.2 м, над ними непосредственно залегают алевролиты, внедрившиеся из аномального разреза баженовской свиты (Гришкевич и др., 2017) с интенсивным голубым свечением в УФ (нефть). Кровля известняков (2904.89 м) осложнена знаками нагрузки и проникающей трещиной (с голубым свечением в УФ). Из-за неполноты выноса (не хватает 52 см) иные границы керном не охарактеризованы, но факт ударного гидравлического воздействия в ходе внедрения зафиксирован абсолютно достоверно.

В скв. 187Р вынос керна полный, что позволяет точно установить границы ненарушенного залегания отложений баженовско-георгиевского комплекса. Выше глубины 2906.35 м границы всех прослоев близки к горизонтальным, аналогично – ниже глубины 2908.42 м прослой тоже параллельны. Кроме того, ненарушенное залегание зафиксировано в интервале 2907.30–2908.04 м. Порода динамической “смазки” скольжения (слои 2 и 11) имеет характерную полосчато-волнистую текстуру, а примыкающие к ним слои ненарушенной породы содержат заметные следы затухающей деформации. Верхний интервал перемятых пород (2906.40–2907.30 м) представлен матрицей деформированных глинистых силицитов с множественными включениями окатышей глинистых апорадиоляриевых карбонатов. Окатыши на рис. 8 помечены стрелками. Они имеют комковатую внутреннюю структуру, встречается также радиальная трещиноватость “септариевого” типа. Нижний интервал перемещенных пород (2908.04–2908.34 м) сверху и снизу ограничен слоями крупнокристаллических карбонатов с фунтиковой текстурой. Общепризнано их появление в результате перекристаллизации. Включения в фунтиковые карбонаты многочисленных интракластов силицитов хорошо согласуются с эрозионным (неровным) характером границ этих слоев, что свидетельствует об отсутствии взаимного окатывания. Возможно, это объясняется низкой вязкостью будущих фунтиковых карбонатов.

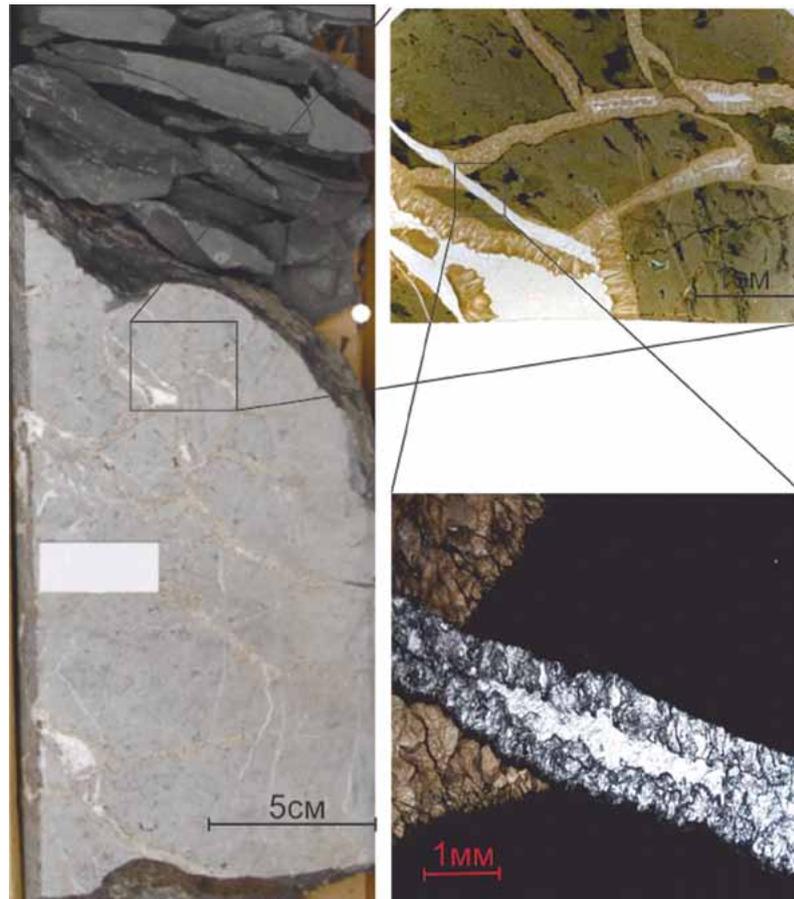
Скважина Северо-Ватьеганская 3П расположена на расстоянии около 3 км от предполагаемой границы выклинивания тела внедрения аномального разреза баженовской свиты на Западно-Повховской площади. В этой скважине (см. рис. 8) перемещен интервал разреза 2859.05–2860.95 м. Верхняя и нижняя границы его отчетливо эрозионные, слои с видимыми деформациями отсутствуют, но имеет место слабая проградация

свойств граничных слоев в примыкающих карбонатах. В верхней трети перемещенного интервала залегают множественные карбонатные окатыши, притертые к интракластам силицитов (2859.2–2959.5 м) и слой (или линза?) ненарушенных силицитов (2859.46–2959.81 м). Окатыши имеют радиальную систему трещин, выполненных вторичными карбонатами, которые подобны трещинам классических септариевых конкреций. Нижняя граница ненарушенного слоя силицитов осложнена эрозионными выступами и клиновидной инъекцией (2959.81–2959.83 м) подвижных радиоляритов (карбонатов). Подвижность их подтверждается унаследованностью формы прослоев при меси в матрице породы от контура прилегающей эродируемой границы (рис. 9).

Матрица породы на рисунке разбита множественными трещинами двух генераций. Все они залечены крупнокристаллическим кальцитом: первая генерация с примесью сидерита (светло-рыжая), вторая – чистым кальцитом. Подобные трещины многократно описывались различными авторами (например, (Эдер и др., 2019)), как гидротермально-катагенетические. По изотопному составу кислорода и углерода апорадиоляриевые карбонаты являются микробиально-диагенетическими (изотопно легкими), а крупнокристаллические карбонаты – катагенетическими (изотопно тяжелыми). Эти трещины (см. рис. 7 и 8) не имеют к деформациям мягких осадков никакого отношения: в породе на момент их возникновения не сохранилось разностей, способных к плавучести, оплыванию, флюидизации, поэтому трещины залечивались медленными процессами гидротермального привноса, а не быстрыми процессами внутрипородного гидравлического перераспределения масс (Деев и др., 2012).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В статье показано, что в разрезе баженовско-георгиевского комплекса диагностируются следы деформаций слаболитифицированных пород: от микрослоев и ансамблей глинистых частиц до пластовых интрузий (тел внедрения) аномальных разрезов баженовской свиты. Деформации слаболитифицированных пород (*soft sediment deformations*) всегда возникают на контактах пород с различными плотностями и текучестью под воздействием встряхивающих землетрясений. В истории эпиконтинентальной Западно-Сибирской плиты наиболее интенсивные землетрясения происходили на границах блоков консолидированного фундамента при изостатических погружениях и компенсациях в зоне сверхбыстрого осадконакопления (лавинной седиментации (Лисицын, 1988)) неокомской клиноформной толщи. Поэтому пластические деформации баженовско-георгиевского комплекса



**Рис. 9.** Пример пластичных текстур, осложненных трещинами, залеченными гидротермальными карбонатами двух генераций (скв. Северо-Ватъеганская ЗП, 2959.83–2960.11 м).

Фотография ядра при дневном освещении, фото шлифа в отраженном и проходящем свете.

**Fig. 9.** A plastic textures example, complicated by cracks, treated with hydrothermal carbonates of two generations (North-Vatieganskaya well ЗП, 2959.83–2960.11 m).

Core photo in daylight, microsection photo in reflected and passing light.

евского комплекса надежно зафиксировали в облике пород интенсивные сейсмические события прошлого, их временное и пространственное распространение.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гришкевич В.Ф., Гатина Н.Н., Сидоренко А.О., Карпова Е.В. (2019а) Опыт петрографического анализа механизма формирования аномального разреза баженовской свиты на Импилорской площади Западной Сибири. *Литосфера*, **19**(2), 209-227. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-2-209-227
- Гришкевич В.Ф., Касаткин В.Е., Лагутина С.В., Панина Е.В., Смоляков Г.А., Сивкова А.В., Шайхутдинова Г.Х., Хорошев Н.Г., Блинкова А.В. (2019б) Эволюция флюидопроводящей системы отложений баженовской свиты. *Пути реализации нефтегазового потенциала Западной Сибири*. Мат-лы XXII науч.-прак-

- тич. конф. Ханты-Мансийск. Т. 1, 105-126.
- Гришкевич В.Ф., Лагутина С.В., Панина Е.В., Долматова С.С. (2019в) Общая структура неокомского морского осадконакопления в Западно-Сибирском бассейне. *Геология морей и океанов*. Мат-лы XXIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Москва, ИО РАН, Т. 1, 69-73.
- Гришкевич В.Ф., Лагутина С.В., Панина Е.В., Долматова С.С., Лаптей А.Г., Торопов Э.С., Стариков В.С., Хорошев Н.Г., Блинкова А.В. (2017) Геомеханическая модель формирования аномальных разрезов баженовской свиты: физическое моделирование и практическое применение. *Геология, геофизика и разработка месторождений нефти и газа*, (3), 33-47.
- Деев Е.В., Зольников И.Д., Староверов В.Н. (2012) Отражение быстрых геологических процессов в отложениях и текстурах (на примере разновозрастных комплексов Северной Евразии) *Литосфера*, (6), 14-36.
- Коровина Т.А., Кропотова Е.П., Гулятьев С.В., Крицкий И.Л., Шадрин С.В. (2014) Генетические аспекты

- формирования баженовской свиты и критерии прогноза ее промышленной продуктивности. *Актуальные проблемы нефти и газа*, **2**(10), 21-29.
- Лисицын А.П. (1988) Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 309 с.
- Панченко И.В., Немова В.Д. (2017) Контуриты в баженовских отложениях Западной Сибири: формирование, распространение и практическое значение. *Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии*. VII Всерос. совещ. (Ред.: В.А. Захаров, М.А. Рогов, Е.В. Щепетова). М.: ГИН РАН, 153-157
- Панченко И.В., Немова В.Д., Смирнова М.Е., Ильина М.В., Барабошкин Е.Ю., Ильин В.С. (2016) Стратификация и детальная корреляция баженовского горизонта в центральной части Западной Сибири по данным литолого-палеонтологического изучения керн и ГИС. *Геология нефти и газа*, (6), 22-34.
- Усманов И.Ш., Трофимова Е.Н., Дякина А.В., Карлов А.М. (2005) Нефтенасыщенные известняки баженовской свиты Сургутского района. *Нефт. хоз-во*, (12), 19-25.
- Щепетова Е.В., Панченко И.В., Барабошкин Е.Ю., Немова В.Д., Смирнова М.Е., Зуйкова М.В. (2015) Штормогенные отложения в баженовской свите Фроловской мегавпадины (Западная Сибирь). Мат-лы VIII Всерос. литолог. совещ. М.: РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина, Т. 1, 312-314.
- Эдер В.Г., Замирайлова А.Г., Ян П.А. (2017) Закономерности распространения кремнистых пород и “кокколитовой” пачки баженовской свиты. *Геология и геофизика*, **58**(3-4), 511-521.
- Эдер В.Г., Костырева Е.А., Юрченко А.Ю., Балущкина Н.С., Сотнич И.С., Козлова Е.В., Замирайлова А.Г., Савченко Н.И. (2019). Новые данные о литологии, органической геохимии и условиях формирования баженовской свиты Западной Сибири. *Георесурсы*, **21**(2), 129-142. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2019.2.129-142>
- Mitchener H., Torfs H. (1996) Erosion of mud/sand mixtures. *Coast. Engin.*, **29**, 1-25.
- Tian H., Zhang S., Zhang A. (2016) Test Investigation on Liquefied Deformation Structure in Saturated Lime-Mud Composites Triggered by Strong Earthquakes. *Acta Geologica Sinica* (English Edition), **90**(6), 2008-2021.
- Deev E.V., Zol'nikov I.D., Staroverov V.N. (2012) Some types of deposits and textures as a result of rapid geological processes (on the example of different age complexes of northern Eurasian). *Litosfera*, (6), 14-36. (In Russ.)
- Eder V.G., Kostyreva E.A., Yurchenko A.Yu., Balushkina N.S., Sotnich I.S., Kozlova E.V., Zamirailova A.G., Savchenko N.I. (2019). New data on lithology, organic geochemistry and accumulation conditions of the Bazhenovo Formation in Western Siberia. *Georesources*, **21**(2), 129-142. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2019.2.129-142>. (In Russian)
- Eder V.G., Zamirailova A.G., Yan P.A. (2017) The regularities of the distribution of siliceous mudstones and “cololith” member of the bazhenov formation. *Geol. Geofiz.*, **58**(3-4), 511-521. DOI: 10.15372/GiG20170314 (In Russ.)
- Grishkevich V.F., Gatina N.N., Sidorenko A.O., Karpova E.V. (2019a) Petrographic study of the genesis of anomalous sections in the Bazhenovo Formation, the Imilor deposit, Western Siberia. *Litosfera*, **19**(2), 209-227. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-2-209-227. (In Russian)
- Grishkevich V.F., Kasatkin V.E., Lagutina S.V., Panina E.V., Smolyakov G.A., Sivkova A.V., Shaikhutdinova G.H., Horoshev N.G., Blinkova A.V. (2019b) Evolution of the fluid-conducting system of the Bazhenovo Formation. *Usage ways for West Siberian oil and gas potential*. XXII Scientific-practical Conference Papers. Hanty-Mansiisk, V. 1, 105-126 (In Russian)
- Grishkevich V.F., Lagutina S.V., Panina E.V., Dolmatova S.S. (2019b) Neocomian marine sedimentation of West Siberian basin in general. *Geology of seas and oceans: Proc. XXIII International Conference on Marine Geology*. Moscow, IO RAS, V. 1, 69-73. (In Russian)
- Grishkevich V.F., Lagutina S.V., Panina E.V., Dolmatova S.S., Laptei A.G., Toropov E.S., Starikov V.S., Khoroshev N.G., Blinkova A.V. (2017) Geomechanical model of bazhenov abnormal sequence's generation: physical experiments and practical usage. *Geologiya, Geofizika i Razrabotka Mestorozhdenii Nefti i Gaza*, (3), 33-47. (In Russ.)
- Korovina T.A., Kropotova E.P., Gul'tyaev S.V., Kritskii I.L., Shadrina S.V. (2014) Genetic view to Bazhenovo suite formation and industrial productivity forecasting criteria. *Aktual'nye Problemy Nefti i Gaza*, **2**(10), 21-29. (In Russ.)
- Lisitsyn A.P. (1988) Avalanche sedimentation and deposits interruptions in the seas and oceans. Moscow, Nauka Publ., 309 p. (In Russian)
- Mitchener H., Torfs H. (1996) Erosion of mud/sand mixtures. *Coast. Engin.*, **29**, 1-25.
- Panченко I.V., Nemova V.D. (2017) Contourites in the Bazhenovo deposits of Western Siberia: formation, distribution and practical significance. *Jurassic system of Russia: problems of stratigraphy and paleogeography*. VII All-Russia Meeting. Moscow. (Eds: V.A. Zakharov, M.A. Rogov, E.V. Shchepetova). Moscow, GIN RAS, 153-157. (In Russian)
- Panченко I.V., Nemova V.D., Smirnova M.E., Il'ina M.V., Baraboshkin E.Yu., Il'in V.S. (2016) Stratigraphy and detail correlation of Bazhenov horizon in Western Siberia central part based on lithological and paleontological core studies. *Geologiya Nefti i Gaza*, (6), 22-34. (In Russ.)
- Shchepetova E.V., Panченко I.V., Baraboshkin E.J., Nemova V.D., Smirnova M.E., Zuykova M.V. (2015) Stormogenic deposits in the Bazhenovo Formation of the Frolovskaya megahollow (materials from Western Siberia). *VIII All-Russian Lithological Conf*. Moscow, I.M. Gubkin State University Oil and Gas, V. 1, 312-314. (In Russian)
- Tian H., Zhang S., Zhang A. (2016) Test Investigation on Liquefied Deformation Structure in Saturated Lime-Mud Composites Triggered by Strong Earthquakes. *Acta Geologica Sinica* (English Edition), **90**(6), 2008-2021.
- Usmanov I.Sh., Trofimova E.N., Dyakina A.V., Karlov A.M. (2005) Bazhenovo oil productive limestones of Sugrut's region. *Neftyanoe khozyaistvo*, (12), 19-25. (In Russian)

## REFERENCES

УДК 543.51, 549.02

DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-5-712-723

## К методике определения изотопного состава Sm/Nd и Sr на ICP-MS Neptune Plus с LA приставкой NWR 213

М. В. Червяковская, В. С. Червяковский

Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15,  
e-mail: zaitseva.mv1991@gmail.com

Поступила в редакцию 25.06.2021 г., принята к печати 03.09.2021 г.

**Объект исследования.** Изотопная система Sm/Nd в ряде межлабораторных природных образцов апатита, титани-та, алланита, монацита и во внутрилабораторных пробах апатита (из карбонатитов Ильменогорского массива, Юж-ный Урал), монацита (из пегматитов Адуйского гранитного массива и его обрамления, Средний Урал) и титани-та (из кальцитовых жил Сарановского месторождения хромита, Средний Урал, и из щелочного пегматита рудни-ка Шпат, Вишневы горы, Южный Урал); изотопная система Sr в ряде межлабораторных природных образцов апа-тита и во внутрилабораторных пробах апатита (из апатит-карбонатной жилы Слюдяногорского месторождения, Иркутская область, и из карбонатитов Ильменогорского массива, Южный Урал). **Метод.** Исследование проведе-но на многоколлекторном масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой Neptune Plus (ThermoFisher) с при-ставкой для лазерной абляции NWR 213 (ESI), размещенном в помещении класса чистоты 7 ИСО в ЦКП “Гео-аналитик” (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург). **Результаты.** В работе описаны методические подходы для изучения изотопных систем Sm/Nd и Sr в природных фосфатных и силикатных минералах методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой с лазерной абляцией, реализованные на оборудовании ЦКП “Геоаналитик” (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург). Проведена сравнительная характеристика результатов с литературными данными по исследованию межлабораторных природных образцов, получено удовлетворительное совпадение данных. По раз-работанным методикам анализа были изучены образцы апатита (анализ Sr изотопной системы) и образцы апа-тита, монацита, титани-та (анализ Sm/Nd изотопной системы). **Заключение.** Проведенная методическая работа по ана-лизу изотопных систем Sm/Nd и Sr рекомендована для изучения различных минералов: апатит, титани-та, алланит, монацит (анализ Sm/Nd изотопной системы); апатит (анализ Sr изотопной системы). Достигнутые погрешности анализа позволяют использовать результаты для интерпретаций различных геохимических процессов.

**Ключевые слова:** лазерная абляция, изотопный состав Sm/Nd, изотопный состав Sr

### Источник финансирования

Работа выполнена в ЦКП “Геоаналитик” при финансовой поддержке гранта РФФИ № 20-05-00403 и в рамках темы № АААА-А18-118053090045-8 государственного задания ИГГ УрО РАН. Дооснащение и комплексное разви-тие ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН осуществляется при финансовой поддержке гранта Министерства нау-ки и высшего образования Российской Федерации, Соглашение № 075-15-2021-680

## Determination of Sm/Nd and Sr isotopic composition using an ICP-MS Neptune Plus equipped with an NWR 213 attachment for laser ablation

Maria V. Chervyakovskaya, Vasiliy S. Chervyakovskiy

A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, 15 Akad. Vonsovskogo st., Ekaterinburg 620110, Russia,  
e-mail: zaitseva.mv1991@gmail.com

Received 25.06.2021, accepted 03.09.2021

**Research subject.** The Sm/Nd isotope system was investigated using inter-laboratory natural samples of apatite, titanite, allanite, monazite, as well as intra-laboratory samples of apatite (from carbonatites, Ilmenogorsk massif, Ural), mona-zite (from pegmatites of the Aduy granite massif and its framing, Middle Urals) and titanite (from calcite veins, Saranov-

**Для цитирования:** Червяковская М.В., Червяковский В.С. (2021) К методике определения изотопного состава Sm/Nd и Sr на ICP-MS Neptune Plus с LA приставкой NWR 213. *Литосфера*, 21(5), 712-723. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-5-712-723>

**For citation:** Chervyakovskaya M.V., Chervyakovskiy V.S. (2021) Determination of Sm/Nd and Sr isotopic composition using an ICP-MS Neptune Plus equipped with an NWR 213 attachment for laser ablation. *Lithosphere (Russia)*, 21(5), 712-723. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-5-712-723>

© М.В. Червяковская, В.С. Червяковский, 2021

skoye chromite deposit, Middle Urals and from alkaline pegmatite, Shpat mine, Vishnev mountains, South Urals). The Sr isotope system was investigated using inter-laboratory natural apatite samples and intra-laboratory apatite samples (from the apatite-carbonate vein, Slyudyanogorskoe deposit, Irkutsk region and from carbonatites, Ilmenogorsk massif, Ural). *Methods.* The research was carried using a Neptune Plus multicollector mass spectrometer with inductively coupled plasma (ThermoFisher) equipped with an NWR 213 (ESI) laser ablation attachment, located in a room of ISO class 7 at the “Geoanalyst” Center for Collective Use (IGG Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Ekaterinburg). *Results.* The article describes methodological approaches for studying Sm/Nd and Sr isotope systems in natural phosphate and silicate minerals by inductively coupled plasma mass spectrometry with laser ablation, implemented on the equipment of the Center for Collective Use “Geoanalyst” (IGG Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Ekaterinburg). A comparative analysis of the obtained results with those reported in literature showed their satisfactory agreement. The developed analytical approaches were used to study apatite samples (analysis of the Sr isotope system) and those of apatite, monazite, titanite (analysis of the Sr isotope system). *Conclusions.* The developed approaches to the analysis of Sm/Nd and Sr isotopic systems can be recommended for investigating such minerals, as apatite, titanite, allanite, monazite (analysis of the Sm/Nd isotope system); apatite (analysis of the Sr isotope system). The achieved analysis errors allow the results to be used for interpreting various geochemical processes.

