

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

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

ЛИТОСФЕРА

Том 19 № 5 2019 Сентябрь–Октябрь

Основан в 2001 году
Выходит 6 раз в год

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

LITHOSPHERE (Russia)

Volume 19 No. 5 2019 September–October

Founded in 2001
Issued 6 times a year

Литосфера, 2019. Том 19, № 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, минерогенеза и рудообразования; создания эффективных методов поиска и разведки полезных ископаемых; геофизических особенностей Земли; разработки современных технологий исследования и мониторинга состояния окружающей среды, прогноза и предотвращения природных и техногенных катастрофических явлений; развития геоаналитических методик

Главные редакторы В.А. Коротеев, С.Л. Вотяков

Заместитель главного редактора В.В. Мурзин

Ответственный секретарь Г.А. Мизенс

ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

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

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

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

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

Адрес редакции: 620016, Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Россия

Тел. (343) 287-90-45, тел./факс: (343) 287-90-12

E-mail: lithosphere@igg.uran.ru

© Институт геологии и геохимии УрО РАН

© Авторы статей

Lithosphere (Russia), 2019. Volume 19, 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, Urals Branch of Russian Academy of Sciences (IGG, UB of RAS)

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

Editors-in-chief Viktor A. Koroteev, Sergei L. Votyakov

Deputy Editor-in-chief Valerii V. Murzin

Secretary Gunar A. Mizens

IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia

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

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

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

Website: <http://lithosphere.ru>

© Institute of Geology and Geochemistry

© Authors of articles

СОДЕРЖАНИЕ

Том 19, № 5, 2019

Укская свита верхнего рифея Южного Урала: седиментология и геохимия (первые результаты исследований)	
<i>А. В. Маслов, Д. В. Гражданкин, С. А. Дуб, Д. С. Мельник, Т. М. Парфенова, А. В. Колесников, Н. В. Чередниченко, Д. В. Киселева</i>	659
Петрогеохимические особенности хромитоносных ультрамафитов Куртушибинского офиолитового пояса (Западный Саян)	
<i>А. И. Чернышов, А. Н. Юричев, А. В. Кичеева</i>	687
Рений и селен в верхнеюрской сланцевой толще разреза “Городищи” в центральной части Волжского сланцевого бассейна	
<i>С. Ю. Енгальчев</i>	704
Медное и полиметаллическое оруденение Приколымского террейна и его генетическая типизация	
<i>А. Н. Глухов</i>	717
Главные месторождения и проявления платинометалльных руд Кольского пояса расслоенных интрузий (Кольский полуостров, Россия)	
<i>П. В. Припачкин</i>	731
К построению флюидо-динамической модели Новопортовского нефтегазоконденсатного месторождения Ямала (по результатам ДФМ-интерпретации сейсмических данных)	
<i>В. Б. Писецкий, К. С. Иванов</i>	752
Методика определения природных напряжений в массиве по деформации карьера с использованием спутниковых навигационных систем	
<i>А. В. Зубков, С. В. Сентябов, К. В. Селин</i>	767
Сдвиговый тектогенез и структурообразующее течение коровых масс Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода	
<i>В. П. Уткин</i>	780

Юбилей

Виктор Леонтьевич Яковлев. К 85-летию со дня рождения	
<i>Коллектив ИГД УрО РАН, Горнопромышленная ассоциация Урала</i>	800

Памятные даты

“Большое видится на расстоянии”: к 100-летию М.В. Фишмана	
<i>Н. И. Брянчанинова, А. М. Асхабов</i>	803
К сведению авторов	807

Вниманию читателей

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

Contents

Volume 19, No. 5, 2019

Sedimentology and geochemistry of the Uk Formation, Upper Riphean, South Urals <i>A. V. Maslov, D. V. Grazhdankin, S. A. Dub, D. S. Melnik, T. M. Parfenova, A. V. Kolesnikov, N. V. Cherednichenko, D. V. Kiseleva</i>	659
Petrogeochemical characteristics of chrome-bearing ultramafites in the Kurtushibinsky ophiolite belt (Western Sayan) <i>A. I. Chernyshov, A. N. Yurichev, A. V. Kicheeva</i>	687
Rhenium and selenium in the Upper Jurassic shale of the “Gorodishchi” section, Central part of the Volga shale basin <i>S. J. Engalychev</i>	704
Base metal mineralization of the Prikolyma terrain in Northeast Russia: Overview and genetic classification <i>A. N. Glukhov</i>	717
Major deposits and occurrences of platinum ores of Kola belt layered intrusions (the Kola Peninsula, Russia) <i>P. V. Pripachkin</i>	731
Development of a fluid-dynamical model (DFM) of the Yamal Novoportovskiy oil- and gas-condensing deposit (based on DFM seismic data interpretation) <i>V. B. Pisetski, K. S. Ivanov</i>	752
A technique for determination of natural stresses in rock masses by surface deformation using satellite navigation systems <i>A. V. Zubkov, S. V. Sentyabov, K. V. Selin</i>	767
Strike-slip related tectogenesis and structure-forming flow of crustal masses of the Asia-Pacific transition zone <i>V. P. Utkin</i>	780

Jubilees

Viktor Leontievich Yakovlev. To the 85th anniversary <i>Ural Mining Association</i>	800
--	-----

Memorial dates

“You can only appreciate the big picture from a distance”: Dedication to the 100th anniversary of M. V. Fishman <i>N. I. Bryanchaninova, A. M. Askhabov</i>	803
Author’s guide	807

Subscription

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

УДК 551:550.4:56:57(407.55)

DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-5-659-686

Укская свита верхнего рифея Южного Урала: седиментология и геохимия (первые результаты исследований)

© 2019 г. А. В. Маслов¹, Д. В. Гражданкин², С. А. Дуб¹, Д. С. Мельник^{2,3},
Т. М. Парфенова^{2,3}, А. В. Колесников², Н. В. Чередниченко¹, Д. В. Киселева¹

¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Вонсовского, 15,
e-mails: amas2004@mail.ru, sapurin@igg.uran.ru, kiseleva@igg.uran.ru

²Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, 630060, г. Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3,
e-mails: f6oeoua@mac.com, parfenovam@ipgg.sbras.ru, ppp853@gmail.com

³Новосибирский государственный университет, 630090, г. Новосибирск, ул. Пирогова, 1,
e-mail: mds7456@mail.ru

Поступила в редакцию 15.10.2018 г., принята к печати 25.12.2018 г.

Объект исследования. В статье приведены новые данные о карбонатных фациях верхней подсвиты укской свиты верхнего рифея Южного Урала, а также особенностях распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) и Y в строматолитовых, обломочных и карбонатно-глинистых породах (валовые пробы и уксуснокислотные вытяжки из них). Впервые обсуждаются особенности состава битумоидов и биомаркеров укской свиты. **Материал и методы.** Изучены литологические особенности известняков непосредственно в разрезе и по серии шлифов. Содержания малых элементов в породах определены методом ICP-MS в ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург), а состав органического вещества – в ИГГ СО РАН (г. Новосибирск) методами газо-жидкостной хроматографии и хромато-масс-спектрометрии. **Результаты.** Показано, что в наиболее представительном разрезе верхнеукской подсвиты на восточной окраине г. Усть-Катав можно выделить несколько различающихся по литологии и по мощности толщ/пачек: 1) существенно биогермную, представленную преимущественно крупными органогенными постройками, разделенными межбиогермными фациями (обломочные известняки, биоламиниты и др.); 2) переходную, характеризующуюся частым чередованием органогенных построек и других типов карбонатных пород; 3) зернистых известняков, чередующихся с прослоями микрзернистых известняков. Выше указанных толщ в разрезе вновь наблюдаются строматолитовые биогермы. Присутствие “molar tooth” текстур в карбонатных породах укской свиты дает основание считать, что данная литостратиграфическая единица типового разреза рифея имеет, скорее всего, докриогениевый возраст. **Выводы.** Установлено, что распределение РЗЭ и Y в относительно чистых от силикокластической примеси валовых пробах известняков и уксусно-кислотных вытяжках из них сопоставимо. Нормированные по РААС спектры распределения РЗЭ + Y характеризуются положительными аномалиями La, Gd и Y и отрицательными аномалиями Eu и Ce. Последние позволяют предполагать, что накопление строматолитсодержащих известняков верхнеукской подсвиты происходило в морском бассейне. Показано, что карбонатные и карбонатно-глинистые породы обеднены органическим веществом. Его источником были два сообщества, в состав которых входили эукариоты и прокариоты, обитавшие в условиях нормальной аэрации и, возможно, пониженной солености вод морского бассейна.

Ключевые слова: Южный Урал, верхний рифей, укская свита, карбонатные породы, седиментология, литология, геохимия, битумоиды, биомаркеры

Sedimentology and geochemistry of the Uk Formation, Upper Riphean, the Southern Urals

A. V. Maslov¹, D. V. Grazhdankin², S. A. Dub¹, D. S. Melnik^{2,3},
T. M. Parfenova^{2,3}, A. V. Kolesnikov², N. V. Cherednichenko¹, D. V. Kiseleva¹

¹Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS, 15 Vonsovsky st., Yekaterinburg, 620016 Russia,
e-mails: amas2004@mail.ru, sapurin@igg.uran.ru, kiseleva@igg.uran.ru

²Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch of RAS, 3 Koptug av., Novosibirsk, 630090 Russia,
e-mails: f6oeoua@mac.com, ParfenovaTM@ipgg.sbras.ru, ppp853@gmail.com

³Novosibirsk State University, 1 Pirogova str., Novosibirsk, 630090 Russia, e-mail: mds7456@mail.ru

Received 15.10.2018, accepted 25.12.2018

Для цитирования: Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Дуб С.А., Мельник Д.С., Парфенова Т.М., Колесников А.В., Чередниченко Н.В., Киселева Д.В. (2019) Укская свита верхнего рифея Южного Урала: седиментология и геохимия (первые результаты исследований). *Литосфера*, 19(5), 659–686. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-5-659-686

For citation: Maslov A.V., Grazhdankin D.V., Dub S.A., Melnik D.S., Parfenova T.M., Kolesnikov A.V., Cherednichenko N.V., Kiseleva D.V. (2019) Sedimentology and geochemistry of the Uk Formation, Upper Riphean, the Southern Urals. *Litosfera*, 19(5), 659–686. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-5-659-686

Research subject. This article presents new data on carbonate facies of the upper *Uk* subformation, Upper Riphean of the South Urals. A particular attention is paid to the distribution of rare-earth elements (REE) and yttrium (Y) in stromatolitic and intraclastic limestones and calcareous shales (bulk samples and their acetic acid leachates). **Materials and methods.** We have studied lithological features of limestones in the geological section and in thin sections. The content of trace elements in rocks were determined by the ICP-MS method at the IGG UB RAS (Yekaterinburg), the composition of organic matter was determined at the IPGG SB RAS (Novosibirsk) by gas-liquid chromatography and chromatography-mass spectrometry. **Results.** The most representative section of the Upper *Uk* Subformation located along the eastern edge of the town Ust-Katav can be subdivided into several members of different lithology and thickness: (1) bioherm-dominated member comprising large microbialitic build-ups and inter-bioherm sediments (intraclastic limestones, calcareous biolaminites); (2) transitional member characterised by small bioherms alternating with other carbonates; (3) interbedded coarse- and fine-grained limestones. The presence of molar-tooth structures in the carbonate rocks of *Uk* Formation made it possible to constrain the age of this Upper Riphean formation to pre-Cryogenian. **Conclusions.** There are similarities in REE and Y distribution in both clean (devoid of siliciclastic component) bulk limestone samples and in their acetic acid leachates. PAAS-normalised REE + Y patterns demonstrate positive La, Gd, Y anomalies and negative Eu, Ce anomalies. The latter suggest marine depositional environments for the Upper *Uk* stromatolitic limestones. The results of the pioneering research into the composition of bitumens and biomarkers from the Upper *Uk* Subformation have shown that carbonates and shales are depleted in the organic matter. The source material for the organic matter was provided by two types of communities comprising both eukaryotes and prokaryotes and inhabiting well aerated environment, perhaps with lowered salinity of marine water.

Keywords: South Urals, Upper Riphean, *Uk* Formation, carbonates, sedimentology, lithology, geochemistry, bitumoids, biomarkers

Acknowledgments

This work was supported by the Russian Foundation for Basic Research (project No. 18-05-00062).

ВВЕДЕНИЕ

Укская свита каратауской серии венчает разрез верхнего рифея Башкирского мегантиклинория (западный склон Южного Урала) (рис. 1), при этом современные оценки возраста отложений укской свиты по глаукониту и хемотратиграфическим данным различны. Возраст свиты больше Rb-Sr возраста Al-глауконита (638 ± 13 млн лет) из песчаников бакеевской свиты, перекрывающей с разрывом известняки укской свиты [Семихатов и др., 2015]. K-Ar и Rb-Sr возраст глауконита из песчаников нижеукской подсвиты составляет соответственно 669 ± 16 и 664 ± 11 млн лет [Зайцева и др., 2008]. Эти возрастные оценки вступают в противоречие с результатами изучения изотопного состава стронция. Отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в наименее измененных известняках укской свиты на коррелируемых стратиграфических уровнях согласуются в трех удаленных разрезах: 0.70533 – в основании, 0.70538–0.70586 – в нижней трети и 0.70605–0.70609 – в верхней части свиты [Кузнецов и др., 2003, 2006; Кузнецов, 2013]. Такие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ характерны для докриогениевых (>720 млн лет) отложений. Решить проблему с возрастом укской свиты, на наш взгляд, могут помочь биомаркеры захороненного органического вещества и специфические текстурные особенности пород.

Современная седиментологическая (микрофацциальный анализ, реконструкция осадочных систем), геохимическая (оценка окислительно-восстановительных обстановок седиментации, соотношение карбонатной и терригенной составляющих в разных литотипах, изотопный состав углерода и кислорода в различных микрофациях известняков и его вариации в разрезе, состав био-

маркеров в захороненном органическом веществе и др.) и, тем более, палеобиологическая информация по укской свите, как и для большинства других свит типового разреза рифея Южного Урала, отсутствует. К сожалению, по ряду субъективных и объективных причин исследование карбонатных отложений стратотипа рифея не пошло далее формальных послойных описаний разрезов, сборов и определений строматолитов и микрофитолитов, а также рекогносцировочных (последнее справедливо именно для укской свиты), хотя и внесших заметный вклад в создание обобщенной кривой вариаций $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в Мировом океане, исследований их Sr-, O- и C-изотопной систематики. Вместе с тем еще с конца 1990-х гг. карбонатные, в том числе микробиальные/строматолитовые, железистые и кремнистые породы, а также фосфориты, привлекли внимание исследователей как возможные «архивы» информации о составе древней и современной морской воды [Bau, Moller, 1993; Webb, Kamber, 2000; Van Kranendonk et al., 2003; Bolhar et al., 2004; Shields, Webb, 2004; Bolhar, Van Kranendonk, 2007; и др.]. Было показано, что в таких породах разного возраста нормированное по глинистым сланцам распределение PЗЭ и Y демонстрирует обогащение La, Gd и Y, что присуще часто и современной морской воде. В последние 10–15 лет эти данные и сведения о распределении чувствительных к изменению окислительно-восстановительных обстановок элементов (RST-elements) в хемотропных осадках (при всей сложности и неоднозначности интерпретации аналитических материалов) широко используются для получения информации о составе морской воды геологического прошлого и ее изменении во времени, а также для выявления общих особенностей окислительно-вос-

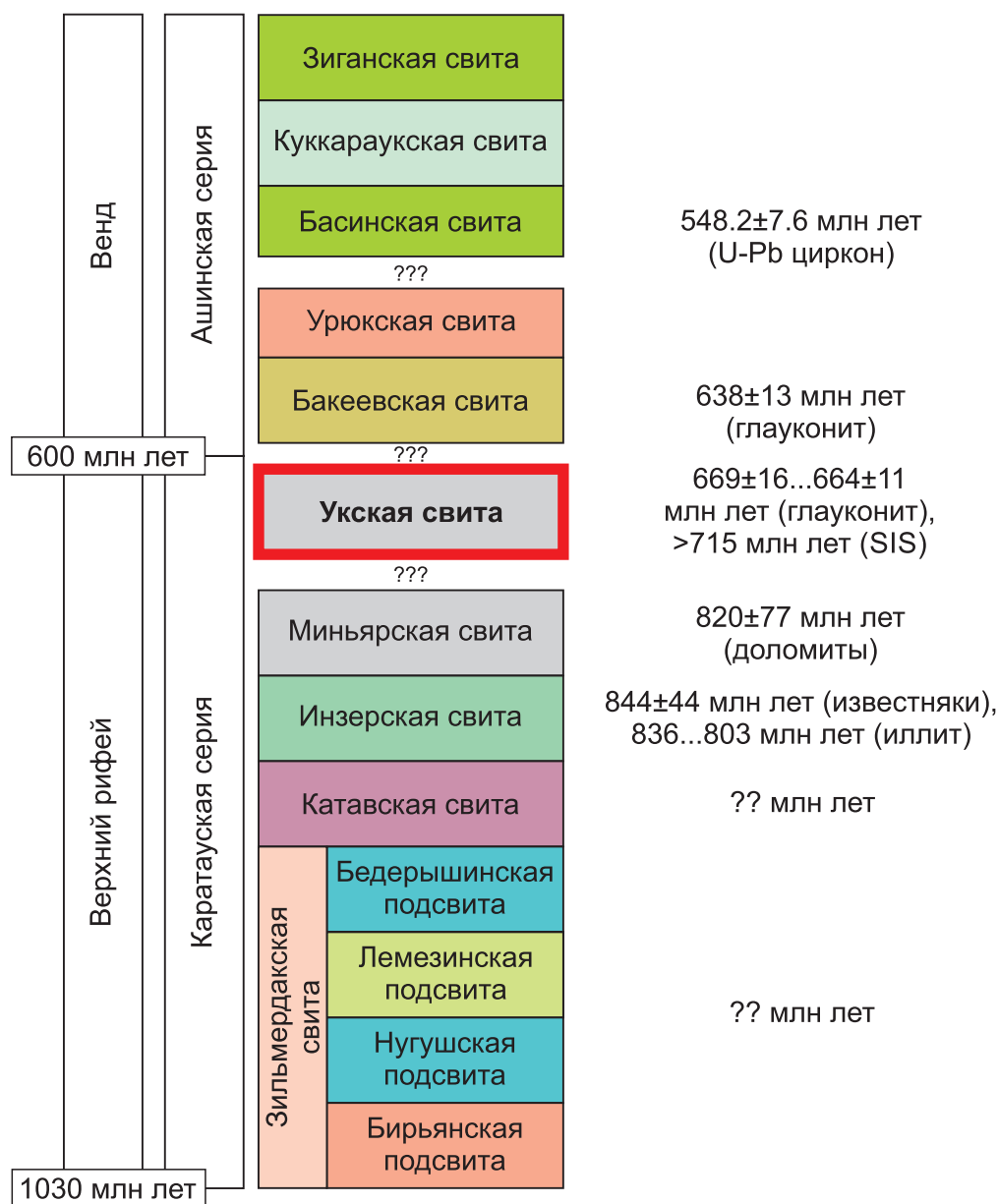


Рис. 1. Сводная стратиграфическая колонка отложений каратауской серии верхнего рифея и ашинской серии венда западного крыла и центральной части Башкирского мегантиклинория.

Значения изотопных возрастов различных литостратиграфических подразделений и границы венда и верхнего рифея приведены по данным [Горожанин, 1995; Овчинникова и др., 1998, 2000; Зайцева и др., 2012; Маслов и др., 2013; Гражданкин, Маслов, 2015; Семихатов и др., 2015; Levashova et al., 2013; Kuznetsov et al., 2017 и др.].

Fig. 1. Generalised stratigraphic column of the Upper Riphean (Karatau Group) and Upper Vendian (Asha Group) deposits on the west flank of the Bashkirian Megaanticlinorium.

Isotope age of the different lithostratigraphic units and Riphean/Vendian boundary are given from published data [Gorozhanin, 1995; Ovchinnikova et al., 1998, 2000; Zaitseva et al., 2012; Maslov et al., 2013; Levashova et al., 2013; Grazhdankin, Maslov, 2015; Semikhatov et al., 2015; Kuznetsov et al., 2017; and others].

становительных параметров бассейнов осадконакопления [Wright et al., 1987; Elderfield, 1988; Frimmel, 2009; Ge et al., 2010; и др.].

Эксперименты по соосаждению РЗЭ с карбонатными минералами наглядно продемонстрировали, что преобладающая часть лантаноидов накапли-

вается в кристаллической решетке карбонатов, где замещает Ca [Terakado, Masuda, 1988; Zhong, Mucci, 1995]. В середине 1980-х гг. предполагалось, что спектры распределения РЗЭ в морских карбонатах не претерпевают существенного изменения при диагенезе [Parekh et al., 1977]. Позднее были описа-

ны случаи диагенетического обогащения карбонатов РЗЭ [Shaw, Wasserburg, 1985]. Кроме того, оказалось, что карбонатные минералы в скелете современных организмов имеют концентрации РЗЭ на порядок ниже, чем в сосуществующих с ними микробалитах [Webb, Kamber, 2000]. Часто глибоководные карбонатные породы при нормировании по глинистым сланцам характеризуются более выраженными аномалиями ряда элементов, чем мелководные отложения. Следовательно, концентрации РЗЭ и многих других элементов-примесей в “чистых” (без существенной силикокластической примеси) известняках зависят как от их генезиса, так и от постседиментационной истории.

Стратиграфический возраст уксской свиты можно попытаться оценить по составу захороненного органического вещества. Установлено, что отрезок геологической истории в интервале 800–717 млн лет характеризуется специфическим составом биомаркеров эукариот, которые не встречаются ни в более древних, ни в более молодых отложениях. Типичными для этого докриогениевого интервала оказались холестаны, тогда как стераны, алкилированные в положении С-24 (эргостаны, стигмастаны, диностераны, изопропилхолестаны и п-изопропилхолестаны), не встречаются. Кроме того, для этого интервала оказались характерными стераны С28, предварительно определенные как 26-метилхолестаны и получившие название криостаны. Единственные современные организмы, метилирующие стеролы в 26-м положении, – это морские роговые губки *Demospongia* [Brocks et al., 2016]. Начиная с криогения (717 млн лет) в ископаемой летописи широкое распространение получают стераны 24-изопропилхолестаны, представляющие собой фоссилизированные остатки 24-изопропилхолестеролов, которые, в свою очередь, также синтезируются морскими роговыми губками [Love et al., 2009]. Таким образом, если для уксской свиты получится установить наличие криостанов и отсутствие 24-изопропилхолестанов, можно будет с уверенностью предполагать докриогениевый возраст этого стратиграфического подразделения.

Следует отметить, что 24-изопропилхолестеролы в малых количествах также производятся и пелагофициевыми водорослями. Это обусловлено тем, что фермент стерол 24/28-С-метилтрансфераза, ответственный у современных организмов за формирование 24-изопропилхолестеролов, у губок и пелагофициевых водорослей появился независимо в процессе эволюции. Молекулярно-филогенетические исследования показали, что у губок дупликация гена стерола 24/28-С-метилтрансферазы произошла в неопротерозое, тогда как у водорослей это событие приходится на девонское время [Gold et al., 2016]. Этот и другие примеры показывают, что к интерпретации находок биомаркеров необходимо подходить очень осторожно, и что од-

ни и те же стераны могут принадлежать различным организмам. Синтез стеролов у современных протистов все еще слабо изучен, и не исключается вероятность того, что какие-нибудь вымершие организмы также могли синтезировать биомаркеры, не отличимые от биомаркеров губок [Brocks et al., 2016; Botting, Muir, 2017]. Кроме того, до сих пор непонятно, почему распространение 24-изопропилхолестанов резко сокращается в фанерозое [McCaffrey et al., 1994] и почему не удается обнаружить биомаркеры губок в отложениях, содержащих явные ископаемые остатки этих организмов [Парфенова и др., 2017]. Возможно, это обусловлено тафономическими преобразованиями в процессе захоронения и фоссилизации палеобиот, но этот процесс еще до конца не изучен [Pawlowska et al., 2012; Blumenberg et al., 2015].

Поиск и идентификация ископаемых остатков губок в докембрийских отложениях представляет собой фундаментальную научную проблему. Развитие представлений о ранних этапах эволюции животных, а также совершенствование методов палеобиологических исследований неизбежно приводят к пересмотру природы ряда фоссилий [Davies, Nassichuk, 1973; Hill, 1981; Dragastan et al., 1999; Riding, 2004; Anderson, Beauchamp, 2014]. Например, в девонских, каменноугольных и триасовых микробальных образованиях, считавшихся строматолитами, недавно были обнаружены остатки роговых губок [Luo, Reitner, 2014, 2015]. В таком ключе изучение экологических взаимоотношений микроорганизмов с животными приобретает фундаментальное значение. Наиболее просто устроенные животные, в том числе губки, могут содержать в себе большое количество микроорганизмов-симбионтов [Wilkinson, 1979; Taylor et al., 2007; Burgsdorf et al., 2015]. Губково-микробальные сообщества нередко демонстрируют структурное и метаболическое единство и по своей организации напоминают микробальные маты. Ископаемая летопись подобных “губково-микробальных матов” практически не изучена, однако, по всей вероятности, именно в таких матах на ранних этапах эволюции животных могли создаваться биохимические предпосылки энзиматически контролируемой биоминерализации у животных (формирование кремневых и известковых спикул, известкового базального скелета).

Исходя из сказанного выше, одной из основных задач в настоящее время становится разделение уксской свиты на осадочные системы – совокупности генетически взаимосвязанных геологических тел, которые сформировались в конце позднерифейского этапа геологической истории южноуральского палеобассейна в результате взаимодействия различных физических, химических и биологических факторов. Выявление осадочных систем и содержащейся в них палеобиологической информации

позволит уточнить хроностратиграфический каркас и решить некоторые фундаментальные проблемы расчленения рифея и взаимоотношения подразделений Общей стратиграфической шкалы России со Стандартной глобальной хроностратиграфической шкалой. Секвенс-стратиграфический подход, а также анализ вариаций стабильных изотопов кислорода и углерода в карбонатах будут способствовать корректной “развертке” хроностратиграфической шкалы по латерали и повысят разрешающую способность региональной и местной стратиграфических шкал. Второй, не менее важной, задачей является поиск ископаемых остатков губок среди широко представленных в верхнеукской подсвите строматолитов. Третья задача – исследование систематики РЗЭ и Y, а также RST-элементов в карбонатных породах различного генезиса (хемогенных, биохемогенных и механогенных) и реконструкция по полученным данным, с учетом показателей по биомаркерам, окислительно-восстановительных параметров морской воды конца позднего рифея.

ОБЪЕКТ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Укская свита впервые выделена С.М. Домрачевым [1952] и детально изучена Ю.Р. Беккером [1958, 1961]. Послойные описания отдельных ее разрезов приведены в [Козлов, 1973, 1982; Стратотип..., 1983, Путеводитель..., 1995; и др.]. Подразделяется свита на две подсвиты – нижнюю, терригенно-карбонатную, и верхнюю – собственно карбонатную. Нижняя подсвита (мощность 70–150 м) сложена глауконит-кварцевыми песчаниками и алевролитами, глинистыми сланцами, известняками (в том числе глинистыми и комковатыми разностями) и известковистыми доломитолитами. Верхняя подсвита (140–300 м) представлена преимущественно серыми, темно- и светло-серыми строматолитовыми и зернистыми известняками, иногда слабо доломитизированными. Строматолитовые известняки слагают крупные биогермы, тогда как зернистые (калькаренины, строматокластиты и др.) и известняки с биоламинитовой текстурой (“пластовые строматолиты”) принадлежат к межбиогермным фациям. Наиболее полным разрезом укской свиты является разрез на восточной окраине г. Усть-Катав Челябинской области (рис. 2). Здесь в разрезе свиты В.И. Козловым [1982; Путеводитель..., 1995] описано 10 “слоев” мощностью от 2 до 60 м (рис. 3).

Для нижней части укской свиты характерны строматолитовые постройки *Patomella kelleri* [Стратотип..., 1982]. Строматолиты верхней части укской свиты первоначально определялись как *Gymnosolen ramsayi* – типичный представитель так называемого “миньярского строматолитового подкомплекса” [Крылов, 1963], однако по результатам

дополнительных сборов и переизучения было показано, что укские постройки имеют определенные отличия от миньярских и по морфологии, и по текстурно-структурным особенностям, что позволило выделить новые формальные виды *Linella ukka*, *Linella simica* и *Tungussia bassa* [Крылов, 1967, 1975]. Основное отличие *Linella* от *Tungussia* заключается в ориентировке столбиков: считается, что более вертикально расположенные *Linella* приурочены к центральным частям строматолитовых биогермов, а горизонтально и полого наклоненные *Tungussia* – к боковым частям этих биогермов. Следует отметить, что М.Е. Раабен и В.Е. Забродин [1972] первоначально высказывали сомнения в самостоятельности группы *Linella*, помещая ее в синонимику *Tungussia*, однако целый ряд характерных признаков, таких как многократное ветвление, своеобразные боковые отростки, позволили сохранить ранг группы [Стратотип..., 1982].

Для исследований особенностей распределения в известняках РЗЭ и Y из разреза верхнеукской подсвиты отобран ряд образцов различных литотипов (карбонатно-глинистые породы, калькаренины, известняки с обломками строматолитов/строматокластиты, а также пластовые, пластово-столбчатые и столбчатые строматолиты), в которых методом ICP-MS в ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург) определены содержания РЗЭ и Y как в валовых пробах, так и в уксуснокислотных вытяжках из них. Методика получения последних включала обработку навесок массой 100 мг двумя миллилитрами 10%-й уксусной кислоты при комнатной температуре во фторопластовых бюксах с крышками. После полного прекращения газовой выделения полученные смеси были выдержаны при комнатной температуре 48 ч. Нерастворимые остатки (от 1 до 80% от массы исходных навесок) пропускались через фильтр “синяя лента” и промывались дистиллированной водой.

Исследование характеристик органического вещества (ОВ) и его компонентов выполнено по 15 образцам. Для этого породы дробили до 0.25 мм и далее обрабатывали 10%-й соляной кислотой в целях получения нерастворимого остатка (НО). На экспресс-анализаторе АН-7529 методом сжигания в кислороде навесок НО определено содержание в породах органического углерода (C_{org}). Из раздробленных проб хлороформом при комнатной температуре были экстрагированы битумоиды (при этом экстракт очищен ртутью от элементарной серы). Вследствие аномально низких содержаний битумоидов в породах полученные из разных проб (но со сходными литологическими особенностями и содержаниями C_{org} и НО) экстракты нами объединены. В дальнейшем они были разделены на фракции насыщенных, ароматических углеводородов (УВ), сумму смол и асфальтенов (5 образцов). Из объединенных проб битумоидов известко-



Рис. 2. Общий вид разреза верхней части каратауской и низов ашинской серий верхнего докембрия на восточной окраине г. Усть-Катав.

Карбонатные породы верхнеукской подсвиты – в центре верхнего снимка.

Fig. 2. Overall view of the Upper Precambrian Karatau (upper part) and Asha (lowermost part) groups in a section near the eastern edge of the Ust-Katav town.

Carbonate rocks of the Upper Uk Subformation are displayed in the center of the upper photograph.

вого аргиллита (1701-04) и глинистого известняка (1701-08) выделены суммы УВ и смолисто-асфальтеновых компонентов. Индивидуальный состав УВ метано-нафтеновых фракций (нормальные алканы и изопреноиды) проанализирован на хроматографе «5890 series II Gas Chromatograph», изучены газо-жидкостные хроматограммы (ГЖХ). Высокомолекулярные насыщенные УВ исследованы на хромато-масс-спектрометрической системе Agilent 5973N.

Химический состав представительных валовых образцов преимущественно карбонатных пород верхнеукской подсвиты приведен в табл. 1. В табл. 2 можно найти сведения о присущих им концентрациях РЗЭ и Y, а также параметрах нормированных по РААС спектров лантаноидов. В табл. 3 содержатся те же данные для уксуснокислотных вытяжек. Характеристика ОВ пород верхнеукской подсвиты представлена в табл. 4.

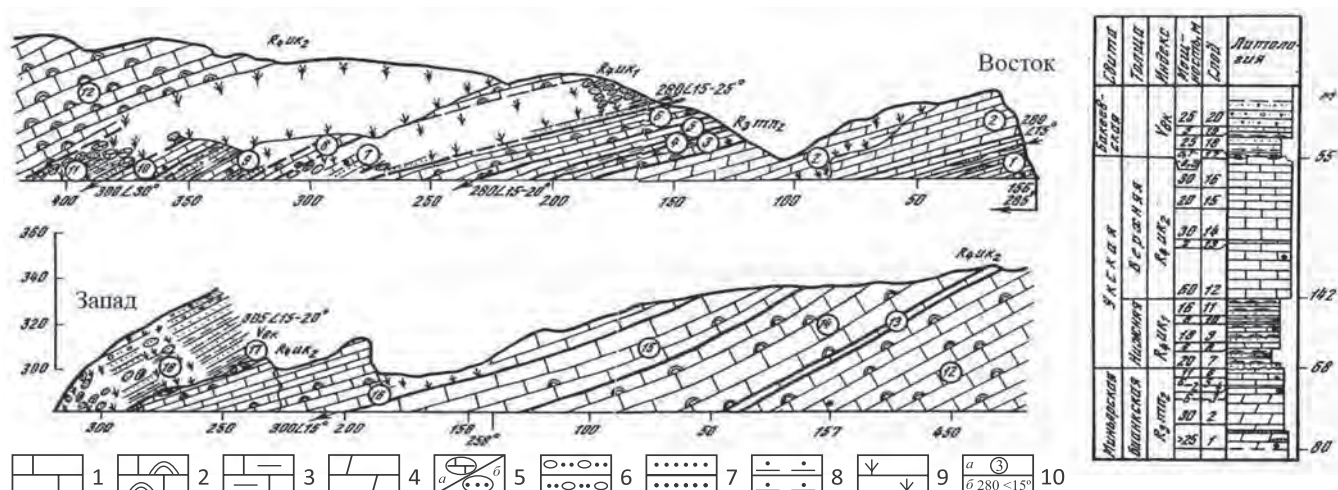


Рис. 3. Разрез и стратиграфическая колонка верхнедокембрийских образований по правому берегу р. Юрюзань выше г. Усть-Катав [Козлов, 1982].

1 – известняки, 2 – строматолитовые известняки, 3 – глинистые известняки, 4 – доломиты, 5 – глыбы известняков (а) и песчаников (б), 6 – гравелиты, 7 – песчаники, 8 – алевролиты, 9 – задерновано, 10 – номер слоя (а) и элементы залегания (б).

Fig. 3. Stratigraphic column and section of the Upper Precambrian deposits on the right bank of the Yuryuzan River, upstream near the Ust-Katav town [Kozlov, 1982].

1 – limestones, 2 – stromatolitic limestones, 3 – muddy limestones, 4 – dolostones, 5 – blocks of limestones (a) and sandstones (б), 6 – gravelites, 7 – sandstones, 8 – siltstones, 9 – grass-covered intervals, 10 – number of layer (a) and trend and deep of rocks (б).

Таблица 1. Содержание основных породообразующих оксидов в представительных образцах карбонатных пород верхнеукской подсвиты, мас. %

Table 1. The content of the main rock-forming oxides in representative samples of carbonate rocks of the Upper Uk Subformation, wt %

Компо- нент	Тип породы											
	1	2	3	4					5	6	7	
	Номер образца											
	1701-26	1701-29	1701-14	1701-19	1701-01	1701-27	1701-39	1701-37	1701-38	1701-32	1701-06	1701-20
SiO ₂	54.39	—	2.58	2.50	4.96	0.44	4.70	1.00	3.42	11.53	1.23	8.02
TiO ₂	0.77	0.01	0.04	0.04	0.07	0.02	0.06	0.03	0.04	0.18	0.02	0.10
Al ₂ O ₃	15.17	—	0.67	0.66	1.24	0.19	1.15	0.36	0.78	2.66	0.30	1.87
Fe2O ₃ общ	3.98	0.09	0.19	0.18	0.43	0.11	—	0.13	0.38	1.91	0.23	0.44
CaO	9.17	56.05	53.20	54.00	51.65	54.95	51.75	54.44	52.84	40.80	54.66	47.99
MgO	1.42	—	0.53	0.50	0.52	0.37	0.39	0.42	0.45	4.11	0.47	0.81
MnO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.03	—	—
K ₂ O	5.09	—	0.18	0.17	0.36	0.05	0.30	0.09	0.21	0.84	0.09	0.61
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.23	—	—
P ₂ O ₅	0.04	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	10.10	43.30	42.50	42.00	40.70	43.70	41.20	43.40	41.80	37.70	42.90	40.00
Сумма	100.16	100.07	100.03	100.19	100.06	99.94	100.01	99.98	100.04	100.01	100.03	100.02
НО	82.00	1.00	2.40	2.00	7.00	0.70	4.5-6.5	2.00	4.70	16.50	1.60	10.70

Примечание. Тип породы: 1 – карбонатно-глинистая порода; 2 – калькарениит; 3 – известняки с обломками строматолитов (строматокластиты); 4 – пластовые строматолиты; 5 – пластово-столбчатые строматолиты; 6 – тонкостолбчатые строматолиты; 7 – столбчатые строматолиты. Прочерк – не обнаружено. П.п.п. – потери при прокаливании, НО – нерастворимый остаток.

Note. Type of rock: 1 – carbonate-clay rock; 2 – calcarenite; 3 – limestones with fragments of stromatolites (stromatoclastites); 4 – planar stromatolites; 5 – low-columnar stromatolites; 6 – thin columnar stromatolites; 7 – columnar stromatolites. Dash – not detected. П.п.п. – loss on ignition, НО – insoluble residue.

Таблица 2. Содержание редкоземельных элементов и Y в представительных образцах (валовые пробы) карбонатных пород верхнеукской подсвиты, г/т**Table 2.** The content of rare-earth elements and Y in representative bulk samples of carbonate rocks of the Upper Uk Subformation, ppm

Компо- нент	Тип породы											
	1	2	3	4					5	6	7	
	Номер образца											
	1701-26	1701-29	1701-14	1701-19	1701-01	1701-27	1701-39	1701-37	1701-38	1701-32	1701-06	1701-20
НО,мас. %	82.00	1.00	2.40	2.00	7.00	0.70	4.5-6.5	2.00	4.70	16.50	1.60	10.70
La	8.96	0.65	3.19	3.14	4.13	1.33	3.91	1.42	2.61	12.79	3.14	8.66
Ce	12.76	1.44	6.11	5.34	7.59	2.65	7.15	2.76	4.72	25.43	6.48	18.71
Pr	1.34	0.16	0.75	0.69	0.94	0.32	0.94	0.32	0.59	3.35	0.76	2.19
Nd	4.44	0.64	2.95	2.83	3.69	1.30	3.67	1.29	2.40	13.30	3.03	8.85
Sm	0.84	0.16	0.62	0.58	0.75	0.24	0.76	0.25	0.48	2.74	0.60	1.82
Eu	0.17	0.03	0.12	0.12	0.15	0.04	0.15	0.05	0.10	0.50	0.12	0.34
Gd	0.81	0.18	0.65	0.68	0.77	0.25	0.76	0.25	0.52	2.72	0.62	1.81
Tb	0.14	0.02	0.09	0.10	0.11	0.03	0.12	0.04	0.08	0.40	0.09	0.26
Dy	0.90	0.15	0.56	0.61	0.69	0.21	0.65	0.20	0.45	2.22	0.52	1.51
Y	6.94	1.88	5.22	6.14	6.04	1.60	5.50	1.65	4.35	16.27	4.46	11.18
Ho	0.21	0.04	0.13	0.14	0.15	0.04	0.14	0.04	0.10	0.45	0.11	0.32
Er	0.68	0.10	0.36	0.42	0.42	0.13	0.43	0.14	0.28	1.30	0.67	0.99
Tm	0.11	0.01	0.05	0.05	0.06	0.02	0.06	0.02	0.04	0.18	0.05	0.13
Yb	0.78	0.09	0.31	0.33	0.41	0.11	0.39	0.12	0.26	1.21	0.29	0.84
Lu	0.12	0.01	0.05	0.05	0.06	0.02	0.06	0.02	0.04	0.17	0.04	0.12
Y/Ho	32.80	50.30	41.90	44.20	41.50	38.00	38.20	38.10	43.80	35.90	39.70	34.60
(Gd/Yb) _{Sh}	0.63	1.22	1.25	1.25	1.15	1.39	1.19	1.34	1.21	1.36	1.28	1.30
(La/Yb) _{Sh}	0.85	0.53	0.75	0.70	0.75	0.89	0.75	0.92	0.74	0.78	0.80	0.76
Gd/Gd*	1.02	1.34	1.22	1.27	1.15	1.29	1.15	1.22	1.21	1.20	1.19	1.19
Y/Y*	1.27	1.99	1.57	1.68	1.52	1.37	1.44	1.40	1.64	1.29	1.47	1.27
Eu/Eu*	0.99	0.82	0.89	0.86	0.93	0.84	0.90	0.86	0.89	0.86	0.91	0.89
Ce/Ce*	0.85	1.03	0.91	0.84	0.89	0.95	0.86	0.94	0.88	0.90	0.97	0.99
Pr/Pr*	1.05	0.97	1.03	1.04	1.05	1.00	1.08	1.01	1.03	1.07	1.01	1.00

Примечание. Тип породы: 1 – карбонатно-глинистая порода, 2 – калькаренит, 3 – известняки с обломками строматолитов (строматокластиты), 4 – пластовые строматолиты, 5 – пластово-столбчатые строматолиты, 6 – тонкостолбчатые строматолиты, 7 – столбчатые строматолиты. НО – нерастворимый остаток. Значок «_{sh}» указывает на нормирование по PAAS.

Note. Type of rock: 1 – carbonate-clay rock, 2 – calcarenite, 3 – limestones with fragments of stromatolites (stromatoclastites), 4 – planar stromatolites, 5 – low-columnar stromatolites, 6 – thin columnar stromatolites, 7 – columnar stromatolites. NO – insoluble residue. The “_{sh}” icon indicates normalization by PAAS.

КАРБОНАТНЫЕ ФАЦИИ ВЕРХНЕУКСКОЙ ПОДСВИТЫ

Уникальной особенностью верхнеукской подсвиты в разрезе на восточной окраине г. Усть-Катав является ее заметная фациальная неоднородность как по вертикали, так и по латерали. Как отмечено выше, большая часть подсвиты представлена органогенными постройками различного размера, состоящими из столбчатых строматолитов *Linella*

ukka, *Linella simica* и *Tungussia bassa*. Пластовые строматолиты/биоламиниты граничат (связаны как резкими, так и постепенными переходами) со столбчатыми разностями или с глинисто-карбонатными отложениями и часто формируют межбиогермное заполнение. Роль зернистых (в основном обломочных) известняков возрастает верх по разрезу – от участия в составе межбиогермных фаций до образования самостоятельных слоев. На одном из верхних уровней разреза, где биогермы отсут-

Таблица 3. Содержание редкоземельных элементов и Y в уксуснокислотных вытяжках из представительных образцов карбонатных пород верхнеукской подсвиты, г/т

Table 3. The content of rare-earth elements and Y in acetic acid leachates from representative samples of carbonate rocks of the Upper Uk Subformation, ppm

Компо- нент	Тип породы											
	1	2	3	4					5	6	7	
	Номер образца											
	1701-26	1701-29	1701-14	1701-19	1701-01	1701-27	1701-39	1701-37	1701-38	1701-32	1701-06	1701-20
НО,мас. %	82.00	1.00	2,40	2.00	7.00	0.70	4.50–6.50	2.00	4.70	16.50	1.60	10.70
La	3.329	0.659	2.958	2.987	4.008	0.884	3.567	1.247	2.458	11.539	2.972	7.886
Ce	8.008	1.439	5.548	4.953	7.241	1.721	6.406	2.339	4.312	23.914	5.493	17.494
Pr	1.472	0.152	0.672	0.633	0.876	0.198	0.792	0.258	0.534	3.185	0.684	2.000
Nd	6.432	0.611	2.586	2.491	3.262	0.748	2.939	0.965	1.982	12.221	2.552	7.748
Sm	1.353	0.130	0.507	0.502	0.605	0.139	0.554	0.168	0.378	2.428	0.494	1.474
Eu	0.220	0.027	0.104	0.101	0.117	0.024	0.107	0.033	0.075	0.432	0.095	0.279
Gd	0.964	0.149	0.513	0.538	0.586	0.127	0.535	0.159	0.388	2.135	0.470	1.432
Tb	0.108	0.020	0.071	0.076	0.077	0.016	0.072	0.022	0.050	0.290	0.060	0.185
Dy	0.562	0.128	0.447	0.474	0.457	0.095	0.421	0.125	0.299	1.606	0.353	1.052
Y	4.276	1.784	4.853	5.538	5.602	1.071	4.882	1.381	3.660	13.899	4.158	10.340
Ho	0.105	0.030	0.096	0.102	0.096	0.020	0.090	0.026	0.063	0.305	0.076	0.210
Er	0.272	0.084	0.270	0.286	0.277	0.060	0.259	0.077	0.181	0.827	0.211	0.578
Tm	0.035	0.011	0.036	0.039	0.036	0.009	0.034	0.011	0.024	0.112	0.028	0.075
Yb	0.226	0.065	0.221	0.229	0.229	0.051	0.205	0.058	0.146	0.671	0.176	0.477
Lu	0.031	0.009	0.032	0.031	0.032	0.007	0.029	0.009	0.021	0.091	0.025	0.065
Y/Ho	40.70	60.00	50.80	54.10	58.30	52.80	54.20	52.30	57.70	45.60	54.80	49.20
(Gd/Yb) _{Sh}	2.58	1.40	1.41	1.42	1.55	1.52	1.58	1.64	1.61	1.92	1.62	1.82
(La/Yb) _{Sh}	1.09	0.75	0.99	0.96	1.29	1.29	1.28	1.58	1.25	1.27	1.25	1.22
Y/Y*	1.40	2.30	1.87	2.00	2.13	1.95	2.00	1.91	2.12	1.58	2.03	1.75
Eu/Eu*	0.91	0.91	0.96	0.91	0.93	0.87	0.93	0.94	0.92	0.89	0.92	0.90
Ce/Ce*	0.83	1.05	0.91	0.83	0.89	0.95	0.88	0.95	0.87	0.91	0.89	1.02
Pr/Pr*	1.21	0.95	1.04	1.06	1.06	1.03	1.07	1.01	1.07	1.10	1.08	1.01

Примечание. См. табл. 2.

Note. See Table 2.

ствуют, обнаружены прослои с текстурой “molar tooth”¹. Далее мы рассмотрим только некоторые особенности главных литотипов и пространственные взаимоотношения фаций.

Столбчатые строматолиты слагают разнообразные биогермы. Самые мелкие из них (диаметром менее 1 м) изометричные (рис. 4а), средние по размерам (1–1.5 м) постройки напоминают собой кусты (рис. 4б), а наиболее крупные (более 1.5 м) характеризуются асимметричным строением и неправильной формой. Рост кустистовид-

ных биогермов, несомненно, отчасти обеспечивался способностью строматолитовых столбиков к ветвлению (рис. 4в). Рост постройки обычно начинался с одной колонии (точечное заложение). Чаще всего в основании и центральных частях биогермов можно встретить субвертикально-ориентированные (по отношению к предполагаемым первичным элементам залегания) столбики. Ближе к краям биогермов углы наклона “ветвей”, как правило, возрастают, а вблизи подошвы и на периферии некоторых построек обнаруживаются горизонтально-ориентированные индивиды (рис. 4г). Наличие разноориентированных столбиков может свидетельствовать о весьма интенсивном росте биогермов, связанном, вероятнее всего, с конкуренцией за пространство и свет между обособившимися колониями микроорганизмов. Однако помимо фототаксиса, возможно, имели место и другие меха-

¹ Под “molar tooth” текстурой обычно понимается система светлых карбонатных жилок неправильной формы толщиной n1 мм, пронизывающих темноокрашенные пласты известняков и расположенных под различными углами к границам слоев [Маслов, 2005; см. также ссылки в этой работе].

Таблица 4. Характеристика органического вещества карбонатных и карбонатно-глинистых пород верхнеукской подсвиты**Table 4.** Characteristics of the organic matter of carbonate and carbonate-clay rocks of the Upper Uk Subformation

Группа битумоидов	Номер файла ГЖХ, ХМС	Номер образца (полевой)	Литология	НО, %	C _{орг} , %	b _{хл} , %	β,	Групповой состав, % на битумоид			
								Углеводороды			Сумма смол и асфальтенов
								Насыщенные	Ароматические	Сумма	
1	8271	1701-20	Известняк строматолитовый	8.00	0.02	0.002	6.3	31.95	8.88	40.83	59.17
		1701-21		0.77	0.01	0.003	27.6				
		1701-22		3.80	0.02	0.002	8.0				
	8272	1701-37	Известняк биоламинитовый	1.56	0.04	0.002	3.3	21.95	8.94	30.89	69.11
		1701-01		7.00	0.05	0.002	3.1				
2	8286	1701-32	Известняк строматолитовый	14.90	0.04	0.001	2.4	19.74	1.97	21.71	78.29
		1701-23		5.40	0.02	0.001	4.4				
		1701-18		3.00	0.02	0.002	9.3				
		1701-24		2.00	0.01	0.001	8.2				
	8287	1701-05	Известняк обломочный	10.80	0.05	0.002	2.4	14.85	0.99	15.84	84.16
		1701-27	Известняк	1.17	0.01	0.002	10.9				
	8293	1701-06	Известняк строматолитовый	3.20	0.02	0.001	4.3	20.88	4.40	25.27	74.73
		1701-38		4.70	0.01	0.002	9.1				
	8285*	1701-04	Аргиллит известковый	67.60	0.18	0.002	1.0	-	-	22.99	77.01
		1701-08	Глинистый известняк	24.80	0.12	0.003	1.5				

* Из объединенных проб битумоидов (обр. 1701-04 и обр. 1701-08) выделены суммы УВ и смолисто-асфальтеновых компонентов.

* From the combined samples of bitumen (1701-04 and 1701-08) allocated amounts of HC and tar-asphaltene components.

низмы, определяющие рост столбиков по латерали (например, реотаксис). Формирование крупных асимметричных биогермов, по всей видимости, начиналось одновременно в нескольких точках. В качестве субстрата для новых построек нередко использовался ранее существовавший биогерм. Достаточно сложное строение биогермов заставляет предполагать, что среди строматолитообразователей могли быть таксоны относительно высокоорганизованных протистов или даже многоклеточные организмы.

Межбиогермные фации представлены биоламинитами (пластовыми строматолитами), карбонатно-глинистыми и глинисто-карбонатными породами и/или отчетливо зернистыми известняками, иногда чередующимися друг с другом. Биогермы часто имеют резкие боковые границы (рис. 4д), которые отражают смену текстурных и структурных особенностей пород разреза, а иногда и не-

которое изменение минерального состава отложений. Наиболее ярко это выражено на участках, где апикальные части субгоризонтально-ориентированных строматолитовых столбиков массивных биогермов граничат с зернистыми отчетливо слоистыми известняками.

Пластовые строматолиты/биоламиниты нередко сменяют столбчатые разности как по латерали, так и по вертикали. При этом, если по латерали такие переходы весьма отчетливы (рис. 4е), то по вертикали столбчатые строматолиты иногда постепенно замещаются пластовыми. Данное, на наш взгляд существенное, обстоятельство подразумевает, что определяющим фактором в большей степени является гидродинамика среды, нежели состав строматолитообразующей биоты. В такой ситуации диагностика формальных морфологических видов усложняется и фактически теряет целесообразность. Кроме

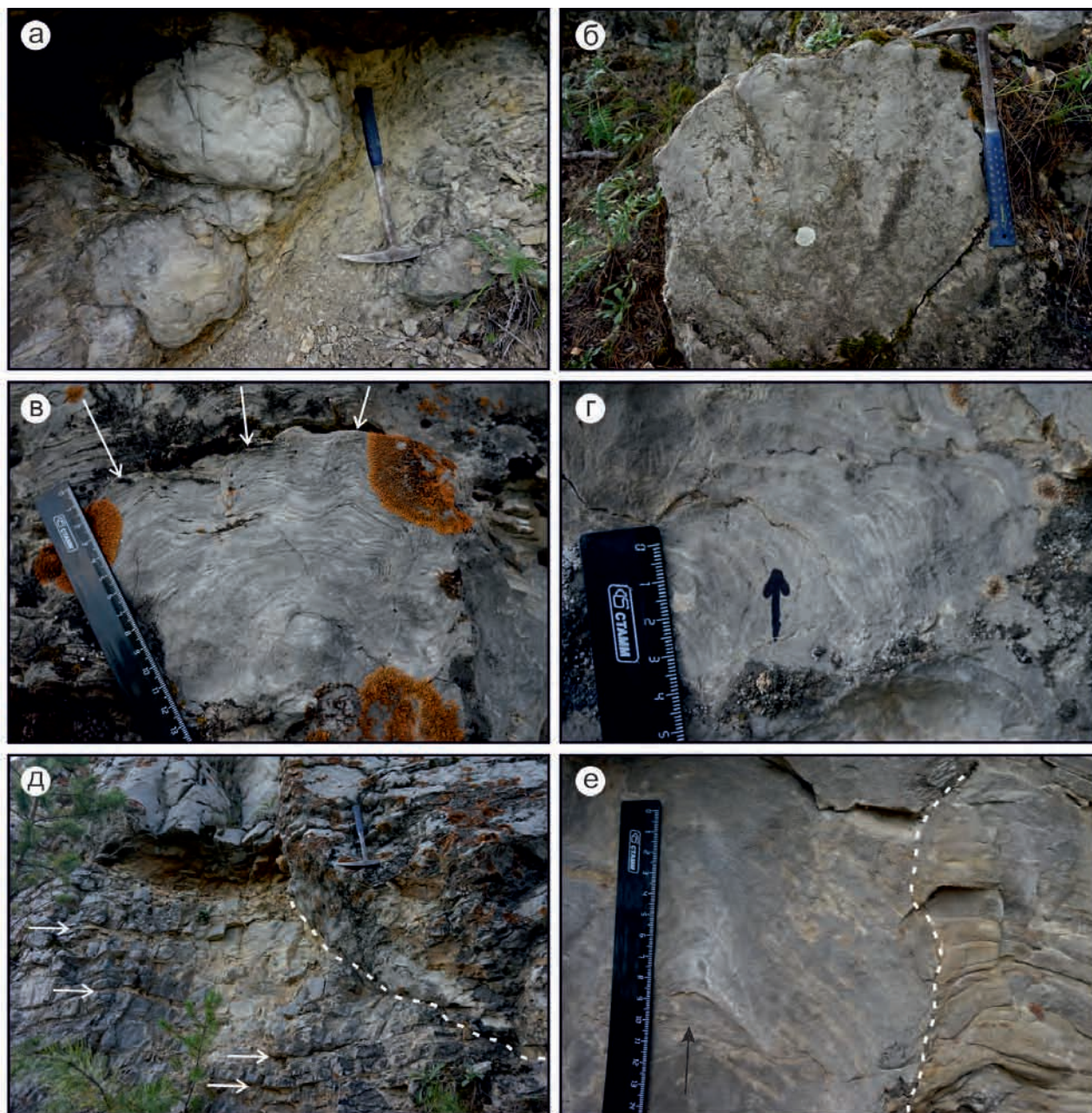


Рис. 4. Карбонатные фации верхнеукской подсвиты.

а – мелкие субсферические органогенные постройки в окружении межбиогермных фаций; б – кустистовидные биогермы (stromatolite столбики расходятся веером от основания постройки); в – ветвящийся столбик (три дочерних столбика обозначены стрелками); г – субгоризонтально-ориентированный столбик в основании биогерма; д – отчетливо выраженная смена фации по латерали: белая прерывистая линия – контакт массивной stromatolite постройки и пачки преимущественно зернистых известняков (стрелками обозначены прослои грубозернистых проницаемых и, соответственно, более выветрелых, пород), е – контакт (белая прерывистая линия) между столбчатыми stromatolite биогерма (стрелка ориентирована вдоль оси столбика) и пластовыми stromatolite (биоламинитами) межбиогермного заполнения.

Fig. 4. Carbonate facies of the Upper Uk Subformation.

а – small-sized subspherical stromatolite buildups and interbioherm facies; б – bushlike bioherms (stromatolite columns fan from the base of a buildup); в – ramify column (three subsidiary columns are labeled by arrows); г – subhorizontally oriented stromatolite column at the base of a bioherm; д – sharply defined lateral change in facies: dashed white line marks a contact between the massive stromatolite buildup and package of predominantly grained limestones (arrows mark the interlayers of coarse-grained pervious rocks); е – contact (dashed white line) between the columnar stromatolites of a bioherm (arrow is oriented along the axis of column) and planar stromatolites of an interbioherm filling.

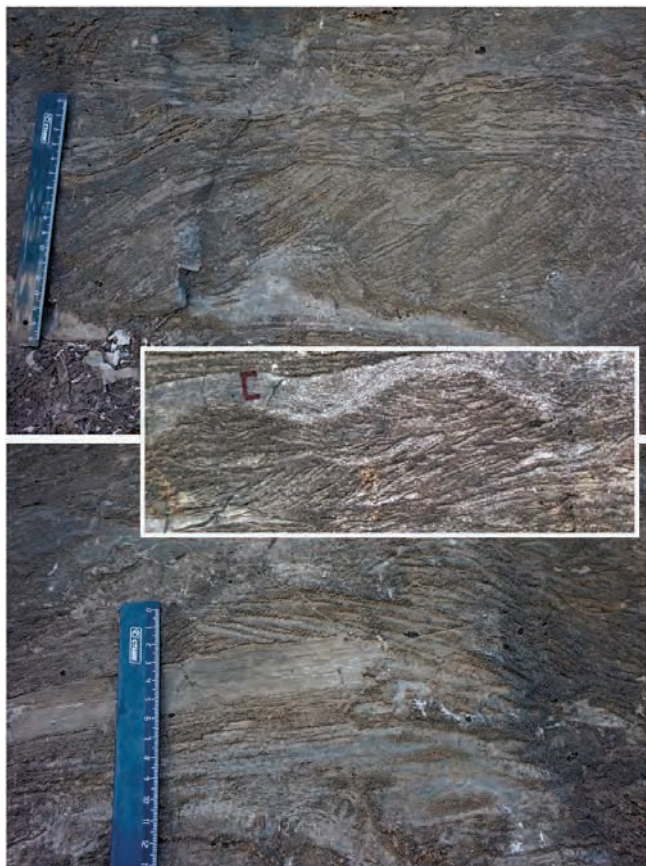


Рис. 5. Калькарениды с разнообразной косой слоистостью (эолианиты).

Масштаб линейки на врезке – 1 см.

Figure 5. Calcarenites with varied cross-bedding (eolianites).

Scale bar is 1 cm.

того, пластовые строматолиты также нередко связаны переходными формами с глинисто-карбонатными отложениями, что предполагает влияние количества терригенной примеси на форму строматолитов.

Зернистые известняки/калькарениды представлены разнообразными гранулометрическими классами (от тонко- до грубозернистых разновидностей). На одном из уровней присутствуют эолианиты (калькарениды с косой слоистостью) (рис. 5). По всей видимости, такие отложения образовались в обстановках с активной волновой динамикой среды.

Межбиогермное заполнение может иметь самую различную пространственную конфигурацию: от небольших конусовидных тел, зажатых между несколькими отдельными биогермами, до мощных слоистых пачек, протягивающихся на несколько десятков метров по латерали. В ряде случаев биогермы перекрыты тонкими плащевидными покровами глинисто-карбонатных/карбонат-

но-глинистых пород; иногда такие породы образуют маломощные (до 10 см) линзы в некогда существовавших небольших углублениях рельефа. Не исключено, что указанные образования маркируют некие событийные уровни.

Так как биогермы подвержены более интенсивному выветриванию (благодаря существованию пронизываемых межстолбиковых участков), то им в рельефе отвечают пологие склоны и промоины. Зернистые известняки с небольшим количеством глинисто-карбонатных прослоев образуют останцы и выступы, а также нередко бронируют строматолитовые постройки. Иногда же смена фаций может и не проявляться в рельефе, что обусловлено, скорее всего, постседиментационными преобразованиями пород, затушевывавшими некогда резкие границы осадочных тел.

В шлифах хорошо видно, что как столбчатые, так и пластовые строматолиты состоят из слоев микрокристаллического и пелитоморфного кальцита. При этом наиболее тонкий кальцит (микрит) слагает темно-серые слойки и линзы, а также облаковидные или ступковидные структуры, в целом не очень многочисленные (рис. 6). Остальные генерации кальцита имеют серую и светло-серую окраску и распространены в большей степени. Они отличаются несколько более крупной (но не более 0.01 мм) размерностью кристаллов кальцита и могут быть объединены под термином “микроспарит”. Границы отдельных слоев преимущественно неровные, бугристые, отчетливые. Тем не менее не всегда можно уверенно разграничить микритовую и микроспаритовую составляющую – они характеризуются набором переходных разновидностей. Считается, что микроспарит часто образуется при слабой перекристаллизации микрита. Однако в данном случае наличие отчетливого закономерного чередования темных и светлых слоев указывает на первичность разных генераций кальцита. При этом в шлифах иногда можно наблюдать градиционные (субвертикальные) переходы от светлых участков к более темным. Вероятно, все отмеченные образования являются биохемотропными, а такая структура строматолитов, по всей видимости, обусловлена первичной неоднородностью микробных матов. Строматолиты часто характеризуются неравномерной доломитизацией. Доломитизированные участки, как правило, располагаются по слоистости. Доломит в основном микрокристаллический (кристаллы менее 0.05 мм) субидиоморфный, в виде неравномерно распределенных кристаллов, что свидетельствует о его относительно позднем генезисе.

В верхней части разреза, среди зернистых известняков (в т. ч. эолианитов) и пластовых строматолитов, встречаются прослои с “molar tooth” текстурами (рис. 7). Некоторые из них имеют отчетливо выраженную бугристую кровлю; свет-

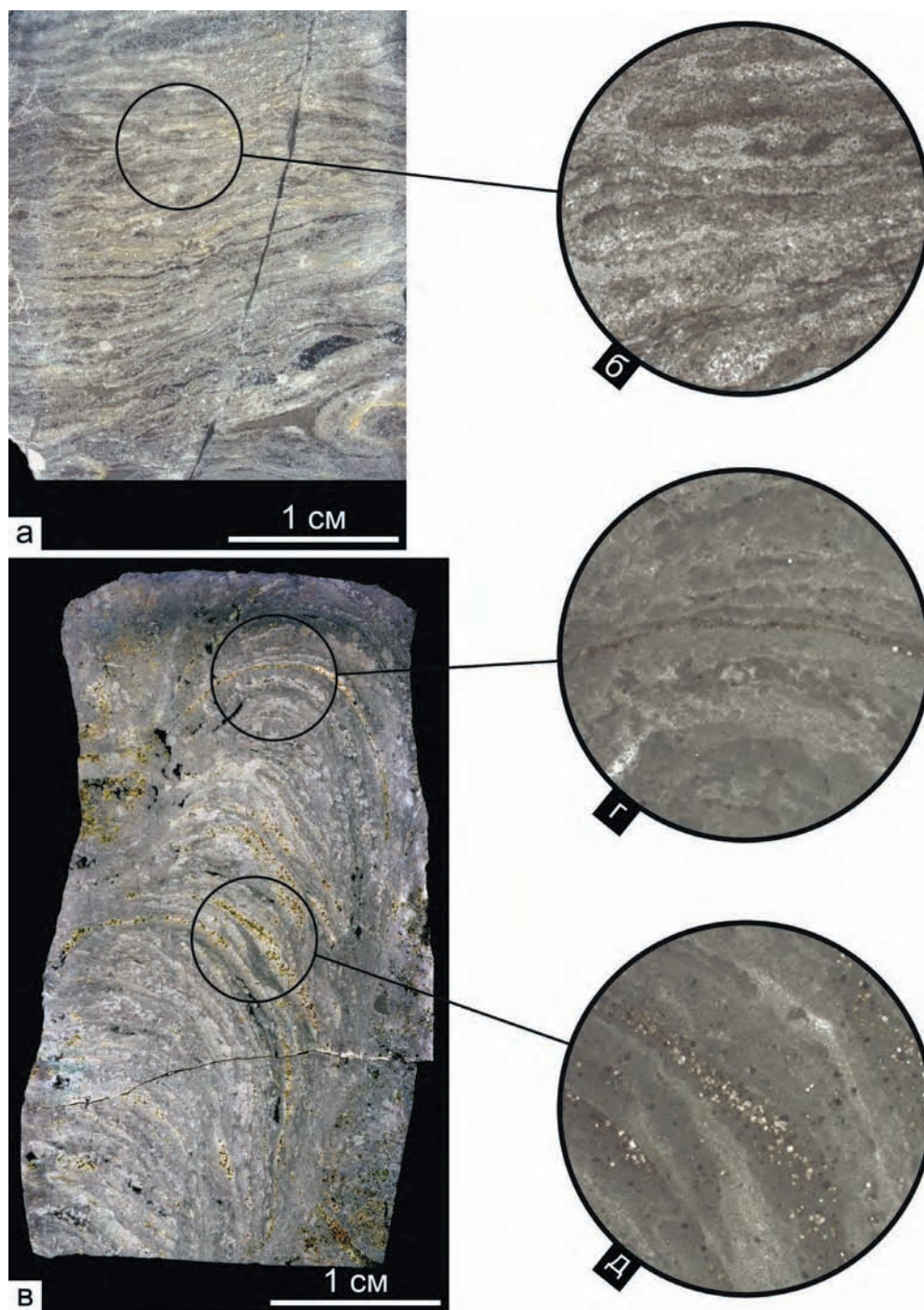


Рис. 6. Текстурно-структурные особенности пластовых (а, б) и столбчатых (в, г, д) строматолитов.

а – пластовые строматолиты, внешний вид; б – микротекстура пластовых строматолитов, представленная чередованием слоев разнокристаллического (преимущественно разных градаций микрокристаллического) кальцита; в – столбчатые (*Linella ukka*) строматолиты, внешний вид; г – чередование слоев серого (микроспаритового) и темно-серого (пелитоморфного в основном в виде послойных сгустковидных масс) кальцита в структуре столбчатых строматолитов; д – то же, отмечается доломитизация отдельных слоев.

Fig. 6. Structural and textural features of the planar (а, б) and columnar (в, г, д) stromatolites.

а – planar stromatolites, an overall view; б – microstructure of the planar stromatolites represented by alternation of different-sized sparitic calcites; в – columnar stromatolites (*Linella ukka*), an overall view; г – alternation of the thin layers of grey (microsparitic) and dark-grey (pelitomorphic, generally represented by layer-by-layer pellet-like structures) calcites in the structure of the columnar stromatolites; д – the same, there is dolomitisation of separate layers.

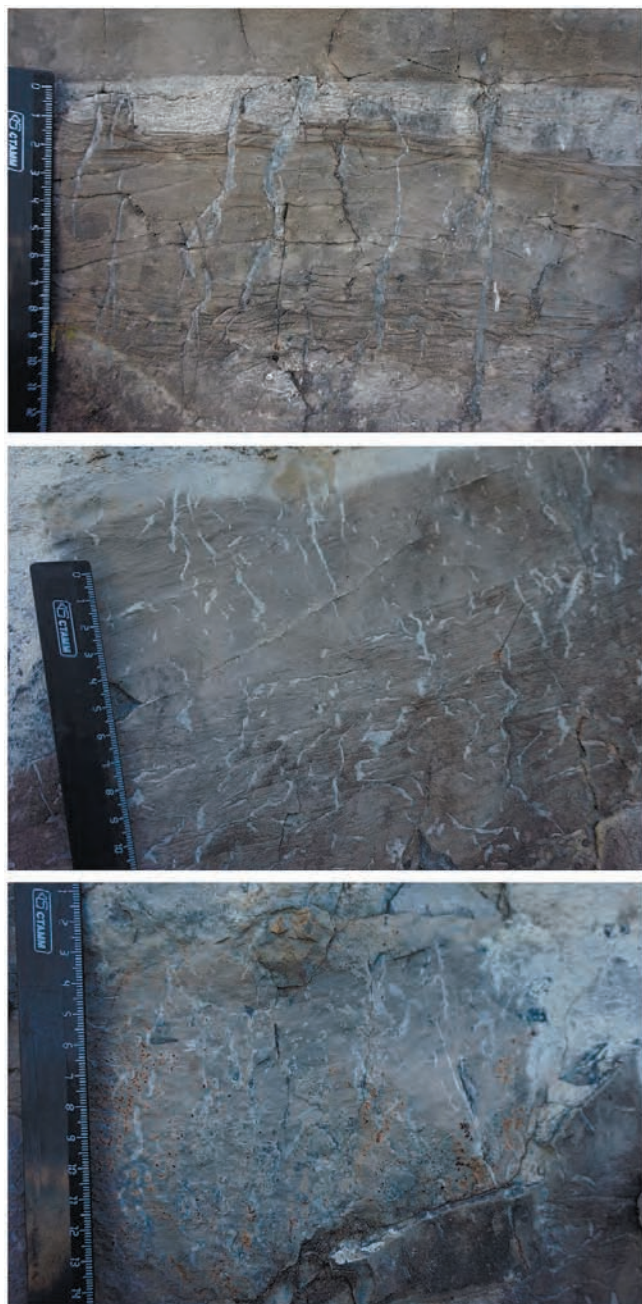


Рис. 7. “Molar tooth” текстуры в известняках верхнеукской подсвиты.

Fig. 7. “Molar tooth” structures in the limestones of the Upper Uk Subformation.

лые субвертикальные червеобразные структуры в таких случаях не прослеживаются в перекрывающих пласты, что может указывать на быструю литификацию отложений, кратковременные перерывы в осадконакоплении и в целом свидетельствовать о крайне мелководных обстановках. По мнению многих исследователей, образование “molar tooth” текстур обусловлено нали-

чием в среде осадконакопления бентосных микробных матов, а также специфической химией докембрийской морской воды, способствовавшей ранней литификации карбонатных осадков [Grotzinger, James, 2000; Кузнецов, 2005; Pollock et al., 2006; Shields-Zhou et al., 2012; Петров, 2016; Smith, 2016; и др.]. Особая роль в формировании “molar tooth” текстур отводится газам и поровым флюидам, насыщенным растворенными органическими веществами. Стратиграфический интервал распространения этих образований охватывает палео-мезопротерозой и ранний неопротерозой (тоний) [Shields, 2002; Кузнецов, 2005; Kuang, Hu, 2014; Smith, 2016]. Приуроченность “molar tooth” текстур к указанным отрезкам времени не поддается объяснению и в последнее время связывается с существованием своеобразного переходного периода в карбонатакоплении, в течение которого происходила постепенная смена преимущественно “твердых” карбонатных субстратов (продукт кристаллизации карбоната кальция *in situ* на дне) на “мягкие” в ответ на постепенное изменение углеродного цикла [Bartley, Kah, 2004]. Редкие находки “molar tooth” текстур среди отложений верхнего архея [Bishop, Sumner, 2006] и эдиакария [James et al., 1998], возможно, отражают локальную специфику и относительную изолированность обстановок осадконакопления от Мирового океана в соответствующее время [Pollock et al., 2006]. В публикациях [Shields, 2002; Shields-Zhou et al., 2012] отмечено, что часто встречающиеся “molar tooth” текстуры исчезают из геологической летописи примерно 730–750 млн лет назад. Таким образом, присутствие указанных текстур в верхней части укской свиты позволяет с определенной вероятностью считать, что данное литостратиграфическое подразделение, как и подстилающие ее карбонатные отложения миньярской свиты, где “molar tooth” текстуры встречаются чаще, имеет докриогениевый возраст.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЗЭ И У В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ

Исходя из свойств исследованных нами образцов карбонатных пород величин отношения CaO/MgO , большинство из них можно считать, в соответствии с классификацией С.Г. Вишнякова, весьма чистыми известняками. Так, для калькаренитов указанный параметр превышает 200 ед. (обр. 1701-29, величина нерастворимого в уксусной кислоте остатка, $\text{НО} \approx 1\%$), для строматокластитов (обр. 1701-14, $\text{НО} = 2.3\%$) составляет порядка 100, для пластовых и пластово-столбчатых строматолитов он варьирует от ≈ 100 до 149 (НО от 0.7 до 7.0%), а для столбчатых разностей (*Linella ukka*) изменяется от 59.4 (обр. 1701-20, $\text{НО} = 11.2\%$) до 115 (обр. 1701-06, $\text{НО} = 1.6\%$). В тонкостолбчатых стро-

матолитах *Patomella kelleri*, присутствующих в основании верхнеукской подсвиты это отношение составляет 9.9 (обр. 1701-32, НО = 17%). В карбонатно-глинистых породах (обр. 1701-26, НО = 82%) значение CaO/MgO равно 6.5.

Сумма РЗЭ в карбонатных и карбонатно-глинистых породах (валовые пробы) верхнеукской подсвиты варьирует от ≈ 3.7 до 66.8 г/т. Она обнаруживает слабую положительную корреляцию ($r = 0.37$) с величиной нерастворимого остатка. В зернистых известняках $\Sigma \text{РЗЭ}$ составляет 3.7–15.9 г/т, в пластовых и пластово-столбчатых строматолитах изменяется от 6.7 до 19.9 г/т, а в столбчатых варьирует от 16.5 (обр. 1701-06, НО = 1.6%) до 66.8 г/т (обр. 1701-32, НО = 16.5%). Отношение Y/No (индикатор морских обстановок) имеет максимальное значение (≈ 50) в калькаренитах. В пластовых и пластово-столбчатых строматолитах, а также в строматокластитах его величина варьирует от 38 до 44. Известняки со столбчатыми строматолитами характеризуются значениями Y/No от ≈ 35 до 40.

Для установления влияния различных по составу примесей на распределение в карбонатных породах РЗЭ и Y часто используются диаграммы Y/No-Th и Y/No-Zr (Th и Zr – литофильные элементы, показатели контаминации глинистым материалом), а также Y/No-Ni , Y/No-Cu , Y/No-Pb и Y/No-Sc (Ni, Cu, Pb и Sc – индикаторы возможной контаминации карбонатных пород оксидами и сульфидами). Хорошо выраженная положительная корреляция между $(\text{Ce/Ce}^*)_{\text{Sh}}$ и Y/No указывает на наличие нетрансформированного вторичными процессами распределения РЗЭ и Y, так как оба параметра чувствительны к контаминации [Bolhar, Van Kranendonk, 2007]. В нашем случае корреляция между величиной Y/No и содержанием Th и Pb умеренная отрицательная (соответственно $r = -0.65$ и $r = -0.50$), между Y/No и Cu очень слабая отрицательная ($r = -0.14$) (рис. 8), а между $(\text{Ce/Ce}^*)_{\text{Sh}}$ и Y/No слабая положительная ($r = 0.25$)³. Полученные результаты на данный момент не позволяют с полной уверенностью утверждать, что мы имеем дело с близким к первичному распределению РЗЭ и Y в карбонатных породах верхнеукской подсвиты.

Значения $(\text{La/Yb})_{\text{Sh}}$ во всех исследованных нами образцах, включая и обр. 1701-26 (карбонатно-глинистая порода), отрицательные (от 0.53 до 0.92).

² Величина $(\text{Ce/Ce}^*)_{\text{Sh}}$ здесь рассчитана по формуле $\text{Ce}_{\text{Sh}}/\sqrt{(\text{La}_{\text{Sh}} \times \text{Pr}_{\text{Sh}})}$, где Ce_{Sh} , La_{Sh} и Pr_{Sh} – нормированные по PAAS [Taylor, McLennan, 1985] содержания Ce, La и Pr. Аналогичным образом вычислены значения и всех других подобных аномалий (за исключением случая, обозначенного в сноске 5).

³ В отличие от работы [Bolhar, Van Kranendonk, 2007] исследованная нами коллекция образцов охватывает все (от чистых до существенно глинистых) литотипы карбонатных пород верхнеукской подсвиты.

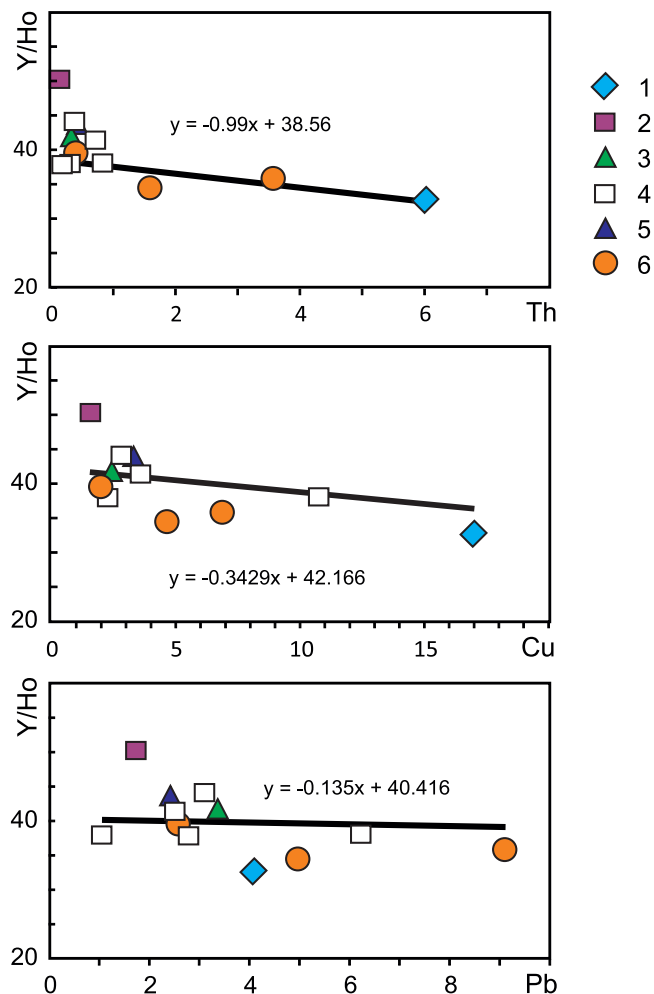


Рис. 8. Корреляция между параметром Y/No и содержанием Th, Cu и Pb в карбонатных породах верхнеукской подсвиты.

1 – карбонатно-глинистая порода, 2 – калькарениды, 3 – известняки с обломками строматолитов/строматокластиты, 4 – пластовые строматолиты, 5 – пластово-столбчатые строматолиты, 6 – столбчатые строматолиты.

Fig. 8. Correlation between Y/No and Th, Cu and Pb content in the carbonate rocks of the Upper Uk Subformation.

1 – carbonate-argillaceous rocks, 2 – calcarenites, 3 – limestones with clasts of stromatolites/stromatoclastites, 4 – planar stromatolites, 5 – low-columnar stromatolites, 6 – columnar stromatolites.

Величины $(\text{Gd/Yb})_{\text{Sh}}$, напротив, положительные (1.15–1.39), за исключением обр. 1701-26.

Для пластовых и пластово-столбчатых строматолитов (валовые пробы) характерны положительные аномалии Gd и Y (соответственно 1.15–1.29 и 1.37–1.68) и отрицательные аномалии Eu и Ce (соответственно 0.84–0.93 и 0.84–0.95) (рис. 9). Для сравнения на данном рисунке показаны кривые распределения нормированных по PAAS содержа-

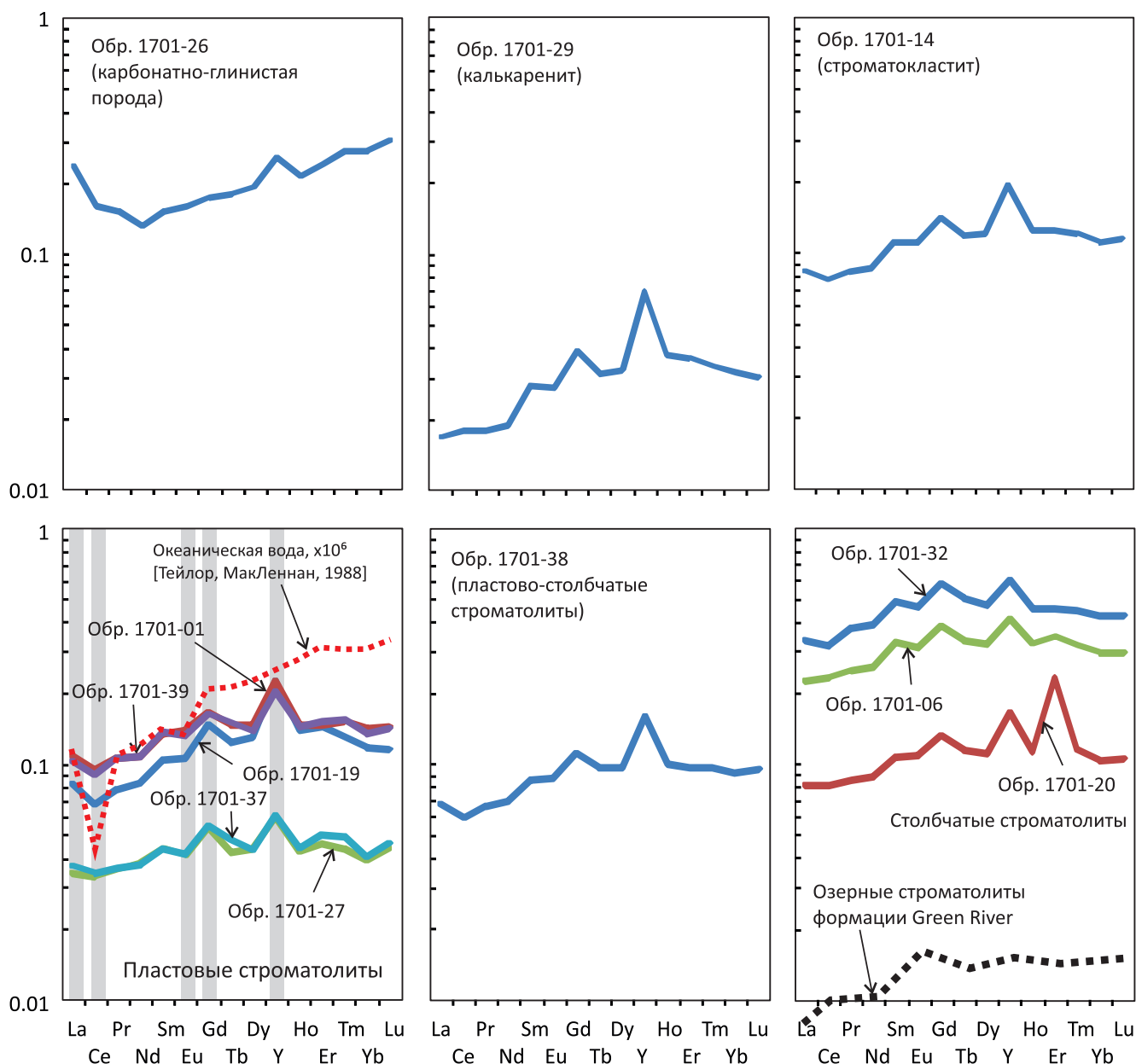


Рис. 9. Нормированные по PAAS спектры распределения РЗЭ и Y в различных карбонатных породах верхнеукской подсвиты (валовые образцы).

Fig. 9. PAAS-normalised REE + Y patterns in the various carbonate rocks of the Upper Uk Subformation (bulk samples).

ний РЗЭ и Y в озерных/пресноводных строматолитах эоценовой формации Green River, США, построенные по приведенным в публикации [Bolnar, Van Kranendonk, 2007] аналитическим данным. Сопоставление кривых позволяет видеть, что для пресноводных строматолитов не характерны какие-либо ярко выраженные аномалии средних и тяжелых РЗЭ, тогда как ЛРЗЭ, так же как и в случае с карбонатными породами верхнеукской подсвиты, в определенной степени деплетированы.

На диаграмме $(Pr/Pr^*)_{Sh} - (Ce/Ce^*)_{Sh}$ [Bau, Dulski, 1996] (рис. 10), построенной по данным для валовых проб, точка калькаренитов расположена в поле I (цериевая аномалия отсутствует), точка строматокластитов находится в поле IIa (положительная аномалия La обуславливает появление кажущейся Ce аномалии), точки пластовых, пластово-столбчатых и столбчатых строматолитов распределены в полях I, IIa и IIIb (рис. 10a). Последнее поле, по представлениям авторов-создателей этой диаграммы, характеризует составы, для которых присущи реальные отрицательные Ce аномалии.

В уксуснокислотных вытяжках сумма РЗЭ варьирует от 2.4 г/т (образ. 1701-31, из прослоя с "molar

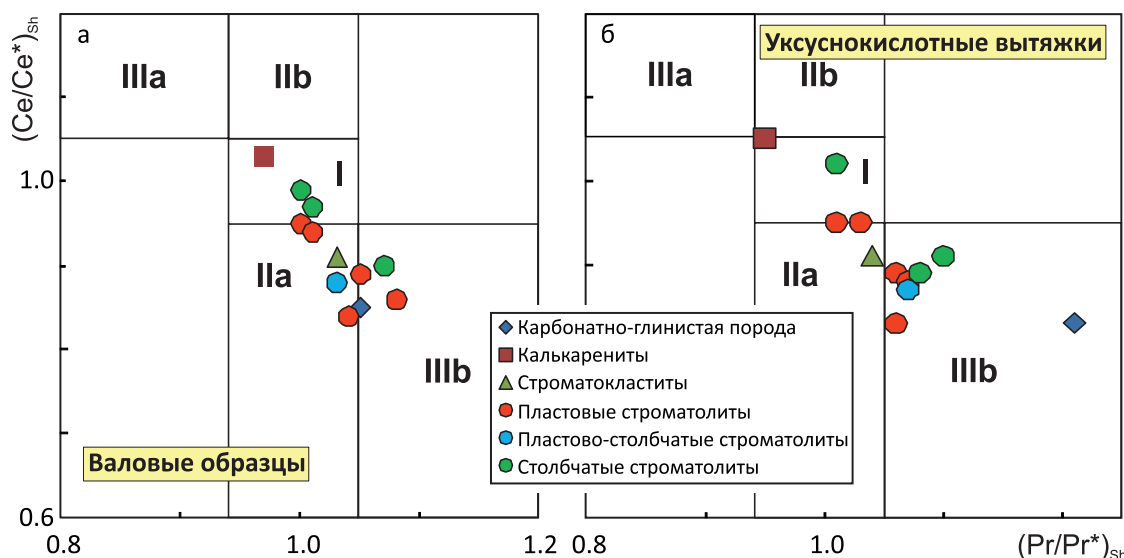


Рис. 10. Распределение фигуративных точек карбонатных и карбонатно-глинистых пород верхнеукской подсвиты на диаграмме $(Pr/Pr^*)_{sh}-(Ce/Ce^*)_{sh}$ (а – валовые пробы, б – уксуснокислотные вытяжки).

Поля: I – Ce аномалия отсутствует; IIa – положительная аномалия La обуславливает появление кажущейся Ce аномалии; IIb – отрицательная аномалия La вызывает появление кажущейся положительной Ce аномалии; IIIa – попадающие в данное поле точки отражают реальную положительную Ce аномалию; IIIb – реальная отрицательная Ce аномалия, все по [Bau, Dulski, 1996]. Условные обозначения – см. рис. 8.

Fig. 10. Distribution of the data points of the carbonate and carbonate-argillaceous rocks of the Upper Uk Subformation on a $(Pr/Pr^*)_{sh}-(Ce/Ce^*)_{sh}$ diagram (a – bulk samples, б – acetic acid leachates).

Fields: I – Ce anomaly is absent; IIa – positive La anomaly determines the appearance of the apparent Ce anomaly; IIb – negative La anomaly causes the appearance of the apparent positive Ce anomaly; IIIa – points hit in this field demonstrate a real positive Ce anomaly; IIIb – real negative Ce anomaly, according to [Bau, Dulski, 1996].

tooth” текстурами) до 59.8 г/т (обр. 1701-32, доломитизированные известняки с тонкостолбчатыми строматолитами), в карбонатно-глинистой породе (обр. 1701-26) – 23.1 г/т. Известняки с пластовыми и пластово-столбчатыми строматолитами характеризуются значениями $4.1 < \Sigma PЗЭ < 17.9$ г/т, для известняков со столбчатыми строматолитами характерны суммарные содержания лантаноидов от 7.9 до 59.8 г/т. Величина Y/No в уксуснокислотной вытяжке из карбонатно-глинистой породы составляет ≈ 41 . В вытяжке из калькаренитов (обр. 1701-40) этот параметр поднимается до 67, а в различных морфотипах строматолитов (за исключением обр. 1701-32) варьирует от 49 до 58.

Положение фигуративных точек уксуснокислотных вытяжек из различных морфотипов строматолитов на диаграмме $(Pr/Pr^*)_{sh}-(Ce/Ce^*)_{sh}$ примерно соответствует тому, что мы видим и для распределения на ней валовых проб карбонатно-глинистых и карбонатных пород верхнеукской подсвиты (рис. 10б). Корреляция между значениями Y/No и $(Ce/Ce^*)_{sh}$ слабая положительная ($r = 0.35$).

Величина $(Eu/Eu^*)_{sh}$ во всех проанализированных нами уксуснокислотных вытяжках отрицательная и варьирует от 0.87 (обр. 1701-27, пластовые строматолиты) до 0.96 (обр. 1701-16, строматокла-

ститы), что указывает на отсутствие влияния на их состав гидротермальных флюидов. Существенного обогащения ТРЗЭ (что характерно для средней океанической воды) как валовых проб, так и уксуснокислотных вытяжек (рис. 11) не наблюдается.

На диаграмме $(La/La^*)_{sh}-(Y/No)$ в распределении фигуративных точек состава различных литотипов карбонатных пород верхнеукской подсвиты наблюдается весьма умеренный положительный тренд, описываемый уравнением $y = 17.43x + 20.68$ (рис. 12). Практически все точки верхнеукских известняков (валовые пробы) характеризуются значениями $Y/No < 45$ и $(La/La^*)_{sh} < 1.15$, что, на первый взгляд, указывает на неморской характер рассматриваемых нами отложений (современная морская вода характеризуется значениями $Y/No > 44$ и $(La/La^*)_{sh} \approx 2.6$ [Bolnar, Van Kranendonk, 2007]). Озерные строматолитовые карбонаты эоценовой формации Green River, США, обладают значениями Y/No 28.7, тогда как параметр $(La/La^*)_{sh}$ составляет в них 0.86 [Bolnar, Van Kranendonk, 2007]. Однако в уксуснокислотных вытяжках из проб известняков (14 из 15 проб), содержащих некарбонатную составляющую в значительно меньшей степени (и, следовательно, лучше отражающих состав морской воды), отношение $Y/No > 45.6$ (в среднем 53.7).

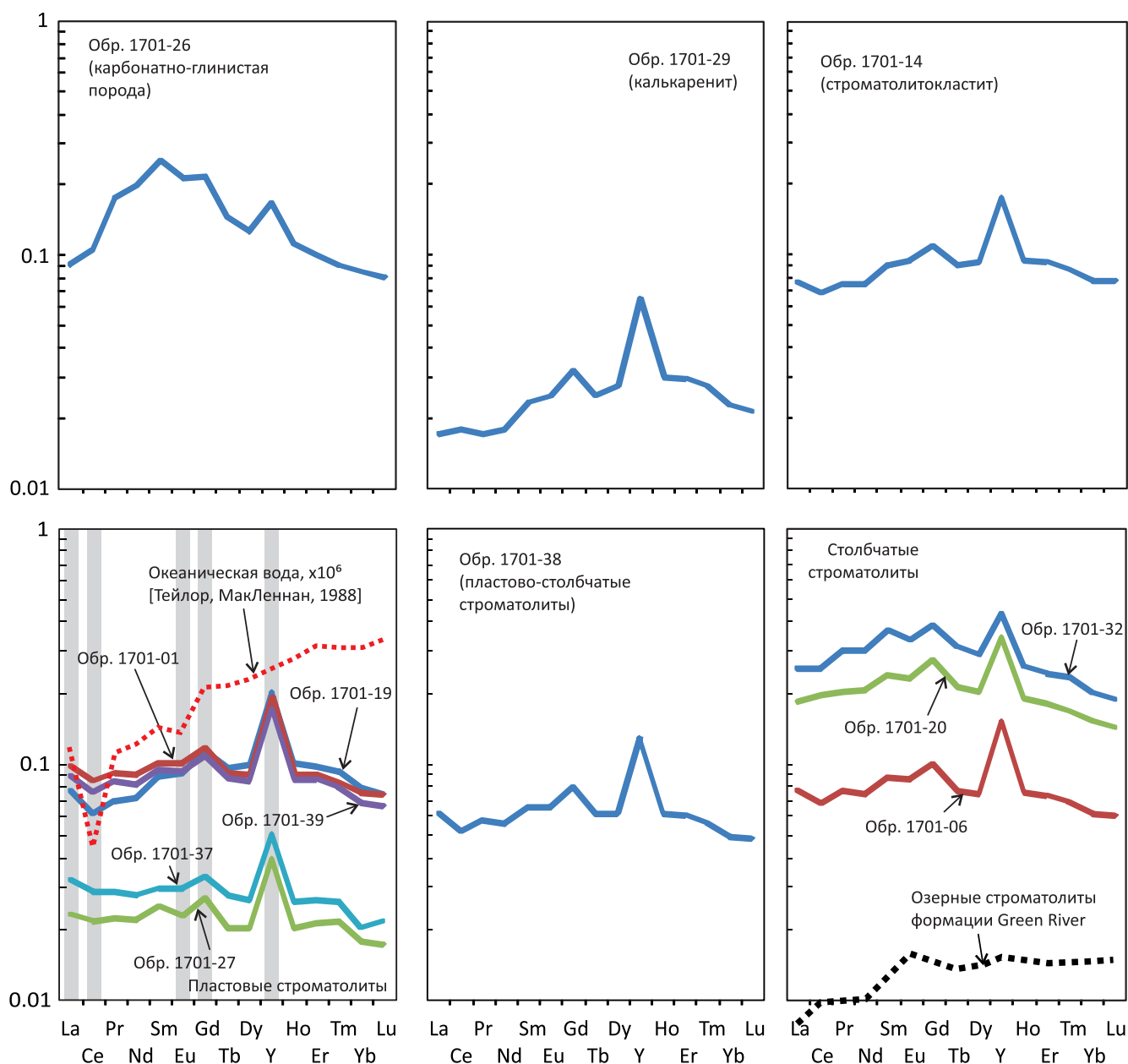


Рис. 11. Нормированные по ПААС спектры распределения РЗЭ и Y в различных карбонатных породах верхнеукской подсвиты (уксуснокислотные вытяжки).

Fig. 11. PAAS-normalised REE + Y patterns in the various carbonate rocks of the Upper Uk Subformation (acetic acid leachates).

Соотношение средних величин $(Ce/Ce^*)_{Sh}$ и Y/No в различных докембрийских хемогенных породах (железистые кварциты и карбонатные отложения, по [Tang et al., 2013], табл. 5), карбонатных породах верхнеукской подсвиты Южного Урала и озерных строматолитах формации Green River (США) показано на рис. 13. Точка строматолитов формации Green River расположена здесь практически на линии $Y/No = 28$, т.е. величина данного параметра в них сопоставима со значением Y/No

в верхней континентальной коре. Цериевая аномалия для строматолитов Green River не характерна. Точки железисто-кремнистых формаций обладают значениями $0.9 < (Ce/Ce^*)_{Sh} < 1.25$ и $32 < Y/No < 55$ (в описываемую этими значениями область попадает и средняя точка карбонатных пород верхнеукской подсвиты, имеющая относительно небольшую отрицательную Ce аномалию и значение $(Ce/Ce^*)_{Sh}$ больше, чем в современной морской воде). Точки докембрийских карбонатных пород обладают более

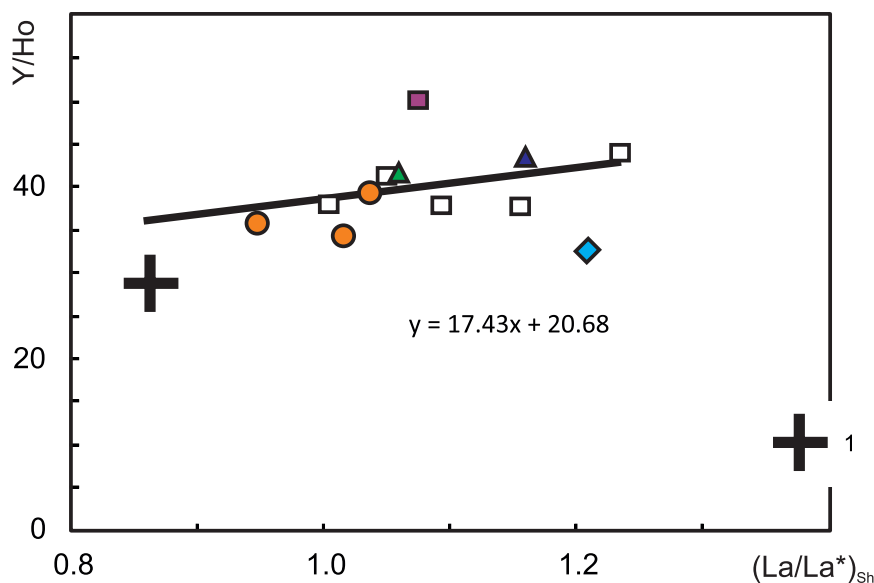


Рис. 12. Распределение фигуративных точек состава карбонатных пород верхнеукской подсвиты на диаграмме $(La/La^*)_{sh}-(Y/Ho)$.

1 – озерные строматолитовые карбонаты эоценовой формации Green River, США, по [Bolhar, Van Kranendonk, 2007]. Остальные условные обозначения см. рис. 8.

Fig. 12. Distribution of the data points of the Upper Uk carbonate rocks on a $(La/La^*)_{sh}-(Y/Ho)$ diagram.

1 – lacustrine stromatolitic carbonates of Eocene Green River Formation, USA, according to [Bolhar, Van Kranendonk, 2007]. See other legend in Fig. 8.

высокими (“практически морскими”) величинами Y/Ho (43–76), а параметр $(Ce/Ce^*)_{sh}$ составляет для них 0.72–1.00. Считается, что из-за низких концентраций свободного кислорода в докембрии хемогенные отложения, как правило, лишены отрицательных аномалий Ce. Напротив, для них характерны заметные положительные аномалии La [Van Kranendonk et al., 2003; Bolnar, Van Kranendonk, 2007], что хорошо видно на диаграмме $(La/La^*)_{sh}-(Y/Ho)$ (см. рис. 12).

ГЕОХИМИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

Распределение ОВ в породах верхнеукской подсвиты

Установлено, что карбонатные породы верхнеукской подсвиты (строматолитовые, биоламинитовые, некоторые глинистые известняки) с количеством НО от 0.77 до 14.9% обеднены ОВ. Содержание в них C_{org} изменяется в интервале 0.01–0.05% (см. табл. 4). Карбонатно-глинистые породы и глинистые известняки содержат C_{org} до 0.12–0.18%. Таким образом, количество C_{org} в исследованных нами породах существенно ниже кларковых значений (0.2% для карбонатных пород, 0.9% для аргиллитов, по [Вассоевич, 1973]). Содержание битумоидов ($b_{кл}$) в породах изменяется от 0.001 до 0.003%, значения битумоидного коэффициента (β) варьируют, как правило, от 1.0 до 10.0%, поднимаясь в

обр. 1701-21 до 27.6%. Следует отметить закономерное увеличение содержания битумоидов с ростом количества C_{org} в породах. Значения β , напротив, с увеличением содержания C_{org} уменьшаются согласно закономерности Успенского–Вассоевича. Выявленные связи позволяют сделать вывод о том, что битумоиды являются автохтонными (сингенетическими). Исследование их группового состава (см. табл. 4) показало, что в имеющейся в нашем распоряжении совокупности образцов можно выделить две группы битумоидов. В битумоидах первой (1) группы содержания УВ выше 30%, из которых более 20% приходится на насыщенные УВ, в битумоидах второй (2) группы количество УВ ниже 30%, содержания ароматических соединений в битумоидах этой группы не превышает 5%.

Геохимия биомаркеров насыщенных фракций битумоидов

На ГЖХ установлены алканы нормального (н) и изостроения. Распределение н-алканов в битумоидах первой группы характеризуется повышенными содержаниями гомологов $C_{25}-C_{32}$ (рис. 14а), равномерным уменьшением содержаний УВ $C_{25}-C_{33}$ с ростом молекулярной массы и, как следствие, коэффициентом нечетности (carbon prefers index – CPI), равным 1.1, а также отношением (сумма н-алканов)/(сумма изоалканов), равным 23.2 и 34.1.

Таблица 5. Средние значения Y/Ho и Ce/Ce* в джеспилитах и карбонатных породах ряда объектов, по ([Tang et al., 2013] и ссылки там)**Table 5.** Average values of Y/Ho and Ce/Ce * in the jespilites and carbonate rocks of a number of objects, according to ([Tang et al., 2013] and references therein)

№ п.п.	Объект	Возраст (пределы), млн лет	Тип отложений	Y/Ho _{ср}	CO	Ce/Ce* _{ср}	CO
1	Зеленокаменный пояс Isua	3700–3800	BIF	39.70	5.20	1.24	0.29
2	Формация Singeni, серия Mozaan, надсерия Pongola	2900		36.50	2.50	0.89	0.03
3		2900		46.70	10.80	0.95	0.09
4	Формации Kogelbeen и Gamohaан, подсерия Campbellrand, надсерия Transvaal	2540	Карбонатные породы, в том числе со строматолитами	76.40	12.60	0.98	0.04
5	Формация Kuruman, надсерия Transvaal	2460	BIF	45.10	5.00	1.04	0.07
6	Формация Penge, надсерия Transvaal	2460		52.40	3.00	1.09	0.08
7	Песчаники South Pass, Atlantic City	2720–2670		32.20	2.00	1.03	0.05
8	Формации Nemo	2890–2560		43.50	8.20	1.05	0.09
9	и Benchmark, Black Hills	2560–2480		35.60	9.20	0.95	0.18
10	Конгломераты Estes, Black Hills	2100–2020		37.00	8.50	1.16	0.18
11	Формация Guanmenshan, серия Liaohе, Сино-Корейский кратон	2300–1850	Долмикриты	44.10	5.70	0.93	0.09
12	Укская свита, верхняя подсвита	360–365	Карбонатные породы	39.91	4.81	0.95	0.06
13	Canning Basin		Рифовые карбонаты	45.00	1.80	0.73	0.04
14	Большой барьерный риф, остров Heron	0	Рифовые микробиалиты	57.20	2.70	0.81	0.05

Примечание. BIF – железистые кварциты/джеспилиты, CO – стандартное отклонение.

Note. BIF – ferruginous quartzite/jespilite, CO – standard deviation.

В битумоидах второй группы максимум распределения приходится на УВ C₁₇–C₂₀ (см. рис. 14б), в высокомолекулярной области фиксируются повышенные содержания нечетных гомологов C₂₇, C₂₉ и C₃₁, соответственно, значения СРІ варьируют от 1.3 до 1.7, соотношение (сумма н-алканов)/(сумма изо-алканов) изменяется от 6.4 до 9.7. В одном из образцов содержание четных гомологов C₁₈, C₂₀, C₂₂ выше C₁₉, C₂₁, C₂₃ (см. рис. 14в). Соотношения пристана и фитана в указанных группах изменяются от 0.27 до 0.86, пристана и н-C₁₇ – от 0.21 до 0.37, фитана и н-C₁₈ – от 0.26 до 0.31.

Среди *стеранов* во всех пробах идентифицированы гомологи C₂₇–C₃₀ с однотипным распределением. В среднем содержание холестанов C₂₇ равно 34%, метилхолестанов C₂₈ – 25%, этилхолестанов C₂₉ – 36%, пропилхолестанов C₃₀ – 6%. Отношения концентраций геологических (S) и биологических (R) стереоизомеров C₂₇ и C₂₉ варьируют от 0.4 до 0.5.

В составе *терпанов* битумоидов идентифицированы трицикланы, тетрацикланы, гопаны, моретаны и гаммацера (Ga). В настоящей работе рассмотрены лишь некоторые особенности их геохимии. Исследование C₂₇–C₃₅ показало, что в образцах строматолитовых, биоламинитовых и глинистых известняков и известковом аргиллите концентрации гомологов возрастают с увеличением их молекулярной массы C₂₇ < C₂₉ < C₃₀, отношение C₂₉/C₃₀ меньше 1. В двух образцах известняков строматолитовых и обломочных величина отношения C₂₉/C₃₀ выше 1. Распределение гопанов не зависит от литологии и выделенных групп битумоидов. Значения отношений изомеров гопана C₂₇ Ts/Tm равны 0.9–1.1. В распределении гомогопанов C₃₁–C₃₅ с ростом молекулярной массы содержания гомологов уменьшаются в ряду C₃₁ > C₃₂ > C₃₃ > C₃₄ > C₃₅. Отношения C₃₅/C₃₄ в них изменяются от 0.5 до 0.9. Определены стереоизомеры R и S моретана C₃₂. Отношение

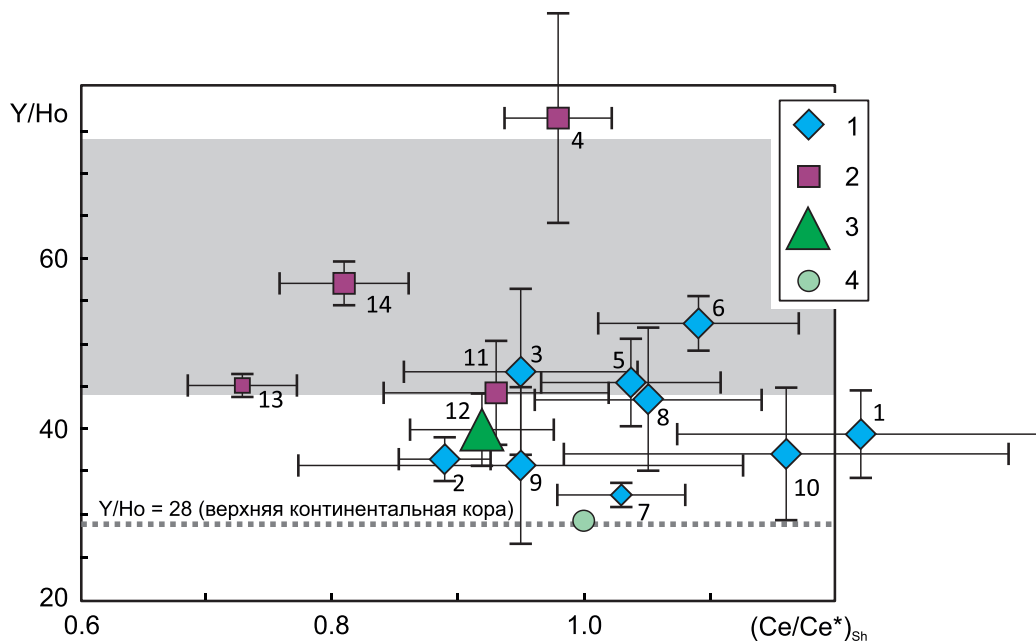


Рис. 13. Положение средних фигуративных точек различных докембрийских и более молодых хемогенных пород, а также карбонатных пород верхнеукской подсвиты на диаграмме $(\text{Ce}/\text{Ce}^*)_{\text{Sh}}-\text{Y}/\text{Ho}$.

1 – железистые кварциты, 2 – разнообразные карбонатные породы, 3 – средняя точка для карбонатных пород верхнеукской подсвиты, 4 – строматолиты формации Green River. Номера фигуративных точек соответствуют номерам объектов в табл. 5.

Fig. 13. Location of the average data points of the various Precambrian and younger chemogenic rocks and Upper Uk carbonate rocks as well on a $(\text{Ce}/\text{Ce}^*)_{\text{Sh}}-\text{Y}/\text{Ho}$ diagram.

1 – ferruginous quartzite, 2 – various carbonate rocks, 3 – average point for carbonate rocks of the Upper Uk Subformation, 4 – stromatolites of the Green River Formation. Data points numbers correspond to objects numbers on Tabl. 5.

геоизомера (S) и биоизомера (R), как правило, выше 1. Содержание гаммацераана составляет от 0.03 до 0.06%, что позволяет рассматривать его как аномально низкое.

ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛА И ВЫВОДЫ

В изученном разрезе верхнеукской подсвиты можно выделить несколько различающихся по литологии и по мощности толщ (пачек). 1. Существенно биогермная/рифовая толща, представленная крупными органогенными постройками (размерами несколько метров и более), состоящими из многочисленных биогермов. Для нее характерны и достаточно мощные (до 12 м) пакеты межбиогермных фаций (которые могли формироваться как синхронно с биогермами, так и после прекращения роста построек), сложенные обломочными известняками, биоламинитами и мелкими пластообразными строматолитовыми телами. Мощность около 40 м. 2. Переходная толща, характеризующаяся наличием разнообразных по размерам биогермов и, соответственно, частым чередованием “рифовых” и “нерифовых” фаций. Мощность порядка 35 м. 3. Преимущественно слоистая толща (“зарифовые” фации) представлена пластами отчетли-

во зернистых известняков, прослеживающимися по латерали, чередующимися с прослоями микрозернистых известняков (иногда выклинивающимися). Для нее характерны темно-серый цвет пород, прослой биоламинитов и калькаренитов, на некоторых уровнях встречается косая слоистость, а также обильные “molar tooth” текстуры. Мощность пачки более 10 м. Выше указанных толщ в отдельных скальных выходах встречаются строматолитовые биогермы. Мощность этого интервала составляет не менее 20 м. Присутствие “molar tooth” текстур в укской свите дает возможность считать, что эта литостратиграфическая единица типового разреза верхнего рифея имеет, скорее всего, докриогениевый возраст.

Проведенными ранее исследованиями [De Baar et al., 1985; Lee, Byrne, 1992; Moller, Bau, 1993; Sholkovitz et al., 1994; Bau, Dulski, 1996; Nozaki et al., 1997; Chen, Zhao, 1997; Kamber, Webb, 2001; Bolhar et al., 2004; Nothdurft et al., 2004; Bolhar, Van Kranendonk, 2007; Frei et al., 2008; Alexander et al., 2008; Tang et al., 2013; и др.] установлены параметры распределения нормированных по глинистым сланцам РЗЭ и иттрия в современной морской воде и хемогенных осадках. К их числу относятся: 1) положительная аномалия La; 2) отрицательная Ce

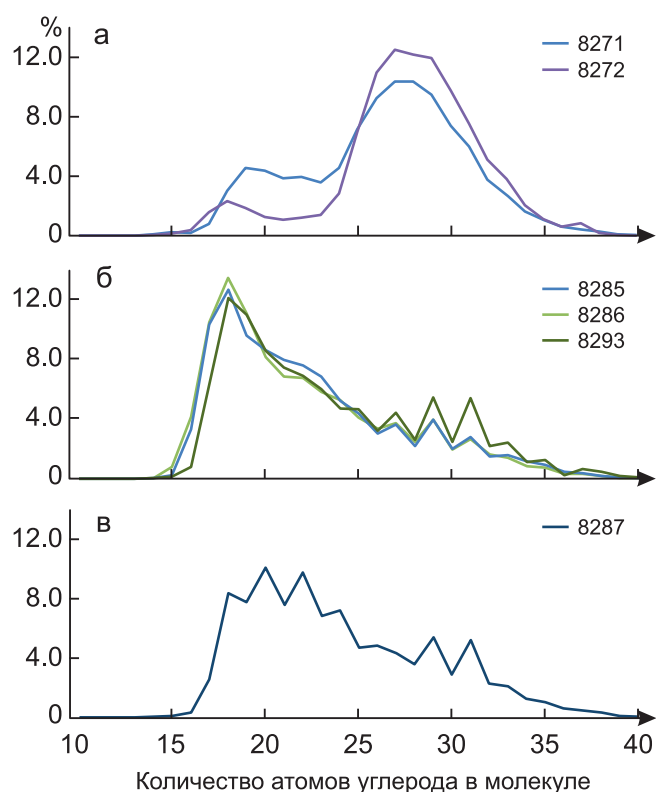


Рис. 14. Типы распределений нормальных алканов в образцах, как правило насыщенных фракций первой (а) и второй (б, в) групп битумоидов пород верхнеукской подсвиты.

Номера кривых соответствуют номерам файлов ГЖХ, ХМС (см. табл. 4).

Fig. 14. Types of normal alkane distribution in the samples, as a general rule, of enriched fractions of the first (a) and second (б, в) groups of bitumoids from the Upper Uk Subformation.

Curve numbers correspond to the file numbers of gas-liquid chromatography and mass-spectrometry (see Tabl. 4).

аномалия⁴; 3) положительная Gd аномалия; 4) высокие (44–74) величины отношения Y/No; 5) деплетирование ЛРЗЭ и СРЗЭ относительно ТРЗЭ ($Sm_{Sh}/Yb_{Sh} < 1$, $Nd_{Sh}/Yb_{Sh} < 1$).

Отношение Y/No в валовых пробах меняется от 38 до 50, в уксуснокислотных вытяжках оно варьирует от 41 до 67. Пластовые и пластово-столбчатые строматолиты (валовые пробы) характеризуются небольшими положительными аномалиями Gd и Y и также небольшими отрицательными аномалиями Ce (в ряде случаев реальные) и Eu. Последнее указывает на отсутствие влияния на состав РЗЭ в строматолитах гидротермальных флюидов. В ва-

ловых пробах и уксуснокислотных вытяжках не наблюдается заметного обогащения ТРЗЭ, характерного для средней океанической воды. В целом распределение РЗЭ и Y в относительно “чистых” валовых пробах известняков верхнеукской подсвиты сопоставимо с тем, что наблюдается и в уксуснокислотных вытяжках из них. Это позволяет предполагать, что накопление строматолитсодержащих известняков верхней подсвиты укской свиты происходило в морском бассейне, имевшем, по всей видимости, достаточно хорошую связь с Мировым океаном. На это же указывает и средняя величина отношения Y/No в уксуснокислотных вытяжках (≈ 54), тогда как в валовых пробах она заметно ниже (≈ 40). В то же время нельзя исключать вероятность некоторой трансформации первичного спектра РЗЭ, связанную с присутствием в породах вторичных карбонатных фаз (в том числе доломита), также содержащих РЗЭ и растворяющихся в кислоте. Настораживает еще одно обстоятельство – средняя величина $(La/La^*)_{Sh}$ ⁵ в валовых пробах карбонатных пород составляет 1.09 (min – 0.95, max – 1.24), тогда как в современной морской воде это отношение ≈ 2.6 . Прояснить этот вопрос помогут дальнейшие исследования.

Так как коллекция образцов была собрана из отложений, переживших одинаковую геологическую историю (близкие параметры температур и давлений), то представленные выше особенности состава автохтонных битумоидов, распределений n-алканов, соотношений алканов n- и изостроения могут быть связаны только с биохимией организмов первоисточников ОБ. Это позволяет сделать вывод о том, что в морском бассейне при накоплении осадков второй половины укского времени обитали два биологических сообщества, в состав которых входили как эукариоты, так и прокариоты. На существенный вклад первых в формирование исходной биомассы указывает идентификация на хроматограммах значимых количеств стеранов [Peters, Moldowan, 1993]. Присутствие гопанов свидетельствует о заметной роли в названном процессе и прокариот.

Если нанести значения отношений фитан/n-C₁₈ и пристан/n-C₁₇ на диаграмму Кеннона–Кессоу, то фигуративные точки исследованных нами образцов попадают в область мелководно-морских и лагунных фаций. Аномально низкие значения гаммацерана (меньше 0.1%) в терпанах позволяют предполагать, что бассейн осадконакопления характеризовался пониженной соленостью вод [Peters, Moldowan, 1993]. В работе [Clark, Philp, 1989] показано, что аномально высокие содержания норго-

⁴ Большинство архейских преципитатов не имеют видимых Ce аномалий, это позволяет предполагать, что величина f_{O_2} была в то время в приповерхностных обстановках существенно ниже, чем сейчас.

⁵ Величина $(La/La^*)_{Sh}$ рассчитана здесь по формуле $(La_{Sh})/(3Pr_{Sh} - 2Nd_{Sh})$ [Bolhar et al., 2004; Tang et al., 2013].

пана C_{29} могут быть связаны с карбонатными/эвапоритовыми обстановками седиментации. Там же было предложено использовать отношение гопанов C_{29}/C_{30} в качестве литологического и палеогеографического индикатора. Наши материалы показывают, что значения гопанового коэффициента C_{29}/C_{30} в известняках верхнеукской подсвиты различны (есть значения C_{29}/C_{30} как больше, так и меньше 1; решение этой задачи – дело будущего). Значения отношений пристан/фитан и гомогопанов C_{35}/C_{34} менее 1 [Sinninghe Damsté et al., 1995], оценки соотношений фитан/ $n-C_{18}$ и пристан/ $n-C_{17}$ свидетельствуют о том, что исходное ОВ накапливалось в период седиментации без сероводородного заражения наддонных вод, тогда как в осадках оно трансформировалось в восстановительных условиях.

Молекулярные параметры, характеризующие катагенез ОВ, а именно повышенные значения Ts/Tm (≈ 1), моретанов C_{32s}/C_{32R} (>1), изомеров стеранов, пониженные оценки фитан/ $n-C_{18}$ и пристан/ $n-C_{17}$ свидетельствуют о высокой зрелости ОВ [Петров, 1984; Peters, Moldowan, 1993]. Катагенез ОВ по шкале А.Э. Конторовича [1976] можно оценивать на уровне начального мезокатагенеза (МК₁). При этом повышенная нечетность УВ второй группы ($CPI \geq 1.3$) аквагенного морского ОВ требует дальнейшего изучения. К сожалению, низкие концентрации насыщенных фракций не позволили выполнить детальный анализ спектров стерановых УВ. Обсуждение и исследование геохимии битумоидов и их биомаркеров в породах верхнеукской подсвиты будут продолжены.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант 18-05-00062).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Беккер Ю.Р. (1958) О стратиграфическом положении укских отложений на Южном Урале. *Докл. АН СССР*, **122**(5), 879-882.
- Беккер Ю.Р. (1961) Возраст и последовательность напластования отложений верхней части каратауской серии Южного Урала. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, (9), 49-60.
- Вассоевич Н.Б. (1973) Основные закономерности, характеризующие органическое вещество современных и ископаемых осадков. *Природа органического вещества современных и ископаемых осадков*. М.: Наука, 11-59.
- Гражданкин Д.В., Маслов А.В. (2015) Место венда в международной стратиграфической шкале. *Геология и геофизика*, **56**(4), 703-717.
- Горожанин В.М. (1995) Rb-Sr метод в решении проблем геологии Южного Урала. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 23 с.
- Домрачев С.М. (1952) Девон хр. Каратау и прилегающих районов Южного Урала. *Девон Западного Приуралья*. Л.; М.: Гостоптехиздат, Ленингр. отд-ние, 5-121.
- Зайцева Т.С., Горохов И.М., Ивановская Т.А., Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Мельников Н.Н., Араке-
лянц М.М., Яковлева О.В. (2008) Мессбауэровские характеристики, минералогия и изотопный возраст (Rb-Sr, K-Ar) верхнерифейских глауконитов укской свиты Южного Урала. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **16**(3), 3-25.
- Зайцева Т.С., Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Константинова Г.В., Турченко Т.Л., Мельников Н.Н. (2012) Rb-Sr изотопная систематика глинистых минералов из осадочных пород венда Южного Урала. *Ленинградская школа литологии*. Т. II. СПб: СПбГУ, 57-59.
- Козлов В.И. (1973) К вопросу о строении укских и ашинских отложений верхнего протерозоя Южного Урала. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, (7), 112-123.
- Козлов В.И. (1982) Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука, 128 с.
- Конторович А.Э. (1976) Геохимические методы количественного прогноза нефтегазоносности. М.: Недра, 250 с.
- Крылов И.Н. (1963) Столбчатые ветвящиеся строматолиты рифейских отложений Южного Урала и их значение для стратиграфии верхнего докембрия. М.: Наука, 243 с.
- Крылов И.Н. (1967) Рифейские и нижнекембрийские строматолиты Тянь-Шаня и Каратау. М.: Наука, 78 с.
- Крылов И.Н. (1975) Строматолиты рифея и фанерозоя СССР. М.: Наука, 243 с.
- Кузнецов А.Б. (2013) Эволюция изотопного состава стронция в протерозойском океане. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. СПб: ИГГД РАН, 43 с.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М., Мельников Н.Н., Константинова Г.В., Кутявин Э.П. (2003) Изотопный состав Sr в карбонатных породах каратавской серии Южного Урала и стандартная кривая вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в поздне-рифейском океане. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **11**(5), 3-39.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Маслов А.В., Горохов И.М., Прасолов Э.М., Крупенин М.Т., Кислова И.В. (2006) Sr- и C-изотопная хемотратиграфия типового разреза верхнего рифея (Южный Урал): новые данные. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **14**(6), 25-53.
- Кузнецов В.Г. (2005) Molar tooth structure – своеобразная текстура рифейских карбонатных пород. *Литосфера*, (4), 136-150.
- Маслов А.В. (2004) Molar-tooth текстуры: эволюция взглядов на генезис. *Карбонатные осадочные последовательности Урала и сопредельных территорий: седименто- и литогенез, минерогенез*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 98-101.
- Маслов А.В., Меерт Дж., Левашова Н.М., Ронкин Ю.Л., Гражданкин Д.В., Кузнецов Н.Б., Крупенин М.Т., Федорова Н.М., Ипатьева И.С. (2013) Новые данные о возрасте ледниковых отложений венда Среднего Урала. *Докл. АН*, **449**(3), 322-327.
- Овчинникова Г.В., Васильева И.М., Семихатов М.А. (2000) Возможности Pb-Pb датирования карбонатных пород с открытыми U-Pb системами: миньярская свита стратотипа верхнего рифея, Южный Урал. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **8**(6), 3-19.
- Овчинникова Г.В., Васильева И.М., Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Гороховский Б.М., Левский Л.К. (1998) U-Pb систематика протерозойских карбонатных пород: инзерская свита уральского стратотипа рифея (Южный Урал). *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **6**(4), 20-31.

- Парфенова Т.М., Коровников И.В., Эдер В.Г., Меленевский В.Н. (2017) Органическая геохимия синской свиты нижнего кембрия (северный склон Алданской антеклизы). *Геология и геофизика*, (5), 723-738.
- Петров А.А. (1984) Углеводороды нефти. М.: Наука, 264 с.
- Петров П.Ю. (2016) Molar tooth structures и происхождение пеллоидов протерозойских карбонатных платформ (средний рифей Туруханского поднятия Сибири). *Литология и полез. ископаемые*, (4), 336-358.
- Путеводитель геологической экскурсии по разрезам палеозоя и верхнего докембрия западного склона Южного Урала и Приуралья (1995) Уфа: ИГ УНЦ РАН, 176 с.
- Раабен М.Е., Забродин В.Е. (1972) Водорослевая проблематика верхнего рифея (строматолиты, онколиты). М.: Наука, 130 с.
- Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Чумаков Н.М. (2015) Изотопный возраст границ общих стратиграфических подразделений верхнего протерозоя (рифей и венда) России: эволюция взглядов и современная оценка. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **23**(6), 16-27.
- Стратотип рифея. Палеонтология. Палеомагнетизм (1982) (Отв. ред. Б.М. Келлер, Н.М. Чумаков). М.: Наука, 176 с.
- Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология (1983) (Отв. ред. Б.М. Келлер, Н.М. Чумаков). М.: Наука, 184 с.
- Alexander B.W., Bau M., Andersson P., Dulski P. (2008) Continentally-derived solutes in shallow Archean seawater: rare earth element and Nd isotope evidence in iron formation from the 2.9 Ga Pongola Supergroup, South Africa. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **72**, 378-394.
- Anderson K. D., Beauchamp B. (2014) Paleobiology and paleoecology of Palaeoaplysina and Eopalaeoaplysina new genus in Arctic Canada. *J. Paleontol.*, **88**(5), 1056-1071.
- Bartley J.K., Kah L.C. (2004) Marine carbon reservoir, $C_{org}-C_{carb}$ coupling, and the Proterozoic carbon isotope record. *Geology*, **32**, 129-132.
- Bau M., Dulski P. (1996) Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman iron-formations, Transvaal Supergroup, South Africa. *Prec. Res.*, **79**(1-2), 37-55.
- Bau M., Moller P. (1993) Rare earth element systematics of the chemically precipitated component in Early Precambrian iron formations and the evolution of the terrestrial atmosphere-hydrosphere-lithosphere system. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **57**, 2239-2249.
- Bishop J.W., Sumner D.Y. (2006) Molar tooth structures of the Neoarchean Monteville Formation, Transvaal Supergroup, South Africa. I: Constraints on microcrystalline $CaCO_3$ precipitation. *Sedimentology*, **53**, 1049-1068.
- Bolhar R., Kamber B.S., Moorbath S., Fedo C.M., Whitehouse M.J. (2004) Characterisation of Early Archaean chemical sediments by trace element signatures. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **222**(1), 43-60.
- Bolhar R., Van Kranendonk M.J. (2007) A non-marine depositional setting for the northern Fortescue Group, Pilbara Craton, inferred from trace element geochemistry of stromatolitic carbonates. *Prec. Res.*, **155**, 229-250.
- Botting J.P., Muir L.A. (2017) Early sponge evolution: A review and phylogenetic framework. *Palaeoworld*, **27**(1), 1-29.
- Brocks J.J., Jarret A.J.M., Sirantoine E., Kenig F., Moczydlowska M., Porter S., Hope J. (2016) Early sponges and toxic protists: possible sources of cryostane, an age diagnostic biomarker antedating Sturtian Snowball Earth. *Geobiology*, **14**, 129-149.
- Burgsdorf I., Slaby B.M., Handley K.M., Haber M., Blom J., Marshal C.W., Gilbert J.A., Hentschel U., Steindler L. (2015) Lifestyle evolution in cyanobacterial symbionts of sponges. *MBio*, **6**(3):e00391-15. doi:10.1128/mBio.00391-15.
- Chen Y.J., Zhao Y.C. (1997) Geochemical characteristics and evolution of REE in the Early Precambrian sediments: evidences from the southern margin of the North China Craton. *Episodes*, **20**, 109-116.
- Clark J.P., Philp R.P. (1989) Geochemical characterization of evaporite and carbonate depositional environments and correlation of associated crude oils in the Black Creek Basin, Alberta. *Can. Petrol. Geol. Bull.*, **37**, 401-416.
- Davies G.R., Nassichuk W.W. (1973) The Hydrozoan? Palaeoaplysina from the Upper Paleozoic of Ellesmere Island, Arctic Canada. *J. Paleontol.*, **47**(2), 251-265.
- De Baar H.J.W., Bacon M.P., Brewer P.G. (1985) Rare earth elements in the Pacific and Atlantic Oceans. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**, 1943-1959.
- Dragastan O., Kube B., Richter D.K. (1999) New Late Triassic calcareous algae from Hydra, Greece. *Acta Palaeontol. Rom.*, **2**, 139-156.
- Elderfield H. (1988) The oceanic chemistry of the rare-earth elements. *Phil. Trans. Royal Soc. London*, **A325**, 105-126.
- Frei R., Dahl P.S., Duke E.F., Frei K.M., Hansen T.R., Frandsson M.M., Jensen L.A. (2008) Trace element and isotopic characterization of Neoarchean and Paleoproterozoic iron formations in the Black Hills (South Dakota, USA): assessment of chemical change during 2.9–1.9 Ga deposition bracketing the 2.4–2.2 Ga first rise of atmospheric oxygen. *Prec. Res.*, **162**, 441-474.
- Frimmel H.E. (2009) Trace element distribution in Neoproterozoic carbonates as palaeoenvironmental indicator. *Chem. Geol.*, **258**, 338-353.
- Ge L., Jiang S.-Y., Swennen R., Yang T., Yang J.-H., Wu N.-Y., Liu J., Chen D.-H. (2010) Chemical environment of cold seep carbonate formation on the northern continental slope of South China Sea: evidence from trace and rare earth element geochemistry. *Mar. Geol.*, **277**, 21-30.
- Gold D.A., Grabenstatter J., Mendoza A., Riesgo A., Ruiz-Trillo I., Summons R.E. (2016) Sterol and genomic analyses validate the sponge biomarker hypothesis. *PNAS*, **113**(10), 2684-2689.
- Grotzinger J.P., James N.P. (2000) Precambrian carbonates: evolution of understanding. Carbonate Sedimentation and Diagenesis in the Evolving Precambrian World. *SEPM Spec. Publ.*, **67**. Tulsa: SEPM, 3-20.
- Hill D. (1981) Rugosa and Tabulata. Treatise on Invertebrate Paleontology, Pt F. Teichert C. (Ed.). 762 p.
- James N.P., Narbonne G.M., Sherman A.G. (1998) Molar-tooth carbonates: Shallow subtidal facies of the Mid- to Late Proterozoic. *J. Sed. Res.*, **68**, 716-722.
- Kamber B.S., Webb G.E. (2001) The geochemistry of Late Archaean microbial carbonate: implications for ocean chemistry and continental erosion history. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **65**, 2509-2525.
- Kuang H.-W., Hu X.-F. (2014) Review of molar tooth structure research. *J. Palaeogeography*, **3**, 359-383.
- Kuznetsov A.B., Bekker A., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Vasilyeva I.M. (2017) Unradiogenic strontium and moderate-amplitude carbon isotope variations in early

- Tonian seawater after the assembly of Rodinia and before the Bitter Springs Excursion. *Prec. Res.* **298**, 157-173.
- Lee J.H., Byrne R.H. (1992) Complexation of trivalent rare earth elements (Ce, Eu, Gd, Tb, Yb) by carbonate ions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **57**, 295-302.
- Levashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G., Kuznetsov N.B., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Fedorova N.M. (2013) Paleogeography of Baltica in the Ediacaran: Paleomagnetic and geochronological data from the clastic Zigan Formation, South Urals. *Prec. Res.*, **236**, 16-30.
- Love G.D., Grosjean E., Stalvies C., Fike D.A., Grotzinger J.P., Bradley A.S., Kelly A.E., Bhatia M., Meredith W., Snape C.E., Bowring S.A., Condon D.J., Summons R.E. (2009) Fossil steroids record the appearance of Demospongiae during the Cryogenian period. *Nature*, **457**(7230), 718-721.
- Luo C., Reitner J. (2014) First report of fossil "keratose" demosponges in Phanerozoic carbonates: preservation and 3-D reconstruction. *Naturwissenschaften*, **101**, 467-477.
- Luo C., Reitner J. (2015) "Stromatolites" built by sponges and microbes – a new type of Phanerozoic bioconstruction. *Lethaia*, **49**(4), 555-570.
- McCaffrey M.A., Moldowan J.M., Lipton P.A., Summons R.E., Peters K.E., Jeganathan A., Watt D.S. (1994) Paleoenvironmental implications of novel C30 steranes in Precambrian to Cenozoic age petroleum and bitumen. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **58**, 529-532.
- Moller P., Bau M. (1993) Rare-earth patterns with positive cerium anomaly in alkaline waters from Lake Van, Turkey. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **117**(3-4), 671-676.
- Nosenko T., Schreiber F., Adamska M., Adamski M., Eitel M., Hammel J., Maldonado M., Muller W.E.G., Nickel M., Schierwater B., Vacelet J., Wiens M., Worheide G. (2013) Deep metazoan phylogeny: When different genes tell different stories. *Molecular Phylogenetics and Evolution*, **67**, 223-233.
- Nothdurft L.D., Webb G.E., Kamber B.S. (2004) Rare earth element geochemistry of Late Devonian reefal carbonates, Canning Basin, Western Australia: confirmation of a seawater REE proxy in ancient limestones. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **68**, 263-283.
- Nozaki Y., Zhang J., Amakawa H. (1997) The fractionation between Y and Ho in the marine environment. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **148**(1-2), 329-340.
- Parekh P.P., Moller P., Dulski P., Bausch W.M. (1977) Distribution of trace elements between carbonate and non-carbonate phases of limestone. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **34**, 39-50.
- Pawlowska M.M., Butterfield N.J., Brocks J.J. (2012) Lipid taphonomy in the Proterozoic and the effect of microbial mats on biomarker preservation. *Geology*, **41**(2), 103-106.
- Peters K.E., Moldowan J.M. (1993) The biomarker Guide: Interpreting molecular fossils in petroleum and ancient sediments. New Jersey: Prentis Hall, Englewood Cliffs, 363 c.
- Pollock M.D., Kah L.C., Bartley J.K. (2006) Morphology of molar-tooth structures in Precambrian carbonates: Influence of substrate rheology and implications for genesis. *J. Sed. Res.*, **76**, 310-323.
- Riding R. (2004) Solenopora is a chaetetid sponge, not an alga. *Palaeontology*, **47**(1), 117-122.
- Shaw H.F., Wasserburg G.J. (1985) Sm-Nd in marine carbonates and phosphates: Implications for Nd isotopes in seawater and crustal ages. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**, 503-518.
- Shields G.A. (2002) "Molar-tooth microspar": a chemical explanation for its disappearance ~750 Ma. *Terra Nova*, **14**(2), 108-113.
- Shields G.A., Webb G.E. (2004) Has the REE composition of seawater changed over geological time? *Chem. Geol.*, **204**, 103-107.
- Shields-Zhou G.A., Hill A.C., Macgabhann B.A. (2012) The Cryogenian Period. *A Concise Geologic Time Scale* (J.G. Ogg, G.M. Ogg, F.M. Gradstein Eds). Amsterdam: Elsevier, 393-411.
- Sholkovitz E.R., Landing W.M., Lewis B.L. (1994) Ocean particle chemistry – the fractionation of rare-earth elements between suspended particles and seawater. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **58**(6), 1567-1579.
- Sinninghe Damsté J.S., van Duin A.C.T., Hollander D., Kohnen M.E.L., de Leeuw J.W. (1995) Early diagenesis of bacteriophanepolyol derives: Formation of fossil homohopanoids. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**, 5141-5147.
- Smith A.G. (2016) A review of molar-tooth structures with some speculations on their origin. *Belt Basin: Window to Mesoproterozoic Earth* (MacLean J.S., Sears J.W. (Eds). Geol. Soc. Am. Spec. Paper 522, 71-99.
- Tang H.-S., Chen Y.-J., Santosh M., Zhong H., Yang T. (2013) REE geochemistry of carbonates from the Guanmenshan Formation, Liaohe Group, NE Sino-Korean Craton: Implications for seawater compositional change during the Great Oxidation Event. *Prec. Res.*, **227**, 316-336.
- Taylor M.W., Radax R., Steger D., Wagner M. (2007) Sponge-associated microorganisms: evolution, ecology, and biotechnological potential. *Microbiol. Mol. Biol. Rev.*, **71**, 295-347.
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Oxford: Blackwell, 312 p.
- Terakado Y., Masuda A. (1988) The coprecipitation of rare-earth elements with calcite and aragonite. *Chem. Geol.*, **69**, 103-110.
- Van Kranendonk M.J., Webb G.E., Kamber B.S. (2003) New geological and trace element evidence from 3.45 Ga stromatolitic carbonates in the Pilbara Craton: support of a marine, biogenic origin and for a reducing Archean ocean. *Geobiology*, **1**, 91-108.
- Webb G.E., Kamber B.S. (2000) Rare earth elements in Holocene reefal microbialites: a new shallow seawater proxy. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **64**, 1557-1565.
- Wilkinson C.R. (1979) Nutrient translocation from symbiotic cyanobacteria to coral reef sponges. *Biologie des Spongiaraires*, **291**. Lévi C., Boury-Esnault N. (Eds). Colloques du Centre National Recherche Scientifique, Paris, 373-380.
- Wright J., Schrader H., Holser W.T. (1987) Paleoredox variations in ancient oceans recorded by rare earth elements in fossil Apatite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **51**, 631-644.
- Zhong S., Mucci A. (1995) Partitioning of rare earth elements (REEs) between calcite and seawater solutions at 25°C and 1 atm, and high dissolved REE concentrations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**, 443-453.

REFERENCES

- Alexander B.W., Bau M., Andersson P., Dulski P. (2008) Continentally-derived solutes in shallow Archean seawater: rare earth element and Nd isotope evidence in iron formation from the 2.9 Ga Pongola Supergroup,

- South Africa. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **72**, 378-394.
- Anderson K.D., Beauchamp B. (2014) Paleobiology and paleoecology of Palaeoaplysina and Eopalaeoaplysina new genus in Arctic Canada. *J. Paleontol.*, **88**(5), 1056-1071.
- Bartley J.K., Kah L.C. (2004) Marine carbon reservoir, $C_{org}-C_{carb}$ coupling, and the Proterozoic carbon isotope record. *Geology*, **32**, 129-132.
- Bau M., Dulski P. (1996) Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman iron-formations, Transvaal Supergroup, South Africa. *Prec. Res.*, **79**(1-2), 37-55.
- Bau M., Moller P. (1993) Rare earth element systematics of the chemically precipitated component in Early Precambrian iron formations and the evolution of the terrestrial atmosphere-hydrosphere-lithosphere system. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **57**, 2239-2249.
- Becker Yu.R. (1961) Age and sequence of deposits in the upper part of the Karatau Group of the Southern Urals. *Izv. Akad. Nauk SSSR. Ser. Geol.*, (9), 49-60. (In Russian)
- Becker Yu.R. (1958) On the stratigraphic position of Uk deposits in the Southern Urals. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **122**(5), 879-882. (In Russian).
- Bishop J.W., Sumner D.Y. (2006) Molar tooth structures of the Neoarchean Monteville Formation, Transvaal Supergroup, South Africa. I: Constraints on microcrystalline $CaCO_3$ precipitation. *Sedimentology*, **53**, 1049-1068.
- Bolhar R., Kamber B.S., Moorbath S., Fedo C.M., Whitehouse M.J. (2004) Characterisation of Early Archaean chemical sediments by trace element signatures. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **222**(1), 43-60.
- Bolhar R., Van Kranendonk M.J. (2007) A non-marine depositional setting for the northern Fortescue Group, Pilbara Craton, inferred from trace element geochemistry of stromatolitic carbonates. *Prec. Res.*, **155**, 229-250.
- Botting J.P., Muir L.A. (2017) Early sponge evolution: A review and phylogenetic framework. *Palaeoworld*, **27**(1), 1-29.
- Brocks J.J., Jarret A.J.M., Sirantoine E., Kenig F., Moczydlowska M., Porter S., Hope J. (2016) Early sponges and toxic protists: possible sources of cryostane, an age diagnostic biomarker antedating Sturtian Snowball Earth. *Geobiology*, **14**, 129-149.
- Burgsdorf I., Slaby B.M., Handley K.M., Haber M., Blom J., Marshal C.W., Gilbert J.A., Hentschel U., Steindler L. (2015) Lifestyle evolution in cyanobacterial symbionts of sponges. *MBio*, **6**(3):e00391-15. doi:10.1128/mBio.00391-15.
- Chen Y.J., Zhao Y.C. (1997) Geochemical characteristics and evolution of REE in the Early Precambrian sediments: evidences from the southern margin of the North China Craton. *Episodes*, **20**, 109-116.
- Clark J.P., Philp R.P. (1989) Geochemical characterization of evaporite and carbonate depositional environments and correlation of associated crude oils in the Black Creek Basin, Alberta. *Can. Petrol. Geol. Bull.*, **37**, 401-416.
- Davies G.R., Nassichuk W.W. (1973) The Hydrozoan? Palaeoaplysina from the Upper Paleozoic of Ellesmere Island, Arctic Canada. *J. Paleontol.*, **47** (2), 251-265.
- De Baar H.J.W., Bacon M.P., Brewer P.G. (1985) Rare earth elements in the Pacific and Atlantic Oceans. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**, 1943-1959.
- Domrachev S.M. (1952) Devonian of the Karatau Range and adjacent areas of the Southern Urals. *Devonian of the West Ural*. Leningrad; Moscow, Gostoptekhizdat Publ., Leningr. division, 5-121. (In Russian)
- Dragastan O., Kube B., Richter D.K. (1999) New Late Triassic calcareous algae from Hydra, Greece. *Acta Palaeontol. Rom.*, **2**, 139-156.
- Elderfield H. (1988) The oceanic chemistry of the rare-earth elements. *Phil. Trans. Royal Soc. London*, **A325**, 105-126.
- Frei R., Dahl P.S., Duke E.F., Frei K.M., Hansen T.R., Frandsson M.M., Jensen L.A. (2008) Trace element and isotopic characterization of Neoarchean and Paleoproterozoic iron formations in the Black Hills (South Dakota, USA): assessment of chemical change during 2.9–1.9 Ga deposition bracketing the 2.4–2.2 Ga first rise of atmospheric oxygen. *Prec. Res.*, **162**, 441-474.
- Frimmel H.E. (2009) Trace element distribution in Neoproterozoic carbonates as palaeoenvironmental indicator. *Chem. Geol.*, **258**, 338-353.
- Ge L., Jiang S.-Y., Swennen R., Yang T., Yang J.-H., Wu N.-Y., Liu J., Chen D.-H. (2010) Chemical environment of cold seep carbonate formation on the northern continental slope of South China Sea: evidence from trace and rare earth element geochemistry. *Mar. Geol.*, **277**, 21-30.
- Gold D.A., Grabenstatter J., Mendoza A., Riesgo A., Ruiz-Trillo I., Summons R.E. (2016) Sterol and genomic analyses validate the sponge biomarker hypothesis. *PNAS*, **113**(10), 2684-2689.
- Gorozhanin V.M. (1995) *Rb-Sr metod v reshenii problem geologii Yuzhnogo Urala*. Diss. kand. geol.-min. nauk [Rb-Sr method in solving problems of the geology of the Southern Urals. Cand. geol. and min. sci. diss.] Ekaterinburg, IGG Ural Branch of RAS, 23 p. (In Russian)
- Grazhdankin D.V., Maslov A.V. (2015) The room for the Vendian in the International Chronostratigraphic Scale. *Russ. Geol. Geophys.*, **56**, 549-559.
- Grotzinger J.P., James N.P. (2000) Precambrian carbonates: evolution of understanding. Carbonate Sedimentation and Diagenesis in the Evolving Precambrian World. *SEPM Spec. Publ.*, **67**. Tulsa SEPM, 3-20.
- Hill D. (1981) Rugosa and Tabulata. Treatise on Invertebrate Paleontology, Pt F. Teichert C. (Ed.), 762 p.
- James N.P., Narbonne G.M., Sherman A.G. (1998) Molar-tooth carbonates: Shallow subtidal facies of the Mid- to Late Proterozoic. *J. Sed. Res.*, **68**, 716-722.
- Kamber B.S., Webb G.E. (2001) The geochemistry of Late Archaean microbial carbonate: implications for ocean chemistry and continental erosion history. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **65**, 2509-2525.
- Kozlov V.I. (1982) *Verkhniy rifei i vend Yuzhnogo Urala* [Upper Riphean and Vendian of the Southern Urals]. Moscow, Nauka Publ., 128 p. (In Russian)
- Kozlov V.I. (1973) On the question of the structure of the Uk and Asha deposits of the Upper Proterozoic of the Southern Urals. *Izv. Akad. Nauk SSSR. Ser. Geol.*, (7), 112-123. (In Russian)
- Kontorovich A.E. (1976) *Geokhimicheskie metody colichestvennogo prognoza neftegazonosnosti* [Geochemical methods for quantitative prediction of petroleum potential]. Moscow, Nedra Publ., 250 p. (In Russian)
- Krylov I.N. (1963) *Stolbchatye i vetvyashchiesya stromatolity rifeiskikh otlozhenii Yuzhnogo Urala i ikh znachenie dlya stratigrafii verkhnego dokembriya* [Columnar branching stromatolites of the Riphean deposits of the Southern Urals and their significance for Upper Precambrian stratigraphy]. Moscow, Nauka Publ., 243 p. (In Russian)
- Krylov I.N. (1967) *Rifeiskie i nizhnokembriiskie stromatolity Tyan'-Shanya i Karatau* [Riphean and Lower Cambrian

- an stromatolites from Tian Shan and Karatau]. Moscow, Nauka Publ., 78 p.
- Krylov I.N. (1975) *Stromatolity rifeya i fanerozoia SSSR* [Riphean and Phanerozoic stromatolites from the USSR]. Moscow, Nauka Publ., 243 p. (In Russian)
- Kuang H.-W., Hu X.-F. (2014) Review of molar tooth structure research. *J. Palaeogeography*, **3**, 359-383.
- Kuznetsov A.B. (2013) *Evolutsiya izotopnogo sostava strontsiya v proterozoiskom okeane*. Diss. dokt. geol.-min. nauk [Evolution of strontium isotopic composition in the Proterozoic ocean. Dr. geol. and min. sci. diss.]. St. Petersburg, IGGD RAN, 43 p. (In Russian)
- Kuznetsov A.B., Bekker A., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Vasilyeva I.M. (2017) Unradiogenic strontium and moderate-amplitude carbon isotope variations in early Tonian seawater after the assembly of Rodinia and before the Bitter Springs Excursion. *Prec. Res.* **298**, 157-173.
- Kuznetsov A.B., Gorokhov I.M., Mel'nikov N.N., Konstantinova G.V., Kut'yavin E.P., Semikhatov M.A. (2003) Sr isotope composition in carbonates of the Karatau Group, the southern Urals, and standard curve of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variations in the Late Riphean Ocean. *Stratigr. Geol. Correl.*, **11**(5), 415-449.
- Kuznetsov A.B., Gorokhov I.M., Semikhatov M.A., Kislova I.V., Maslov A.V., Krupenin M.T., Prasolov E.M. (2006) New data on Sr- and C-isotopic chemostratigraphy of the Upper Riphean type section (southern Urals). *Stratigr. Geol. Correl.*, **14**(6), 602-628.
- Kuznetsov V.G. (2005) Molar tooth structure – is a specific structure of the Riphean sediments. *Lithosfera*, (4), 136-150. (In Russian)
- Lee J.H., Byrne R.H. (1992) Complexation of trivalent rare earth elements (Ce, Eu, Gd, Tb, Yb) by carbonate ions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **57**, 295-302.
- Levashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G., Kuznetsov N.B., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Fedorova N.M. (2013) Paleogeography of Baltica in the Ediacaran: Paleomagnetic and geochronological data from the elastic Zigan Formation, South Urals. *Prec. Res.*, **236**, 16-30.
- Love G.D., Grosjean E., Stalvies C., Fike D.A., Grotzinger J.P., Bradley A.S., Kelly A.E., Bhatia M., Meredith W., Snape C.E., Bowring S.A., Condon D.J., Summons R.E. (2009) Fossil steroids record the appearance of Demospongiae during the Cryogenian period. *Nature*, **457**(7230), 718-721.
- Luo C., Reitner J. (2014) First report of fossil “keratose” demosponges in Phanerozoic carbonates: preservation and 3-D reconstruction. *Naturwissenschaften*, **101**, 467-477.
- Luo C., Reitner J. (2015) “Stromatolites” built by sponges and microbes – a new type of Phanerozoic bioconstruction. *Lethaia*, **49**(4), 555-570.
- Maslov A.V. (2004) Molar-tooth structures: evolution of views on the genesis. *Karbonatnye i osadochnye posledovatel'nosti Urala i sopredel'nykh territorii: sedimento- i litogenez, minerageniya* [Carbonate sedimentary sequences of the Urals and adjacent territories: sedimento- and lithogenesis, minerageny]. Ekaterinburg, IGG, Ural Branch of RAS, 98-101. (In Russian)
- Maslov A.V., Meert J., Levashova N.M., Ronkin Yu.L., Grazhdankin D.V., Kuznetsov N.B., Krupenin M.T., Fedorova N.M., Ipat'eva I.S. (2013) New Constraints for the Age of Vendian Glacial Deposits (Central Urals). *Doklady Earth Sciences*, **449**, 303-308.
- McCaffrey M.A., Moldowan J.M., Lipton P.A., Summons R.E., Peters K.E., Jeganathan A., Watt D.S. (1994) Paleoenvironmental implications of novel C30 steranes in Precambrian to Cenozoic age petroleum and bitumen. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **58**, 529-532.
- Moller P., Bau M. (1993) Rare-earth patterns with positive cerium anomaly in alkaline waters from Lake Van, Turkey. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **117**(3-4), 671-676.
- Nosenko T., Schreiber F., Adamska M., Adamski M., Eitel M., Hammel J., Maldonado M., Muller W.E.G., Nickel M., Schierwater B., Vacelet J., Wiens M., Worheide G. (2013) Deep metazoan phylogeny: When different genes tell different stories. *Mol. Phylog. Evol.*, **67**, 223-233.
- Nothdurft L.D., Webb G.E., Kamber B.S. (2004) Rare earth element geochemistry of Late Devonian reefal carbonates, Canning Basin, Western Australia: confirmation of a seawater REE proxy in ancient limestones. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **68**, 263-283.
- Nozaki Y., Zhang J., Amakawa H. (1997) The fractionation between Y and Ho in the marine environment. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **148**(1-2), 329-340.
- Ovchinnikova G.V., Vasilyeva I.M., Semikhatov M.A., Kuznetsov A.B., Gorokhov I.M., Gorokhovskii B.M., Levskii L.K. (1998) U-Pb systematics of Proterozoic carbonate rocks: the Inzer Formation of the Upper Riphean stratotype (Southern Urals). *Stratigr. Geol. Correl.*, **6**, 336-347.
- Ovchinnikova G.V., Vasilyeva I.M., Semikhatov M.A., Gorokhov I.M., Kuznetsov A.B., Gorokhovskii B.M., Levskii L.R. (2000) The Pb-Pb trail dating of carbonates with open U-Pb systems: the Myn'yar Formation of the Upper Riphean stratotype, Southern Urals. *Stratigr. Geol. Correl.*, **8**, 529-543.
- Parekh P.P., Moller P., Dulski P., Bausch W.M. (1977) Distribution of trace elements between carbonate and non-carbonate phases of limestone. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **34**, 39-50.
- Parfenova T.M., Korovnikov I.V., Eder V.G., Melenevskii V.N. (2017) Organic geochemistry of the Lower Cambrian Sinyaya Formation (northern slope of the Aldan anticline). *Russ. Geol. Geophys.*, **58**(5), 586-599.
- Pawlowska M.M., Butterfield N.J., Brocks J.J. (2012) Lipid taphonomy in the Proterozoic and the effect of microbial mats on biomarker preservation. *Geology*, **41**(2), 103-106.
- Peters K.E., Moldowan J.M. (1993) *The biomarker Guide: Interpreting molecular fossils in petroleum and ancient sediments*. New Jersey: Prentice Hall, Englewood Cliffs, 363 p.
- Petrov A.A. (1984) *Uglevodorody nefi* [Oil hydrocarbons]. Moscow, Nauka Publ., 264 p. (In Russian)
- Petrov P.Y. (2016) Molar tooth structures and origin of peloids in Proterozoic carbonate platforms (Middle Riphean of the Turukhansk Uplift, Siberia). *Lithol. Miner. Resour.*, **51**(4), 290-309.
- Pollock M.D., Kah L.C., Bartley J.K. (2006) Morphology of molar-tooth structures in Precambrian carbonates: Influence of substrate rheology and implications for genesis. *J. Sed. Res.*, **76**, 310-323.
- Putevoditel' geologicheskoi ekskursii po razrezam verkhnego paleozoia i verkhnego dokembriya zapadnogo sklona Yuzhnogo Urala i Priural'ya*. [Guidebook of the geological excursion on the Paleozoic and Upper Precambrian sections of the western slope of the Southern Urals and Cis-Urals] (1995) Ufa, IG, Ufuman Scientific Centre of RAS, 176 p. (In Russian)

- Raaben M.E., Zabrodin V.E. (1972) *Vodoroslevaya problematika verkhnego rifeya (stromatolity, onkolity)* [Upper Riphean algal problematic fossils (stromatolites, oncolites)]. Moscow, Nauka Publ., 130 p. (In Russian)
- Riding R. (2004) Solenopora is a chaetetid sponge, not an alga. *Palaeontology*, **47**(1), 117-122.
- Semikhatov M.A., Chumakov N.M., Kuznetsov A.B. (2015) Isotope age of boundaries between the general stratigraphic subdivisions of the Upper Proterozoic (Riphean and Vendian) in Russia: The evolution of opinions and the current estimate. *Stratigr. Geol. Correl.*, **23**(6), 568-579.
- Shaw H.F., Wasserburg G.J. (1985) Sm-Nd in marine carbonates and phosphates: Implications for Nd isotopes in seawater and crustal ages. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**, 503-518.
- Shields G.A. (2002) "Molar-tooth microspar": a chemical explanation for its disappearance ~750 Ma. *Terra Nova*, **14**(2), 108-113.
- Shields G.A., Webb G.E. (2004) Has the REE composition of seawater changed over geological time? *Chem. Geol.*, **204**, 103-107.
- Shields-Zhou G.A., Hill A.C., Macgabhann B.A. (2012) The Cryogenian Period. *A Concise Geologic Time Scale* / J.G. Ogg, G.M. Ogg, F.M. Gradstein (Eds). Amsterdam, Elsevier, 393-411.
- Sholkovitz E.R., Landing W.M., Lewis B.L. (1994) Ocean particle chemistry – the fractionation of rare-earth elements between suspended particles and seawater. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **58**(6), 1567-1579.
- Sinninghe Damsté J.S., van Duin A.C.T., Hollander D., Kohnen M.E.L., de Leeuw J.W. (1995) Early diagenesis of bacteriophanopolyol derivatives: Formation of fossil homohopanoids. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**, 5141-5147.
- Smith A.G. (2016) A review of molar-tooth structures with some speculations on their origin. *Belt Basin: Window to Mesoproterozoic Earth* / MacLean J.S., Sears J.W. (Eds). Geol. Soc. Am. Spec. Paper, 522, 71-99.
- Stratotip rifeya. Paleontologiya. Paleomagnetizm*. [Stratotype of the Riphean: Paleontology and Paleomagnetism] (1982). (Keller B.M. Ed.). Moscow, Nauka Publ., 176 p. (In Russian)
- Stratotip rifeya. Stratigrafiya. Geokhronologiya* [Stratotype of the Riphean: Stratigraphy and Geochronology] (1983). (Eds: Keller B.M., Chumakov N.M.). Moscow, Nauka Publ., 184 p. (In Russian)
- Tang H.-S., Chen Y.-J., Santosh M., Zhong H., Yang T. (2013) REE geochemistry of carbonates from the Guanmenshan Formation, Liaohe Group, NE Sino-Korean Craton: Implications for seawater compositional change during the Great Oxidation Event. *Prec. Res.*, **227**, 316-336.
- Taylor M.W., Radax R., Steger D., Wagner M. (2007) Sponge-associated microorganisms: evolution, ecology, and biotechnological potential. *Microbiol. Mol. Biol. Rev.*, **71**, 295-347.
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Oxford, Blackwell, 312 p.
- Terakado Y., Masuda A. (1988) The coprecipitation of rare-earth elements with calcite and aragonite. *Chem. Geol.*, **69**, 103-110.
- Van Kranendonk M.J., Webb G.E., Kamber B.S. (2003) New geological and trace element evidence from 3.45 Ga stromatolitic carbonates in the Pilbara Craton: support of a marine, biogenic origin and for a reducing Archaean ocean. *Geobiology*, **1**, 91-108.
- Vassoevich N.B. (1973) The main laws that characterize the organic matter of modern and fossil sediments. *Priroda organicheskogo veshchestva sovremennykh i iskopaemykh osadkov* [The nature of the organic matter of modern and fossil sediments]. Moscow, Nauka Publ., 11-59. (In Russian)
- Webb G.E., Kamber B.S. (2000) Rare earth elements in Holocene reefal microbialites: a new shallow seawater proxy. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **64**, 1557-1565.
- Wilkinson C.R. (1979) Nutrient translocation from symbiotic cyanobacteria to coral reef sponges. *Biologie des Spongiarires*, **291**. (Lévi C., Boury-Esnault N. Eds). Colloques du Centre National Recherche Scientifique, Paris: 373-380.
- Wright J., Schrader H., Holser W.T. (1987) Paleoredox variations in ancient oceans recorded by rare earth elements in fossil Apatite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **51**, 631-644.
- Zaitseva T.S., Gorokhov I.M., Kuznetsov A.B., Mel'nikov N.N., Yakovleva O.V., Ivanovskaya T.A., Semikhatov M.A., Arakelyants M.M. (2008) Mössbauer characteristics, mineralogy and isotopic age (Rb-Sr, K-Ar) of Upper Riphean glauconites from the UK Formation, the southern Urals. *Stratigr. Geol. Correl.*, **16**(3), 227-247.
- Zaitseva T.S., Gorokhov I.M., Kuznetsov A.B., Konstantinova G.V., Turchenko T.L., Melnikov N.N. (2012) Rb-Sr isotopic systematics of clay minerals from sedimentary rocks of the Vendian of the Southern Urals. *Leningrad School of Lithology*. V. II. St. Petersburg, SPbSU Publ., 57-59. (In Russian)
- Zhong S., Mucci A. (1995) Partitioning of rare earth elements (REEs) between calcite and seawater solutions at 25°C and 1 atm, and high dissolved REE concentrations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**, 443-453.