**Keywords:** laser ablation, Sm/Nd isotopic composition, Sr isotopic composition

#### Funding information

LA-ICP-MS study was supported by RFBR grant No. 20-05-00403 and the state assignment of Centre for Collective Use “Geoanalyst” of IGG UB RAS (No. AAAA-A18-118053090045-8). The re-equipment and comprehensive development of the Centre for Collective Use “Geoanalyst” is financially supported by the grant of the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation. Agreement No. 075-15-2021-680

## ВВЕДЕНИЕ

Апатит – широко распространенный минерал (Pan, Fleet, 2002; Poitrasson et al., 2002), химический и изотопный состав которого используется при петрогенетических исследованиях, а именно при анализе генезиса рудных месторождений, изотопно-геохимическом анализе и др. (см., например, (Belousova et al., 2002; Chu et al., 2009)). Минерал содержит важную информацию о двух изотопных системах Sr и Nd (Zaitsev, Bell, 1995; Rakovan et al., 1997). Вследствие чрезвычайно низкого отношения  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  (в большинстве проб апатита менее 0.0001) изотопный состав  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в минерале рассматривается в качестве исходного для магм, что открывает перспективы использования  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  изотопных данных при исследованиях происхождения магм. Традиционно для изотопного  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  анализа апатитов используется метод TIMS (термоионизационная масс-спектрометрия), для которого необходимо как минимум 4 мкг образца (3–10 нг Sr) (Charlier, 2006). Развитие техники ICP-MS (масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой) в сочетании с LA (лазерной абляцией) дает возможность изучать изменения изотопного состава Sr с пространственным разрешением до 50–100 мкм, причем со значительным сокращением времени анализа и малым “повреждением” образцов по сравнению с TIMS (Horstwood et al., 2008). Впервые изотопный *in situ* LA-ICP-MS (масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой с лазерной абляцией) анализ Sr в плагиоклазе и биоапатите (пробах гастропод) был описан в работе (Christensen et al., 1995) при диаметре кратера 150–300 мкм и в растровом режиме измере-

ния. Авторы работы достигли погрешности измерения изотопного отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , сравнимые с таковыми с методом TIMS.

Несмотря на большой потенциал использования метода LA-ICP-MS для анализа изотопной системы Rb/Sr, методика не стала рутинной. Восемь из одиннадцати работ, опубликованных в период с 1995 по 2006 г., в которых сообщалось об изотопном анализе Sr *in situ* методом LA-ICP-MS, в основном были сосредоточены на разработке методик. Очевидно, что существует большой потенциал и потребность в применении изотопного анализа Sr *in situ* LA-ICP-MS (Vroon et al., 2008).

С помощью LA-ICP-MS достигаются точности измерения около десятков г/т Sr и, следовательно, при оптимальных аналитических условиях (например, высоком содержании Sr и низком содержании Rb) изотопные данные Rb/Sr системы сравнимы с данными, полученными с помощью TIMS. В настоящее время различные методические работы направлены на выявление факторов, влияющих на точность и правильность полученных изотопных данных, среди которых изобарические и молекулярные помехи, масс-фракционирование прибора, уровень фона, лазерное изотопное и элементное фракционирование и статистическая обработка данных (Vroon et al., 2008; Munos et al., 2016). Основным препятствием в изотопном анализе Sr является интерференция  $^{87}\text{Rb}$  на  $^{87}\text{Sr}$ , которая требует, чтобы анализируемый материал имел чрезвычайно низкие отношения Rb/Sr < 0.02 (Vroon et al., 2008; Yang et al., 2009).

Изотопный состав Nd – важный индикатор петрогенеза и эволюции мантии земной коры. Изотопная система Sm-Nd уже давно используется как в

качестве геохронометра, так и в качестве изотопного индикатора (Lugmair, Carlson, 1978; De Paolo, 1981). Традиционный подход к определению изотопов Sm и Nd включает в себя растворение основной массы породы или минерала с последующей ионообменной хроматографией для отделения Sm и Nd от матрицы и друг от друга. Изотопный состав и содержание Sm и Nd затем определяют с помощью TIMS или ICP-MS. Хотя этот подход дает высокоточные изотопные определения, сложность отбора проб может привести к потере важной геохимической информации, сохраняющейся в пределах зерен. Изотопный анализ Sm/Nd *in situ* LA-ICP-MS характеризуется высоким пространственным разрешением, относительно высокой точностью, высокой пропускной способностью и может применяться как при анализе отдельных зерен, залитых в шашку, так и при анализе тонких срезов горных пород (шлиф). Различные акцессорные минералы, обогащенные легкими РЗЭ и имеющие достаточное содержание неодима, могут быть проанализированы LA-ICP-MS с получением качественных результатов по изотопной системе Sm/Nd. Так, в работах (Foster, Vance, 2006; McFarlane, McCulloch, 2007; Yang et al., 2008, 2009) продемонстрировано изучение *in situ* LA-ICP-MS апатита, титанита, алланита, перовскита и монацита. Основными сложностями для получения точных изотопных данных Sm/Nd системы с помощью LA-ICP-MS следующие (Fisher et al., 2011): корректировка изобарной помехи изотопа  $^{144}\text{Sm}$  на изотоп  $^{144}\text{Nd}$ ; определение инструментальных поправочных коэффициентов смещения массы для Sm и Nd; точное определение изотопного отношения  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ . Также большой сложностью является поиск стандартных образцов, так как практически все природные материалы характеризуются различиями в отношении Sm/Nd. В работе (McFarlane, McCulloch, 2007) сообщалось о разработке синтетических стандартов, но это не снимает проблему поиска и подбора природных стандартов для преодоления различий в матричных эффектах.

Также важным фрагментом при любой методике LA-ICP-MS анализа является разработка алгоритма обработки полученных данных, включающего в себя все необходимые корректировки интерференций и влияний (как правило, это оценка масс дискриминации, коррекция изобарных влияний, вклад фонового сигнала и т.д.).

#### АНАЛИТИЧЕСКОЕ ОБОРУДОВАНИЕ, ОБРАЗЦЫ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ, ПРОЦЕДУРА ИЗМЕРЕНИЯ

Измерения выполнялись на оборудовании MS (масс-спектрометре) Neptune Plus (ThermoFisher) с приставкой LA NWR 213 (ESI), размещенном в помещении класса чистоты 7 ИСО в ЦКП “Геоаналитик” (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург).

При анализе изотопного состава Sm/Nd системы использованы следующие образцы: стандартные стекла (Fisher et al., 2011), предоставленные Геологической службой Японии, JNd<sub>i</sub>-1 (оксид Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, концентрация Nd  $\approx 35000$  г/т;  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512115 \pm \pm 7$  (TIMS) и  $0.512089 \pm 23$  (LA-ICP-MS при  $d = 40\text{--}80$  мкм) и LREE Nd<sub>j</sub> – аналог стекла JNd<sub>i</sub>-1 с добавками Ce, Pr, Sm, Eu и Gd (концентрация Nd  $\approx 12\ 000$ , Sm  $\approx 5000$  г/т). Апробация методики выполнена на серии межлабораторных образцов сравнения, включающих в себя фторапатит Durango (карьер Серро-де-Меркадо, северная окраина г. Дуранго, Мексика (Yang et al., 2014; Fisher et al., 2011)); фрагмент апатита Mun Mad; титанит Hongo Canyon NM-1 (граниты, каньон Хонго, северо-восток от г. Таос, Нью-Мексико (Fisher et al., 2011)); алланит Diabosatsu (гранитный пегматит, возраст  $\approx 13$  млн лет, перевал Дайбосатсу, Яманаси, Япония (Fisher et al., 2011)); монацит Trebilcock (пегматит Trebilcock, возраст  $\approx 270$  млн лет (Fisher et al., 2011)). Методика использована при изучении зерен апатита Ар-3 (карбонатиты, Ильменогорский массив, Урал (Левин и др., 1997)); монацита OZ-1 (пегматиты Адуйского гранитного массива и его обрамления, Средний Урал, пробы В.А. Губина); титанита Т-3 (кальцитовые жилы, Сарановское месторождение хромита, Средний Урал) и Т-386 (щелочной пегматит, рудник Шпат, Вишневые горы, Южный Урал (Левин и др., 1997)).

При анализе изотопного состава Sr системы использованы следующие образцы: фторапатит Durango; синий апатит ювелирного качества Mun Mad (Мадагаскар (Yang et al., 2014)) и апатит Slyudyanka (юго-западное побережье оз. Байкал (Yang et al., 2014)). Методика использована при изучении зерен апатита Ар-2 (apatit из карбонатных жил, Слюдяногорское месторождение, Иркутская область (Калинин, Роненсон, 1957)) и Ар-3.

Исследовали отдельные кристаллы, вмонтированные в блоки (“шашки”) с использованием эпоксидной смолы. Перед анализом поверхность образцов, смонтированных в шашки, шлифовали, полировали и обрабатывали 0.5 н HNO<sub>3</sub> (3 мас. %) для удаления загрязнений.

#### Процедура измерения и обработки данных при изучении изотопной системы Sm/Nd

Оптимизацию операционных параметров MS (табл. 1) проводили до минимизации времени и погрешности измерения при достижении максимума сигналов изотопов Sm и Nd с использованием стандартных растворов одноэлементного раствора Sm и JNd<sub>i</sub>-1 в виде раствора и в виде стекла. Критерием при оптимизации операционных параметров MS и приставки LA служила согласованность полученных значений изотопного отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в стандартном стекле JNd<sub>i</sub>-1 с литературными дан-

**Таблица 1.** Операционные параметры MC Neptune Plus и LA приставки NWR 213

**Table 1.** Optimized values of operating parameters of NexION 300S mass spectrometer and NWR 213 attachment for laser ablation

Операционный параметр	Значение	
MS Neptune Plus		
Мощность радиочастотного генератора, Вт	≈1100	
Расход плазмообразующего газа Ar, л/мин	15	
Расход вспомогательного газа Ar, л/мин	1	
Расход пробоподающего газа Ar, л/мин	0.9	
Время интегрирования сигналов, с	0.131	
Количество интегрирований	1	
Число циклов	500	
LA приставка NWR 213		
Плотность энергии лазерного излучения, Дж/см <sup>2</sup>	12.5–13.5	
Частота повторения импульсов, Гц	20	
Диаметр кратера, мкм	50–80 <sup>1</sup>	13–50 <sup>2</sup>
Расход транспортирующего газа He, мл/мин	≈400 <sup>1</sup>	500–800 <sup>2</sup>
Время прогрева лазера, с	20	
Время работы лазера, с	50	

Примечание. Анализ изотопного состава: <sup>1</sup> Sr, <sup>2</sup> Sm/Nd.

Note. Isotopic analysis: <sup>1</sup> Sr, <sup>2</sup> Sm/Nd.

**Таблица 2.** Конфигурация коллекторов для измерения сигналов изотопов

**Table 2.** Collector configuration for measuring isotope signals

Изотопы	Коллектор								
	L4	L3	L2	L1	C	H1	H2	H3	H4
Sr	<sup>82</sup> Kr	<sup>83</sup> Kr	<sup>84</sup> Sr + <sup>84</sup> Kr	<sup>85</sup> Rb	<sup>86</sup> Sr + <sup>86</sup> Kr	<sup>87</sup> Sr + <sup>87</sup> Rb	<sup>88</sup> Sr	–	–
Sm/Nd	<sup>142</sup> Nd + <sup>142</sup> Ce	<sup>143</sup> Nd	<sup>144</sup> Nd + <sup>144</sup> Sm	<sup>145</sup> Nd	<sup>146</sup> Nd	<sup>147</sup> Sm	<sup>149</sup> Sm	<sup>153</sup> Eu	<sup>157</sup> Gd

ными при минимальной погрешности измерения. Конфигурация коллекторов MS для измерения сигналов от изотопов: <sup>142</sup>Nd + <sup>142</sup>Ce, <sup>143</sup>Nd, <sup>144</sup>Nd + <sup>144</sup>Sm, <sup>145</sup>Nd, <sup>146</sup>Nd, <sup>147</sup>Sm, <sup>149</sup>Sm, <sup>153</sup>Eu, <sup>157</sup>Gd (табл. 2).

Процедура обработки данных выполнена согласно работе (Fisher et al., 2011).

Для коррекции изобарной помехи изотопа <sup>144</sup>Sm на изотоп <sup>144</sup>Nd использовали подход измерения другого изотопа мешающего элемента (в данном случае измерение изотопа <sup>149</sup>Sm) и расчет истинного сигнала изотопа <sup>144</sup>Sm, применяя известное значение изотопного отношения <sup>144</sup>Sm/<sup>149</sup>Sm, также при этом необходимо ввести поправку на масс-фракционирование.

Сигнал от изотопа <sup>144</sup>Sm с учетом масс-фракционирования рассчитывали следующим образом:

$$^{144}\text{Sm} = ^{149}\text{Sm} \left( ^{144}\text{Sm}/^{149}\text{Sm} \right)_{\text{true}} \left( ^{149}\text{M}_{\text{Sm}}/^{144}\text{M}_{\text{Sm}} \right)^{\beta_{\text{Sm}}},$$

$$\text{где } \beta_{\text{Sm}} = \frac{\ln \left[ \left( \left( ^{147}\text{Sm}/^{149}\text{Sm} \right)_{\text{true}} \right) / \left( \left( ^{147}\text{Sm}/^{149}\text{Sm} \right)_{\text{meas}} \right) \right]}{\ln \left( ^{147}\text{M}_{\text{Sm}}/^{149}\text{M}_{\text{Sm}} \right)} -$$

коэффициент дискриминации масс (mass bias).  $(^{144}\text{Sm}/^{149}\text{Sm})_{\text{true}}$  – истинное значение изотопного отношения – приняли равным 0.22332, по (Isnard et al., 2005).  $(^{147}\text{Sm}/^{149}\text{Sm})_{\text{true}}$  – истинное значение изотопного отношения, принятое равным 1.08680, по (Dubois, 1992).  $(^{147}\text{Sm}/^{149}\text{Sm})_{\text{meas}}$  – измеренное значение изотопного отношения. <sup>144</sup>M<sub>Sm</sub>, <sup>147</sup>M<sub>Sm</sub> и <sup>149</sup>M<sub>Sm</sub> – атомные массы изотопов <sup>144</sup>Sm, <sup>147</sup>Sm и <sup>149</sup>Sm соответственно, по IUPAC (Berghun, Wieser, 2011).

Далее рассчитывали сигнал изотопа <sup>144</sup>Nd с учетом изобарной помехи <sup>144</sup>Sm следующим образом:

$$^{144}\text{Nd} = ^{144}(\text{Nd} + \text{Sm}) - ^{144}\text{Sm},$$

где <sup>144</sup>(Nd + Sm) – суммарный сигнал от изотопов <sup>144</sup>Nd и <sup>144</sup>Sm, измеренный в MS.

Для расчета скорректированного изотопного отношения  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{cor}}$  на масс-фракционирование использовали экспоненциальный закон:

$$\left( ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \right)_{\text{cor}} = \left( ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \right)_{\text{meas}} \times \left( ^{143}\text{M}_{\text{Nd}}/^{144}\text{M}_{\text{Nd}} \right)^{\beta_{\text{Nd}}},$$

$$\text{где } \beta_{\text{Nd}} = \frac{\ln \left[ \left( \frac{{}^{146}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}}{\text{true}} \right) / \left( \frac{{}^{146}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}}{\text{meas}} \right) \right]}{\ln \left( \frac{{}^{146}\text{M}_{\text{Nd}}/{}^{144}\text{M}_{\text{Nd}}}{\text{true}} \right)}$$

коэффициент дискриминации масс.  $({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{meas}}$  – измеренное изотопное отношение с учетом корректировки изобарной помехи  ${}^{144}\text{Sm}$ .  $({}^{146}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{true}}$  – истинное значение изотопного отношения, принятое равным 0.7219, по (Wasserburg et al., 1981).  ${}^{143}\text{M}_{\text{Nd}}$  и  ${}^{144}\text{M}_{\text{Nd}}$  – атомная масса изотопов  ${}^{143}\text{Nd}$  и  ${}^{144}\text{Nd}$  соответственно, по IUPAC (Berglun, Wieser, 2011).

Для расчета скорректированного изотопного отношения  $({}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{cor}}$  на масс-фракционирование использовали экспоненциальный закон:

$$\begin{aligned} ({}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{cor}} &= ({}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{meas}} \times \\ &\times ({}^{147}\text{M}_{\text{Sm}}/{}^{144}\text{M}_{\text{Nd}})^{\beta_{\text{Nd}}}, \end{aligned}$$

где  $({}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{meas}}$  – измеренное изотопное отношение с учетом корректировки изобарной помехи.  ${}^{147}\text{M}_{\text{Sm}}$  и  ${}^{144}\text{M}_{\text{Nd}}$  – атомная масса изотопов  ${}^{147}\text{Sm}$  и  ${}^{144}\text{Nd}$  соответственно, по IUPAC (Berglun, Wuiser, 2011).

Параметр  $\varepsilon_{\text{Nd}}$  (отклонение измеренного изотопного отношения  ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$  от изотопного отношения  ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$  в CHUR (chondritic uniform reservoir – однородный хондритовый резервуар), выраженное в десяти тысячных долях,  $^0/_{000}$ ),

$$\varepsilon_{\text{Nd}} = \left[ \frac{({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{meas}} - 1}{({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{ch}}} \right] \cdot 10^4,$$

где  $({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{ch}}$  – значение изотопного отношения в CHUR, равное 0.512638 (Jacobsen, Wasserburg, 1984).

### Процедура измерения и обработки данных при изучении изотопной системы Sr

Оптимизацию операционных параметров MS (см. табл. 1) проводили до минимизации времени и погрешности измерения при достижении максимума сигналов изотопов Sr с использованием стандартного раствора Sr NBS 987. Критерием при оптимизации операционных параметров MS и приставки LA служила согласованность полученных значений изотопного отношения  ${}^{86}\text{Sr}/{}^{87}\text{Sr}$  в стандартном растворе NBS 987 с литературными данными при минимальной погрешности измерения. Конфигурация коллекторов MS для измерения сигналов от изотопов следующая:  ${}^{82}\text{Kr}$ ,  ${}^{83}\text{Kr}$ ,  ${}^{84}\text{Sr} + {}^{84}\text{Kr}$ ,  ${}^{85}\text{Rb}$ ,  ${}^{86}\text{Sr} + {}^{86}\text{Kr}$ ,  ${}^{87}\text{Sr} + {}^{87}\text{Rb}$ ,  ${}^{88}\text{Sr}$  (см. табл. 2).

Проведена обработка процедуры корректировки эффектов фракционирования, дискриминации ионов по массе и изобарных помех:  ${}^{84}\text{Kr}$  на  ${}^{84}\text{Sr}$ ,  ${}^{86}\text{Kr}$  на  ${}^{86}\text{Sr}$  и  ${}^{87}\text{Rb}$  на  ${}^{87}\text{Sr}$ .

Сигнал изотопа  ${}^{87}\text{Sr}$  с учетом изобарной помехи  ${}^{87}\text{Rb}$  рассчитали следующим образом:

$${}^{87}\text{Sr} = {}^{87}(\text{Sr} + \text{Rb}) - {}^{87}\text{Rb},$$

где  ${}^{87}(\text{Sr} + \text{Rb})$  – суммарный сигнал от изотопов  ${}^{87}\text{Sr}$  и  ${}^{87}\text{Rb}$ , измеренный в MS;  ${}^{87}\text{Rb}$  – сигнал от изотопа, полученный с использованием изотопного отношения  $({}^{87}\text{Rb}/{}^{85}\text{Rb}) = 0.386000$  (Steiger, Jäger, 1977).

Для расчета скорректированного изотопного отношения  $({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_{\text{cor}}$  на масс-фракционирование использовали экспоненциальный закон:

$$\left( \frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} \right)_{\text{cor}} = \left( \frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} \right)_{\text{meas}} \left( \frac{{}^{87}\text{M}_{\text{Sr}}/{}^{86}\text{M}_{\text{Sr}}}{\text{true}} \right)^{\beta_{\text{Sr}}},$$

$$\text{где } \beta_{\text{Sr}} = \frac{\ln \left[ \left( \frac{{}^{88}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}}{\text{true}} \right) / \left( \frac{{}^{88}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}}{\text{meas}} \right) \right]}{\ln \left( \frac{{}^{88}\text{M}_{\text{Sr}}/{}^{86}\text{M}_{\text{Sr}}}{\text{true}} \right)}$$

коэффициент дискриминации масс.  $({}^{88}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_{\text{meas}}$  – измеренное изотопное отношение с учетом корректировки изобарной помехи  ${}^{86}\text{Sr}$  (используя изотопное отношение  ${}^{83}\text{Kr}/{}^{86}\text{Kr} = 0.664162$ ).  $({}^{88}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_{\text{true}}$  – истинное значение изотопного отношения, принятое равным 8.375209, по (Steiger, Jäger, 1977).  ${}^{88}\text{M}_{\text{Sr}}$  и  ${}^{86}\text{M}_{\text{Sr}}$  – атомная масса изотопов  ${}^{88}\text{Sr}$  и  ${}^{86}\text{Sr}$  соответственно, по IUPAC (Berglun, Wuiser, 2011).

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Процедура анализа экспериментальных данных отработана на образце фторапатита Durango; измеренное изотопное отношение  ${}^{86}\text{Sr}/{}^{87}\text{Sr}$  при диаметре кратера 60 мкм составляет  $0.70695 \pm 16$ , при 80 мкм –  $0.70685 \pm 8$  (табл. 3), что удовлетворительно согласуется с ранее опубликованными данными –  $0.70629 \pm 2$  (TIMS) и  $0.70638 \pm 13$  (LA-ICP-MS;  $d = 100\text{--}137$  мкм) (McFarlane, McCulloch, 2008). Таким образом, результаты измерения апатита Durango свидетельствуют о корректности данных, получаемых в рамках разработанной методики. Авторские данные по изотопному отношению  ${}^{86}\text{Sr}/{}^{87}\text{Sr}$ , полученные на серии межлабораторных образцов сравнения – апатитах Mun Mad и Slyudyanka, представлены в табл. 3; отмечено их удовлетворительное согласие с литературными данными (Yang et al., 2014).

При оптимизированных операционных параметрах MS и приставки для LA по форме сигнала после выключения лазера проведены оценки времени “инерционности” ячейки – времени удаления испарившейся пробы из абляционной ячейки (“washout time”). Для стандартных образцов при измерении изотопного состава Sr апатита Durango “washout time” составляет 7–10 с (диаметр кратера 60 и 80 мкм), апатита Mun Mad 10–15 с ( $d = 50$  мкм), апатита Slyudyanka 8–10 с ( $d = 80$  мкм).

Достигнутая точность анализа Sr изотопной системы позволяет идентифицировать и исследовать

**Таблица 3.** Изотопное отношение  $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$  в апатитах

**Table 3.**  $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$  isotope ratio in apatites

Апатит	d, мкм	$^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$	$\pm 2\text{SD}$
Durango	60	0.70695	$\pm 16$
	80	0.70685	$\pm 8$
Mun Mad	50	0.71185	$\pm 6$
Slyudyanka	80	0.70763	$\pm 7$

изотопные неоднородности в микронном масштабе в зернах апатита, полученные результаты могут быть использованы для понимания различных геохимических процессов (таких как фракционная кристаллизация, источники геохимической неоднородности, смешение магм и др.).

Процедура обработки экспериментальных данных проводилась на образце стандартного стекла JNd<sub>i</sub>-1 с известным изотопным составом. Измеренное изотопное отношение  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в стекле при диаметре кратера 25 мкм составляет  $0.512092 \pm 30$  (табл. 4), что удовлетворительно согласуется с ранее опубликованными данными –  $0.512115 \pm 7$  (TIMS) и  $0.512089 \pm 23$  (LA-ICP-MS, d = 40–80 мкм) (Fisher et al., 2011). Для оценки корректности определения изотопного отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в присутствии Sm выполнено исследование стекла LREE Nd<sub>j</sub> с добавками Ce, Pr, Sm, Eu и Gd (концентрация Nd  $\approx 12\,000$ , Sm  $\approx 5000$  г/т (Fisher et al., 2011)). Значение  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  для стекла LREE Nd<sub>j</sub> составляет  $0.512089 \pm 30$ , что удовлетворительно согласуется с литературными данными. Таким образом, результаты измерения стекол JNd<sub>i</sub>-1 и LREE Nd<sub>j</sub> свидетельствуют о корректности данных, получаемых в рамках разработанной методики. Авторские данные по изотопному отношению  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , полученные на серии межлабораторных образцов сравнения (апатиты Mun Mad и Durango, титанит Hondo Canyon, алланит Diabosatsu, монацит Trebilcock), представлены в табл. 4; отмечено их удовлетворительное согласие с литературными данными (Fisher et al., 2011; Yang et al., 2014).

Для стандартных образцов при измерении изотопного состава Sm/Nd стандартного стекла JNd<sub>i</sub>-1 “washout time” составляет 5–7 с (d = 25 мкм), стандартного стекла LREE Nd<sub>j</sub> 6–8 с (d = 50 мкм), апатита Durango 6–8 с (d = 25 и 50 мкм), апатита Mun Mad 15–18 с (d = 50 мкм), титанита Hondo Canyon 13–15 с (d = 25 мкм), алланита Diabosatsu 4–6 с (d = 25 мкм), монацита Trebilcock 4–6 с (d = 13 мкм).

Достигнутая точность анализа Sm/Nd изотопной системы позволяет использовать полученные данные для различных геологических исследований, например для определения источников сноса детритовых минералов, процессов формирования земной коры, проведения различных петрогенетических исследований и др.

По разработанным методикам изучения изотопного состава Sm/Nd и Sr систем исследованы образцы апатита, титанита и монацита.

#### Изучение изотопного состава Sm/Nd и Sr систем апатита

Исследован изотопный состав Sm/Nd системы апатита Ap-3 при диаметре кратера 50 мкм и изотопный состав Sr апатитов Ap-2 и Ap-3 при диаметре кратера 80 мкм.

При измерении изотопного состава Sm/Nd в качестве стандартов для проверки правильности настройки MS и LA использовали стандарты JNd<sub>i</sub>-1 (в виде раствора и синтетического стекла) и LREE Nd<sub>j</sub> (в виде синтетического стекла). Значение изотопного отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  для JNd<sub>i</sub>-1 в виде раствора и синтетического стекла равно  $0.512117 \pm 19$  (2 $\sigma$ ) и  $0.512111 \pm 9$  (2 $\sigma$ ) соответственно в рамках данной аналитической сессии. Значение изотопного отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в синтетическом стекле LREE Nd<sub>j</sub> составляет  $0.512088 \pm 19$  (2 $\sigma$ ). В качестве стандартного образца апатита использовали Mun Mad апатит. Средневзвешенные значения изотопных отношений апатита Mun Mad  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  и  $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$  за время данной аналитической сессии составляют  $0.511340 \pm 28$  (2 $\sigma$ ) и

**Таблица 4.** Изотопный состав Sm/Nd в ряде стандартов и минералов

**Table 4.** Sm/Nd isotopic composition of standards and minerals

Образец	d, мкм	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\text{SD}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\text{SD}$
Стандартное стекло JNd <sub>i</sub> -1	25	0.512092	$\pm 30$	–	–
Стандартное стекло LREE Nd <sub>j</sub>	50	0.512089	$\pm 30$	0.2431	$\pm 6$
Апатит Durango	25	0.512435	$\pm 16$	0.0763	$\pm 1$
	50	0.512429	$\pm 13$	0.0753	$\pm 7$
Апатит Mun Mad	50	0.511336	$\pm 77$	0.0841	$\pm 1$
Титанит Hondo Canyon	25	0.512229	$\pm 137$	0.1128	$\pm 1$
Алланит Diabosatsu	25	0.512598	$\pm 13$	0.0710	$\pm 2$
Монацит Trebilcock	13	0.512610	$\pm 58$	0.2313	$\pm 1$

$0.711720 \pm 27$  ( $2\sigma$ ) соответственно. Полученные значения согласуются с литературными данными (Yang et al., 2014).

На рис. 1 представлены типичные сигналы от изотопов  $^{82}\text{Kr}$ ,  $^{83}\text{Kr}$ ,  $^{84}\text{Sr} + ^{84}\text{Kr}$ ,  $^{85}\text{Rb}$ ,  $^{86}\text{Sr} + ^{86}\text{Kr}$ ,  $^{87}\text{Sr} + ^{87}\text{Rb}$ ,  $^{88}\text{Sr}$ , полученные в апатитах Ар-3 и Ар-2. На рис. 2а продемонстрированы типичные сигналы от изотопов  $^{142}\text{Nd} + ^{142}\text{Ce}$ ,  $^{143}\text{Nd}$ ,  $^{144}\text{Nd} + ^{144}\text{Sm}$ ,  $^{145}\text{Nd}$ ,  $^{146}\text{Nd}$ ,  $^{147}\text{Sm}$ ,  $^{149}\text{Sm}$ ,  $^{153}\text{Eu}$  и  $^{157}\text{Gd}$  в апатите Ар-3. В табл. 5 и на рис. 3 представлены значения изотопного отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , а также вариации  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  по зернам в апатитах Ар-2, Ар-3 и в стандарте Mun Mad. В табл. 6 и на рис. 3а, б показаны значения изотопного отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , а также вариации  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  по зернам в апатите Ар-3 и в стандарте Mun Mad. Средневзвешенное отношение  $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$  в апатитах Ар-2 и Ар-3 составило  $0.707613 \pm 33$  ( $2\sigma$ ,  $N = 5$ ) и  $0.703969 \pm 9$  ( $2\sigma$ ,  $N = 6$ ) соответственно. Средневзвешенное отношение  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в апатите Ар-3 равно  $0.512223 \pm 25$  ( $2\sigma$ ,  $N = 7$ ),  $\epsilon_{\text{Nd}}$  – в пределах  $-7.3 \dots -9.3$ .

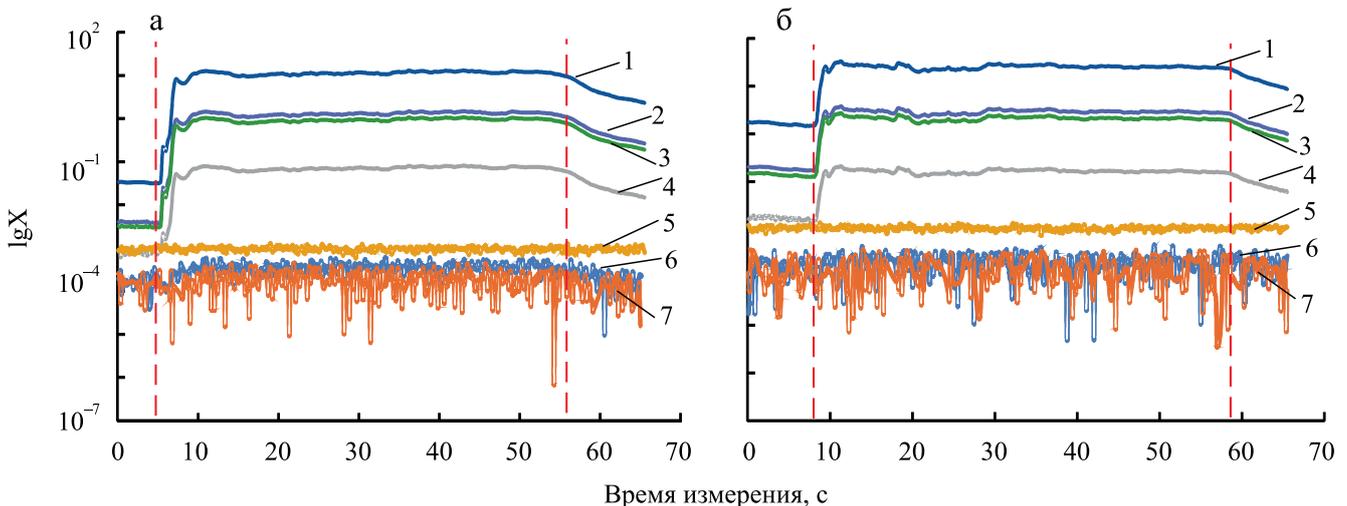
Небольшой разброс значений изотопного отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в зернах Ар-2 и Ар-3 и изотопного состава  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в апатите Ар-3 свидетельствует об однородности зерен и о том, что в момент кристаллизации расплав с большой вероятностью не претерпевал значительных изотопных изменений. Для более детальных выводов необходимы дальнейшие исследования, поиск возможных неоднородностей поверхности зерен.

### Изучение изотопного состава Sm/Nd системы титанита

Исследован изотопный состав Sm/Nd титанитов Т-3 и Т-386 при диаметре кратера 100 мкм.

При измерении изотопного состава Nd в качестве стандартов для проверки правильности настройки MS и LA использовали стандарты JNd<sub>i</sub>-1 (в виде раствора и синтетического стекла) и LREE Nd<sub>j</sub> (в виде синтетического стекла). Значение изотопного отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  для JNd<sub>i</sub>-1 в виде раствора и синтетического стекла составляет  $0.512072 \pm 25$  ( $2\sigma$ ) и  $0.512105 \pm 36$  ( $2\sigma$ ) соответственно в данной аналитической сессии. Значение изотопного отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в синтетическом стекле LREE Nd<sub>j</sub> равно  $0.512102 \pm 65$  ( $2\sigma$ ). В качестве стандартного образца титанита использовали Hondo Canyon титанит. Средневзвешенные значения изотопного отношения титанита Hondo Canyon  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  за время данной аналитической сессии составляют  $0.512206 \pm 28$  ( $2\sigma$ ). Полученные значения согласуются с литературными данными (Fisher et al., 2011).

На рис. 2б, в продемонстрированы типичные сигналы от изотопов  $^{142}\text{Nd} + ^{142}\text{Ce}$ ,  $^{143}\text{Nd}$ ,  $^{144}\text{Nd} + ^{144}\text{Sm}$ ,  $^{145}\text{Nd}$ ,  $^{146}\text{Nd}$ ,  $^{147}\text{Sm}$ ,  $^{149}\text{Sm}$ ,  $^{153}\text{Eu}$  и  $^{157}\text{Gd}$ , полученные в титанитах Т-3 и Т-386. В табл. 6 и на рис. 3в представлены значения изотопного отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , а также вариации  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  по зернам в титанитах Т-3 и Т-386 и в стандарте Hondo Canyon. Средневзвешенное отношение

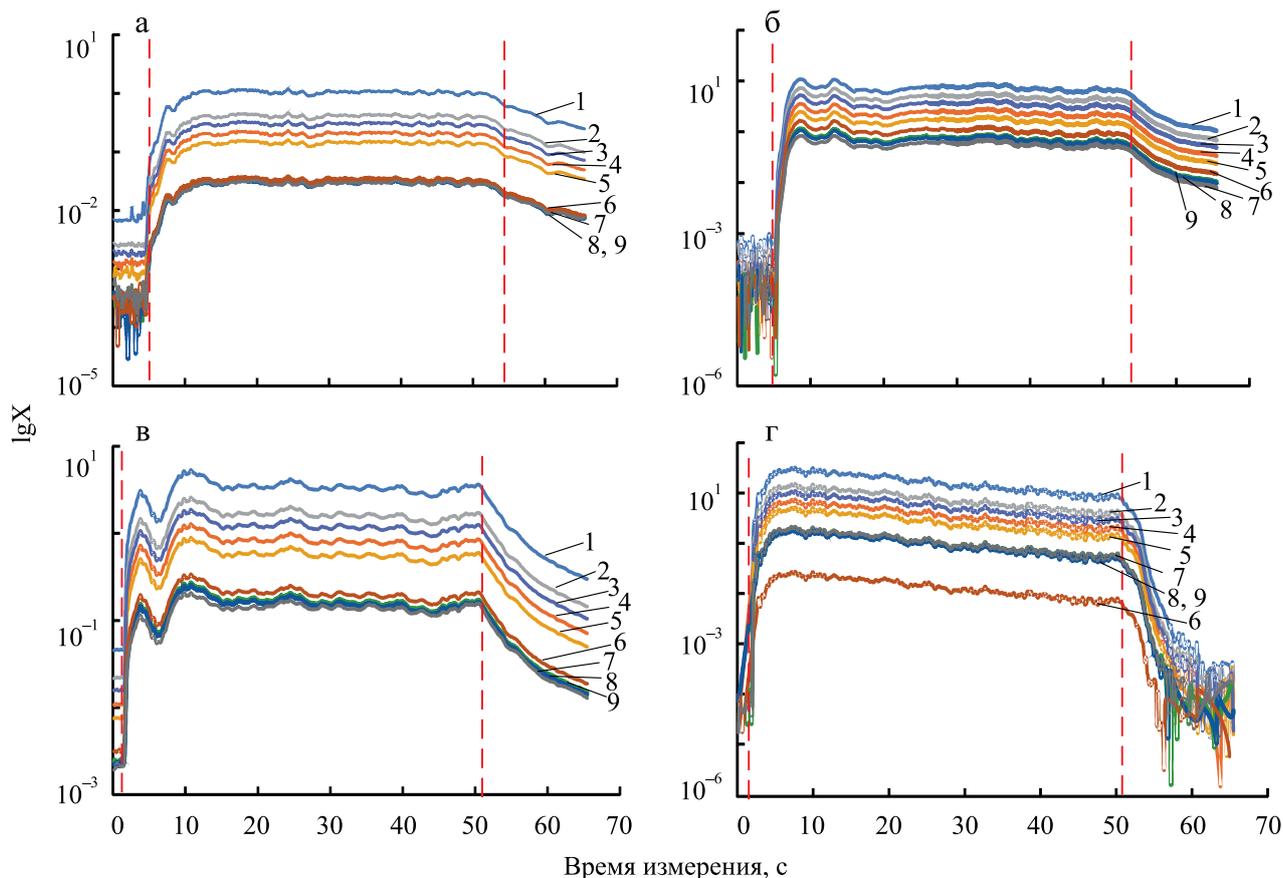


**Рис. 1.** Типичные сигналы от изотопов  $^{82}\text{Kr}$  (6),  $^{82}\text{Kr}$  (7),  $^{84}\text{Sr} + ^{84}\text{Kr}$  (4),  $^{85}\text{Rb}$  (5),  $^{86}\text{Sr} + ^{86}\text{Kr}$  (2),  $^{87}\text{Sr} + ^{87}\text{Rb}$  (3),  $^{88}\text{Sr}$  (1) в апатитах Ар-3 (а), Ар-2 (б).

Красный пунктир – момент включения (выключения) лазера. X – интенсивность сигнала, В.

**Fig. 1.** Typical signals from isotopes  $^{82}\text{Kr}$  (6),  $^{82}\text{Kr}$  (7),  $^{84}\text{Sr} + ^{84}\text{Kr}$  (4),  $^{85}\text{Rb}$  (5),  $^{86}\text{Sr} + ^{86}\text{Kr}$  (2),  $^{87}\text{Sr} + ^{87}\text{Rb}$  (3),  $^{88}\text{Sr}$  (1) in apatites Ар-3 (а), Ар-2 (б).

Red dotted line – the moment of switching on (off) the laser. X – signal intensity, V.



**Рис. 2.** Типичные сигналы от изотопов  $^{142}\text{Nd} + ^{142}\text{Ce}$  (1),  $^{143}\text{Nd}$  (4),  $^{144}\text{Nd} + ^{144}\text{Sm}$  (2),  $^{145}\text{Nd}$  (5),  $^{146}\text{Nd}$  (3),  $^{147}\text{Sm}$  (9),  $^{149}\text{Sm}$  (8),  $^{153}\text{Eu}$  (6),  $^{157}\text{Gd}$  (7) в апатите Ap-3 (а), титанитах Т-3 (б) и Т-386 (в), монаците OZ-1 (г).

Красный пунктир – момент включения (выключения) лазера. X – интенсивность сигнала, V.

**Fig. 2.** Typical signals from isotopes  $^{142}\text{Nd} + ^{142}\text{Ce}$  (1),  $^{143}\text{Nd}$  (4),  $^{144}\text{Nd} + ^{144}\text{Sm}$  (2),  $^{145}\text{Nd}$  (5),  $^{146}\text{Nd}$  (3),  $^{147}\text{Sm}$  (9),  $^{149}\text{Sm}$  (8),  $^{153}\text{Eu}$  (6),  $^{157}\text{Gd}$  (7) in apatite Ap-3 (a), titanites T-3 (б) and T-386 (в), monazite OZ-1 (г).

Red dotted line – the moment of switching on (off) the laser. X – signal intensity, V.

**Таблица 5.** Изотопное отношение  $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$  в апатитах Ap-2 и Ap-3

**Table 5.**  $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$  isotope ratio in apatites Ap-2 and Ap-3

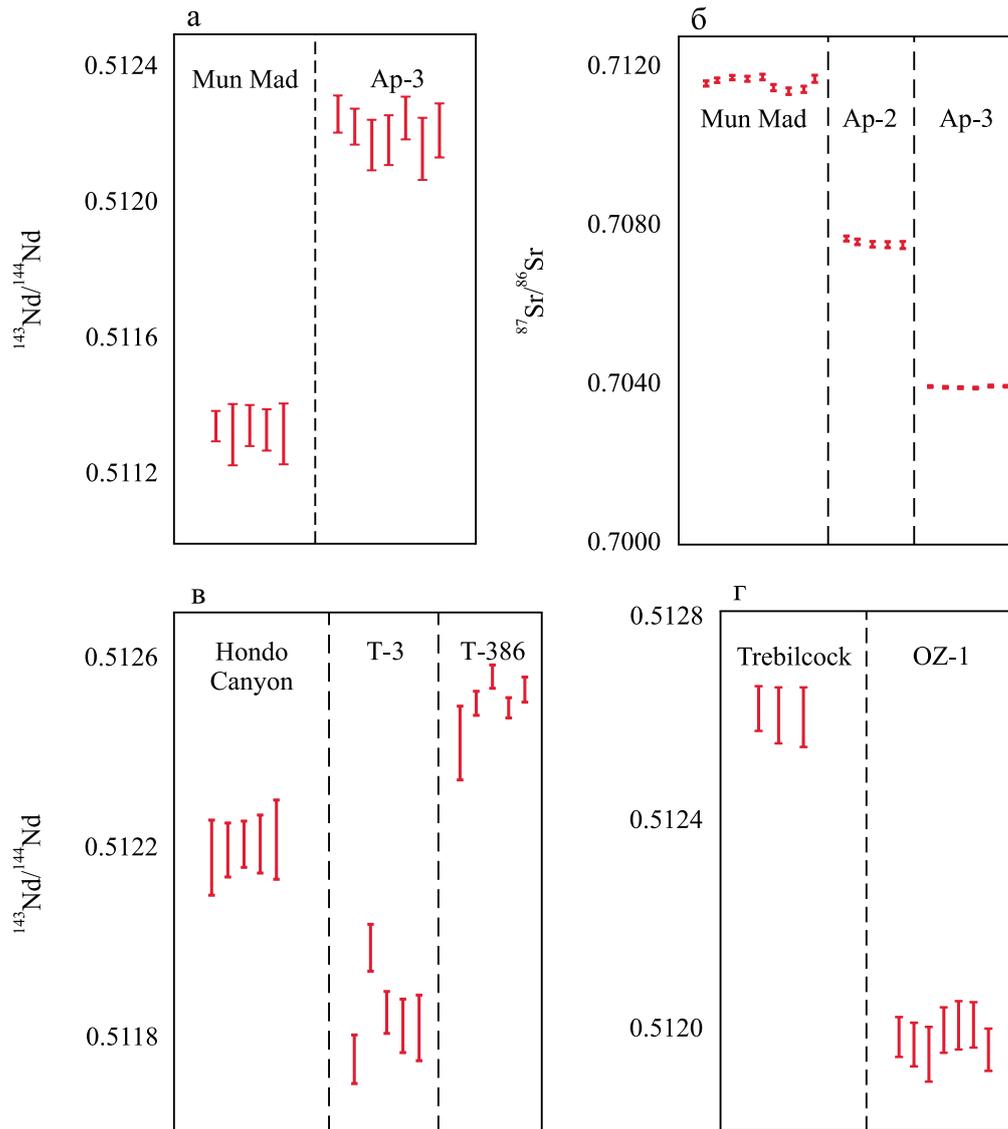
Проба, точка	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2SE
Ap-2_1	0.707710	0.000063
Ap-2_2	0.707627	0.000072
Ap-2_3	0.707565	0.000073
Ap-2_4	0.707554	0.000077
Ap-2_5	0.707545	0.000091
Ap-3_1	0.703981	0.000022
Ap-3_2	0.703961	0.000023
Ap-3_3	0.703953	0.000024
Ap-3_4	0.703943	0.000022
Ap-3_5	0.703991	0.000026
Ap-3_6	0.703988	0.000022

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в титанитах Т-3 и Т-386 составило  $0.511858 \pm 23$  ( $2\sigma$ ,  $N = 5$ ) и  $0.512523 \pm 12$  ( $2\sigma$ ,  $N = 5$ ) соответственно;  $\epsilon_{\text{Nd}}$  – в пределах  $-12.6...-17.2$  и  $-1.4...-4.2$  соответственно. Вариации отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в минералах свидетельствуют об однородности зерен.

### Изучение изотопного состава Sm/Nd системы монацита

Исследован изотопный состав Nd монацита OZ-1 при диаметре кратера 13 мкм.

При измерении изотопного состава Nd в качестве стандартов для проверки правильности настройки MS и LA использовали стандарты JNd<sub>1</sub>-1 (в виде раствора и синтетического стекла) и LREE Nd<sub>j</sub> (в виде синтетического стекла). Значение изотопного отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  для JNd<sub>1</sub>-1 в виде раствора и синтетического стекла составляет  $0.512109 \pm 23$



**Рис. 3.** Вариации изотопного отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в апатитах Mun Mad, Ap3 (а); титанитах Hondo Canyon, T-3, T-386 (в); монацитах Trebilcock, OZ-1 (г) и изотопного отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в апатитах Mun Mad, Ap-2, Ap-3 (б).

**Fig. 3.** Variations in the  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  isotope ratio in apatites Mun Mad, Ap3 (а); titanites Hondo Canyon, T-3, T-386 (в); monazites Trebilcock, OZ-1 (г) and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  isotopic ratio in Mun Mad, Ap-2, Ap-3 apatites (б).

( $2\sigma$ ) и  $0.512114 \pm 18$  ( $2\sigma$ ) соответственно. Значение изотопного отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в синтетическом стекле LREE Ndj равно  $0.512108 \pm 28$  ( $2\sigma$ ). В качестве стандартного образца монацита использовали Trebilcock монацит. Средневзвешенные значения изотопного отношения титанита Trebilcock  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  за время данной аналитической сессии составляют  $0.512604 \pm 28$  ( $2\sigma$ ). Полученные значения согласуются с литературными данными (Fisher et al., 2011).