Петрогеохимические особенности хромитоносных ультрамафитов Куртушибинского офиолитового пояса (Западный Саян)

© 2019 г. А. И. Чернышов, А. Н. Юричев, А. В. Кичеева

Томский государственный университет, 634050, г. Томск, пр. Ленина, 36,
e-mail: aich@ggf.tsu.ru

Поступила в редакцию 24.07.2018 г., принята к печати 25.12.2018 г.

Объект исследования. Метаморфические ультрамафиты Калнинского и Эргакского массивов, которые являются фрагментами Куртушибинского офиолитового пояса, расположены в северо-восточной части Западного Саяна (Россия). Актуальность изучения определяется их потенциальной рудоносностью на хром и благородные металлы. **Материалы и методы.** Изучение силикатных и рудных минералов исследуемых ультрамафитов в шлифах и аншлифах на поляризационном микроскопе AxioScop Carl Zeiss; диагностика химического состава минералов методом рентгеноспектрального микроанализа с применением электронного сканирующего микроскопа Tescan Vega II LMU, оборудованного энергодисперсионным INCA Energy 350 и волнодисперсионным INCA Wave 700 спектрометрами; изучение петрохимического состава исследуемых пород методом РФА-анализа на рентгенофлуоресцентном энергодисперсионном спектрометре Oxford ED-2000; количественный ICP-MS анализ с использованием спектрометра серии Agilent 7500. **Результаты.** Массивы сложены дунитами и гарцбургитами, которые образовались в процессе неравномерного деплетирования мантийного вещества. В результате депроксенизации перидотитов ультрамафиты обогащались хромшпинелидами. Последующие интенсивные пластические деформации способствовали их сегрегации в рудные тела. В северной части Эргакского массива преобладают регенерированные оливиниты. Микроструктурные особенности ультрамафитов и состав минералов свидетельствуют о том, что они подвергались неоднородным высокотемпературным пластическим деформациям, в процессе их перемещения в верхней мантии и земной коре, что находит отражение в изменении химического состава минералов. **Выводы.** Проведенные петрохимические исследования показывают, что наименее деплетированными являются ультрамафиты Эргакского массива с лерцолитовым уклоном, в составе которых часто встречается клинопироксен. Наиболее деплетированные ультрамафиты Калнинского массива характеризуются более значительным распространением дунитов и не содержат клинопироксена. Отмечается тенденция к уменьшению содержаний РЗЭ и редких элементов в ультрамафитах Калнинского массива по отношению к Эргакскому, что также подтверждает большую степень деплетированности ультрамафитов в первом массиве. Геохимические данные свидетельствуют о флюидно-магматическом воздействии бонинитовых расплавов на деплетированные ультрамафиты, которое, очевидно, происходило в мантийных условиях над зоной субдукции и привело к их обогащению несовместимыми легкими РЗЭ (La, Ce), а также Sr, Zr и Hf и к формированию высокохромистых хромитов.

Ключевые слова: Западный Саян, офиолиты, метаморфические ультрамафиты, хромититы, химизм, петрогенезис

Petrogeochemical characteristics of chrome-bearing ultramafites in the Kurtushibinsky ophiolite belt (Western Sayan)

Aleksei I. Chernyshov, Aleksei N. Yurichev, Anna V. Kicheeva

Tomsk State University, 36 Lenin av., Tomsk, 634050 Russia,
e-mail: aich@ggf.tsu.ru

Received 24.07.2018, accepted 25.12.2018

Research subject. The metamorphic ultramafites of the Kalninsky and Ergaksky massifs located in the northeastern part of Western Sayan (Russia) constitute the Kurtushibinsky ophiolite belt. These rocks are considered to be potentially interesting as bearing chromium and noble metals, which fact determines the relevance of this research. **Materials and**

Для цитирования: Чернышов А.И., Юричев А.Н., Кичеева А.В. (2019) Петрогеохимические особенности хромитоносных ультрамафитов Куртушибинского офиолитового пояса (Западный Саян). *Литосфера*, 19(5), 687–703. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-5-687-703

For citation: Chernyshov A.I., Yurichev A.N., Kicheeva A.V. (2019) Petrogeochemical characteristics of chrome-bearing ultramafites in the Kurtushibinsky ophiolite belt (Western Sayan). *Litosfera*, 19(5), 687–703. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-5-687-703

methods. Thin and polished sections of silicate and ore minerals from the ultramafic rocks under study were investigated using a polarizing microscope AxioScop, Carl Zeiss. The chemical composition of minerals was determined by the method of X-ray spectrum microanalysis using a scanning electron microscope Tescan Vega II LMU equipped with an energy-dispersive spectrometer INCA Energy 350 and a wave-dispersive spectrometer INCA Wave 700. The petrochemical composition of the rocks was studied by the methods of XRF analysis using an X-ray fluorescence energy-dispersive spectrometer Oxford ED-2000. A quantitative ICP-MS analysis was carried out using an Agilent 7500 spectrometer. *Results.* The massifs are found to be composed of dunites and harzburgites, which were formed during an uneven depletion of the mantle. As a result of depyroxenization, the ultramafites were enriched with chromospinelides. Subsequent intense plastic deformations contributed to their segregation into ore bodies. Regenerated olivinites predominate in the northern part of the Ergaksky massif. The microstructural features of ultramafites and the composition of minerals indicate them to have been subjected to inhomogeneous high-temperature plastic deformations, which occurred during their migration in the upper mantle and crust. *Conclusions.* The petrochemical studies have shown that the ultramafites of the Ergaksky massif are least depleted, frequently featuring clinopyroxene. The most depleted ultramafites of the Kalninsky massif are characterized by a more extensive distribution of dunites, the absence of clinopyroxene and lower contents of REE and rare elements in comparison with the ultramafites of the Ergaksky massif. The obtained geochemical data indicate a fluid-magmatic effect of boninite melts on depleted ultramafites, which apparently occurred under mantle conditions over the subduction zone and consequently led to their enrichment with incompatible LREE (La, Ce) and Sr, Zr and Hf, as well as to the formation of high-chromium chromitites.

Keywords: *Western Sayan, ophiolites, metamorphic ultramafites, chromitites, chemism, petrogenesis*

ВВЕДЕНИЕ

Изучение ультрамафитов офиолитовых комплексов служит ключом к пониманию природы глубинных тектономагматических процессов, происходящих в мантии на границах литосферных плит. Особую актуальность в настоящее время приобретают комплексные, с привлечением современных прецизионных методов, исследования вещественного состава реститовых ультрамафитов в целях реконструкции петрогенезиса и геодинамических условий их формирования.

Метаморфические ультрамафиты Куртушибинского офиолитового пояса пользуются значительным распространением среди метаморфизованных осадочно-вулканогенных венд-кембрийских отложений в северо-восточной части Западного Саяна [Соболев и др., 1977; Волкова и др., 2009]. Их массивы наблюдаются в виде многочисленных тектонических блоков и пластин, окруженных серпентиновым меланжем, и имеют цепочечное расположение в ЮЗ-СВ направлении. Объектом настоящего исследования являются ультрамафиты Калнинского и Эргакского хромитоносных массивов – самые крайние северо-восточные фрагменты данного офиолитового пояса (рис. 1). Они сложены преимущественно пластически деформированными ультрамафитами дунит-гарцбургитового полосчатого комплекса. В северном блоке Эргакского массива ультрамафиты нередко преобразованы в регенерированные серпентин-оливиновые ультраметаморфиты и оливиниты. Среди ультрамафитов обоих массивов отмечаются хромитовые тела.

Проведенные нами детальные петрографические и петрогеохимические исследования позволили установить эволюцию вещественного состава ультрамафитов и хромититов Калнинского и

Эргакского массивов, обусловленную степенью их деплетирования и высокотемпературного пластического течения на различных уровнях мантии и земной коры. Для сравнения ультрамафитов выбраны крупные Кемпирсайский и Оспинский массивы, соответственно хромитоносный и нехромитоносный. Первый из них расположен в южной части Урала, а второй – в юго-восточной части Восточного Саяна, оба представляют собой крупные фрагменты нижней части офиолитовых покровов [Соболев и др., 1977; Савельева, Перцев, 1995; Перцев, Савельева, 2005].

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ МАССИВОВ

Калнинский массив имеет субизометричную форму (см. рис. 1), его площадь составляет примерно 35 км² [Еханин, 2010; Чернышов, Юричев, 2013]. Он сложен ультрамафитами дунит-гарцбургитового полосчатого комплекса. Северо-восточная часть массива представлена главным образом дунитами, а в юго-западной части наблюдается чередование дунитов и гарцбургитов с преобладанием последних, имеющее полосчатое строение. Дуниты и гарцбургиты претерпели интенсивные пластические деформации. Среди дунитов встречаются вкрапленные хромититы. Зоны хромового оруденения характеризуются полосчатым строением, обусловленным различной концентрацией хромовых шпинелей. Они контролируются полосчатой внутренней структурой массива и имеют линейное северо-западное простирание. В краевых частях массива дуниты и гарцбургиты часто преобразованы в серпентиниты.

Эргакский массив размером 14 × 8 км имеет овальную форму (см. рис. 1) и вытянут в субмери-

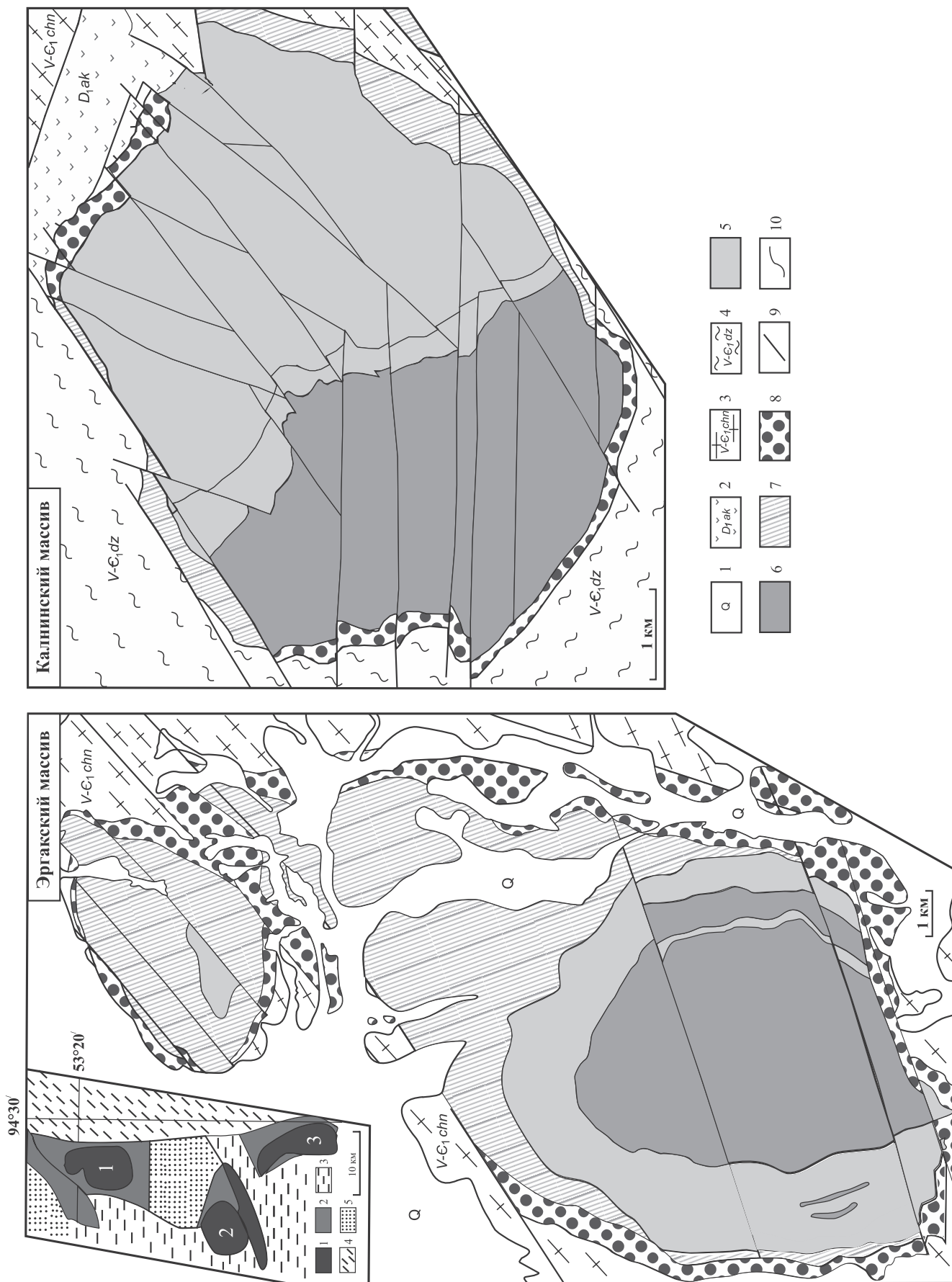


Рис. 1. Схема геологического строения Калнинского и Эргакского ультрамафитовых массивов и их положение в структуре Куртушибинского офиолитового пояса (по [Кривенко и др., 2002; Чернышов, Юричев, 2013], с дополнениями авторов).

1 – четвертичные аллювиальные отложения; 2 – нижнедевонская актуругская свита: андезиты, трахиандезиты, лава- и пирокластиты, рефе трахиандезитов, андезитов, базальтов; 3 – венд-нижнекембрийская чингинская серия: базальты, трахиандезиты, сланцы: глинисто-кремнистые, углеродисто-глинисто-кремнистые, хлорит-кремнистые; прослои и линзы метавулканитов, метаконгломератов; 4 – венд-нижнекембрийская джебашская серия: метабазальты, метаморфические сланцы: кварцевые, серицит-альбит-кварцевые, хлорит-альбит-кварц-карбонатные, серицит-хлорит-кварц-альбитовые; прослои и линзы мраморов, кальцифиров; 5 – дуниты; 6 – гарцбургиты; 7 – серпентиниты, серпентинизированные ультрамафиты нерасчлененные; 8 – серпентинитовый меланж; 9 – разрывные нарушения, разломы; 10 – геологические границы.

На *врезке* [Подлипский, Кривенко, 2005] – схема строения Куртушибинского офиолитового пояса в северо-восточной части Западного Саяна. 1 – ультрамафиты (массивы: 1 – Эргакский, 2 – Калнинский, 3 – Кызыр-Бурлюкский); 2 – вулканогенно-осадочные толщи: метабазальты, плагиоориолиты, сланцы кремнистые, углистые, глаукофановые; 3–4 – каледонские складчатые системы: 3 – Западно-Саянская, 4 – Хемчикско-Систигхемская; 5 – среднепалеозойские впадины.

Fig. 1. Scheme of geological structure of Kalninsky and Ergaksky ultramafic massifs and their position in structure of Kurtushibinsky ophiolite belt (according to [Krivenko et al., 2002; Chernyshov, Yurichev, 2013] with additions by authors).

1 – Quaternary alluvial deposits; 2 – Lower Devonian Acturugsky Suite: andesites, trachyandesites, lava and pyroclastites, less often trachyandesite basalts, andesite basalts, basalts; 3 – Vendian-Lower Cambrian Chinginsky series: basalts, trachybasalts, schists: argillaceous-siliceous, carbonaceous-siliceous, chlorite-siliceous; microquartzites, interlayers and lenses of metaaleuroliths, metaconglomerates; 4 – Vendian-Lower Cambrian Dzhebashsky series: metabasalts, metamorphic schists: quartz, sericite-albite-quartz, chlorite-albite-quartz-carbonate, sericite-chlorite-quartz-albite; interlayers and lenses of marbles, calciphyres; 5 – dunite; 6 – harzburgites; 7 – serpentinites, serpentinitized ultramafites are undivided; 8 – serpentine melange; 9 – breaking faults; 10 – geological boundaries.

On *sidebar* [Podlipsky, Krivenko, 2005] – scheme of structure of Kurtushibinsky ophiolite belt in northeastern part of Western Sayan. 1 – ultramafites massifs: 1 – Ergaksky, 2 – Kalninsky, 3 – Kyzыр-Burlyuksky; 2 – volcanogenic-sedimentary strata: metabasalts, plagiogriolites, siliceous, carbonaceous, glaucophane schists; 3–4 – Caledonian fold systems: 3 – West-Sayanskaya, 4 – Hemchik-Systighemskaya; 5 – Middle Paleozoic depressions.

диональном направлении. Тектоническим нарушением субширотного простираения массив разделен на два разновеликих блока: южный – Лысанский (≈ 75 км²) и северный – Малоэргакский (≈ 10 км²). В строении Лысанского блока принимают участие ультрамафиты дунит-гарцбургитового полосчатого комплекса. Он имеет концентрически-зональное строение [Кривенко и др., 2002]. Блок сложен ритмично переслаивающимися дунитами и гарцбургитами, которые претерпели интенсивные пластические деформации. В Малоэргакском блоке дуниты и гарцбургиты нередко преобразованы в регенерированные серпентин-оливиновые ультраметаморфиты и оливиниты. В большей части известных проявлений хромититы имеют структуры от густовкрапленной до сливной. Они приурочены преимущественно к дунитам и оливинитам и контролируются полосчатой внутренней структурой массива. По периферии обоих блоков широко распространены серпентиниты.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УЛЬТРАМАФИТОВ

Гарцбургиты. Структура гацбургитов обычно среднезернистая, часто с признаками порфирокластеза. Они сложены оливином (≈ 70 – 80%) при подчиненной роли энстатита (≈ 20 – 30%), в незначительном количестве присутствует хромшпинелиды (до 2%). В Эргакском массиве в гарцбургитах отмечаются зерна диопсида. Из вторичных минералов встречаются серпентин, тальк, тремолит, хлорит и магнетит.

Оливин в гарцбургитах образует преимущественно зерна средних размеров – 2 – 5 мм, в Калнинском массиве часто встречаются более крупные индивиды – до 10 мм. Гарцбургиты в различной степени пластически деформированы [Чернышов, Юричев, 2013], что выражается в интенсивности проявления неоднородного погасания, возрастании роли полос пластического излома в зернах оливина и энстатита и их порфирокластезе. Оливины в гарцбургитах исследуемых массивов по химическому составу не различаются и соответствуют форстериту (табл. 1).

Энстатит встречается в виде субизометричных и неправильных по форме зерен размером от 1 до 5 мм, которые нередко являются ксеноморфными по отношению к оливину. Они распределены в породе неравномерно в виде отдельных зерен либо группируются в субпараллельные цепочки и струйки согласно директивности удлиненных зерен оливина. Зерна энстатита, так же как и оливина, деформированы неравномерно. В деформированных гарцбургитах в зернах энстатита появляется волнистое погасание, отмечаются полосы пластического излома, изгиб отдельных индивидов и дезинтеграция крупных зерен на мелкие субин-

Таблица 1. Химический состав оливина из ультрамафитов, мас. %

Table 1. Chemical composition of olivine from ultramafites, wt %

Компонент	Калнинский массив				Эргакский массив						
	Образцы										
	7073	7084	7036/1	7045/1	53	206/4	204	220/2	268	270	Эр 203
	Гарцбургиты		Дуниты		Гарцбургиты		Дуниты		Оливиниты		Хрм
SiO ₂	40.55	40.85	40.56	41.16	41.80	40.00	41.62	41.28	43.20	42.60	41.97
FeO	8.60	8.29	9.10	7.35	6.93	9.37	6.24	8.56	0.80	1.60	6.03
NiO	0.41	0.44	0.28	0.35	0.35	0.48	0.33	0.35	0.31	0.40	1.14
MgO	49.86	50.31	49.61	51.04	50.94	48.84	51.80	49.86	56.00	55.50	50.40
Сумма	99.42	99.89	99.55	99.90	100.20	98.69	99.99	100.05	100.31	99.90	99.54
Fa, %	8.82	8.45	9.32	7.47	7.07	9.72	6.33	8.78	0.80	1.60	6.29

Примечание. Здесь и далее анализы вещественного состава минералов выполнены на базе растрового электронного микроскопа Vega II LMU, совмещенного со спектрометрами энергетической (Oxford INCA Energy 350) и волновой (Oxford INCA Wave 700) дисперсией в ЦКП “Аналитический центр геохимии природных систем” ТГУ (г. Томск), аналитик А.С. Кульков. Fa – содержание фаялитовой молекулы [Fa, % = Fe/(Fe+Mg)100]. Хрм – хромититы.

Note. Here and below analyzes of mineral composition were performed on scanning electron microscope Tescan Vega II LMU, equipped with energy-dispersive spectrometry (with a semiconductor Si (Li) detector INCA x-sight) INCA Energy 350 and wave-dispersive spectrometer INCA Wave 700 at Analytical Center for Geochemistry of Natural Systems of Tomsk State University (Tomsk), operator A.S. Kulkov. Fa – content of fayalite molecule in olivine [Fa, % = Fe/(Fe + Mg)100]. Хрм – chromitites.

Таблица 2. Химический состав энстатита и диопсида в гарцбургитах, мас. %

Table 2. Chemical composition of enstatite and diopside in harzburgites, wt %

Компонент	Калнинский массив		Эргакский массив			
	Образцы					
	7073	7084	206	206/1	4076	206/2
	Энстатит					Диопсид
SiO ₂	56.95	56.90	55.38	56.86	57.01	53.93
Al ₂ O ₃	0.73	1.42	3.55	1.47	2.80	3.38
Cr ₂ O ₃	0.42	0.57	0.64	0.32	0.65	0.79
FeO	5.49	5.35	5.56	5.44	6.10	1.98
MgO	35.40	35.34	34.13	35.65	31.94	18.45
CaO	0.86	0.75	0.73	0.25	1.02	21.50
Сумма	99.98	100.48	99.99	99.99	99.52	100.03
F	8.0	7.8	8.4	7.9	9.7	5.7
Wo	1.58	1.38	1.39	0.46	2.03	44.13
Fs	7.87	7.72	8.26	7.85	9.48	3.17
En	90.55	90.90	90.36	91.69	88.49	52.70

Примечание. F – железистость пироксенов [F = Fe/(Fe + Mg)100], Wo – волластонит [Wo = Ca/(Ca + Fe + Mg)100], Fs – ферросилит [Fs = Fe/(Ca + Fe + Mg)100], En – энстатит [En = Mg/(Ca + Fe + Mg)100].

Note. F – iron content of pyroxenes [F = Fe/(Fe + Mg)100], Wo – wollastonite [Wo = Ca/(Ca + Fe + Mg)100], Fs – ferrosilite [Fs = Fe/(Ca + Fe + Mg)100], En – enstatite [En = Mg/(Ca + Fe + Mg)100].

дивиды. Химический состав энстатита в гарцбургитах Калнинского и Эргакского массивов обнаруживает незначительную вариацию железистости – 7.8–9.7% (табл. 2). Однако энстатиты последнего отличаются от калнинских тенденцией к уменьшению содержаний MgO и увеличению FeO, Al₂O₃ и Cr₂O₃. Для них также характерны значительные

вариации CaO. Такие различия, возможно, связаны с большей степенью деплетирования гарцбургитов Калнинского массива.

Клинопироксены были установлены только в гарцбургитах Эргакского массива. Они отмечаются в виде мелких субизометричных зерен размером менее 0.5 мм. Иногда клинопироксен наблю-

Таблица 3. Химический состав хромовой шпинели в ультрамафитах, мас. %

Table 3. Chemical composition of chrome spinel in ultramafites, wt. %

Компо- нент	Калнинский массив					Эргакский массив							
	Образцы												
	7073	7084	7036-1	7081	7045-2	53	206/1	204	220/1	250	270/1	101	203/2
	Гц	Гц	Д	Д	Хрм	Гц	Гц	Д	Д	Олв	Олв	Хрм	Хрм
TiO ₂	0.09	0.06	0.11	0.14	0.15	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Al ₂ O ₃	10.73	16.64	7.48	14.83	7.51	25.26	50.48	14.33	42.74	5.94	7.47	25.31	9.37
Cr ₂ O ₃	58.35	52.96	60.20	54.02	61.40	45.03	18.42	55.70	25.48	63.04	63.02	43.64	62.39
V ₂ O ₃	0.29	0.28	0.24	0.19	0.12	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
FeO*	20.69	18.11	23.00	18.82	17.83	18.56	11.90	18.30	13.70	22.46	19.12	11.98	14.90
MnO	0.39	0.29	0.40	0.32	0.30	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
MgO	8.77	11.10	8.14	11.21	11.80	10.58	18.93	11.15	16.99	7.48	10.02	17.88	13.34
NiO	0.09	0.10	0.06	0.11	0.09	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
CoO	0.11	0.08	0.07	0.06	0.09	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
ZnO	0.27	0.23	0.15	0.15	0.06	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Сумма	99.78	99.85	99.85	99.85	99.35	99.43	99.73	99.48	98.91	98.92	99.63	98.81	100.00
Fe ₂ O ₃	1.37	1.26	3.11	2.35	3.49	0.83	3.90	1.61	1.83	1.65	1.79	4.17	1.90
FeO	19.46	16.98	20.20	16.71	14.69	17.81	8.39	16.85	12.05	20.98	17.51	8.22	13.19
F'	55.5	46.2	58.2	45.5	41.1	48.6	19.9	45.9	28.5	61.1	49.5	20.5	35.7
Cr'	78.5	68.1	84.4	71	84.6	58.7	19.8	73.2	28.9	88.8	86.2	54.0	81.7
F''	1.7	1.5	4.0	2.9	4.4	1.0	3.8	2.0	1.9	2.2	2.3	4.7	2.3

Примечание. Породы: Гц – гарцбургит, Д – дунит, Олв – оливинит, Хрм – хромитит. F' = Fe⁺²/(Fe⁺² + Mg)100, Cr' = Cr/(Cr + Al)100; F'' = Fe⁺³/(Fe⁺³ + Cr + Al)100. Н.о. – элемент не определялся. FeO* – суммарное железо.

Note. Rocks: Гц – harzburgite, Д – dunite, Олв – olivinite, Хрм – chromitite. F' = Fe⁺²/(Fe⁺² + Mg)100, Cr' = Cr/(Cr + Al)100, F'' = Fe⁺³/(Fe⁺³ + Cr + Al)100. Н.о. – element was not determined. FeO* – FeO_{tot}.

дается в виде закономерных пластинчатых включений в энстатите, вдоль трещинок спайности. Химический состав клинопироксена соответствует диопсиду с железистостью 5.7% (см. табл. 2). Существенное преобладание Al^{VI} над Al^{IV} указывает на образование диопсида в условиях высокого давления [Малахов, 1983].

Хромовые шпинели в гарцбургитах встречаются редко в виде единичных красно-бурых зерен либо небольших скоплений. Их размер обычно менее 1 мм. Они имеют как ксеноморфную, так и субизометричную и эвгедральную формы. В гарцбургитах Калнинского массива хромовые шпинели имеют очень близкий состав с незначительными вариациями компонентов и относятся к хромитам и алюмохромитам (табл. 3, рис. 2). Хромовые шпинели Эргакского массива имеют более значительные вариации составов. Они отличаются от хромовых шпинелей из гарцбургитов Калнинского массива большей глиноземистостью и магнезиальностью и, соответственно, меньшей железистостью и хромистостью. Это, вероятно, отражает меньшую и неравномерную степень деплетирования гарцбургитов Эргакского массива.

Дуниты. Структура дунитов Калнинского массива обычно средне- и крупнозернистая, реже грубозернистая до пегматоидной, нередко с признаками порфирокластеза, иногда полностью порфирокластовая. Соответственно, среди них выделяются слабо и интенсивно пластически деформированные разновидности [Чернышов, Юричев, 2013].

В Эргакском массиве структура дунитов обычно порфирокластовая. Количественно-минералогический состав дунита: оливин – ≈95–100%, хромовая шпинель – до 5%. Из вторичных минералов отмечаются лизардит, антигорит, кальцит, хлорит и магнетит.

Оливин в слабо деформированных дунитах имеет субизометричную, неправильную, реже удлиненную форму зерен до 8–10 мм и крупнее. Для них характерно преимущественно однородное либо слабо выраженное волнистое погасание и редко наблюдающиеся полосы пластического излома.

В интенсивно деформированных дунитах с порфирокластовой структурой выделяются два морфологических типа зерен оливина. Порфирокластовые индивиды имеют преимущественно удлиненную, лейстовидную форму длиной до 5–6 мм,

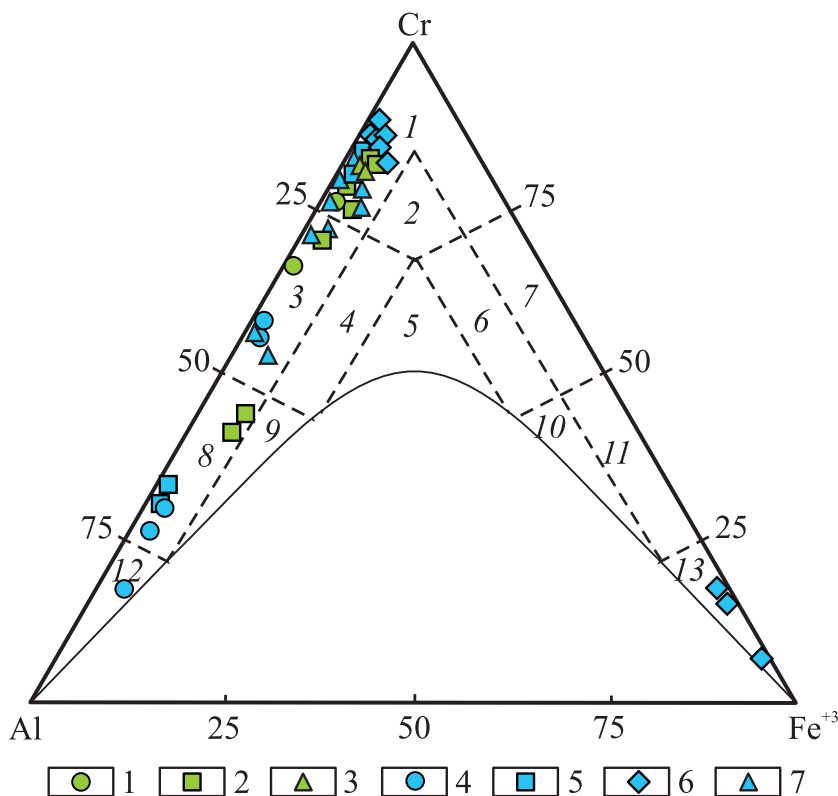


Рис. 2. Составы шпинелидов из ультрамафитов Калнинского и Эргакского массивов на классификационной диаграмме [Павлов, 1949].

1–3 – Калнинский массив: 1 – гарцбургиты, 2 – дуниты, 3 – хромититы; 4–7 – Эргакский массив: 4 – гарцбургиты, 5 – дуниты, 6 – оливиниты, 7 – хромититы. Поля шпинелидов на диаграмме: 1 – хромит, 2 – субферрихромит, 3 – алюмохромит, 4 – субферриалюмохромит, 5 – ферриалюмохромит, 6 – субалюмоферрихромит, 7 – феррихромит, 8 – хромпикотит, 9 – субферрихромпикотит, 10 – субалюмохроммагнетит, 11 – хроммагнетит, 12 – пикотит, 13 – магнетит.

Fig. 2. Compositions of spinelides from ultramafites of Kalninsky and Ergaksky massifs on classification diagram [Pavlov, 1949].

1–3 – Kalninsky massif: 1 – harzburgites, 2 – dunites, 3 – chromitites; 4–7 – Ergaksky massif: 4 – harzburgites, 5 – dunites, 6 – olivinites, 7 – chromitites. Fields of spinelides on diagram: 1 – chromite, 2 – subferrochromite, 3 – alumochromite, 4 – subferroalumochromite, 5 – ferroalumochromite, 6 – subalumoferrochromite, 7 – ferrochromite, 8 – chromepicotite, 9 – subferrochromepicotite, 10 – subalumochromemagnetite, 11 – chromemagnetite, 12 – picotite, 13 – magnetite.

отражающую наложенную директивность, обусловленную интенсивным пластическим течением в дунитах [Леснов и др., 2005]. Для них характерно резко выраженное неоднородное волнистое погасание, отмечаются многочисленные полосы пластического излома, обычно ориентированные диагонально к удлинению зерен. Основная масса породы сложена синтетектонически рекристаллизованными зернами размером менее 2 мм.

В дунитах обоих массивов оливины имеют близкие составы, отвечающие форстеритам, которые не обнаруживают видимой связи со степенью их пластического деформирования. Они аналогичны по составу оливинам из гарцбургитов (см. табл. 1). Дуниты неравномерно насыщены хромовой шпинелью – от редкой вкрапленности единичных зерен до появления струйчатых и жиль-

ных обособлений. Хромовая шпинель представлена обычно субизометричными зернами размером примерно 0.5 мм, реже – до 1.5–2 мм. Зерна окрашены в темно-бурый, красно-бурый, иногда черный цвет.

Хромовые шпинели в дунитах отличаются от таковых в гарцбургитах Калнинского массива большими вариациями химического состава и представлены хромитами, алюмохромитами и иногда, хромпикотитами (см. рис. 2, табл. 3). Хромовые шпинели из дунитов Калнинского и Эргакского массивов имеют близкие составы, однако последние отличаются большей глиноземистостью и меньшей хромистостью.

Оливиниты. Отмечаются только в Малоэргакском блоке Эргакского массива. Они имеют чаще всего среднезернистую структуру. Оливиниты от-

личаются от дунитов отсутствием признаков пластических деформаций. Они сложены преимущественно оливином (≈ 90 – 95%), изредка наблюдается хромовая шпинель (≈ 5 – 10%). Из вторичных минералов встречаются лизардит, антигорит, магнетит.

Оливин. Выделяется два типа оливинитов – гранобластовый и лейстовый. Оливиниты с гранобластовой структурой характеризуются наличием разнообразных по форме зерен оливина. Для лейстовых свойственна удлиненная, призматическая форма зерен оливина, часто субпараллельно ориентированных. Границы зерен обычно прямолинейные, реже плавно изогнутые. Размер 1–3, реже – до 5 мм. Для оливина характерно однородное погасание. Оливин в оливинитах по химическому составу существенно отличается от такового в гарцбургитах и дунитах. Он соответствует практически чистому форстериту с минимальной железистостью (см. табл. 1).

Шпинелиды в оливинитах встречаются редко и неравномерно. Они имеют субизометричную форму и размеры менее 0.5 мм. По химическому составу шпинелиды образуют две группы – хромовые шпинели и магнетиты (см. рис. 2). От хромовых шпинелей в дунитах они отличаются более высокой хромистостью (Cr^+) и низкими содержаниями глинозема (см. табл. 3).

Хромититы имеют вкрапленную структуру. Содержание зерен хромовых шпинелей составляет от 30 до 90%, интерстиции между ними выполнены серпентинизированным оливином либо серпентином, иногда встречаются кальцит, хлорит.

Форма зерен хромовых шпинелей субизометричная либо угловатая, их размер менее 3 мм. Они часто наблюдаются в виде агрегативных сростаний, характеризующихся красно-бурой окраской, а по периферии и вдоль трещинок – черной, вследствие замещения магнетитом.

Хромовые шпинели в хромититах Эргакского массива представлены алюмохромитами и хромитами, тогда как в Калнинском массиве они представлены только хромитами (см. рис. 2, табл. 3).

Оливины из хромититов Лысанского блока имеют железистость, близкую таковой оливинов из вмещающих дунитов (см. табл. 1).

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УЛЬТРАМАФИТОВ

Петрохимический анализ ультрамафитов обоих массивов проводился в целях определения особенностей их вещественного состава и выявления отличительных признаков, отражающих его эволюцию на уровнях формирования и последующего перемещения в верхней мантии и земной коре. Для сравнения в качестве эталонов авторами использованы составы ультрамафитов Кемпирсайского массива, включающего крупнейшее в мире место-

рождение хромитов и нехромитоносного Оспинского массива. Для построения диаграмм брались результаты 65 оригинальных силикатных анализов ультрамафитов исследуемых массивов, полученных в процессе выполнения тематических работ, а также заимствованы 60 анализов ультрамафитов из Оспинского и Кемпирсайского массивов [Гончаренко, Чернышов, 1990].

Изученные ультрамафиты характеризуются значительными вариациями содержаний петрогенных элементов, одни из которых не обнаруживают между собой какой-либо зависимости, а для других она отчетливо устанавливается. В первом случае фигуративные точки составов ультрамафитов формируют плотный рой точек (рис. 3). При этом Калнинские ультрамафиты на диаграмме $\text{MgO}-\text{FeO}_{\text{общ}}$ обнаруживают тенденцию к увеличению железистости по отношению к ультрамафитам из других массивов. Во втором случае, когда наблюдается устойчивая зависимость между элементами, на бинарных диаграммах фигуративные точки составов ультрамафитов образуют линейные тренды (см. рис. 3), которые отражают увеличение магнезиальности при отчетливом снижении содержаний кремния, кальция и глинозема от гарцбургитов к дунитам. Данное обстоятельство обусловлено снижением суммарного количества нормативного пироксена в ультрамафитах [Шмелев, 2011]. При этом фигуративные точки ультрамафитов Калнинского массива располагаются преимущественно во фронтальной части тренда, что свидетельствует об их большей степени деплетирования по сравнению с эргакскими. Наблюдается сближенность фигуративных точек ультрамафитов Калнинского и Оспинского массивов, при этом высокая деплетированность последнего отмечалась нами ранее [Гончаренко, Чернышов, 1990].

На диаграммах $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{CaO}$ и $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{FeO}_{\text{общ}}$ фигуративные точки составов формируют по два эволюционных тренда. Тренд I образуют преимущественно фигуративные точки ультрамафитов Эргакского и Кемпирсайского, а тренд II – Калнинского и Оспинского массивов. Данные тренды отражают эволюцию исходного мантийного субстрата. Тренд I включает в себя ультрамафиты менее деплетированного лерцолит-гарцбургитового парагенеза, при этом тренд II охватывает ультрамафиты более деплетированного дунит-гарцбургитового парагенезиса. Подобная неоднородность деплетирования мантийного субстрата отмечалась в ультрамафитовых массивах Полярного Урала: Сыум-Кеу, Рай-Из и Войкарского [Шмелев, 2009]. Меньшая степень деплетирования ультрамафитов Эргакского массива подтверждается присутствием в них моноклинного пироксена, количество которого варьирует от единичных зерен до заметных содержаний, что иногда позволяет назвать породу лерцолитом [Кривенко и др., 2004].

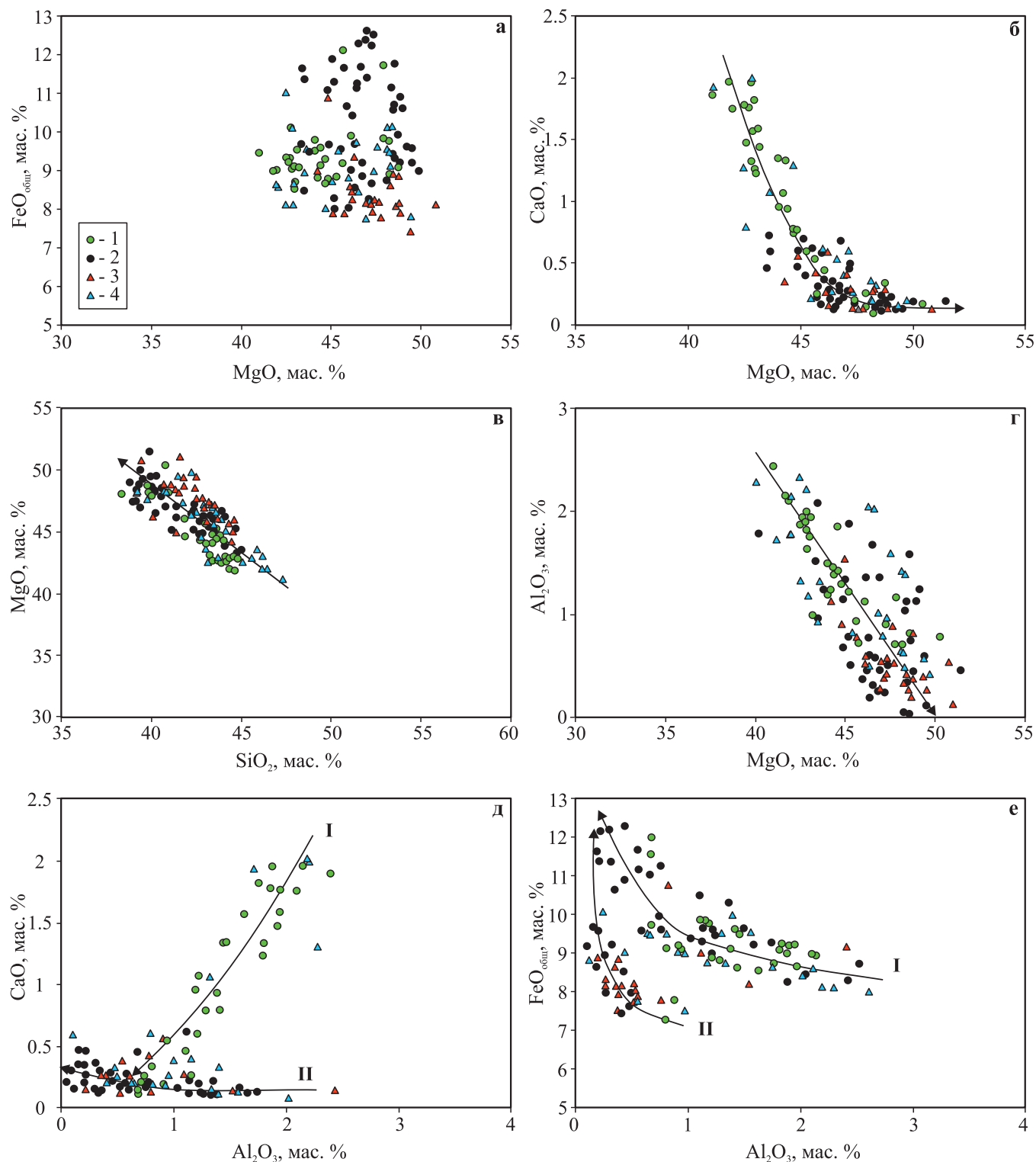


Рис. 3. Бинарные диаграммы для ультрамафитов Куртушибинского офиолитового пояса и их сравнение с эталонными офиолитовыми массивами.

1 – Эргакский массив; 2 – Калнинский массив; 3 – Оспинский, Восточный Саян; 4 – Кемпирсайский, Южный Урал.

Fig. 3. Binary diagrams for ultramafites of Kurtushibinsky ophiolite belt and their comparison with reference ophiolite massifs.

1 – Ergaksky massif; 2 – Kalninsky massif; 3 – Ospinsky massif, East Sayan; 4 – Kempirsai massif, the Southern Urals.

ГЕОХИМИЯ

Анализ распределения РЗЭ в исследуемых массивах проводился также в сравнении с хромитоносным Кемпирсайским массивом (Южный Урал) и нехромитоносным Оспинским (ЮВ Восточного Саяна) (табл. 4). Для сравниваемых объектов на диаграммах отчетливо прослеживается одинаковый характер распределения РЗЭ – уменьшение от легких к средним и одинаковые концентрации средних и тяжелых. Следует отметить, что ультрамафиты Кемпирсайского массива заметно отличаются от Оспинского более высокими концентрациями РЗЭ, что, очевидно, свидетельствует о более высокой степени деплетирования ультрамафитов последнего.

Гарцбургиты исследуемых массивов, в сравнении с дунитами и хромититами, обладают наиболее высокими содержаниями РЗЭ при однотипном характере их распределения (рис. 4). Для обоих массивов характерны тренды, обусловленные снижением концентраций от легких к средним лантаноидам. От средних к тяжелым наблюдаются примерно одинаковые их концентрации либо слабое увеличение последних. При этом калнинские гарцбургиты по отношению к эргакским выделяются большей обогащенностью легкими РЗЭ ($(La/Yb)_n = 11.2–31.7$ – Калнинский массив, $(La/Yb)_n = 1.4–4.0$ – Эргакский массив) и имеют более дифференцированные спектры в области тяжелых РЗЭ: Tb, Ho и слабый Tm – отрицательные пики. Природа данных отрицательных аномалий, очевидно, заключается в большей степени деплетированности гарцбургитов Калнинского массива. Ортопироксениты Калнинского массива характеризуются практически идентичным распределением лантаноидов и сопоставимым уровнем содержания с гарцбургитами.

Средние и тяжелые РЗЭ в гарцбургитах обоих массивов имеют одинаковое распределение с гарцбургитами Оспинского массива, однако существенно отличаются от последнего по содержанию легких. При этом следует отметить, что все лантаноиды в Эргакском массиве отличаются меньшими концентрациями от Кемпирсайского и большими от Калнинского, что указывает на большую деплетированность последнего.

Дуниты в обоих исследуемых массивах по морфологии обнаруживают близкие тренды распределения РЗЭ с гарцбургитами. Однако по распределению РЗЭ дуниты Калнинского массива отличаются от Эргакского ($(La/Yb)_n = 7.4–22.2$ – Калнинский массив, $(La/Yb)_n = 4.3–10.8$ – Эргакский массив).

Для дунитов Калнинского массива выделяют два типа трендов. Первый тип по морфологии и содержанию РЗЭ практически аналогичен тренду в гарцбургитах. Второй отличается меньшими концентрациями легких и средних лантаноидов.

Для него отмечается отрицательная Eu-аномалия (см. рис. 4). Этот тип, очевидно, обусловлен более существенной степенью деплетирования мантийного субстрата. Для дунитов Эргакского массива устанавливается распределение РЗЭ, близкое первому типу калнинских дунитов.

Первый тип распределения РЗЭ в дунитах исследуемых массивов оказывается близким менее деплетированным дунитам и гарцбургитам Кемпирсайского массива. При этом второй тип распределения РЗЭ в дунитах является наиболее близким тренду интенсивно деплетированных дунитов Оспинского массива.

Оливиниты, образовавшиеся в результате вторичной рекристаллизации отжига, полностью наследуют концентрации РЗЭ от исходных дунитов ($(La/Yb)_n = 6.7–13.9$). Это свидетельствует об их пассивной роли в этом процессе. В то время как состав оливина в этих породах в процессе рекристаллизации резко изменяется, практически до форстерита (см. выше).

Хромититы обоих массивов формируют спектры РЗЭ, которые по общему содержанию лантаноидов и морфологии оказываются близкими распределению РЗЭ в гарцбургитах и первом типе дунитов. Они также соответствуют хромититам Кемпирсайского массива, практически полностью ложатся в область распространения их спектров (см. рис. 4).

Таким образом, в ультрамафитах Калнинского и Эргакского массивов устанавливается истощение РЗЭ от гарцбургитов к дунитам, что связано с возрастанием степени деплетирования последних. При этом ультрамафиты Эргакского массива являются наименее деплетированными реститами по сравнению с ультрамафитами Калнинского массива.

Поведение несовместимых и крупноионных литофильных и высокозарядных элементов в исследуемых ультрамафитах оказывается более сложным, но достаточно закономерным, что иллюстрируется спайдер-диаграммами ультрамафитов для исследуемых массивов (рис. 5).

Ультрамафиты Калнинского и Эргакского массивов характеризуются спектрами редких элементов с интенсивными положительными Ta, Sr, Hf-Zr аномалиями и отрицательными Nd, Sm, Eu аномалиями. При этом интенсивность перечисленных пиков возрастает от гарцбургитов к дунитам и хромититам. Специфичным для мультиспектров редких элементов ультрамафитов Калнинского массива является постоянное присутствие отрицательной Tb-аномалии, которая также отмечается, хотя и имеет меньшую интенсивность, на отдельных спектрах дунитов и хромититов Эргакского массива.

По своей морфологии спектры редких элементов ультрамафитов Калнинского и Эргакского мас-

Таблица 4. Химический состав редких и редкоземельных элементов в ультрамафитах, г/т

Table 4. Chemical composition of rare and rare-earth elements in ultramafites, ppm

Элемент	Калнинский массив										Эргакский массив									
	Образцы																			
	7073	7084	7042	7042/1	37/288	37/306	7074	7036/1	7081	7045/2	53	55	206	235	204	48	269	271	103	394
	Гц	Гц	Орт	Орт	Д	Д	Д	Д	Д	Хрм	Гц	Гц	Гц	Гц	Д	Д	Олв	Олв	Хрм	Хрм
Be	0.01	0.01	0.01	0.01	2.31	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0.07	0.02
Sc	53	69	96	77	37	37	40	41	38	12	5.3	7.9	11.0	9.9	2.9	4.0	3.1	4.8	2.3	3.2
Co	120	110	71	66	120	110	130	120	120	37	110	110	100	96	110	110	96	160	62	188
Ni	2200	2200	360	390	1900	1800	2600	1700	2500	960	2400	2200	2100	1900	3100	2600	1900	2000	763.08	1198
Cu	20	18	29	23	24	35	240	13	12	31	6	8	21	10	6	6	7	7	2	8
Zn	48	42	61	49	32	40	53	44	48	39	38	37	39	36	29	26	23	25	885	314
Ga	0.37	0.41	0.54	0.60	0.27	0.20	0.27	0.27	0.32	0.58	0.48	0.39	0.80	0.40	0.17	0.38	0.25	0.22	7.32	6.57
Rb	0.98	0.86	2.60	1.40	1.40	0.25	1.30	1.00	1.30	0.78	0.19	0.12	0.38	0.18	0.68	0.25	0.83	0.50	0.21	1.17
Sr	4.3	13	32	21	0.95	2.3	25	6.9	18	12	0.93	1.1	2.4	1.1	2.3	13.0	5.4	2.1	4.1	4.1
Y	0.20	0.16	0.16	0.21	0.11	0.13	0.15	0.16	0.24	0.18	0.25	0.24	0.53	0.21	0.22	0.21	0.12	0.16	0.16	0.11
Zr	5.5	6.6	4.2	6.0	1.7	4.9	8.3	6.0	9.6	54.0	2.0	3.4	6.9	3.8	5.9	5.0	5.2	4.8	1.3	2.2
Nb	0.68	0.32	0.29	0.35	0.38	0.54	0.43	0.35	0.60	2.50	0.22	0.38	0.29	0.23	0.48	0.52	0.17	0.46	0.19	0.38
Cs	0.038	0.034	0.250	0.100	0.230	0.002	0.043	0.035	0.042	0.035	0.017	0.001	0.072	0.014	0.054	0.015	0.039	0.020	0.057	0.055
Ba	11	31	22	37	7.5	8.7	38	11	37	39	3.8	2.6	4.2	1.3	4.2	2.5	3.5	2.6	3.7	294
La	0.970	0.470	0.750	1.600	0.240	0.320	0.580	0.930	0.470	0.950	0.160	0.270	0.250	0.220	0.530	0.330	0.300	0.250	0.186	0.144
Ce	0.790	0.540	0.430	0.680	0.190	0.290	0.740	0.530	0.830	0.730	0.160	0.340	0.370	0.290	0.790	0.500	0.340	0.340	0.302	0.293
Pr	0.061	0.041	0.047	0.060	0.014	0.021	0.058	0.051	0.072	0.067	0.017	0.037	0.038	0.025	0.078	0.055	0.036	0.036	0.030	0.030
Nd	0.210	0.160	0.160	0.220	0.045	0.073	0.190	0.210	0.250	0.240	0.052	0.120	0.140	0.090	0.270	0.190	0.130	0.130	0.113	0.109
Sm	0.039	0.027	0.027	0.051	0.014	0.017	0.040	0.044	0.049	0.037	0.012	0.031	0.032	0.010	0.040	0.035	0.029	0.026	0.021	0.024
Eu	0.010	0.014	0.012	0.017	0.002	0.002	0.019	0.012	0.024	0.017	0.007	0.007	0.007	0.007	0.007	0.007	0.007	0.007	0.003	0.007
Gd	0.048	0.032	0.031	0.040	0.016	0.015	0.044	0.042	0.048	0.040	0.025	0.034	0.044	0.025	0.032	0.033	0.026	0.026	0.017	0.020
Tb	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.0051	0.0064	0.013	0.0042	0.0068	0.0040	0.0054	0.004	0.003	0.002
Dy	0.052	0.028	0.029	0.035	0.019	0.022	0.035	0.033	0.036	0.037	0.029	0.034	0.078	0.032	0.044	0.037	0.016	0.027	0.020	0.022
Ho	0.003	0.006	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.011	0.003	0.012	0.0076	0.020	0.0080	0.0089	0.0085	0.0059	0.006	0.004	0.006
Er	0.033	0.022	0.024	0.031	0.013	0.017	0.027	0.022	0.036	0.027	0.039	0.033	0.078	0.031	0.028	0.035	0.011	0.018	0.012	0.019
Tm	0.003	0.004	0.003	0.003	0.003	0.003	0.004	0.003	0.003	0.003	0.0079	0.0058	0.016	0.0043	0.0053	0.0050	0.0028	0.003	0.002	0.004
Yb	0.029	0.029	0.033	0.035	0.021	0.029	0.025	0.029	0.044	0.027	0.041	0.053	0.120	0.038	0.034	0.053	0.015	0.026	0.014	0.022
Lu	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.011	0.0095	0.017	0.0082	0.0066	0.0079	0.0025	0.005	0.002	0.004
Hf	0.100	0.120	0.084	0.120	0.071	0.100	0.160	0.130	0.170	0.920	0.120	0.072	0.170	0.059	0.099	0.190	0.073	0.085	0.034	0.063
Ta	0.490	0.110	0.780	0.085	0.590	0.270	0.240	0.190	0.280	0.320	0.160	0.190	0.067	0.043	0.068	0.180	0.052	0.320	0.070	0.180
Th	0.150	0.054	0.066	0.083	0.044	0.054	0.078	0.088	0.110	0.098	0.070	0.070	0.070	0.070	0.070	0.140	0.070	0.070	0.037	0.037
U	0.480	0.046	0.041	0.044	0.033	0.390	0.041	0.042	0.061	0.050	0.035	0.037	0.029	0.034	0.044	0.046	0.081	0.052	0.016	0.028

Примечание. Химические анализы пород выполнены на квадрупольном ICP MS - спектрометре серии Agilent 7500 в ЦКП "Аналитический центр геохимии природных систем" ТГУ (г. Томск), аналитик П.А. Тишин.

Note. Chemical analyzes of rocks were performed on quadrupole ICP-MS spectrometer of Agilent 7500 series at "Analytical Center for Geochemistry of Natural Systems", Tomsk State University (Tomsk), analyst P.A. Tishin.

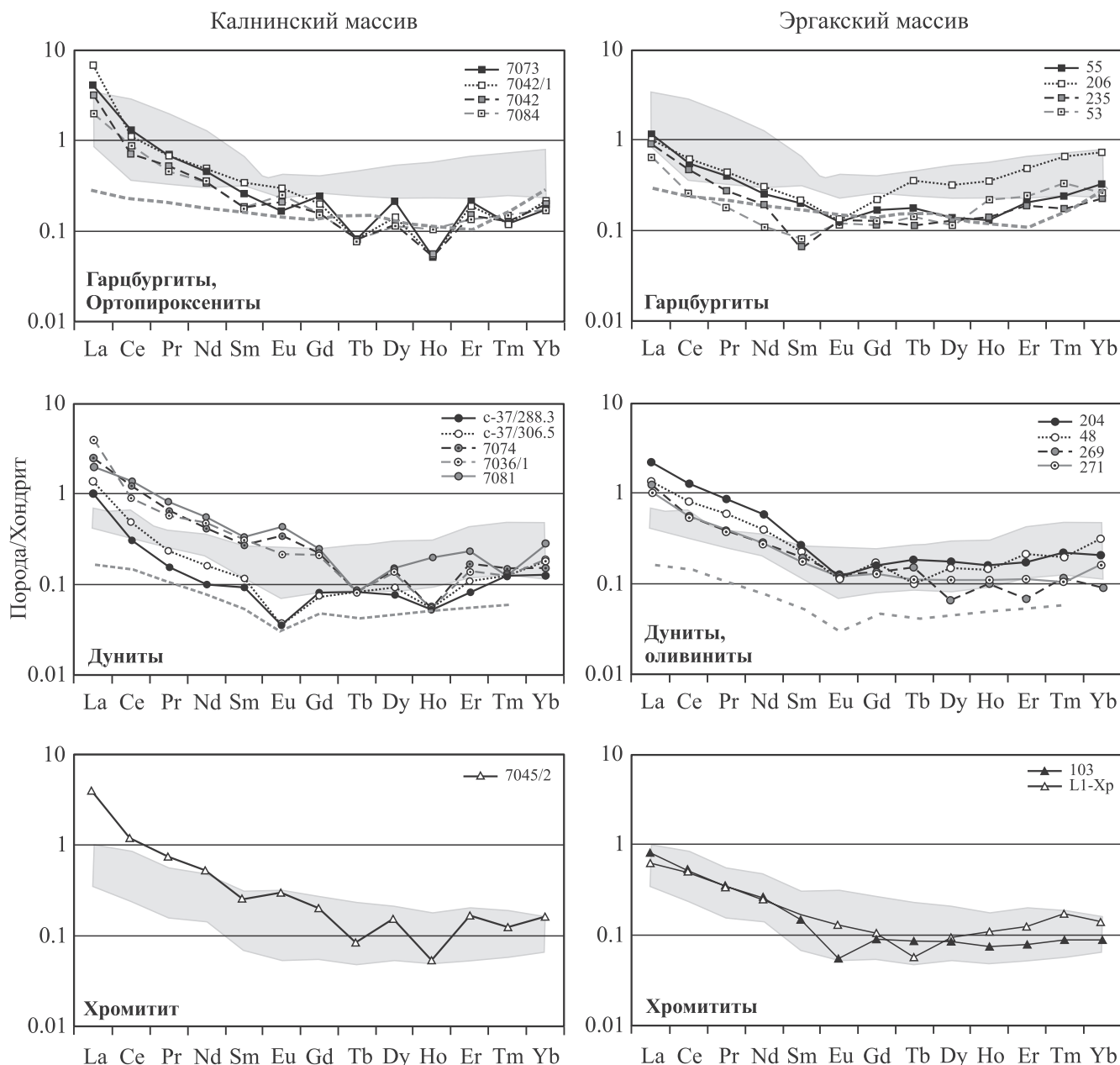


Рис. 4. Редкоземельные спектры ультрамафитов Калнинского и Эргакского массивов, нормированные по хондриту [Boyn-ton, 1984].

Для сравнения на графики вынесены составы аналогичных ультрамафитов Кемпирсайского массива Южного Урала (серое поле) и усредненные спектры составов дунитов и гарцбургитов Оспинского массива Восточного Саяна (серая пунктирная линия).

Fig. 4. Rare-earth spectra of ultramafites of Kalninsky and Ergaksky massifs, normalized to chondrite [Boyn-ton, 1984].

For comparison, compositions of similar ultramafites of Kempirsai massif of the Southern Urals (gray field) and averaged spectra of dunite and harzburgite compositions of Ospinsky massif of Eastern Sayan (gray dashed line) were plotted for graphs.

сиров обнаруживают большое сходство между собой и хорошо сопоставляются со спектрами редких элементов в ультрамафитах Кемпирсайского массива, но заметно отличаются от спектров ред-

ких элементов Оспинского массива. Последние обнаруживают более низкие концентрации редких элементов и характеризуются отсутствием интенсивной положительной Sr аномалии (см. рис. 5).

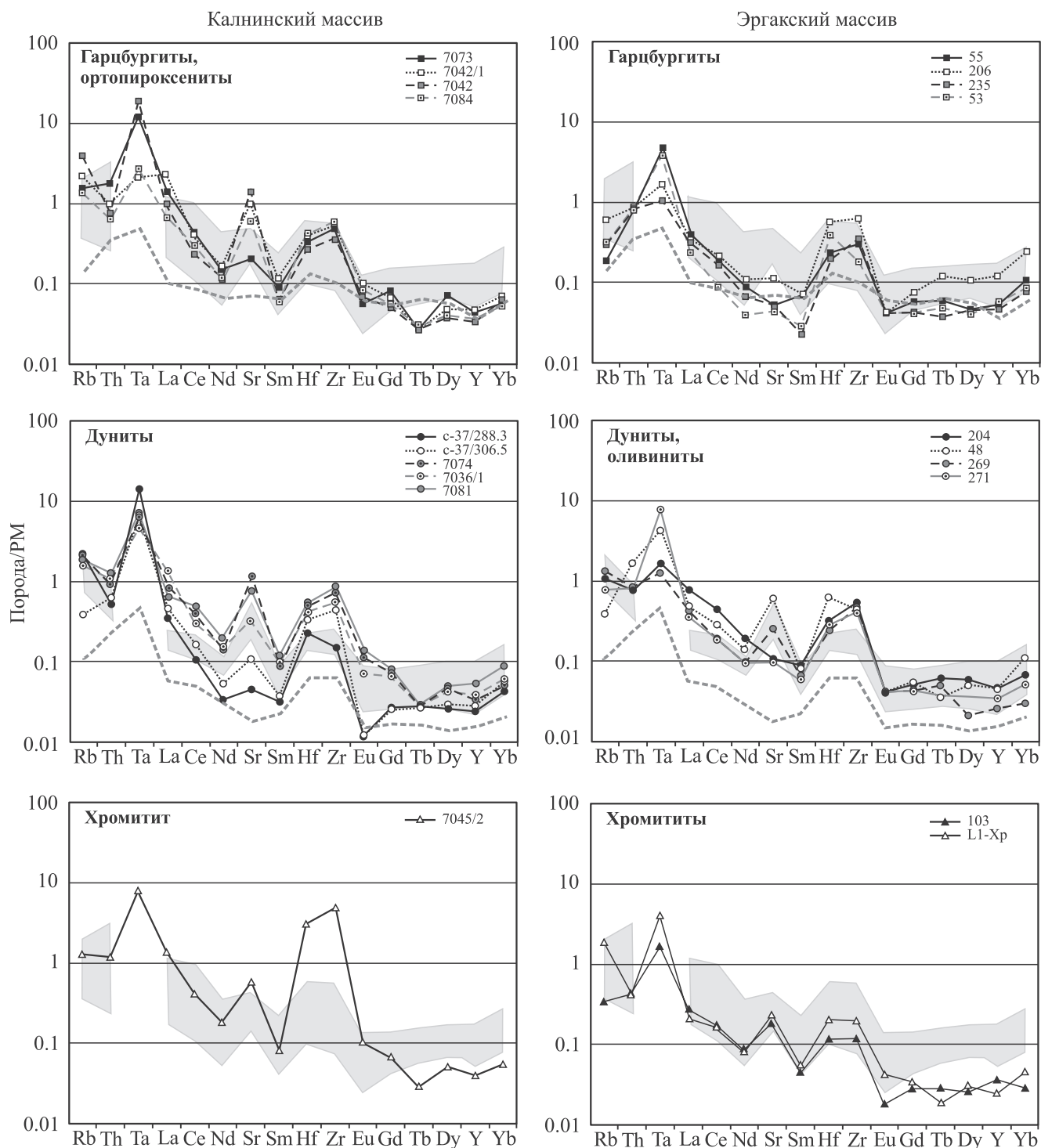


Рис. 5. Мультиэлементные спектры ультрамафитов Калнинского и Эргакского массивов, нормированные по примитивной мантии (PM) [Sun, McDonough, 1989].

Для сравнения на графики вынесены составы аналогичных ультрамафитов Кемпирсайского массива Южного Урала (серое поле) и усредненные спектры составов дунитов и гарцбургитов Оспинского массива Восточного Саяна (серая пунктирная линия).

Fig. 5. Multielement spectra of ultramafites from Kalninsky and Ergaksky massifs, normalized to primitive mantle (PM) [Sun, McDonough, 1989].

For comparison, compositions of similar ultramafites of Kempirsai massif of the Southern Urals (gray field) and averaged spectra of dunite and harzburgite compositions of the Ospinsky massif of Eastern Sayan (gray dashed line) were plotted for graphs.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ
РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Суммируя результаты комплексного петрологического исследования, рассмотрим главные отличительные особенности хромитоносных ультрамафитов Калнинского и Эргакского массивов.

1. Геологическое строение ультрамафитовых массивов. Калнинский и Эргакский ультрамафитовые массивы являются крайними северо-восточными тектоническими блоками Куртушибинского офиолитового пояса. Они сложены преимущественно неравномерно деплетированными ультрамафитами дунит-гарцбургитового полосчатого комплекса и представляют собой нижнюю часть офиолитового покрова. Хромититы среди них встречаются в виде линейных полосчатых зон, либо линзовидных тел. В северной части Эргакского массива ультрамафиты представлены преимущественно регенерированными оливинитами.

2. Петрографический состав. Ультрамафиты Калнинского и Эргакского массивов представлены преимущественно дунитами, гарцбургитами и их серпентинизированными разностями. В северном блоке Эргакского массива ультрамафиты нередко преобразованы в регенерированные серпентин-оливиновые ультраметаморфиты и оливиниты. Среди ультрамафитов обоих массивов отмечаются хромитовые тела.

Оливины в дунитах и гарцбургитах исследуемых массивов по химическому составу не различаются и представлены форстеритами. Оливины в регенерированных оливинитах отличаются минимальной железистостью ($Fa \approx 0.8\text{--}1.6\%$). Ромбические пироксены соответствуют энстатиту с железистостью 7.8–9.7%. Однако энстатиты Калнинского массива отличаются от Эргакского тенденцией возрастания содержания MgO и уменьшения Al_2O_3 , Cr_2O_3 и FeO . Клинопироксен устанавливается только в гарцбургитах Эргакского массива и соответствует диопсиду. Его количество в породе варьирует от единичных зерен до заметных содержаний, что иногда позволяет назвать породу лерцолитом. Хромовые шпинели в дунитах и гарцбургитах обоих массивов по химическому составу соответствуют хромитам, алюмохромитам, хромпикотитам, редко пикотитам. Следует отметить, что хромовые шпинели в ультрамафитах Эргакского массива имеют более значительные вариации составов по сравнению с таковыми Калнинского массива. При этом хромовые шпинели Калнинского массива отличаются тенденцией к уменьшению глиноземистости и магнезиальности и, соответственно, к увеличению железистости и хромистости. Поэтому в Калнинском массиве они представлены преимущественно хромитами и алюмохромитами, тогда как в Эргакском – хромитами, алюмохромитами, хромпикотитами, иногда пикоти-

тами (см. рис. 2, табл. 3). Шпинелиды из метаультрамафитов (оливинитов) отвечают хромитам либо магнетитам. Хромовые шпинели в хромититах Эргакского массива представлены алюмохромитами и хромитами, тогда как в Калнинском массиве – только хромитами.

Наблюдаемые различия в химическом составе минералов, очевидно, связаны с меньшей степенью деплетирования ультрамафитов Эргакского массива по сравнению с Калнинским, а также с последующей неоднородностью их высокотемпературного пластического деформирования и с вторичной рекристаллизацией отжига.

3. Петрогеохимия. Проведенные петрохимические исследования показывают, что наименее деплетированными являются ультрамафиты Эргакского массива с лерцолитовым уклоном, которые часто содержат клинопироксен и по своему составу оказываются наиболее близкими Кемпирсайскому хромитоносному массиву. В Калнинском массиве степень деплетирования ультрамафитов возрастает, в нем широко распространены дуниты и отсутствует клинопироксен. Они по своему составу приближаются к наиболее истощенным ультрамафитам Оспинского массива. Ультрамафиты исследуемых массивов обнаруживают одинаковый характер распределения РЗЭ – уменьшение от легких к средним и одинаковые концентрации средних и тяжелых лантаноидов. Устанавливается истощение средними и тяжелыми РЗЭ от гарцбургитов к дунитам, что связано с возрастанием степени деплетированности последних [Леснов, 2007]. При этом в ряду массивов Кемпирсайский–Эргакский–Калнинский–Оспинский отмечается тенденция к уменьшению содержаний РЗЭ в ультрамафитах, свидетельствующая о том что от первого к последнему они становятся более деплетированными реститами. Спектры редких элементов из ультрамафитов Калнинского и Эргакского массивов обнаруживают сходство между собой и характеризуются постоянными интенсивными положительными Ta, Sr, Hf-Zr аномалиями и отрицательными Nd, Sm и Eu аномалиями. При этом интенсивность перечисленных пиков возрастает от гарцбургитов к дунитам и хромитам. Установленное нетипичное для реститов обогащение ультрамафитов Калнинского и Эргакского массивов несовместимыми легкими РЗЭ (La, Ce), Sr, Zr и Hf, очевидно, указывает на их взаимодействие с бонинитовым расплавом (флюидом), обогащенным этими элементами [Терехов, Ефремова, 2005]. Подобное поведение обычно рассматривается как свидетельство мантийного метасоматоза или магматической рефертилизации ультрамафитов под воздействием просачивающихся расплавов (флюидов) островодужной или бонинитовой надсубдукционной природы [Batanova et al., 2011; Савельева и др., 2013; Батанова и др., 2014].