На рис. 2г представлены типичные сигналы от изотопов  $^{142}\text{Nd} + ^{142}\text{Ce}$ ,  $^{143}\text{Nd}$ ,  $^{144}\text{Nd} + ^{144}\text{Sm}$ ,  $^{145}\text{Nd}$ ,

$^{146}\text{Nd}$ ,  $^{147}\text{Sm}$ ,  $^{149}\text{Sm}$ ,  $^{153}\text{Eu}$  и  $^{157}\text{Gd}$ , полученные в монаците OZ-1. В табл. 6 и на рис. 3г показаны значения изотопного отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , а также вариации  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  по зернам в монаците OZ-1 и в стандарте Trebilcock. Средневзвешенное отношение  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в монаците OZ-1 составило  $0.511980 \pm 16$  ( $2\sigma$ ,  $N = 7$ );  $\epsilon_{\text{Nd}}$  – в пределах  $-12.4 \dots -13.5$ . Вариации отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в минералах свидетельствуют об однородности зерен.

Отрицательные значения  $\epsilon_{\text{Nd}}$ , полученные в исследуемых пробах апатита, титанита и монаци-

Таблица 6. Изотопный состав Sm/Nd в пробах апатита Ар-3, титанита Т-3, Т-386 и монацита ОЗ-1

Table 6. Sm/Nd isotopic composition in Ap-3 apatite, T-3, T-386 titanite and OZ-1 monazite

Аналитическая точка	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2SE	$\epsilon_{\text{Nd}}$
Апатит Ар-3				
1	0.0755	0.512265	0.000055	-7.3
2	0.0754	0.512228	0.000053	-8.0
3	0.0753	0.512174	0.000074	-9.1
4	0.0753	0.512188	0.000073	-8.8
5	0.0757	0.512254	0.000063	-7.5
6	0.0756	0.512163	0.000092	-9.3
7	0.0751	0.512217	0.000080	-8.2
Титанит Т-3				
2	0.1521	0.511759	0.000051	-17.2
3	0.1402	0.511993	0.000049	-12.6
4	0.1347	0.511857	0.000044	-15.2
5	0.1370	0.511829	0.000056	-15.8
6	0.1471	0.511824	0.000069	-15.9
Титанит Т-386				
1	0.0918	0.512425	0.000078	-4.2
2	0.0919	0.512509	0.000025	-2.5
3	0.1109	0.512565	0.000025	-1.4
4	0.0993	0.512499	0.000021	-2.7
Монацит ОЗ-1				
1	0.1320	0.511982	0.000038	-12.8
2	0.1316	0.511967	0.000042	-13.1
6	0.1304	0.511948	0.000053	-13.5
7	0.1306	0.511995	0.000044	-12.5
8	0.1302	0.512004	0.000046	-12.4
9	0.1301	0.512005	0.000044	-12.4
10	0.1291	0.511957	0.000041	-13.3

та, означают, что породы произошли из источника, имеющего более низкое значение отношения Sm/Nd, чем хондритовый резервуар. Следовательно они произошли в результате переработки и ассимиляции древних коровых пород. Отношения Sm/Nd при первоначальном отделении их от CHUR были понижены (Фор, 1989). Для более детальных выводов необходимы дальнейшие исследования, поиск возможных неоднородностей поверхности зерен.

## ВЫВОДЫ

Представлена процедура разработки методики для изучения изотопного состава Sm/Nd и Sr систем, реализованная на ICP-MS Neptune Plus с LA NWR 213, размещенных в помещении класса чистоты ИСО 7 в ЦКП "Геоаналитик" (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург). Методика изучения изотопного состава Sr системы отработана на стандартных образцах апатита, методика изучения изотопного состава Sm/Nd системы – на стандартных образцах апатита, титанита, монацита и алланита.

На основе представленных результатов можно утверждать, что метод LA-ICP-MS обеспечивает быстрое и эффективное определение степени изотоп-

ной неоднородности в пределах одного образца или отдельных зерен с аналитической точностью, позволяющей различать геологические события. Эта работа показывает важность детальных изотопных исследований *in situ* для расшифровки сложной динамики магматических систем. Точность результатов в значительной степени зависит от интенсивности сигналов изотопов Sm, Nd, Rb, Sr, которая связана с содержанием этих элементов в анализируемом материале и с количеством образца, израсходованным во время абляции (т. е. с объемом лазерного кратера).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Калинин П.В., Роненсон Б.М. (1957) Геолого-структурные особенности и генезис Слюдянских флогопитовых месторождений. *Сов. геология*, **58**, 56-73.
- Левин В.Я., Роненсон Б.М., Самков В.С. (1997) Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала. Екатеринбург: Уралгеолком, 274 с.
- Фор Г. (1989) Основы изотопной геологии. М.: Мир, 590 с.
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S., Fisher N.I. (2002) Apatite as an indicator mineral for mineral exploration: trace-element compositions and their relationship to host rock type. *J. Geochem. Explor.*, **76**, 45-69. doi: 10.1016/S0375-6742(02)00204-2

- Berglun M., Wieser M.E. (2011) Isotopic compositions of the elements 2009 (IUPAC technical report). *Pure Appl. Chem.*, **83**(2), 397-410. doi: 10.1351/PAC-REP-10-06-02
- Charlier B.L.A., Ginibre C., Morgan D., Nowell G.M., Pearson D.G., Davidson J.P., Otleby C.J. (2006) Methods for the microsampling and high-precision analysis of strontium and rubidium isotopes at single crystal scale for petrological and geochronological applications. *Chem. Geol.*, **232**, 114-133. doi: 10.1016/j.chemgeo.2006.02.015
- Christensen J.N., Halliday A.N., Lee D.C., Hall C.M. (1995) *In situ* Sr isotopic analysis by laser ablation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **136**, 79-85. doi: 10.1016/0012-821X(95)00181-6
- Chu M.F., Wang K.L., Griffin W.L., Chung S.L., O'Reilly S.Y., Pearson N.J., Iizuka Y. (2009) Apatite composition: tracing petrogenetic processes in Transhimalayan granitoids. *J. Petrol.*, **50**, 1829-1855. doi: 10.1093/petrology/egp054
- De Paolo D.J. (1981) Trace Element and Isotopic Effects of Combined Wallrock Assimilation and Fractional Crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **53**, 189-202. doi: 10.1016/0012-821X(81)90153-9
- Dubois J.C., Retali G., Cesario J. (1992) Isotopic analysis of rare earth elements by total vaporization of samples in thermal ionization mass spectrometry. *Intern. J. Mass Spectrom., Ion Proc.*, **129**, 163-177.
- Fisher C.M., McFarlane C.R.M., Hanchar J.M., Schmitz M.D., Sylvester P.J., Lam R., Longrich H.P. (2011) Sm-Nd isotope systematics by laser ablation-multicollector-inductively coupled plasma mass spectrometry: methods and potential natural and synthetic reference materials. *Chem. Geol.*, **284**, 1-20. doi: 10.1016/j.chemgeo.2011.01.012
- Foster G.L., Vance D. (2006) *In situ* Nd isotopic analysis of geological materials by laser ablation MC-ICP-MS. *J. Anal. Atomic Spectrom.*, **21**, 288-296. doi: 10.1039/B513945G
- Horstwood M.S.A., Evans J.A., Montgomery J. (2008) Determination of Sr isotopes in calcium phosphates using laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry and their application to archaeological tooth enamel. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, **72**, 5659-5674. doi: 10.1016/j.gca.2008.08.016
- Isnard H., Brennetot R., Caussignac C., Caussignac N., Chartier F. (2005) Investigations for determination of Gd and Sm isotopic compositions in spent nuclear fuels samples by MC ICPMS. *Int. J. Mass Spectrom.*, **246**, 66-73. doi: 10.1016/j.ijms.2005.08.008
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. (1984) Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **67**(2), 137-150. doi: 10.1016/0012-821X(80)90125-9
- Lugmair G.W., Carlson R.W. (1978) The Sm-Nd history of KREEP. *Lunar Planet. Sci. Conf. Proc.*, **1**, 689-704.
- McFarlane C.R.M., McCulloch M.T. (2007) Coupling of in-situ Sm-Nd systematics and U-Pb dating of monazite and allanite with applications to crustal evolution studies. *Chem. Geol.*, **245**, 45-60. doi: 10.1016/j.chemgeo.2007.07.020
- McFarlane C.R.M., McCulloch M.T. (2008) Sm-Nd and Sr isotope systematics in LREE-rich accessory minerals using LA-MC-ICP-MS. *Laser-Ablation ICPMS in the Earth Sciences: Current Practices and Outstanding Issues*. Mineralogical Association of Canada Short Course, Series 40, 117-133.
- Munoz P.M., Alves A., Guitarrari Azzone R., Cordeons P., Morano S., Sproesser W., Souza S. (2016) *In situ* Sr isotope analyses by LA-MC-ICP-MS of igneous apatite and plagioclase from magmatic rocks at the CPGeo-USP. *Braz. J. Geol.*, **46**(1), 227-243. doi: 10.1590/2317-488920160032093
- Pan Y., Fleet M.E. (2002) Compositions of the Apatite-Group Minerals: Substitution Mechanisms and Controlling Factors. *Rev. Miner. Geochem.*, **48**(1), 13-49. doi:10.2138/rmg.2002.48.2
- Poitrasson F., Hanchar J.M., Schaltegger U. (2002) The current state and future of accessory mineral research. *Chem. Geol.*, **191**, 3-24. doi: 10.1016/S0009-2541(02)00146-8
- Rakovan J., McDaniel D.K., Reeder R. (1997) Use of surface-controlled REE sectoral zoning in apatite from Llalagua, Bolivia, to determine a single-crystal Sm-Nd age. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **146**, 329-336. doi: 10.1016/S0012-821X(96)00226-9
- Steiger R.H., Jäger E. (1977) Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**, 359-362.
- Vroon P.Z., van der Wagt B., Koornneef J.M., Davies G.R. (2008) Problems in obtaining precise and accurate Sr isotope analysis from geological materials using laser ablation MC-ICPMS. *Anal. Bioanal. Chem.*, **390**, 465-476. doi: 10.1007/s00216-007-1742-9
- Wasserburg G.J., Jacobsen S.B., DePaolo D.J., McCulloch M.T., Wen T. (1981) Precise determination of Sm/Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **45**, 2311-2324. doi: 10.1016/0016-7037(81)90085-5
- Yang Y.H., Sun J.F., Xie L.W., Fan H.R., Wu F.Y. (2008) *In situ* Nd isotopic measurement of natural geologic materials by LA-MC-ICPMS. *Chin. Sci. Bull.*, **53**, 1062-1070. doi: 10.1007/s11434-008-0166-z
- Yang Y.H., Wu F.Y., Wilde S.A., Lui X.M., Zhang Y.B., Xie L.W., Yang J.H. (2009) *In situ* perovskite Sr-Nd isotopic constraints on the petrogenesis of the Ordovician Mengyin kimberlites in the North China Craton. *Chem. Geol.*, **264**, 24-42. doi: 10.1016/j.chemgeo.2009.02.011
- Yang Yue-Heng, Wu Fu-Yuan, Yang Jin-Hui, Chew David M., Xie Lie-Wen, Chu Zhu-Yin, Zhang Yan-Bin, Huang Chao. (2014) Sr and Nd isotopic compositions of apatite reference materials used in U-Th-Pb geochronology. *Chem. Geol.*, **385**, 35-55. doi: 10.1016/j.chemgeo.2014.07.012
- Zaitsev A., Bell K. (1995) Sr and Nd isotope data of apatite, calcite and dolomite as indicators of source, and the relationships of phosphorites and carbonatites from the Kovdor massif, Kola peninsula, Russia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **121**, 324-335. doi: 10.1007/BF02688247

## REFERENCES

- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S., Fisher N.I. (2002) Apatite as an indicator mineral for mineral exploration: trace-element compositions and their relationship to host rock type. *J. Geochem. Explor.*, **76**, 45-69. doi: 10.1016/S0375-6742(02)00204-2
- Berglun M., Wieser M.E. (2011) Isotopic compositions of the elements 2009 (IUPAC technical report). *Pure Appl. Chem.*, **83**(2), 397-410. doi: 10.1351/PAC-REP-10-06-02

- Charlier B.L.A., Ginibre C., Morgan D., Nowell G.M., Pearson D.G., Davidson J.P., Otley C.J. (2006) Methods for the microsampling and high-precision analysis of strontium and rubidium isotopes at single crystal scale for petrological and geochronological applications. *Chem. Geol.*, **232**, 114-133. doi: 10.1016/j.chemgeo.2006.02.015
- Christensen J.N., Halliday A.N., Lee D.C., Hall C.M. (1995) *In situ* Sr isotopic analysis by laser ablation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **136**, 79-85. doi: 10.1016/0012-821X(95)00181-6
- Chu M.F., Wang K.L., Griffin W.L., Chung S.L., O'Reilly S.Y., Pearson N.J., Iizuka Y. (2009) Apatite composition: tracing petrogenetic processes in Transhimalayan granitoids. *J. Petrol.*, **50**, 1829-1855. doi: 10.1093/ptology/egp054
- De Paolo D.J. (1981) Trace Element and Isotopic Effects of Combined Wallrock Assimilation and Fractional Crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **53**, 189-202. doi: 10.1016/0012-821X(81)90153-9
- Dubois J.C., Retali G., Cesario J. (1992) Isotopic analysis of rare earth elements by total vaporization of samples in thermal ionization mass spectrometry. *Intern. J. Mass Spectrom., Ion Proc.*, **129**, 163-177.
- Fisher C.M., McFarlane C.R.M., Hanchar J.M., Schmitz M.D., Sylvester P.J., Lam R., Longerich H.P. (2011) Sm-Nd isotope systematics by laser ablation-multicollector-inductively coupled plasma mass spectrometry: methods and potential natural and synthetic reference materials. *Chem. Geol.*, **284**, 1-20. doi: 10.1016/j.chemgeo.2011.01.012
- For G. (1989) Fundamentals of isotope geology. Moscow, Mir Publ., 590 p. (In Russ.)
- Foster G.L., Vance D. (2006) *In situ* Nd isotopic analysis of geological materials by laser ablation MC-ICP-MS. *J. Anal. Atomic Spectrom.*, **21**, 288-296. doi: 10.1039/B513945G
- Horstwood M.S.A., Evans J.A., Montgomery J. (2008) Determination of Sr isotopes in calcium phosphates using laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry and their application to archaeological tooth enamel. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, **72**, 5659-5674. doi: 10.1016/j.gca.2008.08.016
- Isnard H., Brennetot R., Caussignac C., Caussignac N., Chartier F. (2005) Investigations for determination of Gd and Sm isotopic compositions in spent nuclear fuels samples by MC ICPMS. *Int. J. Mass Spectrom.*, **246**, 66-73. doi: 10.1016/j.ijms.2005.08.008
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. (1984) Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **67**(2), 137-150. doi: 10.1016/0012-821X(80)90125-9
- Kalinin P.V., Ronenson B.M. (1957) Geological and structural features and genesis of the Slyudyanskiy phlogopite deposits. *Sovet. Geol.*, **58**, 56-73. (In Russ.)
- Levin V.Ya., Ronenson B.M., Samkov V.S. (1997) Alkaline-carbonatite complexes of the Urals. Ekaterinburg, Uralgeolkom Publ., 274 p. (In Russ.)
- Lugmair G.W., Carlson R.W. (1978) The Sm-Nd history of KREEP. *Lunar Planet. Sci. Conf. Proc.*, **1**, 689-704.
- McFarlane C.R.M., McCulloch M.T. (2007) Coupling of in-situ Sm-Nd systematics and U-Pb dating of monazite and allanite with applications to crustal evolution studies. *Chem. Geol.*, **245**, 45-60. doi: 10.1016/j.chemgeo.2007.07.020
- McFarlane C.R.M., McCulloch M.T. (2008) Sm-Nd and Sr isotope systematics in LREE-rich accessory minerals using LA-MC-ICP-MS. *Laser-Ablation ICPMS in the Earth Sciences: Current Practices and Outstanding Issues*. Mineralogical Association of Canada Short Course, Series 40, 117-133.
- Munoz P.M., Alves A., Guitarrari Azzone R., Cordeons P., Morano S., Sproesser W., Souza S. (2016) *In situ* Sr isotope analyses by LA-MC-ICP-MS of igneous apatite and plagioclase from magmatic rocks at the CPGeo-USP. *Braz. J. Geol.*, **46**(1), 227-243. doi: 10.1590/2317-488920160032093
- Pan Y., Fleet M.E. (2002) Compositions of the Apatite-Group Minerals: Substitution Mechanisms and Controlling Factors. *Rev. Miner. Geochem.*, **48**(1), 13-49. doi: 10.2138/rmg.2002.48.2
- Poitrasson F., Hanchar J.M., Schaltegger U. (2002) The current state and future of accessory mineral research. *Chem. Geol.*, **191**, 3-24. doi: 10.1016/S0009-2541(02)00146-8
- Rakovan J., McDaniel D.K., Reeder R. (1997) Use of surface-controlled REE sectoral zoning in apatite from Llalagua, Bolivia, to determine a single-crystal Sm-Nd age. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **146**, 329-336. doi: 10.1016/S0012-821X(96)00226-9
- Steiger R.H., Jäger E. (1977) Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**, 359-362.
- Vroon P.Z., van der Wagt B., Koornneef J.M., Davies G.R. (2008) Problems in obtaining precise and accurate Sr isotope analysis from geological materials using laser ablation MC-ICPMS. *Anal. Bioanal. Chem.*, **390**, 465-476. doi: 10.1007/s00216-007-1742-9
- Wasserburg G.J., Jacobsen S.B., DePaolo D.J., McCulloch M.T., Wen T. (1981) Precise determination of Sm/Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, **45**, 2311-2324. doi: 10.1016/0016-7037(81)90085-5
- Yang Y.H., Sun J.F., Xie L.W., Fan H.R., Wu F.Y. (2008) *In situ* Nd isotopic measurement of natural geologic materials by LA-MC-ICPMS. *Chin. Sci. Bull.*, **53**, 1062-1070. doi: 10.1007/s11434-008-0166-z
- Yang Y.H., Wu F.Y., Wilde S.A., Lui X.M., Zhang Y.B., Xie L.W., Yang J.H. (2009) *In situ* perovskite Sr-Nd isotopic constraints on the petrogenesis of the Ordovician Mengyin kimberlites in the North China Craton. *Chem. Geol.*, **264**, 24-42. doi: 10.1016/j.chemgeo.2009.02.011
- Yang Yue-Heng, Wu Fu-Yuan, Yang Jin-Hui, Chew David M., Xie Lie-Wen, Chu Zhu-Yin, Zhang Yan-Bin, Huang Chao. (2014) Sr and Nd isotopic compositions of apatite reference materials used in U-Th-Pb geochronology. *Chem. Geol.*, **385**, 35-55. doi: 10.1016/j.chemgeo.2014.07.012
- Zaitsev A., Bell K. (1995) Sr and Nd isotope data of apatite, calcite and dolomite as indicators of source, and the relationships of phosphorites and carbonatites from the Kovdor massif, Kola peninsula, Russia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **121**, 324-335. doi: 10.1007/BF02688247

## Поведение аномалий объемной активности почвенного радона во время подготовки тектонических землетрясений

И. А. Козлова, С. В. Бирюлин, А. К. Юрков

Институт геофизики УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Амундсена, 100, e-mail: serrega2009@gmail.com

Поступила в редакцию 18.03.2021 г., принята к печати 07.06.2021 г.

**Объект исследований.** Среди многочисленных возможных предвестников землетрясений существуют несколько наиболее физически обоснованных, к которым можно отнести аномалии объемной активности радона. Цель работы заключалась в сопоставлении наблюдаемых аномалий почвенного радона с зафиксированными сейсмическими событиями и поиске закономерностей между ними. Районом исследования являются острова Курильской гряды. **Материалы и методы.** На Южно-Курильском геофизическом стационаре Института морской геологии и геофизики ДВО РАН был организован мониторинг объемной активности почвенного радона (ОАР). Измерения проводились в адвективном режиме (почвенный воздух с глубины 70 см принудительно доставлялся к детектору с помощью насоса). Для ретроспективного анализа брались зарегистрированные сейсмические события с магнитудой больше 4, произошедшие в радиусе 500 км от станции мониторинга в Южно-Курильске за 2011–2018 гг. Статистическая обработка данных осуществлялась с применением программ Microsoft Excel, Statistica. **Результаты.** С помощью методики сопоставления радоновых аномалий и землетрясений установлено, что можно использовать геодинамический критерий  $\geq 2$  (отношение магнитуды землетрясения к логарифму расстояния от эпицентра события до станции мониторинга в километрах). Из рассмотренных 166 тектонических землетрясений, удовлетворяющих геодинамическому критерию  $\geq 2$ , 148 событиям предшествовали аномалии ОАР. Удалось определить положение землетрясений относительно экстремума предшествующих аномальных значений радона на временном интервале. Каждое из рассмотренных землетрясений, удовлетворяющее геодинамическому критерию  $\geq 2$ , которому предшествовала радоновая аномалия, произошло после экстремума аномалии либо совпало с ним по времени. **Выводы.** Проявление тектонических землетрясений в аномалиях объемной активности радона после прохождения экстремума можно рассматривать в качестве краткосрочного прогностического критерия и использовать для разделения событий на ближние и дальние.

**Ключевые слова:** землетрясение, почвенный радон, объемная активность радона, радоновая аномалия, радоновый мониторинг, магнитуда, Курильские острова

## Occurrence of anomalies in soil radon volume activity before tectonic earthquakes

Irina A. Kozlova, Sergey V. Biryulin, Anatoly K. Yurkov

Institute of Geophysics Urals Branch of RAS, 100 Amundsen st., Ekaterinburg 620110, Russia, e-mail: serrega2009@gmail.com

Received 18.03.2021, accepted 07.06.2021

**Research subject.** Earthquakes are a global problem for the entire world population. Therefore, a search for ways to predict and prevent tectonic events is a highly relevant task. Despite the existence of controversial opinions on the possibility of predicting tectonic earthquakes, research in this direction continues. Among numerous possible precursors of earthquakes, anomalies in the volume radon activity (VRA) are the most physically justified ones. The aim of this research was to compare the observed anomalies of soil radon with the recorded seismic events in order to find common patterns. The research area was the Kuril Islands. VRA monitoring was conducted at the South Kuril Geophysical Station of the Institute of Marine Geology and Geophysics of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences. **Methods and materials.** Measurements were carried out in the advective mode: soil air from a depth of 70 cm was forcibly delivered to the detector using a pump. For a retrospective analysis, we took registered seismic events with a magnitude greater than 4 that occurred within a radius of 500 km from the monitoring station in Yuzhno-Kurilsk during 2011–2018. Statistical data were processed using Microsoft Excel, Statistica software. **Results.** A method for comparing radon anomalies and earthquakes was developed. Using the developed methodology, it was found that the geodynamic

**Для цитирования:** Козлова И.А., Бирюлин С.В., Юрков А.К. (2021) Поведение аномалий объемной активности почвенного радона во время подготовки тектонических землетрясений. *Литосфера*, 21(5), 724–733. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-5-724-733>

**For citation:** Kozlova I.A., Biryulin S.V., Yurkov A.K. (2021) Occurrence of anomalies in soil radon volume activity before tectonic earthquakes. *Lithosphere (Russia)*, 21(5), 724–733. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-5-724-733>

criterion of  $\geq 2$  (the ratio of earthquake magnitude to logarithm of distance from event epicenter to the monitoring station in km) can be used when comparing VRA anomalies with tectonic earthquakes. Out of the 166 considered tectonic earthquakes meeting the geodynamic criterion of  $\geq 2.148$ , the events were preceded by VRA anomalies. The position of the earthquakes was determined relative to the extremum of previous anomalous radon values in the time interval. Each of the considered earthquakes meeting the geodynamic criterion  $\geq 2$ , which had been preceded by a radon anomaly, occurred either after its extremum or coincided with it in time. *Conclusions.* The manifestation of tectonic earthquakes in VRA anomalies after passing the extremum can be considered as a short-term prognostic criterion and be used for distinguishing between “near” and “far” events.

**Keywords:** earthquake, soil radon, volume radon activity, radon anomaly, radon monitoring, magnitude, Kuril islands

## ВВЕДЕНИЕ

Землетрясения как в глобальном, так и в локальном масштабе являются значительной проблемой. Они оказывают существенное негативное влияние на многие аспекты жизни человека. Поэтому предупреждение подобных явлений, направленное на снижение их последствий, представляется чрезвычайно важным.

Несмотря на разные точки зрения на возможность прогнозирования землетрясений, в мире не прекращаются работы по поиску решения данной проблемы. Как известно, прогноз состоит из определения трех составляющих: времени, места и магнитуды. Их определение представляет собой чрезвычайно сложную задачу, решение которой с учетом современного уровня развития прогностических методов даже не просматривается и вряд ли имеет перспективу в ближайшем будущем. Это понятно хотя бы из того, что для определения гипоцентра готовящегося события необходимо создать густую сеть наблюдательных станций, применяющих известные прогностические методы, что вряд ли осуществимо и экономически целесообразно для больших сейсмоопасных территорий.

Для прогноза магнитуды событий в настоящее время отсутствуют какие-либо реальные физические предпосылки. Определение времени будущего землетрясения представляет собой, на первый взгляд, более простую задачу, которая может быть разрешена несколькими геофизическими методами, отражающими процесс подготовки сейсмического события. Поэтому в настоящей работе мы сделали акцент на этой составляющей прогноза.

Землетрясение представляет собой разгрузку напряженно-деформированного состояния горных пород и смещение их определенных объемов по образовавшимся трещинам, т. е. при землетрясении происходит развитие геологических процессов во времени, которые можно наблюдать по сопутствующем им физическим явлениям. Из большого количества методов, в той или иной степени пригодных для прогнозирования процесса подготовки тектонических землетрясений, широко ис-

пользуются немногие, имеющие, с одной стороны, физическое обоснование, с другой – возможность практической реализации в естественных условиях. К их числу относится и применение вариаций радиоактивных изотопов радона, в основном радона-222.

Начиная с конца 60-х гг. прошлого столетия в работах, выполненных в СССР, Китае, Японии и США (Уломов, Мавашев, 1967; Wakita et al., 1980), отмечалось, что концентрации радонового газа в земле изменялись до возникновения землетрясений (Lomnitz, 1994). Это давало надежду на его использование в качестве прогностического критерия, учитывая его физические особенности и простоту регистрации.

Существует множество теоретических решений, описывающих реакцию горных пород на изменения геодинамических условий геологической среды (King, 1978; Atkinson, 1980; Martinelli, 1992; Lay et al., 1998). Модель И.П. Добровольского (1991) получила хорошее подтверждение по натурным наблюдениям. Она описывает процесс деформационных изменений при подготовке тектонического события и их отражение в гидрогеологических факторах, учитывая размеры зоны проявления предвестников по деформациям. На основе модели И.П. Добровольского получена простая оценка для радиуса зоны проявления предвестников. В качестве основного был принят геодинамический критерий отношения магнитуды события к логарифму расстояния от станции мониторинга до эпицентра  $\geq 2.5$ .

Экспериментальное подтверждение полученного соотношения нашло отражение в работах по изучению изменений уровня воды в скважинах Центральной Японии (King et al., 1999); радоновых вариаций в Индии (Пулинец и др., 2012), на Камчатке (Руленко, Кузьмин, 2015), в Курило-Камчатском регионе (Тихонов, 2012); вариаций температуры в скважине на о-ве Кунашир (Демежко и др., 2012).

Реакция радона, вариации уровня столба жидкости и температуры в скважинах, связанные с изменениями структуры порового пространства, за-

висят от расстояния до эпицентра и магнитуды события. Если изменения уровня столба жидкости и температуры по скважинам в зависимости от расстояния до события и его магнитуды исследовались рядом авторов (Демежко и др., 2012; Копылова, Болдина, 2019), то работ, в которых детально оценивалось поведение радона, сравнительно мало. К настоящему времени нет ясности относительно времени возникновения аномалии ОАР перед тектоническим событием. Опубликованные данные по времени проявления аномалии радона перед событием, продолжительности аномалии противоречивы и не дают ответа на вопрос, к какой категории предвестников относятся аномалии радона.

В качестве физического механизма образования аномалий почвенного радона взято изменение проницаемости верхней части геологического разреза за счет изменения его напряженно-деформированного состояния при подготовке тектонического события, с предположением чередования зон сжатия и растяжения в пространстве.

Согласно существующим представлениям о механизмах выделения аномального количества радона, аномалии могут быть связаны с изменением пористости и проницаемости вмещающих горных пород в области расположения измерительного прибора (детектора) вследствие трансформации напряженно-деформированного состояния геологической среды. Подготовка тектонических землетрясений вызывает упругие напряжения деформируемого блока земной коры. После разгрузки (снятия напряжения) геологическая среда может вернуться в исходное состояние и готова снова накапливать напряжение, если не произошло необратимых разрушений.

Возникновение радоновых аномалий перед землетрясением варьирует в большом временном диапазоне – от первых суток до нескольких месяцев (Giulianietal., 2009; Oh, Kim, 2015). Исследования разных авторов показывают, что в ряде случаев не всегда ясно, предвещает ли аномалия радона тектоническое событие либо является его результатом. В литературе практически не встречаются примеры длительного мониторинга ОАР в сейсмически активном районе. Калифорнийский эксперимент (King et al., 1996), продолжавшийся около 7 лет, не полностью выполнил задачу из-за примененной аппаратуры, не позволившей получить необходимую частоту измерений.

Для ответа на поставленные вопросы и поиска вероятных закономерностей отражения сейсмических событий в кривых ОАР возникла потребность в анализе результатов длительных мониторинговых наблюдений с частотой опробования в пределах нескольких часов.

## ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН проводит радоновые исследования, направленные на изучение связи ОАР с изменениями напряженно-деформированного состояния геологической среды на протяжении нескольких десятков лет. Ю.П. Булашевич, В.И. Уткин, А.К. Юрков, В.В. Николаев в 1990–1993 гг. проводили исследования на Североуральском бокситовом руднике. В результате удалось выявить, что перед горными ударами происходили изменения концентрации радона в наблюдаемых скважинах, связанные с изменением напряженного состояния горных пород. Кроме того, удалось выделить зоны взаимного расположения точек мониторинга и эпицентра горного удара. На основе интерпретации результатов авторы высказали предположение о накоплении упругой энергии за счет деформации изгиба (или кручения) массива горных пород (Булашевич и др., 1996). При изгибовых деформациях возникают зоны сжатия, растяжения и переходная зона, в которой отсутствуют деформации сжатия и растяжения. Наличие таких зон объясняет различную форму аномалий ОАР, в том числе отсутствие в ряде случаев каких-либо изменений перед тектоническими событиями (Уткин, Юрков, 2009). Деформации изгиба широко проявляются при различных тектонических условиях, реализованных в геологических средах верхней части земной коры. Одним из доказательств успешного использования распределения деформаций при условии изгибовых движений в земной коре являются результаты переинтерпретации данных, полученных во время Калифорнийского эксперимента (King et al., 1996). Результатом данной работы был вывод о целесообразности использования при интерпретации данных радонового мониторинга наличия изгибовых деформаций, сопровождающихся возникновением зон сжатия, растяжения и переходной зоны. Поведение Rn в этих зонах принципиально различается, что необходимо учитывать при анализе наблюдаемых вариаций ОАР.

Подходящим районом для проведения мониторинга (ОАР) оказались острова Курильской гряды, где землетрясения происходят достаточно часто. На основе длительных наблюдений за вариациями ОАР на станции в Южно-Курильске выполнен анализ зависимости проявления в вариациях ОАР сейсмических событий начиная с 2011 г. (Бирюлин и др., 2019) (рис. 1).

Условия измерения ОАР на станции Южно-Курильск практически исключают влияние метеоусловий, позволяют получать представительные данные и обеспечивают техническую стабильность работы аппаратуры. Точка измерения находится в подвальном помещении сейсмостанции, га-



Рис. 1. Расположение станции радонового мониторинга.

Fig. 1. Radon monitoring station location.

рантирующем исключение влияния атмосферных осадков. Измерительный зонд заглублен на 70 см на контакт рыхлых отложений с лавовым потоком, представленным эффузивными породами андезитового состава. Лавовый поток представляет собой протяженное монолитное тело на восточном берегу о-ва Кунашир с рыхлыми образованиями в основании. Возможно, этим обусловлена повышенная чувствительность измеряемой ОАР к изменениям напряженно-деформированного состояния. Реализованная схема измерений достаточно близко совпадает с измерениями ОАР, выполненными нами ранее в шахтах СУБРа. Условия измерений сохранялись постоянными для всего анализируемого семилетнего периода наблюдений.

Для мониторинга объемной активности радона использовалась серийно выпускаемая аппаратура РГА-04, SIRADMR106 и RADEXMR107. Измерения выполнялись в режиме вынужденной конвекции (адвективный режим) (Козлова, Юрков, 2005). В отличие от адвективного диффузионный режим малоэффективен для мониторинговых наблюдений ОАР в целях изучения изменения напряженно-деформированного состояния земной коры в силу того, что при установке детектора нарушается существующее поле напряжений, а из-за малой скорости диффузии и времени жизни радона (5.5 сут) получаем информацию из очень ограниченной области. Адвективный режим не искажает поле напряжений и позволяет расширить эффективный объем горных пород до первых метров и даже десятков метров по радиусу от точки забора почвенного воздуха.

Доставка почвенного воздуха из шпуров глубиной 70 см обеспечивалась непрерывно работаю-

щим мембранным насосом с производительностью 1–2 л/мин.

Цикл измерения длился 4 ч. Частота опроса детектора определяется несколькими условиями. В качестве основной реперной точки в аномалии ОАР выступает точка максимума. От нее идет прогноз времени предстоящего события. Поэтому нужно точно определить положение максимума аномалии по временной шкале. Кроме того, следует учитывать, как было отмечено ранее, что среднее время жизни атомов радона – 5.5 сут. На вариации ОАР влияют суточные лунно-солнечные приливные явления. Для их учета при необходимости частота измерений должна быть не менее 1 ч. Используемая в эксперименте аппаратура позволяла проводить непрерывные измерения с 4-часовым интервалом, этого оказалось достаточно, чтобы выявить существующие закономерности. Именно редкое опробование (например, раз в сутки), которое используют многие исследователи, не дает возможности провести корректную интерпретацию получаемых результатов.

Объемная активность радона непрерывно регистрировалась детекторами и ежемесячно передавались для обработки в Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург. Сейсмические события для ретроспективного анализа брались из сейсмических каталогов USGS (Геологическая служба США).

Количество зарегистрированных сейсмических событий зависит от радиуса охвата относительно станции наблюдения. В данном случае он выбирался по теоретическим расчетам проявления деформаций по модели И.П. Добровольского, в основе которой лежит отношение магнитуды к логарифму расстояния или равному 2.5 или больше (Добро-

вольский, 1991). За период с 2011 по 2018 г. максимальная магнитуда землетрясений, происходивших в Южно-Курильском регионе, не превышала 7.0. Поэтому эпицентрального расстояния было выбрано меньше 500 км.

Для ретроспективного сопоставительного анализа выбирались сейсмические события с магнитудой более 4.0 за период с 30 сентября 2011 г. по 18 октября 2018 г. в радиусе 500 км от станции мониторинга ОАР. На основе сейсмических каталогов USGS для каждого землетрясения вычислялись расстояния до соответствующей станции мониторинга ОАР. По полученным значениям расстояний до эпицентров рассматриваемых сейсмических событий вычислялось отношение магнитуды к логарифму расстояния  $M/IgR$ .

При обработке результатов долговременного мониторинга ОАР на станциях Южно-Курильского полигона принцип выделения аномалий был следующий: в качестве аномалии на кривой ОАР рассматривался участок, на котором не менее трех значений ОАР (при измерениях каждые 4 ч) как минимум в 2 раза превышали фоновый уровень перед началом повышения объемной активности радона. Фоновый уровень ОАР определялся перед каждым землетрясением, так как он зависит от нескольких факторов (температуры, влажности, приливных воздействий и ряда других).

Главной проблемой при интерпретации кривых ОАР является определение аномалий, связанных с готовящимся тектоническим событием. Отбраковка ложных аномалий представляет собой сложную задачу, поскольку они могут быть связаны с изменением условий регистрации ОАР (изменением влажности, температуры, электромагнитными помехами, работой насоса). Помимо этого, аномалии могут коррелировать с событиями малой магнитуды, не включенными в регистрационный каталог сейсмических событий. Кроме того, некоторые события, следующие друг за другом с временным промежутком, недостаточным для установления равновесия в ряду радий-радон, также могут отражаться незначительными аномалиями (Козлова, Юрков, 2016).

В ходе исследования выяснено, что не всегда наблюдаемая аномалия ОАР соответствует процессу подготовки события, которое следует непосредственно после аномалии. Методика сопоставления аномалий ОАР и землетрясений вырабатывалась и уточнялась на основе анализа всех полученных данных. Одним из критериев было то, что близкие события должны происходить после выхода аномалии на фоновый уровень. Это обусловлено тем, что при сжатии горных пород происходит вытеснение радона из порового пространства вплоть до закрытия пор, т. е. прекращения выделения радона. Однако процесс сжатия продолжается вплоть до достижения предела прочности горных пород, что на-

блюдается спустя некоторое время после окончания аномалии ОАР.

На рис. 2 приведен пример применения методики. Существенными характеристиками землетрясений в данном случае являются отношение магнитуды к логарифму расстояния и само расстояние от эпицентра до станции мониторинга ОАР. График отображает две ярко выраженные радоновые аномалии и четыре последующих события. Характеристики событий: 1) 2.43 (отношение магнитуды к логарифму расстояния) и 353 (само расстояние от эпицентра до станции мониторинга), 2) 2.31 и 109, 3) 2.28 и 86, 4) 2.63 и 80. Очевидно, что первое из событий произошло гораздо дальше трех остальных. 18 ноября 2011 г. наблюдалось значительное повышение регистрируемой концентрации почвенного радона, затем проявился экстремум аномалии – 19 ноября, после чего 22 ноября аномалия вернулась к фоновым значениям. Для данной аномалии характерен широкий “коридор” повышенных относительно фоновых значений ОАР. В период с 16 по 22 ноября 2011 г. землетрясений с  $M/IgR \geq 2$  не происходило. После этого сразу отмечается еще одна аномалия почвенного радона (выделена синим цветом). Практически сразу после экстремума 24 ноября зафиксировано далекое землетрясение. Далее уже на фоновых значениях отмечены три ближних землетрясения, процесс подготовки которых отразился на предыдущей продолжительной аномалии (выделена оранжевым цветом).

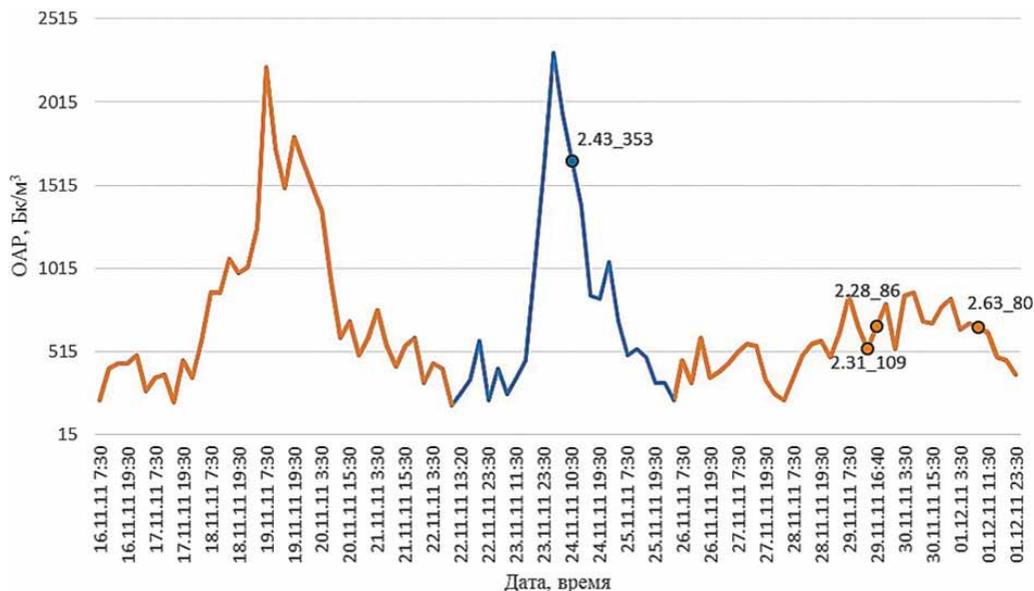
Аналогичным образом проводилось выделение аномалий почвенного радона и их сопоставление с зафиксированными землетрясениями на всем выбранном временном интервале с 2011 по 2018 г.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

### **Эффективность отражения событий в изменениях ОАР для землетрясений с соотношениями магнитуды к логарифму расстояния больше 2, больше 2.5**

Всем рассмотренным сейсмическим событиям, соответствующим геодинамическому критерию  $M/IgR \geq 2.5$ , предшествовали радоновые аномалии.

Однако при использовании отношения магнитуды события к логарифму расстояний  $\geq 2.5$ , несмотря на то что оно выполняется для двух прогностических методов – уровня и температуры, не рассматривается существенное количество произошедших сейсмических событий, хотя им соответствуют аномалии ОАР. Общее количество сейсмических событий за проанализированный период, удовлетворяющих отношению магнитуды к логарифму расстояния  $\geq 2$ , составило 166, из которых 148 предшествовали наблюдаемым аномалиям  $R_n$  (89%). Количество событий, которым отвечает соотноше-



**Рис. 2.** Наблюдаемые значения ОАР и произошедшие землетрясения (показаны точками).

Подписи точек: первое число – отношение магнитуды землетрясения к логарифму расстояния от эпицентра до станции мониторинга, второе число – расстояние от эпицентра до станции мониторинга. Остальные пояснения см. в тексте.

**Fig. 2.** Volume radon activity (VRA) data and earthquakes (shown by dots).

Point captions: first value – ratio of earthquake magnitude and logarithm of distance from epicenter to monitoring station, second value – distance from epicenter to monitoring station. Other explanations see in Text.

ние  $M/\lg R \geq 2.5$ , составило только 36 (рис. 3). Поэтому для получения статистически более обоснованных закономерностей использовались аномалии ОАР, связанные со всеми проанализированными землетрясениями, удовлетворяющими критерию  $M/\lg R \geq 2$ .

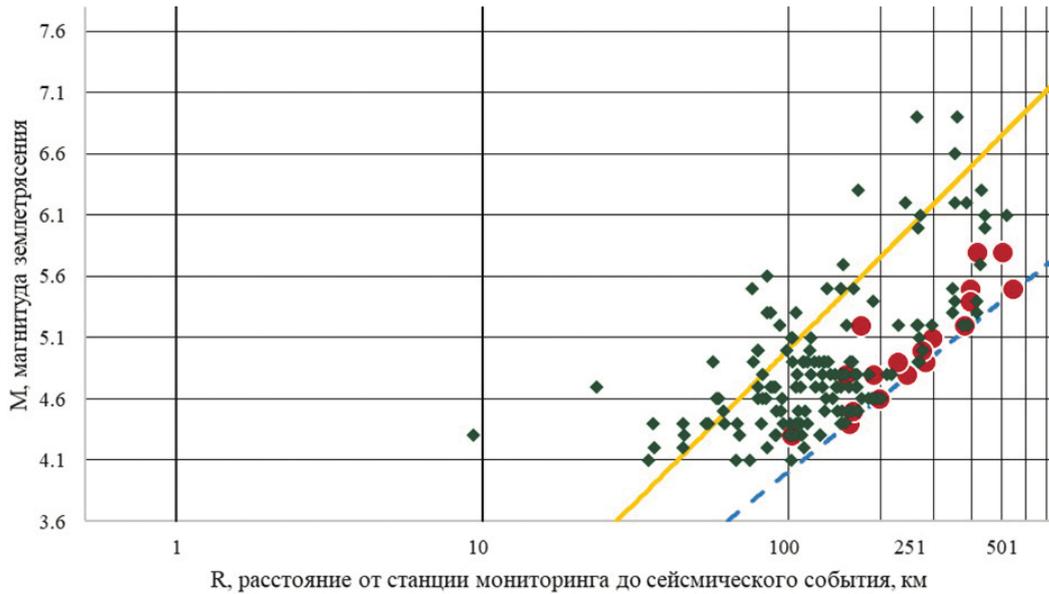
### Связь момента проявления тектонического события и точки экстремума предшествующей аномалии ОАР

Для определения времени проявления землетрясения по кривой изменения объемной активности радона необходимо отталкиваться от характерных точек. Единственной точкой, которая хорошо отмечается на кривой и имеет физическую природу, является точка максимума ОАР (рис. 4). Она выделяет момент полного прекращения поступления дополнительного радона, вызывающего аномалию, или превышения количества распадающегося имеющегося радона над поступлением дополнительного. Согласно механизму сжатия (King, 1978), который вызывает землетрясения, аномальная концентрация радона может быть связана с увеличением сжатия коры, при котором почвенный газ выдавливается в атмосферу. При достижении максимального сжатия поступление дополнительного количества радона в поровое пространство прекращается.

Далее рассмотрены тектонические события, удовлетворяющие критерию  $M/\lg R \geq 2$  относительно точки экстремума соответствующей аномалии ОАР (рис. 5). Для каждого из изученных тектонических событий определялась разница между временем землетрясения и временем максимума радонной аномалии, предшествующей этому событию. Таким образом, удалось установить положение произошедшего землетрясения относительно экстремума аномальных значений на временном интервале. За точку начала координат по оси абсцисс принималась точка экстремума аномалии. Соответственно, для событий, которые происходили уже после проявления максимума предшествовавшей радонной аномалии, в результате получены положительные значения по разнице двух рассмотренных параметров. В том случае, если событие отразилось до экстремума, ему соответствовал отрицательный временной интервал.

Исходя из анализа полученного графика (см. рис. 5), можно сделать вывод, что все исследованные события, удовлетворяющие критерию  $\geq 2$ , которым предшествовала аномалия радона, произошли уже после экстремума либо совпали с ним по времени.