4. Образование хромититов. Формирование хромового оруденения в исследуемых массивах, очевидно, осуществлялось в мантийных условиях в процессе неоднородного деплетирования исходного мантийного вещества с образованием пород полосчатого дунит-гарцбургитового комплекса. В результате интенсивной депироксенизации формировались крупнозернистые дуниты [Савельева, 1987]. В процессе депироксенизации гарцбургитов происходило освобождение Al, Mg, Fe и Cr, которые затем обособлялись в самостоятельную фазу хромовых шпинелей [Савельев, Федосеев, 2011]. В результате дуниты обогащались хромовой шпинелью. В зонах высокотемпературного послонного пластического течения дунит-гарцбургитового субстрата происходила сегрегация хромовой шпинели, которая сопровождалась формированием линейных зон полосчатых хромитовых руд от убого вкрапленных до средне вкрапленных. В процессе дальнейшей эволюции, в ходе перемещения ультрамафитов в верхние этажи литосферы в результате интенсивных пластических деформаций, линейные зоны вкрапленного оруденения подвергались деструкции с образованием линзовидных тел хромититов [Чернышов, Юричев, 2013, 2016], которая сопровождалась удалением пластичного оливина с образованием густовкрапленных и сплошных хромититов. Процессы метаморфизма на этом этапе способствовали возрастанию хромистости хромитовых руд.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Батанова В.Г., Лясковская З.Е., Савельева Г.Н., Соболев А.В. (2014) Периодиты п-ова Камчатский мыс: свидетельство плавления океанической мантии вблизи горячей точки. *Геология и геофизика*, **55**(12), 1748-1758.
- Волкова Н.И., Ступаков С.И., Бабин Г.А., Руднев С.Н., Монгуш А.А. (2009) Подвижность редких элементов при субдукционном метаморфизме (на примере глаукофановых сланцев Куртушибинского хребта, Западный Саян). *Геохимия*, **4**, 401-414.
- Гончаренко А.И., Чернышов А.И. (1990) Деформационная структура и петрология нефритоносных гипербазитов. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 200 с.
- Еханин Д.А. (2010) Геологическое строение и перспективы рудоносности Калнинского ультрабазитового массива. *Разведка и охрана недр*, **9**, 24-28.
- Еханин А.Г., Власов А.В., Заболоцкий А.Д. и др. (2008) Новые данные о хромитоносности гипербазитового Калнинского массива (Красноярский край). *Геология и полезные ископаемые Красноярского края*. Красноярск: КНИИГиМС, 173-180.
- Кривенко А.П., Подлипский М.Ю., Агафонов Л.В. (2004) Петрология и минералогия гипербазитов Эргакского массива. *Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии. Геоэкология природной среды и общества*. Кызыл: ТувИКОП СО РАН, 61-77.
- Кривенко А.П., Подлипский М.Ю., Кубышев А.И., Катанов С.Г. (2002) Перспективы хромитоносности и платиноносности гипербазитов Верхне-Амьельского района в Западном Саяне. *Минеральные ресурсы Красноярского края*. Красноярск: КНИИГиМС, 314-324.
- Леснов Ф.П. (2007) Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах. Кн. 1. Главные типы пород. Породообразующие минералы. Новосибирск: Гео, 403 с.
- Леснов Ф.П., Чернышев А.И., Истомин В.Е. (2005) Геохимические свойства и типоморфизм оливинов из гетерогенных ультрамафитовых пород. *Геохимия*, **4**, 395-414.
- Малахов И.А. (1983) Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов. М.: Наука, 223 с.
- Павлов Н.В. (1949) Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов. *Труды Геологического института АН СССР*, **103**(3), 91 с.
- Перцев А.Н., Савельева Г.Н. (2005) Первичные магмы уральских ультрамафитовых комплексов аляскинского типа: геохимические ограничения по составу минералов. *Геохимия*, **5**, 503-518.
- Подлипский М.Ю., Кривенко А.П. (2005) Платино-хромитовое оруденение в офиолитовых гипербазитах Западного Саяна. *Платина России. Новые нетрадиционные типы месторождений и рудопроявлений платиносодержащего сырья*. М.: Геоинформмарк, Т. 6, 100-109.
- Савельев Д.Е., Федосеев В.Б. (2011) Сегрегационный механизм формирования тел хромититов в ультрабазитах складчатых поясов. *Руды и металлы*, **5**, 35-42.
- Савельева Г.Н. (1987) Габбро-гипербазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 246 с.
- Савельева Г.Н., Батанова В.Г., Бережная Н.А., Пресняков С.Л., Соболев А.В., Скублов С.Г., Белоусов И.А. (2013) Полихронное формирование мантийных комплексов офиолитов (Полярный Урал). *Геотектоника*, **3**, 43-57.
- Савельева Г.Н., Перцев А.Н. (1995) Мантийные ультрамафиты в офиолитах Южного Урала, Кемпирсайский массив. *Петрология*, **3**(2), 115-132.
- Соболев В.С., Добрецов Н.Л., Молдаванцев Ю.Е., Казак А.П., Пономарева Л.Г. Савельева Г.Н., Савельев А.А. (1977) Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). Новосибирск: Наука, 222 с.
- Терехов Е.Н., Ефремова Л.Б. (2005) Эволюция содержания РЗЭ в породах восточной части Балтийского щита как отражение геодинамических обстановок. *Геохимия*, **11**, 1161-1174.
- Чернышов А.И., Юричев А.Н. (2013) Петроструктурная эволюция ультрамафитов Калнинского хромитоносного массива в Западном Саяне. *Геотектоника*, **4**, 31-46.
- Чернышов А.И., Юричев А.Н. (2016) Структурная эволюция дунитов и хромитов Харчерузского массива (Полярный Урал). *Геотектоника*, **2**, 62-77.
- Шмелев В.Р. (2009) Ультрабазиты Полярного Урала: минералогия, геохимия и петрогенезис. *Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения: Мат-лы III Междунар. конф.* Екатеринбург, 282-285.
- Шмелев В.Р. (2011) Мантийные ультрабазиты офиолито-

- вых комплексов Полярного Урала: петрогенезис и обстановка формирования. *Петрология*, **19**(6), 649-672.
- Batanova V.G., Belousov I.A., Savelieva G.N., Sobolev A.V. (2011) Consequences of channelised and diffuse melt transport in supra-subduction mantle: evidence from Voykar ophiolite (Polar Urals). *J. Petrol.*, **52**(12), 2483-2521.
- Boynton W.V. (1984) Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. *Rare earth element geochemistry*. Amsterdam, Elsevier, 63-114.
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the oceanic basins*. London: Geological Society of London Special Publication, 313-345.

REFERENCES

- Batanova V.G., Belousov I.A., Savelieva G.N., Sobolev A.V. (2011) Consequences of channelised and diffuse melt transport in supra-subduction mantle: evidence from Voykar ophiolite (Polar Urals). *J. Petrol.*, **52**(12), 2483-2521.
- Batanova V.G., Sobolev A.V., Lyaskovskaya Z.E., Savel'eva G.N. (2014) Peridotites from the Kamchatsky Mys: Evidence of oceanic mantle melting near a hotspot. *Russ. Geol. Geophys.*, **55**(12), 1395-1403.
- Boynton W.V. (1984) Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. *Rare earth element geochemistry*. Amsterdam, Elsevier, 63-114.
- Chernyshov A.I., Yurichev A.N. (2013) Petrostructural evolution of ultramafic rocks of the Kalninsky chromite-bearing massif, Western Sayan. *Geotectonics*, **47**(4), 266-278.
- Chernyshov A.I., Yurichev A.N. (2016) The structural evolution of dunite and chromite ore from the Kharcheruz Massif, the Polar Urals. *Geotectonics*, **50**(2), 196-208.
- Goncharenko A.I., Chernyshev A.I. (1990) *Deformatsionnaya struktura i petrologiya nefritonosnykh giperbazitov* [Deformation structure and petrology of nephrite-bearing hyperbasites]. Tomsk, Tomsk State Univ. Publ., 200 p. (In Russian)
- Ekhanin D.A. (2010) Geological structure and prospects of ore-bearing of Kalninsky ultrabasic massif. *Razvedka i okhrana nedr*, **9**, 24-28. (In Russian)
- Ekhanin A.G., Vlasov A.V., Zabolotsky A.D. and others (2008) New data on chrome-bearing of Kalnin ultrabasic massif (Krasnoyarsk region). *Geologiya i poleznye iskopaemye Krasnoyarskogo kraya* [Geology and minerals of Krasnoyarsk region]. Krasnoyarsk, KNIIGiMS Publ. 173-180. (In Russian)
- Krivenko A.P., Podlipskii M.Yu., Agafonov L.V. (2004) Petrology and mineralogy of hyperbasites of Ergaksky massif. *Sostoyanie i osvoenie prirodnnykh resursov Tuvy i sopredel'nykh regionov Tsentral'noi Azii. Geoekologiya prirodnoi sredy i obshchestva* [State and development of natural resources of Tuva and adjacent regions of Central Asia. Geocology of natural environment and society]. Kyzyl, TuvIKOPR SO RAN, 61-77. (In Russian)
- Krivenko A.P., Podlipskii M.Yu., Kubyshev A.I., Katanov S.G. (2002) Perspectives of chromite-bearing and platinum-bearing capacity of hyperbasites of Upper-Amylsky region in Western Sayan. *Mineral'nye resursy Krasnoyarskogo kraya* [Mineral Resources of Krasnoyarsk Territory]. Krasnoyarsk, KNIIGiMS Publ., 314-324. (In Russian)
- Lesnov F.P. (2007) *Redkozemel'nye elementy v ul'tramafitovykh i mafitovykh porodakh i ikh mineralakh. Kniga 1. Glavnye tipy porod. Porodoobrazuyushchie mineraly* [Rare-earth elements in ultramafic and mafic rocks and their minerals. B. 1. The main types of rocks. Rock-forming minerals]. Novosibirsk, GEO Publ., 403 p. (In Russian)
- Lesnov F.P., Istomin V.E., Chernyshov A.I. (2005) Geochemical characteristics and typomorphism of olivine from heterogeneous ultramafic rocks. *Geochem. Int.*, **43**(4), 354-371.
- Malakhov I.A. (1983) *Petrokhimiya glavnykh formatsionnykh tipov ul'trabazitov* [Petrochemistry of main formation types of ultrabasites]. Moscow, Nauka Publ., 223 p. (In Russian)
- Pavlov N.V. (1949) *Khimicheskii sostav khromshpinelidov v svyazi s petrograficheskim sostavom porod Ul'traosnovnykh intruzivov* [Chemical composition of chromospinelides in connection with petrographic composition of rocks of ultrabasic intrusions]. *Trudy Geologicheskogo instituta AN SSSR*, **103**(3), 91 p. (In Russian)
- Pertsev A.N., Savel'eva G.N. (2005) Primary magmas of uralian Alaskan-type ultramafic complexes: Geochemical constraints deduced from mineral compositions. *Geochem. Int.*, **43**(5), 456-470.
- Podlipsky M.Yu., Krivenko A.P. (2005) Platinum-chromite mineralization in ophiolite hyperbasites of the Western Sayan. *Platina Rossii. Novye netradsitsionnye tipy mestorozhdenii i rudoproyavlenii platinosoderzhashchego syr'ya* [The Platinum of Russia. New unconventional types of deposits and ore occurrences of platinum-containing raw materials]. Moscow, Geoinformmark Publ., Vol.6, 100-109. (In Russian)
- Savel'ev D.E., Fedoseev V.B. (2011) Segregation mechanism of chromite bodies formation in ultrabasites of folded belts. *Rudy i metally*, **5**, 35-42. (In Russian)
- Savel'eva G.N. (1987) *Gabbro-giperbazitovye komplekсы ofiolitov Urala i ikh analogi v sovremennoi okeanicheskoi kore* [Gabbro-hyperbasite complexes of the Urals ophiolites and their analogues in modern oceanic crust]. Moscow, Nauka Publ., 246 p. (In Russian)
- Savel'eva G.N., Batanova V.G., Sobolev A.V., Belousov I.A., Berezhnaya N.A., Presnyakov S.L., Skublov S.G. (2013) Polychronous formation of mantle complexes in ophiolites. *Geotectonics*, **47**(3), 167-179.
- Savel'eva G.N., Pertsev A.N. (1995) Mantle ultramafites in ophiolites of Southern Ural, Kempirsai massif. *Petrologiya*, **3**(2), 115-132. (In Russian)
- Sobolev V.S., Dobretsov N.L., Moldavantsev Yu.E., Kazak A.P., Ponomareva L.G., Savel'eva G.N., Savel'ev A.A. (1977) *Petrologiya i metamorfizm drevnikh ofiolitov (na primere Polyarnogo Urala i Zapadnogo Sayana)* [Petrology and metamorphism of ancient ophiolites (on example of Polar Urals and Western Sayan)]. Novosibirsk, Nauka Publ., 222 p. (In Russian)
- Shmelev V.R. (2009) Ultrabasites of the Polar Urals: mineralogy, geochemistry and petrogenesis. *Ul'trabazit-bazitovye komplekсы skladchatykh oblastei i svyazannye s nimi mestorozhdeniya. Materialy III Mezhdunarodnoi konferentsii* [Ultrabasic-basite complexes of folded regions and associated deposits: Materials of the III International conference]. Ekaterinburg, 282-285. (In Russian)
- Shmelev V.R. (2011) Mantle ultrabasites of ophiolite com-

- plexes in the Polar Urals: Petrogenesis and geodynamic environments. *Petrology*, **19**(6), 618-640.
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the oceanic basins*. London, Geological Society of London Special Publication, 313-345.
- Terekhov E.N., Efremova L.B. (2005) Evolution of REE contents in rocks of the Eastern Baltic Shield as indicators of geodynamic environments. *Geochem. Int.*, **43**(11), 1065-1077.

УДК 550.42:[546.719+546.23]:552.578.3:557.762.3 (470.42)

DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-5-704-716

Рений и селен в верхнеюрской сланцевой толще разреза “Городищи” в центральной части Волжского сланцевого бассейна

© 2019 г. С. Ю. Енгальчев

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, 199106 г. Санкт-Петербург, Средний пр., 74,
e-mail: sleng2005@mail.ru

Поступила в редакцию 19.01.2018 г., принята к печати 14.12.2018 г.

Объект исследований. Исследовались содержание рения (Re), селена (Se) и ряда других редких элементов в породах разреза “Городищи”, расположенного в центральной части Волжского сланцевого бассейна (верхняя юра) на юго-востоке Русской плиты. Породы разреза обогащены органическим веществом (в углеродистых сланцах 15–37 мас. %) и включают выдержанные прослои горючих сланцев мощностью до 0.7 м. **Материалы и методы.** Выполнено описание и послойное опробование разреза “Городищи”. Из двух проб углеродистых сланцев были выделены и отдельно проанализированы сульфиды. В отобранных пробах и в выделенных сульфиды в Центральной аналитической лаборатории ФГБУ ВСЕГЕИ установлены содержания Re, Se и ряда редких элементов. Химический состав определен методом ICP-MS на приборе Agilent 7700х. **Результаты.** Наиболее высокие концентрации Re и Se в горючих сланцах составляют для Re в среднем 0.13 г/т (от 0.09 до 0.19), для Se – 10.39 г/т (от 6.54 до 12.4). Выполненный статистический анализ данных позволил определить наличие тесной связи Re и Se с органическим веществом пород и с Cu, Cd, U, Ag. **Выводы.** Аномально высокие концентрации Se и высокие концентрации Re, выявленные в горючих сланцах разреза, ставят вопрос о необходимости проведения специализированных минералого-геохимических исследований верхнеюрских углеродистых сланцев Волжского сланцевого бассейна и оценки их на Re и Se.

Ключевые слова: рений, селен, горючие сланцы, Волжский сланцевый бассейн, верхняя юра

Rhenium and selenium in the Upper Jurassic shale of the “Gorodishchi” section, Central part of the Volga shale basin

Svyatoslav J. Engalychev

A.P. Karpinski All-Russian Research Geological Institute, 74 Sredny av, St.Petersburg, 199106 Russia,
e-mail: sleng2005@mail.ru

Received 19.01.2018, accepted 14.12.2018

Research subject. This article presents new data on the content of rhenium (Re), selenium (Se) and a number of other rare elements in the rocks of the *Gorodishchi* section located in the Central part of the Volga basin shale (upper Jurassic) in the South-East of the Russian plate. In this section, rocks are rich in organic matter (15–37 % wt in oil shale) and contain layers of oil shale with a thickness of up to 0.7 m. **Materials and methods.** The description and layer-by-layer testing of the *Gorodishchi* section was performed. Sulphides were isolated from two samples of carbonaceous shale for subsequent analysis. In the selected samples and isolated sulphides, the contents of Re, Se and a number of rare elements were determined at the *VSEGEI* central analytical laboratory. For the first time, the chemical composition of the samples was determined by ICP-MS using an Agilent 7700h device. **Results.** Oil shale samples demonstrated the highest concentration of Re and Se, with the concentration of Re and Se being on average 0.13 g/t (ranging from 0.09 to 0.19) and 10.39 g/t (from 6.54 to 12.4), respectively. A statistical analysis of the data obtained (using principal component factor analysis) revealed a close relationship of Re and Se both with the rock organic matter and with Cu, Cd, U, Ag. **Conclusions.** Anomalously high concentrations of Se and high concentrations of Re revealed in the oil shale of the section under study testifies to the need for specialized mineralogical and geochemical studies of the upper Jurassic carbon shale of the Central part of the Volga basin shale in terms of Re and Se content.

Keywords: rhenium, selenium, oil shale, shale Volga basin, upper Jurassic

Для цитирования: Енгальчев С.Ю. (2019) Рений и селен в верхнеюрской сланцевой толще разреза “Городищи” в центральной части Волжского сланцевого бассейна. *Литосфера*, 19(5), 704–716. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-5-704-716

For citation: Engalychev S.J. (2019) Rhenium and selenium in the Upper Jurassic shale of the *Gorodishchi* section, Central part of the Volga shale basin. *Litosfera*, 19(5), 704–716. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-5-704-716

ВВЕДЕНИЕ

В связи с широким использованием редких элементов в различных областях промышленности актуальным направлением геологических исследований является поиск рудных объектов, имеющих редкометалльную специализацию. Совершенствование методов анализа вещества позволяет снизить пороги обнаружения редких элементов и на новом уровне определять их концентрации в различных типах пород и руд. Это, в частности, дает новые возможности для исследования металлоносности осадочных пород, обогащенных органическим веществом (углеродистые сланцы и глины).

Рений – редкий рассеянный металл, обладающий уникальными каталитическими и жаропрочными свойствами. Спрос на него высок и продолжает расти [Мелентьев и др., 2011], что вызвано все более широким его применением в различных областях промышленности (машиностроении, авиации, космической промышленности, переработке углеводородов и др.). Собственные месторождения этого редкого и остродефицитного металла не известны, а основным его сырьевым источником являются молибденовые, медно-молибденовые порфировые месторождения и медные месторождения стратиформного типа (медистые песчаники и сланцы), а также эпигенетические урановые объекты, связанные с зонами пластового окисления [Иванов и др., 1998; Мелентьев и др., 2011; Трач, Бескин, 2011].

В углеродистых сланцах и на эпигенетических урановых объектах повышенные концентрации Re часто ассоциируют с накоплением Se [Юдович, Кетрис, 1994; Иванов, и др., 1998; Мелентьев и др., 2011]. Селен не образует самостоятельных месторождений, но входит в состав руд сульфидных месторождений. Он находит применение в электротехнике (полупроводники), металлургии, стекольной и нефтехимической промышленности, а также в медицине [Иванов и др., 1998].

В последнее время в России на редкие элементы и, в частности, на остродефицитный рений (Re) были исследованы углеродистые сланцы нижнего ордовика Прибалтийского бассейна [Вялов и др., 2010], а также получены первые данные о содержании этого редкого металла в горючих сланцах Волжского сланцевого бассейна (верхняя юра) [Самойлов и др., 2015, 2017].

В настоящее время в Российской Федерации сырьевая база Re не сформирована [Мелентьев и др., 2011; Трач, Бескин, 2011]. Его извлекают как попутный компонент концентратов молибденовых и медно-порфировых руд. При этом в России острый дефицит рения, при потреблении порядка 5 т в год, покрывается за счет дорогостоящих импортных поставок [Мелентьев и др., 2011; Трач, Бескин, 2011]. В последнее время интерес исследователей привлекают новые, нетрадиционные источники

рения, в качестве которых рассматриваются фумарольные газы современных вулканических систем (вулкан Кудрявый на о-ве Итуруп Курильской гряды), углеродистые (черные и горючие) сланцы, медистые песчаники, угли и жидкие углеводороды [Мелентьев и др., 2011; Трач, Бескин, 2011].

В 2012–2014 г.г. Роснедра в рамках наращивания сырьевой базы рения Российской Федерации инициировали проведение поисковых работы на Re и попутные компоненты в углеродистых диктионемовых сланцах нижнего ордовика Прибалтийского бассейна на западе Ленинградской области (Кайболово-Гостилицкая площадь).

Основное препятствие для вовлечения диктионемовых сланцев в отработку состоит в отсутствии рентабельной технологии извлечения рения и попутных компонентов из сланцев, хотя ранее было разработано несколько принципиальных схем для решения этого вопроса [Вялов и др., 2010; Михайлов и др., 2015]. Пока в промышленном варианте ни одна из них не реализована. Преодоление этого препятствия требует проведения дополнительных геолого-технологических исследований, разработки специализированного оборудования и организации опытно-промышленных испытаний.

Горючие сланцы являются ценным сырьем, глубокая переработка которого позволяет получить значительное количество разнообразных промышленных продуктов. В настоящее время в России горючие сланцы используются как химическое и фармацевтическое сырье [Янин, 2003].

По имеющимся данным [Поплавко и др., 1978; Геологический атлас..., 1996; Гаврилов и др., 2014; Самойлов и др., 2015, 2017] одним из приоритетных объектов для извлечения редких элементов, в частности на Re и Se, в России можно считать верхнеюрский Волжский сланцевый бассейн, расположенный в юго-восточной части Русской плиты. Он обладает значительными запасами горючих сланцев [Геологический атлас..., 1996] и находится на территории с развитой инфраструктурой.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Волжский сланцевый бассейн располагается на юго-востоке Русской плиты, в пределах Волго-Камской антеклизы Ульяновско-Саратовского прогиба и северной части Прикаспийской синеклизы. Его площадь составляет около 350 тыс. кв. км. Горючие сланцы приурочены к волжскому ярусу поздней юры, с максимумом развития в аммонитовой зоне *Dorsoplanites panderi* средневолжского подъяруса [Кулёва и др., 2004; Букина, 2013]. В пределах бассейна располагается ряд месторождений горючих сланцев: Кашпирское, Ульяновское, Общесыртовское, Коцебинское, Озинковское, Савельевское, Кадышевское, Бессоновское, Орловское, Дергуновское, Большечерниговское и другие.

Суммарные геологические запасы и ресурсы горючих сланцев Волжского бассейна составляют 28–40 млрд т [Геологический атлас..., 1996]. Сланцы Волжского бассейна не имеют аналогов среди подобных образований по высокому содержанию органического вещества, составляющему от 4–8 до 20–24 мас. % (редко более 30 мас. %) [Геологический атлас..., 1996; Гаврилов и др., 2014].

Отложения волжского яруса, вмещающие горючие сланцы (ГС) Волжского бассейна, местами выходящие на дневную поверхность, залегают со стратиграфическим несогласием на разнофациальных породах широкого возрастного диапазона от нижней перми до оксфордского яруса верхней юры. Суммарная мощность отложений, содержащих пласты горючих сланцев, не затронутые последующим размытием, изменяется в пределах от 23 до 101.5 м. Пласты горючих сланцев имеют мощность от 0.05 до 12.0 м.

В кровле сланценовых отложений фиксируется фосфоритовый горизонт мощностью до 25 см. Содержание P_2O_5 в фосфоритах колеблется от 6 до 25 %. Пространственное совмещение в разрезе фосфоритов и горючих сланцев позволяет рассматривать возможность их совместной отработки.

В зависимости от содержания органического вещества (ОВ) горючие сланцы делятся на породы с пониженным значением ОВ от 17 до 30 % и с высоким – более 30 %. ОВ (кероген) ГС имеет сапропелевую природу и состоит преимущественно из бесструктурного микрокомпонента группы альгинита – коллоальгинита, реже псевдовитринита.

Основными компонентами неорганической части ГС Волжского бассейна являются глинистое вещество (монтмориллонит, смешаннослойные минералы, каолинит, хлорит) и карбонатный материал (преимущественно пелитоморфный и кристаллическим кальцит, арагонит). Кварц, мусковит, полевые шпаты, сульфиды, в основном пирит, марказит, коллофан, акцессории в составе минеральной части ГС занимают подчиненное положение. Набор минералов, образующих неорганическую основу ГС, однотипен, а основное отличие минеральной части различных пластов заключается в соотношении ее компонентов. Сходным для пластов ГС является и гранулометрический состав минеральной составляющей, в которой преобладают пелитовые частицы. Тяжелая фракция, достигающая местами 4% от общей массы алевритовых частиц, представлена главным образом сульфидами, в основном пиритом. Кроме того, в составе ГС часто фиксируется пирокластическое (преимущественно вулканическое стекло) [Кулёва и др., 2004; Букина, 2013].

Одним из наиболее полных и доступных для изучения разрезов, в которых вскрывается сланцевая толща Волжского сланцевого бассейна, является разрез «Городищи» [Вишневская, Барабошкин,

2001]. Он расположен в обрывистом правом берегу р. Волги в 25 км выше г. Ульяновска и в 1.5 км ниже д. Городищи (рис. 1, 2). Обнажения верхнеюрских отложений высотой 30–40 м протягиваются на несколько километров вдоль берега Куйбышевского водохранилища (рис. 2). Эти уникальные коренные выходы верхнеюрских отложений входят в состав Ульяновского палеонтологического заказника. Особая ценность разреза «Городищи» состоит в его полноте и отсутствии видимых перерывов в интервале от кимериджских и ранневолжских известково-глинистых отложений к средневолжской сланценовой толще [Вишневская, Барабошкин, 2001; Гаврилов и др., 2014]. Сланцевая пачка разреза приурочена к зоне *Dorsoplanites panderi* средневолжского подъяруса и отвечает промзинской толще.

Как видно на сводном разрезе (см. рис. 2, 3), сланцевая толща имеет циклическое строение. Элементарный цикл имеет мощность около 1 м и состоит из трех элементов. Нижний элемент представлен углеродистыми сланцами, средний – темно-серыми глинисто-карбонатными породами, а верхний – светло-серыми глинисто-карбонатными отложениями, практически лишенными органического вещества. Границы циклов четкие и соответствуют подошве сланцевых пластов.

Углеродистые сланцы (C_{org} – 5.8–24.4, $CaCO_3$ – 4.5–20%) сланцевой толщи характеризуются отчетливо выраженной тонкой ламинарной текстурой и плитчатым сложением. По содержанию ОВ и текстурным особенностям они подразделяются на темно-коричневые тонкослоистые, сланцы, обогащенные органическим веществом (15.8–24.4%), и серые, светло-светлые сланцы, содержащие меньшее количество органического вещества (5.8–13.6%). Светло-серые разности углеродистых сланцев преобладают в разрезе [Гаврилов и др., 2014].

Анализ опубликованных материалов по геохимии и металлоносности верхнеюрских горючих сланцев Волжского сланцевого бассейна [Баситова и др., 1972; Поплавко и др., 1978; Геологический атлас..., 1996; Гаврилов и др., 2014; Самойлов и др., 2015, 2017] свидетельствует об их слабой геохимической изученности.

По данным [Геологический атлас..., 1996] геохимическая специализация горючих сланцев Волжского сланцевого бассейна представлена следующей формулой (цифрой обозначен коэффициент концентрации): 200Se 150Mo 22Ag 12Ge 10Bi 8V 3Pb 2V 2Ti 2Hg.

Ранее повышенные концентрации Re (до 0.8 г/т) были выявлены в разновозрастных углеродистых сланцах, нефтях и битумах различных районов СССР [Баситова и др., 1972; Поплавко и др., 1978]. Сведения о содержании Re в горючих сланцах Волжского бассейна весьма ограничены. Так, по данным [Поплавко и др., 1978] в углеродистых сланцах Кашпирского месторождения (район г.

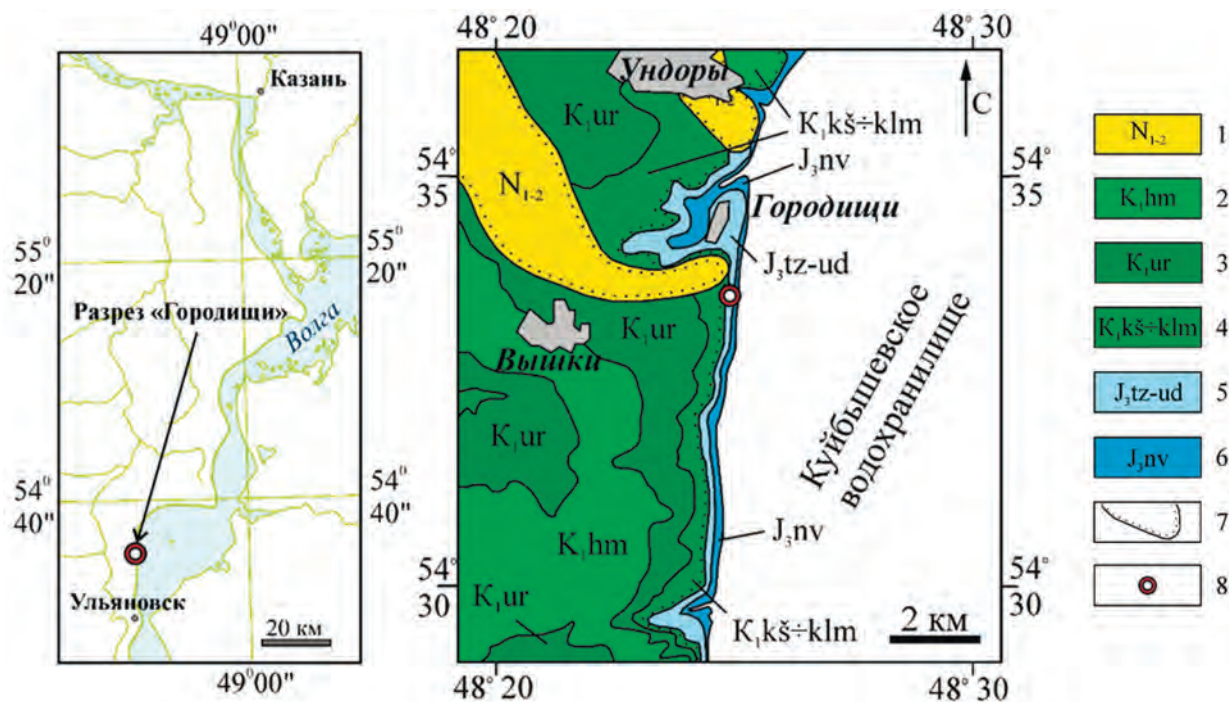


Рис. 1. Геологическая карта района исследований. Составлена по данным [Геологическая карта..., 2000].

1 – отложения миоцен-плиоцена (глины, алевролиты, пески); 2–4 – отложения нижнего мела: 2 – нижний апт, хмелевская толща (глины), 3 – барремский ярус, уренская толща (глины с линзами песков и песчаников); 4 – кашпирская, макарьевская, долгорецкая толщи и климовская свита объединенные (глины, в основании песчаники с фосфоритами); 5–6 – верхнеюрские отложения: 5 – волжский рюгоярус, тразовская, промзинская толщи и ундорская свиты объединенные (глины, битуминозные сланцы с прослоями глин, песчаники), 6 – кимериджский ярус, новиковская толща (глины с прослоями мергелей); 7 – несогласное залегание, 8 – опробованный разрез.

Fig 1. Geological map of the research area. Based by the data [Geologicheskaya karta..., 2000].

1 – Miocene-Pliocene (clays, siltstones, sands); 2–4 – deposits of the Lower Cretaceous: 2 – Lower Aptian, Chmielewska stratum (clays), 3 – Barremian stage, Urenskaya stratum (clays with lenses of sands and sandstones); 4 – Kashpirskaya, Makar'evskaya, Dolgoretskaya stratum and Klimovskaya Formation combined (clays, at the base of sandstones with phosphorites); 5–6 – Upper Jurassic sediments, 5 – Volzhskii stage, Trusovskaya, Promzinskaya stratum and Undorskaya Formation combined (clays, oil shale with interlayers of clays, sandstones), 6 – Kimmeridgian stage, Novikovskaya strata (clays with interlayers of marls); 7 – dissenting occurrence, 8 – investigated geological outcrop.

Сызрань) содержание Re составляет 0.06–0.14 г/т. По данным [Самойлов и др., 2015, 2017], содержание Re в различных разновидностях сланцев того же разреза составляет (г/т): горючий сланец – 0.035–0.081, горючий сланец с галькой фосфоритов – 0.016, разноцветные конгломератоподобные породы с обильными остатками фауны из горелого террикона шахты №3 – 0.11–0.22. В тех же работах [Самойлов и др., 2015, 2017] приводятся первые данные о концентрации Re в горючих сланцах ряда месторождений региона (Перелюбское – 0.013, Коцебинское – 0.048, Орловское – 0.027 г/т).

Разрез “Городищи” находится на территории Ульяновского месторождения горючих сланцев. До настоящего времени этот разрез не был исследован на Re, Se и широкий комплекс редких элементов. Стратиграфическая полнота разреза, наличие углеродистых сланцев и его доступность по-

зволяют рассматривать разрез “Городищи” в качестве важного эталонного объекта для геохимических исследований центральной части Волжского сланцевого бассейна на Re, Se и другие редкие элементы.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Выполнено описание и послойное опробование разреза “Городищи”. В разрезе были отобраны типовые разности пород: углеродистые (горючие) сланцы, глинистые углеродистые (горючие) сланцы, глины сланцеватые, глины мергелистые. Размещение проанализированных проб представлено на рис. 3. Из двух проб углеродистых сланцев были выделены и отдельно проанализированы сульфиды (преимущественно пирит). В отобранных пробах и в выделенных сульфидах в Центральной ана-

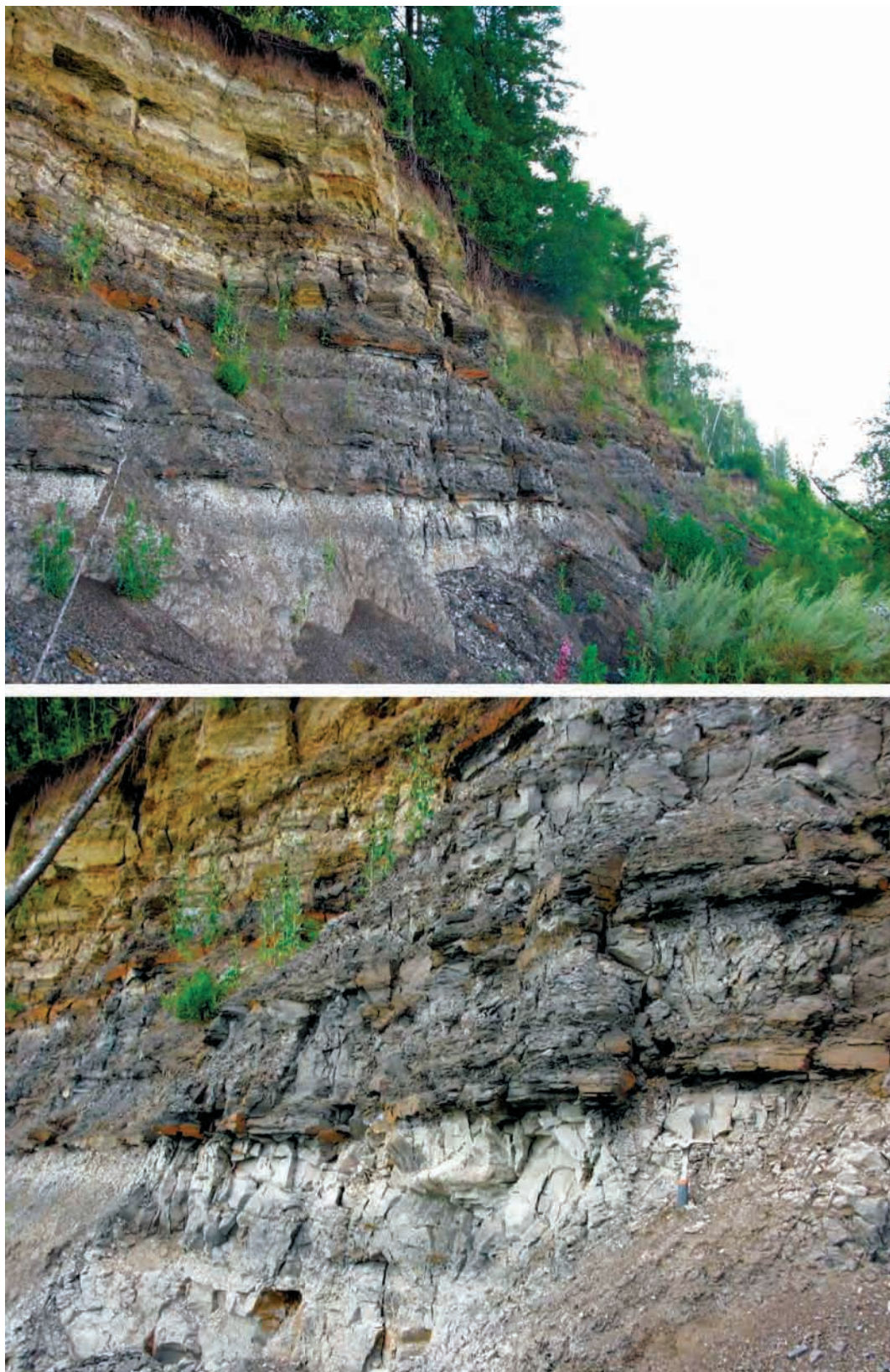


Рис. 2. Коренные выходы верхнеюрских отложений, содержащих горючие сланцы в разрезе “Городищи”. (фото С.Ю. Енгальчева, 2016 г.).

Fig. 2. Outcrops of Upper Jurassic deposits containing oil shale in section “Gorodishi”. (Photo S.Y. Engalychev, 2016).

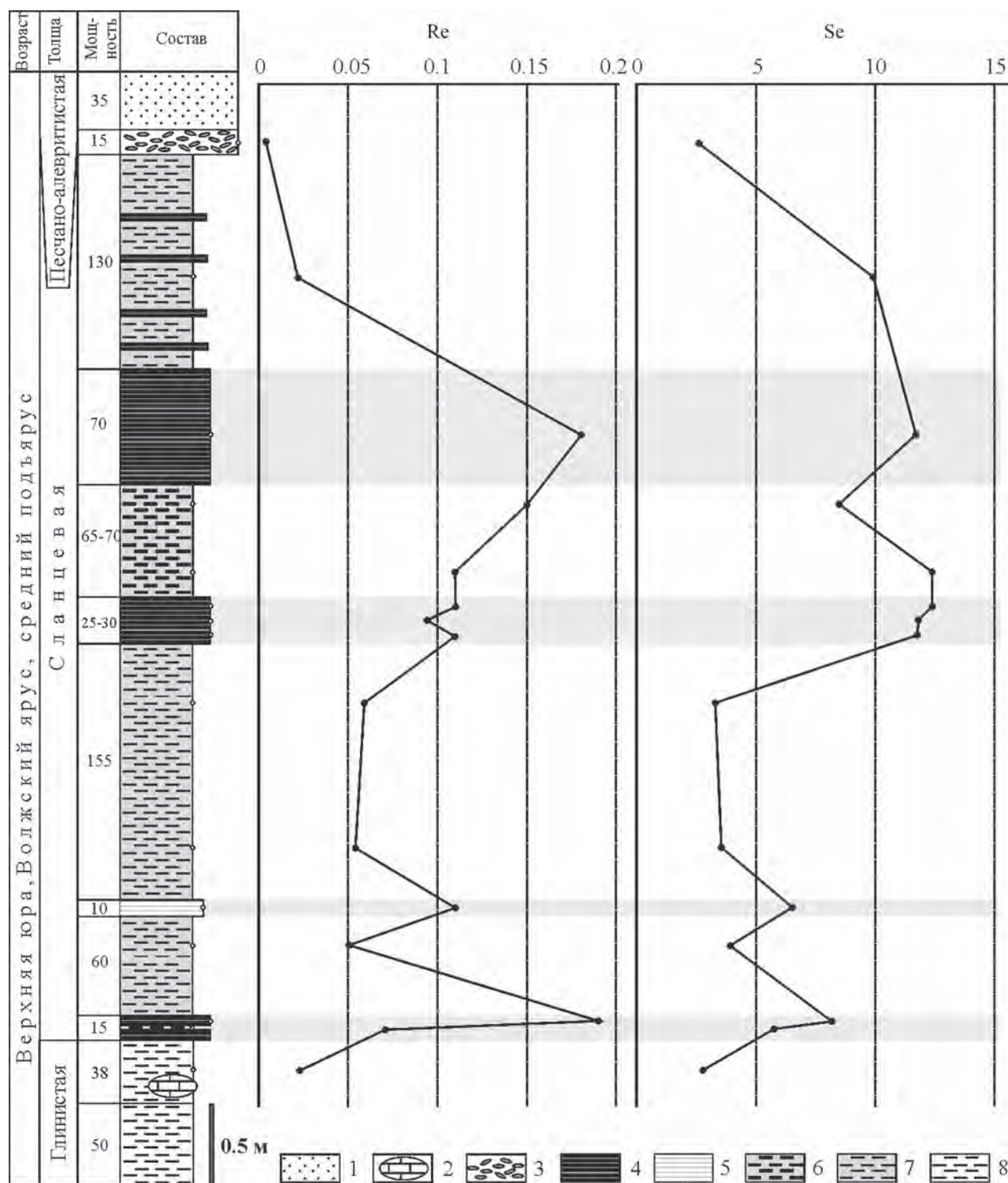


Рис. 3. Расположение исследованных проб и вариации содержания Re и Se в разрезе “Городищи”.

1 – песчаники, 2 – карбонатные конкреции в глинах, 3 – фосфориты, 4 – углеродистые (горючие) сланцы, 5 – углеродистые (горючие) сланцы глинистые, 6 – глины сланцеватые темно-серые до черных, 7 – глины темно-серые до черных, 8 – глины мергелистые светло-серые до белых. На шкалах содержание химических элементов в г/т.

Fig. 3. The location of the investigated samples and the variation of the content of Re and Se in section “Gorodishi”.

1 – sandstones, 2 – carbonate concretions in clays, 3 – phosphates, 4 – carbon (combustible) shale, 5 – carbon (combustible) shale clay, 6 – clay slate dark gray to black, 7 – clays, dark gray to black, 8 – clays marl light-gray to white. On the scales the contents of chemical elements in ppm.

литической лаборатории ФГБУ “ВСЕГЕИ” (аналитики В.А. Шишлов, В.Л. Кудряшов) определены содержания Re, Se и ряда редких элементов методом ICP-MS на приборе Agilent 7700х.

Для количественного определения содержания Re в пробах горных пород, почв, донных и рыхлых поверхностных отложений использована специальная аттестованная методика, разработанная в Центральной аналитической лаборатории ВСЕГЕИ (№ 10/2010 ЦЛ ВСЕГЕИ). Методика предусматривает перевод проб в раствор посредством их растворения в смеси концентрированных азотной, плавиковой и хлорной кислот с последующим анализом растворов методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой в диапазоне концентраций 0.01–1000 мг/кг. Для разложения образцов используют дополнительно очищенные азотную, плавиковую и хлорную кислоты особой чистоты.

Содержание $C_{орг}$ определено по разнице $C_{общ}$ и $C_{карб}$. Определение карбонатного углерода ($C_{карб}$) выполнено методом кулонометрии, общего углерода ($C_{общ}$) – методом инфракрасной спектрометрии (аналитик В.Н. Тарасова) в Центральной аналитической лаборатории ФГБУ “ВСЕГЕИ”.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Распределение Re и Se по разрезу “Городищи” приведено на рис. 3. Содержания ряда химических элементов, органического и карбонатного углерода, глинозема и оксида фосфора по типовым разностям пород разреза приведены в табл. 1. По данным химического анализа, в пробах были определены содержания теллура (Te) и индия (In), концентрация которых составила для теллура <0.5/ г/т, а для индия <0.1 г/т.

Как видно из приведенных данных (см. рис. 3, табл. 1), наиболее высокие содержания Re и Se установлены в углеродистых сланцах, обогащенных органическим веществом. Так, среднее содержание Re в углеродистых сланцах, наиболее обогащенных ОБ (23–37 мас.%), составляет 0.14 (0.11–0.18) г/т, а в глинистых разностях ГС – 0.12 (от 0.094 до 0.19) г/т. Среднее содержание Re во всех разностях углеродистых сланцев разреза “Городищи” составляет 0.13 г/т. Среднее содержание Se в чистых углеродистых сланцах разреза – 11.7, а в глинистых сланцах – 9.75 (6.54–12.4) г/т. Среднее содержание Se для всех разностей углеродистых сланцев составляет 10.39 г/т.

В породах разреза отчетливо проявлена связь накопления Re и Se с содержанием органического вещества (рис. 4).

Ассоциация Re и Se с органическим веществом типична для углеродистых сланцев и определяется органофильными свойствами этих химических элементов. Рений является характерным редким

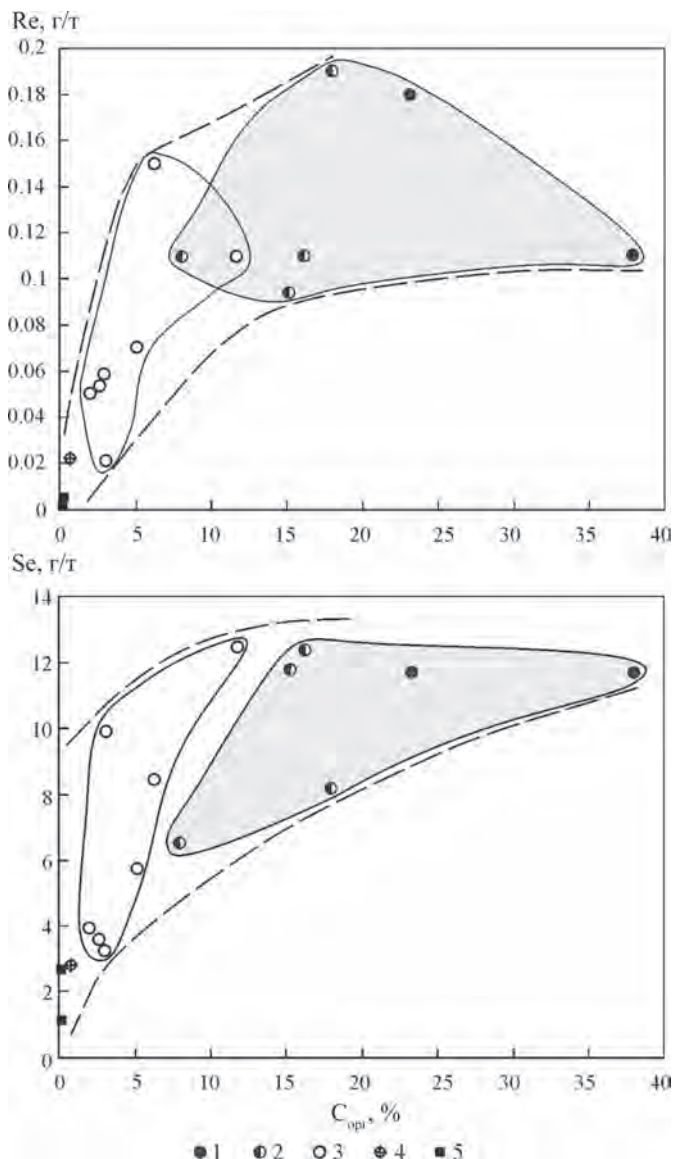


Рис. 4. Диаграммы в координатах Re– $C_{орг}$ и Se– $C_{орг}$ типовых разностей пород и сульфидов, выделенных из углеродистых сланцев, разреза “Городищи”.

1 – углеродистые (горючие) сланцы, 2 – углеродистые (горючие) сланцы глинистые, 3 – глины сланцеватые темно-серые до черных, 4 – глины мергелистые светло-серые до белых, 5 – сульфиды, преимущественно пирит, выделенные из углеродистых сланцев. Серым выделено поле углеродистых сланцев.

Fig. 4. The diagrams in the coordinates Re– $C_{орг}$ and Se– $C_{орг}$, the model differences of rocks and sulfides isolated from carbonaceous shale, section “Gorodishi”.

1 – carbon (combustible) shales, 2 – carbon (combustible) shale clay, 3 – clay slate dark gray to black, 4 – clay marl light-gray to white, 5 – sulphides, mainly pyrite, isolated from a carbonaceous shale. Highlighted box carbonaceous shale.

Таблица 1. Химический состав типовых разностей пород и сульфидов из сланцев разреза “Городищи”. Содержание элементов – в г/т; $C_{\text{общ}}$, $C_{\text{карб}}$, $C_{\text{орг}}$, Al_2O_3 , P_2O_5 – в мас. %.

Table 1. Chemical composition of typical differences of the rocks and sulphide from shale in section “Gorodishi”. Content of elements in ppm; C_{tot} , C_{carb} , C_{org} , Al_2O_3 , P_2O_5 in wt. %.

Элемент	1 (2 шт.)	2 (4 шт.)			3 (7 шт.)			4 (2 шт.)	5 (1 шт.)	Нижние пределы
	Среднее	Среднее	Мин.	Макс.	Среднее	Мин.	Макс.	Среднее		
Re	0.145	0.126	0.094	0.19	0.074	0.022	0.15	0.005	0.023	0.01
Se	11.7	9.74	6.54	12.4	6.76	3.26	12.4	1.93	2.8	0.3
Mo	62.05	18.8	14.2	24.4	14.08	8.37	24.6	5.28	6.24	0.6
V	117	115.73	98.9	141	113.03	86.2	149	3.38	89.1	2.5
U	22.1	12.13	11	14	9.38	6.67	15.9	0.45	4.1	0.1
Cu	138	122.23	90.9	139	67.26	41.6	104	9.04	38.7	1.0
Co	11.1	19.55	14.5	25.2	35.56	14.9	56.1	4.29	58.8	0.5
Ni	242.5	194	160	232	155.31	88.2	213	70.05	355	1.0
Zn	220	136.33	97.3	182	127.21	83.5	188	14.75	167	1.0
Pb	19.1	19.45	18.2	20.8	23.59	18.5	26.6	2.46	31.2	1.0
Bi	0.31	0.39	0.35	0.43	0.37	0.26	0.47	<0.1	0.38	0.1
Cd	8.64	2.8	1.01	6.42	1.49	0.33	4.19	0.18	0.45	0.1
Tl	2.65	1.08	0.74	1.48	0.87	0.46	2.11	0.68	0.7	0.1
Sb	2.47	1.15	0.83	1.53	0.95	0.71	1.51	0.51	0.74	0.1
Cr	75.2	93.73	91.6	96.5	88.51	63.4	119	2.57	51.1	1.0
Sc	8.92	14.38	13.5	16.2	16.7	12.9	20.1	0.84	14.8	0.2
Zr	70.15	100.65	83.9	119	140.57	116	203	7.28	94.6	0.5
Ta	0.27	0.45	0.35	0.6	0.68	0.52	0.87	<0.1	0.4	0.1
Nb	4.51	7.68	6.67	9.64	10.6	8.25	13.1	0.7	8.17	0.5
Th	4.33	7.19	6.43	8.26	8.80	6.43	10.9	0.5	6.32	0.1
Cs	2.46	3.97	3.46	4.88	5.42	4.09	6.55	0.31	4.59	0.1
Hf	1.51	2.38	1.94	2.95	3.44	2.87	4.99	0.17	2.16	0.0
W	0.77	0.85	0.72	1.01	1.06	0.81	1.37	<0.5	0.95	0.5
Rb	38.15	62.33	57.8	72.8	82.16	63.4	99.8	4.99	61.5	2.0
Ga	8.18	12.05	10.1	14.7	14.69	11.9	17.6	0.75	12	0.1
Sr	150	230.8	207	274	239.7	132	350	28.9	279	1.0
Ba	176.8	514	133	795	305	167	569	114.7	141	3.0
Ag	0.57	0.3	0.23	0.37	0.15	0.1	0.24	0.04	0.14	0.0
Y	45.5	34.78	31.7	38.3	27.34	23.1	31.1	1.72	27.7	0.1
Be	1.64	2.74	2.14	3.45	2.84	1.17	3.91	<1	1.61	1.0
Li	19.35	39.48	28.5	52	48.53	31	62	2.49	47.5	1.0
Sn	0.72	0.82	0.34	1.51	1.59	1.2	2.06	0.37	1.26	0.2
Ge	2.46	1.95	1.71	2.11	1.79	1.45	2.15	0.14	1.4	0.1
$C_{\text{общ}}$	31.8	16.2	10.5	19.4	7.18	3.83	13.0	0.2	6.84	0.03
$C_{\text{карб}}$	1.17	1.85	1.41	2.5	2.34	0.83	3.74	0.1	6.13	0.03
$C_{\text{орг}}$	30.63	14.35	8	17.99	4.84	1.99	11.76	0.1	0.71	0.03
Al_2O_3	5.38	8.95	8.09	10.8	11.32	8.95	13.6	0.59	8.83	0.01
P_2O_5	0.5	0.25	0.19	0.3	0.21	0.13	0.34	0.17	0.14	0.01

Примечание. 1 – углеродистые (горючие) сланцы, 2 – углеродистые (горючие) сланцы глинистые, 3 – глины сланцеватые темно-серые до черных, 4 – сульфиды, преимущественно пирит, выделенные из углеродистых сланцев, 5 – глины мергелистые светло-серые до белых.

Note. 1 – carbon (combustible) shales, 2 – carbon (combustible) shale clay, 3 – clay slate dark gray to black, 4 – sulphides, mainly pyrite, isolated from a carbonaceous shale, 5 – clay marl light-gray to white.

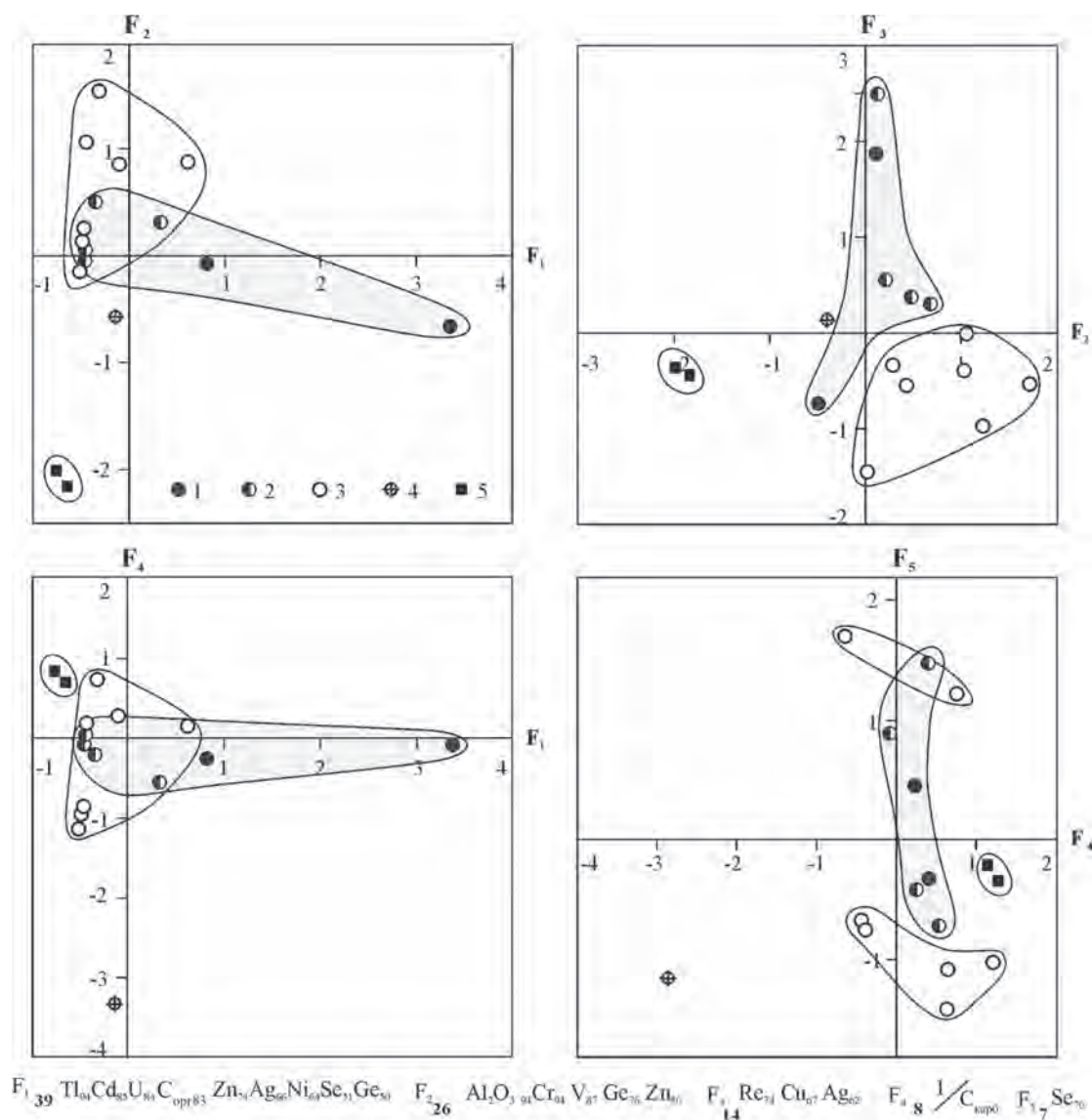


Рис. 5. Факторные диаграммы для проб разреза “Городищи” и формулы факторов.

Условные обозначения – см. рис. 4. Цветом выделено поле углеродистых сланцев. В формуле фактора рядом с номером фактора его вес в %.

Fig. 5. Factor charts for the samples cut “Gorodishi” and the formula factors.

Legend see on Fig. 4. Highlighted box carbonaceous shale. In the formula factor number, factor the weight in %.

элементом углеродистых сланцев [Юдович, Кетрис, 1994; Шпирт, Пуланова, 2009]. Хуже известна геохимия селена в такого рода объектах.

Полученные средние концентрации Re в углеродистых сланцах разреза “Городищи” (0.13 г/т) сопоставимы с содержанием рения в диктионемовых сланцах нижнего ордовика Прибалтийского бассейна – 0.12 г/т [Вялов и др., 2010].

Для выявления связи Re и Se с другими химическими элементами была выполнена статистическая обработка данных. В табл. 2 приведены рассчитанные коэффициенты корреляции Re, Se, Mo, V, U и Cu с другими химическими элементами и оксидами, определенными в рамках исследования

(величина значимости коэффициента корреляции $r = 0.482$). Наиболее высокие корреляционные связи (0.8–0.7) установлены для рения с Cu, Ag, U, Ge, Zn, Y, и для селена с Cu, Cd, Sb, Y, C_{org} , Ag, P_2O_5 .

Дополнительно для выявления ассоциаций химических элементов и определения их связи с структурно-вещественными особенностями породы был выполнен факторный анализ (метод главных компонент) имеющихся аналитических данных в программе Statistica 7.0. Расчет был проведен для 16 проб для 16 химических элементов (включая C_{carb} , C_{org} , Al_2O_3), на 5 факторов, с вращением. Расположение проб в пространстве факторов показано на рис. 5.

Таблица 2. Коэффициенты корреляции рения, селена, молибдена, ванадия, урана и меди с другими химическими элементами и оксидами

Table 2. Correlation coefficient of rhenium, selenium, molybdenum, vanadium, uranium and copper from other chemical elements and oxides

Элемент	Re	Se	Mo	V	U	Cu
Re	1.00					
Se	0.66	1.00				
Mo	0.49	0.62	1.00			
V	0.65	0.68	0.30	1.00		
U	0.73	0.69	0.88	0.59	1.00	
Cu	0.89	0.83	0.58	0.73	0.75	1.00
Co	-0.17	-0.47	-0.36	0.22	-0.16	-0.25
Ni	0.65	0.46	0.53	0.65	0.68	0.66
Zn	0.70	0.60	0.65	0.76	0.82	0.70
Pb	0.34	0.15	0.04	0.75	0.37	0.32
Bi	0.52	0.36	0.04	0.88	0.40	0.57
Cd	0.57	0.80	0.85	0.47	0.80	0.68
Tl	0.58	0.61	0.89	0.33	0.86	0.58
Sb	0.69	0.75	0.86	0.53	0.87	0.76
Cr	0.66	0.56	0.14	0.94	0.48	0.69
Sc	0.31	0.15	-0.16	0.77	0.21	0.27
Zr	0.22	0.07	-0.20	0.66	0.12	0.15
Ta	0.18	0.00	-0.24	0.64	0.09	0.09
Nb	0.21	0.03	-0.25	0.69	0.10	0.14
Th	0.32	0.12	-0.20	0.75	0.17	0.26
Cs	0.24	0.06	-0.24	0.72	0.12	0.17
Hf	0.18	0.05	-0.22	0.63	0.09	0.11
W	0.34	0.10	-0.09	0.75	0.26	0.27
Rb	0.28	0.13	-0.22	0.76	0.14	0.22
Ga	0.33	0.14	-0.14	0.76	0.23	0.26
Sr	0.10	0.19	-0.17	0.46	0.08	0.18
Ba	0.45	0.13	-0.09	0.42	0.19	0.41
Ag	0.79	0.74	0.77	0.52	0.80	0.88
Y	0.70	0.75	0.73	0.75	0.88	0.79
Be	0.32	0.44	-0.04	0.76	0.28	0.33
Li	0.19	-0.13	-0.29	0.58	0.06	0.08
Sn	-0.11	-0.19	-0.23	0.46	0.02	-0.15
Ge	0.74	0.65	0.53	0.91	0.78	0.78
C _{карб} , %	-0.21	-0.19	-0.26	0.16	-0.13	-0.18
C _{орг} , %	0.67	0.75	0.92	0.42	0.87	0.79
Al ₂ O ₃ , %	0.28	0.11	-0.23	0.74	0.15	0.22
P ₂ O ₅ , %	0.40	0.71	0.91	0.25	0.79	0.54

Примечание. Значимые величины выделены полужирным шрифтом.

Note. Significant values are in bold.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Рассмотрение данных факторного анализа по разрезу “Городищи” в комплексе с геологическими материалами позволяет интерпретировать первый фактор (F_1), имеющий наиболее высокий вес (39%), как обогащенность пород органическим веществом, с которым ассоциирует целый ряд элементов – Tl, Cd, U, Zn, Ag, Ni, Se, Ge. Часть их связана с сульфидами, тонко рассеянные выделения которых фиксируются в прослоях темно-серых (реже черных) глин и углеродистых сланцев. Второй фактор, имеющий меньший вес (26%) связан с наличием глинистого и алевро-глинистого материала, обогащенного Cr, V, Ge, Zn. Третий фактор (вес 14%), можно интерпретировать как показатель накопления в породах элементов халькофильной ассоциации Re-Cu-Ag. Четвертый фактор (вес 8%) отражает общую карбонатность пород, а пятый (вес 7%) отвечает за накопление в породах Se.

На факторных диаграммах (см. рис. 5) видно обособленное положение углеродистых сланцев от глин, мергелистых глин и сульфидов, что связано с обогащенностью их органическим веществом и накоплением в них целого ряда химических элементов.

Это находит отражение в высоких положительных значениях первого фактора, которые характерны для углеродистых сланцев. По этому фактору ГС отчетливо отделяются от глин.

На диаграмме в пространстве F_1 – F_3 (см. рис. 5) отчетливо заметно разделение поля углеродистых сланцев и глин по F_3 , который связан с накоплением в породах ассоциации Re, Cu и Ag. Важно отметить, что ассоциация рения с Cu и Ag характерна не только для обогащенных рением углеродистых сланцев, но и для медистых песчаников, также содержащих повышенные концентрации Re [Поплавко и др., 1978].

За накопление Se в составе пород отвечает фактор F_5 и в меньшей степени F_1 . В пространстве F_4 – F_5 на рис. 5 видно, что высокие значения F_5 характерны не только для углеродистых сланцев, но и для черных, темно-серых сланцеватых глин, залегающих непосредственно над прослоями углеродистых сланцев в верхней части сланцевой толщи. По сравнению с другими глинами они обогащены Se и содержат его на уровне 9.9–12.4 г/т, тогда как другие глины содержат меньше (3.2–8.4 г/т) Se.

Минимальное промышленное содержание Re как попутного компонента в рудах составляет 0.05 г/т [Самойлов и др., 2015]. Выявленные содержания Re в горючих сланцах разреза “Городищи” превышают эту величину более чем в два раза (рис. 6). Минимально-промышленная концентрация Se в убогих рудах составляет от 3 г/т, а в рядовых – от 10 г/т [Иванов и др., 1998]. Содержание Se в ГС рассматриваемого разреза составляет в среднем 10.39 г/т (от 6.54 до 12.4), что соответствуют рядовым рудам (см. рис. 6).

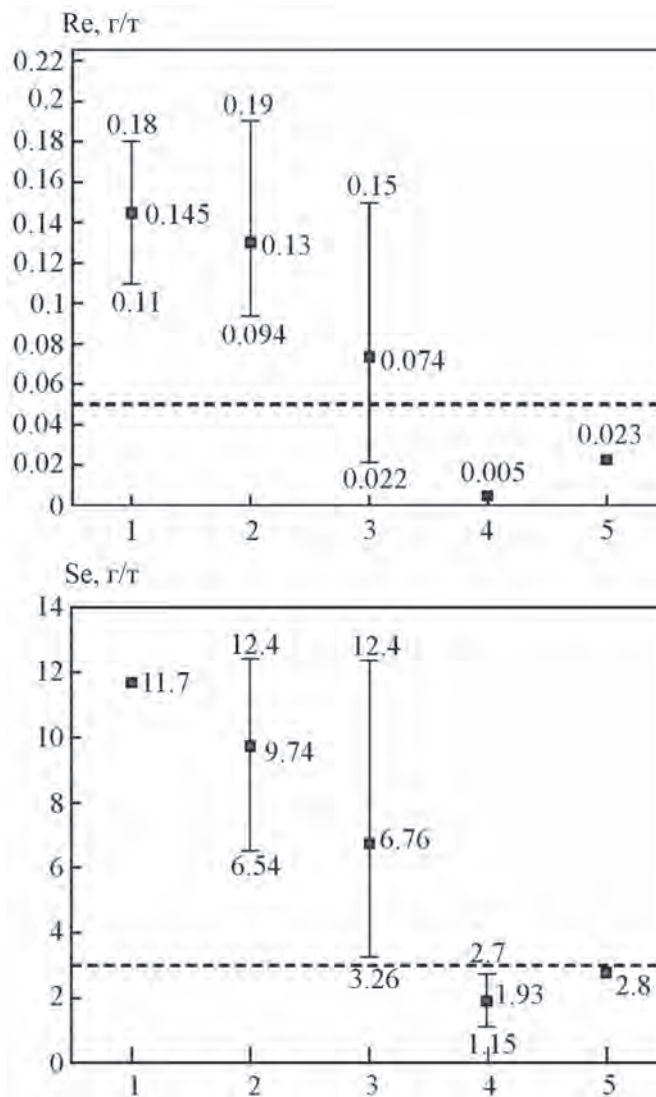


Рис. 6. Вариации содержания рения и селена в типовых разностях пород разреза “Городищи”, г/т.

На абсциссе: 1 – углеродистые (горючие) сланцы, 2 – углеродистые (горючие) сланцы глинистые, 3 – глины сланцеватые темно-серые до черных, 4 – сульфиды, преимущественно пирит, выделенные из углеродистых сланцев, 5 – глины мергелистые светло-серые до белых. Пунктирная линия – для диаграммы Re – минимальное промышленное содержание (как попутный компонент) – 0.05 г/т, для диаграммы Se – минимально-промышленная концентрация селена в убогих рудах – 3 г/т.

Fig. 6. Variations in the content of rhenium and selenium in the model differences of the rocks cut “Gorodishi”, ppm.

On absciss: 1 – carbon (combustible) shales, 2 – carbon (combustible) shale clay, 3 – clay slate dark gray to black, 4 – sulphides, mainly pyrite, isolated from a carbonaceous shale, 5 – clay marl light-gray to white. Dotted line for diagram Re is the minimum industrial content (as a passing component) is 0.05 ppm, for diagram Se – the minimum industrial concentration of Se in poor ores is 3 ppm.

Возможно, в связи с наличием тесной связи Re и Se с органическим веществом углеродистых сланцев, такие редкие элементы, как Re и Se, могут накапливаться в продуктах переработки сланцев, в частности в ихтиоле, получаемом в настоящее время из ГС Волжского бассейна на заводе компании ОАО “Медхим” в г. Сызрань (Самарская область).

Таким образом, первые данные о содержании Re и Se в углеродистых сланцах наиболее стратиграфически полного разреза “Городищи” свидетельствуют о концентрации этих редких элементов в сланцах на уровне минимально-промышленных содержаний. Полученные материалы, хоть и характеризуют только один разрез, однако могут являться основанием для проведения специализированных минералого-геохимических исследований углеродистых сланцев центральной части Волжского сланцевого бассейна для оценки их на Re и Se.

Из-за слабой минералого-геохимической изученности углеродистых сланцев Волжского сланцевого бассейна такие работы должны сопровождаться не только массовым определением редких элементов, но и диагностикой их минеральных форм, определением их подвижности и характера распределения по основным вещественным компонентам пород (органическому веществу, глинистой, карбонатной, сульфидной частям). Именно такой подход позволит получить исходные данные для разработки технологии глубокой переработки углеродистых сланцев, одним из промышленных продуктов которого могут стать Se и Re.

ВЫВОДЫ

Впервые с использованием химического анализа методом ICP-MS на Re, Se и ряде редких элементов послонно опробован разрез “Городищи”, расположенный в центральной части Волжского сланцевого бассейна (Ульяновская область).

В углеродистых сланцах разреза выявлены высокие средние содержания Re – 0.13 г/т (от 0.09 до 0.19) и Se – 10.39 г/т (от 6.54 до 12.4). При этом наиболее высокие концентрации Re – 0.14 г/т (0.11–0.18) – и Se – 11.7 г/т – установлены в разностях углеродистых сланцев, содержащих наиболее высокие количество ОВ (23–37 мас. %).

Сопоставление полученных данных с минимально промышленными концентрациями Re и Se, показало, что выявленные содержания для Re в два раза превосходят пороговые значения, а для Se соответствуют уровню рядовых руд.

Выполненный статистический анализ данных с использованием метода главных компонент факторного анализа позволил выявить наличие тесной связи Re и Se с органическим веществом пород углеродистых сланцев, в ассоциации с Cu, Cd, Ag, U и др.

Установленные высокие концентрации Re и Se в углеродистых сланцах разреза “Городищи” свиде-

тельствуют о необходимости проведения специализированных минералого-геохимических исследований верхнеюрских углеродистых сланцев Волжского сланцевого бассейна с использованием современного аналитического оборудования и оценки их на Re и Se.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Баситова С.М., Засорина Е.Ф., Азизкулова О.Д. (1972) Рений в горючих сланцах. Докл. АН Тадж. ССР, (8), 41-44.
- Букина Т.Ф. (2013) Седиментогенез и ранний литогенез верхнеюрских сланценосных отложений центральной части Волжского бассейна. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 128 с.
- Вишневская В.С., Барабошкин Е.Ю. (2001) Новые данные по биостратиграфии лектостратотипа волжского яруса у д. Городищи (Среднее Поволжье). Стратиграфия. Геол. корреляция, 9(5), 77-86.
- Вялов В.И., Михайлов В.А., Олейникова Г.А. (2010) Металлоносность диктионемовых сланцев Прибалтийского бассейна. Литология и геология горючих ископаемых, 4(20), 193-199.
- Гаврилов Ю.О., Щепетова Е.В., Щербинина Е.А. (2014) Седиментологические и геохимические обстановки формирования углеродистых толщ в мезозойских палеобассейнах Европейской части России. Георесурсы, геоэнергетика, геополитика. Электронный научный журнал, 1(9), 1-30.
- Геологическая карта масштаба 1 : 200 000. Лист N-39-XIII. (2000) ГГП “Волгагеология”.
- Геологический атлас России. Масштаб 1 : 10 000 000. Раздел 3. Полезные ископаемые и закономерности их размещения. Карта сланценосности и угленосности. Отв. ред. А.А. Смыслов. (1996). ВСЕГЕИ, СПбГГИ, ВНИИОкеангеология. М.; СПб, 202 с.
- Иванов В.В., Видякин Н.С., Юшко-Захарова О.Е. (1998) Минеральное сырье. Селен. Справочник. М.: Геоинформмарк, 20 с.
- Иванов В.В., Поплавко Е.М., Малевский А.Ю. (1998) Минеральное сырье. Рений. Справочник. М.: Геоинформмарк, 19 с.
- Кулёва Г.В., Яночкина З.А., Букина Т.Ф., Иванов А.В., Барышникова В.Н., Троицкая Е.А., Еремин Е.Н. (2004) Разрез верхнеюрских сланцевых отложений Волжского бассейна (зона Dorsolanites panderi). Саратов: Научн. книга, 110 с.
- Мелентьев Г.Б., Трошкина И.Д., Зубков А.А. (2011) Ресурсно-экологические проблемы создания производства в России и перспективы их решения. Экология промышленного производства, (4), 2-15.
- Михайлов В.А., Вялов В.И., Миронов Ю.Б., Искюль Г.С., Лодыгин А.Н. (2015) Новые данные по ураноносности диктионемовых сланцев Прибалтийского бассейна (Кайболово-Гостилицкая площадь, Ленинградская область). Разведка и охрана недр, (10), 56-60.
- Поплавко Е.М., Иванов В.В., Орехов В.С., Тархов Ю.А. (1978) Особенности металлоносности горючих сланцев и некоторые предположения об их генезисе. Геохимия, (9), 1411-1418.
- Самойлов А.Г., Илясов В.Н., Зозырев Н.Ю., Шелепов Д.А. (2015) Рений в волжских (титонских) отло-

- жениях центральной части Волжского сланцевого бассейна. *Недра Поволжья и Прикаспия*, **84**, 53-57.
- Самойлов А.Г., Зозырев Н.Ю., Енгальчев С.Ю., Шелепов Д.А., Илясов В.Н. (2017) Рений в отложениях волжского яруса центральной части Волжского сланцевого бассейна. *Изв. Сарат. ун-та. Нов. сер. Сер. Науки о Земле*, **17**(1), 58-61.
- Трач Г.Н., Бескин С.М. (2011) Ресурсный потенциал рения территории России. *Разведка и охрана недр*, (6), 26-33.
- Шпирт М.Я., Пунанова С.А. (2009) Микроэлементы каустобиолитов и сланцев: проблемы их генезиса и промышленного использования. *Геохимия*, (2), 216-224.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (1994) Элементы-примеси в черных сланцах. Екатеринбург: Уральская издат. фирма Наука, 306 с.
- Янин Е.П. (2003) Горючие сланцы и окружающая среда: экологические последствия добычи, переработки и использования. М. : ИМГРЭ. 86 с.

REFERENCES

- Basitova S.M., Zazorina E.F., Azizkulova O.D. (1972) Rhenium in oil shale. *Dokl. AN Tadzh. SSR*, (8), 41-44. (In Russian)
- Bukina T. F. (2013) *Sedimentogenez i rannii litogenez verhneyurskikh slantsenosnykh otlozhenii tsentral'noi chasti Volzhskogo basseina* [Sedimentogenesis and early lithogenesis of Upper Jurassic deposits of the Central part of the Volga basin]. Saratov, Sarat. State Univ. Publ., 128 p. (In Russian)
- Gavrilov Yu.O., Shchepetova E.V., Shchepbinina E.A. (2014) Sedimentological and geochemical environment of formation of carbonaceous strata in the Mesozoic Paleobasins of the European part of Russia. *Georesursy, geoenergetika, geopolitika. Elektronnyi nauchnyi zhurnal* [Georesources geoenergetiks, geopolitics. Electronic scientific J.], **1**(9), 1-30. (In Russian)
- Geologicheskaya karta masshtaba 1 : 200 000. List N-39-XIII* [Geological map, scale 1 : 200 000. Sheet N-39-XIII]. (2000). GGP "Vologageologiya". 2000. (In Russian)
- Geologicheskii atlas Rossii. Masshtab 1:10 000 000. (Otv. red. A.A.Smyslov); Razdel 3. Poleznye iskopaemye i zakonornosti ikh razmeshcheniya. Karta slantsenosnosti i uglenosnosti* [Geological atlas of Russia, Scale 1 : 10 000 000 (Chief ed. A.A. Smyslov). Pt 3. Mineral resources and regularity of their displacement. Map of shale and coal] (1996) VSEGEI, SPbGGI, VNIIOkeangeologiya Publ. Moscow, St.Petersburg, 202 p. (In Russian)
- Ivanov V.V., Vidyakin N.S., Yushko-Zaharova O.E. (1998) Mineral'noe syr'e. Selen. Spravochnik [Mineral raw material. Selenium. Directory]. Moscow, Geoinformmark Publ., 20 p. (In Russian)
- Ivanov V.V., Poplavko E.M., Malevskii A.Yu. (1998) Mineralnoe syre. Renii. Spravochnik [Mineral raw material. Rhenium. Directory]. Moscow, Geoinformmark Publ., 19 p. (In Russian)
- Kuleva G.V., Anashkina Z.A., Bukina T.F., Ivanov A.V., Baryshnikov, V.N., Troitskaya E.A., Eremin E.N. (2004) *Razrez verhneyurskikh slantsevykh otlozhenii Volzhskogo basseina (zona Dorsolanites panderi)* [Outcrop the shale deposits of the Upper Jurassic sediments of the Volga basin (zone Dorsolanites panderi)]. Saratov, Nauchnaya kniga Publ., 110 p. (In Russian)
- Melentev G.B., Troshkina I.D., Zubkov A.A. (2011) Resources and environmental problems of creation of manufactures of rhenium in Russia and prospects of their decision. *Ecologiya promyshlennogo proizvodstva*, (4), 2-15. (In Russian)
- Mikhailov V.A., Vyalov V.I., Mironov Yu.B., Iskyul' G.S., Lodygin A.N. (2015) New data on uranium-bearing shale dictyonema at Baltic oil shale basin (Kaybolovo-Gostilitskiaya area, Leningrad region). *Razvedka i okhrana neдр*, (10), 56-60. (In Russian)
- Poplavko E.M., Ivanov V.V., Orekhov V.S., Tarkhov Yu.A. (1978) Features of the metal-bearing capacity of oil shale and some assumptions about their genesis. *Geokhimiya*, (9), 1411-1418. (In Russian)
- Samoilov A.G., Ilyasov V.N., Zozyrev N.Yu., Shelepov D.A. (2015) Rhenium in the Volga (Titonian) deposits in the Central part of the Volga oil shale basin. *Nedra Povolz'ya i Prikaspiya*, **84**, 53-57. (In Russian)
- Samoilov A.G., Zozyrev N.Yu., Engalychev S.Yu., Shelepov D.A., Ilyasov V.N. (2017) Rhenium in sediments of the Volga stage of the Central part of the Volga shale basin. *Izv. Sarat. Univ. New. Ser. Ser. Earth Sci.*, **17**(1), 58-61. (In Russian)
- Trach G.N., Beskin S.M. (2011) Resource potential of rhenium in Russia. *Razvedka i okhrana neдр*, (6), 26-33. (In Russian)
- Shpirt M.Ya., Punanova S.A. (2009) Caustobioliths of minerals and shales: problems of their Genesis and industrial use. *Geokhimiya*, (2), 216-224. (In Russian)
- Vishnevskaya V.S., Baraboshkin E.Yu. (2001) New data on biostratigraphy of lektostatotype of Volga Stage at village.Gorodishche (Middle Povolzh'e). *Stratigr. Geol. Korrel.*, **9**(5), 77-86. (In Russian)
- Vyalov V.I., Mikhailov V.A., Oleinikova G.A. (2010) Metal dictyonema shale of the Baltic basin. *Litologiya i geologiya goryuchikh iskopaemykh*, **4**(20), 193-199. (In Russian)
- Yudovich Y. E., Ketriss, M. P. (1994) *Elementy-primesi v chernykh slancah* [Trace-elements in black shales]. Ekaterinburg, Ural publishing firm "Nauka", 306 p. (In Russian)
- Yanin E.P. (2003) Goryuchie slantsy i okruzhayushchaya sreda: ekologicheskie posledstviya dobychi, pererabotki i ispol'zovaniya [Oil shale and the environment: Environmental impacts of mining, processing and use]. Moscow, IMGRE Publ., 86 p. (In Russian)

Медное и полиметаллическое оруденение Приколымского террейна и его генетическая типизация

© 2019 г. А. Н. Глухов

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН,
685000, г. Магадан, ул. Портовая, 16, e-mail: gluhov76@list.ru

Поступила в редакцию 15.03.2018 г., принята к печати 29.12.2018 г.