Таким образом, установленной закономерностью для рассмотренных сейсмических событий выступает их приуроченность к нисходящей ветви аномалии ОАР (при использовании для регистра-

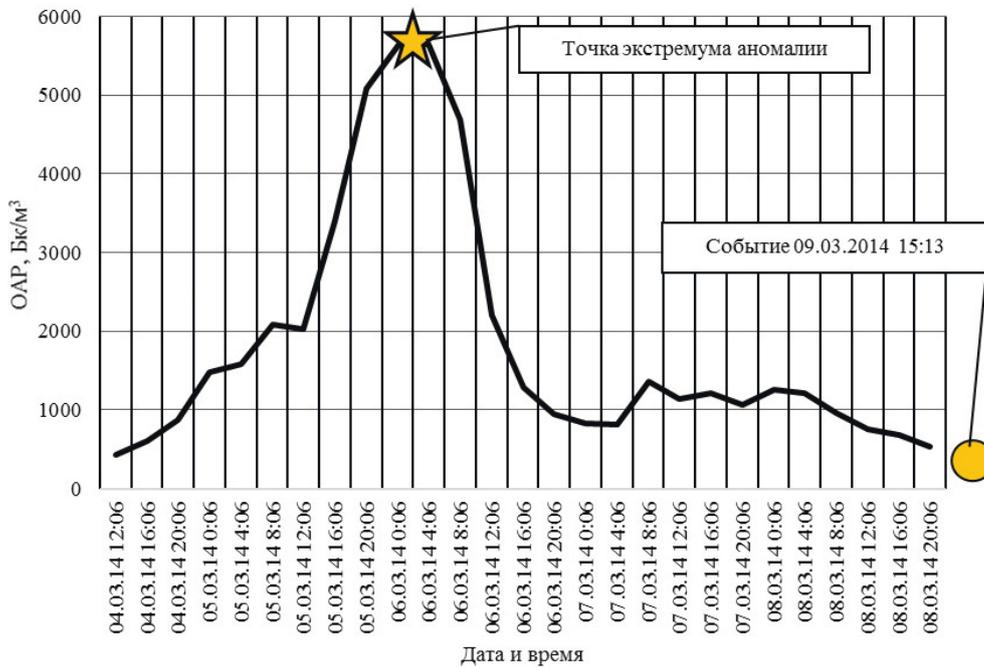


**Рис. 3.** Тектонические землетрясения в поле значений ОАР.

Кругами обозначены события, не отразившиеся в кривых аномалий ОАР, ромбами – события, отраженные в кривых аномалий ОАР. Желтая прямая линия соответствует соотношению  $M/\lg R = 2.5$ , голубая прерывистая –  $M/\lg R = 2$ .

**Fig. 3.** Tectonic earthquakes in VRA field.

Circle – events that are not reflected in VRA anomalies, rhombuses – events that reflected in VRA anomalies. Yellow straight line corresponds to the ratio  $M/\lg R = 2.5$ , blue broken line – to the ratio  $M/\lg R = 2$ .



**Рис. 4.** Аномалия ОАР перед событием 09.03.2014 г. Магнитуда события – 4.9. Расстояние до станции Южно-Курильск – 77 км.

Выбор характерных точек на кривой ОАР.

**Fig. 4.** OAR anomaly before the event on 03/09/2014. The magnitude of the event is 4.9. Distance to station Yuzhno-Kurilsk – 77 km.

Characteristic points selection on VRA curve.

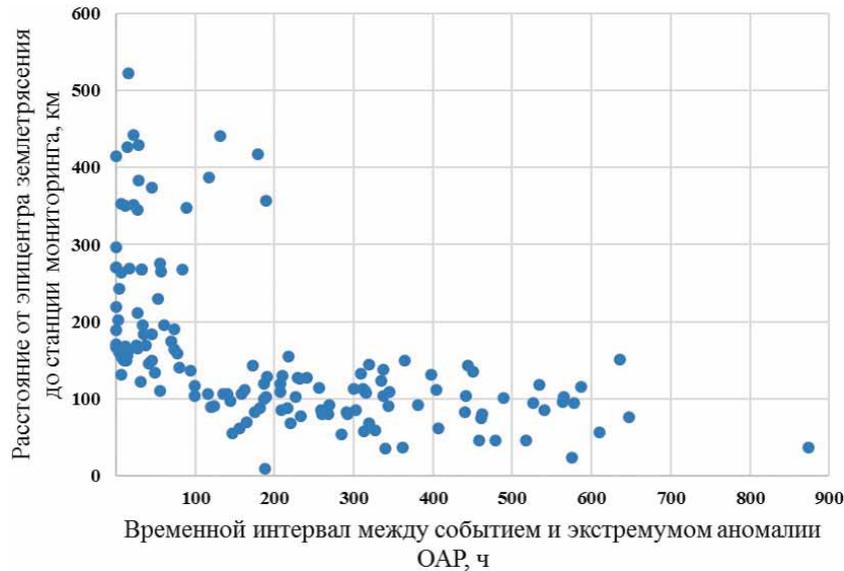


Рис. 5. График времени проявления событий с  $M/lgR \geq 2$  относительно экстремума предшествующей аномалии.

Fig. 5. Graph of Earth quakes with  $M/lgR \geq 2$  occurrence time relative to extremum of previous anomaly.

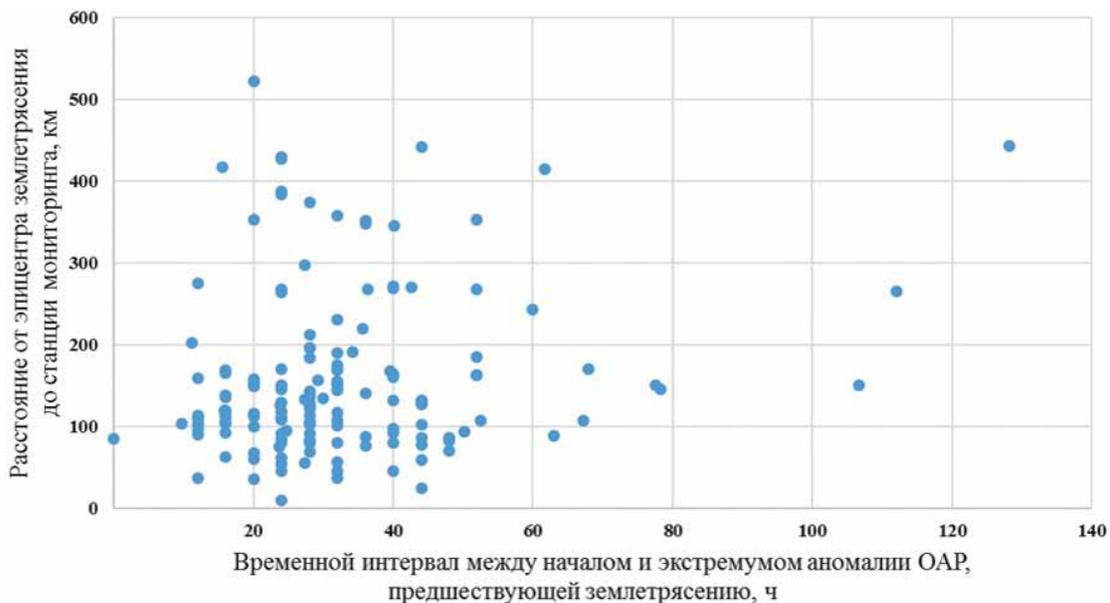


Рис. 6. Продолжительность временного интервала от начала аномалий до экстремума аномалий ОАР, предшествующих землетрясениям с геодинамическим критерием  $M/lgR \geq 2$ .

Fig. 6. Duration of time interval from beginning to extremum of VRA anomaly preceding earthquake with the geodynamic criterion  $M/lgR \geq 2$ .

ции способа вынужденной конвекции – адвекции) (Козлова, Юрков, 2005). Тектонические события проявляются на аномалиях начиная с точки экстремума и далее на фоновых значениях после окончания аномалии. В большинстве случаев нисходящая ветвь аномалии аппроксимируется кривой распада радона, что может свидетельствовать о прекраще-

нии поступления радона в поровое пространство горных пород в окрестности точки измерения, как было отмечено ранее.

Еще одной важной характеристикой служит время от начала радоновой аномалии (3 точки с двукратным превышением фона) до ее экстремума (рис. 6). За точку начала отсчета по оси аб-

сцисс принята точка начала аномалии. По построенному графику видно, что рассмотренный временной интервал для подавляющего большинства зафиксированных событий с  $M/IgR \geq 2$  не превышает 80 ч.

Совокупный анализ рис. 5 и 6 показывает, что время между землетрясением и началом предшествующей аномалии ОАР не превышает 680 ч. В рамках существующих представлений о временной градации проявления предвестников радоновые аномалии можно отнести к краткосрочным предвестникам.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение аномалий почвенного радона как вероятных предвестников землетрясений представляет особый интерес. Разработка эффективной методики наблюдения и интерпретации радоновых аномалий в перспективе позволит повысить вероятность успешного прогноза землетрясений в совокупности с другими методами. Это также может быть полезно для Уральского региона с учетом возросшей сейсмической активности за последние годы (Сабикское землетрясение 2015 г., Катав-Ивановское землетрясение 2018 г.).

В ходе исследования установлено, что тектонические землетрясения, зафиксированные в радиусе 500 км от станции мониторинга ОАР в Южно-Курильске за период с 2011 по 2018 г., которым соответствует отношение магнитуды к логарифму расстояния до эпицентра  $\geq 2$ , отмечаются в аномалиях объемной активности радона после прохождения экстремума, что можно рассматривать в качестве прогностического критерия.

Аномалия объемной активности радона наблюдается не более чем за 28 дней для близких событий и 8 дней для дальних. Установленные закономерности проявления землетрясений в кривых ОАР дают основание отнести вариации ОАР к краткосрочным предвестникам при применении адвективного режима доставки радона к детектору.

Разработанная методика сопоставления радоновых аномалий с произошедшими тектоническими землетрясениями обеспечивает высокую долю отражения при выполнении ретроспективного анализа.

Отражение близких и далеких тектонических землетрясений на различных участках кривой ОАР позволяют ориентировочно оценивать расстояние до эпицентра будущего события.

Продолжительность аномалий ОАР от начала до экстремума не превышает 80 ч при адвективном способе доставки почвенного радона к детектору. Указанный временной промежуток регламентирует необходимую частоту измерений ОАР.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бирюлин С.В., Козлова И.А., Юрков А.К. (2019) Исследование информативности объемной активности почвенного радона при подготовке и реализации тектонических землетрясений на примере Южно-Курильского региона. *Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле*, **44**(4), 73-83. DOI: 10.31431/1816-5524-2019-4-44-73-83
- Булашевич Ю.П., Уткин В.И., Юрков А.К., Николаев В.Н. (1996) Изменение концентрации радона в связи с горными ударами в глубоких шахтах. *Докл. АН*, **345**(2), 245-248.
- Демежко Д.Ю., Юрков А.К., Уткин В.И., Щапов В.А. (2012) Температурные изменения в скважине KUN-1 (о. Кунашир), вызванные землетрясением Тохоку (11.03.2011 г.,  $M = 9.0$ ). *Докл. АН*, **445**(2), 883-887.
- Добровольский И.П. (1991) Теория подготовки тектонического землетрясения. М.: ОИФЗ АН СССР, 217 с.
- Козлова И.А., Юрков А.К. (2005) Методические вопросы измерения содержания радона-222 в почвенном воздухе при мониторинговых наблюдениях. *Уральский геофиз. вестн.*, **1**, 30-34.
- Козлова И.А., Юрков А.К. (2016) Отражение последовательных сейсмических событий в поле объемной активности радона. *Уральский геофиз. вестн.*, **1**, 35-39.
- Копылова Г.Н., Болдина С.В. (2019) Гидрогеосейсмологические исследования на Камчатке: 1977–2017 гг. *Вулканология и сейсмология*, **2**, 3-20. DOI: 10.31857/S0203-0306201923-20
- Пулинец С.А., Давиденко Д.В., Линьков А.Д., Тарасенко Т.Е. (2012) Проблема многопараметрического анализа данных прогнозного сейсмомониторинга и пути ее решения. Спутниковым технологиям нет альтернативы. *Мат-лы Междунар. науч.-техн. конф. "Фундаментальные проблемы радиоэлектронного приборостроения"*. М.: УГТУ МИРЭА, 57-65.
- Руленко О.П., Кузьмин Ю.Д. (2015) Увеличение радона и торона в районе Верхне-Паратунской гидротермальной системы Южной Камчатки перед катастрофическим землетрясением в Японии 11 марта 2011 г. *Вулканология и сейсмология*, **5**, 36-42.
- Тихонов И.Н. (2012) Паузы молчания перед сильными землетрясениями Курило-Камчатской зоны. *Тихоокеан. геол.*, **31**(1), 88-95.
- Уломов В.И., Мавашев Б.З. (1967) О предвестнике сильного тектонического землетрясения. *Докл. АН СССР*, **176**(2), 319-323.
- Уткин В.И., Юрков А.К. (2009) Радон как "детерминированный" индикатор природных и техногенных геодинамических процессов. *Докл. АН*, **426**(6), 816-820.
- Atkinson В.К. (1980) Stress corrosion and the rate-dependent tensile failure of a fine-grained quartz rock. *Tectonophysics*, **65**(3-4), 281-290.
- Giuliani G.G., Giuliani R., Totani G., Eusani G., Totani F. (2009) Radon observations by gamma detectors PM-4 and PM-2 during the seismic period (January-April 2009) in L'Aquila Basin. *AGU Fall Meet.* V. 1. San-Francisco, 3.
- King C.Y. (1978) Radon emanation on San-Andreas Fault. *Nature*, **5645**, 516-519.
- King C.Y., Azuma S., Igarashi G., Ohno M., Saito H., Wakita H. (1999) Earthquake-related water-level changes at

- 16 closely clustered wells in Tono, central Japan. *J. Geophys. Res.*, **104**(B6), 13073-13082.
- King C.Y., King B.S., Evans W.S., Zhang W. (1996) Spatial radon anomalies on active faults in California. *Appl. Geochem.*, **11**, 497-510.
- Lay T., Williams Q., Garnero E.J. (1998) The core-mantle boundary layer and deep Earth dynamics. *Nature*, **392**, 461-468.
- Lomnitz C. (1994) Fundamentals of earthquake prediction. N. Y., John Wiley & Sons, 326 p.
- Martinelli G. (1992) Fluidodynamical and chemical features of radon-222 related to total gases: implications on earthquakes prediction topics. *IAEA-TECDOC-726 Isotopic and geochemical precursors of earthquakes and volcanic eruptions*. Proc. Advisory Group Meet. held. Vienna, 48-62.
- Oh Y., Kim G. (2015) A radon-thoron isotope pair as a reliable earthquake precursor. *Sci. Rep.*, **5**, 13084. DOI: 10.1038/srep13084
- Wakita H., Nakamura Y., Notsu K., Noguchi M., Asada T. (1980) Radon anomaly: a possible precursor of the 1978 Izu-Oshimakinkai earthquake. *Sci.*, **207**, 882-883.
- 16 closely clustered wells in Tono, central Japan. *J. Geophys. Res.*, **104**(B6), 13073-13082.
- King C.Y., King B.S., Evans W.S., Zhang W. (1996) Spatial radon anomalies on active faults in California. *Appl. Geochem.*, **11**, 497-510.
- Kopylova G.N., Boldina S.V. (2019) Hydrogeoseismological research on Kamchatka in 1977–2017 year: history and results. *Vulkanol. Seismol.*, **2**, 3-20. (In Russ.) DOI: 10.31857/S0203-0306201923-20
- Kozlova I.A., Yurkov A.K. (2005) The methodic problems of concentration of radon-222 measuring in soil air during monitoring organisation. *Ural. Geofiz. Vestn.*, **1**, 30-34. (In Russ.)
- Kozlova I.A., Yurkov A.K. (2016) Reflection consecutive seismic events in the field of radon volume activity. *Ural. Geofiz. Vestn.*, **1**, 35-39. (In Russ.)
- Lay T., Williams Q., Garnero E.J. (1998) The core-mantle boundary layer and deep Earth dynamics. *Nature*, **392**, 461-468.
- Lomnitz C. (1994) Fundamentals of earthquake prediction. N. Y., John Wiley & Sons, 326 p.
- Martinelli G. (1992) Fluidodynamical and chemical features of radon 222 related to total gases: implications on earthquakes prediction topics. *IAEA-TECDOC-726 Isotopic and geochemical precursors of earthquakes and volcanic eruptions*. Proc. Advisory Group Meet. held. Vienna, 48-62.
- Oh Y., Kim G. (2015) A radon-thoron isotope pair as a reliable earthquake precursor. *Sci. Rep.*, **5**, 13084. DOI: 10.1038/srep13084
- Pulinets S.A., Davidenko D.V., Lin'kov A.D., Tarasenko T.E. (2012) The multiparametric analysis problem of predictive seismic monitoring data and ways to solve it. There is no alternative to satellite technologies. *Matly Mezhdunar. nauch.-tekhn. konf. "Base problems of radio-electronic engineering"*. Moscow, IMGU MIREA Publ., 57-65. (In Russ.)
- Rulenko O.P., Kuz'min Yu.D. (2015) Increased radon and thoron in the Verkhne-Paratunka hydrothermal system, southern Kamchatka prior to the catastrophic Japanese earthquake of march 11, 2011. *Vulkanol. Seismol.*, **5**, 36-42. (In Russ.)
- Tikhonov I.N. (2012) Quiescence period prior to strong earthquakes in the Kuril-Kamchatka zone. *Tikhookean. Geol.*, **31**(1), 88-95. (In Russ.)
- Ulomov V.I., Mavashev B.Z. (1967) About precursor of a strong tectonic earthquake. *Dokl. AN SSSR*, **176**(2), 319-323. (In Russ.)
- Utkin V.I., Yurkov A.K. (2009) Radon as a "deterministic" indicator of natural and industrial geodynamic processes. *Dokl. Akad. Nauk*, **426**(6), 816-820. (In Russ.)
- Wakita H., Nakamura Y., Notsu K., Noguchi M., Asada T. (1980) Radon anomaly: a possible precursor of the 1978 Izu-Oshimakinkai earthquake. *Sci.*, **207**, 882-883.

#### REFERENCES

УДК 550.343(571.642)

DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-5-734-742

## Сейсмический процесс на п-ове Крильон (о-в Сахалин) после землетрясения 23 апреля 2017 г.

А. С. Закупин<sup>1</sup>, Н. В. Богинская<sup>1</sup>, Д. В. Костылев<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, 693022, г. Южно-Сахалинск, ул. Науки, 1б, e-mail: a.zakupin@imgg.ru

<sup>2</sup>Сахалинский филиал Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба РАН”, 693010, г. Южно-Сахалинск, ул. Тихоокеанская, 2а

Поступила в редакцию 26.04.2021 г., принята к печати 18.06.2021 г.

*Объект и методы исследований.* Изучалась сейсмичность на п-ове Крильон (о-в Сахалин) после землетрясения 23 апреля 2017 г. ( $M = 5$ ) за период 2018–2021 гг. методом саморазвивающихся процессов (СРП). *Результаты.* Сейсмическая активность имеет затухающий тренд после землетрясения (и последовавших за ним нескольких афтершоковых процессов), на котором в двух случаях наблюдается активизация сейсмичности типа СРП. Установлено, что в исследуемой области (в радиусе 40 км от эпицентра Крильонского землетрясения) и ее ближайшей окрестности (до 80 км) через 74 и 26 дней после сейсмических активизаций происходили землетрясения с магнитудой  $M = 3.9$  и  $4.3$  соответственно. В изучаемой области это одни из самых сильных землетрясений за рассматриваемый период. Результаты исследования сопоставлены с данными мониторинга Камчатского филиала Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба РАН” (КФ ФИЦ ЕГС РАН) объемной активности подпочвенного радона (ОА Rn). Установлено, что аномалии ОА Rn, обнаруженные в ноябре 2018 г. и январе 2020 г., возникают через несколько недель после выявленных СРП. Аномалии зарегистрированы на пунктах наблюдений, удаленных от исследуемой области (так же как и от вышеназванных землетрясений) не более чем на 50 км. Землетрясения в 2018 г. ( $M = 3.9$ ) и 2020 г. ( $M = 4.3$ ) произошли через 19 и 32 дня после появления аномалий ОА Rn. В целом обстановка оценивается как спокойная, так как сейсмическая активность на текущий момент не имеет предпосылок, по данным анализа, для перехода из затухающей стадии в стадию стабилизации. Как показано в работе, это является одним из признаков подготовки землетрясения с  $M > 5$ . Тем не менее на затухающем тренде возможны активизации и (как результат) землетрясения умеренной силы ( $M < 5$ ). *Заключение.* Предложено в дальнейшем учитывать саморазвивающиеся процессы активизации как первичный признак для изменения геодинамического состояния среды, при котором возможно появление аномалий ОА Rn, имеющих связь с прогнозом умеренной сейсмичности при форшоковых или афтершоковых активизациях.

**Ключевые слова:** сейсмичность, сейсмические события, метод СРП, каталог землетрясений, разлом

## Seismic process on the Krillon Peninsula (Sakhalin Island) after the earthquake on April 23, 2017

Aleksander S. Zakupin<sup>1</sup>, Natalya V. Boginskaya<sup>1</sup>, Dmitry V. Kostylev<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Institute of Marine Geology and Geophysics, FEB RAS, 16 Nauki st., Yuzhno-Sakhalinsk 693022, Russia, e-mail: a.zakupin@imgg.ru

<sup>2</sup>Sakhalin Branch, Geophysical Survey, Russian Academy of Sciences, 2a Tikhookeanskaya st., Yuzhno-Sakhalinsk 693010, Russia

Received 26.04.2021, accepted 18.06.2021

*Research subject and methods.* The seismicity of the Krillon Peninsula (Sakhalin Island) after the earthquake on April 23, 2017 ( $M = 5.0$ ) during the 2018–2021 period was investigated by the method of self-developing processes (SDP). *Results.* The seismic activity showed a damping trend after the earthquake (and several following aftershocks), with the activation of SDP seismicity observed in two cases. In the study area (40 km within the radius from the epicenter of the Krillon earthquake) and its immediate vicinity (up to 80 km), earthquakes with  $M = 3.9$  and  $M = 4.3$  were observed 74 and 26 days after seismic activations. These earthquakes are considered to be the strongest events occurred in the study area in the period under consideration. The results of the study were compared with the monitoring data of the Kamchatka branch of the Geophysical Survey Russian Academy of Sciences (KB GS RAS) on the volumetric

**Для цитирования:** Закупин А.С., Богинская Н.В., Костылев Д.В. (2021) Сейсмический процесс на п-ове Крильон (о-в Сахалин) после землетрясения 23 апреля 2017 г. *Литосфера*, 21(5), 734–742. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-5-734-742>

**For citation:** Zakupin A.S., Boginskaya N.V., Kostylev D.V. (2021) Seismic process on the Krillon Peninsula (Sakhalin Island) after the earthquake on April 23, 2017. *Lithosphere (Russia)*, 21(5), 734–742. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-5-734-742>

© А.С. Закупин, Н.В. Богинская, Д.В. Костылев, 2021

activity of subsoil radon (OA Rn). It was revealed that the OA Rn anomalies detected in November 2018 and January 2020 had appeared several weeks after the identified SDP. The anomalies were registered at observation points remote from the study area (as well as from the above-mentioned earthquakes) by no more than 50 km. Earthquakes in 2018 ( $M = 3.9$ ) and 2020 ( $M = 4.3$ ) occurred 19 and 32 days after the appearance of OA Rn anomalies. In general, the current situation can be assessed as calm, since, according to the analysis data, the seismic activity has no prerequisites for the transition from the decaying stage to the stage of stabilization. As shown in the work, this is a sign for preparing an earthquake with a magnitude higher than 5. Nevertheless, activation and (as a result) earthquakes of moderate strength ( $M < 5$ ) are possible on a damping trend. *Conclusion.* It is proposed to take into account the self-developing processes of activation as a primary sign for a change in the geodynamic state of the environment, under which the appearance of OA Rn anomalies is possible. These anomalies are associated with the forecast of moderate seismicity during foreshock or aftershock activations.

**Keywords:** seismicity, seismic events, SDP method, earthquake catalog, fault

## ВВЕДЕНИЕ

Сахалинская область – уникальный географический объект, в котором проявляются различные сильнейшие природных катастрофы. Землетрясения стоят на первом месте среди стихийных бедствий по масштабу ущерба и числу уносимых человеческих жизней. Особенно важно изучение сейсмичности южной части о-ва Сахалин, где плотность населения самая высокая, а населенные пункты, в том числе областной центр г. Южно-Сахалинск, расположены вблизи активных разломов. За последние десятилетия здесь организована плотная локальная сеть автоматизированных цифровых сейсмических станций Сахалинского филиала Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба РАН” (СФ ФИЦ ЕГС РАН). На основе данных мониторинга этой локальной сети создан и регулярно пополняется детальный каталог землетрясений с  $M \geq 2.0$ . С 2017 г. на базе трех пунктов развернут мониторинг объемной активности подпочвенного радона (OA Rn) (Макаров и др., 2018), а на полигоне в с. Петропавловское Анивского района Сахалинской области проводятся испытания новейшего сейсмического и гидрофизического оборудования (Каменев и др., 2019). Немаловажную роль в активном развитии геофизических наблюдений имеет опыт успешных прогнозов землетрясений по методу LURR (Load/Unload Response Ratio) (Yin et al., 2006), с помощью которого удалось сделать прогноз Крильонского землетрясения 23 апреля 2017 г. ( $M = 5.0$ ) (Закупин, Семенова, 2018), причем не в ретроспективном, а в оперативном режиме. За месяц до землетрясения прогноз рассматривался на заседании Сахалинского филиала Российского экспертного совета по чрезвычайным ситуациям (протокол № 2 от 16.03.2017 г.). Этим же ме-

тодом в 2018 г. была выявлена серия аномалий в ряде южных зон (Закупин, Богинская, 2021), в результате чего интерес к сейсмичности в этом районе значительно возрос. Озабоченность у населения вызвала серия землетрясений 29–30 марта 2021 г., произошедших в районе эпицентра Крильонского землетрясения (29.03.2021: 17-43 UTC,  $M = 3.4$ ; 18-01 UTC,  $M = 2.8$ ; 18-15 UTC,  $M = 3.3$ ; 30.03.2021: 05-04 UTC,  $M = 4.1$ ). В работе (Закупин и др., 2020) на примере пяти сильнейших землетрясений Сахалина (Пильгунское, 12.06.2005 г.,  $M = 5.6$ ; Невельское, 02.08.2007 г.,  $M = 6.2$ ; Уангское, 16.03.2010 г.,  $M = 5.7$ ; Онорское, 14.08.2016 г.,  $M = 5.8$ ; Крильонское, 23.04.2017 г.,  $M = 5.0$ ) продемонстрирован двухстадийный подход к их прогнозу. На базе выявленных аномалий параметра LURR в зоне прогноза проводится поиск сейсмических активизаций методом СРП (Тихонов и др., 2017). В работе (Закупин и др., 2020) отмечено, что, несмотря на весьма частую встречаемость таких активизаций в потоке сейсмических событий (Закупин и др., 2019), после появления прогнозных аномалий LURR и вплоть до реализации сильного землетрясения их бывает не более двух (и не менее одной). При этом активизация сейсмического процесса (установленная по решению уравнения СРП) происходит в период от 11 до 77 сут до прогнозного события. В работе (Закупин, Семенова, 2018) показано, что после основного толчка (23.04.2017) в 2017 г. было зарегистрировано 178 афтершоков. При этом восемь из них имели магнитуду  $M \geq 4.0$ . Весь афтершоковый процесс землетрясения 23 апреля 2017 г. длился 250 дней и представлял собой четыре последовательности, каждая из которых возникала после очередного афтершока. Распределение афтершоков Крильонского землетрясения 2017 г. имело северо-восточную направленность вдоль юго-восточного побережья п-ова Крильон, что соответ-

стствует положению сейсмических событий, произошедших 29–30 марта 2021 г.

В данной работе мы ставим цель изучить состояние очага Крильонского землетрясения спустя четыре года после него и дать оценку дальнейшему развитию сейсмического процесса. С учетом того, что с 2018 г. в исследуемом нами районе функционирует сеть КФ ФИЦ ЕГС РАН из трех станций по измерению ОА Rn (г. Южно-Сахалинск, с. Ожидаево, с. Петропавловск) (Макаров и др., 2018, 2020), мы проводим соответствующий сравнительный анализ.

## МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Сейсмический процесс как таковой можно ограничить на главные толчки, форшоки и афтершоки, роевую и фоновую сейсмичность. Кроме того, сейсмический процесс подразделяется на стадии активизации, затухания и стационарного развития. В качестве уровня активности сейсмического процесса взят некий параметр  $x$ , который характеризует развитие процесса во времени, и его первая производная во времени –  $dx/dt$ . Таким образом, последовательности стадии активизации – это такие последовательности, для которых вторая производная будет положительной:  $d^2x/dt^2 > 0$ . Математическим эквивалентом процесса затухания будет неравенство  $d^2x/dt^2 < 0$ , а эквивалентом стационарного развития будет соотношение  $d^2x/dt^2 \approx 0$  (Малышев, 1991).

Но использовать данный критерий невозможно из-за разницы продолжительности непосредственно землетрясения и временных промежутков между землетрясениями. При этом изменение любого параметра, который характеризует развитие сейсмического процесса, при равномерной временной шкале будет дискретно во времени. Процессы, при протекании которых изменение уровня активности зависит от текущего состояния, можно описать зависимостью  $d^2x/dt^2 = F(dx/dt)$ . В дальнейшем уравнение было модифицировано (Малышев, 2000) и приведено к такому виду:

$$d^2x/dt^2 = k|(dx/dt)^\lambda - (dx/dt)_0^{\lambda/\alpha}|, \quad (1)$$

где параметр  $x$  – любая неубывающая количественная характеристика, естественным образом отражающая развитие процесса;  $k$  – коэффициент пропорциональности, а показатели степени  $\lambda$  и  $\alpha$  определяют нелинейность развития процесса. Для исследования динамики отклонений процесса от стационарного состояния в значительных пределах уравнение СРП принимает следующий вид:

$$d^2x/dt^2 = k|(dx/dt)^\alpha. \quad (2)$$

Решения уравнения (2) представляют собой либо линейную зависимость либо сводятся к линейным зависимостям при логарифмировании (Малышев, Тихонов, 2007; Малышев, Малышева, 2018).

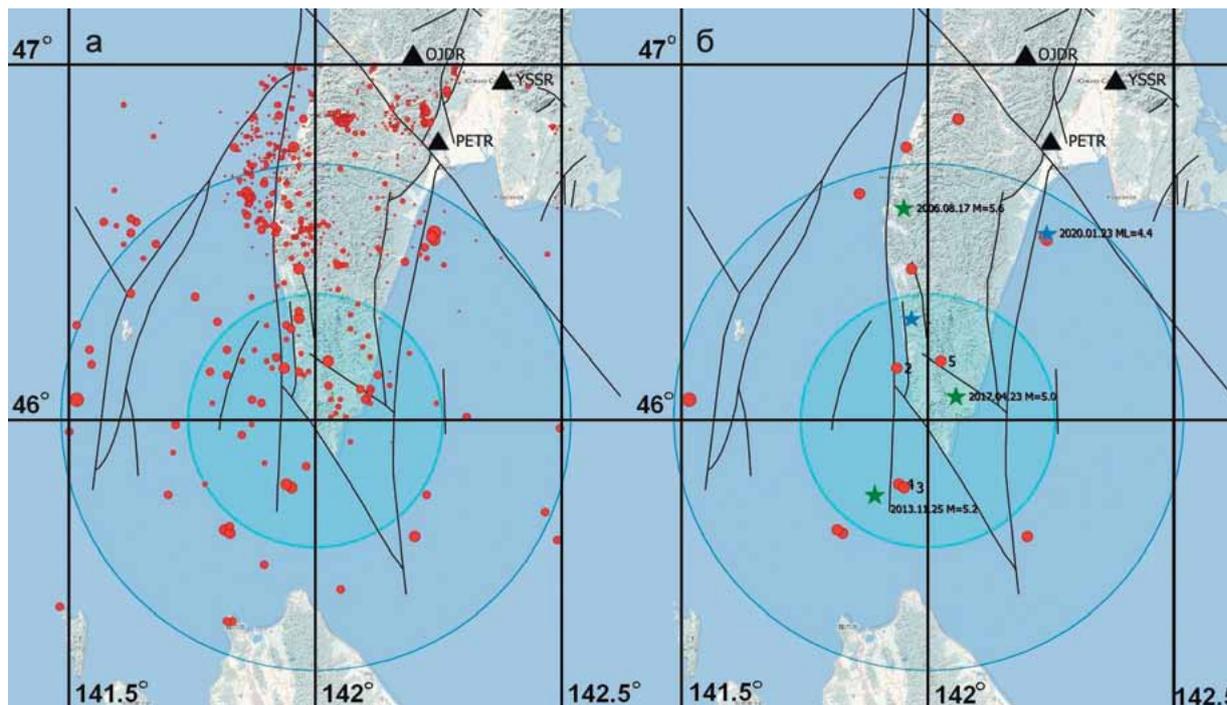
В качестве параметра  $x$  может использоваться кумулятивная сумма числа сейсмических событий  $N$ , либо такая же сумма энергии  $E$ , либо сумма для условной высвобожденной деформации  $D$ .

Метод саморазвивающихся процессов реализован в программном комплексе “SeisDynamicsView”, который разработал А.И. Малышев (ИГГ УрО РАН) и предоставил ИМГиГ ДВО РАН для проведения исследований.

Наиболее интересным типом саморазвивающегося процесса является активизация сейсмичности, предшествующая сильному событию (относительно фонового процесса). Такие форшоковые активизации всегда интересно сопоставлять с измерениями других геофизических полей. В нашей работе были использованы данные по мониторингу вариаций объемной активности подпочвенного радона (ОА Rn). Этот метод анализа состояния геосреды в последние годы получил активное распространение на Дальнем Востоке (Макаров и др., 2018; Фирстов и др., 2018; Фирстов, Макаров, 2020). Методика наблюдений за вариациями объемной активности подпочвенного радона (ОА Rn) сетью радонового мониторинга на юге о-ва Сахалин подробно описана в работе (Макаров и др., 2018). Регистрация уровня подпочвенного радона проводится на трех пунктах: Южно-Сахалинск (YSSR), Петропавловское (PETR), Ожидаево (OJDR) (рис. 1), и осуществляется радиометром RADEX MR107 российской фирмы “КВАРТА-РАД”. Измерения Rn в базовом варианте радиометра осуществляются диффузионным методом путем регистрации эквивалентной равновесной объемной активности Rn и дочерних продуктов его изотопов по величине ОА Rn в воздухе жилых и общественных помещений. При регистрации уровня на пунктах сети на юге о-ва Сахалин применен метод принудительной конвекции с помощью откачки подпочвенного воздуха из измерительного шпура компрессором в накопительную камеру, где устанавливался прибор (Уткин, Юрков, 2010). Данная методика измерений позволяет значительно снизить уровень влияния вариаций метеорологических величин, являющихся основными помехами при измерении объемной активности подпочвенного радона (Козлова, Юрков, 2005).

## РЕЗУЛЬТАТЫ

Для исследования сейсмичности методом СРП в выбранной области использовался локальный каталог полевых станций юга Сахалина, например (Southern-Sakhalin, 2020). Ранее для южной части о-ва Сахалин, кроме исследований, проведенных в работе (Закупин и др., 2019), метод СРП ретроспективно применялся также в работе (Тихонов и др., 2017) в целях выявления краткосрочного прогноза



**Рис. 1.** Карта эпицентров землетрясений в районе п-ова Крильон за период 2018–2021 гг. а – все землетрясения, б – землетрясения с  $M \geq 3.5$ .

Красные кружки – землетрясения с  $M \geq 3.5$ ; зеленые звездочки – самые сильные землетрясения, произошедшие в исследуемом районе; синие звездочки – землетрясения, на которые была получена аномалия подпочвенного радона (ОА Rn); малый круг – область с радиусом  $R = 40$  км; большой круг – область с  $R = 80$  км; геологические структуры (разломы) нанесены на карту согласно (Петров и др., 2016). Черные треугольники – пункты сети мониторинга подпочвенного радона.

**Fig. 1.** Map of earthquake epicenters in the area of the Krillon Peninsula for the period under study 2018–2021. а – all earthquakes, б – earthquakes with  $M \geq 3.5$ .

Red circles – earthquakes from  $M \geq 3.5$ ; green stars – the strongest earthquakes that occurred in the study area; blue stars – earthquakes for which the subsoil radon anomaly (OA Rn) was received; small circle – an area with a radius of  $R = 40$  km; great circle – area with  $R = 80$  km; geological structures (faults) are mapped according to (Petrov et al., 2016). Black triangles are points of the subsoil radon monitoring network.

сильных событий в сейсмическом потоке. При настройке алгоритма на данные детального каталога южной части о-ва Сахалин авторы исследования использовали выборку слабых событий с  $M \geq 2.0$ , предвещающих землетрясения с  $M = 4.6–6.2$  в зоне с  $R = 166$  км, которая, по мнению авторов, покрывает всю сейсмоактивную зону юга острова. Однако, несмотря на ретроспективные оценки ожидаемого события с точностью до минут, присутствовали проблемы в реализации метода на практике. Одна из них – “залипание” прогнозной оценки времени сильнейшего толчка к концу обрабатываемой активизации в случае ее резкого ступенчатого нарастания. Вторая проблема, по нашему мнению, заключается в том, что размер очаговой области не может быть настолько большим, поскольку, с позиций сеймотектонической модели Сахалина, такие размеры на юге острова перекрывают сразу несколько сейсмогенерирующих областей (Левин и др., 2012). В данном исследовании мы будем при-

держиваться условий, которые применяли в предыдущей работе (каталог, не ограниченный диапазоном магнитуд и радиусом области исследования  $R = 40$  км) (Закупин и др., 2019).

С учетом того, что аномалия LURR в исследуемом районе зафиксирована 31.07.2018 г. (Закупин, Богинская, 2021), для исследования мы выбрали период с 2018 г. по февраль 2021 г. Центром круговой области радиусом 40 км для расчетов выберем координаты 46.0N, 142.0E (рядом с эпицентром Крильонского землетрясения). На рис. 1 представлена карта южной части о-ва Сахалин, на которой слева нанесены все эпицентры землетрясений, произошедших за исследуемый период, а справа – землетрясения с  $M \geq 3.5$  за период с 2018 г. по февраль 2021 г. Порог магнитуды 3.5 выбран условно для выделения группы сильных событий в потоке.

В табл. 1 указаны события с  $M \geq 3.5$ , попавшие в 40-километровую зону (их 5), а в табл. 2 – землетрясения, которые захватываются дополнительно,

**Таблица 1.** Землетрясения в малом круге (расчетная зона, см. рис. 1б)**Table 1.** Earthquakes in a small circle (design area, see Fig. 1b)

№	Дата землетрясения			Время возникновения			Координаты		Глубина, км	Магнитуда, ML
	Год	Месяц	День	ч	мин	с	с.ш.	в.д.		
1	2018	12	7	2	40	5.15	46.29	141.93	11.9	3.9
2	2019	12	12	9	2	31.12	45.81	141.90	12.2	3.8
3	2020	11	13	8	27	48.91	46.17	142.05	7.2	3.7
4	2019	10	22	10	36	46.04	46.15	141.87	9.1	3.5
5	2019	12	12	12	22	13.45	45.82	141.88	12.3	3.5

**Таблица 2.** Землетрясения вне расчетной зоны в пределах большого круга (см. рис. 1б)**Table 2.** Earthquakes outside the design area within the great circle (see. Fig. 1b)

№	Дата землетрясения			Время возникновения			Координаты		Глубина, км	Магнитуда, ML
	Год	Месяц	День	ч	мин	с	с.ш.	в.д.		
1	2020	1	23	6	22	37.63	46.53	142.48	4.7	4.4
2	2021	1	29	15	53	33.38	46.06	141.03	7.0	4.3
3	2018	12	19	19	11	48.62	46.64	141.72	5.2	3.9
4	2019	8	14	20	24	4.67	45.69	141.63	7.9	3.9
5	2020	9	7	22	30	29.26	45.67	142.40	10.5	3.7
6	2019	1	13	13	59	43.7	46.43	141.93	9.9	3.6
7	2020	1	29	4	21	7.66	46.51	142.48	10.5	3.6
8	2019	8	14	23	29	56.07	45.68	141.65	7.6	3.5
9	2020	1	29	10	0	33.98	46.52	142.47	9.2	3.5

если увеличить исследуемую область в 2 раза. Как мы видим, в ближней (расчетной) зоне, самое сильное землетрясение произошло 7 декабря 2018 г. (№1 – отмечено синей звездочкой на рис. 1). Позднее, через 12 дней, севернее его эпицентра произошло землетрясение такой же силы (см. табл. 2). Смещение эпицентральной зоны и энергия события не дают оснований считать его афтершоком, однако есть уверенность, что события зависимы, так как находятся в пределах одной разломной зоны.

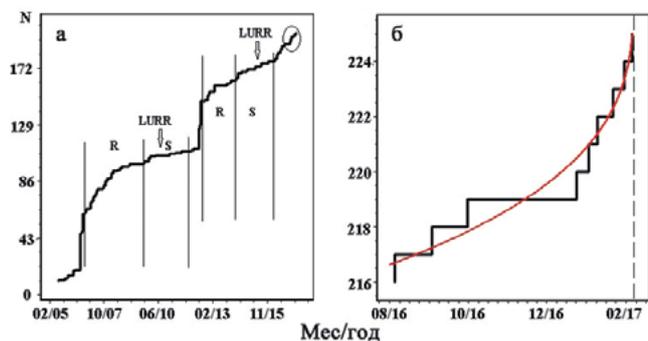
В большем круге самым сильным событием стало землетрясение 23 января 2020 г. с  $M = 4.4$  (также отмечено синей звездочкой). У этого землетрясения было зафиксировано два афтершока с  $M \geq 3.5$  (см. табл. 2). Отметим, что второе сильнейшее землетрясение (№2 в табл. 2) с  $M > 4$  зарегистрировано в западной части острова и находится вне пределов системы разломов (Центрально-Сахалинский разлом и его оперения), которые наполняют зону исследования.

Прежде чем рассмотреть результаты моделирования СРП для исследуемого периода, обратимся к результату нашей работы (Закупин и др., 2020), в которой для этой зоны проанализирован период с

2005 по 2017 г. На график расчета СРП (рис. 2) дополнительно нанесем все аномалии LURR для нашей области согласно (Закупин, Богинская, 2021). Аномалии здесь в этот период фиксировались в ноябре 2011 г. и августе 2015 г.

Как видно на графике, сейсмический процесс между тремя сильнейшими землетрясениями этой зоны (17.08.2006 г., 25.11.2013 г., 23.04.2017 г.) можно определить поэтапно как релаксация (R), стационарный режим (S) и процесс роста сейсмической активности. Последний определяется как СРП и происходит за несколько недель до очередного главного толчка. На рис. 2б показано решение для СРП перед Крильонским землетрясением (на рис. 2а этот период выделен эллипсом). В стационарном режиме наблюдаются аномалии среднесрочного предвестника LURR (показаны стрелками). Для землетрясений с  $M \geq 5.0$  (Закупин и др., 2020) все три процесса могут занимать порядка 4–6 лет. Теперь перейдем к результатам этой работы по современному периоду. На рис. 3 показаны итоги моделирования сейсмических последовательностей методом СРП. Всего в расчетной выборке оказалось 54 землетрясения.

На фоне общего тренда (см. рис. 3а), который



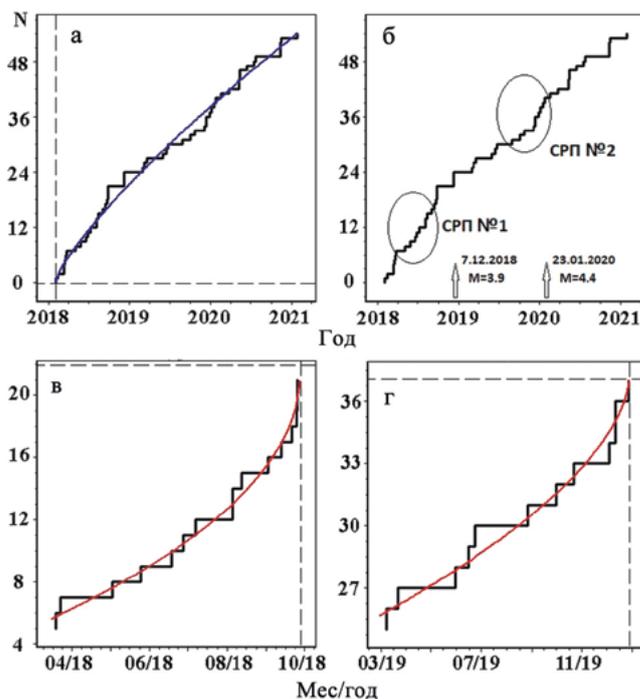
**Рис. 2.** Графики сейсмической активности для эпицентральной области Крильонского землетрясения с 2005 по 2017 г. а, б – пояснения см. в тексте.

Красной линией показано решение уравнения для СРП для периода с августа 2016 г. по февраль 2017 г. N – число сейсмических событий, R – процесс затухания сейсмической активности (релаксация), S – процесс стационарной активности, стрелка – аномалия параметра LURR.

**Fig. 2.** Seismic activity plots for the epicentral area of the Krillon earthquake from 2005 to 2017. а, б – see text for explanations.

The red line shows the solution of the equation for the SDP for the period from August 2016 to February 2017. N is the number of seismic events, R is the process of attenuation of seismic activity (relaxation), S is the process of stationary activity, the arrow is the anomaly of the LURR parameter.