Объект исследования. Приколымский террейн на Северо-Востоке Азии представляет собой чешуйчато-надвиговую структуру длительного развития. В его пределах известны рудопроявления Cu, Pb и Zn различных генетических типов. **Материалы и методы.** Рудопроявления изучались в ходе научно-исследовательских и геологоразведочных работ в 2007–2012 гг. Содержания химических элементов определялись методом ICP-OES в лаборатории “Стюарт Геокемикл энд Эссей” (г. Москва). Микрозондовый анализ минералов производился в СВКНИИ ДВО РАН (г. Магадан) на рентгеновском микроанализаторе Camebax. Измерение изотопных соотношений серы сульфидов проведено в лаборатории стабильных изотопов Аналитического центра ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток) на изотопном масс-спектрометре Finnigan MAT 253. Для выявления геохимических ассоциаций производился факторный анализ методом главных компонент. Оптическое изучение аншлифов выполнено классическим методом на микроскопе. **Результаты.** Медно-порфировое рудопроявление Невидимка представлено сульфидно-кварцевыми штокверками в гранит-порфирах и скарнами. Индикаторные геохимические соотношения отвечают золото-медно-порфировому типу. Жильные рудопроявления Опыт и Глухое представляют собой сульфидно-карбонат-кварцевые жилы, состав которых соответствует медно-полиметаллическим рудам периферических частей медно-порфировой формации. Эти объекты характеризуются сходными геохимическим спектром руд, составом халькопирита и изотопным составом сульфидной серы, что отражает состав рифейских комплексов Приколымского террейна. Стратиформные Pb-Zn рудопроявления Надежда-3 и Хая вмещаются рифейскими карбонатными толщами и представлены зонами послыной сульфидной вкрапленности в доломитах. Их состав указывает на диагенетический, элизионно-водородный генезис. Стратиформное рудопроявление меди Орокс залегает среди рифейских осадочных комплексов и относится к “трансгрессивному” типу месторождений медистых песчаников и сланцев. **Выводы.** Причина разнообразия типов Cu-Pb-Zn минерализации Приколымского террейна заключается в неоднократной циклической смене геодинамических обстановок рудогенеза. В каждом таком цикле сингенетическая минерализация сменялась вначале эпигенетической стратиформной и далее жильно-прожилковой. Мобильная чешуйчато-надвиговая структура обусловила неоднократную реювенацию металлов и унаследование рудами специализации вмещающих комплексов.

Ключевые слова: металлогения, геолого-генетический тип, реювенация, унаследование

Base metal mineralization of the Kolyma terrain in Northeast Russia: Overview and genetic classification

Anton N. Glukhov

N.A. Shilo North-East Interdisciplinary Scientific Research Institute, Far East Branch of RAS,
16 Portovaya st., Magadan, 685000 Russia, e-mail: gluhov76@list.ru

Received 15.03.2018, accepted 29.12.2018

Research subject. The Prikolyma terrain located in the Northeastern part of Russia constitutes a long-lived Precambrian thrust-faulted structure hosting numerous Cu, Pb and Zn deposits of different types. **Materials and methods.** The mineralization of the terrain was examined during a course of research and exploration works over the 2007–2012. The rock geochemistry was studied using ICP-OES analysis at the *Stuart Geochemistry and Essay* laboratory (Moscow). The microprobe analysis of minerals was carried out at the facilities of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences (Magadan) using a Camebax X-ray microanalyzer. The isotopic ratios of sulphur in sulphides were measured using

Для цитирования: Глухов А.Н. (2019) Медное и полиметаллическое оруденение Приколымского террейна и его генетическая типизация. *Литосфера*, 19(5), 717-730. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-5-717-730

For citation: Glukhov A.N. (2019) Base metal mineralization of the Kolyma terrain in Northeast Russia: Overview and genetic classification. *Litosfera*, 19(5), 717-730. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-5-717-730

a Finnigan MAT 253 isotope mass spectrometer. *Results.* The porphyry-copper deposit *Nevidimka* is represented by skarns and sulphide-quartz stockworks embedded in porphyry granites. The vein deposits *Opyt* and *Glukhoye* constitute sulphide-carbonate-quartz veins, the composition of which corresponds to copper-polymetallic ores of the peripheral parts of the copper-porphyry formation. These deposits feature a similar geochemistry and composition of sulphides and sulphur isotopes, which is characteristic of the Riphean complexes of the Prikolyma terrain. The stratiform Pb-Zn veins *Nadezhda-3* and *Khaya* enclosed in Proterozoic dolomites represent parallel-bedding disseminated sulphides. The composition of these ores indicates their diagenetic origin. The stratiform copper deposit *Oroyok* is embedded in Proterozoic shales and can be referred to sediment-hosted copper deposits of a transgressive type. *Conclusions.* The diversity of Cu-Pb-Zn mineralization types in the Prikolyma terrain is established to have resulted from multiple cyclic changes of the geodynamic ore formation regime. During each such cycle, syngenetic mineralization was followed first by epigenetic and then by vein mineralization. The mobile, thrust-faulted structure caused repeated rejuvenation of ores, which inherited the geochemical features of hosting rocks.

Keywords: *metallageny, genetic type, recycling, inheritance, evolution*

ВВЕДЕНИЕ

Металлогения структур длительного развития (с архейским и раннепротерозойским субстратом) является унаследованной и определяется составом докембрийской континентальной коры [Рундквист, 1993]. Рудные концентрации здесь формируются в течение длительного времени и являются функцией широкого спектра породо- и рудообразующих процессов. Это обуславливает металлогеническую индивидуальность этапов геологического развития докембрийских структур и придает рудной специализации их структурно-вещественных комплексов индикаторную роль. В данном контексте ее изучение представляет значительный интерес для решения вопросов эволюции рудообразующих процессов и обстановок.

На Северо-Востоке Азии одним из наиболее ярких примеров подобных структур является Приколымский террейн (далее – ПТ). Это составная часть аккреционной структуры Северо-Востока Азии [Парфенов и др., 2003; Соколов, 2010], протягивающаяся в субмеридиальном направлении на 450 км (рис. 1). Террейн сложен метаморфизованными протерозойскими песчаниками, сланцами, карбонатными породами, вулканитами и гипербазитами (рис. 2). Они несогласно перекрыты терригенными, вулканогенно-осадочными и карбонатными породами палеозоя–мезозоя. Интрузивные комплексы представлены мелкими телами девонских и меловых гранитоидов, а также дайками позднемеловых базитов. Геологическое развитие Приколымья начиная с рифея происходило в обстановке пассивной континентальной окраины, которая осложнялась циклично проявленными рифтогенными процессами, а также изредка – субдукционными и аккреционно-коллизийными [Глухов и др., 2012]. Наиболее древние U-Pb датировки вещественных комплексов Приколымья составляют 2.04–2.36 млрд лет [Беус, 1992].

Вещественные комплексы ПТ вмещают минерализацию разного состава (рис. 2, 3). Месторождения и рудопрооявления золото-редкометалльной формации наиболее многочисленны и изучены. Они сопровождаются россыпями золота и группируются в два рудно-россыпных района – Шаманихо-Столбовской и Каменский, относящихся к син-аккреционному Яно-Колымскому металлогеническому мегаполюсу [Горячев, 1998]. Широко распространены также медные и полиметаллические рудопрооявления, ассоциирующие с магматическими комплексами Уяндино-Ясачненского вулканогенного пояса (УЯВП). На восточном фланге ПТ карбонатные толщи рифея и палеозоя вмещают в себя стратиформную свинцово-цинковую минерализацию. В центральной и южной частях Приколымья среди рифейских метapelитов известны проявления медистых песчаников и сланцев, а также стратиформные гематитовые руды [Шпикерман, 1998].

Медному и полиметаллическому оруденению региона посвящен ряд публикаций различных исследователей. В частности, Ю.В. Давыдов [Давыдов и др., 1988; Давыдов, 1997, 2001] охарактеризовал стратиформную свинцово-цинковую минерализацию в палеозойских карбонатных толщах Приколымья и разработал для них геолого-генетическую модель. В.И. Шпикерман [В.И. Шпикерман, Л.А. Шпикерман, 1996; Шпикерман, 1998] детально описал медистые песчаники, кратко – медно-порфировые и стратиформные свинцово-цинковые рудопрооявления в рифейских породах. Нами ранее была дана подробная характеристика последних [Глухов, Фомина, 2015] и кратко описаны жильные и штокерковые медно-полиметаллические рудопрооявления [Глухов, 2009; Глухов, Тюкова, 2013; Глухов, Фомина, 2015].

Целью данной работы явились “интегральная” геолого-генетическая типизация медных и полиметаллических рудопрооявлений и корреляция рудогенеза с этапами металлогенической эволюции

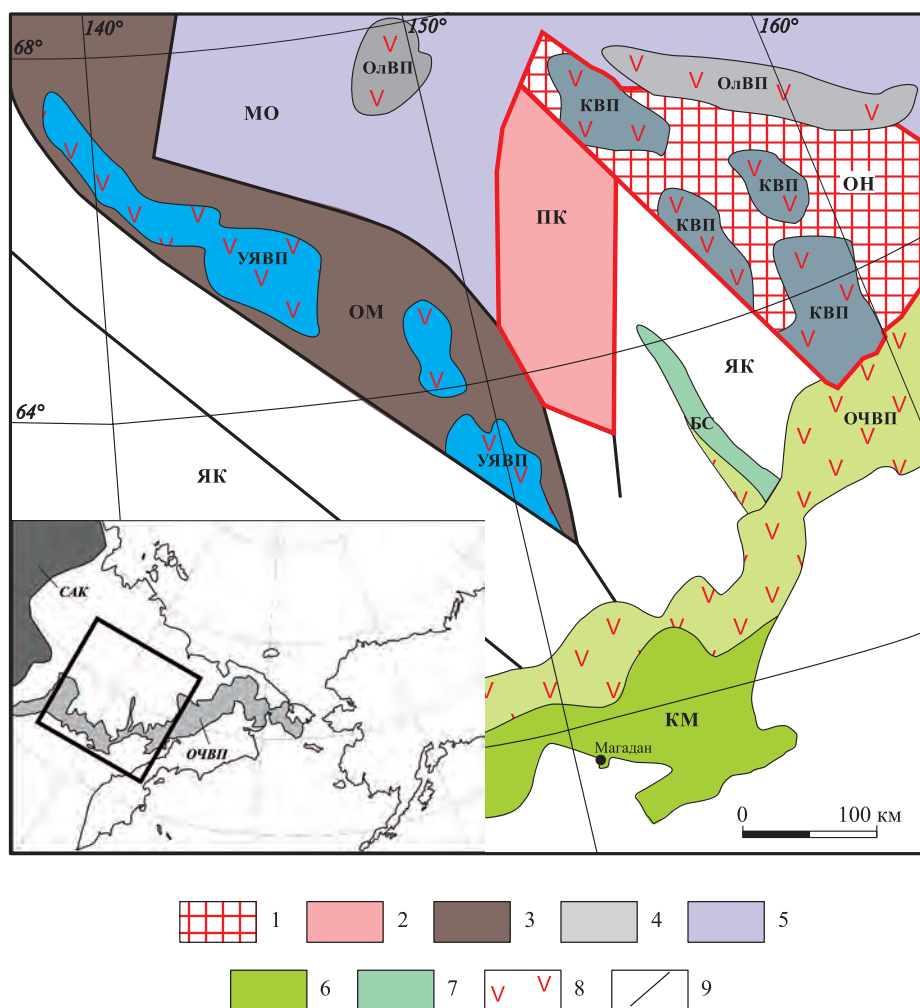


Рис. 1. Тектоническая схема Колымо-Охотского региона Северо-Востока Азии (по В.И. Шпикерману [1998] с изменениями).

1 – кратонные террейны (ОН – Омолонский); 2, 3 – террейны пассивной континентальной окраины (ПК – Приколымский, ОМ – Омулевский); 4 – деформированная пассивная окраина Северо-Азиатского кратона (ЯК – Яно-Колымский террейн); 5 – аккрецированные океанические террейны (МО – Момский); 6 – аккрецированные островодужные террейны (КМ – Кони-Мургал); 7 – рифтогенные прогибы (БС – Балыгычано-Сугойский); 8 – вулканогенные пояса (КВП – Кедонский, УЯВП – Уяндино-Ясачненский, ОВП – Олойский, ОЧВП – Охотско-Чукотский); 9 – разломы.

На врезке: САК – Северо-Азиатский кратон.

Fig. 1. Tectonic scheme of Kolyma-Okhotsk region of the North-East Asia, Adopted from V.I. Shpikerman [1998].

1 – Cratonian terranes (ОН – Omolon, ОХ – Okhotsk); 2, 3 – Passive Cratoninl Margin terranes (ПК – Kolyma, ОМ – Omulevka); 4 – Yana-Kolyma Passive Cratonal Margin (ЯК); 5 – Accretional Oceanic terranes (МО – Moma); 6 – Accretional Island-Arc terranes (КМ – Koni-Murgal); 7 – Rifts (БС – Balygychan-Sugoy); 8 – Volcanic Belts (КВП – Kedon, УЯВП – Uandina-Yasachnaya, ОВП – Oloy, ОЧВП – Okhotsk-Chukotka); 9 – faults.

On inset: САК – North-Asia Craton.

Приколымья и Северо-Востока Азии в целом. В основу данной работы положен фактический материал, собранный автором при научно-исследовательских и геологоразведочных работах на Приколымье в 2007–2012 гг. Все упоминаемые рудные объекты охарактеризованы большим количеством

пробирных, спектральных (в том числе ИСР), рентгеноспектральных анализов. Результаты минералого-петрографических и изотопных исследований пород и руд, которые использованы здесь, изложены в нескольких публикациях [Глухов, Тюкова, 2013; Глухов, 2014; Глухов, Фомина, 2015].

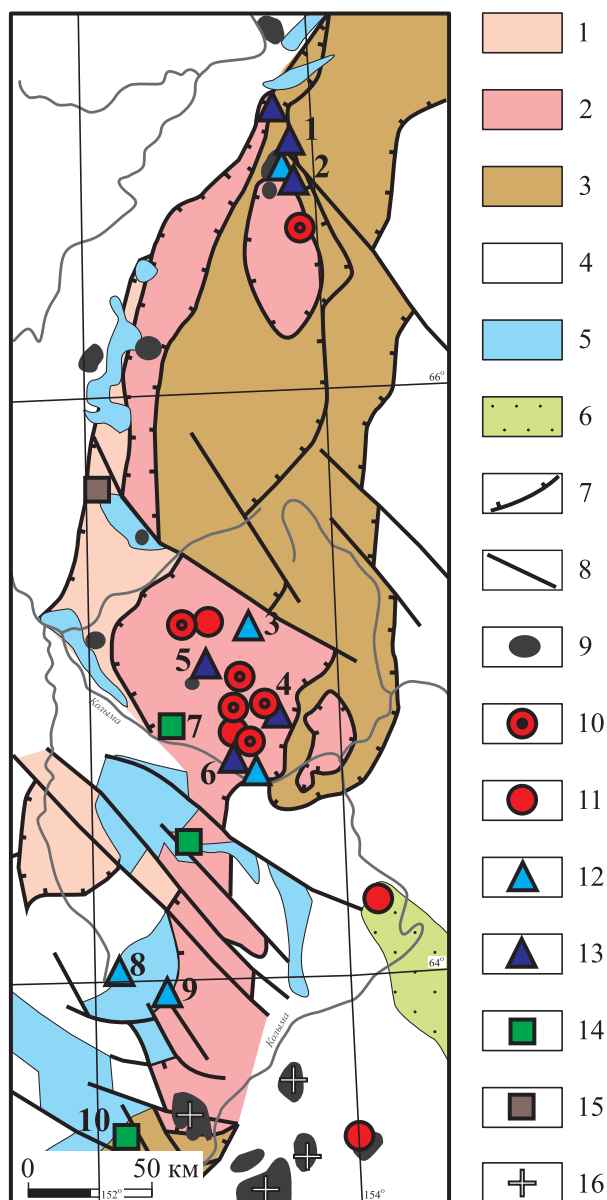


Рис. 2. Тектоно-минерогенная схема Приколымского террейна и смежных структур (по В.И. Шпикерману [1998] с изменениями).

1–3 – Приколымский террейн, субтеррейны: 1 – Спиридоновский, 2 – Шаманихинский, 3 – Ярхдонский; 4 – прочие террейны Яно-Колымского орогенного пояса; 5 – Уяндино-Ясачненский вулканогенный пояс; 6 – Балыгычано-Сугойский рифтогенный прогиб; 7 – надвиги; 8 – крутопадающие разломы; 9 – позднепалеозойские и мезозойские гранитоиды; 10–16 – месторождения и рудопроявления различных геолого-генетических типов: 10 – мезотермальные жильные и штокверковые Au, 11 – эпitherмальные жильные и штокверковые Au-Ag, 12 – штокверковые и жильные Cu-Pb-Zn, 13 – стратиформные Pb-Zn, 14 – стратиформные Cu, 15 – стратиформные Fe, 16 – жильные и штокверковые Sn.

Номера на схеме соответствуют упоминаемым в тексте объектам: 1 – Горное, 2 – Слезовка, 3 – Глухое, 4 – Надежда-3, 5 – Хая, 6 – Чебукулах, 7 – Орок, 8 – Неvidимка, 9 – Опыт, 10 – Зеленый Пласт.

Fig. 2. Tectonic and mineragenic scheme of Kolyma terrane (adopted from V.I. Shpikerman [1998]).

1–3 – Kolyma terrane, subterraneans: 1 – Spiridonova, 2 – Shamnikha, 3 – Yarkhodon; 4 – other terranes; 5 – Uyandina-Yasachnaya volcanic belt; 6 – Balygychan-Sugoy rift; 7 – trusts; 8 – other faults; 9 – granites; 10–16 – mineral deposits and occurrences of different types: 10 – mesothermal vein and stockwork Au, 11 – epithermal vein and stockwork Au-Ag, 12 – stockwork and vein Cu-Pb-Zn, 13 – stratiform Pb-Zn, 14 – stratiform Cu, 15 – stratiform Fe, 16 – vein and stockwork Sn.

Numbers of the deposits: 1 – Gornoye, 2 – Slezovka, 3 – Glukhoye, 4 – Nadezhda-3, 5 – Khaya, 6 – Chebukulakh, 7 – Oroyok, 8 – Nevidimka, 9 – Opyt, 10 – Zelyoniy Plast.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РУДНЫХ ОБЪЕКТОВ

Штокверковые и жильные медно-полиметаллические рудопроявления достаточно широко развиты в пределах ПТ. На юге они сгруппированы в Право-Дуксундинский рудный узел (рис. 4), где известны рудопроявления Неvidимка и Опыт. Узел приурочен к изометричной вулканоплутонической структуре диаметром около 50 км, расположенной в зоне наложения на вендско-палеозойские толщи Приколымья надсубдукционных комплексов УЯВП. Структура выполнена верхнеюрскими вулканогенно-терригенными отложениями; в центральной ее части в эрозионном окне обнажены палеозойские карбонатно-терригенные отложения, прорванные штоком гранитоидов, слагающим большую часть площади рудопроявления Неvidимка (рис. 5). В его составе выделяются три фазы, последовательно представленные кварцевыми диоритами, гранодиоритами, гранит-порфирами. Абсолютный K-Ar возраст гранит-порфиров 128 млн лет. Среди гидротермально-метасоматических образований преобладают пропилиты: биотит-хлорит-кварцевые, хлорит-эпидот-кварцевые и серицит-хлорит-полевошпат-кварцевые. Они образуют обширные (0.5–1.5 км²) изометричных очертаний ореолы, главным образом среди гранит-порфиров. Местами на пропилиты наложена аргиллизация. В осевых частях метасоматических ореолов обособляются локальные зоны (0.01–0.1 км²), в пределах которых степень изменений становится сильной или полной. Здесь располагаются рудные зоны, представляющие собой штокверки серицит-кварцевого и сульфидно-серицит-кварцевого состава, мощностью 20–150 м и протяженностью 300–500 м. Содержания меди достигают 11.83, цинка – 13.07, свинца – 1.08 %, серебра – 31.2, золота – 0.34 г/т. Локально развиты эпидот-гранатовые скарны, приуроченные к контактам гранитоидов с известняками. Рудные зоны интенсивно выветрены, дезинтегрированы и окислены, широко развиты гипергенные минералы и их ассоциации; многочисленны ячеистые агрегаты

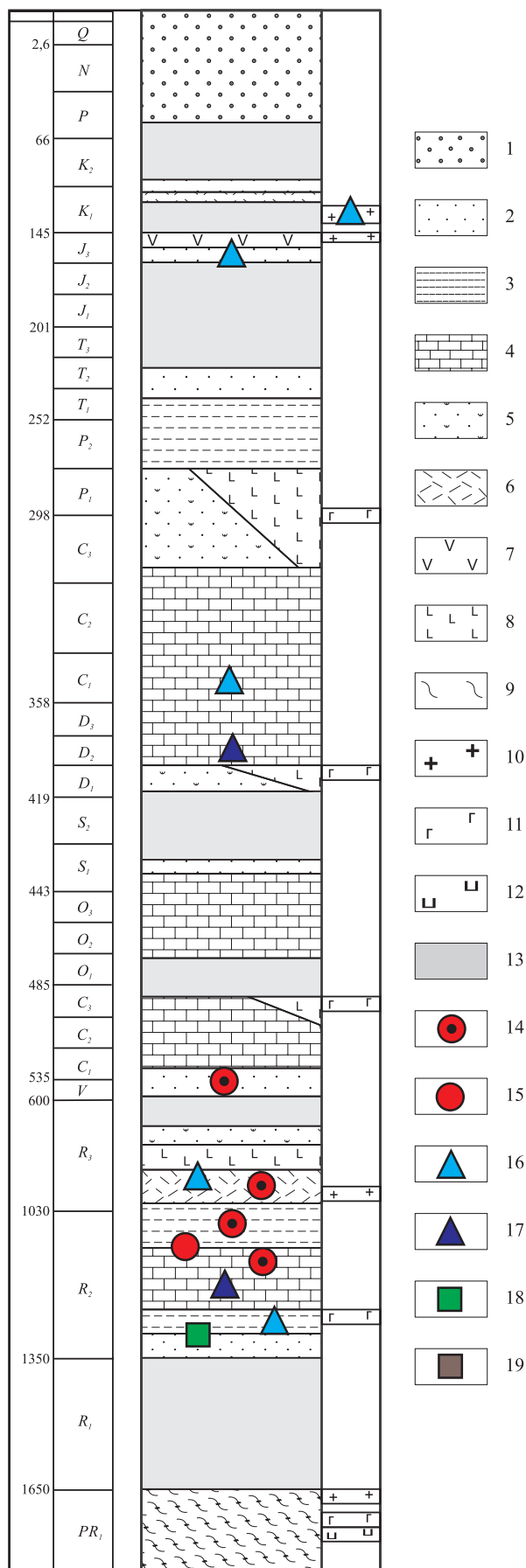


Рис. 3. Тектоно-стратиграфическая колонка Приколымского террейна и расположение в ней рудных объектов.

1 – грубообломочные отложения; 2 – песчаники; 3 – сланцы; 4 – карбонатные породы; 5 – вулканомитовые отложения; 6 – риолиты; 7 – андезиты; 8 – базальты; 9 – кристаллические сланцы; 10 – гранитоиды; 11 – габброиды; 12 – гипербазиты; 13 – стратиграфические перерывы; 14–19 – месторождения и рудопроявления различных геолого-генетических типов.

Fig. 3. Tectonic and Stratigraphic column of Kolyma terrane and location of mineral deposits and occurrences.

1 – clastic rock; 2 – sandstone; 3 – shale; 4 – carbonate rock; 5 – volcanoclastic rock; 6 – rhyolite; 7 – andesite; 8 – basalt; 9 – schist; 10 – felsic igneous rock; 11 – mafic igneous rock; 12 – ultrabasic; 13 – stratigraphic unconformities; 14–19 – mineral deposits and occurrences of different types.

гидроокислов железа. На южном фланге рудопроявления среди терригенно-вулканогенных отложений рудные тела представлены сульфидно-карбонат-кварцевыми жилами мощностью до 1 м с пиритом, халькопиритом, сфалеритом. Для них характерны высокие содержания серебра – до 240 г/т, а также свинца – до 2.08%, цинка – до 0.1, меди – до 0.79 %. Минеральный состав руд был охарактеризован ранее [Глухов, Тюкова, 2013]. Их геохимический спектр, ранжированный относительно кларков (в скобках кларки концентрации), следующий: Cu(187)–Ag(184)–Zn(79)–Bi(70)–Pb(26)–Sb(17)–As(8)–Au(3). Он соответствует медно-полиметаллическим рудам периферических частей медно-порфировой формации.

Рудопроявление Опыт локализовано в юго-восточной части Право-Дуксундинского рудного узла. Восточный его фланг (рис. 6) сложен рифейскими кварцитами и филлитами, западный – верхнеюрскими алевролитами и песчаниками. Гидротермалиты представлены главным образом сульфидно-карбонат-кварцевыми жилами, прожилками и ореолами метасоматического окварцевания. Рудные тела представляют собой жилы и жильные зоны сульфидно-карбонат-кварцевого состава мощностью до 12 м. В пробах из отвалов руды вблизи устья шурфа проходки 1930-х гг. содержания меди составляют 0.81–47.6, цинка – 0.06–6.84, свинца – 0.03–19.25 %, серебра – 3–878.6, золота 0.01–0.22 г/т. Изредка отмечаются повышенные содержания Cd (0.02–0.032 %, среднее 62.9 г/т), Bi (0.01–0.06%), Sb (0.01–0.05 %), Mn (0.15–0.73 %), As (0.01–0.18 %). В рудах установлено более 30 минеральных видов [Глухов, Тюкова, 2013]. Рудные минералы образуют сплошные массивные агрегаты с содержанием сульфидов до 95 %. Для руд характерна высокая степень гипергенных изменений: вторичного сульфидного обогащения и окисления. Геохимический спектр руд (в скобках кларки концентрации) следующий: Cu(1511)–Ag(564)–Cd(309)–Pb(182)–Bi(159)–Zn(74)–As(28)–Au(18). Он

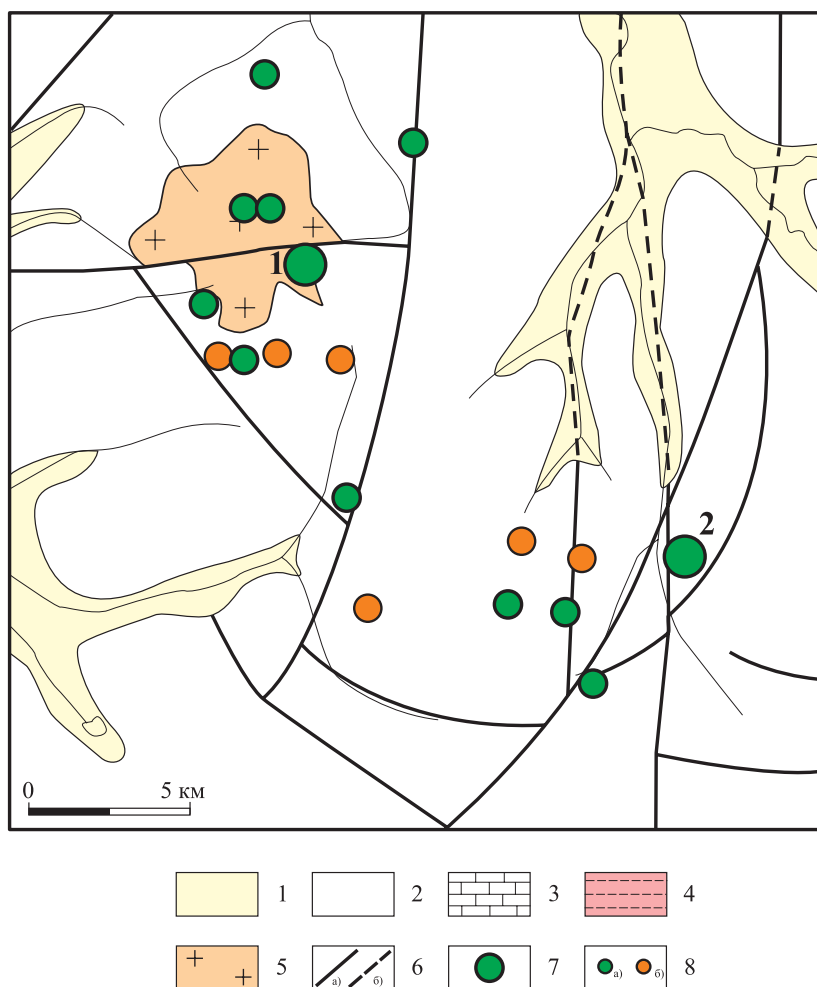


Рис. 4. Геологическое строение Право-Дуксундинского рудного узла.

1 – рыхлые четвертичные отложения; 2 – юрские вулканогенно-терригенные отложения; 3 – верхнепалеозойские известняки, сланцы, песчаники; 4 – рифейские филлиты; 5 – гранитоидные интрузии; 6 – разломы наблюдаемые (а), предполагаемые (б); 7 – рудопроявления (1 – Невидимка, 2 – Опыт); 8 – пункты минерализации: а – Cu-Pb-Zn, б – Ag.

Fig. 4. Geology scheme of Pravo-Duksunda Ore Camp.

1 – overburden; 2 – Jurassic sedimentary rock; 3 – Paleozoic limestone, shale and sandstone; 4 – Proterozoic shale; 5 – granites; 6 – faults (a), proposed faults (b); 7 – ore occurrences (1 – Nevidimka, 2 – Opyt); 8 – points of mineralization: a – Cu-Pb-Zn, b – Ag.

соответствует медно-полиметаллическим рудам периферических частей медно-порфировой формации.

Рудопроявление Глухое расположено в северной части Шаманихо-Столбовского района, вмещается рифейскими метариолитами [Глухов, 2009]. Основное рудное тело представляет собой крутопадающую прожилково-жильную зону сульфидно-кварцевого состава мощностью 1–5 м и протяженностью до 800 м. Рудные минералы (5–10 %) представлены халькопиритом, пиритом, магнетитом, галенимом, сфалеритом, халькозином, ковеллином, малахитом. В штучных пробах содержания достигают: Au – 0.54, Ag – 34 г/т, Cu – 10, Pb – 2.4, Zn – 2.2, Mn – 0.55 %. Околорудные изменения представлены ореолами окварцевания, серицитизации, калиш-

патизации и вкрапленной пиритизации. Геохимический спектр руд, ранжированный относительно кларков (в скобках), следующий: Ag(124)–Cu(17)–Pb(7)–Cd(6)–Au(4). Он соответствует серебро-полиметаллической минерализации. Редкие сульфидно-гематит-карбонатно-кварцевые жилы мощностью до 1 м имеют каркасно-пластинчатую текстуру, содержат пирит, галенит, малахит, лимонит, электрум. Здесь зафиксированы высокие концентрации Au (до 32.6 г/т), Ag (до 521.8 г/т), Cu (до 0.37 %), Pb (до 17.2 %), Zn (до 27.7 %).

Стратиформные рудопроявления свинца и цинка, вмещаемые карбонатными толщами (Горное, Слезовка, Таал), образуют компактный ареал в северо-восточной части ПТ – Каменскую металлогени-

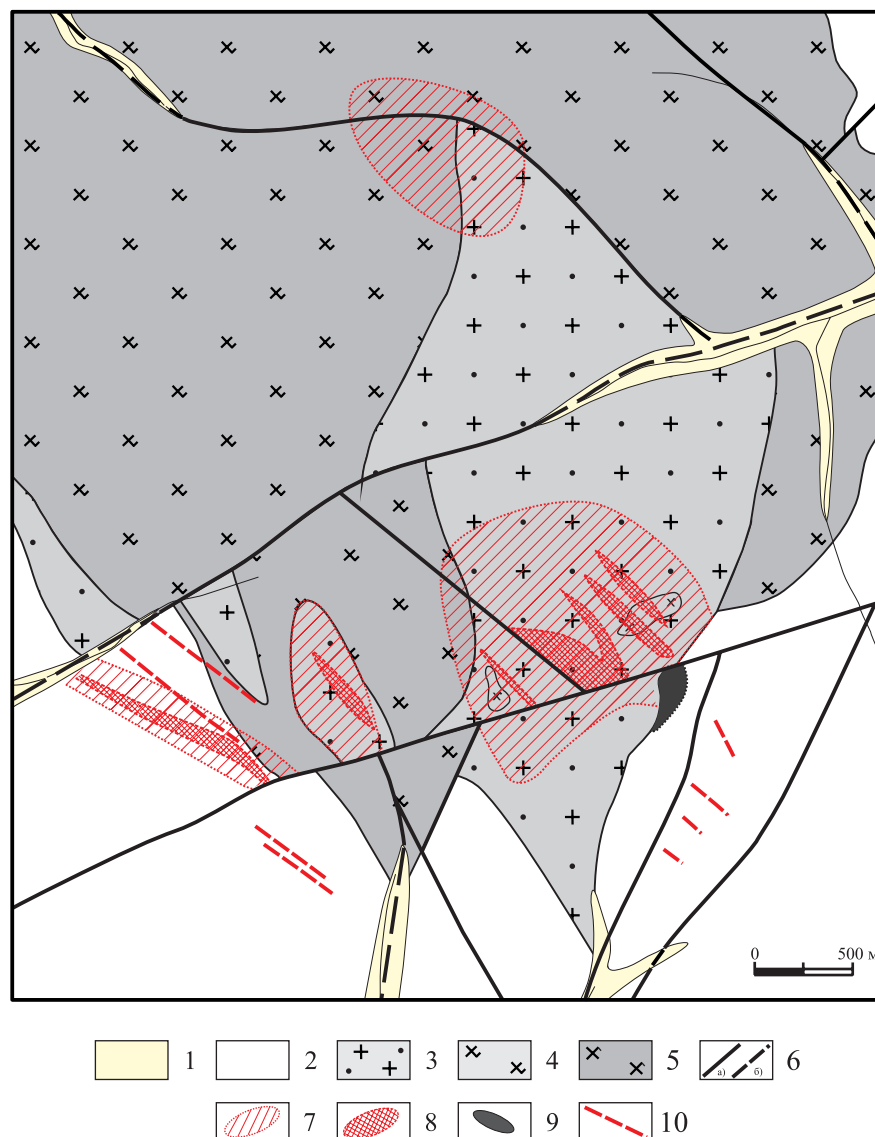


Рис. 5. Геологическое строение рудопоявления Невидимка.

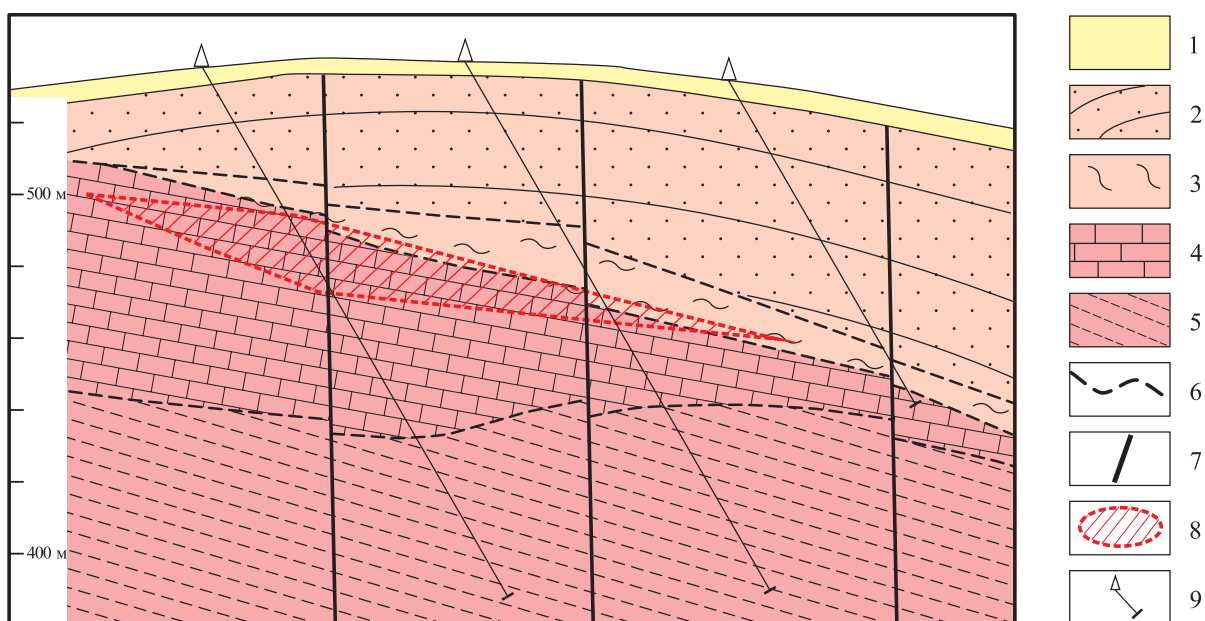
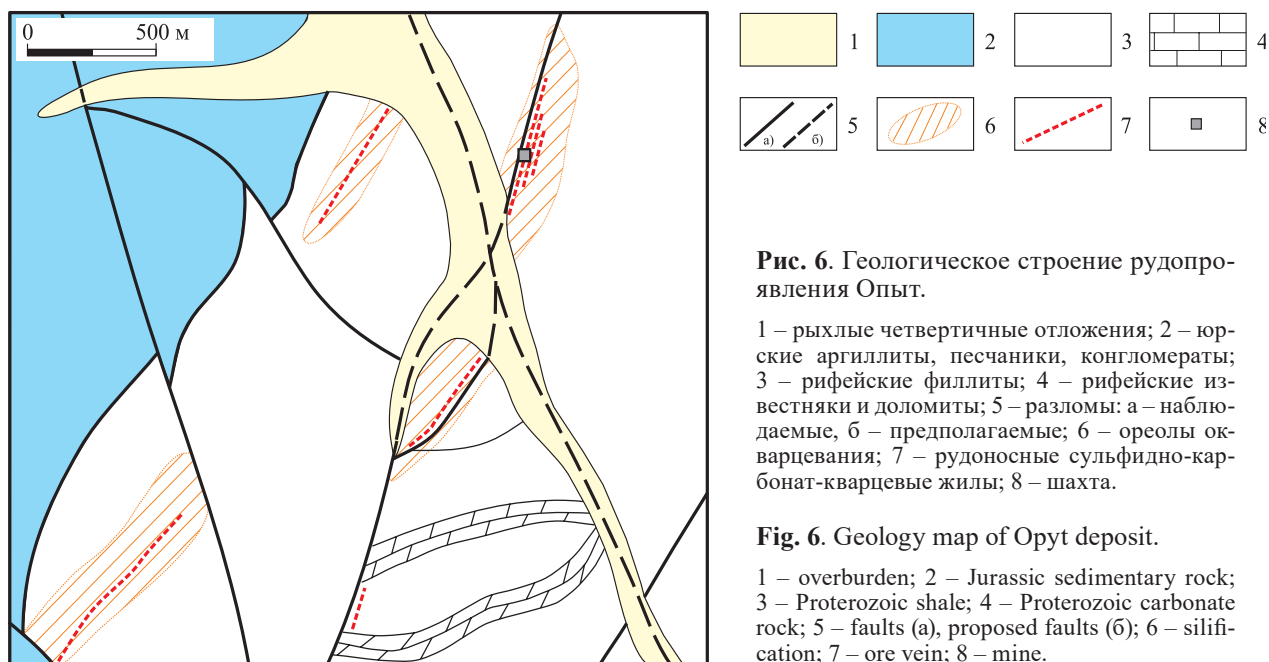
1 – рыхлые четвертичные отложения; 2 – осадочные отложения карбона и юры; 3 – кварцевые диориты; 4 – гранодиориты; 5 – гранит-порфиры; 6 – разломы: а – наблюдаемые, б – предполагаемые; 7 – метасоматиты хлорит-биотит-серицит-кварцевые; 8 – рудоносные сульфидно-серицит-кварцевые штокверки; 9 – скарны; 10 – рудоносные сульфидно-карбонат-кварцевые жилы.

Fig. 5. Geology map of Nevidimka ore occurrence.

1 – overburden; 2 – Carbonic and Jurassic sedimentary rock; 3 – quartz diorite; 4 – granodiorite; 5 – porphyry granite; 6 – faults (a), proposed faults (b); 7 – propilite; 8 – mineralized stockwork; 9 – skarns; 10 – ore vein.

ческую зону [Тектоника..., 2001]. Они достаточно полно охарактеризованы Ю.В. Давыдовым [1997, 1988]. В.И. Шпикерман [1998] объединил их под названием “ярхонский рудный комплекс”. Нами данное оруденение изучено на двух участках (Надежда-3 и Хая) в центральной части ПТ [Глухов, Фомина, 2015]. Минерализация вмещается карбонатными толщами, расположенными на двух стратиграфических уровнях: в ярхонской свите сред-

него девона и в чебукулахской серии среднего-верхнего рифея (рис. 3, 7). Рудные тела представлены двумя морфологическими типами: 1) зоны кварц-барит-сульфидных прожилков и брекчий в доломитах биогермов; 2) зоны послойной сульфидной вкрапленности в ритмично-слоистых доломитах. Главные минералы руд – кварц, барит, пирит, сфалерит, галенит, халькопирит. Содержания Pb – до 6 %, Zn – до 12 %, Ag – до 10 г/т. Характерны



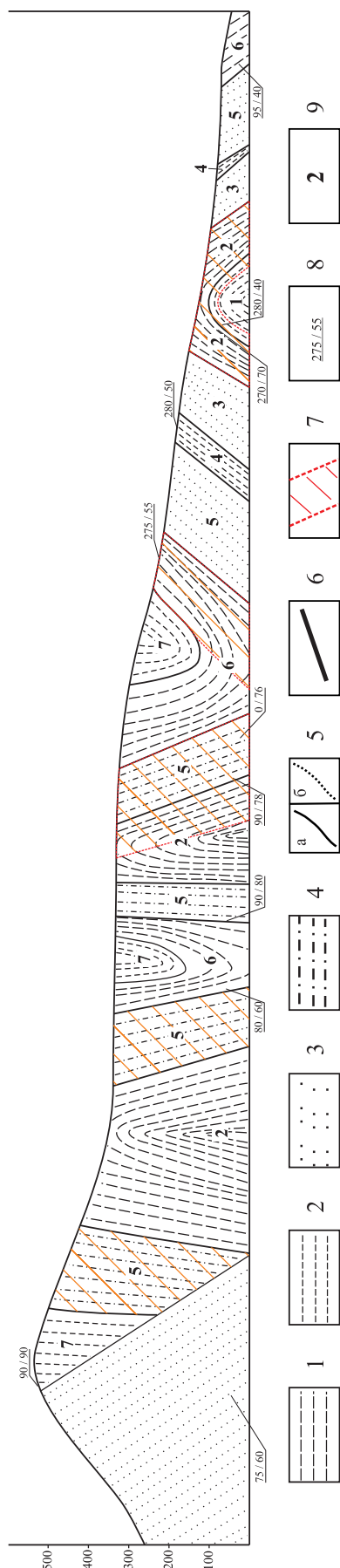


Рис. 8. Геологическое строение рудопроявления Ороек. Схематический разрез вдоль правого берега р. Колымы.

1 – хлоритовые, хлорит-серицитовые сланцы и алевролиты красно- и пестроцветные; 2 – хлоритовые, хлорит-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые, графит-серицит-хлоритовые сланцы сероцветные; 3 – кварциты; 4 – хлоритоидные, кварц-хлоритоидные сланцы, субаркозовые песчаники; 5 – геологические границы; 6 – установленные, 7 – предполагаемые; 8 – разрывные нарушения; 9 – элементы залегания слоев; 9 – номера литологических пачек (как в тексте).

Fig. 8. Cross-section of Oroyok ore occurrence along shore of Kolyma river.

1, 2 – shale; 1 – red-coloured, 2 – grey- and black-coloured; 3 – quartzite; 4 – sandstone; 5 – geological margins (a), proposed geological margins (b); 6 – faults; 7 – mineralized zone; 8 – layers dip and strike; 9 – numbers of lithologic units (as in text).

присутствие существенных количеств марказита, преобладание Zn над Pb, относительно невысокие содержания Ba и Ni, высокие концентрации S в пирите и низкие Fe и Cd в сфалерите.

Стратиформная медная минерализация широко распространена среди пород рифейского терригенно-карбонатного комплекса Шаманихинского субтеррейна. Известно несколько рудопроявлений и более двух десятков пунктов минерализации, объединенные В.И. Шпикерманом [1998] в Ороекскую металлогеническую зону.

Рудопроявление Ороек в обрывах р. Колымы близ устья одноименного ручья относительно легкодоступное и наиболее изучено. Детально охарактеризовано В.И. Шпикерманом и Л.А. Шпикерман [1996, 1998]. Наши результаты позволяют уточнить геологическое строение объекта и генетическую модель минерализации. В геологическом строении рудопроявления принимают участие кварцит и сланцы среднего рифея, прорванные дайками метабазатов (рис. 8). В составе рудоносной толщи нами выделено семь петрографически относительно однородных пачек (см. рис. 7; снизу вверх, мощность указана в метрах).

1. Хлоритовые сланцы, алевролиты (70).
2. Хлоритовые, графит-хлорит-серицитовые (с пиритом) сланцы тонкоплитчатые с прослоями грубослоистых полимиктовых песчаников и кварцитов (130).
3. Кварциты кремовые с прослоями песчаников, кварц-слюдистых сланцев и мраморов (140).
4. Песчаники тонкослоистые (80).
5. Кварц-хлоритоидные сланцы, полимиктовые песчаники с прослоями кварцитов и тонкоплитчатых алевролитов (120).
6. Хлоритовые, графит-хлорит-серицитовые (с пиритом) сланцы (100).
7. Кварц-хлорит-серицитовые сланцы, алевролиты (60).

Общая мощность видимой части разреза 700 м. В нем выделяются следующие фациальные типы отложений [Справочник..., 1983]: лагунные красноцветные алевропелиты (пачка 1), лагунные сероцветные алевропелиты, обогащенные органическим веществом и пиритом (пачка 2), баровые песчаники существенно мономиктового кварцевого состава (пачка 3), лагунные красноцветы (пачка 4), полимиктовые алевропесчаники забаровой фации (пачка 5), лагунные сероцветные алевропелиты с органическим веществом и пиритом (пачка 6) и красноцветные алевропелиты (пачка 7). По критерию уменьшения снизу вверх грубозернистости осадков и снижения концентраций магния и лития (табл. 1) – элементов, накопление которых является индикатором повышенной солености бассейна осадконакопления, данный разрез с некоторой долей условности можно отнести к трансгрессивному типу [Перельман, 1989; Справочник...,

1983]. Вероятно, первоначальная доля красноцветных отложений в разрезе была большей, но снизилась вначале в результате восстановительных реакций на стадии раннего диагенеза [Зеленова, Комарова, 1977], а затем – при метаморфизме, когда часть окисного железа перешла в кристаллический гематит и магнетит. Породы смяты в серию складок шириной первые сотни метров с пологим погружением шарниров на север. Медная минерализация располагается на двух стратиграфических уровнях вблизи границ красно- и сероцветных пачек. Она прослеживается по простиранию более чем на 4.5 км. Наиболее интенсивная минерализация наблюдается на 150-метровом отрезке береговых обрывов (см. рис. 8), ее минеральный состав детально охарактеризован В.И. Шпикерманом и Л.А. Шпикерман (1996). По результатам пунктирно-бороздowego опробования выделяются интервалы мощностью до 10 м с содержаниями меди 0.13–3.24 %. Наблюдаются также повышенные концентрации серебра (до 9 г/т), золота (до 0.17 г/т), цинка (до 0.034 %), свинца (до 0.02 %), кобальта (до 0.01 %). Соотношение содержаний меди, цинка и свинца в разрезе подчиняется типовой для медистых песчаников [Кутырев, 1984; Справочное пособие..., 1990] зональности (снизу вверх): Cu + Ag – Zn – Pb (см. табл. 1). Геохимический спектр меденосных пород следующий: Cu(67)–Au(22)–Ag(15)–Mn(2)–Co(2).

На рудопроявлении Зеленый Пласт меденосная залежь мощностью 1–5 м приурочена к аллохтону углеродистых филлитов ороекской свиты, надвинутому на девонскую карбонатную толщу [В.И. Шпикерман, Л.А. Шпикерман, 1996].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Цель исследования подразумевает использование тех геолого-генетических типов минерализации (в качестве синонима этого термина мы принимаем термин “рудная формация”), которые имеют наибольшее индикаторное значение по отношению к геодинамическим режимам и обстановкам. Этому соответствует определение рудной формации, которое было дано П.А. Строной [1978]: “...устойчивая естественная ассоциация месторождений, близких по генезису, минеральному составу, возрасту, формирующихся в определенной геотектонической обстановке и обычно генетически, парагенетически связанных или хотя бы пространственно ассоциированных с той или иной геологической формацией...” (с. 10). Геолого-генетическая типизация медной и полиметаллической минерализации Приколымского террейна приведена в табл. 2.

Право-Дуксундинский рудный узел включает в себя полный набор геолого-генетических типов минерализации, присущих медно-порфировым системам: в центральной части – сульфидно-кварцевые штокверки с Au-Cu оруденением и геохимическими ореолами Мо в порфировых гранитоидах и ассоциирующие с ними скарны с Cu-Pb-Zn минерализацией (рудопроявление Невидимка), на периферии – жилы и жильные зоны с Cu-Pb-Zn-Ag минерализацией среди пород осадочно-метаморфической рамы (рудопроявление Опыт). В.И. Шпикерман [1998] отнес данные рудопроявления к кунаревскому медно-порфировому рудному комплексу. Индикаторные геохимические соотношения для руд (Cu/Mo = 2000:1, Cu/Au = 100 000:1) отвечают выделяемому внутри

Таблица 1. Вертикальная геохимическая зональность по разрезу рудовмещающей верхнеороекской подсвиты

Table 1. Vertical geochemical zonation across ore-hosted section

Пачка	Ag, г/т	Li, г/т	Mg, г/т	Cu/(Pb+Zn)
1(7)	$\frac{2.9}{1.4-9.5}$	$\frac{33.7}{7.4-52.0}$	$\frac{1.8}{0.3-2.8}$	$\frac{40.4}{5.9-146.5}$
2(13)	$\frac{1.5}{0.3-3.6}$	$\frac{33.4}{11.3-25.4}$	$\frac{1.5}{0.4-1.5}$	$\frac{21.9}{0.7-55.4}$
3(2)	$\frac{1.2}{0.3-2.1}$	$\frac{25.5}{2.7-48.2}$	$\frac{1.3}{0.1-2.5}$	$\frac{53.5}{48.8-58.1}$
5(12)	$\frac{1.0}{0.3-4.4}$	$\frac{17.5}{4.5-71.5}$	$\frac{1.1}{0.3-4.3}$	$\frac{15.6}{3.4-170.2}$
7	0.3	10	1.00	1.1

Примечание. Здесь и далее в числителе – среднее геометрическое, в знаменателе – диапазон содержаний. В скобках – количество анализов.

Note. Here in after in the numerator is the geometric mean, in the denominator is the range of the content range. In brackets – number of analysis.

Таблица 2. Геолого-генетические типы медного и полиметаллического оруденения Приколымского террейна

Table 2. Types of Base-Metals Mineralization of the Kolyma terrane

Рудопоявление	Характеристика рудных тел	Геолого-генетический тип	Месторождения-аналоги
Невидимка	Сульфидно-кварцевые штокверки с Cu-Pb-Zn минерализацией	Медно-порфировая формация [Павлова, 1978], porphyry-copper deposits (PCD [Sillitoe, 2009])	Бингем, Бьютт
	Залежи скарнов с Cu-Pb-Zn минерализацией		
	Сульфидно-кварцевые жилы с Cu-Pb-Zn-Ag минерализацией		
Опыт, Глухое	Сульфидно-кварцевые жилы с Cu-Ag-Pb-Zn и Au-Ag минерализацией		
Горное, Слезовка, Таал	Стратиформные залежи Pb-Zn руд в рифейских доломитах, барит-кварцевые жилы	Стратиформные свинцово-цинковые месторождения в карбонатных толщах [Справочное пособие, 1990], Mississippi-valley Type (MVT [Leach et al., 2001]).	Сардана, Пайн-Пойнт
Чебукалах, Надежда-3, Хая	Стратиформные залежи Pb-Zn руд в рифейских доломитах		
Ороек, Лучистое, Зеленый Пласт	Стратиформные залежи Cu руд в рифейских сланцах	Медистые песчаники и сланцы (МПС [Справочное пособие, 1990]), sediment-hosted copper deposits (SHC [Hitzman et al., 2010])	Удокан, Уайт-Пайн

медно-порфировой формации золото-медно-порфировому типу [Кривцов и др., 1986]. Руды обоих проявлений характеризуются сходными геохимическим спектром руд (Cu–Ag–Pb–As, Au, Bi, Sb), химическим составом халькопирита и специфическими изотопным составом сульфидной серы: значения $\delta^{34}\text{S}$ составляют +4.2... +13.0‰. Это отражает состав рифейского субстрата Приколымского террейна. “Тяжелая” сульфидная сера Приколымья не имеет аналогов среди месторождений Северо-Востока России и необычна для медно-порфировых систем вообще. Так, “классические” Cu-порфировые месторождения Аризоны (Моренси) и Кавказа (Дастакерт), по нашим данным, характеризуются значениями $\delta^{34}\text{S}$ от –0.5 до –2.0 ‰, а Филлипин (Лепанто) [Hedenquist, Garcia, 1990] – $\delta^{34}\text{S}$ от –2.0 до –5.0 ‰, Урала [Грабеев и др., 1989] – от 0 до 2.7. Эту особенность, по нашему мнению, можно объяснить составом докембрийского сиалического субстрата Приколымья в отличие от более молодого существенно фемического субстрата большинства других известных медно-порфировых провинций.

Особенности состава руд стратиформных Pb-Zn проявлений указывают на относительно мало-глубинный и низкотемпературный характер рудообразующего флюида, что подразумевает диагенетическую, элизионно-водородную природу минерализации [Глухов, Фомина, 2015]. Сходство геологического строения рудопоявлений, вмещаемых рифейскими толщами, с теми, которые лока-

лизированы в палеозойских породах, позволяет отнести их к тому же ярходонскому рудному комплексу [Шпикерман, 1998]. Руды характеризуются “тяжелым” (+9.6... +10.4 ‰) изотопным составом сульфидной серы пирита и галенита, так же как и для медно-порфирового оруденения, что отражает заимствование флюидом рудного вещества из докембрийских осадочных комплексов.

Медистые песчаники и сланцы Ороекской зоны, по современной классификации [Hitzman et al., 2010], относятся к типу, для которого свойственны трансгрессивный тип рудовмещающего разреза, морские либо субмаринные условия осадконакопления, расположение красноцветных отложений в основании меденосных пачек, наличие горизонтов, обогащенных органическим углеродом и являющихся восстановителем для обогащенных медью рассолов. К нему принадлежит также большинство крупнейших месторождений медистых песчаников и сланцев. По отечественной классификации [Справочное пособие..., 1990], это “джезказганский”, “мансфельдский”, “замбийский”, “ангаро-ленский” “типы меденосных формаций”.

ВЫВОДЫ

Разнообразие геолого-генетических и морфологических типов существенно отличает медные и полиметаллические руды ПТ от минерализации других металлов, прежде всего золота. Причина заключается в том, что рудные концентрации Cu,

Таблица 3. Этапы формирования медного и полиметаллического оруденения Приколымского террейна**Table 3.** Stages of forming of base-metals mineralization of the Kolyma terrane

Этап	Геодинамические события [Парфенов и др., 2009]	Индикаторные СВК	Геолого-генетический тип оруденения
RF ₂₋₃	Начало распада Пангеи, формирование Верхоянской пассивной окраины Северо-Азиатского кратона, рифтогенез	Субаркозовые песчаники, сланцы, толеиты	Медистые песчаники и сланцы
D ₁ –C ₁	Возобновление развития Верхоянской пассивной окраины, рифтогенез	Красноцветы, толеитовые и субшелочные базальты, пикриты, габбро	—
		Шельфовые терригенно-карбонатные отложения	Стратиформные Pb-Zn в карбонатных толщах
J ₃ –K ₁	Амальгамация террейнов, образование Колымо-Омолонского супертеррейна и УЯВП	Вулкано-плутонические ассоциации известково-щелочного состава	Медно-порфировые, жильные Cu-Pb-Zn-Ag

Pb, Zn формировались неоднократно, на протяжении нескольких этапов геодинамического развития террейна (табл. 3). На фоне длительных эпох медленного растяжения (“рассеянный рифтогенез”, по М.Д. Булгаковой [1991], благоприятных для образования медистых песчаников и стратиформных Pb-Zn руд, происходили краткие эпизоды субдукционного сжатия, индикатором которых стал УЯВП, отмеченный формированием медно-порфировых систем. На каждом крупном геохронологическом уровне проявлены объекты одного геолого-генетического типа, а ряд этих типов, сменяющих друг друга в геологическом времени – *SHC* (средний–верхний рифей) → *MVT* (средний палеозой) → *PCD* (поздний мезозой) – отражает, в первом приближении, геодинамическую эволюцию Приколымского террейна [Шпикерман, 1998; Тектоника..., 2001]. Отчетливо проявлена закономерная взаимная смена сингенетической минерализации вначале эпигенетической стратиформной и далее жильно-прожилковой. Как отмечалось нами ранее [Глухов, 2014], оруденение Приколымья наследует геохимическую специализацию вмещающих комплексов. Объяснение этому заключается в чешуйчато-надвиговой структуре ПТ, которая оставалась мобильной на протяжении всей геологической истории террейна [Глухов и др., 2012], следствием чего стала неоднократная реювенация рудного вещества.

Отдельно затронем вопрос о возможной экономической значимости медно-полиметаллической минерализации Приколымья. При отсутствии крупных сквозных (т.е. пересекающих и соединяющих разновозрастные и разноглубинные уровни литосферы) – глубинных, по И.Н. Томсону с соавторами [1984], разломов, перераспределение вещества происходило ступенчато, от уровня к уровню, с унаследованием на каждом новом уровне черт предыдущего. В такой ситуации рудокон-

центрирование уступало место диссипации (разубоживанию). Следует оговориться, что такая диссипация отнюдь не противоречит “первому закону рудообразования” Л.Н. Овчинникова [1986]: “*рудообразование есть переход металлов от рассеяния к концентрации*”. Минерализация, при отсутствии основной, “магистральной” рудоконтролирующей структуры, концентрируется на множестве “частных” структурных и литологических (надвиговые пластины) барьеров, формируя разрозненные скопления. Каждое из них в отдельности может обладать высоким кларком концентрации, однако во сколько-нибудь значимом объеме геологического пространства средние содержания полезного компонента оказываются низкими и не достигают промышленных кондиций. Ранее исследователями уже подмечалось, что “...реювенация и связанный с этим рециклинг вещества земной коры способны породить... рудные объекты преимущественно мелкого и среднего масштаба” [Абрамович, 1998, с. 124]. По этой причине вероятность выявления на Приколымье промышленно значимых месторождений цветных металлов оценивается нами как низкая.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абрамович И.И. (1998). Геодинамика и мантийные корни рудных формаций. М.: МПР, Геокарт, 140 с.
- Беус В.А. (1992). Возраст и геолого-петрохимические особенности метаморфических ортопород Приколымского докембрийского комплекса. *Региональная геодинамика и стратиграфия Азиатской части СССР*. Л.: ВСЕГЕИ, 65–85.
- Булгакова М.Д. (1991) Ранний-средний палеозой Северо-Востока СССР (седиментологический анализ). Якутск, ЯНЦ СО АН СССР, 104 с.
- Глухов А.Н. (2009). Золото-серебряное оруденение Центрального Приколымья. *Отчет. геология*, (1), 35–43.
- Глухов А.Н. (2014) Геохимическая специализация верх-

- непротерозойских комплексов Приколымского террейна. *Тихоокеан. геология*, **33**(3), 29-38.
- Глухов А.Н., Гладков А.С., Кошкарёв Д.А., Лунина О.В. (2012) Тектонофизические критерии геодинамической эволюции Приколымского террейна (Северо-Восток России). *Геодинамика и тектонофизика*, **3**(4), 361-375.
- Глухов А.Н., Тюкова Е.Э. (2013) Перспективы развития минерально-сырьевой базы меди Магаданской области. *Руды и металлы*, (5), 21-33.
- Глухов А.Н., Фомина М.И. (2015) Новые данные о стратиформной полиметаллической минерализации в карбонатных толщах Приколымского террейна. *Отеч. геология*, (3), 37-44.
- Горячев Н.А. (1998) Геология мезозойских золото-кварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 210 с.
- Грабежев А.И., Сотников В.И., Чашухина В.А. (1989) Изотопный состав серы сульфидов медно-порфировых месторождений Урала. *Геохимия*, (10), 1508-1511.
- Давыдов Ю.В. (1997) Металлогенические этапы формирования стратиформного оруденения Якутии. *Отеч. геология*, (9), 12-15.
- Давыдов Ю.В. (2001) Эпигенез карбонатных пород в системе "рудная залежь-вмещающие породы" на стратиформных свинцово-цинковых месторождениях (Саха-Якутия). *Геология и геофизика*, **42**(3), 427-434.
- Давыдов Ю.В., Чиряев А.Г., Костин А.В., Соболев А.Е. (1988) Стратиформное оруденение Якутии (свинец, цинк, медь). *Стратиформное оруденение Якутии*. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 5-24.
- Зеленова О.И., Комарова Г.В. (1977) Постседиментационные изменения красноцветных континентальных отложений в различных гидрогеологических условиях. *Континентальный и прибрежно-морской литогенез*. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1977, 89-94.
- Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Попов В.С. (1986) Медно-порфировые месторождения мира. М.: Недра, 236 с.
- Кутырев Э.И. (1984) Геология и прогнозирование согласных месторождений меди, свинца и цинка. Л.: Недра, 248 с.
- Овчинников Л.Н. (1986) Геохимические основы поисков рудных месторождений. *Геохимия в локальном металлогеническом анализе*. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 3-4.
- Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кирилова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртгоо О., Янь Х. (2003) Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии. *Тихоокеан. геология*, **22**(6), 7-41.
- Перельман А.И. (1989) Геохимия. М.: Высш. школа, 528 с.
- Рундквист Д.В. (1993). Эпохи реювенации докембрийской коры и их металлогеническое значение. *Геология рудн. месторождений*, **35** (6), 467-492.
- Соколов С.Д. (2010) Очерк тектоники Северо-Востока Азии. *Геотектоника*, (6), 60-78.
- Справочник по литологии. (1983) Под ред. Н.Б. Вассовича, В.Л. Либровича, Н.В. Логвиненко, В.И. Марченко. М.: Недра, 509 с.
- Справочное пособие по стратиформным месторождениям. (1990) Под ред. Л.Ф. Наркелюна, А.И. Трубачева. М.: Недра, 391 с.
- Строна П.А. (1978) Главные типы рудных формаций. Л.: Наука, 199 с.
- Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). (2001) М.: МАИК "Наука/Интерпериодика", 571 с.
- Томсон И.Н., Кочнева Н.Т., Кравцов В.С. (1984) Металлогения скрытых линейментов и концентрических структур. М.: Недра, 190 с.
- Шпикерман В.И. (1998) Домеловая минерализация Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 333 с.
- Шпикерман В.И., Шпикерман Л.А. (1996) Протерозойские медистые песчаники и сланцы Приколымья. *Стратиформное оруденение осадочных и вулканогенно-осадочных формаций Северо-Востока Азии*. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 35-44.
- Hedenquist J.W., Garcia Jr. (1990) Sulfur isotope systematics in the Lepanto mining district, Northern Luzon, Philippines. *Mining Geol.*, **33**, 67.
- Hitzman M.W., Selley D., Bull S. (2010) Formation of Sedimentary Rock-Hosted Stratiform Copper Deposits through Earth History. *Econ. Geol.*, **105**, 627-639.
- Leach D.L., Bradley D., Lewchuk M.T., Symons D.T., Marsily G., Brannon J. (2001) Mississippi valley-type lead-zinc deposits through geological time: Implications from recent age-dating research. *Miner. Depos.*, **36**(8), 711-740.
- Sillitoe R.H. (2009) Porphyry Copper Systems. *Econ. Geol.*, **105**, 3-41.

REFERENCES

- Abramovich I.I. (1998) *Geodinamika i mantiynye korni rudnykh formatsii* [Geodynamic and mantle roots of the ore formations]. Moscow, Geokart Publ., 140 p. (In Russian)
- Beus V.A. (1992) Age and geochemistry of metamorphosed igneous rocks of the Kolyma Precambrian complex. *Regional'naya geodinamika i stratigraphiya Aziatskoi chasti USSR* [Regional Geodynamics and Stratigraphy of Asia part of the USSR]. Leningrad, VSEGEI Publ., 65-85. (In Russian)
- Bulgakova M.D. (1991) Rannii-Srednii paleozoi Severo-Vostoka SSSR (sedimentologicheskii analiz) [Early-Middle Paleozoic of North-Eastern of USSR (sedimentological analysis). Yakutsk, YaSC SB AN USSR, 104 p. (In Russian)
- Davydov Yu.V. (1997) Metallogenic stages of forming of stratiform mineralization of Yakutia. *Otechestvennaya Geologiya*, (9), 11-15. (In Russian)
- Davydov Yu.V. (2001) Epigenesis of carbonate rocks in the system orebody-host rocks at stratiform lead-zinc deposits in the Sakha Republic (Yakutia). *Russ. Geol. Geofis.*, (3), 427-433.
- Davydov Yu.V., Chir'ayev A.G., Kostin A.V., Sobolev A.E. (1988) Stratiform mineralization of the Yakutia (lead, zinc, copper). *Stratiformnoe orudenenie Yakutii* [Stratiform mineralization of the Yakutia]. Yakutsk, Siberia branch of Akad Nauk. SSSR, 5-24. (In Russian)
- Glukhov A.N. (2009). Gold-silver mineralization of the Central Kolyma region. *Otech. Geol.*, (1), 35-43. (In Russian)
- Glukhov A.N. (2014) Geochemical Specialization of the Upper Proterozoic Comcomplexes of the Kolyma Terrane in Northeast Russia. *Tikhookean. Geol.*, **33**(3), 29-38. (In Russian)

- Glukhov A.N., Gladkov A.S., Koshkarev D.A., Lunina O.V. (2012) Tectonophysical evidences of geodynamic evolution of the Prikolyma terrain (Northeastern regions of Russia). *Geodynam. Tectonophys.*, **3**(4), 361-375. doi:10.5800/GT2012340079.
- Glukhov A.N., Tyukova E.A. (2013) The perspectives of developing of the mineral resources of copper of Magadan region. *Rudy i Metally*, (5), 21-33. (In Russian)
- Glukhov A.N., Fomina M.I. (2015) New data about stratiform zinc-lead mineralization in carbonate rocks of Kolyma terrane. *Otech. Geol.*, (3), 37-44. (In Russian)
- Goryachev N.A. (1998) *Geologiya mezozoiskikh zoloto-kvartsevykh zhil'nykh poyasov Severo-Vostoka Azii* [Geology of Mesozoic gold-quartz vein belts of North-East of the Asia]. Magadan, SVKNII DVO RAN Publ., 210 p. (In Russian)
- Grabazhev A.I., Sotnikov V.I., Chashchukhina V.A. (1989) Sulfur Isotopic composition of porphyry-copper deposits of the Urals. *Geokhimiya*, (10), 1508-1511. (In Russian)
- Hedenquist J.W., Garcia Jr. (1990) Sulfur isotope systematics in the Lepanto mining district, Northern Luzon, Philippines. *Mining Geol.*, **33**, 67.
- Hitzman M.W., Selley D., Bull S. (2010) Formation of Sedimentary Rock-Hosted Stratiform Copper Deposits through Earth History. *Econ. Geol.*, **105**, 627-639.
- Krivtsov A.I., Migachev I.F., Popov V.S. (1986) *Medno-porfirovye mestorozhdeniya mira* [Porphyry-copper deposits of the world]. Moscow, Nedra Publ., 236 p. (In Russian)
- Kutyrev E.I. (1984) *Geologiya i prognozirovaniye soglasnykh mestorozhdenii medi, svintsa i tsinka* [Geology and forecasting of stratiform deposits of the copper, lead and zinc]. Leningrad, Nedra Publ., 248 p. (In Russian)
- Leach D.L., Bradley D., Lewchuk M.T., Symons D.T., Marsily G., Brannon J. (2001) Mississippi valley-type lead-zinc deposits through geological time: Implications from recent age-dating research. *Miner. Depos.*, **36**(8), 711-740.
- Ovchinnikov L.N. Geochemical basics of mineral exploration. *Geokhimiya v lokal'nom metallogenicheskom analize* [Geochemistry in local metallogenetic analysis]. Novosibirsk, Siberia branch of AS USSR Publ., 3-4. (In Russian)
- Parfenov L.M., Berzin N.A., Khanchuk A.I., Badarch G., Belichenko V.G., Bulgatov A.N., Dril' S.I., Kirillova G.L., Kuzmin M.N., Nokleberg W., Prokop'ev A.V., Timofeev V.F., Tomurtgoo O., Yan' H. (2003), A model for formation of orogenic belts in Central and North-East Asia. *Tikhookean. Geol.*, **22**(6), 7-41. (In Russian)
- Perel'man A.I. (1989) *Geokhimiya* [Geochemistry]. Moscow, Vysshaya Shkola Publ., 528 p. (In Russian)
- Rundkvist D.V. (1993) Timing of recycling of Precambrian Earth crust and metallogenic significance of that. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **35**(6), 467-492. (In Russian)
- Sillitoe R.H. (2009) Porphyry Copper Systems. *Econ. Geol.*, **105**, 3-41.
- Sokolov S.D. (2010) Tectonic of Northeast Asia: an overview. *Geotectonics*, **44**(6), 493-509.
- Shpikerman V.I., Shpikerman L.A. (1996) Proterozoic copper sandstones and shales of Prikolym'e. *Stratiformnoe orudenenie osadochnykh i vulkanogenno-osadochnykh formatsii Severo-Vostoka Azii* [Stratiform mineralization of sedimentary and volcanic-sedimentary formations in Northeast Asia]. Magadan, SVKNII DVO RAN, 35-44. (In Russian)
- Shpikerman V.I. (1998) Domelovaya minerageniya Severo-Vostoka Azii [Pre-Cretaceous Minerageny of Northeast Asia]. Magadan, SVKNII DVO RAN, 333 p. (In Russian)
- Spravochnik po litologii* [Lithology: A handbook] Eds N.B. Vassoevich, V.L. Librovich, N.V. Logvinenko, V.I. Marchenko. (1983) Moscow, Nedra Publ., 509 p. (In Russian)
- Spravochnoe posobie po stratiformnym mestorozhdeniyam* [Stratiform mineral deposits: A handbook]. Eds L.F. Narkelyun, A.I. Trubachev. (1990) Moscow, Nedra Publ., 391 p. (In Russian)
- Strona P.A. *Glavnye tipy rudnykh formatsii* [The main types of Ore formations]. Leningrad, Nauka Publ., 199 p. (In Russian)
- Tektonika, geodinamika i metallogeniya respubliki Sakha (Yakutiya)* (2001) [Tectonics, geodynamics and metallogeny of the Sakha Republic (Yakutia)]. Moscow, MAIK "Nauka/Interperiodica" Publ., 571 p. (In Russian)
- Tomson I.N., Kochneva N.T., Kravtsov V.S. (1984) *Metallogeniya skrytykh lineamentov i kontsentricheskikh struktur* [Metallogeny of proposed lineaments and concentric structures]. Moscow, Nedra Publ., 190 p. (In Russian)
- Zelenova O.I., Komarova G.V. (1977) Postsedimentary alterations of red-bed continental deposits in the different gidrogeological conditions. *Continental'nyi i pribrezhno-morskoi litogenez* [Continental and coastal-marine lithogenesis]. Novosibirsk, Siberia branch of AN USSR, 5-24. (In Russian)

УДК 553.491(470.21)

DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-5-731-751

Главные месторождения и проявления платинометалльных руд Кольского пояса расслоенных интрузий (Кольский полуостров, Россия)

© 2019 г. П. В. Припачкин

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

Поступила в редакцию 15.07.2018 г., принята к печати 01.02.2019 г.

Объект исследований. В работе приведены данные о главных платинометалльных рудопроявлениях и месторождениях Кольского пояса расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузий (Кольский полуостров). *Материалы и методы.* Выполненный анализ базировался на многолетних собственных исследованиях автора в пределах большинства объектов и проработке внушительного объема опубликованной и фондовой литературы в данной области. *Результаты.* Составлены своеобразные “паспорта” главных платинометалльных объектов Кольского полуострова, включающие максимально допустимое количество характеризующих их параметров (геолого-структурных, изотопно-геохимических, минералогических). *Заключение.* Образование ЭПГ оруденения соотнесено с возрастными характеристиками крупных расслоенных комплексов и последовательностью внедрения отдельных магматических фаз внутри них. По заданным параметрам исследованные объекты характеризуются спецификой, которая позволяет выделять среди них более и менее промышленно значимые. Приведенные материалы также показывают важность понимания этих специфических черт при дальнейшей эксплуатации месторождений.

Ключевые слова: платинометалльные месторождения, расслоенные интрузии, Кольский пояс

Major deposits and occurrences of platinum ores of the Kola belt layered intrusions (Kola Peninsula, Russia)

Pavel V. Pripachkin

*Geological Institute KSC RAS, 14 Fersman st., Apatity, 184209 Russia,
e-mail: paul@geoksc.apatity.ru*

Received 15.07.2018, accepted 01.02.2019

Research subject. This paper presents data characterizing major occurrences and deposits of platinum group elements (PGE) of Kola belt layered mafic-ultramafic intrusions (Kola Peninsula). *Materials and methods.* The study was based on extensive experimental data collected by the author over a long-term period and a comprehensive analysis of published and archive literature pertaining to this field. *Results.* Certificates (so-called passports) were compiled for all major PGE objects in the Kola Peninsula, which include diverse characterization parameters (geological, structural, isotope-geochemical, mineralogical). The formation of PGE mineralization was compared with both the age characteristics of large layered complexes and the sequence of intrusion of individual magmatic phases. *Conclusion.* The proposed parameters can be used to determine specific features of PGE objects, thus allowing identification of objects promising in terms of industrial development. The obtained results demonstrate the importance of taking into account these specific features during mineral deposit exploitation.

Keywords: PGE deposits, layered intrusions, Kola belt

Acknowledgements

The author expresses sincere gratitude to his colleague T. Rundqvist, without her valuable comments and much help this article would be impossible.

The studies were carried out with the financial support of the Russian Foundation for Basic Research (project No. 11-05-00061-a) and within the framework of the research topic of the Scientific Center of the Kola Science Center of the Russian Academy of Sciences AAAA-A16-116022610109-3.

Для цитирования: Припачкин П.В. (2019) Главные месторождения и проявления платинометалльных руд Кольского пояса расслоенных интрузий (Кольский полуостров, Россия). *Литосфера*, 19(5), 731-751. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-5-731-751

For citation: Pripachkin P.V. (2019) Major deposits and occurrences of platinum ores of Kola belt layered intrusions (the Kola Peninsula, Russia). *Litosfera*, 19(5), 731-751. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-5-731-751

ВВЕДЕНИЕ

Долгое время расслоенные палеопротерозойские мафит-ультрамафитовые интрузии Кольского полуострова рассматривались в основном как потенциальные источники руд цветных металлов (меди и никеля). Однако открытые в 30-х гг. прошлого века богатые жильные руды Мончегорского плутона смогли обеспечить бесперебойную работу комбината “Североникель” не более чем на три десятилетия. Объекты других подобных массивов, и в первую очередь Федорово-Панского, призванные прирастить ресурсы медно-никелевого сырья региона, оказались бесперспективными. Ситуация резко изменилась в 1990-е гг., когда мафит-ультрамафитовые интрузивы стали интенсивно изучаться на предмет их платинометаллургии специализации.

В ходе поисково-оценочных работ и детальных научных исследований выяснилось, что эти объекты в пределах северо-восточной части Балтийского щита могут быть объединены в Кольскую платинометаллургическую провинцию [Митрофанов и др., 1994], в рамках которой к настоящему времени поставлено на баланс ГКЗ уже семь месторождений платинометаллических руд. Учеными ГИ КНЦ РАН было отмечено, что сумийские расслоенные массивы гипербазит-базит-анортозитового состава формируют так называемый Кольский пояс (рис. 1), Pt-Pd месторождения которого весьма сходны по геологии, металлогении и запасам с финскими из пояса Торнио-Нярьякаваара [Митрофанов, 2008]. Дальнейшие исследования в этом направлении привели к включению массивов Кольского пояса (Кольской платинометаллургической провинции), совместно с финскими, в состав более крупной – Восточно-Скандинавской плюмовой базитовой обширной изверженной провинции (ВСПБОИП) [Митрофанов и др., 2013].

Месторождениям и проявлениям ЭПГ, связанным с расслоенными интрузиями Кольского пояса, посвящена многочисленная литература. Сведения о них содержатся в сборниках, изданных в рамках государственной программы “Платина России” [Платинометаллические месторождения..., 1994; Платина России..., 1994, 1999; Додин и др., 2000], сборниках материалов совместного российско-финско-шведского проекта “Interreg-Tacis” (2008, 2009 гг.), а также в обобщающих работах по ВСПБОИП [Митрофанов и др., 2013; Чашин, Митрофанов, 2014]. Тем не менее достаточно полной сводки о главных платинометаллических объектах Кольского региона до сих пор не было опубликовано.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Многолетние собственные исследования и изучение опубликованной и фондовой литературы легли в основу большого объема вновь полученной инфор-

мации. Основным результатом стало сведение этой информации в таблицу в формате Microsoft Excel и написание к ней объяснительной записки для итогового отчета РФФИ (проект № 11-05-00061-а, завершившийся в 2013 г.). К сожалению, из-за большого объема опубликовать таблицу, даже частично, не представляется возможным. Некоторым выходом из положения при подготовке этого обширнейшего материала к публикации явилось сокращение ряда параметров (например, пришлось убрать сведения о второстепенных рудных минералах, морфологии и размерах рудных залежей) и объектов (например, участков Пентландитовый ручей, Восточно-Мончетундровский и Морошковое озеро; несмотря на высокие содержания ЭПГ, они приурочены к тектоническим зонам, а их орудувание не выдержано по простиранию и падению). Также для описания объектов были оставлены только данные, опубликованные в открытой печати и источниках, не содержащих грифы об ограничении использования информации. В итоге в настоящей статье приводятся данные о наиболее значимых месторождениях и рудопроявлениях ЭПГ Кольского региона. Отметим также, что ключевым моментом стало изменение формата подачи данных: вместо объемных таблиц было решено ограничиться составлением своеобразных “паспортов” объектов, включающих максимально допустимое количество характеризующих их параметров. Эти данные частично отражены в ряде наших публикаций, однако в таком объеме они публикуются впервые.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследуемые объекты принадлежат к раннепротерозойским (2.5–2.45 млрд лет) [Баянова, 2004; Баянова и др., 2010; Ниткина, 2006; Рундквист и др., 2014; и др.] мафит-ультрамафитовым расслоенным комплексам, локализованным в центральной и северо-западной частях Кольского полуострова (см. рис. 1). Тектоническое положение их в целом однотипно – на границе пород архейского фундамента и вулканогенно-осадочных образований свиты Имандра-Варзуга (за исключением Волчьегундровского массива, отдельных фрагментов интрузий или участков в тектонических зонах). Заметим, что принадлежность тех или иных объектов к тому или иному интрузивному комплексу в ряде случаев до сих пор служит предметом дискуссии (например, Южносопчинский массив). Тем не менее главным параметром, объединяющим все исследованные объекты, является наличие в их пределах различных типов сульфидного и связанного с ним ЭПГ орудувания. Далее мы приводим основные сведения, касающиеся геологии, геохронологии и минералогии этих интрузивов в порядке их пространственного расположения в пределах Кольского пояса – в направлении с северо-запада

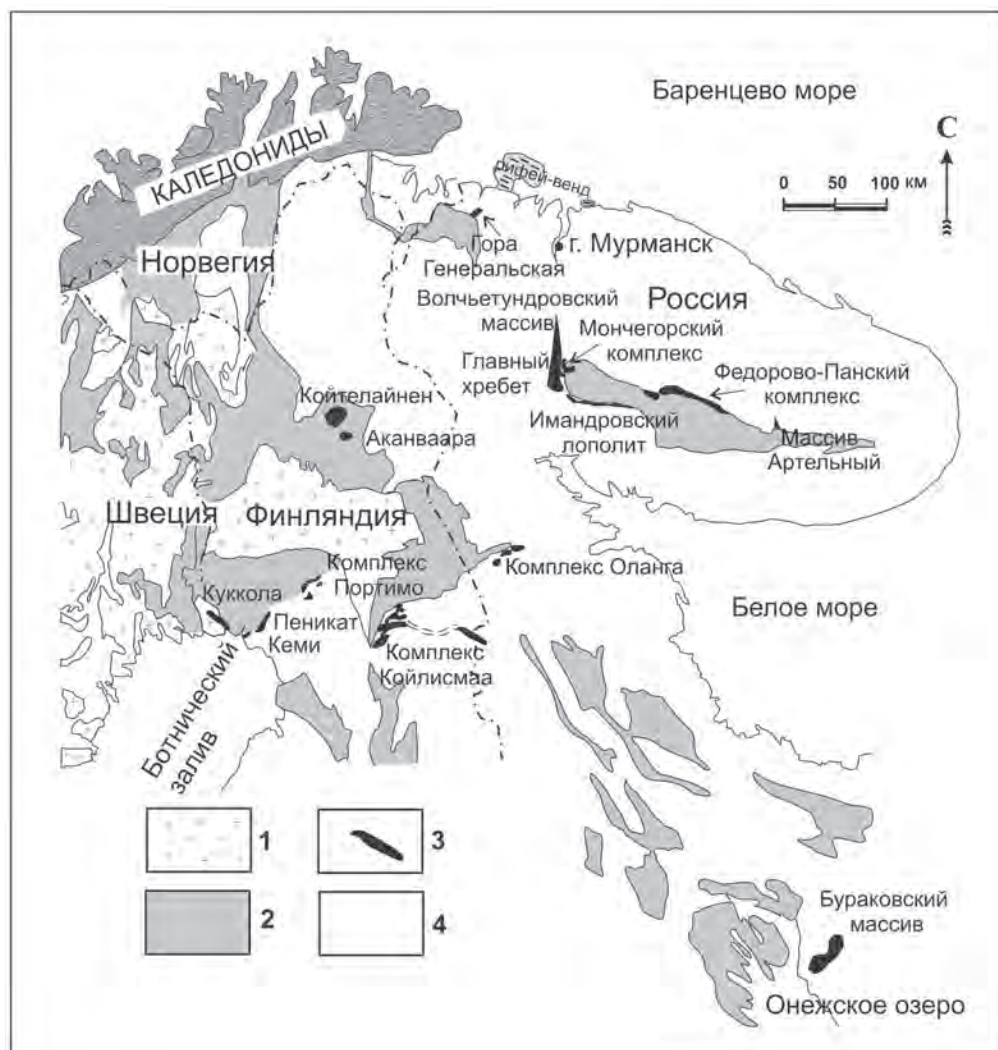


Рис. 1. Геологическая схема северо-востока Балтийского щита с расположением расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузий с возрастом около 2.45–2.52 млрд лет [Iljina, 1994], с дополнениями.

1 – свежкокарельские гранитоиды, 2 – палеопротерозойские осадки и вулканические породы, 3 – основные расслоенные интрузии с возрастом 2.5–2.4 млрд лет, 4 – архейские породы.

Fig. 1. Geological scheme of the northeast of the Baltic shield with the location of layered mafic-ultramafic intrusions, about 2.45–2.52 Ga in age [Iljina, 1994], with additions.

1 – Sveko-Karelian granitoids, 2 – Paleoproterozoic sediments and volcanic rocks, 3 – mafic layered intrusions 2.5–2.4 Ga, 4 – Archean rocks.

на юго-восток – от массива горы Генеральской до Восточно-Панского (см. рис. 1). Положение объектов внутри расслоенного комплекса Главного хребта (РКГХ), Мончегорского расслоенного плутона (Мончеплутона) и Федорово-Панского расслоенного комплекса (ФПРК) показано на рис. 2 и 3.

Массив горы Генеральской (массив Луостари)

Интрузивный комплекс. Самостоятельный массив в северо-восточном обрамлении Печенгской структуры.

Тип объекта. Расслоенная интрузия.

Форма интрузии. Мульдобразная с крутым падением контактов навстречу друг другу [Медно-никелевые месторождения..., 1999].

Вмещающие породы. Подстилающие – гнейсы кольской серии (AR), перекрывающие – осадочно-вулканогенные породы печенгской серии (PR).

Породы интрузии. Габбронориты, троктолиты, оливковые пироксениты, оливиновые нориты, оливиновые габбронориты [Гроховская и др., 1999].

Возрастные характеристики. Габбронориты верхней зоны 2493 ± 6.5 млн лет [Bayanova,

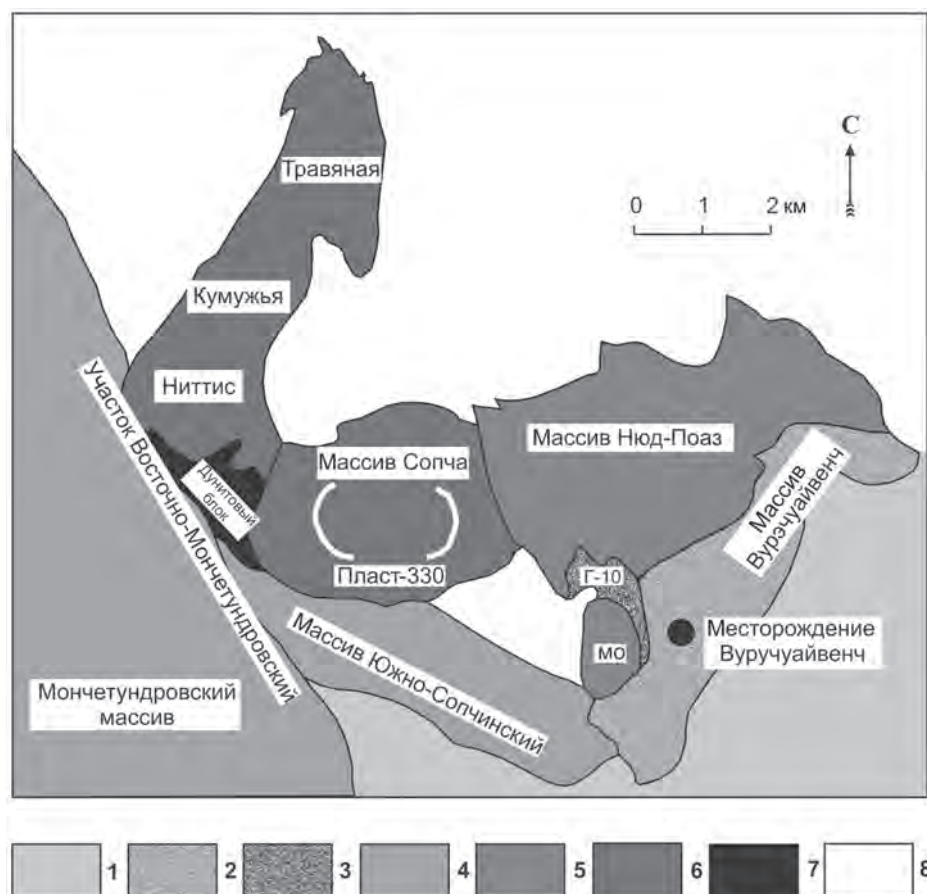


Рис. 2. Геологическая схема Мончегорского комплекса и зоны его контакта с Мончетундровским массивом (интрузией).

1 – вулканогенно-осадочные породы зоны Имандра-Варзуга, 2 – метагабброиды массива Вурэчуайвенч, 3 – габбро и диориты массива Габбро-10, 4 – габброиды Мончетундровского и Южно-Сопчинского массивов, 5 – нориты массива Нюд-Поаз, 6 – пироксениты и перидотиты массивов Н-К-Т и Сопча, 7 – дуниты, 8 – архейские гнейсы.

Fig. 2. Geological scheme of the Monchegorsk complex and its contact zone with the Monchetundra massif (intrusion).

1 – Volcanic-sedimentary rocks of the Imandra-Varzuga zone, 2 – metagabbroids of the Vurechuaivench massif, 3 – gabbro and diorites of the Gabbro-10 massif, 4 – gabbroids of the Monchetundrovsky and South-Sopchinsky massifs, 5 – norites of the Nyud-Poaz massif, 6 – pyroxenites and peridotites of the N-K-T and Sopcha massifs, 7 – dunites, 8 – Archaean gneisses.

Smolkin, 1996], возраст интрузива – от 2496 ± 10 до 2447 ± 10 млн лет [Bayanova, Mitrofanov, 1999].

Тип оруденения. Рифовый, малосульфидный (?).

Структурно-литологический контроль оруденения. Связь с ритмами (циклическими пачками пород) ритмично-расслоенной зоны, в пределах ритмов – с плагиоклазовыми и плагиоклаз-оливиновыми кумулатами [Гроховская и др., 1999].

Содержание, форма и размеры сульфидных выделений. Минералы платиновых металлов (МПМ) связаны с сульфидами, содержание сульфидов в породах с вкрапленным оруденением не превышает 15–20%, размер зерен – 3–7 мм, редко до 1–2 см; длина прожилков – 5–10 см (в единичных случаях до 1.2 м), мощность – 2–5 мм (в еди-

ничных случаях до 3.5 см) [Бакушкин, 1979].

Главные рудные минералы. Пентландит, пирротин, халькопирит, пирит [Бакушкин, 1979; Гроховская и др., 1999].

Главные минералы ЭПГ (Au, Ag). Сперриллит, меренскиит, холлингвортит, теллуropаладинит, майченерит, котульскит, размер зерен от 5–25 до 100 мкм [Бакушкин, 1979; Барков и др., 1994; Гроховская и др., 1999].

Содержания Cu, Ni. 0.2–2.0% [Гроховская и др., 1999].

Содержания ЭПГ. Сумма ЭПГ – 3.0–19.3 [Бакушкин, 1979], 0.5–4.0 [Гроховская и др., 1999] г/т.

Отношение Pd/Pt. 6.0 [Бакушкин, 1979], 4.0–15.0 [Гроховская и др., 1999].

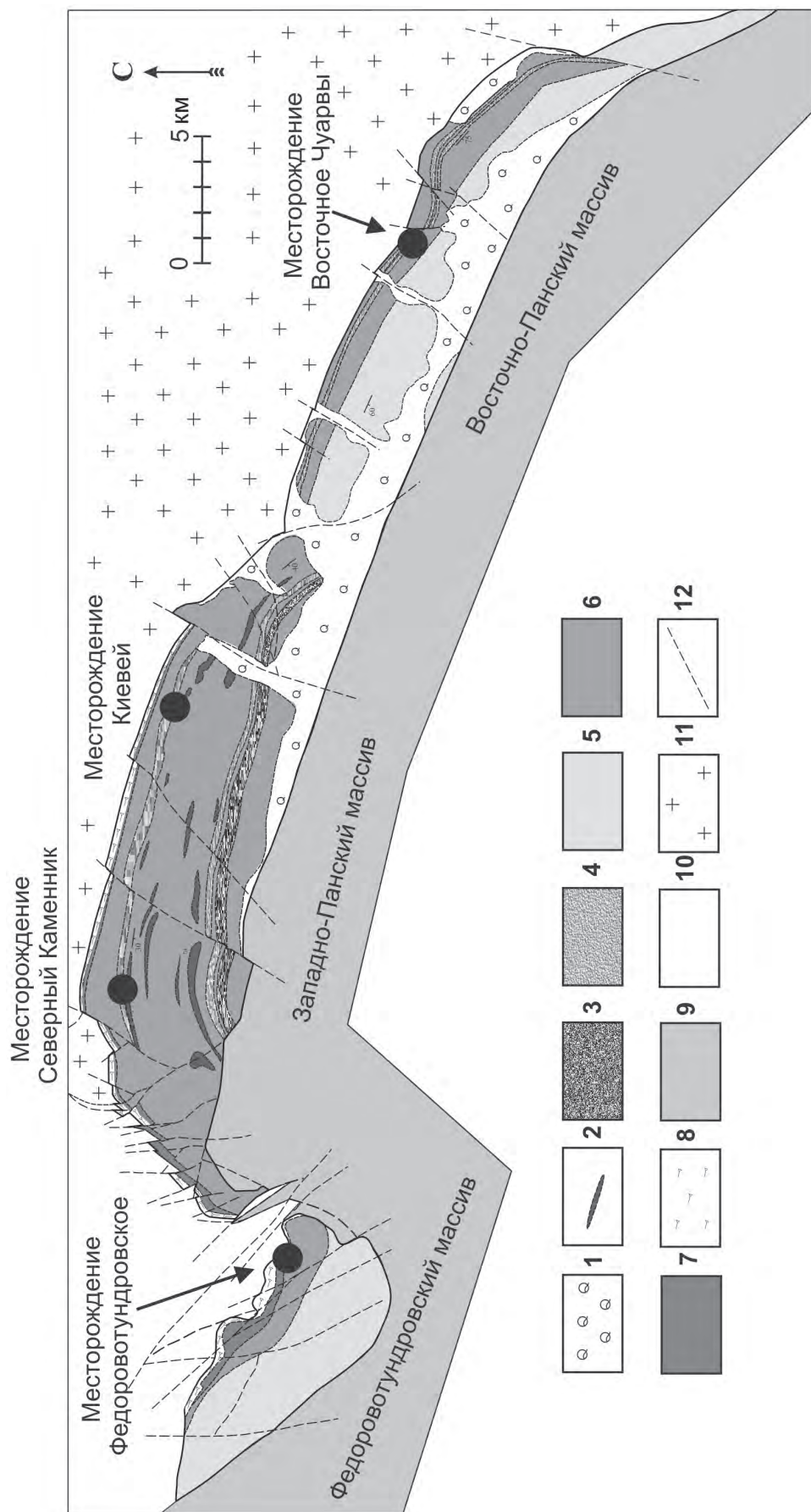


Рис. 3. Геологическая схема Федорово-Панского расслоенного комплекса [Карпов, 2004], с изменениями и дополнениями.

1 – четвертичные отложения, 2 – тела магнетитовых габбро, 3 – оливиновый горизонт, 4 – расслоенные горизонты, 5 – габбро, 6 – габбро-нориты, 7 – нориты, 8 – породы краевой зоны, 9 – вулканогенно-осадочные породы зоны Иман-дра-Варзуга, 10 – породы архейского основания (гнейсы, сланцы, амфиболиты, гранитоиды), 11 – щелочные граниты Белых тундр, 12 – разрывные нарушения.

Fig. 3. Geological scheme of the Fedorova-Pana layered complex [Karpov, 2004], with changes and additions.

1 – Quaternary deposits, 2 – magnetite gabbro bodies, 3 – olivine horizon, 4 – layered horizons, 5 – gabbro, 6 – gabbro-norites, 7 – norites, 8 – rocks of the marginal zone, 9 – volcanic-sedimentary rocks of the Imandra-Varzuga zone, 10 – rocks of the Archean basement (gneisses, schists, amphibolites, granitoids), 11 – alkaline granites of the Belaya tundra, 12 – faults.

Статус объекта. Объект на поисково-оценочной стадии.

Массив Волчьетундровский

Интрузивный комплекс. Расслоенный комплекс Главного хребта.

Тип объекта. Расслоенная интрузия (?), фрагмент расслоенной интрузии (?).

Форма интрузии. Ныне – крутопадающий пласт (посттектоническая форма), первично – мульда [Чашин и др., 2012], дайкообразное тело (?) [Расслоенные интрузии..., 2004].

Вмещающие породы. Подстилающие (?) (тектонический контакт) – биотитовые гнейсы, амфиболиты, гнейсоплагиограниты, гнейсодиориты Беломорского подвижного пояса (AR), перекрывающие (?) (интрузивный контакт) – основные и кислые гранулиты, амфиболиты, плагиогнейсы гранат-биотитовые, кварциты магнетитовые, гнейсодиориты и эндербиты Кольского блока (AR) [Чашин и др., 2012].

Породы интрузии. Мелко- и среднезернистые мезо- и лейкократовые нориты и габбронориты, плагиоклазиты, ортопироксениты, крупнозернистые габбро-анортозиты, лейкогаббро и габбро-нориты, средне- и крупнозернистые анортозиты, троктолиты, пегматоидные габбронориты, жилы магнетитового габбро [Назимова, Райан, 2009; Чашин и др., 2012].

Возрастные характеристики. Лейконориты краевой зоны – 2473 ± 7 и 2463 ± 2.4 млн лет, анортозиты главной зоны – 2407 ± 3 млн лет [Чашин и др., 2012]; лейкогаббро главной зоны – 2467 ± 8 млн лет [Чашин, Петров, 2013].

Тип оруденения. Контактный (1) рифовый, малосульфидный (2).

Структурно-литологический контроль оруденения. 1. Связь с телами норитов, габброноритов, плагиоклазитов Краевой зоны [Назимова, Райан, 2009; Чашин и др., 2012]. 2. Связь с границами мегациклов Главной зоны (аналогично финским интрузиям Ахмаваара и Контиярви) [Назимова, Райан, 2009].

Содержание, форма и размеры сульфидных выделений. 1. МПМ связаны с сульфидами, сульфиды представлены в основном мелкой (1–2 мм) вкрапленностью, содержание сульфидов – 1–2, редко – до 5–20% [Назимова, Райан, 2009], содержание сульфидов – 2–5% [Чашин, Петров, 2013]. 2. Тесная корреляция МПМ с сульфидами отсутствует, сульфидная вкрапленность в рудных участках составляет менее 1% или вообще отсутствует [Назимова, Райан, 2009]; содержание сульфидов – 1–3% [Чашин, Петров, 2013].

Главные рудные минералы. Пентландит, пирит, халькопирит, пирротин [Чашин, Петров, 2013].

Главные минералы ЭПГ (Au, Ag). Брэггит, ку-

перит, сперрилит, мончеит, висоцкит, котульскит, меренскиит, палладоарсенид, арсенопалладинит, размер зерен – 10–150, в среднем – 20–50 мкм [Назимова, Райан, 2009; Чашин, Петров, 2013].

Содержания Cu, Ni. 1. Содержания Cu – 0.07–0.25, Ni – 0.05–0.027% [Чашин, Петров, 2013]. 2. Содержания Cu – 0.04–0.4, Ni – 0.01–0.067% [Чашин, Петров, 2013].

Содержания ЭПГ. 1. ЭПГ + Au составляют 0.3–2.2 г/т [Назимова, Райан, 2009]; ЭПГ + Au – от 1–2 до 3–5, в среднем – 1.37 г/т [Чашин, Петров, 2013]. 2. ЭПГ + Au 1.9–14.3 г/т [Назимова, Райан, 2009]; ЭПГ + Au 1–6, в среднем – 1.61 г/т [Чашин, Петров, 2013].

Отношение Pd/Pt. 1. 2.0–5.0 [Назимова, Райан, 2009], в среднем – 3.1 [Чашин, Петров, 2013]. 2. 0.8 [Назимова, Райан, 2009], в среднем – 1.3 [Чашин, Петров, 2013].

Статус объекта. Объект на поисково-оценочной стадии.

Массив Мончетундра (Мончетундровская интрузия)

Интрузивный комплекс. Расслоенный комплекс Главного хребта.

Тип объекта. Расслоенная интрузия.

Форма интрузии. Лополитообразная с крутым падением пород на контактах и пологим – в центральных частях [Расслоенные интрузии..., 2004].

Вмещающие породы. Подстилающие – плагиогнейсы, гиперстеновые диориты (AR).

Породы интрузии. Анортозиты, габбро и лейкогаббро, мезо- и лейкократовые габбронориты, меланократовые габбронориты, нориты, меланократовые нориты, ортопироксениты, плагиопироксениты (иногда кварцсодержащие), оливинные габбронориты, перидотиты, дуниты (иногда с линзами хромитита), гарцбургиты, плагиогарцбургиты, троктолиты, жилы гранофилов [Гроховская и др., 2003; Расслоенные интрузии..., 2004; Назимова, Райан, 2009; Баянова и др., 2010].

Возрастные характеристики. Лейкогаббронориты верхней части разреза – 2471 ± 9 млн лет, габбро-анортозиты – 2476 ± 17 млн лет, метагаббро нижней части разреза – 2521 ± 8 млн лет [Баянова и др., 2010].

Тип оруденения. Рифовый, малосульфидный (на двух уровнях разреза – 1 и 2).

Структурно-литологический контроль оруденения. 1. Ритмично-расслоенная зона (нижняя часть разреза): связь с макроритмами (пироксениты, нориты, габбронориты с подчиненным развитием перидотитов и дунитов с разлинзованными пластами хромитового оруденения) [Гроховская и др., 2003]. 2. Породы средней и верхней зоны: связь с телами габброноритов, анортозитов, троктолитов лейкогаббро (гранат, амфибол, магнетит) без четкого контроля [Нерович и др., 2009].

Содержание, форма и размеры сульфидных выделений. 1. МПМ связаны с сульфидами, представленными в основном мелкой (1–2 мм) вкрапленностью, содержание сульфидов – от долей до 1–2% [Войтехович и др., 2002]; содержание сульфидов – от 0.5–2 до 30% [Назимова, Райан, 2009]. 2. МПМ связаны с сульфидами, представленными в основном мелкой (1–2 мм) вкрапленностью, содержание сульфидов 0.5–1% [Корчагин и др., 2004]; содержание сульфидов – 1–1.5% [Нерович и др., 2009].

Главные рудные минералы. 1. Пентландит, халькопирит, пирротин [Войтехович и др., 2002]. 2. Пентландит, халькопирит, пирротин [Войтехович и др., 2002].

Главные минералы ЭПГ (Au, Ag). 1. Котульскит, меренскиит, мончеит, брэггит, куперит, висоцкит, сперилит, палладоарсенид, холлингвортит, звягинцевит, электрум, самородные Au и Ag, размер зерен – 10–40, реже – до 70–100 мкм [Войтехович и др., 2002; Гроховская и др., 2003, 2009]. 2. Брэггит, висоцкит, стиллуотерит, самородное золото, мончеит, электрум, минералы ряда меренскиит-мелонит, размеры зерен от 1–2 до 10 мкм [Нерович и др., 2009].

Содержания Cu, Ni. 1. Содержания Cu – 0.01–0.15, среднее – 0.07%, содержания Ni – 0.017–0.16, среднее – 0.06% [Войтехович и др., 2002]; среднее содержание Ni + Cu – 0.18% [Чашин, Митрофанов, 2014]. 2. Содержания Cu – 0.01–0.5%, среднее – 0.03%, содержания Ni – 0.01–0.02, среднее – 0.014% [Корчагин и др., 2004].

Содержания ЭПГ. 1. ЭПГ + Au – от 0.85 до 4.27 г/т [Назимова, Райан, 2009]; ЭПГ + Au – от 0.46 до 4.64, в среднем – 1–1.5 г/т [Войтехович и др., 2002]; средняя сумма ЭПГ – 1.36 г/т [Чашин, Митрофанов, 2014]. 2. ЭПГ + Au – 0.06–0.3, в среднем – 0.1 г/т [Корчагин и др., 2004].

Отношение Pd/Pt. 1. 1.5–3.0 [Назимова, Райан, 2009]; 1.5–4.5, в среднем 2.5–3.0 [Войтехович и др., 2002]; 1.8 [Чашин, Митрофанов, 2014]. 2. 0.6–1.5, в среднем – 1.0 [Корчагин и др., 2004].

Статус объекта. 1. Месторождение на балансе ГКЗ (название Лойпишнюн) [Чашин, Митрофанов, 2014].

Участок (массив) Южносопчинский

Интрузивный комплекс. Расслоенный комплекс Главного хребта (?).

Тип объекта. Фрагмент расслоенной интрузии (в зоне сочленения РКГХ и Мончеплутон).

Форма интрузии: Крутопадающий пласт (?) [Войтехович и др., 2002; Иванченко, Давыдов, 2009], зона контакта двух интрузивных фаз [Prigachkin et al., 2016].

Вмещающие породы: Подстилающие – диоритогнейсы (AR).

Породы интрузии. Перидотиты, оливиновые пироксениты, нориты, метапироксениты, метагаббронориты, габбро, габбро-пегматиты, плагиоклаз-пироксеновые жилы [Войтехович и др., 2002; Иванченко, Давыдов, 2009; Рундквист и др., 2011, 2012; Гроховская и др., 2012].

Возрастные характеристики. Метанориты нижней краевой зоны – 2504 ± 1 , метагаббро верхней зоны – 2478 ± 20 млн лет [Чашин и др., 2016].

Типоруднения. Рифовый, малосульфидный (?); жильный (?); контактовый (?).

Структурно-литологический контроль руднения. Породы расслоенной серии (пироксениты, перидотиты, нориты, габбронориты) [Гроховская и др., 2012]; крутопадающие жилы плагиоклаз-пироксенового состава [Рундквист и др., 2011, 2012].

Содержание, форма и размеры сульфидных выделений. МПМ связаны с сульфидами, сульфиды представлены мелкой и тонкой вкрапленностью (<1 мм), реже – мелкими гнездами (1–2 мм). Содержание сульфидов – 1–3, до 5–10% в пегматоидных разностях [Войтехович и др., 2002].

Главные рудные минералы. Пирротин, халькопирит, миллерит, борнит, пентландит [Войтехович и др., 2002; Гроховская и др., 2012].

Главные минералы ЭПГ (Au, Ag). Арсениды и висмутотеллуриды палладия, сульфиды платины и палладия: паларстанид, изомертиит, сперилит, холлингвортит, ирарсит, звягинцевит, лафламмеит, торнрусит, нильсенит, электрум, самородное серебро, котульскит, меренскиит, палладийсодержащий кобальтин, не имеющие названия фазы (Cu_3Pt), (Pd_6AgTe_4) (Pd_6HgTe_4), $[(\text{Pd}, \text{Ag})_2\text{S}]$; размер зерен – от субмикронных до 40–100 мкм [Гроховская и др., 2003, 2012].

Содержания Cu, Ni. Cu – 0.03–0.5, среднее – 0.2%, Ni – 0.01–0.2, среднее – 0.1% [Рундквист и др., 2011].

Содержания ЭПГ. ЭПГ + Au – от 1–2 до 5–6.5 г/т (по данным [Иванченко, Давыдов, 2009] до 10 г/т и более), среднее – 2–3 г/т [Иванченко, Давыдов, 2009; Рундквист и др., 2011, 2012; Гроховская и др., 2012].

Отношение Pd/Pt. 1.8–6.4 [Иванченко, Давыдов, 2009], 3.0–8.0 [Гроховская и др., 2012].

Статус объекта. Проявление ЭПГ [Иванченко, Давыдов, 2009].

Массив Сопча

Интрузивный комплекс. Мончеплутон.

Тип объекта. Расслоенная интрузия.

Форма интрузии. Мульдообразная с пологим падением расслоенности от краев к центру [Нерадовский и др., 2002; Расслоенные интрузии..., 2004].

Вмещающие породы. Подстилающие – диоритогнейсы (AR), катаклазиты по габброидам Мончетундры (PR).

Породы интрузии. Перидотиты, пироксениты, оливиновые пироксениты; тонкорасслоенная часть (“Пласт-330”): оливиниты, гарцбургиты, пироксениты, оливиновые пироксениты, дуниты [Нерадовский и др., 2002; Расслоенные интрузии..., 2004].

Возрастные характеристики. Гарцбургиты “Пласта-330” – 2451 ± 64 млн лет (Sm-Nd) [Чашин и др., 2016].

Тип оруденения. Рифовый, малосульфидный.

Структурно-литологический контроль оруденения. Тонкорасслоенная часть разреза (“Пласт-330”), удаленная от подошвы: наиболее высокие концентрации МПМ наблюдаются в пегматоидных пироксенитах, иногда – в верхних частях “Пласта-330”, а также в породах с меньшим содержанием оливина [Нерадовский и др., 2002]; максимум сульфидов приурочен к верхней части зоны полосчатых гарцбургитов-ортопироксенитов “Пласта-330” [Расслоенные интрузии..., 2004]; незначительные по мощности и протяженности уровни сульфидной (и ЭПГ-?) минерализации развиты также выше и ниже “Пласта-330”.

Содержание, форма и размеры сульфидных выделений. Распределение МПМ четко связано с распределением сульфидов Ni. Сульфиды представлены интерстициальной вкрапленностью и субграфическими сростками с метаморфическими минералами. Размеры вкрапленников – от сотых долей до 1–2 мм, содержание сульфидов – до 10% [Нерадовский и др., 2002; Расслоенные интрузии..., 2004].

Главные рудные минералы. Пентландит, халькопирит, пирротин, пирит [Нерадовский и др., 2002].

Главные минералы ЭПГ (Au, Ag). Меренскит, интерметаллические соединения (Pd, Pb) и (Pd, Rh, Cu), и другие неопределенные фазы в виде мелких (до 5 мкм) зерен в главных сульфидных минералах [Нерадовский и др., 2002].

Содержания Cu, Ni. Ni – 0.1–0.8%, среднее – 0.5%, Cu – 0.02–0.4, среднее – 0.2% [Нерадовский и др., 2002].

Содержания ЭПГ. ЭПГ + Au – от 0.2 до 7.5 (в пегматоидных пироксенитах), среднее – 1–1.5 г/т [Войтехович и др., 2002; Нерадовский и др., 2002].

Отношение Pd/Pt. 1.0–10.0 (1.0 – в перидотитах, 10.0 – в пироксенитах) [Нерадовский и др., 2002].

Статус объекта. Месторождение второй группы сложности на балансе ГКЗ (название “Пласт-330”) [Иванченко, Давыдов, 2009].

Массив Вурэчуайвенч

Интрузивный комплекс. Мончеплутон.

Тип объекта. Расслоенная интрузия.

Форма интрузии. Пластовая с пологим падением контактов и расслоенности [Войтехович и др., 2002; Припачкин, Рундквист, 2008; Рундквист и др., 2009].

Вмещающие породы. Подстилающие – диориты (AR), нориты массива Ньюд-Поаз (PR), перекрывающие – вулканогенно-осадочные породы зоны Имандра-Варзуга (PR).

Породы интрузии. Метагаббронориты, метанортозиты, метагаббро, метанориты [Войтехович и др., 2002; Припачкин, Рундквист, 2008; Рундквист и др., 2009; Гребнев и др., 2014].

Возрастные характеристики. Метагаббронориты расслоенного горизонта 2498.2 ± 6.7 , 2504.2 ± 8.4 , 2504.3 ± 2.2 млн лет; метанортозиты расслоенного горизонта 2507.9 ± 6.6 , 2496 ± 4 млн лет [Рундквист и др., 2014; Чашин и др., 2016].

Тип оруденения. Рифовый, малосульфидный.

Структурно-литологический контроль оруденения. Верхняя, расслоенная часть разреза (расслоенный горизонт) и связь с телами анортозитов [Войтехович и др., 2002; Припачкин, Рундквист, 2008; Иванченко и др., 2008; Иванченко, Давыдов, 2009; Рундквист и др., 2009; Гребнев и др., 2014].

Содержание, форма и размеры сульфидных выделений. 90 % МПМ связаны с сульфидами, сульфиды представлены интерстициальной и эмульсионной вкрапленностью (менее 1 мм), реже – мелкими гнездами и прожилками (1–2 мм), содержание сульфидов – 1–3, реже – до 5–10% [Гроховская и др., 2000; Войтехович и др., 2002].

Главные рудные минералы. Миллерит, халькопирит (пентландит, пирротин, пирит – в подчиненном количестве) [Гроховская и др., 2000; Войтехович и др., 2002].

Главные минералы ЭПГ (Au, Ag). Арсениды и висмутотеллуриды палладия, реже – маякит, сперилит, холлингвортит, ирарсит, меньшековит, изомертиит; размер зерен – от субмикронных до 50–100 мкм [Гроховская и др., 2000; Войтехович и др., 2002].

Содержания Cu, Ni. 0.1–0.3% [Иванченко и др., 2008].

Содержания ЭПГ. ЭПГ + Au – от 1 до 20, в среднем – 3–5 г/т [Войтехович и др., 2002; Иванченко и др., 2008].

Отношение Pd/Pt. 7.0–8.0 [Войтехович и др., 2002; Иванченко и др., 2008].

Статус объекта. Месторождение на балансе ГКЗ (название “Вуручуайвенч”) [Иванченко и др., 2008; Иванченко, Давыдов, 2009].

Массив Федоровотундровский

Интрузивный комплекс. Федорово-Панский расслоенный комплекс.

Тип объекта. Расслоенная интрузия.

Форма интрузии. Первично – лополитообразная, ныне – клиновидная в целом с крутым падением пород, в ряде случаев с выполаживанием на глубине [Митрофанов и др., 2004; Дубровский, Рундквист, 2008; Грошев, 2010].

Вмещающие породы. Подстилающие – гранито-гнейсы, диорито-гнейсы (AR) перекрывающие – вулканогенно-осадочные породы зоны Имандра-Варзуга (PR).

Породы интрузии. Такситовые габбронориты, меланократовые мелкозернистые нориты, пироксениты, плагиопироксениты, габбронориты, плагиоклаз-амфиболовые породы (кварц, биотит, эпидот), амфиболовые габбро, лейкогаббро-нориты, лейкогаббро, анортозиты, гарцбургиты, плагиогаббуриты, оливиновые пироксениты, оливиновые нориты, оливиновые габбро, троктолиты [Митрофанов и др., 2004; Дубровский, Рундквист, 2008; Грошев, 2010].

Возрастные характеристики. Плагиоклазовый ортопироксенит (ультрамафитовая зона [Ниткина, 2006], оливиновый лейкогаббронорит (верхняя базитовая зона) – 2507 ± 11 млн лет, лейкогаббро (нижняя базитовая зона, С-риф) – 2518 ± 9 млн лет, оливиновый лейкогаббронорит (нижняя базитовая зона, С-риф) – 2515 ± 12 млн лет, такситовый мелагаббронорит (низы краевой серии) – 2493 ± 8 млн лет [Грошев и др., 2009].

Тип оруденения. Контактный (1), рифовый, малосульфидный (2).

Структурно-литологический контроль оруденения. 1. Связь оруденения с зоной такситовых габброноритов [Schissel et al., 2002; Митрофанов и др., 2004]. 2. Связь оруденения с породами Расслоенной серии: связь С-рифа с переходной зоной между ультрамафитовой и верхней базитовой зонами (ритмичное чередование гарцбургитов, троктолитов, оливиновых лейкогабброноритов и лейкогаббро), связь Н-рифа с первым горизонтом тонкого ритмичного чередования (мезо- и меланократовые троктолиты, гарцбургиты) в верхней базитовой зоне (лейкогаббронориты и метагаббро) [Грошев, 2010].

Содержание, форма и размеры сульфидных выделений. 1. МПМ связаны с сульфидами, сульфиды распространены крайне неравномерно, содержание сульфидов – 2–5% [Schissel et al., 2002; Митрофанов и др., 2004]. 2. В породах С-рифа МПМ связаны с сульфидами, содержание сульфидов низкое (от единичных зерен до 1%), размеры зерен от нескольких мкм до 1–1.5 мм, в среднем – 0.7 мм, редко – вкрапленники до 0.5 см; в породах Н-рифа МПМ также связаны с сульфидами, хотя макроскопически в породе сульфиды не отмечаются (по содержаниям серы предположительно их менее 0.5%) размеры зерен 2–400 мкм, в среднем 50×80 мкм [Грошев, 2010].

Главные рудные минералы. 1. Халькопирит, пирротин, пентландит [Грошев, 2010]. 2. С-риф халькопирит, пирротин, пентландит; Н-риф: халькопирит, пирротин, пентландит [Грошев, 2010].

Главные минералы ЭПГ (Au, Ag). 1. Брэггит, котульскит, меренскиит золото, высокоцит, сперри-

лит, стиллуотерит, мончеит соболевскит; размеры зерен от 20 до 750 мкм, в среднем 100×100 мкм [Грошев, 2010]. 2. С-риф: сперрилит, стиллуотерит, Pd_mAs_n , $m > n$, размеры зерен от 30–80 до 110–130 мкм; Н-риф: изоферроплатина, брэггит; размеры зерен 0.5–10, в среднем 3 мкм [Грошев, 2010].

Содержания Cu, Ni. 1. Ni – 0.1–0.2, среднее – 0.08%, Cu – 0.15–0.35, среднее – 0.14% [Митрофанов и др., 2004]. 2. С-риф: Cu – 0.02–0.04, среднее – 0.03%, Ni – 0.01–0.04, среднее – 0.02%; Н-риф: Cu – ниже порога обнаружения, Ni – 0.02–0.04, среднее – 0.03% [Грошев, 2010].

Содержания ЭПГ. 1. ЭПГ + Au – 1.88–6.58, в среднем – 3.72 г/т [Митрофанов и др., 2004]. 2. С-риф: ЭПГ + Au – 1.1–1.9 (ед. проба – 45), в среднем – 1.5 г/т; Н-риф: ЭПГ + Au – 0.2–0.9, в среднем – 0.5 г/т [Грошев, 2010].

Отношение Pd/Pt. 1. 3.7–5.0, в среднем – 4.0–4.5 [Митрофанов и др., 2004; Грошев, 2010]. 2. С-риф: 2.0–3.0, в среднем – 2.0; Н-риф: 0.5 – 1.0, в среднем – 1.0 [Грошев, 2010].

Статус объекта. 1. Месторождение на балансе ГКЗ (название “Федоровотундровское”) [Корчагин и др., 2009]. 2. Объект на поисково-оценочной стадии.

Массив Западно-Панский

Интрузивный комплекс. Федорово-Панский расслоенный комплекс.

Тип объекта. Расслоенная интрузия.

Форма интрузии. Пластообразная с пологим падением контактов и расслоенности [Корчагин и др., 2009].

Вмещающие породы. Подстилающие – гранито-гнейсы (AR), щелочные граниты (AR) перекрывающие – вулканогенно-осадочные породы зоны Имандра-Варзуга (PR).

Породы интрузии. Метагабброиды, нориты, плагиопироксениты, габбронориты, анортозиты, лейкогаббро, магнетитовые габбро, оливиновые габбронориты, троктолиты, оливиновые нориты [Корчагин и др., 2009].

Возрастные характеристики. Габбронорит (ниже НРГ) – 2500 ± 4 млн лет [Карпов, 2004], магнетитовое габбро – 2498 ± 5 млн лет [Баянова, 2004], габбронорит (НРГ) – 2496 ± 7 млн лет, норит (Краевая зона) 2497 ± 3 млн лет [Ниткина и др., 2006; Серов, 2006], габбронорит (НРГ) 2491 ± 1.5 млн лет, габбро-пегматит (НРГ) – 2470 ± 9 млн лет, анортозит (ВРГ) – 2447 ± 12 млн лет [Баянова, 2004].

Тип оруденения. Рифовый, малосульфидный.

Структурно-литологический контроль оруденения. Связь оруденения с нижним и верхним расслоенными горизонтами (НРГ и ВРГ) – соответственно Северный (связь с телами анортозитов, пироксенитов) и Южный (связь телами анортозитов) рифы, частично – с оливиновым горизонтом (ОГ) [Корчагин и др., 2009; Габов, 2009].

Содержание, форма и размеры сульфидных выделений. МПМ связаны с сульфидами, содержание сульфидов – 1–2%, размеры зерен – от тысячных долей до 1–2 мм в слабоизмененных породах до гнезд 2–3 см в измененных разностях [Корчагин и др., 2009].

Главные рудные минералы. Северный риф – халькопирит, пентландит, пирротин [Корчагин и др., 2009]; Южный риф – халькопирит, пентландит, пирротин [Габов, 2009].

Главные минералы ЭПГ (Au, Ag). – котульскит, мончеит, висоцкит, меренскит, брэггит, сперрилит, золото, стиллуотерит, соболевскит, теларгпалит, сопчеит, $Pd_3As_{0.5}Te_{0.5}$, размер зерен – до 300 мкм, чаще – 5–20 мкм [Корчагин и др., 2009; Габов, 2009]; Южный риф – висоцкит, звягинцевит, брэггит, сперрилит, стиллуотерит, винцентит, мончеит, кейтконнит, теллурупалладинит, котульскит, размер зерен – в основном 5–20 мкм [Габов, 2009].

Содержания Cu, Ni. Северный риф: – Cu – 0.01–0.64, среднее – 0.15%, Ni – 0.02–0.38, среднее – 0.13% [Корчагин и др., 2009]; Южный риф: Cu – 0.02–0.58, Ni – 0.02–0.43%; Оливиновый горизонт: Cu – 0.03–0.18, Ni – 0.06–0.40% [Карпов, 2004].

Содержания ЭПГ. Северный риф: ЭПГ + Au – 0.8–18.2, в среднем – 3 г/т [Корчагин и др., 2009], ЭПГ + Au – 2.7–5.9, в среднем – 3.8 г/т [Габов, 2009]; Южный риф: ЭПГ + Au – 0.6–40 г/т; Оливиновый горизонт: ЭПГ + Au – 5.0 – 15.0 г/т [Карпов, 2004].

Отношение Pd/Pt. Северный риф: 5.8 – 6.8, в среднем – 6.4 [Корчагин и др., 2009], 5.4 – 6.6, в среднем – 6.4 [Габов, 2009]; Южный риф: 9.0–10.0, в среднем – 9.5; Оливиновый горизонт: 5.0 – 8.0, в среднем – 6.5 [Карпов, 2004].

Статус объекта. Северный риф – месторождения на балансе ГКЗ (название “Киевей” [Корчагин и др., 2009], название “Северный Каменник” [Корчагин и др., 2016]); Южный риф – объект на поисково-оценочной стадии.

Массив Восточно-Панский

Интрузивный комплекс. Федорово-Панский расслоенный комплекс.

Тип объекта. Расслоенная интрузия.

Форма интрузии. Пластообразная с крутым падением контактов и расслоенности [Митрофанов и др., 2004].

Вмещающие породы. Подстилающие – щелочные граниты (AR), перекрывающие – вулканогенно-осадочные породы зоны Имандра-Варзуга (PR).

Породы интрузии. Плагиноклаз-хлорит-амфиболовые породы, габбронориты, нориты, пижонитовые габбронориты, оливиновые габбронориты, гарцбургиты, оливиновые нориты, троктолиты, оливиновые габбро, лейкогаббро, габбро, анортзиты [Карпов, 2004].

Возрастные характеристики. Габбро габбровой зоны – 2487 ± 10 млн лет [Карпов, 2004].

Тип оруденения. Контактный (1) рифовый, малосульфидный (2, 3).

Структурно-литологический контроль оруденения. 1. Связь оруденения с такситовыми габброноритами, придонными норитами (часто пегматоидной текстуры) краевой зоны [Карпов, 2004]. 2. Связь оруденения с расслоенными горизонтами (РГ – 1, 2, 3, оливиновый горизонт – ОГ) переслаивания габброноритов, норитов ($\pm$ оливин?), габбро, лейкогаббро, оливиновых габброноритов [Карпов, 2004]. 3. Связь оруденения с “продуктивным пластом” или горизонтом (зоной) В (граница GNZ1 и GNZ2): смена плагиноклаз-клинопироксенового (GNZ1) на ортопироксен-плагиноклазовый (GNZ2) кумулат [Казанов, Калинин, 2008; Уорд и др., 2008].

Содержание, форма и размеры сульфидных выделений. 1. МПМ связаны с сульфидами, содержание сульфидов – 1–3%, размеры зерен (гнезд) – 0.5–2.0 см [Карпов, 2004]. 2. МПМ связаны с сульфидами, содержание сульфидов – 1–2, редко – до 5–10%, размеры зерен – 1–2, редко – до 5 мм [Митрофанов и др., 2004]. 3. МПМ связаны с сульфидами, содержание сульфидов – 0.1–0, реже – до 0.5%, размеры зерен – от долей до 1–2 мм, в грубозернистых измененных породах – до 2–3 см [Габов, 2009].

Главные рудные минералы. 1. Пирротин, халькопирит [Карпов, 2004]. 2. Халькопирит, пентландит, титаномagnetит, пирротин [Карпов, 2004; Митрофанов и др., 2004]. 3. Пентландит, халькопирит, пирротин [Габов, 2009].

Главные минералы ЭПГ (Au, Ag). 1. Нет данных. 2. Сперрилит, котульскит, мончеит, изомертиит, меренскиит, размер зерен – 5–10 мкм, максимально – до 100 мкм [Карпов, 2004; Митрофанов и др., 2004]. 3. Брэггит, висоцкит, сперрилит, котульскит стиллуотерит, палладоарсенид, мончеит, электрум, размер зерен – до 20, реже – 30–50 мкм, максимально – до 120×680 мкм [Габов, 2009].

Содержания Cu, Ni. 1. Ni – 0.04–0.1%, Cu – 0.03–0.56% [Карпов, 2004]. 2. РГ-1: Ni – 0.13–0.24, среднее – 0.16%, Cu – 0.1–0.18%, среднее – 0.14%; ОГ: Ni – 0.06–0.12, среднее – 0.1%, Cu – 0.06–0.39, среднее – 0.2%; РГ-2, 3: Ni – до 0.3%, Cu – до 0.4–0.9% [Карпов, 2004]. 3. Ni – 0.03–0.07, среднее – 0.04%, Cu – 0.06–0.11, среднее – 0.08% [Габов, 2009].

Содержания ЭПГ. 1. ЭПГ + Au – менее 0.6 г/т [Карпов, 2004]. 2. РГ-1: ЭПГ + Au – 1.25–41.85, в среднем – 12.6 г/т; ОГ: ЭПГ + Au – 1.0–23.8, в среднем – 6.5 г/т; РГ-2,3: ЭПГ + Au – 1.2–13.1 г/т [Карпов, 2004]; зона А (аналог РГ-1-?): ЭПГ + Au – 1.83–16.2, в среднем – 7.1 г/т [Казанов, Калинин, 2008]. 3. ЭПГ + Au – 5.37–12.66, в среднем – 7.21 г/т [Габов, 2009]; зона В: ЭПГ + Au – в среднем 7.89 г/т [Уорд и др., 2008].

Отношение Pd/Pt. 1. Нет данных. 2. РГ-1: 6.2–8.2; ОГ: 0.99–3.6, в среднем – 2.7; РГ-2, 3: 1.0–2.0, в сред-

нем – 1.3 [Карпов, 2004]; зона А (аналог РГ-1-?): 3.2–6.9, в среднем – 5.1; зона С: 1.0 [Казанов, Калинин 2008]. З. 2. 19–2.56, в среднем – 2.45 [Габов, 2009]; зона В: в среднем – 1.5–2.2 [Казанов, Калинин, 2008].

Статус объекта. “Продуктивный пласт” или зона В: месторождение на балансе ГКЗ (название “Восточное Чуарвы”) [Казанов, Калинин, 2008; Уорд и др., 2008; Корчагин и др., 2009], остальные объекты на поисково-оценочной стадии.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

Типы ЭПГ-минерализации

Согласно приведенным данным, в исследуемых объектах выделяется три типа ЭПГ-минерализации: рифовый, контактовый и жильный. В исследуемых объектах в основном распространен рифовый тип (массивы горы Генеральской, Вурэчуайвенч, Сопча, Волчье-тундровский; Мончегундровская интрузия, массивы Федорово-тундровский, Западно-Панский и Восточно-Панский), далее по степени встречаемости следуют контактовый (массивы Волчье-тундровский, Федорово-тундровский и Восточно-Панский) и жильный (массив Южносопчинский). Нередко в пределах одной интрузии могут быть одновременно развиты два типа ЭПГ-оруденения. Для интрузий РКГХ и ФПРК характерны главным образом рифовый и контактовый типы оруденения, для интрузий Мончеплутон – рифовый и жильный.

Относительно рифового типа отметим, что в интрузиях горы Генеральской, РКГХ и ФПРК чаще отмечается разнопорядковая ритмическая расслоенность в горизонтах, несущих ЭПГ-оруденение, тогда как для объектов Мончеплутон ритмическая расслоенность менее характерна. Возможно, это обстоятельство связано с большими размерами камер в этих комплексах относительно объектов Мончеплутон. В целом рифовый тип во всех интрузиях связан с расслоенными зонами в габброноритах (реже – на их границе с габбро), представленных чередованием: норитов и пироксенитов ($\pm$ лейкогаббро-анортозиты), лейкогаббро и анортозитов ($\pm$ норит-пироксениты), оливиновых пород ($\pm$ норит-пироксениты и лейкогаббро-анортозиты).

Контактовый тип оруденения проявлен в приподожженных частях массивов (их краевых зонах) или на границах внедрения различных интрузивных фаз, которые нередко маркируются зонами брекчирования.

Минералогия ЭПГ

Минералы платиновых металлов (МПМ) в большинстве объектов обнаруживают тесную связь с

сульфидами (кроме некоторых уровней в массивах РКГХ). В рифовом типе это в основном мало-сульфидные руды с содержаниями сульфидов 1–3, до 5–10% при размере зерен 1–2 мм, редко (в гнездах) – до 2–3 см. Размер зерен и содержание сульфидов часто возрастают в пегматоидных разностях пород. Это характерно для всех интрузий Мончеплутон, Западно-Панского массива и частично Восточно-Панского массива, хотя в последнем минерализация распределена менее равномерно.

По разбросу значений содержаний сульфидов выделяются интрузии РКГХ и Федорово-тундровского массива (принадлежит ФПРК). В рифовом типе здесь практически не заметна связь МПМ с сульфидами при содержании последних менее 1%. В контактовом типе наблюдаются очень большие вариации содержания сульфидов – от 1 до 20–30%, а в Федорово-тундровском массиве для этого типа характерны и сплошные массивные руды.

Для всех объектов свойствен сквозной сульфидный парагенезис – халькопирит-пентландит-пирротин с различным соотношением этих минералов. Меньше распространены пирит, миллерит и борнит (два последних отмечены в пределах участка Южносопчинский). Следует отметить специфику Восточно-Панского массива – появление в ассоциации с сульфидами титаномагнетита (контакт габброноритовой и габбровой зон).

МПМ в изучаемых объектах представлены в основном сульфидами, сульфосолями, арсенидами и висмутотеллуридами платины и палладия. Подробный анализ распределения МПМ в указанных массивах приведен в работах [Балабонин и др., 2000; Гроховская и др., 1999, 2000, 2003; Габов, 2009; Чашин, Петров, 2013; и др.]

Содержания цветных металлов

Содержания Cu и Ni в пределах исследуемых объектов в целом невелики и в среднем не превышают 0.1–0.2 %. В таких объектах, как риф массива Вурэчуайвенч, Мончегундровская интрузия, Краевая зона Волчье-тундровского массива, рифы Федорово-тундровского массива, Северный риф Западно-Панского массива, содержания Cu и Ni в общем случае невысоки и сопоставимы. Достаточно сильно выделяется на этом фоне массив горы Генеральской, в котором содержания Cu и Ni могут достигать 2%.

Наиболее никеленосными являются “Пласт-330” массива Сопча, участок Восточно-Мончегундровский, краевая серия Федорово-тундровского массива и, в меньшей мере, оливиновый горизонт Западно-Панского массива. В какой-то степени это связано с наличием в некоторых массивах (“Пласт-330”, оливиновый горизонт Западно-Панского массива) оливиновых пород, имеющих повышенные содержания никеля в силикатах (главным образом в оливине).

Наиболее богаты медью породы жильного комплекса массива Южносопчинский, породы Главной зоны Волчъетундровского массива, а также оливиновый горизонт и расслоенный горизонт-2 (зона С, по [Казанов, Калинин, 2008]) и, в меньшей степени, так называемый “продуктивный пласт” Восточно-Панского массива. Здесь следует отметить, что Восточно-Панский массив оказался более медистым, чем другие массивы ФПРК. Необходимо также подчеркнуть неоднозначную позицию по указанному параметру массива горы Генеральской. По данным Е.М. Бакушкина [1979], в его породах медь преобладает над никелем, что связывается с изначальным обогащением ею магматического расплава. Однако в более поздней работе [Гроховская и др., 1999] указывается уже на незначительное преобладание Ni.

Таким образом, среди исследованных интрузий преобладают объекты с паритетным соотношением Cu и Ni, далее по распространенности следуют медистые, а потом, никелистые.

Содержания ЭПГ и Au

По содержаниям суммы ЭПГ и Au интрузии подразделяются на три группы: 1) с высокими содержаниями (в среднем от 3–7 до 10–12, максимум – до 20–40 г/т), 2) с содержаниями, представляющими промышленный интерес (в среднем 1.5–2, максимум – до 7–8 г/т), и 3) с содержаниями менее 1 г/т.

В первую группу (высоких содержаний) по мере убывания значений входят: а) все горизонты Восточно-Панского массива, включая месторождение Восточное Чуарвы, б) Южный риф Верхнего расслоенного горизонта и Оливиновый горизонт Западно-Панского массива, в) массив Южносопчинский, месторождение Вурчуайвенч, Северный риф Нижнего расслоенного горизонта Западно-Панского массива (включая месторождение Киевей), краевая серия Федоровотундровского массива (включая месторождение Федоровотундровское), Главная зона Волчъетундровского массива, а также массив горы Генеральской. Подчеркнем, что в эту группу входят практически все объекты ФПРК (за исключением минерализованных зон рифового типа Федоровотундровского массива). Также следует отметить, что в эту группу входит большинство значимых месторождений ЭПГ, находящихся на сегодняшний день на балансе ГКЗ (Вурчуайвенч, Федоровотундровское, Киевей, Северный Каменник, Восточное Чуарвы). Очевидно, что в ближайшей перспективе наиболее важными ЭПГ-содержащими объектами в центральной части Кольского полуострова станут все горизонты Восточно-Панского массива, Верхний расслоенный и оливиновый горизонты Западно-Панского массива, зона сочленения РКГХ и Мончеплутон

на и, возможно, Главная зона Волчъетундровского массива. Особое внимание следует обратить на объекты в пределах Мончеплутон и массив горы Генеральской, поскольку они расположены в районах с хорошо развитой инфраструктурой и в непосредственной близости от комбинатов “Североникель” и “Печенганикель”.

Во вторую группу входят объекты более отдаленной перспективы: месторождение “Пласт-330” массива Сопча, нижняя часть разреза Мончъетундровской интрузии (включая месторождение Лойпишню), Краевая и Главная зоны Волчъетундровского массива, а также С-риф массива Федоровской тундры. Подчеркнем, что в эту группу входят в основном массивы РКГХ и Мончеплутон. Следует отметить, что нижняя часть разреза Мончъетундровской интрузии не может считаться перспективным ЭПГ-объектом из-за глубокого залегания рудных тел. Таким образом, в отдаленной перспективе наиболее важными ЭПГ-содержащими объектами являются “Пласт-330” массива Сопча и массив Южносопчинский. Вслед за ними следует обратить внимание на ЭПГ-оруденение Краевой (и Главной) зоны Волчъетундровского массива и С-риф Федоровотундровского массива.

В третью группу с непромышленными содержаниями ЭПГ + Au вошли: зона контактового оруденения Восточно-Панского массива, Н-риф Федоровотундровского массива и средняя часть разреза Мончъетундровской интрузии. Возможно, для более точной оценки их потенциала требуются более детальные разведочные работы.

Отношения Pd/Pt

По Pd/Pt отношению выделяются следующие группы месторождений. В первую группу вошли объекты, где Pd/Pt больше 2 (от 2–3 до 6–8 и выше). Это массив горы Генеральской, практически все массивы и участки Мончеплутон и зоны его сочленения с РКГХ (месторождение Лойпишню Мончъетундровского массива, массив Южносопчинский, массив Вурчуайвенч), а также все ЭПГ-уровни Западно-Панского массива. Массив Вурчуайвенч и Западно-Панский (особенно его Северный риф) имеют сходные условия формирования оруденения. Для оруденения зоны сочленения Мончеплутон и РКГХ, где представлены различные его типы, первичный генезис пока неочевиден в силу сложной тектонической обстановки (оруденение может быть переотложено из других горизонтов, например из различных частей разреза Мончъетундровской интрузии).

Вторая группа включает в себя объекты, где наряду с высокими Pd/Pt отношениями (5–8, до 10) отмечаются отношения, близкие или равные 1 (т.е. с более “платиновым” оруденением). Из этой группы сразу следует выделить “Пласт-330” массива

Сопча. В этом случае мы имеем уникальную ситуацию, когда различные типы пород в пределах маломощного (около 5 м) расслоенного горизонта характеризуются рудами с различным Pd/Pt отношением (1 – в перидотитах и 10 – в пироксенитах, [Нерадовский и др., 2002]). Эти данные также интересны для сравнения с син- и эпигенетическими геохимическими типами оруденения в “Пласте-330” (высоконикистый – слабоплатиновый и низконикелистый – высокоплатиновый [Рундквист и др., 2007]). Четыре других объекта с различными Pd/Pt отношениями внутри них – это Мончетундровская интрузия и Волчьетундровский массив, Федоровотундровский и Восточно-Панский массивы. В пределах этих массивов горизонты с Pd/Pt отношением, близким к 1, расположены выше по разрезу относительно горизонтов, характеризующихся высокими значениями. Практически всегда это горизонты среди (или на границе) толщ лейкогаббро (лейкогаббро-норитов) и анортозитов, часто с присутствием оливиновых пород (троктолиты, оливиновые габбронориты, гарцбургиты). Уровни с высокими Pd/Pt отношениями, как правило, располагаются в нижних частях разреза, нередко в так называемых “краевых сериях” (Волчьетундровский и Федоровотундровский массивы).

Сравнительная характеристика расслоенных комплексов

Если принять позицию ряда авторов [Шарков, 2006; Гроховская и др., 2012] о том, что Мончегорский расслоенный комплекс (МРК) включает в себя Мончеплутон и массивы расслоенного комплекса Главного хребта (РКГХ), то можно констатировать, что в ходе настоящего исследования охарактеризованы особенности геологического строения, распределения и состава ЭПГ-минерализации в пределах 9 объектов, принадлежащих двум крупным расслоенным интрузивным комплексам в центральной части Кольского полуострова. Первый, в который объединены массивы РКГХ и Мончеплутона, условно можно назвать Мончегорским (МРК), второй – Федорово-Панским (ФПРК). Массив горы Генеральской, по самой приближенной оценке по ряду параметров (наличие мощной габброноритовой зоны, приуроченность оруденения к ритмично-расслоенной зоне, содержания и состав сульфидов и МПМ, Pd/Pt отношение и др.), обнаруживает некоторое сходство с месторождениями Западно-Панского массива (ФПРК).

В самом общем виде отличия МРК (Мончеплутон + РКГХ) от ФПРК заключаются в больших размерах (общая площадь около 500 км² против 400 км² у ФПРК), более сложном геологическом строении, более интенсивной тектонической и метаморфической проработке пород и большем разнообразии типов ЭПГ-минерализации (контакто-

вый, рифовый, жильный и связанный с тектоническими зонами). В ФПРК жильный тип (и тип в тектонических зонах) минерализации практически отсутствует, а рифовый развит более широко, чем контактовый. При этом стоит подчеркнуть, что массивы ФПРК отличаются от таковых МРК более высокими содержаниями суммы ЭПГ и золота. Не случайно 4 из 7 поставленных на баланс ГКЗ месторождений ЭПГ (кроме месторождения Вуручайвенч) были открыты именно здесь. Часто уровни ЭПГ-минерализации в массивах ФПРК приурочены к границам разнопорядковых ритмов [Корчагин и др., 2009]. Более тонкие различия оруденения отдельных массивов различных комплексов наблюдаются в содержании сульфидов или в различных ассоциациях МПМ, чему посвящены отдельные детали исследования [Балабонин и др., 2000; Гроховская и др., 2003; Чашин, Петров, 2013; и др.]. Например, отмечается, что для ряда массивов и зон МРК (массивы Волчьетундровский, Южносопчинский) более характерны сульфиды Pt и Pd, тогда как для массивов ФПРК – висмутотеллуриды этих металлов [Чашин, Петров, 2013]. Если говорить об уникальных объектах, то необходимо выделить “Пласт-330” массива Сопча (МРК). Здесь, в пределах маломощного расслоенного горизонта (не более 5 м), наблюдается довольно отчетливая связь разных пород с различными типами как сульфидной (различные содержания Ni и S), так и платинометалльной (содержания суммы ЭПГ, Pd/Pt отношения) минерализации [Нерадовский и др., 2002].

Если рассматривать сходство различных частей двух изучаемых расслоенных комплексов, то стоит указать, что Федоровотундровский и Восточно-Панский массивы (ФПРК) более близки к массивам той части МРК, которая принадлежит РКГХ (Мончетундровская и Волчьетундровская интрузии). В свою очередь, Мончеплутон (особенно его верхняя, габброноритовая часть) обнаруживает некоторые аналогии с нижней частью разреза Западно-Панского массива. Например, Северный риф Западно-Панского массива достаточно близок по геологическому строению, связи платиноносного рифа с телами анортозитов и содержаниям ЭПГ + Au к рифу массива Вуручайвенч. Мончетундровская и Волчьетундровская интрузии, Федоровотундровский и Восточно-Панский массивы близки и по характеру распределения платино-палладиевой минерализации. Главное их отличие от Западно-Панского массива, платиноносных уровней Мончеплутона и зоны его сочленения с РКГХ заключается в том, что помимо высоких Pd/Pt отношений (5–8, до 10) они имеют уровни со значениями, близкими или равными 1. В пределах этих массивов горизонты с Pd/Pt отношением, близким к 1, расположены выше по разрезу относительно горизонтов, характеризующихся высокими значения-

ми. Уровни с высокими значениями Pd/Pt отношений, как правило, располагаются в нижних частях разреза, нередко в так называемых “краевых сериях” интрузий. Возможным объяснением близости этих массивов по такому параметру является наличие фазности их формирования – когда разные части разрезов с различным характером сульфидной и ЭПГ-минерализации являются результатами поступления импульсов магмы различного состава.

Обычно сульфидная и ЭПГ-минерализация развита на разных уровнях разреза интрузий (часто в одном массиве развиты ее различные типы). В горизонтах, удаленных от подошвы массивов, она связана с единицами контрастного чередования пород, часто без четкого литологического контроля. Определенная связь оруденения с конкретными породами разновидностями отмечается лишь для “Пласта-330” массива Сопча [Нерадовский и др., 2002]. В некоторых расслоенных горизонтах (Западно- и Восточно-Панский массивы, Мончетундровская интрузия, Волчѣтундровский массив, гора Генеральская) рядом исследователей [Казанов, Калинин 2008; Корчагин и др., 2009; Назимова, Райан, 2009; Гроховская и др., 1999] отмечается связь ЭПГ-минерализации с определенными частями ритмов или циклов расслоенности. Для оруденения контактового типа характерна связь с породами краевых зон (такситовыми габброноритами, придонными норитами и др.), жильного – с жилами (в случае изученных месторождений – амфибол-плагноклазового состава [Рундквист и др., 2012]).

Изотопные данные

Прежде чем перейти к вопросам происхождения рудовмещающих структур и самого ЭПГ-оруденения, представляется важным кратко рассмотреть возрастные изотопные характеристики исследуемых объектов. Нужно отметить, что на сегодняшний день изотопно-геохимические данные получены для всех исследуемых массивов.

U-Pb и единичные Sm-Nd возрастные определения показывают разброс значений от 2526 ± 6 до 2407 ± 3 млн лет, что свидетельствует о достаточно длительном (порядка 100 млн лет) времени формирования расслоенных интрузий Кольского пояса, что в целом установлено для сумийского этапа формирования Восточно-Скандинавской плюмовой базитовой изверженной провинции [Митрофанов и др., 2013]. В случае исследованных массивов (весьма приближенно) последовательность их образования можно оценить по следующим объектам. Наиболее “древним” из платиноносных интрузивов, согласно приведенным данным, следует считать Федоровотундровский массив (с возрастом ортопироксенитов ультрамафитовой зоны 2526 ± 6 млн лет [Ниткина, 2006]), затем идет “промежуточный” по возрастным характери-

кам (около 2.5–2.45 млрд лет) массив горы Генеральской, а наиболее позднее проявление процессов сумийского магматизма отмечено формированием Волчѣтундровского массива (около 2.45–2.4 млрд лет).

В пределах крупных расслоенных комплексов (РКГХ, ФПРК и Мончеплутон) обращает на себя внимание массив Вурѣчуайвенч с многочисленными датировками, укладывающимися в весьма узкий временной интервал – от 2496 ± 4 [Чашин и др., 2016] до 2507.9 ± 6.6 [Рундквист и др., 2014] млн лет, охватывающий как вмещающие габбронориты, так и анортозиты платинометалльного рифа. В совокупности с другими данными это позволило нам сделать вывод о том, что и сам массив и его ЭПГ-минерализация формировались в условиях внутрикамерной дифференциации вещества без дополнительных инъекций магматического расплава [Рундквист и др., 2014].

Вместе с тем приведенные геохронологические данные еще раз наглядно подтверждают полихронность образования крупных расслоенных комплексов, отмеченную многими исследователями [Митрофанов и др., 2013; Чашин и др., 2016]. Более того, как хорошо видно из указанных датировок, в целом ряде отдельных массивов (Федоровотундровский, Мончетундровская интрузия, массивы Сопча, Южносопчинский, Волчѣтундровский) также наблюдается полифазность их формирования, что в целом подтверждается и другими геолого-геохимическими данными.

Механизмы образования ЭПГ-минерализации

Механизмы формирования рудовмещающих структур (расслоенных горизонтов, краевых серий, жильных полей, тектонических зон) и ЭПГ-минерализации могут быть различными. Формирование расслоенных горизонтов может быть как связано с дополнительными инъекциями магмы, так и являться результатом фракционной кристаллизации расплава в камерах больших объемов. Образование краевых серий, как правило, вызвано внедрением отдельных магматических фаз, нередко с образованием магматической брекчии (Федоровотундровский массив [Грошев, 2010]) и контаминацией расплава коровым веществом (Волчѣтундровский массив [Чашин и др., 2012]).

Сульфидное и ЭПГ-оруденение “рифового типа” массива Вурѣчуайвенч, по-видимому, формировались в процессе отделения сульфидной жидкости от силикатного расплава в результате накопления рудогенных элементов (Ni, Cu, S) в ходе его кристаллизации [Рундквист и др., 2014]. Относительно платинометалльных рифов массивов Сопча, Западно- и Восточно-Панского практически доказано их формирование в результате внедрения дополнительных порций расплава, обогащен-

ного серой и ЭПГ [Чашин и др., 2016; Корчагин и др., 2009; Казанов, Калинин, 2008]. В других случаях происхождение ЭПГ-минерализации “рифового типа” остается дискуссионным.

Жилы, несущие ЭПГ-минерализацию (массив Южноспичинский), могли образоваться на позднемагматическом этапе формирования МРК в результате формирования в толще остывающих кумулатов системы субвертикальных трещин и их последующего заполнения рудным и рудно-силикатным остаточным расплавом, сильно обогащенным флюидом [Расслоенные интрузии..., 2004].

Комплекс названных факторов, по-видимому, послужил причиной генерации сульфидной и ЭПГ-минерализации массива горы Генеральской. Многими авторами отмечается роль различных процессов в формировании оруденения – от высокотемпературных магматических до относительно низкотемпературных и метаморфических преобразований, о чем свидетельствует совершенное фракционирование платиновых металлов, выраженное в ограниченном числе минералов-носителей МПМ и слабых вариациях состава последних [Гроховская и др., 1999].

Ярким примером “контактового оруденения” может служить Федоровотундровское месторождение, причиной образования которого послужило внедрение более поздней габброноритовой фазы с более высокими (относительно первой фазы) содержаниями меди, никеля и хрома [Грошев, 2010]. В результате остывания насыщенного серой габброноритового расплава и его смешивания с вышележащей магмой произошло отделение несмешиваемой сульфидной жидкости и выделение из расплава меди, никеля и ЭПГ [Schissel et al., 2002]. К “контактовому типу”, по-видимому, можно отнести и жильную ЭПГ-минерализацию массива Южноспичинский. По нашему мнению, она могла быть переотложена из краевой зоны в ходе позднемагматического жилообразования [Pripachkin et al., 2016].

ВЫВОДЫ

Таким образом, МРК и ФПРК являются сложными многофазными образованиями, характеризующимися наличием различных типов ЭПГ-минерализации. В структурах ФПРК эта минерализация (главным образом рифового типа) распределена более компактно, часто приурочена к границам циклических единиц (ритмов) и имеет наиболее высокие значения ЭПГ + Au. С определенной долей условности можно отнести к интрузивам подобного типа и массив горы Генеральской (Луостари), расположенный на северо-востоке Печенгской структуры. В МРК (Мончеплутон + РКГХ) уровни ЭПГ-минерализации распределены менее равномерно. Часто уровни ЭПГ-минерализации связа-

ны здесь с тектоническими зонами или поздними жилами, что затрудняет точную диагностику первичного генезиса оруденения.