свидетельствует о том, что в очаге продолжается процесс релаксации, за рассмотренный период два раза наблюдается саморазвивающийся процесс с ускорением (см. рис. 3б). Если разбить временной промежуток на два графика, то каждый из них будет иметь релаксационный тип, но внутри содержать период с ускорением (СРП). Затухающий (релаксационный) тренд, как мы видим, до сих пор не перешел в стационарный режим, а следовательно, в этой зоне спустя четыре года после Крильонского землетрясения подготовка сильного землетрясения маловероятна. Впрочем, в работе (Закупин, Богинская, 2021) аномалии LURR в 2018 г. лишь немного захватывают рассматриваемую нами область, поэтому отсутствие в этой зоне признаков подготовки вполне ожидаемо (области с аномалиями наблюдаются выше 47° с. ш.). Рассмотрим выделенные нами на рис. 3 два саморазвивающихся процесса активизации. В развернутом виде эти процессы показаны на рис. 3в, г. Первый из них (см. рис. 3б) был определен 25 сентября 2018 г. Во втором случае именно так и случилось (см. рис. 3в), решение, которое было первым раз получено 28 декабря 2019 г., обновлялось вплоть до 23 января 2020 г. Ближайшим землетрясением по времени для первого СРП является землетрясение №1 в расчетной зоне в 2018 г. При этом с момента обнаружения СРП до землетрясе-



**Рис. 3.** Графики сейсмической активности для эпицентральной области Крильонского землетрясения с 2018 по 2021 г. а-г – пояснения см. в тексте.

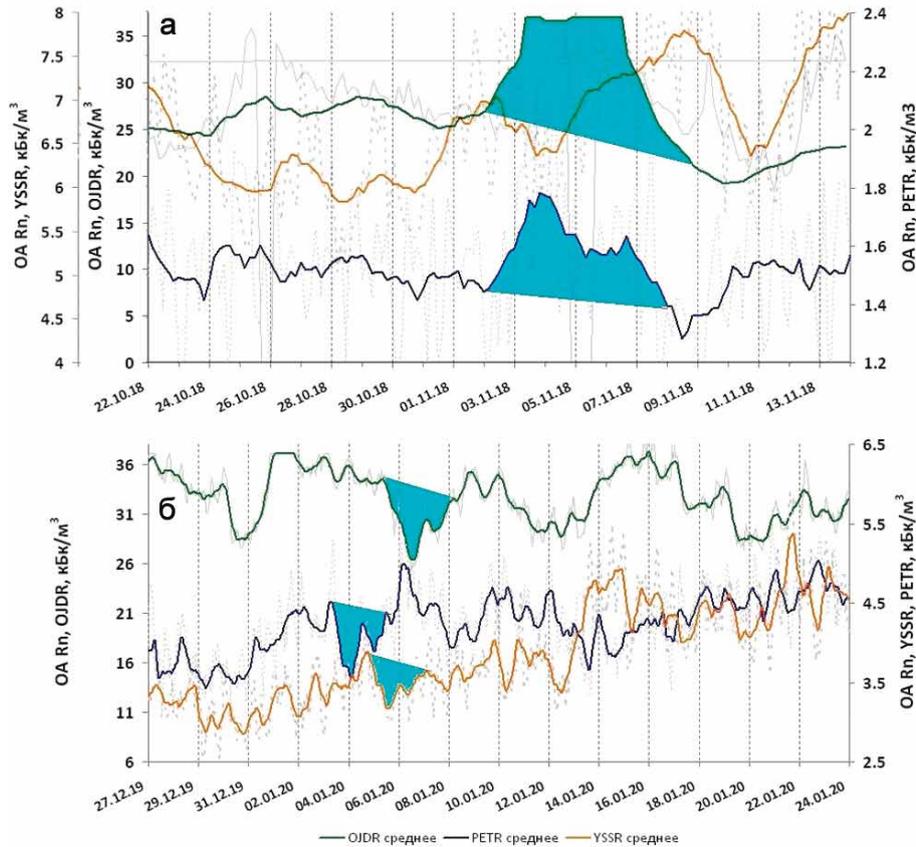
Красной линией на “в” показано решение уравнения для СРП №1 для периода с апреля по октябрь 2018 г., а на “г” – решение уравнения для СРП №2 для периода с марта 2019 г. по январь 2020 г. N – число сейсмических событий.

**Fig. 3.** Seismic activity plots for the epicentral area of the Krillon earthquake from 2018 to 2021. а-г – see text for explanations.

The red line on the “в” is showed the solution to the equation SDP No. 1 for the period from April to October 2018 and in the “г” – to SDP No. 2 for the period from March 2019 to January 2020 (г). N is the number of seismic events.

ния проходит 74 дня. А вот для второго СРП в расчетной зоне ближайшее землетрясение происходит 13 ноября 2020 г. (№5), т. е. практически через год. Но если рассмотреть события в зоне не 40 км, а 80 км (большой круг, см. табл. 2), то самое сильное землетрясение из этого списка (23.01.2020 г., M = 4.4) практически идеально становится результатом реализации второго СРП. Время с момента первого определения – 26 дней, а с эффектом “защипания” – день в день. В списках землетрясений в табл. 1, 2 есть афтершоки данных событий, но есть и другие (хоть и в небольшом количестве) землетрясения, перед которыми СРП не появились.

Полученные решения по методу СРП сопоставимы с результатами исследований активности подпочвенного радона по данным сети из трех станций (г. Южно-Сахалинск, с. Ожидаево, с. Пе-



**Рис. 4.** Аномалии подпочвенного радона, выявленные 2–7 ноября 2018 г. (а), 5–6 января 2020 г. (б) (Макаров и др., 2018, 2020).

**Fig. 4.** Subsoil radon anomalies detected November 2–7, 2018 (a), January 5–6, 2020 (б) (Makarov et al., 2018, 2020).

тропавловское) (Макаров и др., 2018, 2020). Эта сеть, представляющая собой треугольник в пространстве, находится в непосредственной близости (см. рис. 1) от зоны исследований и захватывает те же самые разломные структуры, что мы видим в расчетной области. Впервые по данным этой сети авторы работы (Макаров и др., 2018) обнаружили аномалии со 2 по 7 ноября 2018 г. (рис. 4а) и связали их с подготовкой трех землетрясений на островах Хоккайдо и Кунашир. В последующие два дня эпицентры были удалены от пунктов регистрации на 300–700 км. Магнитуды землетрясений составили от 4.4 до 4.7.

Еще один результат (Макаров и др., 2020) с помощью данной сети станций по измерению OA Rn был получен в 2020 г. (рис. 4б). Аномалии OA Rn, выявленные 5–6 января 2020 г., ученые связали с землетрясением, которое произошло недалеко от района, где расположена сеть пунктов измерения. Это землетрясение 23 января 2020 г. с  $M = 4.4$ . в Анивском заливе неподалеку от с. Таранай Анивского района Сахалинской области.

Как отмечают Е.О. Макаров с соавторами (2020), перед землетрясением в поле подпочвенного радо-

на были зафиксированы синфазные бухтообразные аномалии отрицательной полярности длительностью около 2 сут, не связанные с резкими изменениями атмосферного давления. При этом время упреждения, принятое как время между моментом возникновения аномалии и событием, составило 17–19 сут. Проанализируем полученные нами результаты совместно с данными по радону. За время работы сети станций OA Rn на юге Сахалина, судя по приведенным публикациям, аномалии отмечались в двух случаях. Однако удивительным образом они появлялись через 38 и 7 дней после формирования двух саморазвивающихся процессов в исследуемой нами области и это в течение нескольких лет. Несмотря на то что область нашего исследования расположена немного южнее, вероятность простого совпадения в обоих случаях ничтожна. Можем предположить, что быстрый отклик в виде землетрясений на о-ве Хоккайдо 8 и 9 ноября, где также отмечается продолжение Центрально-Сахалинского разлома, авторы предпочли землетрясению 7 декабря 2018 г. из-за относительно большой задержки (1 месяц). Второе землетрясение (23.01.2020 г.) хорошо подходит под прогноз-

ную цель для саморазвивающегося процесса и аномалию ОА Rn со всех точек зрения.

Полученные нами решения уравнения СРП в области, где расположен эпицентр Крильонского землетрясения 2017 г., находятся в пределах общей затухающей сейсмической активности, однако являются индикаторами (прогнозными признаками) для афтершоков в самом очаге, а также других умеренных землетрясений в ближайших областях. Такие процессы могут сопровождаться активностью подпочвенного радона, аномалии которого установлены (Макаров и др., 2020) после выявленных нами активизаций СРП. В то же время проведенный анализ позволяет заключить, что землетрясение с  $M > 5$  в районе эпицентра Крильонского землетрясения 2017 г. в ближайшее время не произойдет.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ сейсмичности в районе п-ова Крильон методом СРП за период с 2018 по 2021 г. показал наличие релаксирующего тренда, на котором в двух случаях наблюдались саморазвивающиеся процессы сейсмической активизации. Первый процесс датируется 25.09.2018 г. и через 74 дня реализуется землетрясением 07.12.2018 г. ( $M = 3.9$ ). Второй процесс зафиксирован 28.12.2019 г., а через 26 дней произошло землетрясение 23.01.2020 г. ( $M = 4.4$ ). Обнаруженные процессы хорошо согласуются с аномалиями подпочвенного радона, выявленными в первом случае со 2 по 7 ноября 2018 г., а во втором – 5–6 января 2020 г. Таким образом, можно предположить, что процессы саморазвивающейся активизации могут служить первичным признаком изменения состояния геосреды и сопровождаться активностью подпочвенного радона. Такие проявления в нашем случае наблюдались для сильнейших землетрясений на изученной территории (с  $M \approx 4$ ). Показано, что затухающий (релаксационный) тренд после Крильонского землетрясения 2017 г. до сих пор не перешел в стационарный режим и подготовка сильного землетрясения с  $M \geq 5.0$  маловероятна.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Закупин А.С., Богинская Н.В. (2021) Среднесрочные прогнозы землетрясений методом LURR на Сахалине: обобщение ретроспективных исследований за 1997–2019 гг. и новые подходы. *Геосистемы переходных зон*, **5**(1), 27–45. <https://doi.org/10.30730/grz.2021.5.1.027-045>
- Закупин А.С., Богинская Н.В., Андреева М.Ю. (2019) Методические аспекты исследования форшоковых последовательностей методом СРП (саморазвивающиеся процессы) на примере Невельского землетрясения на Сахалине. *Геосистемы переходных зон*, **3**(4), 377–389. <https://doi.org/10.30730/2541-8912.2019.3.4>
- Закупин А.С., Богомолов Л.М., Богинская Н.В. (2020) Последовательное применение методов анализа сейсмических последовательностей LURR и СРП для прогноза землетрясений на Сахалине. *Геофизические процессы и биосфера*, **19**(1), 66–78. DOI: 10.21455/GPB2020.1-4
- Закупин А.С., Семенова Е.П. (2018) Исследование процесса подготовки сильных землетрясений ( $M_w > 5$ ) на Сахалине методом LURR. *Вестн. КРАУНЦ. Физ.-мат. науки*, **25**(5), 73–88.
- Каменев П.А., Костылев Д.В., Богинская Н.В., Закупин А.С. (2019) Геофизические исследования в южной части Центрально-Сахалинского разлома с использованием нового комплекса оборудования. *Геосистемы переходных зон*, **3**(4), 390–402. <https://doi.org/10.30730/2541-8912.2019.3.4>
- Козлова И.А., Юрков А.К. (2005) Методические вопросы измерения содержания радона-222 в почвенном воздухе при мониторинговых наблюдениях. *Уральский геофиз. вестник*, **7**, 31–34.
- Левин Б.В., Ким Ч.У., Соловьев В.Н. (2012) Оценка сейсмической опасности и результаты детального сейсмического районирования для городов о. Сахалин. *Тихоокеан. геология*, **31**(5), 93–103.
- Макаров Е.О., Фирстов П.П., Костылев Д.В., Рылов Е.С., Дудченко И.П. (2018) Первые результаты мониторинга подпочвенного радона сетью пунктов, работающей в тестовом режиме, на юге острова Сахалин. *Вестн. КРАУНЦ. Физ.-мат. науки*, **25**(5), 99–114.
- Макаров Е.О., Костылев Д.В., Фирстов П.П., Каменев П.А., Богинская Н.В. (2020) Отклик в поле подпочвенного радона на землетрясение 23.01.2020 г. с  $M_L = 4.2$  в заливе Анива вблизи острова Сахалин. *Вулканизм и связанные с ним процессы: Материалы XXIII ежегодной научной конференции, посвященной Дню вулканолога, Петропавловск-Камчатский, 30 марта – 01 апреля 2020 г. Петропавловск-Камчатский: Ин-т вулканологии и сейсмологии ДВО РАН*, 114–117.
- Мальшев А.И. (1991) Динамика саморазвивающихся процессов. *Вулканология и сейсмология*, **4**, 61–72.
- Мальшев А.И. (2000) Жизнь вулкана. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 262 с.
- Мальшев А.И., Тихонов И.Н. (2007) Нелинейные закономерности развития сейсмического процесса во времени. *Физика Земли*, **6**, 37–51.
- Мальшев А.И., Малышева Л.К. (2018) Прогнозируемость потока сейсмической энергии северо-западного обрамления Тихого океана по данным каталога USGS. *Геосистемы переходных зон*, **2**(3), 141–153. doi:10.30730/2541-8912.2018.2.3.141-153
- Петров О.В., Морозов А.Ф., Чепкасова Т.В., Киселев Е.А., Стрельников С.И., Богданов Ю.Б., Вербицкий В.Р., Вольский А.С., Застрожных А.С., Гусев Н.И., Жданов А.В., Ковригина Е.К., Колесников В.И., Кропачев А.П., Марковский Б.А., Машак М.С., Прокурнин В.Ф., Руденко В.Е., Снежко В.А., Шпикерман В.И., Якобсон К.Э., Каминский В.Д., Гусев Е.А., Лопатин Б.Г. (2016) Геологическая карта России и прилегающих акваторий масштаба 1 : 2 500 000. ФГБУ “ВСЕГЕИ”, Роснедра.
- Тихонов И.Н., Михайлов В.И., Мальшев А.И. (2017) Моделирование последовательностей землетрясений юга Сахалина, предвещающих сильные толчки,

- с целью краткосрочного прогноза времени их возникновения. *Тихоокеан. геология*, **36**(1), 5-14.
- Уткин В.И., Юрков А.К. (2010) Радон как индикатор геодинамических процессов. *Геология и геофизика*, **51**(2), 277-286.
- Фирстов П.П., Макаров Е.О. (2020) Долговременные тренды подпочвенного радона на Камчатке как индикаторы подготовки землетрясений с  $M > 7.5$  в северо-западном обрамлении Тихого океана. *Геосистемы переходных зон*, **4**(3), 270-287. <https://doi.org/10.30730/gtr.2020.4.3.270-278.279-287>
- Фирстов П.П., Макаров Е.О., Глухова И.П., Будиллов Д.И., Исакевич Д.В. (2018) Поиск предвестниковых аномалий сильных землетрясений по данным мониторинга подпочвенных газов на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне. *Геосистемы переходных зон*, **2**(1), 16-32. doi:10.30730/2541-8912.2018.2.1.016-032
- Southern-Sakhalin\_2018.xls (2020) Землетрясения России в 2018 году. Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, Приложение на CD-ROM.
- Yin X.C., Zhang L.P., Zhang H.H., Yin C., Wang Y., Zhang Y., Peng K., Wang H., Song Z., Yu H., Zhuang J. (2006) LURR's Twenty Years and its Perspective. *Pure Appl. Geophys.*, **163**, 2317-2341. DOI 10.1007/s00024-006-0135-x
- ### REFERENCES
- Firstov P.P., Makarov E.O. (2020) Long-term trends of subsurface radon in Kamchatka as indicators of earthquake preparation with  $M > 7.5$  in the north-western frame of the Pacific Ocean. *Geosistemy Perekhodnykh Zon*, **4**(3), 270-287. (In Russ.) <https://doi.org/10.30730/gtr.2020.4.3.270-278.279-287>
- Firstov P.P., Makarov E.O., Glukhova I.P., Budilov D.I., Isakevich D.V. (2018) Search for harbinger anomalies of strong earthquakes based on the monitoring of subsurface gases at the Petropavlovsk-Kamchatsky geodynamic polygon. *Geosistemy Perekhodnykh Zon*, **2**(1), 16-32. (In Russ.) doi:10.30730/2541-8912.2018.2.1.016-032
- Kamenev P.A., Kostylev D.V., Boginskaya N.V., Zakupin A.S. (2019) Geophysical studies in the southern part of the Central Sakhalin fault using a new set of equipment. *Geosistemy Perekhodnykh Zon*, **3**(4), 390-402. (In Russ.) <https://doi.org/10.30730/2541-8912.2019.3.4>
- Kozlova I.A., Yurkov A.K. (2005) Methodological issues of measuring the content of radon-222 in soil air during monitoring observations. *Ural'skii Geofizicheskii Vestn.*, **7**, 31-34. (In Russ.)
- Levin B.V., Kim Ch.U., Solov'ev V.N. (2012) Assessment of seismic hazard and results of detailed seismic zoning for the cities of Sakhalin Island. *Tikhookean. Geol.*, **31**(5), 93-103. (In Russ.)
- Makarov E.O., Firstov P.P., Kostylev D.V., Rylov E.S., Dudchenko I.P. (2018) The first results of monitoring of subsurface radon by a network of points operating in a test mode in the south of Sakhalin Island. *Vestn. KRAUNTs. Fiziko-matematicheskie Nauki*, **25**(5), 99-114. (In Russ.)
- Makarov E.O., Kostylev D.V., Firstov P.P., Kamenev P.A., Boginskaya N.V. (2020) Response in the subsurface radon field to the earthquake of 23.01.2020 with  $ML = 4.2$  in the Aniva Bay near Sakhalin Island. *Volcanism and related processes: Materials of the XXIII Annual scientific conference dedicated to the Day of Volcanologist, Petropavlovsk-Kamchatsky*, Petropavlovsk-Kamchatsky: Institute of Volcanology and Seismology, FEB RAS, 114-117. (In Russ.)
- Malyshev A.I. (1991) Dynamics of self-developing processes. *Vulkanol. Seismol.*, **4**, 61-72. (In Russ.)
- Malyshev A.I. (2000) The life of a volcano. Ekaterinburg: Publishing house of the UB of the RAS, 262 p. (In Russ.)
- Malyshev A.I., Malysheva L.K. (2018) Predictability of the seismic energy flow of the northwestern Pacific rim according to the USGS catalog. *Geosistemy Perekhodnykh Zon*, **2**(3), 141-153. doi:10.30730/2541-8912.2018.2.3.141-153 (In Russ.)
- Malyshev A.I., Tikhonov I.N. (2007) Nonlinear regularities of the development of the seismic process in time. *Izv. Ross. Akad. Nauk, Fiz. Zemli*, **6**, 37-51. (In Russ.)
- Petrov O.V., Morozov A.F., Chepkasova T.V., Kiselev E.A., Strel'nikov S.I. Bogdanov U.B., Verbitskii V.R., Volkovskii A.S., Zastrozhnov A.S., Gusev N.I., Zhdanov A.V., Kovrigina E.K., Kolesnikov V.I., Kropachev A.P., Markovskii B.A., Mashchak M.S., Proskurnin V.F., Rudenko V.E., Snezhko V.A., Shpikerman V.I., Iakobson K.E., Kaminskii V.D., Gusev E.A., Lopatin B.G. (2016) Geological map of Russia and adjacent water areas on a scale of 1 : 2 500 000. FGBU "VSEGEI"; Rosnedra Publ. (In Russ.)
- Southern-Sakhalin\_2018.xls. (2020) Earthquakes in Russia in 2018. Obninsk, FITZ EGS RAS, Application on CD-ROM. (In Russ.)
- Utkin V.I., Yurkov A.K. (2010) Radon as an indicator of geodynamic processes. *Geol. Geofiz.*, **51**(2), 277-286. (In Russ.)
- Yin X.C., Zhang L.P., Zhang H.H., Yin C., Wang Y., Zhang Y., Peng K., Wang H., Song Z., Yu H., Zhuang J. (2006) LURR's Twenty Years and its Perspective. *Pure Appl. Geophys.*, **163**, 2317-2341. DOI 10.1007/s00024-006-0135-x
- Zakupin A.S., Boginskaya N.V. (2021) Medium-term forecasts of earthquakes by the LURR method on Sakhalin: generalization of retrospective studies for 1997–2019 and new approaches. *Geosistemy Perekhodnykh Zon*, **5**(1), 27-45. (In Russ.) <https://doi.org/10.30730/gtr.2021.5.1.027-045>
- Zakupin A.S., Boginskaya N.V., Andreeva M.Yu. (2019) Methodological aspects of the study of foreshock sequences by the SRP method (self-developing processes) on the example of the Nevel earthquake on Sakhalin. *Geosistemy Perekhodnykh Zon*, **3**(4), 377-389. (In Russ.) <https://doi.org/10.30730/2541-8912.2019.3.4>
- Zakupin A.S., Bogomolov L.M., Boginskaya N.V. (2020) Using the Load/Unload Response Ratio and Self-Developing Processes Methods of Analyzing Seismic Sequences to Predict Earthquakes in Sakhalin. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, **56**(7), 693-705. DOI: 10.1134/S0001433820070105
- Zakupin A.S., Semenova E.P. (2018) Study of the process of preparing strong earthquakes ( $MW > 5$ ) on Sakhalin by the LURR method. *Vestnik KRAUNTs. Fiziko-matematicheskie Nauki*, **25**(5), 73-88. (In Russ.)

**ЛИТОСФЕРА Том 21 № 5**

Сентябрь–Октябрь 2021

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

Учредитель

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки  
Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого  
Уральского отделения Российской академии наук

Свидетельство о регистрации ПИ № ФС77-77043 от 21 октября 2019 г.  
в Министерстве цифрового развития, связи и массовых коммуникаций  
Российской Федерации

Технический редактор Е.И. Богданова  
Корректоры Н.М. Катаева, М.О. Тюлюкова  
Оригинал-макет А.Ю. Одинцовой, Н.С. Глушковой  
Макет обложки А.Ю. Савельевой

---

РИО ИГГ УрО РАН № 110	Дата выхода в свет 29.10.2021	Формат 60 × 84 <sup>1</sup> / <sub>8</sub>	Печать офсетная
Усл. печ. л. 18,5	Уч.-изд. л. 18,5	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) 330-16-00  
[www.alfaprint24.ru](http://www.alfaprint24.ru)

**LITHOSPHERE (Russia) Vol. 21 No. 5**

September–October 2021

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

Founder

The Federal State Institution of Science  
the Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry  
Russian Academy of Sciences Ural Branch

Registration certificate PI No. FS77-77043 from October 21, 2019  
Ministry of Digital Development, Communications and Mass Media  
of the Russian Federation

Technical editor E.I. Bogdanova  
Correctors N.M. Kataeva, M.O. Tulukova  
Original-layout A.Yu. Odintsova, N.S. Glushkova  
Cover layout A.Yu. Savelieva

---

IPD IGG UB RAS № 110      Signed in print 29.10.2021      Format 60 × 84½      Offset print  
Cond. print. sh. 18,5    Found.-publ. sh. 18,5    Circulation 120    Price 990 rub. 00 kopecks    Order \_\_\_\_\_

---

Institute of Geology and Geochemistry UB RAS      15 Akad. 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](http://www.alfaprint24.ru)