Относительно перспективности объектов обоих комплексов можно отметить следующее. Согласно приведенным данным, в ближайшей перспективе наиболее значимыми ЭПГ-содержащими объектами в центральной части Кольского полуострова являются: а) все горизонты Восточно-Панского массива, б) верхний расслоенный и оливиновый горизонты Западно-Панского массива, в) зона сочленения Мончетундровской интрузии Мончеплутона, Главная зона Волчьетундровского массива, а также массив горы Генеральской в северо-западной части полуострова. В отдаленной перспективе наиболее важным ЭПГ-содержащим объектом является “Пласт-330” массива Сопча. Вслед за ним следует обратить внимание на ЭПГ-оруденение месторождения Лойпишнюн, Краевой и Главной зон Волчьетундровского массива, а также С-риф Федоровотундровского массива.

Следует также подчеркнуть, что объединять различные типы руд из разных интрузий допустимо только на поисковой стадии при оценке прогнозных ресурсов. При разведке, а тем более при эксплуатации месторождений с рудами различного состава и типа (состав минералов ЭПГ, Pd/Pt отношение и др.) требуются разные технологические схемы их обогащения, что существенно увеличивает материальные затраты и снижает рентабельность обработки.

Автор выражает искреннюю благодарность своей коллеге – Т.В. Рундквист, без ценных замечаний и большой помощи которой написание настоящей статьи было бы невозможно.

Исследования были выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 11-05-00061-а) и в рамках темы НИР ГИ КНЦ РАН АААА-А16-116022610109-3.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бакушкин Е.М. (1979) Сульфидное медно-никелевое оруденение интрузии г. Генеральской (массив Луостари). *Новые данные по минералогии медно-никелевых и колчеданных руд Кольского полуострова*. Апатиты: КФАН СССР, 79-84.
- Балабонин Н.Л., Корчагин А.У., Субботин В.В., Нерадовский Ю.Н., Карпов С.М., Пахомовский Я.А., Савченко Е.Э. (2000) Минералы платиновых металлов и новые данные о главных минералах руд Федорово-Панского массива. *Вестник МГТУ*, 3(2), 179-204.
- Барков А.Ю., Леднев А.И., Бакушкин Е.М. (1994) Минералы элементов группы платины из массива г. Генеральской, Кольский полуостров. *Докл. АН*, 338(6), 785-788.
- Баянова Т.Б. (2004) Возраст реперных геологических

- комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб: Наука, 174 с.
- Баянова Т.Б., Нерович Л.И., Митрофанов Ф.П., Жавков В.А., Серов П.А. (2010) Мончетундровский базитовый массив Кольского региона: новые геологические и изотопно-возрастные данные. *Докл. АН*, **431**(2), 216-222.
- Войтехович В.С., Станюлис А.Л., Ерохов С.П., Гроховская Т.Л., Озерянская Е.В., Припачкин П.В., Ефимов А.А., Жадрицкий В.Л., Рожкова Н.Т., Рундквист Т.В., Аникеев С.Н., Смирнова Е.Н., Воргачева Е.Ю., Шаранков В.П., Станюлене С.В., Войтехович М.А., Клевцова Т.П., Синицкая Т.К. (2002) Информационный отчет о результатах поисковых работ на металлы платиновой группы в Мончегорском районе (Мончегорский и Мончетундровский массивы) в 1999–2002 гг. Кн. 1. Мончегорск: ЦКЭ, 236 с.
- Габов Д.А. (2009) Минералы и минеральные ассоциации ЭПГ в малосульфидных рудах массива Панских тундр. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. СПб, 21 с.
- Гребнев Р.А., Рундквист Т.В., Припачкин П.В. (2014) Геохимия основных пород платиноносного массива Вурэчуайвенч (Мончегорский комплекс, Кольский регион). *Геохимия*, (9), 791-806.
- Гроховская Т.Л., Бакаев Г.Ф., Шелепина Е.П., Лапина М.И., Лапутина И.П., Муравицкая Г.Н. (2000) Платинометалльная минерализация в габброноритах массива Вурэчуайвенч, Мончегорский плутон (Кольский полуостров, Россия). *Геология рудн. месторождений*, **42**(2), 147-161.
- Гроховская Т.Л., Бакаев Г.Ф., Шолохнев В.В., Лапина М.И., Муравицкая Г.Н., Войтехович В.С. (2003) Рудная платинометалльная минерализация в расслоенном Мончегорском магматическом комплексе (Кольский полуостров, Россия). *Геология рудн. месторождений*, **45**(4), 329-352.
- Гроховская Т.Л., Иванченко В.Н., Каримова О.В., Грибоедова И.Г., Самошникова Л.А. (2012) Геологическое строение, минералогия и генезис ЭПГ-минерализации массива Южная Сопча, Мончегорский комплекс, Россия. *Геология рудн. месторождений*, **54**(5), 416-440.
- Гроховская Т.Л., Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Лапутина И.П., Чистяков А.В., Муравицкая Г.Н., Соколов С.В., Тельнов В.А. (1999) Платиноносность расслоенного интрузива горы Генеральской (Кольский полуостров). *Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов в XXI в. (Платиноидное сырье России XXI в.). Сб. науч. тр. Т. III. Кн. 1. М.: Геоинформмарк*, 153-161.
- Грошев Н.Ю. (2010) Двухфазный платиноносный массив Федоровой тундры (Кольский полуостров): геология и типы малосульфидного ЭПГ-оруденения. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Апатиты, 24 с.
- Грошев Н.Ю., Ниткина Е.А., Митрофанов Ф.П. (2009) Двухфазный механизм образования платинометалльных базитов Федоровотундровского массива на Кольском полуострове: новые геологические и изотопно-геохронологические данные. *Докл. АН*, **427**(5), 669-673.
- Додин Д.А., Чернышов Н.М., Яцкевич Б.А. (2000) Платинометалльные месторождения России. СПб: Наука, 755 с.
- Дубровский М.И., Рундквист Т.В. (2008) Петрология раннепротерозойского платиноносного массива Федоровых тундр (Кольский полуостров). *Записки РМО, СХХХVII*(4), 20-33.
- Иванченко В.Н., Давыдов П.С. (2009) Основные черты геологического строения месторождений и проявлений МПГ южной части Мончегорского рудного района. Проект Интеррег-Тасис. *Стратегические минеральные ресурсы Лапландии – основа устойчивого развития Севера. Сборник материалов проекта, вып. II. Апатиты: КНЦ РАН*, 70-78.
- Иванченко В.Н., Давыдов П.С., Дедеев В.А., Кнауф В.В. (2008) Основные черты геологического строения месторождения Вурэчуайвенч. *Международное сотрудничество и обмен опытом в геологическом изучении и разведке платинометалльных месторождений северной части Фенноскандинавии. Промежуточные результаты международного проекта KOLARCTIC INTERREG III A North-TACIS N KA-0197. Апатиты: КНЦ РАН*, 82-87.
- Казанов О.В., Калинин А.А. (2008) Строение и МПГ минерализация Восточно-Панского расслоенного массива. *Международное сотрудничество и обмен опытом в геологическом изучении и разведке платинометалльных месторождений северной части Фенноскандинавии. Промежуточные результаты международного проекта KOLARCTIC INTERREG III A North-TACIS N KA-0197. Апатиты: КНЦ РАН*, 56-67.
- Карпов С.М. (2004) Геологическое строение Панского интрузива и особенности локализации в нем комплексного платинометалльного оруденения. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. СПб, 21 с.
- Корчагин А.У., Припачкин П.В., Рундквист Т.В., Дудкин К.О., Нерадовский Ю.Н., Субботин В.В., Ефимов А.А., Вурсий Г.Л., Карпов С.М., Раевский А.Б., Войтехович В.С., Габов Д.А. (2004) Отчет о научно-исследовательской работе “Платинометалльное оруденение Мончегорского и Мончетундровского интрузивов: геолого-геофизическая модель и кумулясная стратиграфия расслоенных массивов, закономерности размещения, минералогия и геохимия платинометалльных руд”, тема НИР 4-2000-4526 (заключительный). Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 86 с.
- Корчагин А.У., Гончаров Ю.В., Субботин В.В., Грошев Н.Ю., Габов Д.А., Иванов А.Н., Савченко Е.Э. (2016) Геология и вещественный состав руд малосульфидного платинометалльного месторождения Северный Каменник в Западно-Панском массиве, Кольский полуостров. *Руды и металлы*, (1), 42-51.
- Корчагин А.У., Субботин В.В., Митрофанов Ф.П., Минеев С.Д. (2009) Платинометалльное месторождение Киевей в Западно-Панском расслоенном массиве: геологическое строение и состав оруденения. *Проект Интеррег-Тасис: Стратегические минеральные ресурсы Лапландии – основа устойчивого развития Севера. Сборник материалов проекта, вып. II. Апатиты: КНЦ РАН*, 12-32.
- Медно-никелевые месторождения Печенги (1999). *Тр. ИГЕМ РАН. Вып. 2. М.: ГЕОС*, 236 с.
- Митрофанов Ф.П. (2008) Геодинамика и металлогения Кольского региона. *Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН*, (5), 103-106.

- Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Корчагин А.У., Грошев Н.Ю., Малич К.Н., Жиров Д.В., Митрофанов А.Ф. (2013) Восточно-Скандинавская и Норильская плюмовые базитовые обширные изверженные провинции Pt-Rd руд: геологическое и металлогеническое сопоставление. *Геология рудн. месторождений*, **55**(5), 357-373.
- Митрофанов Ф.П., Корчагин А.У., Рундквист Т.В. (2004) Федорово-Панская расслоенная мафическая интрузия (Кольский полуостров): геология и платинометалльное оруденение. *Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования*. М.: ОНЗ РАН, 175-186.
- Митрофанов Ф.П., Яковлев Ю.Н., Дистлер В.В., Балабонин Н.Л., Веселовский Н.Н., Докучаева В.С., Гроховская Т.Л., Ключин С.Ф., Захаров А.А., Корчагин А.У. (1994) Кольский регион – новая платинометалльная провинция. *Геология и генезис месторождений платиновых металлов*. М.: Наука, 65-79.
- Назимова Ю.В., Райан Г.Дж. (2009) Геологоразведочные работы на платиноиды компании “Евразия Майнинг” на Кольском полуострове. Проект Интеррег-Тасис: *Стратегические минеральные ресурсы Лапландии – основа устойчивого развития Севера*. Сборник материалов проекта, вып. II. Апатиты: КНЦ РАН, 79-88.
- Нерадовский Ю.Н., Рундквист Т.В., Галкин А.С., Климентьев В.Н. (2002) К проблеме платиноносности рудного “Пласта-330” г. Сопча и его промышленного использования (Мончеплутон). *Вестник МГТУ*, **5**(1), 85-91.
- Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Савченко Е.Э., Серов П.А. (2009) Мончетундровский массив: геология, петрография, геохронология, геохимия, ЭПГ минерализация (новые данные). Проект Интеррег-Тасис: *Стратегические минеральные ресурсы Лапландии – основа устойчивого развития Севера*. Сборник материалов проекта, вып. II. Апатиты: КНЦ РАН, 97-112.
- Ниткина Е.А. (2006) Изотопное U-Pb датирование циркона из пород платиноносного расслоенного Федорово-Панского интрузива (Кольский полуостров). *Докл. АН*, **408**(1), 87-91.
- Ниткина Е.А., Жавков В.А., Апанасевич Е.А., Баянова Т.Б. (2006) Возраст рудной минерализации в породах платинометалльного Федорово-Панского массива по данным U-Pb датирования циркона. *Геология, полезные ископаемые и геоэкология северо-запада России. Материалы 17-й молодежн. науч. конф. памяти К.О. Кратца*. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 165-169.
- Платина России. (1994) Т. I. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. М.: Геоинформмарк, 252 с.
- Платина России. (1999) Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов в XXI веке. Т. III. М.: Геоинформмарк, 368 с.
- Платинометалльные месторождения мира. (1994) Т. I. Малосульфидные платинометалльные месторождения в ритмично расслоенных комплексах. М.: Геоинформмарк, 279 с.
- Припачкин П.В., Рундквист Т.В. (2008) Геологическое строение и платиноносность юго-западной части массива предгорий Вурэчуайвенч (Мончегорский комплекс, Кольский полуостров). *Руды и металлы*, (5), 61-68.
- Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. (2004) Ч. I. Апатиты: КНЦ РАН, 177 с.
- Рундквист Т.В., Баянова Т.Б., Сергеев С.А., Припачкин П.В., Гребнев Р.А. (2014) Палеопротерозойский расслоенный платиноносный массив Вурэчуайвенч (Кольский полуостров): новые результаты U-Pb (ID-TIMS, SHRIMP) датирования бадделита и циркона. *Докл. АН*, **454**(1), 67-73.
- Рундквист Т.В., Припачкин П.В., Вурсий Г.Л. (2007) Некоторые особенности сульфидного платинометалльного оруденения сопчинского пласта “330”. Обогащение руд, (2), 34-38.
- Рундквист Т.В., Припачкин П.В., Гребнев Р.А. (2009) К вопросу о геологическом строении и платиноносности восточной части Мончегорского комплекса (Кольский полуостров) – на основе данных кумулюсной стратиграфии. Проект Интеррег-Тасис: *Стратегические минеральные ресурсы Лапландии – основа устойчивого развития Севера*. Сборник материалов проекта, вып. II. Апатиты: КНЦ РАН, 51-64.
- Рундквист Т.В., Припачкин П.В., Гребнев Р.А. (2012) Особенности взаимоотношений интрузивных тел в зоне контакта ультрамафит-мафитовых комплексов Мончегорский и Главного хребта (участок “Южно-сопчинский”, Кольский полуостров). *Литосфера*, (3), 65-79.
- Рундквист Т.В., Припачкин П.В., Гребнев Р.А., Севостьянов А.Ю., Мирошникова Я.А. (2011) Геологическое строение и особенности локализации платинометалльного оруденения в восточной части Южносопчинского мафит-ультрамафитового массива (Кольский полуостров). *Руды и металлы*, (5), 58-68.
- Серов П.А. (2006) Фазы внедрения и длительность формирования расслоенного платиноносного Федорово-Панского интрузива: возрастные и изотопно-геохимические Sm-Nd данные. *Геология, полезные ископаемые и геоэкология северо-запада России. Материалы 17-й молодежн. науч. конф. памяти К.О. Кратца*. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 178-181.
- Уорд М., Калинин А., Маклухлин Д., Войтехович В. (2008) ООО “Кольская Горно-Геологическая Компания” – поиски МПГ в восточной части Панских тундр. Международное сотрудничество и обмен опытом в геологическом изучении и разведке платинометалльных месторождений северной части Фенноскандинавии. *Промежуточные результаты международного проекта KOLARCTIC INTERREG III A North-TACIS NKA-0197*. Апатиты: КНЦ РАН, 52-55.
- Чашин В.В., Баянова Т.Б., Серов П.А. (2016) Малосульфидные платинометалльные руды палеопротерозойского Мончегорского плутона и массивов его южного обрамления (Кольский полуостров, Россия): геологическая характеристика и изотопно-геохронологические свидетельства полихронности рудно-магматических систем. *Геология рудн. месторождений*, **58**(1), 41-63.
- Чашин В.В., Баянова Т.Б., Елизарова И.Р., Серов П.А. (2012) Волчъетундровский массив комплекса автономных анортозитов Главного хребта, Кольский полуостров: геологические, петрогеохимические и изотопно-геохронологические исследования. *Петрология*, **20**(5), 514-540.

- Чашин В.В., Митрофанов Ф.П. (2014) Палеопротерозойская Имандра-Варзугская рифтогенная структура (Кольский полуостров): интрузивный магматизм и минерализация. *Geodynam. Tectonophys.*, **5**(1), 231-256.
- Чашин В.В., Петров С.В. (2013) Малосульфидные платиновые руды Волчьестундровского массива габбро-анортозитов (Кольский полуостров, Россия). *Геология рудн. месторождений*, **55**(5), 415-442.
- Шарков Е.В. (2006) Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения. М.: Науч. мир, 368 с.
- Bayanova T.B., Smolkin V.F. (1996) U-Pb Isotopic Study of the Layered Intrusions of the Northern Pechenga Area, Kola Peninsula. *Program and Abstracts. IGCP Project 336 Symposium in Rovaniemi, Finland*. University of Turku, Publ. 33, 49.
- Bayanova T.B., Mitrofanov F.P. (1999) Duration and timing of ore-bearing paleoproterozoic intrusions of the Kola Province. *Abstr. Intern. Conf. "Early Precambrian: Genesis and evolution of continental crust"*. Moscow, GI RAS, 10-12.
- Iijina M. (1994) The Portimo Layered Igneous Complex – with emphasis on diverse sulphide and platinum-group element deposits. *Acta Univ. Oulu*, A 258, 158 p.
- Pripachkin P.V., Rundkvist T.V., Miroshnikova Ya.A., Chernyavsky A.V., Borisenko E.S. (2016) Geological structure and ore mineralization of the South Sopchinsky and Gabbro-10 massifs and the Moroshkovoe Lake target, Monchegorsk area, Kola Peninsula, Russia. *Mineral. Depos.*, **51**(8), 973-992.
- Schissel D., Tsvetkov A.A., Mitrofanov F.P., Korchagin A.U. (2002) Basal Platinum-Group Element Mineralization in the Fedorov Pansky Layered Mafic Intrusion, Kola Peninsula, Russia. *Econ. Geol.*, **97**, 1657-1677.
- Bakushkin E.M. (1979) Sulfide copper-nickel mineralization of the General'skaya intrusion (Luostari massif). *Novye dannye po mineralogii medno-nikelevykh i kolchedan'nykh rud Kol'skogo poluostrova* [New data on the mineralogy of copper-nickel and pyrite ores of the Kola Peninsula]. Apatity, KBrAN USSR, 79-84. (In Russian)
- Balabonin N.L., Korchagin A.U., Subbotin V.V., Neradovskii Yu.N., Karpov S.M., Pakhomovskii Ya.A., Savchenko E.E. (2000) Minerals of PGE and new data on the main minerals of the ores of the Fedorova-Pansky Massif. *Vestnik MGTU*, **3**(2), 179-204. (In Russian)
- Barkov A.Yu., Lednev A.I., Bakushkin E.M. (1994) Minerals of PGE from the General'skaya massif, Kola Peninsula. *Dokl. Akad. Nauk*, **338**(6), 785-788. (In Russian)
- Bayanova T.B. (2004) *Vozrast repernykh geologicheskikh kompleksov Kol'skogo regiona i dlitel'nost' protsessov magmatizma* [Age of reference geological complexes of the Kola region and duration of magmatism processes]. St.Petersburg, Nauka Publ., 174 p. (In Russian)
- Bayanova T.B., Mitrofanov F.P. (1999) Duration and timing of ore-bearing paleoproterozoic intrusions of the Kola Province. *Abstr. Intern. Conf. "Early Precambrian: Genesis and evolution of continental crust"*. Moscow, GI RAS Publ., 10-12.
- Bayanova T.B., Nerovich L.I., Mitrofanov F.P., Zhavkov V.A., Serov P.A. (2010) Monchetundra basic massif of the Kola region: new geological and isotope-age data. *Dokl. Akad. Nauk*, **431**(2), 216-222. (In Russian)
- Bayanova T.B., Smolkin V.F. (1996) U-Pb Isotopic Study of the Layered Intrusions of the Northern Pechenga Area, Kola Peninsula. *Program and Abstracts. IGCP Project 336 Symposium in Rovaniemi, Finland*. University of Turku, Publ. 33, 49.
- Chashchin V.V., Bayanova T.B., Elizarova I.R., Serov P.A. (2012) Volchetundra massif of the Main Ridge complex of autonomous anorthosites, Kola Peninsula: geological, petrogeochemical and isotope-geochronological studies. *Petrologiya*, **20**(5), 514-540. (In Russian)
- Chashchin V.V., Bayanova T.B., Serov P.A. (2016) Poor-sulfide PGE ores of the Paleoproterozoic Monchegorsk pluton and massifs of its southern frame (Kola Peninsula, Russia): geological characteristics and isotope-geochronological evidence of the polychronicity of ore-magmatic systems. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **58**(1), 41-63. (In Russian)
- Chashchin V.V., Mitrofanov F.P. (2014) Paleoproterozoic Imandra-Varzuga Riftogenic Structure (Kola Peninsula): intrusive magmatism and mineralogy. *Geodynam. Tectonophys.*, **5**(1), 231-256. (In Russian)
- Chashchin V.V., Petrov S.V. (2013) Poor-sulfide platinum ores of the Volchetundra massif of gabbro-anorthosites (Kola Peninsula, Russia). *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **55**(5), 415-442. (In Russian)
- Dodin D.A., Chernyshov N.M., Yatskevich B.A. (2000) *Platinometall'nye mestorozhdeniya Rossii* [Platinum deposits of Russia]. St.Petersburg, Nauka Publ., 755 p. (In Russian)
- Dubrovskii M.I., Rundqvist T.V. (2008) Petrology of the Early Proterozoic Platinum-Bearing Massif of the Fedorova Tundra (Kola Peninsula). *Zapiski RMO*, **CXXXVII**(4), 20-33. (In Russian)
- Gabov D.A. (2009) *Mineraly i mineral'nye assotsiatsii EPG v malosul'fidnykh rudakh massiva Panskikh tundr*. Diss. ... kand. geol.-min. nauk [Minerals and mineral associations of PGE in poor-sulfide ores of the Pansky tundra massif. Cand. geol. and min. sci. diss.]. St.Petersburg, 21 p. (In Russian)
- Grebnev R.A., Rundqvist T.V., Pripachkin P.V. (2014) Geochemistry of the mafic rocks of the platinum-bearing Vurechuaivench massif (Monchegorsk complex, Kola region). *Geokhimiya*, (9), 791-806. (In Russian)
- Grokhovskaya T.L., Bakaev G.F., Shelepina E.P., Lapina M.I., Laputina I.P., Muravitskaya G.N. (2000) Platinum-metal mineralization in the gabbro-anorthosites of the Vurechuaivench massif, Monchegorsk pluton (Kola Peninsula, Russia). *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **42**(2), 147-161. (In Russian)
- Grokhovskaya T.L., Bakaev G.F., Sholokhnev V.V., Lapina M.I., Muravitskaya G.N., Voitekhovich V.S. (2003) Ore platinum mineralization in the layered Monchegorsk magmatic complex (Kola Peninsula, Russia). *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **45**(4), 329-352. (In Russian)
- Grokhovskaya T.L., Ivanchenko V.N., Karimova O.V., Griboedova I.G., Samoshnikova L.A. (2012) Geological structure, mineralogy and genesis of the PGE-mineralization of the South Sopcha massif, Monchegorsk complex, Russia. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **54**(5), 416-440. (In Russian)

REFERENCES

- Grokhovskaya T.L., Sharkov E.V., Smolkin V.F., Laputina I.P., Chistyakov A.V., Muravitskaya G.N., Sokolov S.V., Tel'nov V.A. (1999) PGE content of the layered intrusion of the General'skaya mountain (Kola Peninsula). *Platina Rossii. Problemy razvitiya mineral'no-syr'evoi bazy platinovykh metallov v XXI v. (Platinoidnoe syr'e Rossii XXI v.)*. Sb. nauch. tr. T. III. Kn. 1 [Platinum of Russia. Problems of the development of the mineral and raw materials base of platinum metals in the 21st century. (Russia's platinum raw material of the 21st century). Scientific works. V. III. B. 1]. Moscow, Geoinformmark Publ., 153-161. (In Russian)
- Groshev N.Yu. (2010) *Dvukhfaznyi platinonosnyi massiv Fedorovoi tundry (Kol'skii poluostrov): geologiya i tipy malosul'fidnogo EPG-orudneniya*. Diss. ... kand. geol.-min. nauk [Two-phase platinum-bearing Fedorova tundra massif (Kola Peninsula): geology and types of poor-sulfide PGE mineralization. Cand. geol. and min. sci. diss.]. Apatity, 24 p. (In Russian)
- Groshev N.Yu., Nitkina E.A., Mitrofanov F.P. (2009) Two-phase mechanism for the formation of the platinum-bearing mafic rocks of the Fedorovotundrovsky Massif on the Kola Peninsula: new geological and isotope-geochronological data. *Dokl. Akad. Nauk*, **427**(5), 669-673. (In Russian)
- Ilijina M. (1994) The Portimo Layered Igneous Complex – with emphasis on diverse sulphide and platinum-group element deposits. *Acta Univ. Oulu.*, A 258, 158 p.
- Ivanchenko V.N., Davydov P.S. (2009) Main features of the geological structure of the PGM deposits and prospects in the southern part of the Monchegorsk ore region. *Proekt Interreg-Tasis: Strategicheskie mineral'nye resursy Laplandii – osnova ustoichivogo razvitiya Severa. Sbornik materialov proekta* [Interreg-Tacis project: The strategic mineral resources of Lapland – base for the sustainable development of the North. Project materials]. V. II. Apatity, KarSC of RAS, 70-78. (In Russian)
- Ivanchenko V.N., Davydov P.S., Dedeev V.A., Knauf V.V. (1998) Main features of geological structure of the Vurechuaivench deposit. *Mezhdunarodnoe sotrudnichestvo i obmen opytom v geologicheskoy izuchenii i razvedke platinometall'nykh mestorozhdenii severnoi chasti Fennoskandinavii. Promezhutochnye rezul'taty mezhdunarodnogo proekta KOLARCTIC INTERREG III A North-TACIS N KA-0197* [The neighborhood cooperation and experience exchange in geological prospecting and exploration of PGE deposits in the Northern Fennoscandia. Interim results of the international project KOLARCTIC INTERREG III A North-TACIS N KA-0197]. Apatity, KarSC of RAS, 82-87. (In Russian)
- Karpov S.M. (2004) Geologicheskoe stroenie Panskogo intruziva i osobennosti lokalizatsii v nem kompleksnogo platinometall'nogo orudneniya. Diss. kand. geol.-min. nauk [Geological structure of the Pana intrusion and features of localization of PGE mineralization. Cand. geol. and min. sci. diss.]. St.Petersburg, 21 p. (In Russian)
- Kazanov O.V., Kalinin A.A. (2008) Structure and PGM mineralization of the East-Pan layered massif. *Mezhdunarodnoe sotrudnichestvo i obmen opytom v geologicheskoy izuchenii i razvedke platinometall'nykh mestorozhdenii severnoi chasti Fennoskandinavii. Promezhutochnye rezul'taty mezhdunarodnogo proekta KOLARCTIC INTERREG III A North-TACIS N KA-0197* [The neighborhood cooperation and experience exchange in geological prospecting and exploration of PGE deposits in the Northern Fennoscandia. Interim results of the international project KOLARCTIC INTERREG III A North-TACIS N KA-0197]. Apatity, KNTs of RAN, 56-67. (In Russian)
- Korchagin A.U., Pripachkin P.V., Rundkvist T.V., Dudkin K.O., Neradovskii Yu.N., Subbotin V.V., Efimov A.A., Vursii G.L., Karpov S.M., Raevskii A.B., Voitekhovich V.S., Gabov D.A. *Otchet o nauchno-issledovatel'skoi rabote "Platinometall'noe orudnenie Monchegorskogo i Monchetundrovskogo intruzivov: geologo-geofizicheskaya model' i kumulusnaya stratigrafiya rassloennykh massivov, zakonornosti razmeshcheniya, mineralogiya i geokhimiya platinometall'nykh rud"*, tema NIR 4-2000-4526 (zaklyuchitel'nyi) [Report on the research work "PGE mineralization of Monchegorsk and Monchetundra intrusions: geological-geophysical model and cumulus stratigraphy, patterns of distribution, mineralogy and geochemistry of platinum ores", research topic 4-2000-4526 (final)]. Apatity, GI KarSC of RAS, 86 p. (In Russian)
- Korchagin A.U., Goncharov Yu.V., Subbotin V.V., Groshev N.Yu., Gabov D.A., Ivanov A.N., Savchenko E.E. (2016) Geology and ore composition of the poor-sulfide PGE deposit "Northern Kamennik" in the West Pana Massif, Kola Peninsula. *Rudy i Metally*, (1), 42-51. (In Russian)
- Korchagin A.U., Subbotin V.V., Mitrofanov F.P., Mineev S.D. (2009) "Kievev" PGE deposit in the West-Pana layered massif: geological structure and composition of mineralization. *Proekt Interreg-Tacis: Strategicheskie mineral'nye resursy Laplandii – osnova ustoichivogo razvitiya Severa. Sbornik materialov proekta* [Interreg-Tacis project: The strategic mineral resources of Lapland – base for the sustainable development of the North. Project materials]. V. 2. Apatity, KarNTS RAN, 12-32. (In Russian)
- Medno-nikelevye mestorozhdeniya Pechengi [Copper-nickel deposits of Pechenga]. (1999) *Tr. IGM RAN*, (2). Moscow, GEOS Publ., 236 p. (In Russian)
- Mitrofanov F.P. (2008) Geodynamics and metallogeny of the Kola region. *Trudy Fersmanovskoi nauchnoi sessii GI KNTs RAN* [Proceedings of the Fersman Scientific Session of the GI KSC RAS], (5), 103-106. (In Russian)
- Mitrofanov F.P., Bayanova T.B., Korchagin A.U., Groshev N.Yu., Malich K.N., Zhirov D.V., Mitrofanov A.F. (2013) East Scandinavian and Noril'sk plume basic vast igneous provinces of Pt-Pd ores: geological and metallogenic comparison. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **55**(5), 357-373. (In Russian)
- Mitrofanov F.P., Korchagin A.U., Rundqvist T.V. (2004) The Fedorovo-Pana layered mafic intrusion (Kola Peninsula): Geology and PGE mineralization. *Krupnyye i superkrupnyye mestorozhdeniya: zakonornosti razmeshcheniya i usloviya obrazovaniya* [Large and super large deposits: Patterns of location and conditions of formation]. Moscow, ONZ RAN Publ., 175-186. (In Russian)
- Mitrofanov F.P., Yakovlev Yu.N., Distler V.V., Balabonin N.L., Veselovskii N.N., Dokuchaeva V.S., Grokhovskaya T.L., Klyunin S.F., Zakharov A.A., Korchagin A.U. (1994) The Kola region – a new platinum province. *Geologiya i genezis mestorozhdeniy platinovykh metallov* [Geology and genesis of PGE deposits].

- Moscow, Nauka Publ., 65-79. (In Russian)
- Nazimova Yu.V., Raian G.J. (2009) PGE projects of the "Eurasia Mining" company on the Kola Peninsula. *Proekt Interreg-Tacis: Strategicheskie mineral'nye resursy Laplandii – osnova ustoichivogo razvitiya Severa. Sbornik materialov proekta* [Interreg-Tacis project: The strategic mineral resources of Lapland are the basis for the sustainable development of the North. Collection of project materials]. V. 2. Apatity, KNTs RAN, 79-88. (In Russian)
- Neradovskii Yu.N., Rundqvist T.V., Galkin A.S., Klimen'tev V.N. (2002) On the problem of PGE content of "layer-330" in the Sopcha mountain and its industrial potential (Monchepluton). *Vestnik MGTU*, **5**(1), 85-91. (In Russian)
- Nerovich L.I., Bayanova T.B., Savchenko E.E., Serov P.A. (2009) Monchetundra massif: geology, petrography, geochronology, geochemistry, PGE mineralization (new data). *Proekt Interreg-Tacis: Strategicheskie mineral'nye resursy Laplandii – osnova ustoichivogo razvitiya Severa. Sbornik materialov proekta* [Interreg-Tacis project: The strategic mineral resources of Lapland are the basis for the sustainable development of the North. Collection of project materials]. V. 2. Apatity, KNTs RAN, 97-112. (In Russian)
- Nitkina E.A. (2006) Isotope U-Pb dating of zircon from the rocks of the platinum-bearing layered Feodorova-Pana intrusion (Kola Peninsula). *Dokl. Akad. Nauk*, **408**(1), 87-91. (In Russian)
- Nitkina E.A., Zhavkov V.A., Apanasevich E.A., Bayanova T.B. (2006) Age of ore mineralization in the rocks of the platinum-bearing Feodorova-Pana massif according to U-Pb dating of zircon. *Geologiya, poleznye iskopayemye i geoekologiya severo-zapada Rossii. Materialy 17-i molodezhn. nauch. konf. pamyati K.O. Krattsa* [Geology, minerals and geoecology of the north-west of Russia. Materials of the 17th young. scientific. conf. dedic. to memory of K.O. Kratz]. Petrozavodsk, KarNTs RAN, 165-169. (In Russian)
- Platina Rossii. (1994) T. I. *Problemy razvitiya mineral'no-syr'evoi bazy platinovykh metallov* [Platinum of Russia. T. I. Problems of development of the raw materials base of platinum metals]. Moscow, Geoinformmark Publ., 252 p. (In Russian)
- Platina Rossii. (1999). *Problemy razvitiya mineral'no-syr'evoi bazy platinovykh metallov v XXI veke* [Platinum of Russia. Problems of development of the raw materials base of platinum metals in the 21st century]. T. III. Moscow, Geoinformmark Publ., 368 p. (In Russian)
- Platinometall'nye mestorozhdeniya mira. (1994) T. I. *Malosul'fidnye platinometall'nye mestorozhdeniya v ritmichno rassloennykh kompleksakh* [Platinum deposits of the world. V. I. The poor-sulfide PGE deposits in rhythmically layered complexes]. Moscow, Geoinformmark Publ., 279 p. (In Russian)
- Pripachkin P.V., Rundqvist T.V. (2008) Geological structure and PGE content of the southwestern part of the Vurechuaivench foothills massif (Monchegorsk Complex, Kola Peninsula). *Rudi i Metally*, (5), 61-68. (In Russian)
- Pripachkin P.V., Rundqvist T.V., Miroshnikova Ya.A., Chernyavsky A.V., Borisenko E.S. (2016) Geological structure and ore mineralization of the South Sopchinsky and Gabbro-10 massifs and the Moroshkovoe Lake target, Monchegorsk area, Kola Peninsula, Russia. *Mineral. Depos.*, **51**(8), 973-992.
- Rassloyennye intruzii Monchegorskogo rudnogo raiona: petrologiya, orudneniye, izotopiya, glubinnoe stroyeniye [Layered intrusions of the Monchegorsk ore region: petrology, mineralization, isotopy, deep structure] (2004). Ch. 1. Apatity, KNTs RAN, 177 p. (In Russian)
- Rundqvist T.V., Bayanova T.B., Sergeev S.A., Pripachkin P.V., Grebnev R.A. (2014) Paleoproterozoic layered PGE-bearing massif Vurechuaivench (Kola Peninsula): new results of U-Pb (ID-TIMS, SHRIMP) baddeleyite and zircon dating. *Dokl. Akad. Nauk*, **454**(1), 67-73. (In Russian)
- Rundqvist T.V., Pripachkin P.V., Grebnev R.A. (2012) Peculiarities of the relationship of intrusive bodies in the contact zone of the Monchegorsk and Main Ridge mafic-ultramafic complexes ("YuzhnoSopchinsky" target, Kola Peninsula). *Litosfera*, (3), 65-79. (In Russian)
- Rundqvist T.V., Pripachkin P.V., Grebnev R.A. (2009) On the geological structure and PGE content of the eastern part of the Monchegorsk Complex (Kola Peninsula) – based on cumulus stratigraphy data. *Proekt Interreg-Tacis: Strategicheskie mineral'nye resursy Laplandii – osnova ustoichivogo razvitiya Severa. Sbornik materialov proekta* [Interreg-Tacis project: The strategic mineral resources of Lapland are the basis for the sustainable development of the North. Collection of project materials]. V. 2. Apatity, KNTs RAN, 51-64. (In Russian)
- Rundqvist T.V., Pripachkin P.V., Grebnev R.A., Sevost'yanov A.Yu., Miroshnikova Ya.A. (2011) Geological structure and localization of PGE mineralization in the eastern part of the South Sopcha mafic-ultramafite massif (Kola Peninsula). *Rudi i Metally*, (5), 58-68. (In Russian)
- Rundqvist T.V., Pripachkin P.V., Vursii G.L. (2007) Some features of sulphide PGE-bearing ore mineralization of the Sopchas "layer-330". *Obogashchenie Rud*, (2), 34-38. (In Russian)
- Schissel D., Tsvetkov A.A., Mitrofanov F.P., Korchagin A.U. (2002) Basal Platinum-Group Element Mineralization in the Fedorov Pansky Layered Mafic Intrusion, Kola Peninsula, Russia. *Econom. Geol.*, (97), 1657-1677.
- Serov P.A. (2006) Phases and duration of formation of the layered PGE-bearing Feodorova-Pana intrusion: age and isotope-geochemical Sm-Nd data. *Geologiya, poleznye iskopayemye i geoekologiya severo-zapada Rossii. Materialy 17-i molodezhn. nauchn. konf. pamyati K.O. Krattsa* [Geology, minerals and geoecology of the north-west of Russia. Materials of the 17th young. scientific. conf. dedic. to memory of K.O. Kratz]. Petrozavodsk, KarNTs RAN, 178-181.
- Sharkov E.V. (2006) *Formirovanie rassloennykh intruziyov i svyazannogo s nimi orudneniya* [Formation of layered intrusions and associated mineralization]. Moscow, Nauchnyi mir Publ., 368 p. (In Russian)
- Voitekhovich V.S., Stanyulis A.L., Yerokhov S.P., Grokhovskaya T.L., Ozeryanskaya Ye.V., Pripachkin P.V., Efimov A.A., Zhadrinskiy V.L., Rozhkova N.T., Rundqvist T.V., Anikeev S.N., Smirnova Ye.N., Vorgacheva Ye.Yu., Sharankov V.P., Stanyulene S.V., Voitekhovich M.A., Klevtsova T.P., Sinitskaya T.K. (2002) *Informatsionnyi otchet o rezul'tatakh poiskovykh rabot na metally platinovoi gruppy v Monchegorskom raione (Monchegorskii i Monchetundrovskii massivy) v 1999–2002 gg.* [Information report on the results of pros-

pecting for platinum group metals in Monchegorsk area (Monchegorsky and Monchetundrovsky massifs) in 1999–2002]. Kn. 1 Monchegorsk, OAO TsKE 236 p. (In Russian)

Ward M., Kalinin A., McLuhlin D., Voitekhovich V. (2008) Kola Mining Geological Company – Prospecting for PGE in the East Pana layered massif. *Mezhdunarodnoe sotrudnichestvo i obmen opytom v geologicheskoy izuchenii i razvedke platinometall'nykh mestorozhdenii severnoi*

chasti Fennoskandinavii. Promezhutochnye rezul'taty mezhdunarodnogo proekta KOLARCTIC INTERREG III A North-TACIS N KA-0197 [The neighborhood cooperation and experience exchange in geological prospecting and exploration of PGE deposits in the Northern Fennoscandia. Interim results of the international project KOLARCTIC INTERREG III A North-TACIS N KA-0197]. Apatity, KNTs RAN, 52-55. (In Russian)

К построению флюидо-динамической модели Новопортовского нефтегазоконденсатного месторождения Ямала (по результатам ДФМ-интерпретации сейсмических данных)

© 2019 г. В. Б. Писецкий¹, К. С. Иванов²

¹Уральский государственный горный университет, 620144, г. Екатеринбург, ул. Куйбышева, 30,
e-mail: pisetski@yandex.ru

²Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15,
e-mail: ivanovks@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 13.09.2018 г., принята к печати 12.11.2018 г.

Объект исследований. Идея прогноза параметров флюидодинамического состояния основана на представлениях, связывающих процессы седиментации, тектоногенеза и флюидных течений в активную флюидодинамическую модель системы “осадочный чехол–фундамент”. В таких моделях основные флюидодинамические параметры нефтегазоносных коллекторов – проницаемость и вектор течения флюида – функционально связаны с компонентами современного напряженного состояния породного массива с дискретной (блоковой) структурой и могут быть рассчитаны технологией ДФМ-интерпретации. **Материалы и методы.** Впервые исследовались данные по Новопортовскому нефтегазоконденсатному месторождению Ямала, где палеозойский фундамент, вскрытый на глубине 2700–3200 м, представлен преимущественно метаморфическими сланцами и мраморизованными известняками и перекрыт осадками платформенного чехла начиная с раннеюрского возраста. Прогноз параметров современных геодинамических процессов построен на тектонофизическом анализе всей совокупности геолого-геофизических данных. ДФМ-технология трактует упругие модули реальных сред как функцию не только вещественного состава, но и дискретности горных пород, давления и трения (фазового состава флюида). **Результаты.** Основные оси неотектонической активности плитного комплекса разбивают изучаемую территорию на вполне закономерную блоковую систему, которая отображает правосторонний сдвиг фундаментных блоков, что, в свою очередь, предопределяет сдвиг блоков в плитном комплексе с разворотом оси сдвига на 30°. Наиболее значимые по притокам нефти и газа скважины определенным образом связаны с данной схемой блоковой активности: практически все высокодебитные скважины пробурены в активных осевых зонах. **Выводы.** Найденная схема блоковой активности удовлетворяет общим принципам геодинамики, соответствует региональной геодинамической ситуации и находит независимое подтверждение в тектонофизическом анализе комплекса различных геолого-геофизических данных. Модель оценок аномальных давлений по основным продуктивным интервалам явным образом соответствует распределению продуктивности скважин по нефти и газу и, таким образом, может быть принята за основу при проектировании схем разработки месторождения с учетом всего остального комплекса структурных и литологических параметров. Контактные зоны активных блоков представляют особый интерес для размещения высокодебитных скважин и для учета этих высокопроницаемых зон в схемах разработки залежей газа. Структура месторождения во многом определяется достаточно молодыми подвижками блоков фундамента, деформирующими и отложения платформенного чехла.

Ключевые слова: Ямал, Новопортовское нефтегазоконденсатное месторождение, динамика флюида, чехол, фундамент, геология, геофизика

Development of a fluid-dynamical model (DFM) of the Yamal Novoportovskiy oil- and gas-condensing deposit (based on DFM seismic data interpretation)

Vladimir B. Pisetski¹, Kirill S. Ivanov²

¹Ural State Mining University, 30 Kuibyshev st., Ekaterinburg, 620144 Russia,
e-mail: pisetski@yandex.ru

²A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS,
15 Acad. Vonsovsky st., Ekaterinburg, 620016 Russia, e-mail: ivanovks@igg.uran.ru

Received 13.09.2018, accepted 12.11.2018

Для цитирования: Писецкий В.Б., Иванов К.С. (2019) К построению флюидо-динамической модели Новопортовского нефтегазоконденсатного месторождения Ямала (по результатам ДФМ-интерпретации сейсмических данных). *Литосфера*, **19**(5), 752–766. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-5-752-766

For citation: Pisetski V.B., Ivanov K.S. (2019) Development of a fluid-dynamical model (DFM) of the Yamal Novoportovskiy oil- and gas-condensing deposit (based on DFM seismic data interpretation). *Litosfera*, **19**(5), 752–766. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-5-752-766

Research subject. The idea of forecasting fluid-dynamical parameters is based on the views connecting the processes of sedimentation, tectonogenesis and fluid flows into an active fluid-dynamical model of the “sedimentary cover–basement” system. In such models, main fluid-dynamical parameters of oil and gas collectors, i.e. penetration and the vector of the fluid flow, are functionally connected with the components of the current state of the rock massif having a discrete (block) structure. These parameters can be calculated using DFM-interpretation technology developed by the authors in their previous works. **Materials and methods.** For the first time, DFM results are provided for the Yamal Novoportovsky oil- and gas-condensing deposit. Here, the paleozoic basement stripped at a depth of 2700–3200 m is largely represented by metamorphic schists and marbled limestones. The basement has been covered by sediments and a platform cover since the early Jurassic age. The forecast of parameters describing modern geodynamical processes was performed on the basis of a comprehensive tectonophysical analysis of major geological and geophysical data. **Results.** The main axes of the neo-tectonic activity of the plate complex break the area under study into a quite regular block system that reflects a right-sided shift of fundamental blocks, that, in its turn predetermines the block shift in plate complex with the turn of the shift axis by 30 degrees. The most significant oil and gas holes in terms of influx demonstrate a connection with the described scheme of block activity. Thus, practically all high-debit boreholes were drilled in active axial zones. **Conclusion.** The proposed scheme of block activity satisfies the general principles of geodynamics. The developed model of abnormal pressure estimations by main productive intervals shows a good agreement with the distribution oil- and gas boreholes in terms of productivity. Contact zones of active blocks present a particular interest from the standpoint of selecting the location of high-debit boreholes. These zones should be taken into account when developing new oil and gas deposits.

Keywords: *Yamal, Novoportovsky oil- and gas-condensing deposit, the fluid dynamics, cover, basement, geology, geophysics*

Acknowledgements

The authors are grateful for the help to colleagues V.I. Samsonov and A.E. Zudilin.

This article was prepared for publication with the support of the Russian Foundation for Basic Research (project No. 18-05-70016).

ВВЕДЕНИЕ

И научные, и практические (нефтегазовые) исследования осадочных бассейнов свидетельствуют о фундаментальном значении геодинамических процессов в земной коре для формирования месторождений углеводородов. Многие концепции генезиса месторождений углеводородов [Соколов, Абля, 1999; и др.] базируются на современном блоковом процессе тепломассопереноса, при котором обеспечивается логическая цепь *генерация–миграция–аккумуляция* флюидной смеси. Идея прогноза параметров флюидодинамического состояния осадочного бассейна основана на представлениях [Писецкий, 1998, 2005; Писецкий, Крылатков, 2005; и др.], связывающих процессы седиментации, тектоногенеза и флюидных течений в активную флюидодинамическую модель системы “осадочный чехол–фундамент”. В таких моделях основные флюидодинамические параметры нефтегазоносных коллекторов – **проницаемость и вектор течения** флюида – функционально связаны с компонентами современного напряженного состояния породного массива с дискретной (блоковой) структурой. В свою очередь, упругие модули породного массива с дискретной структурой в объеме, соизмеримом с длиной сейсмической волны, оказываются зависимыми от знака и величины компонент упругих напряжений (геодинамического фактора) и фазового состава флюида (фактора смазки). Таким образом, рассматриваемая модель упругих дискретных сред является вполне изучаемым объектом сейсмических исследований. Данные о них

могут быть положены в основу развития методик и технологий прогноза относительных значений проницаемости и направления флюидного потока в пределах разреза осадочного чехла и фундамента по параметрам сигналов отраженных волн (технологии ДФМ-интерпретации [Писецкий, 1998; Писецкий и др., 2002; и др.]).

В данной статье приводятся первые результаты ДФМ-интерпретации (объем обработки 810 трасс) данных 3D МОГТ по Новопортовскому месторождению и прогноза основных параметров современного геодинамического процесса плитного и фундаментного комплексов, которые на следующем этапе исследований могут явиться основой для разработки детальных флюидодинамических моделей по основным продуктивным интервалам этого месторождения.

ГЛАВНЫЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ НОВОПОРТОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Новопортовское нефтегазоконденсатное месторождение расположено на севере Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции, на территории ЯНАО, а точнее – в юго-восточной части п-ова Ямал, в 250 км к северу от г. Надым, в 30 км от побережья Обской губы. Новопортовское месторождение было открыто 24 декабря 1964 г., когда из скважины № Р-50 “Главтюменьгеологии” забил мощный фонтан газа с суточным дебитом более 1 млн м³. Сейчас на месторождении пробурено более 100 скважин, его геологическое строение опи-

сано в многочисленных отчетах и публикациях. Месторождение запущено в эксплуатацию “Газпромом” (оператор проекта ООО “Газпромнефть-Ямал” – дочернее общество ПАО “Газпром нефть”) в 2009 г. Первый танкер с нефтью Новопортовского месторождения прошел через терминал “Ворота Арктики” в 2016 г. Месторождение имеет площадь около 450 км² и является одним из самых крупных разрабатываемых месторождений в ЯНАО. Извлекаемые запасы месторождения оцениваются по категории C₁ и C₂ – более 250 млн т нефти и конденсата, а также более 320 млрд м³ газа (с учетом палеозойских отложений) [<http://www.ntc.gazprom-neft.ru>]. Палеозойский фундамент вскрыт на глубине 2700–3200 м. На нем несогласно залегают осадки платформенного чехла начиная с раннеюрского возраста. Породы фундамента представлены преимущественно метаморфическими сланцами и мраморизованными известняками. В пределах месторождения уже выявлено не менее 5 газовых, 3 газонефтяных, 2 газоконденсатных и 15 газоконденсатонефтяных залежей пластово-сводового, массивного и литологически экранированного типов.

Сообщалось [<http://www.ntc.gazprom-neft.ru>, 12 июля 2017], что “Газпром нефть” создает интегрированную (комплексную) цифровую модель Новопортовского месторождения, которая объединит три ключевых блока данных – блок геологии и разработки месторождения, блок добычи, к которому относятся конструкции и глубинное оборудование скважин, и блок наземной инфраструктуры. “На основании результатов численных расчетов новой модели будет сформирован комплекс оптимальных решений по дальнейшему развитию проекта “Новый порт”. Очевидно, что флюидодинамическая модель должна быть одной из ключевых составляющих итоговой цифровой модели месторождения. Однако, по крайней мере в открытой печати, практически нет результатов флюидодинамических исследований по данному району. Некоторым исключением в этом плане являются работы А.В. Горевой [2010; и др.], однако и здесь флюидодинамические исследования проводились лишь на основании гидрогеологических данных и (опять же, по крайней мере, в открытой печати) без каких-либо графических материалов, т.е. “на словах”. А.В. Горева, в частности, отмечает, что “полости в карбонатных породах палеозоя Новопортовского месторождения формировались вдоль древних разломов северо-восточного простирания и усиливались в местах их пересечения с субмеридиональными разломами, что может говорить о дренирующей роли этих разломов”. (На начальном этапе исследований Новопортовского месторождения, примерно до 1986 г., роль разломов вообще отрицалась.)

К близким выводам о большой роли разломов в структуре месторождения пришли и В.А. Скоробогатов с соавторами [2003]: “...единственно пра-

вильным является вывод о мощной импульсной дегазации недр Новопортовского месторождения по системе разломов, которые становились максимально проводящими в моменты оживления тектонических движений и вновь теряли флюидопроводящие свойства в периоды тектонического покоя. ... Вместе с тем необходимо учитывать современную изолирующую роль большинства разломов в объеме осадочного чехла Новопортовского месторождения. Проводящими (для газа) и полупроводящими (для нефти) они становились только в кратковременные эпохи тектонических движений (практически мгновенных подвижек), в частности в неогеновый период. В стадии относительного покоя происходило быстрое заживление трещин вторичными минералами, обычно кальцитом, или их захлопывание в толщах недоуплотненных глин”. Однако представления о строении фундамента в районе месторождения сильно различаются у подавляющего большинства авторов [Бочкарев и др., 2000, 2010; Исаев, 2010; Скоробогатов и др., 2003; и др.].

МЕТОДИКА ДФМ-ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ 3D МОГТ НА НОВОПОРТОВСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

Целью работы является оценка параметров современных геодинамических процессов плитного и фундаментного комплексов п-ова Ямал в районе Новопортовского месторождения для уточнения положения нефтегазоносных контуров в основных продуктивных интервалах осадочного бассейна.

Общая методическая концепция, положенная в основу прогноза параметров современных геодинамических процессов осадочного бассейна, построена на последовательном тектонофизическом анализе следующих исходных данных:

- итогового сейсмического куба, полученного с применением процедуры PSDM (предварительная миграция по сейсмограммам ОГТ);
- совокупности дизъюнктивных элементов, обнаруженных в результате выполнения стандартных процедур тектонической интерпретации временных разрезов на предыдущих этапах интерпретации;
- матриц T_0 по серии отражающих горизонтов;
- структурных карт по основным отражающим горизонтам;
- сейсмических атрибутов, найденных по процедурам AVO и сейсмической инверсии;
- результатов испытаний разведочных и эксплуатационных скважин;
- магнитного поля;
- космических снимков (база данных LANDSAT).

Конечной целью геодинамического анализа всей обозначенной совокупности данных является

разработка модели неотектонических процессов, охватывающих систему “чехол–фундамент”. Такая модель представляет собой блоковую структуру на нескольких масштабных уровнях (блоковые схемы на уровне плитных комплексов осадочного чехла и фундамента), наложенную на интервальные или погоризонтные карты относительных оценок аномальных давлений. Неотектоническая модель в таком виде представляет собой физическую основу для формулировки гипотез об источниках миграции нефти и газа по следующим позициям:

- контакты блоков с разной текущей геодинамической активностью представляют собой узкие вертикальные зоны повышенной дезинтеграции пород, в которых может наблюдаться максимальная миграция флюидных смесей в виде восходящих или огибающих потоков;

- области максимального скопления флюидной массы совпадают с областями максимальной разгрузки компонент напряжений (относительно нормального литостатического состояния) в пределах продуктивных интервалах разреза осадочного чехла и фундамента.

На первом этапе ДФМ-интерпретации реализуется процедура трансформации исходного сейсмического куба в куб оценок аномальных давлений. С технологической точки зрения эта методика достаточно детально описана в работах [Писецкий, 1998; Писецкий и др., 2002] (см. также [Писецкий, 2005а, б; Иванов и др., 2013, 2016]).

ДФМ-технология трактует упругие модули реальных сред как функцию не только вещественного состава, но и дискретности горных пород, давления и трения (фазового состава флюида). Следовательно, логика интерпретации сейсмических откликов слоистых сред осадочного генезиса на этой основе может быть построена на следующих двух основополагающих принципах.

1. Генезис и вещественный состав пород вдоль одного и того же стратиграфического интервала определяют дискретную структуру осадочных отложений.

В такой ситуации (наиболее распространенной) нам необходимо исключить из сейсмического отклика ту компоненту, которая является постоянной или плавно меняющейся величиной для одного и того же отражающего горизонта, а остаточная компонента может быть связана с изменением давления или трения (геодинамический фактор). Динамика достаточно большого блока осадочного чехла с регулярной геометрией более-менее постоянна, а трение может измениться в локально ограниченном объеме этого же блока (смена воды на нефть или на газ). Поэтому выявление отличий эффектов аномальных давлений, порожденных современной блоковой динамикой, от эффектов, связанных с изменением фазового состава флюида, представляется вполне решаемой проблемой.

2. Структура поля аномального давления в любых горизонтальных и вертикальных сечениях бассейна должна соответствовать геометрическим и динамическим параметрам современной блоковой реакции осадочного чехла на эволюцию напряженного состояния фундамента.

Если удалось корректно исключить составляющую волнового поля, связанную с постоянством дискретной структуры осадочных отложений и их вещественного состава, то в остатке мы должны получить такую составляющую аномального отклика сейсмических сигналов, которая соответствует регулярному блоковому принципу реакции осадочного чехла на активное напряженное состояние фундамента.

Как только появились первые результаты высококачественных сейсмических съемок 3D, сразу же была обнаружена некая прямолинейность изменчивости мгновенных амплитуд и частот в волновом поле в его горизонтальных и вертикальных сечениях (конец 1980-х гг.). Естественно, подобная регулярность атрибутов сейсмических сигналов может быть хорошо заметна “на глаз” только в условиях высокой однородности структуры и свойств верхней части разреза. Заметим, что как раз изменчивость структуры и свойств самой верхней части разреза так или иначе порождена современными геодинамическими процессами. Эти обстоятельства необходимо учитывать при построении основных элементов модели современного геодинамического состояния осадочного бассейна.

Принцип регулярности динамического состояния осадочного чехла чаще всего определяется трехслойной моделью: *активный интервал фундамента, осадочный твердый чехол, рыхлый поверхностный слой*. Каждый из названных слоев отделен друг от друга фрикционными границами (слоями), что и определяет разделение основного твердого слоя осадочного чехла на правильную блоковую структуру определенной пространственной ориентации. Данное утверждение справедливо при условии плоскопараллельной системы в рамках многоярусной тектоники плит (Л.И. Лобковский, А.М. Никишин, В.Е. Хаин и др.) [Лобковский, 1988; Лобковский и др., 2004; и др.]. Если по каким-либо причинам толщина осадочного чехла существенно меняется, то регулярность блоковой структуры соответствующим образом нарушается. Но это контролируется нами по изображению отражающих границ, отождествляемых с подошвой осадочного чехла или кровлей фундамента. В целом известно, что разделение любой твердой оболочки с дискретной структурой происходит по общему правилу: горизонтальный размер одного блока в среднем обычно равен удвоенной толщине данной оболочки. Другими словами, если толщина осадочного чехла составляет 3 км, то преобладающий горизонтальный размер блока должен состав-

лять 6 км. Форма блоков преимущественно прямоугольная при плоскопараллельной структуре.

Поскольку основной постоянный возмущающий фактор в современной геодинамике связан с вращением Земли (ротационные силы), то осадочный бассейн, как правило, разделяется на две системы блоков: фундаментные блоки и блоки осадочного чехла. Крупные литосферные блоки имеют меридиональную ориентацию (основное направление ротационной силы ориентировано против часовой стрелки по широте). Блоки осадочного чехла разворачиваются относительно меридиана на 30–45°, что обусловлено аномальной сдвиговой компонентой напряжений на границе скольжения двух оболочек с разной массой: “осадочный чехол–фундамент” (граница А, или ближайшая к ней граница, максимально параллельная дневной поверхности, например в данном случае – поверхность ВJ).

Это обстоятельство имеет чрезвычайно важное значение и определяет суть модели параметров геодинамических процессов бассейна. Безусловно, в обсуждаемых общих схемах активности осадочного бассейна могут быть встречены особенности, связанные с локальными геодинамическими процессами: соляная тектоника, вулканическая деятельность или ее следствия в виде эффузивных или причудливых экструзивных образований в теле осадочного чехла и фундамента и др.

Собственно блоковая схема осадочного чехла и фундамента устанавливается по нескольким критериям:

- характерная блоковая изменчивость оценок аномальных давлений в горизонтальных и вертикальных сечениях ДФМ-куба;
- аспекты поля давлений или его градиента должны удовлетворять блоковому принципу регулярности;
- аспекты структурных параметров также не должны противоречить аспектам поля давлений (структурные параметры находятся по палеотектоническому принципу различий в изохронных поверхностях);
- неотектонические линейные элементы отображаются в морфологии дневной поверхности верхнего рыхлого слоя (космические снимки) с поворотом на некоторый угол относительно блоковой структуры ближайшей твердой оболочки (осадочного чехла);
- аспекты потенциальных полей и их градиентов (магнитное и гравитационное поля) также должны удовлетворять блоковым схемам осадочного чехла и фундамента, поскольку активная динамика порождает дефекты в плотности массы (?) блоков чехла и дополнительной намагниченности контактных высокопроницаемых зон этих блоков.

Если элементы блоковых структур удовлетворяют всей совокупности названных критериев, то

найденная геодинамическая модель с большой степенью вероятности может быть принята за основу.

Из всей совокупности названных методических приемов подробней остановимся на сути ДФМ-преобразования.

ТРАНСФОРМАЦИЯ АТРИБУТОВ СИГНАЛОВ ОТРАЖЕННЫХ ВОЛН В ОЦЕНКИ ДАВЛЕНИЯ

Известно [Бондарев, Крылатков, 2010; и др.], что коэффициент отражения для волны, падающей под углом φ , для классической модели акустического импеданса записывается как

$$R_c(\theta) = R_n \cos^2(\theta) + R_v \sin^2(\theta), \quad (1)$$

$$\text{где} \quad R_n = \frac{(\gamma\alpha)_2 - (\gamma\alpha)_1}{(\gamma\alpha)_2 + (\gamma\alpha)_1}. \quad (2)$$

$$R_v = \frac{(v_2 - v_1)}{\left(1 - \frac{v_2 + v_1}{2}\right)^2}, \quad (3)$$

где γ и α – это соответственно плотность и скорость распространения продольных упругих волн в первой и второй средах, v – коэффициент Пуассона.

Для значения углов падения волны порядка 35–45°, что и является основным углом в стандартных системах ОГТ, и реальных глубин исследований вклады “жесткостной” R_n и “пуассоновской” R_v долей в коэффициент отражения примерно равны. В то же время коэффициент Пуассона для дискретных сред с неоднородными давлениями можно записать в следующем общем виде [Писецкий, 2005 а,б; Писецкий, Крылатков, 2005]:

$$\frac{v}{v_0} = \frac{1 - \frac{v_0}{P_c} P_c}{1 - 2 \cdot \frac{v_0}{P_c} \cdot P_c} d^{-\frac{1}{3}}, \quad (4)$$

где $P_c = f \frac{P}{P_0}$ – добавочное (сверхлитостатическое)

давление, обусловленное дискретностью, трением, тектоническим и флюидным давлениями. Предположительно добавочное давление в ДФМ может принимать значения в пределах:

$$0.5 < P_c < P_0. \quad (5)$$

Таким образом, в выражение (1) для варианта ДФМ входит модифицированное значение коэффи-

циента Пуассона как в импедансную, так и в пуассоновскую долю. Импедансная доля обусловлена, строго говоря, отклонением значений в ДФМ как величины плотности, так и величины скорости распространения упругих волн (продольных и поперечных).

С учетом сказанного можно записать выражение для коэффициента отражения в ДФМ в обобщенном виде:

$$R(P_c) = \left(\frac{A_r}{A_0} \right)^n \left(\frac{F_0}{F_r} \right)^m - R_c. \quad (6)$$

Другими словами, коэффициент отражения в ДФМ отличается от классического варианта некоторой добавкой, зависящей от амплитуды и частоты сигнала отраженной волны. Не останавливаясь здесь на деталях сходства и различий технологий АВО и ДФМ, можно сказать со всей определенностью, что в конечном счете ДФМ трактуется пуассоновскую часть коэффициента отражения как функцию добавочного давления.

Соответственно, в технологическом плане задача ДФМ-трансформации сейсмических атрибутов сводится к соотношению (6). Успешная трансформация атрибутов сейсмических сигналов, бесспорно, во многом определяется содержанием предыдущих этапов процессинга стандартных данных МОГТ, на котором далеко не всегда строго выдерживаются критерии сохранения амплитуд и частот сейсмических сигналов, в особенности в вариантах поэтапной обработки площади исследований по отдельным полигонам. К сожалению, в нашем случае суммарный куб был получен в результате “склейки” нескольких полигонов. При любой обработке избежать неустойчивости сейсмических атрибутов, в особенности на границах полигонов, не представляется возможным. Однако такая неустойчивость сильнее скажется на результатах АВО и импеданса, чем на результатах ДФМ-преобразования, так как по сути в этой процедуре предусмотрено глубокое нормирование амплитуд и частот. Кроме того, перед процедурой ДФМ-трансформации исходный сейсмический куб подвергнут специальной процедуре согласованной фильтрации (восстановление спектра сигналов отраженных волн в диапазоне низких частот).

Полученный после ДФМ-трансформации куб оценок аномальных давлений является основой для расчета интервальных и погоризонтных карт оценок аномальных давлений и разработки блоковой структуры неотектоники.

ПАРАМЕТРЫ БЛОКОВОЙ СХЕМЫ НЕОТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ПЛИТНОГО И ФУНДАМЕНТНОГО КОМПЛЕКСОВ НОВОПОРТОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Как уже упомянуто выше, схема блоковой неотектонической активности осадочного бассейна на изучавшейся территории Новопортовского месторождения разработана на основе последовательного тектонофизического анализа структурных (кинематических) и динамических параметров сейсмического отклика. Далее последовательно прокомментируем весь процесс проведенного анализа. Заметим при этом, что с самого первого рисунка на всех этапах анализа будут присутствовать элементы итоговой блоковой структуры, которая появляется окончательно лишь на последнем, заключительном, этапе. Поэтому логика доказательства ее достоверности строится на последовательном выявлении тех или иных общих особенностей неотектонических процессов, которые впоследствии приводят именно к такой геометрии блоковых схем плитного и фундаментного комплексов. Еще раз напомним, что неотектонический процесс, в соответствии с гипотезой многоярусной расслоенности земной коры, подчиняется общей закономерности, выявленной многими исследователями в самых различных бассейнах мира:

- общее направление ротационной силы ориентировано по широте;

- каждая следующая внешняя твердая оболочка стремится развернуться относительно внутренней на 30–45° за счет несовершенного сцепления с ней, в силу чего происходит деление этой оболочки на блоки с подобной геометрией.

Далее приведем несколько ключевых результатов, направленных на определение блоковой структуры осадочного чехла и фундамента по совокупности структурных и динамических параметров волнового поля исходного сейсмического куба и его ДФМ-трансформации.

На рис. 1 приведен скан-образ территории месторождения (база данных LANDSAT), общий морфоструктурный анализ которого позволяет обнаружить некую аномальную меридиональную полосу, заключенную между осями А1 и А2. По существу, именно в этой полосе и сконцентрирован основной ресурс месторождения.

На рис. 2 те же оси соответствуют особенностям градиента аномального магнитного поля и его аспекту. Здесь же приведены элементы дизъюнктивной тектоники, выделенные по 2D- и 3D-сейсморазведке разных лет. Как видно, эти элементы вполне закономерно группируются в пределах выделенных осей. Причем центральная ось А–А точно разделяет все элементы на два поля с разной плотностью этих элементов и их простираем.

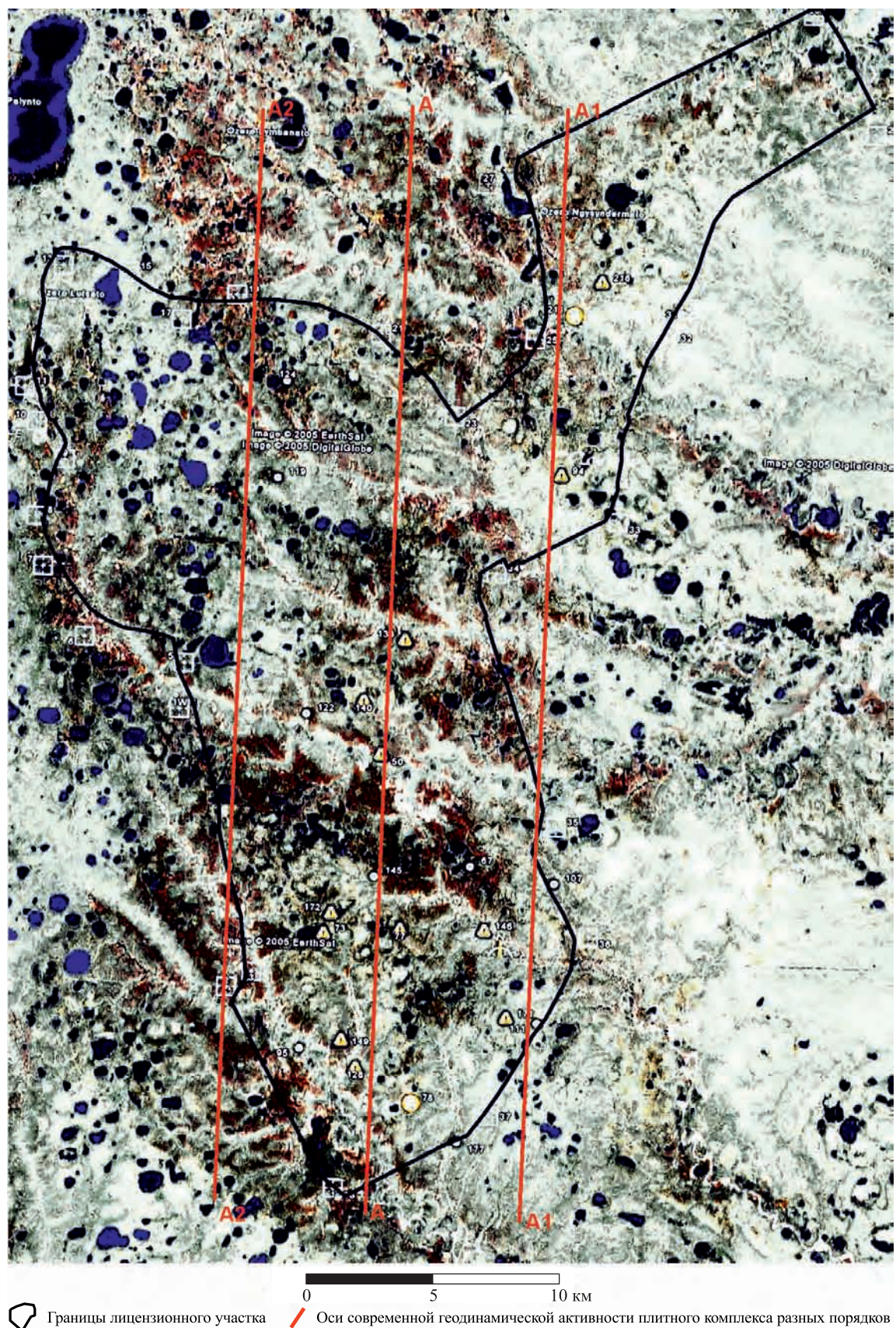


Рис. 1. Скан-образ территории Новопортовского месторождения (LANDSAT).

Fig. 1. Scan image of the territory of the Novoportovskoye field (LANDSAT).

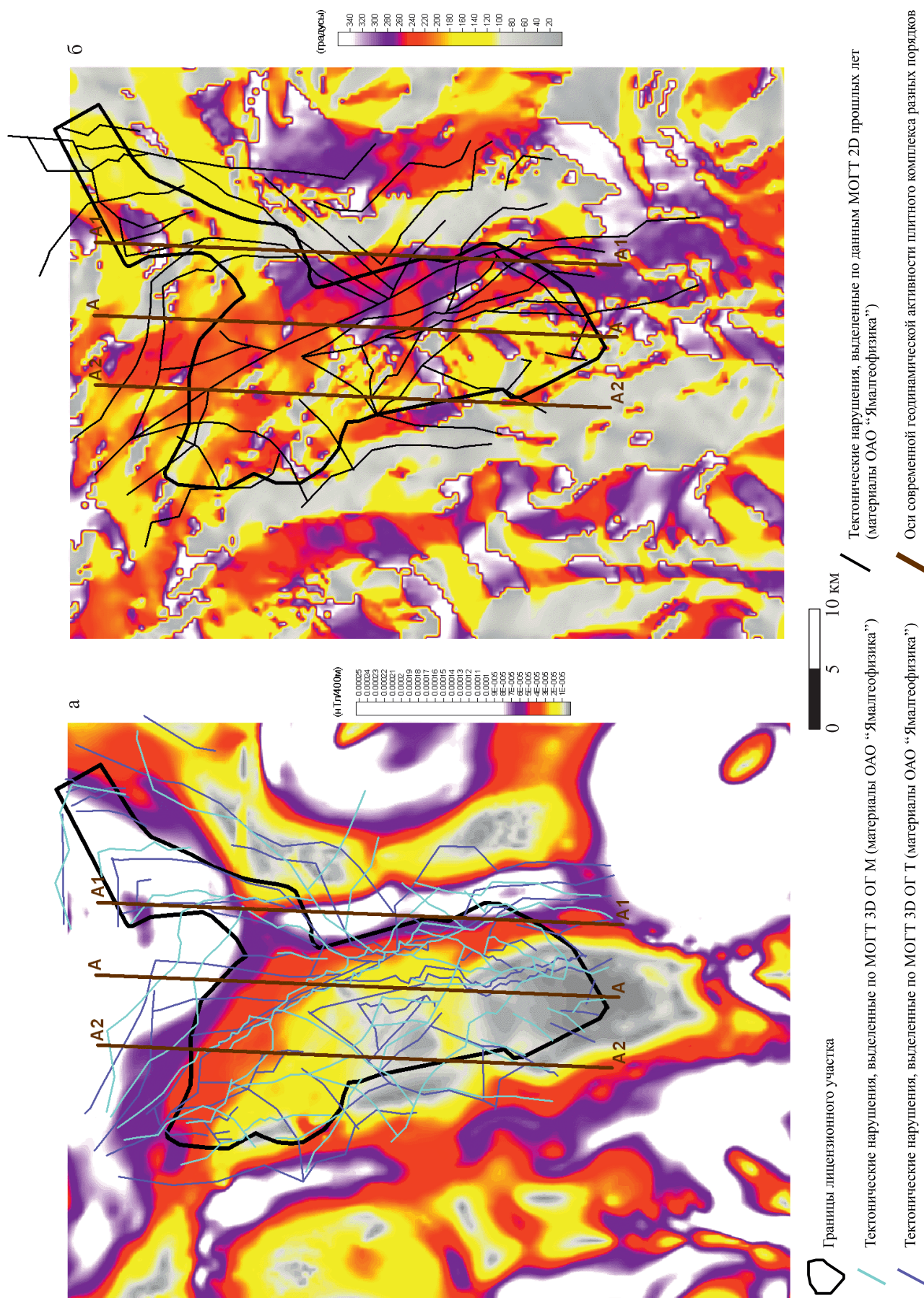


Рис. 2. Градиент Ta (a) и его аспект (б) по территории Новопортовского месторождения и его окрестностей.

Fig. 2. Gradient Ta (a) and its aspect (б) over the territory of the Novoportovskoye field and its environs.

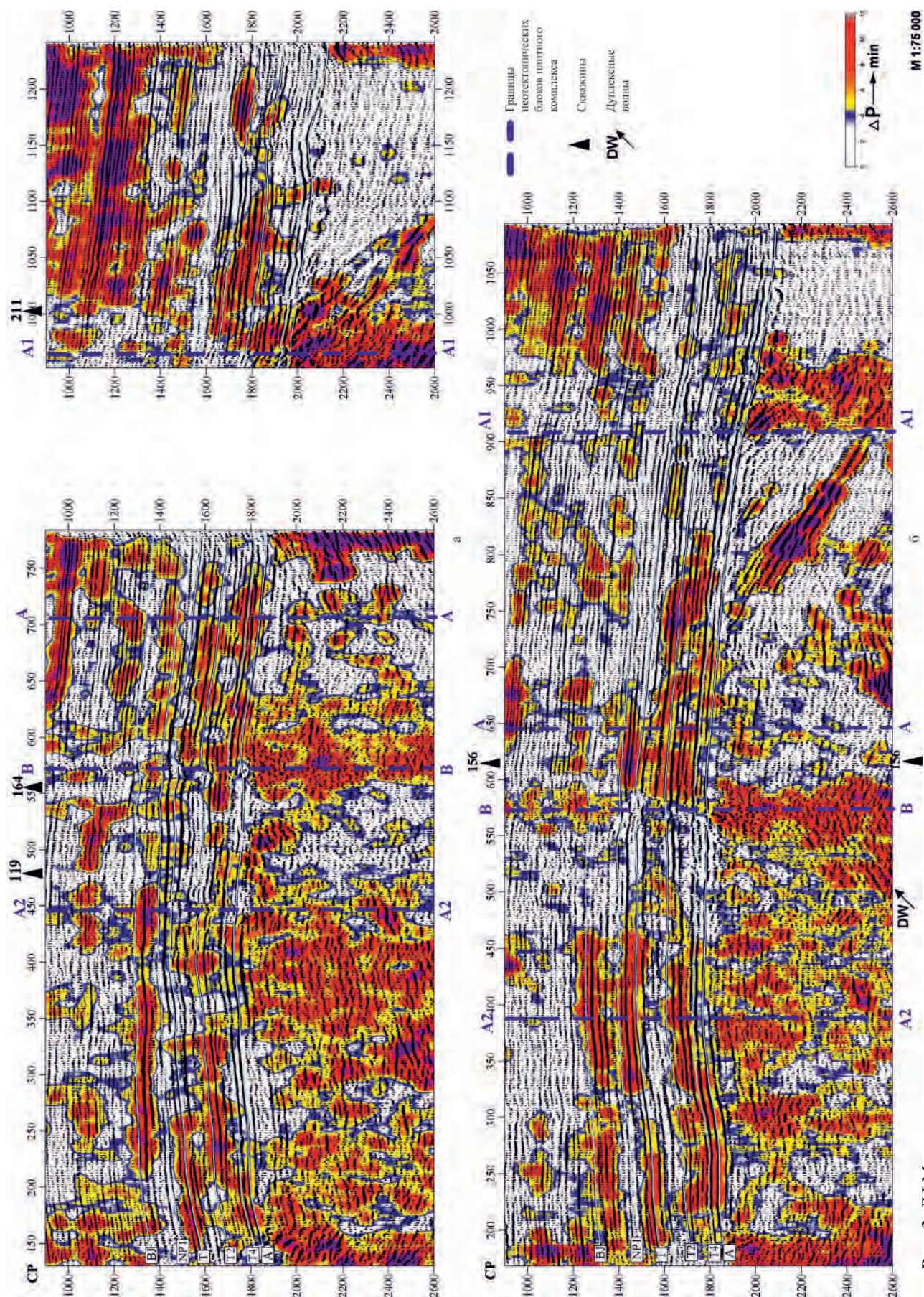


Рис. 3. ДФМ-разрезы.

Fig. 3. FDM sections.

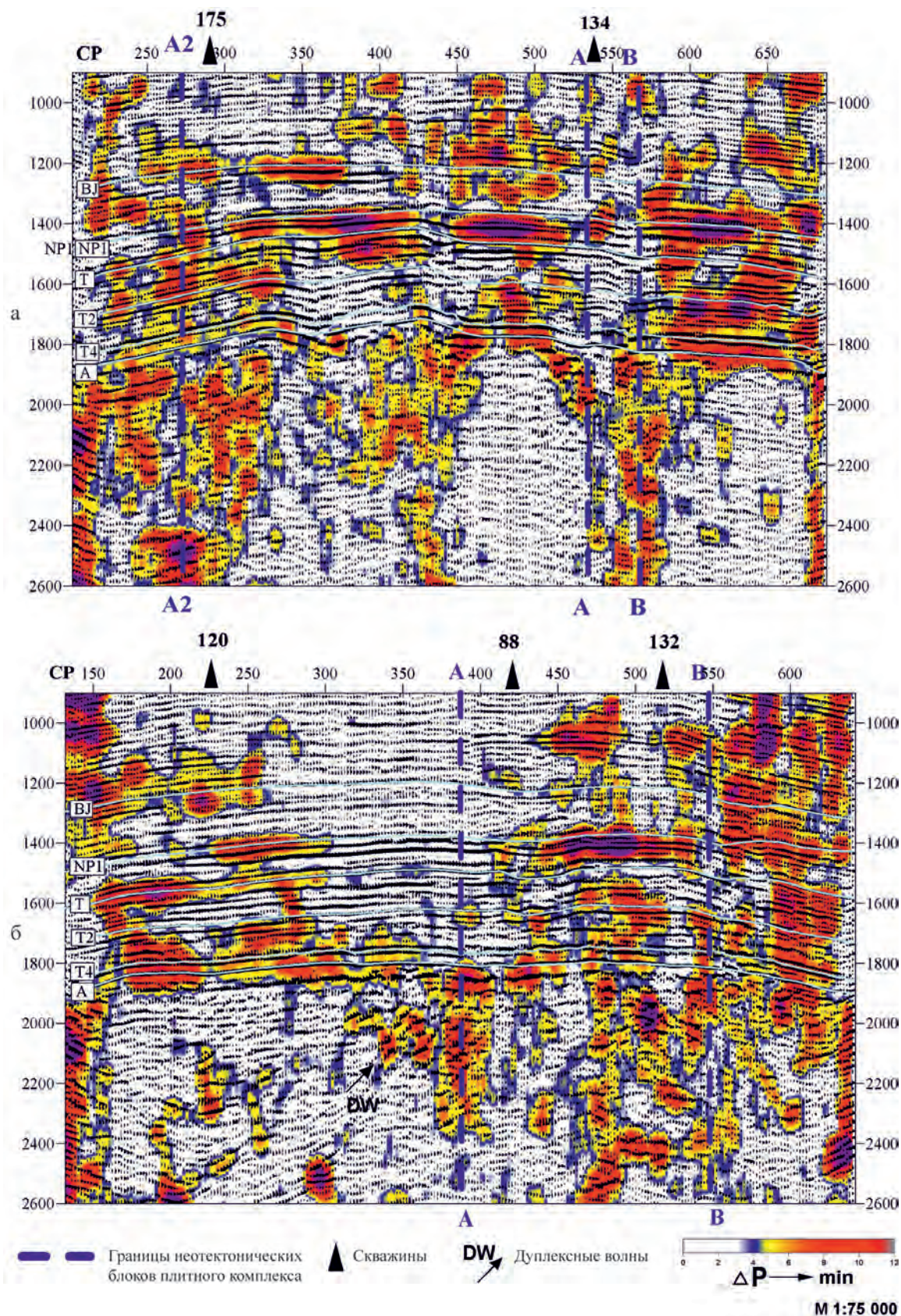


Рис. 4. ДФМ-разрезы.

Fig. 4. FDM sections.

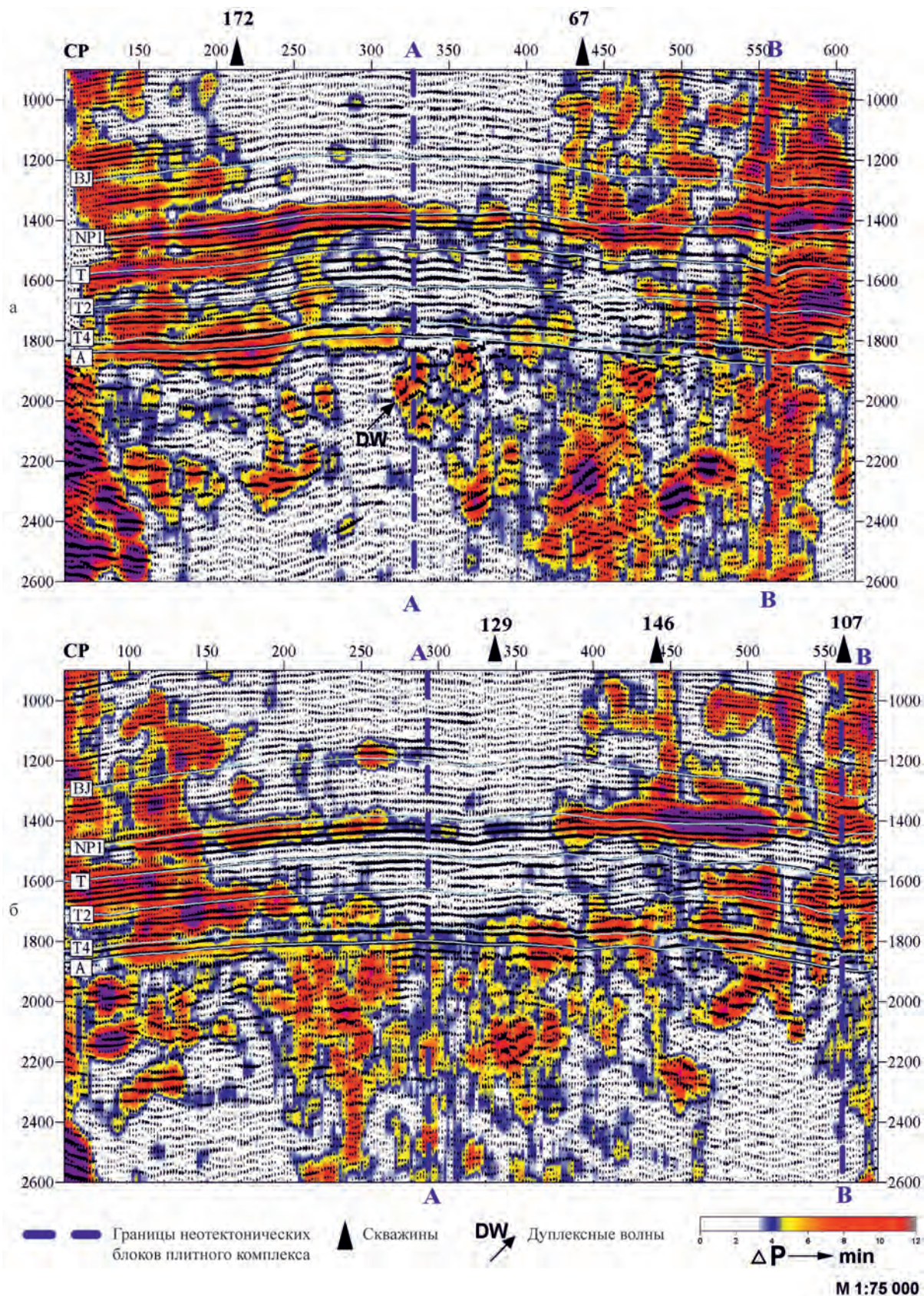


Рис. 5. ДФМ-разрезы.

Fig. 5. FDM sections.

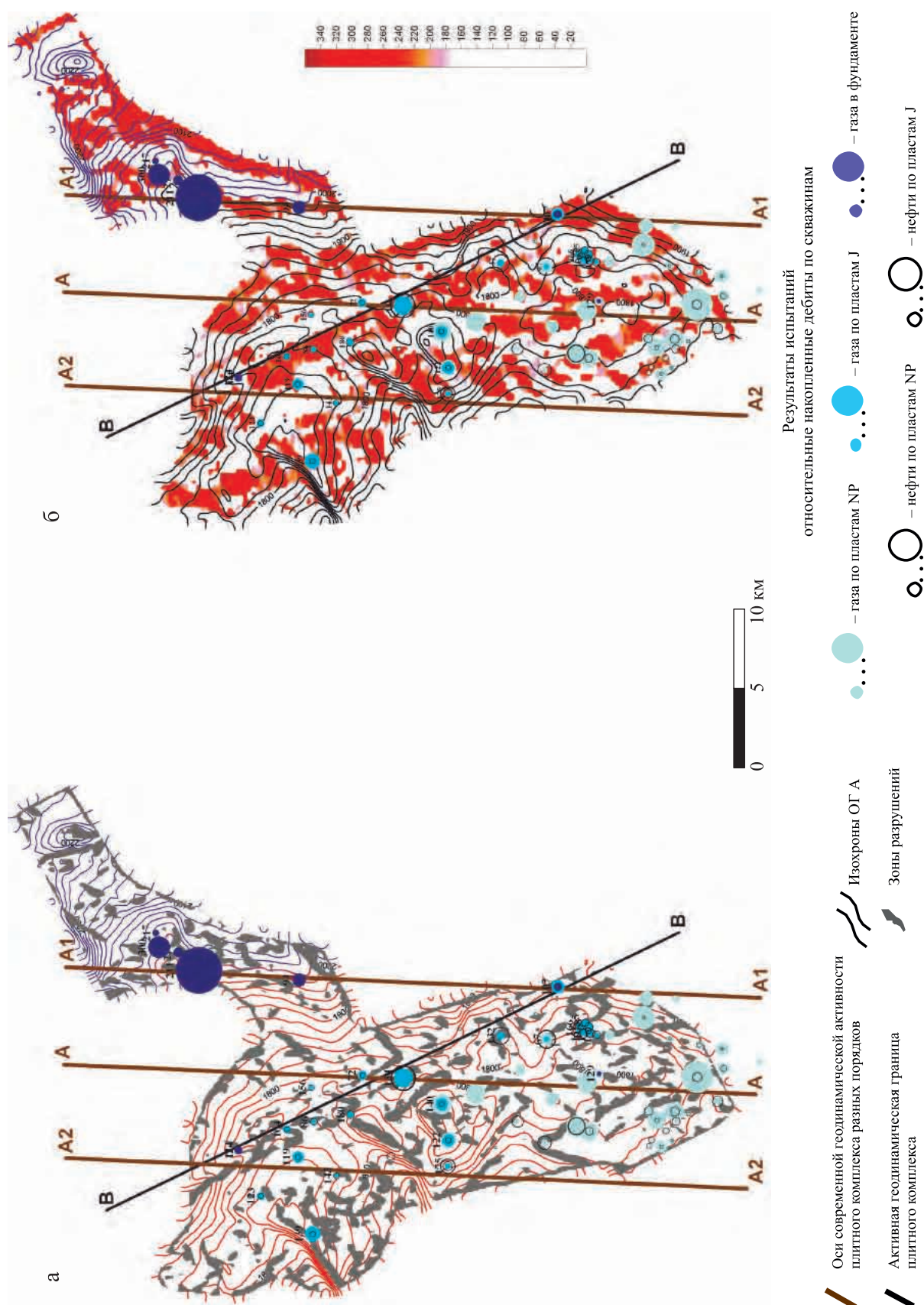


Рис. 6. Основные элементы блоковой динамики плитного комплекса.

а – схема разрушения осадочного чехла по кинематическим параметрам, б – аспект динамического параметра фундамента.

Fig. 6. The main elements of the block dynamics of the slab complex.

а – scheme of destruction of the sedimentary cover by kinematic parameters, б – aspect of the dynamic parameter of the foundation.

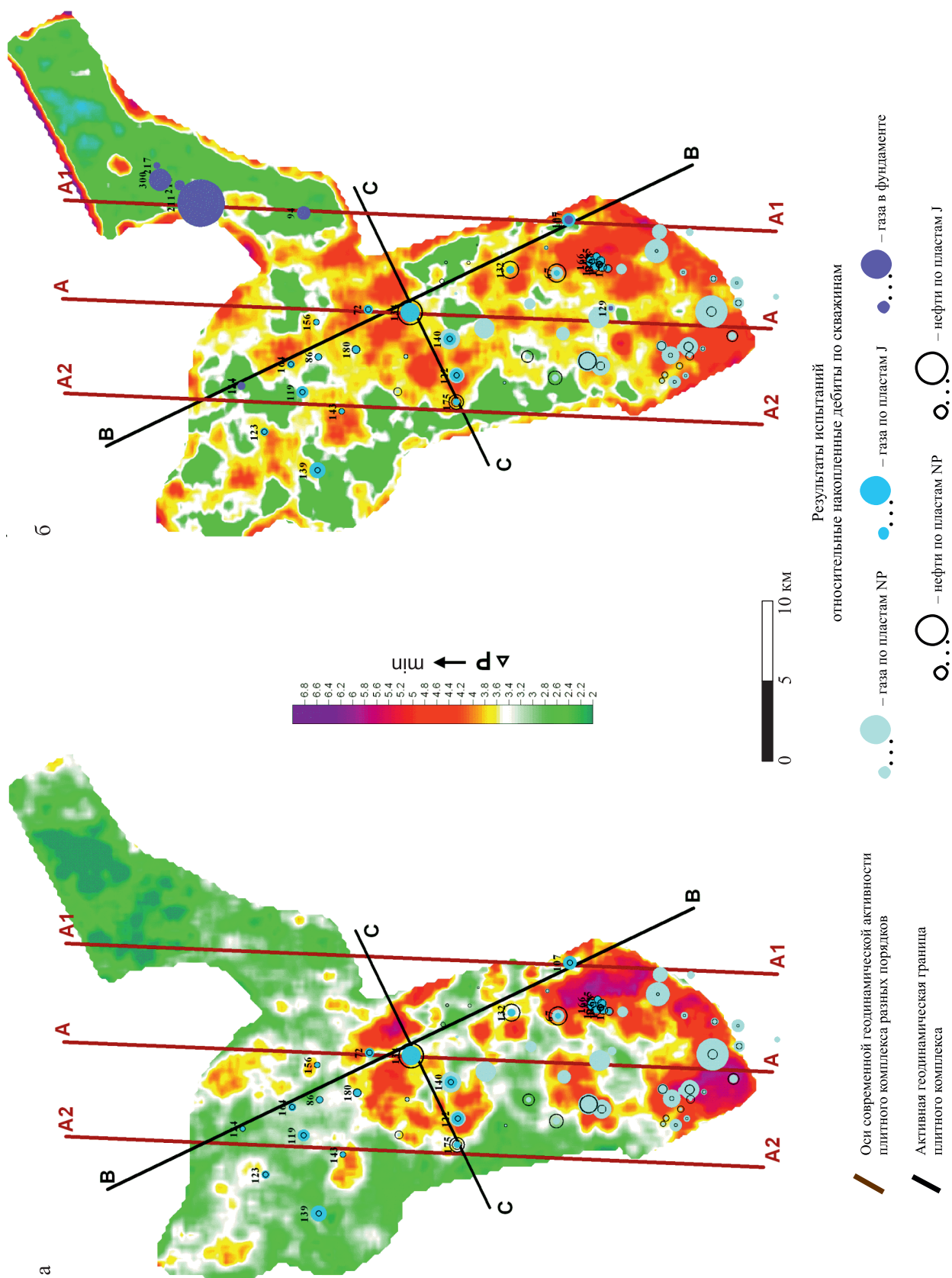


Рис. 7. Карты интегральных оценок аномальных давлений по осадочному чехлу и фундаменту (б).

Fig. 7. Maps of integral estimates of abnormal pressures for sedimentary cover and foundation (б).

Если отмеченные оси связаны с блоковой активностью рассматриваемой территории, то мы это должны точно подтвердить результатами ДФМ-преобразования сейсмического куба. На рис. 3–5 приведен ряд вертикальных сечений ДФМ-куба, на которые вынесены выделенные оси А1, А, А2. Здесь достаточно хорошо заметна блоковая структура осадочного чехла и фундамента и соответствие этих осей явным вертикальным границам смены оценок аномальных давлений. Вертикальность граней блоков, захваченных в неотектонический процесс, обусловлена преобладанием сдвиговых напряжений в модели многоярусной тектонической расслоенности литосферы.

На рис. 6 приведены основные элементы блоковой динамики, которые явно обнаруживаются в плитном комплексе на всех этапах анализа. На левом фрагменте этого рисунка оси А, А1 и А2, по существу, являются границами принципиально различных схем разрушений плитного комплекса. Схема разрушений найдена по методике палеотектонического анализа серий карт изохрон по различным отражающим горизонтам. Другими словами, такая схема соответствует регулярному нарушению когерентности кинематических параметров отражающих границ. Здесь же нанесена новая ось В–В, которая сечет оси уровня А под углом 30°. Эта ось хорошо заметна как по особенностям кинематического параметра, так и, в особенности, динамического (правый фрагмент). Динамический параметр соответствует интегральному аспекту поля аномальных давлений (ДФМ-параметр) для всего плитного комплекса.

Таким образом, основные оси неотектонической активности плитного комплекса разбивают изучаемую территорию осадочного бассейна на вполне закономерную блоковую систему, которая отображает с позиции геодинамики правосторонний сдвиг фундаментных блоков по оси А–А, что, в свою очередь, предопределяет сдвиг блоков в плитном комплексе по оси В–В с разворотом оси сдвига на 30°. Можно заметить, что наиболее значимые по притокам нефти и газа скважины определенным образом связаны с данной схемой блоковой активности: практически все высокодебитные скважины пробурены в активных осевых зонах.

На рис. 7 приведены карты интегральных оценок давлений, найденных по результатам ДФМ-преобразования, на которые наложена схема блоковой активности плитного и фундаментного комплексов. В целом карты отражают характерное распределение аномальных давлений при данной схеме блоковой активности. Также очевиден факт соответствия зон аномальных разгрузок фактическим дебитам газа и нефти.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Нами выполнен и более детальный анализ распределений аномальных давлений по основным продуктивным интервалам, опубликовать который пока нет возможности. Отметим лишь, что притоки углеводородов в целом отражают хорошую связь продуктивности с граничными зонами активных блоков и зонами аномальных давлений в контурах этих блоков.

Следующий возможный (целесообразный) этап исследований – согласовать активные зоны с прогнозными литологическими и структурными параметрами продуктивных горизонтов и разработать модель макропроницаемости по всем целевым интервалам плитного и фундаментного комплексов Новопортовского месторождения. На заключительном этапе представляет особый интерес расчет флюидодинамических карт и разрезов по найденной модели макропроницаемости.

В конце данного этапа прогноза современной геодинамической модели плитного и фундаментного комплексов следует сформулировать несколько основных выводов.

1. Найденная схема блоковой активности удовлетворяет общим принципам геодинамики, соответствует региональной геодинамической ситуации и находит независимое подтверждение в тектонофизическом анализе комплекса различных геолого-геофизических данных.

2. Модель оценок аномальных давлений по основным продуктивным интервалам явным образом соответствует распределению продуктивности скважин по нефти и газу и, таким образом, может быть принята за основу при проектировании схем разработки месторождения с учетом всего остального комплекса структурных и литологических параметров.

3. Контактные зоны активных блоков вдоль осей А и В представляют особый интерес при размещении высокодебитных скважин и для учета этих высокопроницаемых зон в схемах разработки залежей газа.

4. Структура месторождения во многом определяется достаточно молодыми подвижками блоков фундамента, деформирующими и отложения платформенного чехла.

Авторы благодарны за помощь коллегам В.И. Самсонову и А.Э. Зудилину.

Статья подготовлена к печати при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 18-05-70016).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бондарев В.И., Крылатков С.М. (2010) Сейсморазведка. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 685 с.
- Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Перегоедов Л.Г., Смирнов Л.В. (2000) Природа карбонатных отложений девона на правом берегу реки Щучья и Новопортовского месторождения п-ова Ямал. *Стратиграфия и палеонтология Сибири*. Новосибирск, 100-104.
- Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Лукомская К.Г. (2010) Складчатый фундамент полуострова Ямал. *Горные ведомости*, 8(75), 6-35.
- Горева А.В. (2010) Один из механизмов формирования геолоидодинамической неоднородности на севере Западной Сибири (на примере Новопортовского месторождения). *Современная гидрогеология нефти и газа (фундаментальные и прикладные вопросы)*. Материалы Всероссийской научной конференции, посвященной 85-летию А.А. Карцева. М.: ИПНГ РАН, 256-262.
- Иванов К.С., Панов В.Ф., Писецкий В.Б., Остров Н.П., Манушко Е.А. (2013) Глубинная нефть и разломы: геологическое применение некоторых геофизических технологий. *Глубинная нефть*, 1(10), 1545-1555.
- Иванов К.С., Писецкий В.Б., Ерохин Ю.В., Хиллер В.В., Погромская О.Э. (2016) Геологическое строение и флюидодинамика фундамента Западной Сибири (на востоке ХМАО). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 242 с.
- Исаев Г.Д. (2010) Геология и тектоника палеозоя Западно-Сибирской плиты. *Литосфера*, (4), 52-68.
- Лобковский Л.И. (1988) Схема двухмасштабной двухъярусной тектоники плит и внутриплитные деформации земной коры. *Докл. АН*, 302(1), 62-66.
- Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. (2004) Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М.: Ин-т океанологии и ГИН РАН, МГУ, 610 с.
- Писецкий В.Б. (1998) Патент США № 5,796,678 август 1998 г. (Method for Determining the Presence of Fluids in a Subterranean Formation).
- Писецкий В.Б. (2005a) Прогноз флюидодинамических параметров нефтегазоносных бассейнов по сейсмическим данным. *Дисс. докт. геол.-мин. наук*. Екатеринбург, 278 с.
- Писецкий В.Б. (2005b) Механизм разрушения осадочных отложений и эффекты трения в дискретных средах. *Известия высших учебных заведений. Горный журнал*, (1), 48-65.
- Писецкий В.Б., Кормильцев В.В., Ратушняк А.Н. (2002) Патент США № 6,498,989 декабрь 2002 г. (Method for predicting dynamic parameters of fluids in a subterranean reservoir).
- Писецкий В.Б., Крылатков С.М. (2005) О коэффициенте Пуассона нефтяных коллекторов с дискретной структурой. *Известия высших учебных заведений. Горный журнал*, (1), 115-121.
- Скоробогатов В.А., Строганов А.В., Копеев В.Д. (2003) Геологическое строение и газонефтеносность Ямала. М.: Недра-Бизнесцентр, 353 с.
- Соколов Б.А., Абля Э.А. (1999) Флюидодинамическая модель нефтегазообразования. М.: ГЕОС, 76 с.
- Smirnov L.V. (2000) The Devonian carbonate deposit nature on the right bank of the river Schuch'ya and the Novoportovsky deposit of the peninsula Yamal. *Stratigraphy i paleontologiya Sibiri* [Stratigraphy and paleontology of the Siberia]. Novosibirsk, 100-104. (In Russian)
- Bochkarev V.S., Brekhuntsov A.M., Lukomskaya K.G. (2010) Folded basement of the Yamal peninsula. *Gornye vedomosti*, 8(75), 6-35. (In Russian)
- Goreva A.V. (2010) One of the mechanisms of geofluidodynamical heterogeneity formation in the north of Western Siberia (on the example of Novoportovsky deposit). *Sovremennaya gidrogeologiya nefiti i gaza (fundamental'nye i prikladnye voprosy)*. Materialy Vserossiiskoi nauchnoi konferentsii, posvyashchennoi 85-letiyu A.A. Kartseva [Modern hydrogeology of oil and gas (fundamental and applied questions). Materials of all-Russian scientific conference, devoting to the 85-ann. of A.A. Kartsev]. Moscow, IPNG RAS, 256-262. (In Russian)
- Isaev G.D. (2010) Geology and tectonics of the Paleozoic west-Siberian plate. *Litosfera*, 4, 52-68. (In Russian)
- Ivanov K.S., Panov V.F., Pisetski V.B., Ostrov N.P., Manushko E.A. (2013) Deep oil and faults: geological application of some geophysical technologies. *Glubinnaya neft'*, 1(10), 1545-1555. (In Russian)
- Ivanov K.S., Pisetski V.B., Erokhin Yu.V., Khiller V.V., Pogromskaya O.E. (2016) *Geologicheskoe stroenie i fluidodinamika fundamenta Zapadnoi Sibiri (na vostoке KhMAO)* [Geological structure and fluidodynamics of Western Siberia (in the west of KMAO)]. Ekaterinburg, IGG UB RAS, 242 p. (In Russian)
- Lobkovskii L.I. (1988) A scheme of bi-scaled bi-staged plate tectonics and interplate deformations of the Earth crust. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, 302(1), 62-66. (In Russian)
- Lobkovskii L.I., Nikishin A.M., Khain V.E. (2004) *Sovremennye problemy geotektoniki i geodinamiki* [Modern problems of geotectonics and geodynamics]. Moscow, Inst. of Oceanology, GIN RAS, 610 p. (In Russian)
- Pisetski V.B. (1998) Patent of the USA, 5, 796, 678, August 1998. (Method for Determining the Presence of Fluids in a Subterranean Formation).
- Pisetski V.B. (2005a) *Prognoz flyuidodinamicheskikh parametrov neftegazonosnykh basseinov po seismicheskim dannym*. Diss. dokt. geol.-min. nauk [A forecast of fluid-dynamical parameters of oil- and gas-bearing basins on seismic data. Dr. geol. and miner. sci. diss.]. Ekaterinburg, 278 p. (In Russian)
- Pisetski V.B. (2005b) Mechanism of sedimentary deposit destruction and the friction effect in discrete media. *Izv. Vyssh. Uchebn. Zaved. Gornyi zhurnal*, 1, 48-65. (In Russian)
- Pisetski V.B., Kormil'tsev V.V., Ratushnyak A.N. (December, 2002) Patent of the USA, 6, 498, 989. (Method for predicting dynamic parameters of fluids in a subterranean reservoir).
- Pisetski V.B., Krylatkov S.M. (2005) About the Poisson's factor of oil collectors with discrete structure. *Izv. Vyssh. Uchebn. Zaved. Gornyi zhurnal*, 1, 115-121. (In Russian)
- Skorobogatov V.A., Stroganov A.V., Kopeev V.D. (2003) *Geologicheskoe stroenie i gazoneftenosnost' Yamala* [Geological structure and gas- and oil-bearing of the Yamal]. Moscow, Nedra-Business-center Publ., 353 p. (In Russian)
- Sokolov B.A., Ablya B.A. (1999) *Fluidodynamicheskaya model' neftegazoobrazovaniya* [Fluid-dynamical model of oil-and gas- formation]. Moscow, GEOS Publ., 76 p. (In Russian)

REFERENCES

- Bondarev V.I., Krylatkov S.M. (2010) *Seismorazvedka* [Seismoprospecting]. Ekaterinburg, USGU Publ., 685 p. (In Russian)
- Bochkarev B.S., Brekhuntsov A.M., Peregoedov L.G.,

УДК 622.831.3

DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-5-767-779

Методика определения природных напряжений в массиве по деформации карьера с использованием спутниковых навигационных систем

© 2019 г. А. В. Зубков, С. В. Сентябов, К. В. Селин

*Институт горного дела Уральского отделения РАН, 620075, Екатеринбург, ул. Мамина-Сибиряка, 58
e-mail: sentyabov1989@mail.ru*

Поступила в редакцию 23.11.2018 г., принята к печати 28.01.2019 г.

Объект исследований. Относительная деформация массива горных пород, полученная на Урале на глубинах ниже 500 м, т.е. ниже зоны дезинтеграции массива, при использовании традиционных геодезических методов измерения позволяет внести поправку в результаты определения базиса и получить его истинную величину. *Материалы и методы исследования.* Разработан метод определения природных напряжений, базирующийся на физическом законе, в котором утверждается, что природное напряженное состояние земной коры формируется в результате наложения полей напряжений, обусловленных гравитационными и тектоническими силами Земли, а также астрофизическими силами, вызванными физическими процессами в космосе. *Результаты.* Основной вклад в формирование напряженного состояния вносят гравитационная и астрофизическая составляющие. Значение астрофизической составляющей изменяется во времени с цикличностью до 12 лет и на глубинах более 500 м достигает десятков МПа, а тектоническая составляющая не превышает в среднем единицы МПа. Экспериментально полученная деформация земной коры, а именно литосферных плит в Тихом, Индийском и Атлантическом океанах, а также континентальных плит в Азии и на Урале, свидетельствует об их одинаковой объемной деформации во всех регионах мира. *Выводы.* Основываясь на экспериментальных данных о циклическом изменении линейных параметров земной коры, сделан вывод о том, что существует погрешность определения координат спутниковыми навигационными системами (СНС). Значительное увеличение астрофизической составляющей напряжений за короткий промежуток времени в 2–3 года в 11-м цикле является главной причиной активизации землетрясений и разрушения конструкций, возведенных в массиве горных пород.

Ключевые слова: напряженно-деформированное состояние, деформация, земная кора, геологические циклы, астрофизические напряжения, массив горных пород

A technique for determination of natural stresses in rock masses by surface deformation using satellite navigation systems

Albert V. Zubkov, Sergei V. Sentyabov, Konstantin V. Selin

*The institute of Mining, Ural Branch of RAS, 58 Mamin-Sibiryak st., Ekaterinburg, 620075 Russia,
e-mail: sentyabov1989@mail.ru*

Received 23.11.2018, accepted 28.01.2019

Research subject. The relative deformation of rock masses, which was obtained in the Urals at depths below 500 m, i.e. below the zone of massif disintegration, through the use of traditional geodetic measurement methods, allows correction of the results of determining the massif basis to obtain its true value. *Materials and methods.* A method for determining natural stresses was developed on the basis of a physical law stating that the natural stress state of the Earth's crust is formed as a result of the application of stress fields due to the gravitational and tectonic forces of the Earth, as well as astrophysical forces caused by physical processes in space. *Results.* The Earth's stress state is largely formed by the contribution of the gravitational and astrophysical components. The value of the astrophysical component varies in time with a cycle of up to twelve years and reaches tens of MPa at depths of more than 500 meters, while the tectonic component, on average, does not exceed the value of 1 MPa. The experimentally obtained deformation of the Earth's crust, i.e. lithospheric plates in the Pacific, Indian and Atlantic oceans, as well as continental plates in Asia and the Urals, indicates their identical and volumetric deformation in all regions of the world. *Conclusions.* On the basis of experimental data on a cyclic change in the linear parameters of the Earth's crust, it is concluded that satellite navigation systems determine geo-

Для цитирования: Зубков А.В., Сентябов С.В., Селин К.В. (2019) Методика определения природных напряжений в массиве по деформации карьера с использованием спутниковых навигационных систем. *Литосфера*, 19(5), 767-779. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-5-767-779

For citation: Zubkov A.V., Sentyabov S.V., Selin K.V. (2019) A technique for determination of natural stresses in rock masses by surface deformation using satellite navigation systems. *Litosfera*, 19(5), 767-779. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-5-767-779

graphical coordinates with an error. A significant increase in the astrophysical component of stresses over a short period of 2-3 years in the eleven-year cycle is the main reason for the activation of earthquakes and the destruction of structures constructed in the rock environment.

Keywords: stress-strain state, deformation, crust, geological cycles, astrophysical stresses, rock mass

Acknowledgements

The research was carried out on the topic of state task No. 0405-2019-0007.

ВВЕДЕНИЕ

Возрастающая потребность в рудном сырье обуславливает интенсификацию подземных и открытых горных работ при отработке месторождений Российской Федерации, в том числе и мощных крутопадающих залежей. Это обстоятельство приводит к ускоренному росту глубины разработки и возникновению проблем обеспечения устойчивости конструктивных элементов систем разработки и, конечно, безопасности геотехнологий.

Обоснование спускового механизма разрушения массива при ведении открытых и подземных горных работ базируется на знании природного поля напряжений на месторождении, концентрации этих напряжений в конструктивных элементах применяемых систем разработки в соответствии с геомеханическими закономерностями и обоснованными механизмами нарушения целостности массивов. В настоящее время существует ряд методов крупномасштабного исследования напряженно-деформированного состояния массива на месторождениях, где ведутся открытые работы, которые не в полной мере удовлетворяют исследованиям.

Исследование природного напряженного состояния массива горных пород с 60-х гг. прошлого века и по настоящее время во всех регионах мира проводится на подземных рудниках. Между тем открытые горные работы ведут в карьерах глубиной сотни метров и устойчивость бортов в этих условиях напрямую связана с напряженным состоянием массива горных пород. Сложность решения этой задачи объясняется отсутствием доступа исследователей к участкам массива горных пород вне зоны влияния очистных работ, где обычно целесообразно производить измерения. В зоне открытых горных работ практически нет подходящих горных выработок. Этим и объясняется необходимость разработки нового метода, который позволил бы выполнить поставленную задачу.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Определение природного напряженного состояния массива горных пород производим на основании нового физического закона, в котором утверждается, что природное напряженное состоя-

ние земной коры формируется в результате наложения полей напряжений, обусловленных гравитационными и тектоническими силами Земли, а также астрофизическими силами, вызванными физическими процессами в космосе, и оно представлено нормальными компонентами тензора напряжений [Зубков, 2016, 2018]:

$$\sigma_z^{\Pi} = -\gamma H + \sigma_{zm} + \sigma_{\Lambda\Phi}, \quad (1)$$

$$\sigma_x^{\Pi} = -\lambda\gamma H + \sigma_{xm} + \sigma_{\Lambda\Phi}, \quad (2)$$

$$\sigma_y^{\Pi} = -\lambda\gamma H + \sigma_{ym} + \sigma_{\Lambda\Phi}, \quad (3)$$

где σ_{zm} , σ_{xm} , σ_{ym} – составляющие тектонических напряжений, остающихся неизменными длительное время (десятки лет), МПа;

$$\sigma_{ZAA, X\Lambda\Phi, YAA} = \sum_{t=K21}^{K12} \sigma_{i(t)}.$$

суммарный вклад в напряженное состояние массива горных пород переменных физических процессов космоса различных классов (астрофизических явлений) со средней продолжительностью: K21 – 160 мин, K20 – 1 день, K19 – 14 дней, K18 – 3 мес., K17 – 1 год, K16 – 3.5 года, K15 – 11 лет, K14 – 90 лет, K13 – 200 лет и т.д.

Если ориентироваться на максимально сложный вариант решения задачи, то необходимо определить 9 составляющих напряжений, найти закономерность их влияния на деформацию прибортовых массивов карьера, просуммировать эти деформации и сравнить суммарные значения с деформациями, полученными при использовании спутниковой системы GPS, за исследуемый отрезок времени.

Для того чтобы решить эту задачу, необходимо проанализировать поведение и влияние каждой составляющей на результаты, полученные мировой наукой. При этом важно обратить внимание на следующие направления исследований.

1. Результаты определения природных напряжений в целом и их отдельных составляющих.
2. Закономерности изменения упругих характеристик массива горных пород.
3. Закономерности деформирования приборто-

вой зоны под влиянием изменения каждой составляющей природных напряжений.

4. Возможности спутниковых навигационных систем GPS и ГЛОНАСС фиксировать деформации массива горных пород.

В любом случае эту сложнейшую задачу можно решить только при каких-то допущениях и аналогиях, которые могут быть скорректированы при контрольном сравнении расчетных и экспериментально измеренных напряжений и деформаций на конкретном месторождении. Это позволит надежно обосновать отдельные элементы природных напряжений и не только использовать их в горной практике в настоящее время, но и делать прогноз на будущее.

Средние значения горизонтальных составляющих природных напряжений в различных регионах мира получены в ходе анализа результатов экспериментальных данных на рудниках. Данные по региону выражены эмпирической зависимостью изменения средних напряжений с глубиной и представлены в табл. 1 [Zubkov, Sentyabov, 2014].

Для получения средних напряжений на горизонте необходимо было сделать несколько десятков измерений, например на Урале – от 10 до 50. Таким образом, в анализе использовано несколько десятков тысяч измерений при суммарном числе горизонтов 212.

Средние значения горизонтальных напряжений по регионам мира представлены зависимостью

$$\sigma_{\text{ср}} = -(11.1 + 0.028H) \text{ МПа}, \quad (4)$$

где $\sigma_{\text{Тср}} + \sigma_{\text{АФср}} = -11.1 \text{ МПа}$, $\sigma_{\text{Зср}} = -0.028H \text{ МПа}$, H – глубина, $\gamma = 0.028 \text{ Мн/м}^2$ – объемный вес, $\sigma_{\text{Тср}}$ – тектоническая составляющая.

Если принять результаты исследований В.Н. Родионова [1996], который считает, что в земной коре, при медленных ее тектонических движениях, касательные напряжения не будут превышать

$$\frac{\sigma_{\text{гор}} - \gamma H}{2} = -0.6 \text{ МПа}, \quad (5)$$

где $\sigma_{\text{гор}} + \gamma H = \sigma_{\text{Т}} = -1.2 \text{ МПа}$, то:

$$\sigma_{\text{АФср}} = -11.1 - (-1.2) \approx -10 \text{ МПа},$$

т.е. они могли в зависимости от времени изменяться от 0 до -20 МПа .

Закономерности изменения упругих характеристик массива скальных пород в зависимости от размера оцениваемого участка и учета иерархической блочности пород можно найти, принимая во внимание следующее.

В работе В.Н. Опарина и М.В. Курленя [1994] показано, что геоблок ранга p может вмещать линейно $2-5$ блоков ранга $p+1$, т.е. коэффициент вло-

Таблица 1. Величины средних горизонтальных природных напряжений в регионах мира, МПа

Table 1. Values of average horizontal natural stresses in regions of the world, MPa

Кол-во горизонтов измерений	Регион	$\sigma_{\text{ср}}$
58	Урал	$-(16.0 + 0.03H)$
16	Скандинавия	$-(17.3 + 0.03H)$
13	Канада	$-(12.0 + 0.035H)$
10	США	$-(15.0 + 0.022H)$
12	Южная Африка	$-(0.0 + 0.024H)$
20	Китай	$-(6.0 + 0.026H)$
26	Австралия	$-(8.0 + 0.024H)$
57	Япония	$-(16.0 + 0.026H)$

жения $\lambda = 2-5$, но наиболее верную оценку состояния массива можно сделать при $\lambda = 5$. В результате моделирования и расчетов установлено, что в этом случае справедлива зависимость А.В. Зубкова [2001]:

$$E_{\text{М}} = 0.93^n E_0, \quad (6)$$

где $E_{\text{М}}$ – модуль упругости массива, E_0 – модуль упругости структурного блока, n – число рангов геоблоков на оцениваемом участке.

Следовательно, при размере структурного блока 0.5 м его модуль упругости соответствует величине, полученной при испытании образцов (E_0), а геоблок будет иметь линейный размер, равный пяти структурным блокам ($L_1 = 2.5$ м), и модуль упругости

$$E_{\text{М}} = 0.93^1 E_0. \quad (7)$$

Модуль упругости массива следующего геоблока размером $L_2 = 12.5$ м составит

$$E_{\text{М}} = 0.93^2 E_0, \text{ т.е. } E_{\text{М}}/E_0 = 0.86. \quad (8)$$

Аналогично

при $L_3 = 62.5$ м $E_{\text{М}} = 0.93^3 E_0$, $E_{\text{М}}/E_0 = 0.8$,
при $L_4 = 310$ м $E_{\text{М}}/E_0 = 0.75$,
при $L_5 = 1500$ м $E_{\text{М}}/E_0 = 0.7$,
при $L_5 = 7.500$ м $E_{\text{М}}/E_0 = 0.65$.

Опытная проверка данной методики проводилась в рудниках Урала в магматических и метаморфических породах на подземных геодинамических полигонах размером $200-600$ м при измерении НДС массива на базах $20-50$ м [Зубков, 2001]. Средние значения модуля упругости массива ($E_{\text{М}}$) по от-

ношению к результатам, полученным при испытании образцов (E_0), описываются зависимостью

$$E_m = (0.65 - 0.80)E_0. \quad (9)$$

Многочисленные решения объемных геомеханических задач по определению НДС прибортового массива горных пород при раздельном действии составляющих природных напряжений [Зубков, 2001] показали следующее.

1. При включении в граничные условия только гравитационных напряжений с развитием выемки карьеров в приповерхностной зоне массива горных пород наблюдаются деформации расширения.

2. При действии тектонических напряжений карьер сжимается.

3. При действии астрофизической составляющей деформация карьера соответствует знаку напряже-

ний. Если значение $\sigma_{\text{АФ}}$ отрицательное, то карьер сжимается, а если положительное – карьер расширяется.

Главная проблема при разработке методики определения природных напряжений в массиве горных пород по деформации карьера с использованием GPS состоит в определении астрофизической составляющей деформации массива.

Спутниковые навигационные системы GPS и ГЛОНАСС основаны на неизменности размеров Земли, и их математический аппарат независимо от времени измерения выдает неизменное расстояние между пунктами: $B_{2002} = \text{const}$, и относительную деформацию измеряемых базисов в пределах погрешности метода, т.е. близкую к нулю [Генике, Побединский, 1999]. Это подтверждают результаты измерений деформаций земной коры на полигонах в Байкало-Монгольском и Уральском регионах (табл. 2) [Зубков, 2002; Лухнев и др., 2010].

Таблица 2. Деформация земной коры по данным СНС (GPS)

Table 2. Deformation of the earth's crust according to SNS (GPS)

№ п.п.	Территория 43°–54° СШ 88°–110° ВД Базисы 100–500 км и более	Скорость деформации, мм/год	Относительная деформация $\varepsilon \cdot 10^8$	Относительная деформация $\varepsilon \cdot 10^8$
			за 7 лет (1994–2001 гг)	за 3 года (2001–2004 гг)
1	Гобийский Алтай-Хангай	$-21.9 \cdot 10^{-9}$ $-25.8 \cdot 10^{-9}$	–15.3 –18.0	–6.6 –7.7
2	Север Хангая	$-11 \cdot 10^{-9}$	–7.7	–3.3
	Центральная часть Хангая	$+7.7 \cdot 10^{-9}$	–5.3	+2.3
3	Южная часть Монгольского Алтая:	$+9.6 \cdot 10^{-9}$ $-12.6 \cdot 10^{-9}$	–2.9	–3.8
4	Долина Больших озер:	$+12.3 \cdot 10^{-9}$ $-21.5 \cdot 10^{-9}$	+8.6	–6.4
5	Предгория Хангая	$-11.2 \cdot 10^{-9}$	+1.0	–3.4
	Зона Байкальского разлома	$+14 \cdot 10^{-9}$	+2.0	–4.2
6	Структура сжатия район Хамар-Дабана	$-23.6 \cdot 10^{-9}$	+11.2	–5.1
		$+16.1 \cdot 10^{-9}$	+4.0	–7.1
7	Структура растяжения центральной части Байкальского рифта:	$+(14.6...33.4) \cdot 10^{-9}$	+23.4	+9.8
		$-(1.4 \div 17.6) \cdot 10^{-9}$	–12.3	–1.0
8	Урал. Полигон около г. Екатеринбург. Базисы 2...5 км (2003–2010 гг)			–(340...920)

Примечание. Знаком “–” показана деформация сжатия, знаком “+” показана деформация растяжения.

Note. “–” is the compression deformation, “+” is the stretching deformation.

Следовательно, с точки зрения принятой модели, положение пунктов коррекции орбит спутников GPS, расположенных на вулканических островах в Тихом, Индийском и Атлантическом океанах, т.е. на океанических литосферных плитах, и пунктов на континентальных плитах в Азии и на Урале не изменяется во времени десятки лет, т. е. относительная деформация земной коры, по данным GPS, равна нулю: $\varepsilon_{GPS} \approx 0$.

При реальной деформации земной коры в рассматриваемый момент времени ε_{pt} получаем

$$\varepsilon_{pt} + \varepsilon_{nt} = \varepsilon_{GPS} = 0,$$

где ε_{pt} – поправка, которая вводит GPS.

Если ε_{nt} одинакова для всей Земли, то и реальная деформация земного фундамента в 11-летних циклах ее изменения на всех литосферных плитах одинакова, т.е. $\varepsilon_{pt} = \text{const}$ [Зубков, 2013].

В табл. 3 представлены результаты 13-летнего периода измерения относительной деформации массива горных пород на базисах подземных геодинимических полигонов до 50 м, расположенных на рудниках Урала и Сибири. Глубина заложения полигонов от –460 до –830 м. Полученные относительные деформации массива горных пород были названы нами астрофизическими (ε_{AF}), поскольку выявлена их 11-летняя цикличность, совпадающая в экстремумах с тем же циклом изменения солнеч-

Таблица 3. Результаты измерения относительной деформации массива горных пород на рудниках Урала, а также США и Европы

Table 3. The results of measuring the relative deformation of the rock mass in the mines of the Urals, as well as the United States and Europe

Год	Азимут*	I	II	III	IV	V	VI	$\varepsilon_{срАФ} \cdot 10^4$
1990	A							0
1992	A							–0.35
1993	A							–0.49
1995	A							–1.32
1997	A							–1.29
1998	T	–2.13	–1.87	–	–	–1.88	–1.99	–1.97 ± 0.12
1999	T Г	–0.72 –	–0.5 –0.64	– –	–1.94 –2.02	–0.55 –	–0.6 –	–1.08 ± 0.31
2001		0	0	0	0	0	0	0
2002	T Г	–0.18 –	–0.19 –0.49	– –	– –0.11	–0.24 –	–0.7 –0.3	–0.36 ± 0.04
2003	K T Б Г	–0.17 –0.15 – –	– –0.06 –0.56 –0.47	–0.15 – –0.44 –	–0.16 – –0.51 –0.19	–0.16 –0.3 – –	–0.65 –0.79 –0.39 –0.33	–0.31 ± 0.13
2004	K T Б Г	– –0.43 – –	– –0.36 –0.52 –0.64	–0.37 – –0.53 –	–0.31 – –0.66 –0.32	–0.20 –0.23 – –	–0.84 –0.79 –0.67 –0.48	–0.45 ± 0.12
2005	K T Б Г	– –0.47 – –	– –0.36 –0.53 –0.66	–0.49 – –0.6 –	–0.53 – –0.62 –0.47	–0.35 –0.45 – –	–0.92 –0.79 –0.75 –0.52	–0.53 ± 0.06
2006	K T Б Г	–0.77 –0.65 – –	– –0.35 –0.4 –0.75	–0.28 – –0.59 –	–0.62 – –0.65 –0.50	–0.56 –0.35 – –	–0.75 –0.79 –0.71 –0.62	–0.58 ± 0.03
2007	K T Б Г С	–0.88 –0.85 – – –	– –0.36 –0.61 –0.77 –	–0.61 – –0.75 – –	–0.75 – –0.72 –0.63 –	–0.5 –0.61 – – –0.5	–1.06 –1.06 –0.82 –0.7 –	–0.71 ± 0.02

Таблица 3. Окончание

Table 3. Ending

Год	Азимут*	I	II	III	IV	V	VI	$\varepsilon_{\text{срАФ}}, 10^4$
2008	К	1.00	–	–0.94	–0.87	–0.50	–0.94	-0.92 ± 0.09
	Т	–0.74	–0.92	–	–	–0.84	–0.79	
	Б	–	–0.96	–1.0	–1.14	–	–1.07	
	Г	–	–1.04	–	–0.9	–	–0.97	
2009	К	1.56	–	–1.12	–0.96	–0.9	–1.11	-1.03 ± 0.1
	Т	–0.98	–0.67	–	–	–0.8	–0.79	
	Б	–	–1.02	–1.06	–1.10	–	–1.07	
	Г	–	–1.09	–	–0.92	–	–1.05	
2010	К	–1.85	–	–1.24	–1.24	–1.38	–1.3	-1.22 ± 0.14
	Т	–1.03	–0.43	–	–	–1.03	–1.29	
	Б	–	–1.05	–	–	–1.11	–1.09	
	Г	–	–	–	–1.17	–	–1.15	
	Е	–	–	–	–	–0.38	–	
2011	К	–1.8	–	–1.39	–1.18	–1.35	–	-1.1 ± 0.22
	Т	–1.1	–	–	–	–	–	
	Б	–	–0.94	–0.99	–	–	–0.89	
	Г	–	–0.75	–	–0.97	–0.97	–0.88	
2012	К	–1.2	–	–0.77	–1.01	–0.7	–	-1.02 ± 0.18
	Т	–	–	–	–	–1.0	–1.45	
	Б	–	–1.12	–1.04	–	–1.13	–1.2	
	Г	–	–0.62	–	–0.82	–	–0.72	
2013	К	–1.26	–	–1.27	–0.53	–0.85	–	-1.00 ± 0.04
	Т	–0.17	–	–	–	–0.26	–1.19	
	Б	–	–0.92	–1.0	–	–1.04	–1.02	
	Г	–	–0.79	–	–1.1	–	–1.47	
2014	К	–1.14	–	–0.42	–0.37	–0.41	–	-0.8 ± 0.17
	Т	–0.82	–	–	–	–0.95	–1.15	
	Б	–	–0.95	–1.14	–	–1.04	–0.47	
	Г	–	–0.65	–	–0.9	–	–0.7	
2015	К	–1.0	–	–0.81	–0.41	–0.3	–	-0.94 ± 0.34
	Т	–1.18	–	–	–	–1.22	–1.44	
	Б	–	–1.15	–1.31	–	–1.17	–1.2	
	Г	–	–0.38	–	–0.46	–	–0.6	
2016	К	–1.6	–	–0.92	–0.96	–0.84	–	-1.1 ± 0.12
	Т	–1.25	–0.8	–	–	–1.14	–1.17	
	Б	–	–1.22	–1.23	–1.23	–1.23	–1.21	
	Г	–	–0.95	–	–1.10	–	–0.55	
2017	К	–1.49	–	–0.82	–0.9	–	–	-1.11 ± 0.16
	Т	–1.32	–0.67	–	–	–1.14	–	
	Б	–	–1.10	–1.29	–1.19	–	–	
	Г	–	–1.12	–	–1.11	–	–1.21	
2018	К	–1.61	–	–0.89	–0.92	–	–	-1.15 ± 0.20
	Т	–1.24	–0.86	–	–	–1.18	–	
	Б	–	–1.04	–1.30	–1.29	–	–	
	Г	–	–1.15	–	–1.17	–	–1.20	

Примечание. *Измерения проводились на рудниках, расположенных вблизи городов: А – Абазы (представлены средние значения $\sigma_T + \sigma_{\text{АФ}} = \sigma_{\text{ИПР}} - \gamma H$), Б – Березовский, Г – Гай, К – Краснотурьинск, Т – Нижний Тагил, Е – Европа (проект OPERA), С – США (проект MINOS). Направления базисов: I – 0–9°, II – 20–30°, III – 45–75°, IV – 80–90°, V – 125–135°, VI – 156–160°. Прочерк – отсутствие выработок по данному азимуту.

Note. *Measurements were taken at mines located near cities: A – Abaza (average values of $\sigma_T + \sigma_{\text{АФ}} = \sigma_{\text{ИПР}} - \gamma H$ are presented), B – Berезovskiy, G – Guy, K – Krasnoturinsk, T – Nizhny Tagil, E – Europe (OPERA project), C – USA (MINOS project). Directions of the bases: I – 0–9°, II – 20–30°, III – 45–75°, IV – 80–90°, V – 125–135°, VI – 156–160°. Dash – no outputs of this azimuth.

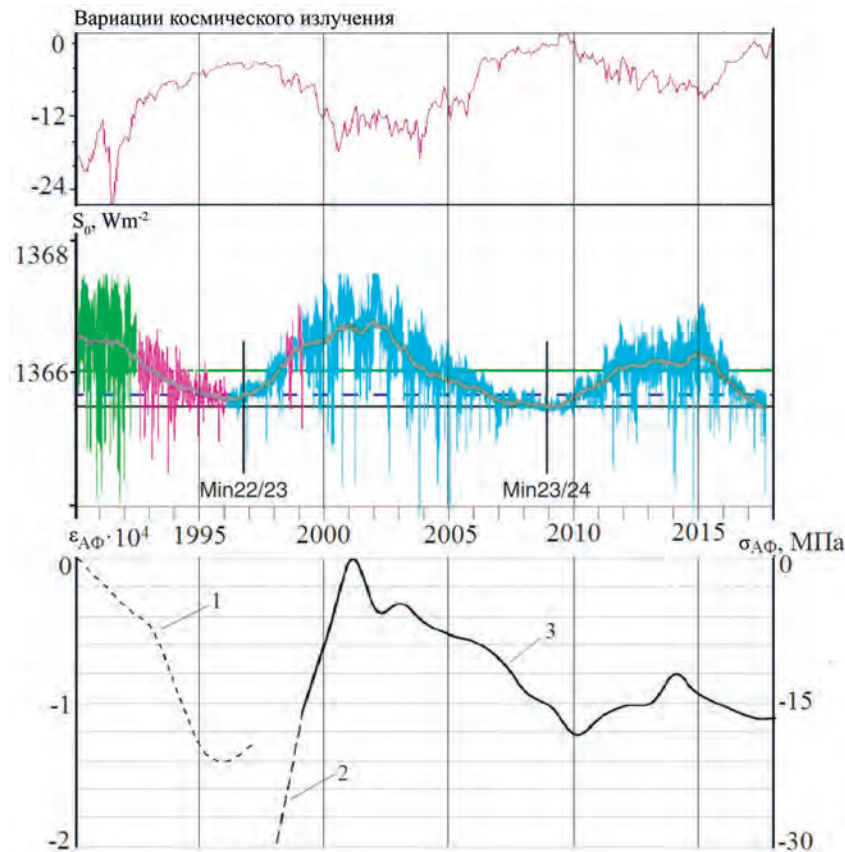


Рис. 1. Изменение средних значений параметров напряженно-деформированного состояния массива горных пород ($\sigma_{AФ}$ и $\varepsilon_{AФ}$) на Урале на фоне изменения излучающей способности Солнца S_0 и интенсивности космического излучения.

1 – Абаза; 2 – Нижний Тагил; 3 – Березовский, Гай, Краснотурьинск, Нижний Тагил.

Fig. 1. Changes in the average values of the parameters of the stress-strain state of the array of rocks ($\sigma_{AФ}$ and $\varepsilon_{AФ}$) in the Urals against the background of a change in the emissivity of the Sun S_0 and the intensity of cosmic radiation.

1 – Abaza; 2 – Nizhny Tagil; 3 – Berezovsky, Guy, Krasnoturinsk, Nizhny Tagil.

ной постоянной (S_0) и интенсивности космического излучения (%) [Зубков, 2018] (рис. 1). Это позволяет утверждать, что природа деформационных процессов может быть больше связана с процессами в космосе¹ [Lean, 2010], а не на Земле² [Штенгелов, 1982].

Для того чтобы продолжать успешно использовать в народном хозяйстве очень технологичные СНС, необходимо своевременно вносить поправки в результаты, выдаваемые этими системами. Для определения длины искомого базиса B , необходимо базис, определенный при использовании GPS, умножить на поправочный коэффициент в соответствии с зависимостью [Зубков, 2017]:

$$B_i = B_{GPS}(1 + \varepsilon_{AФ(i)}). \quad (10)$$

Математический аппарат [Зубков, 2016] базируется на законе Гука. Массив считается упругим, если

$$\varepsilon_x = \frac{\sigma_x}{E}, \varepsilon_y = \frac{\sigma_y}{E}, \varepsilon_z = \frac{\sigma_z}{E}. \quad (11)$$

При наложении компонент деформаций получаем полную деформацию массива ε_m :

$$\varepsilon_{xm} = \frac{1}{E} [\sigma_x - \mu(\sigma_y + \sigma_z)], \quad (12)$$

$$\varepsilon_{ym} = \frac{1}{E} [\sigma_y - \mu(\sigma_x + \sigma_z)], \quad (13)$$

¹ Solar Constant. Construction of a Composite Total Solar Irradiance (TSI) Time Series from 1978 to present (<http://pmodwrc.ch/pmod/php?topic=tsi/composite/solar> Constant: 25.12.2014).

² Найманбаев М. О парадоксах в Солнечной системе (<http://www.proza.ru/2010/03/02/759>).

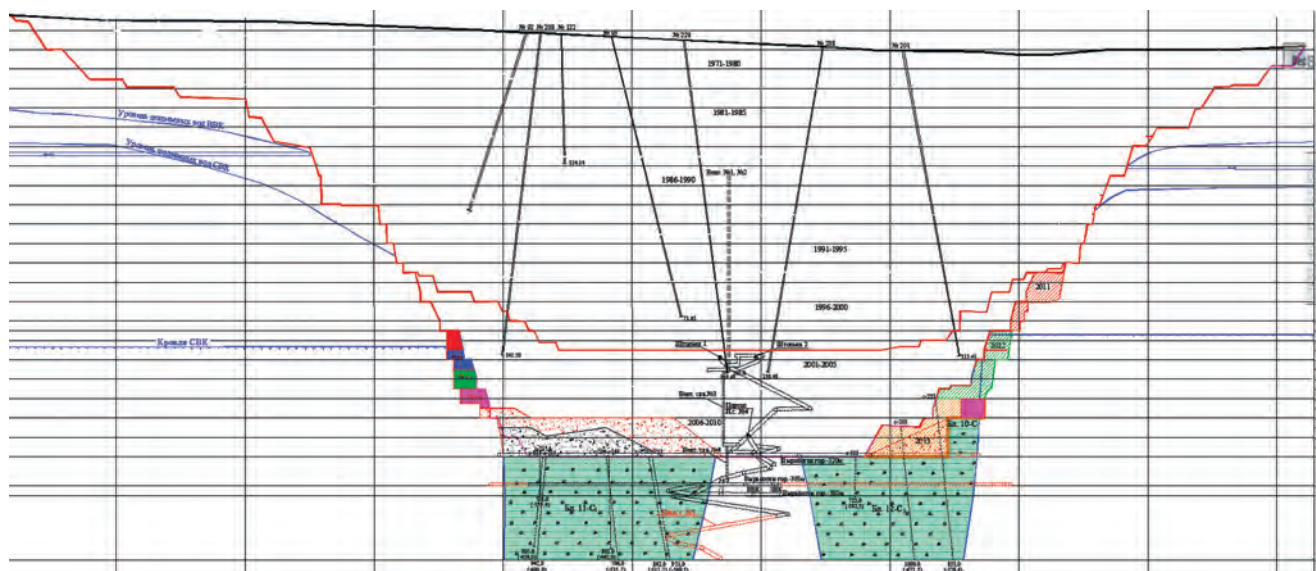


Рис. 2. План развития горных работ рудника Удачный

Fig. 2. Mining development plan of Udachnyi mine.

$$\varepsilon_{zm} = \frac{1}{E} [\sigma_z - \mu(\sigma_x + \sigma_y)]. \quad (14)$$

При измерении деформации базиса

$$\varepsilon_m = \frac{I_m}{B}, \quad (15)$$

где B – длина измеряемого базиса, I_m – деформация базиса.

Отсюда при

$$\Delta\sigma_{xA\Phi} = \Delta\sigma_{yA\Phi} = \Delta\sigma_{zA\Phi} \quad (16)$$

$$\varepsilon_{xm} = \varepsilon_{ym} = \varepsilon_{zm} = \frac{\Delta\sigma_{A\Phi}}{E_m} (1 - 2\mu) \quad (17)$$

$$\text{или} \quad \Delta\sigma_{xA\Phi} = \Delta\sigma_{yA\Phi} = \Delta\sigma_{zA\Phi} = \frac{\varepsilon_i \cdot E_m}{(1 - 2\mu)},$$

где μ – коэффициент Пуассона массива.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПРИРОДНЫХ НАПРЯЖЕНИЙ В МАССИВЕ ГОРНЫХ ПОРОД

Отработка методики проведена на примере развития горных работ на руднике Удачный в период с 2000 по 2009 г. (рис. 2 и 3).

Карьер находится в толще осадочных пород, представленных известняками и доломитами общей мощностью 2500 м ($E_{0(0)} = 0.55 \cdot 10^5$ МПа и $\mu = 0.26$), которую подстилают метаморфические

породы фундамента архейского возраста, представленные кристаллическими сланцами и гранито-гнейсами ($E_{0(\Phi)} = 0.8 \cdot 10^5$ МПа и $\mu_{(\Phi)} = 0.26$).

При деформации земной коры архейский фундамент и осадочная толща, деформируясь одинаково, должны иметь разное напряженное состояние, обратно пропорциональное их модулю упругости. Следовательно, если в фундаменте будут действовать $\sigma_{A\Phi(\Phi)}$ (18), то в осадочной толще $\sigma_{A\Phi(0)}$ будет иметь вид (19):

$$\sigma_{A\Phi(\Phi)} = \frac{\sigma_{A\Phi(0)} E_\Phi (1 - 2\mu_0)}{E_0 (1 - 2\mu_\Phi)}, \quad (18)$$

$$\sigma_{A\Phi(0)} = \frac{\sigma_{A\Phi(\Phi)} E_0 (1 - 2\mu_\Phi)}{E_\Phi (1 - 2\mu_0)}. \quad (19)$$

Исходной территорией, где детально исследованы $\sigma_{A\Phi}$ и $\varepsilon_{A\Phi}$, является Урал. Среднее значение модуля упругости E_y принято равным $0.93^6 E_0$.

В 2009 г. $\sigma_{A\Phi} = -15.0$ МПа, $E_0 = 1.0 \cdot 10^5$ МПа. По зависимостям (18) и (19) получаем: $\sigma_{A\Phi(\Phi)} = -12.0$ МПа, $\sigma_{A\Phi(0)} = -8.2$ МПа.

В прибортовом массиве были заложены реперы (см. рис. 3) [Сашурин, Балек, 2014]:

по оси X: 2–1, 2–3 и 5–1, 5–3;

по оси Y: 1–1, 1–4 и 4–6, 4–7.

Экспериментально определенные изменения длин базисов ΔB между реперами за период 2000–2009 гг. с учетом того, что в 2000 г. $\varepsilon_{A\Phi} = 0$, а в 2009 г. $\varepsilon_{A\Phi} = -1.03 \cdot 10^{-4}$, приведены в табл. 4 и 5.

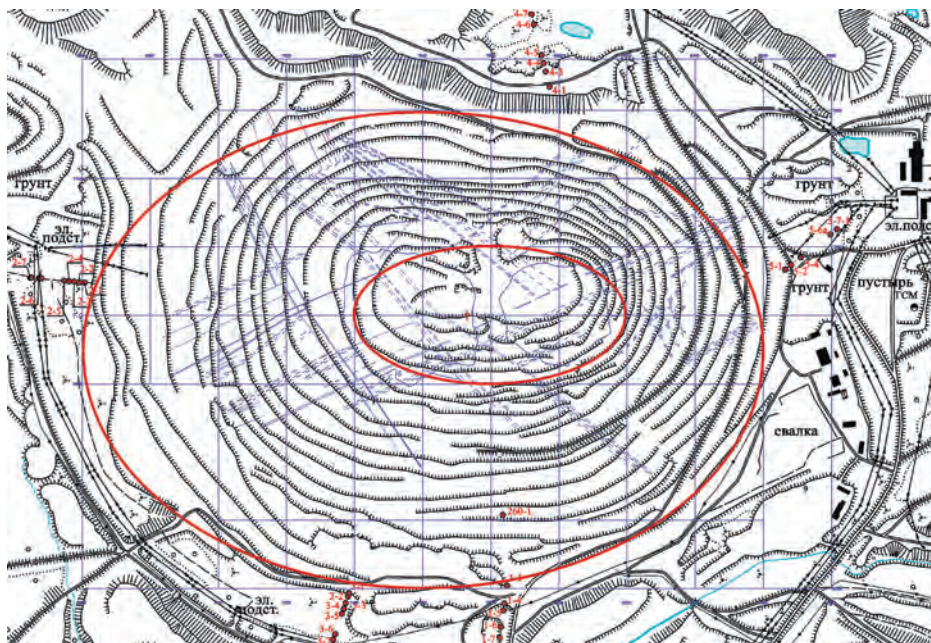


Рис. 3. План поверхности рудника Удачный с нанесенным контуром карьера.

Fig. 3. Mine surface plane Udachnyi mine with the contour of the open pit.

Исследование закономерностей влияния различных составляющих природных напряжений на деформацию карьера проводилось на основе численного моделирования НДС массива. Моделирование выполнено с использованием программного комплекса Fem, основанного на методе конечных элементов (МКЭ).

Решались упругие задачи в объемной постановке. В качестве граничных условий при расчетах использовались различные варианты нагружения модели. В качестве первого варианта рассматривалась модель с действием первоначальных напряжений, вызванных только собственной массой налегающих пород. Во втором варианте модель нагру-

жалась только тектоническими напряжениями по обоим направлениям на 10 МПа, это сделано с целью получить значения напряжений по двум осям X и Y – для определения средних напряжений. Определение азимута действия главных сжимающих напряжений в задаче не предусматривалось.

Физико-механические свойства массива горных пород, использованные при моделировании, приведены в табл. 6.

Глубина и радиус дна карьера во всех рассматриваемых вариантах расчета были приняты фактические в соответствии с календарным планом на момент отработки в 2000 г. (глубина 485 м) и на момент отработки в 2010 г. (глубина 650 м). Второй красный

Таблица 4. Изменение базисов ΔБ между реперами на борту карьера с 2000 по 2009 г.

Table 4. Change of bases ΔB between the reference points on board the quarry from 2000 to 2009

Год	Р _п	Координаты, м	Приведенные координаты, м	Р _п	Координаты, м	Приведенные координаты, м	Б, м	ΔБ ₂₀₀₉₋₂₀₀₀
2000	2–1	46606.668		5–1	48662.519		2055.851	–0.253
	2–2	46591.228		5–3	48692.928		2116.451	
	2–3	46576.477						
2009	2–1	46606.710	46601.238	5–1	48662.549	48656.836	2055.598	–0.282
	2–2	46591.277	46585.807	5–3	48692.925	48687.208	2116.169	
	2–3	46576.508	46571.040					
2000	1–1	46208.995		4–6	47852.552		1643.557	–0.292
	1–4	46156.893		4–7	47882.523		1725.630	–0.268
2009	1–1	46209.045	46203.620	4–6	47852.503	47846.885	1643.265	
	1–4	46156.920	46156.501	4–7	47882.484	47876.863	1725.362	

Таблица 5. Характеристики состояния массива горных пород

Table 5. Characteristics of the state of the rock mass

№ п.п.	Характеристики состояния массива	На 2000-й г., $\sigma_{\text{АФ}} = 0, \varepsilon_{\text{АФ}} = 0$	На 2009-й г., $\sigma_{\text{АФ}} \neq 0, \varepsilon_{\text{АФ}} \neq 0$
1	Размер карьера по поверхности, м – по оси X – по оси Y	2000 1400	2000 1400
2	Глубина карьера, м	485	650
3	Модуль упругости пород в образце E_0 , МПа То же в массиве $E_m = A^n \cdot E_0$	$0.55 \cdot 10^5$ $0.93^6 \cdot E_0 = 0.36 \cdot 10^5$	$0.55 \cdot 10^5$ $0.36 \cdot 10^5$
4	Коэффициент Пуассона μ	0.26	0.26
5	$\sigma_z^{\text{П}} = -\gamma H$	–12.6	–16.9
6	$\lambda \gamma H \neq$ при $\lambda = 1$	–12.6	–16.9
7	$\sigma_{\text{хТ}}$, МПа	–1,0	–1,0
8	$\sigma_{\text{уТ}}$, МПа	–1,0	–1,0
9	$\sigma_{\text{хАФ}} = \sigma_{\text{уАФ}} = \sigma_{\text{АФ}}$, МПа	0.0	–8,2
10	$\varepsilon_{\text{хАФ}} = \varepsilon_{\text{уАФ}} = \varepsilon_{\text{АФ}}$	0.0	$-1.03 \cdot 10^{-4}$
11	Базис между реперами на борту карьера $B_{\text{х,у}} = B_{\text{GPS}}(1 - \varepsilon_{\text{АФ}})$, м – по оси X – $B_{\text{х}}(2-1...5.1)$ $B_{\text{х}}(2-3...5.3)$ – по оси Y – $B_{\text{у}}(1-1...4-6)$ $B_{\text{у}}(1-4...4-7)$	2055.851 2116.451 1643.557 1725.630	2055.598 2116.169 1643.265 1725.362
12	Изменение длины базисов с 2000 по 2009 г. по GPS, м $\Delta B_{\text{х(GPS)}}$ $\Delta B_{\text{у(GPS)}}$	–0.268 –0.280	
13	Изменение длины базисов от $\sigma_{\text{АФ}}$ с 2000 по 2009 г. по GPS, м $\Delta B_{\text{х(АФ)}}$ $\Delta B_{\text{у(АФ)}}$	–0.436 –0.451	
14	Изменение длины базисов от σ_z , м $\Delta B_{\text{х(гН)}}$ при $H = 485$ на 2000 г. $\Delta B_{\text{у(гН)}}$ при $H = 485$ на 2000 г. $\Delta B_{\text{х(гН)}}$ при $H = 650$ на 2009 г. $\Delta B_{\text{у(гН)}}$ при $H = 650$ на 2009 г.	0.245 0.288	+0.413 +0.459
15	$\Delta B_{\text{х(гН)}}$ с 2000 по 2009 г., м $\Delta B_{\text{у(гН)}}$ с 2000 по 2009 г., м	+0.168 +0.171	

Таблица 6. Физико-механические свойства пород и руд

Table 6. Physical and mechanical properties of rocks and ores

Вид среды	γ , г/см ³	Деформационные свойства		φ , град	С, МПа
		10 ⁴ МПа	μ		
Породный массив	2.7	7.0	0.3	34	9

контур показывает углубку карьера на рис. 2. В качестве результатов расчетов выводились полные смещения по поверхности в виде изолиний с их привязкой к имеющейся сети реперов для оценки расчетных смещений с полученными результатами замеров в реальных условиях в эти интервалы времени. Результаты представлены в табл. 7. Математическое моделирование проводилось для однородного изотропного массива с модулем упругости 70 000 МПа.

Смещение реперов от углубки карьера при действии первоначальных напряжений, вызванных только собственной массой налегающих пород, составило $\Sigma U_x = 0.02$ м и $\Sigma U_y = 0.02$ м.

При действии астрофизических напряжений $\sigma_{\text{АФ}} = -8.2$ МПа и модуле упругости $E_m = 0.36 \cdot 10^5$ вместо заданных в граничных условиях при расчете $\sigma_{(p)} = -10$ МПа и $E_{m(p)} = 0.7 \cdot 10^5$ базисы, согласно зависимостям

$$\Delta B_{x(\text{АФ})} = \frac{\Sigma U_x \sigma_{\text{АФ}} E_m}{\sigma_{(p)} E_{m(p)}}, \quad (20)$$

$$\Delta B_{y(\text{АФ})} = \frac{\Sigma U_y \sigma_{\text{АФ}} E_m}{\sigma_{(p)} E_{m(p)}}, \quad (21)$$

изменяются на величину $\Delta B_{x(\text{АФ})} = -0.436$ м, $\Delta B_{y(\text{АФ})} = -0.451$ м.

При действии гравитационных напряжений в 2000 г. (среднее в Уральском регионе $\sigma^{\text{П}} = -12.6$ МПа), когда глубина карьера составляла 485 м, базисы, согласно зависимостям (22), (23), увеличились на $\Delta B_{2-1...5-1} = 0.245$ м и $\Delta B_{1-1...4-6} = 0.288$ м:

$$\Delta B_{2-1...5-1} = \frac{\Sigma U_x E_m}{E_{m(p)}}, \quad (22)$$

$$\Delta B_{1-1...4-6} = \frac{\Sigma U_y E_m}{E_{m(p)}}. \quad (23)$$

В 2009 г. значение гравитационной составляющей напряжений должно было увеличиться в соответствии с величиной $\sigma_{\text{ЗЛФ}}$:

$$\sigma_z^{\text{П}} = \gamma H + \sigma_{\text{АФ}}. \quad (24)$$

Эта задача была решена следующим образом:

$$\Delta B_{X(\text{GPS})} = (\Delta B_{X(\gamma H)650} - \Delta B_{X(\gamma H)485}) + \Delta B_{X(\text{АФ})} + \Delta B_{X(\text{Т})}, \quad (25)$$

$$\Delta B_{Y(\text{GPS})} = (\Delta B_{Y(\gamma H)650} - \Delta B_{Y(\gamma H)485}) + \Delta B_{Y(\text{АФ})} + \Delta B_{Y(\text{Т})}. \quad (26)$$

В данных уравнениях $\Delta B_{X(\text{Т})}$ и $\Delta B_{Y(\text{Т})}$ были приняты равными нулю из-за прогнозируемого малого значения $\sigma_{\text{Т}}$ и еще меньшего его влияния на конвергенции бортов карьера. После подстановки найденных компонент из табл. 6 уравнения (25, 26) приняли вид:

$$-0.268 = (\Delta B_{X(\gamma H)650} - 0.245) - 0.436 + \Delta B_{X(\text{Т})},$$

$$-0.280 = (\Delta B_{Y(\gamma H)650} - 0.288) - 0.451 + \Delta B_{Y(\text{Т})},$$

$$\text{откуда } \Delta B_{X(\gamma H)650} = -0.245 + 0.436 + 0.503 = 0.413,$$

$$\Delta B_{Y(\gamma H)650} = -0.280 + 0.288 + 0.451 = 0.459.$$

Таблица 7. Смещения реперов по осям

Table 7. Axis offset

ΔU_{2-1}	ΔU_{5-1}	ΣU_x , м	ΔU_{4-1}	ΔU_{1-1}	ΣU_y , м
При действии γH до углубки карьера (H=485 м), 2000 г.					
-0.064	0.062	0.126	0.074	-0.074	0.148
При действии γH после углубки карьера (H=650 м), 2009 г.					
-0.073	0.072	0.145	0.088	-0.080	0.168
При действии только астрофизических напряжений (H=650 м)					
0.13	0.144	0.274	0.163	0.12	0.283

В то же время при расчете были получены изменения базисов ($\Delta B_{X(\gamma H)}$, $\Delta B_{Y(\gamma H)}$) после углубки карьера (до 650 м) с учетом соотношения, принятого в расчете ($E_{M(P)} = 0.7 \cdot 10^5$ МПа) и найденного в массиве ($E_M = 0.36 \cdot 10^5$ МПа) при $\sigma_{AF} = 0$ (см. табл. 2):

$$\Delta B_{X(\gamma H)650} = \frac{\sum U_x E_M}{E_{M(P)}} = 0.287, \quad (27)$$

$$\Delta B_{Y(\gamma H)650} = \frac{\sum U_y E_M}{E_{M(P)}} = 0.327. \quad (28)$$

Следовательно, в результате изменения гравитационных напряжений под влиянием σ_{AF} изменение базисов увеличилось в 1.46 ($\Delta B_{X(\gamma H)650}/\Delta B_{X(\gamma H)}$) и 1.4 ($\Delta B_{Y(\gamma H)650}/\Delta B_{Y(\gamma H)}$) раза, а вертикальные гравитационные напряжения увеличились на $\sigma_{ZAF} = 0.027$ (1.4–1.0) Н = 0.0108Н.

На практике вертикальные напряжения превышают гравитационные в 1.5–4 раза, к примеру в Североуральске – в 2.3 раза, в Кушве – в 1.24, в Ниж. Тагиле (Лебяжинское месторождение) – в 1.4, там же (Высокогорское месторождение) – в 1.9 раз, там же (Естюнинское месторождение) – в 4.3 раза.

В итоге на месторождении Удачное поле природных напряжений можно представить зависимостями

$$\sigma_z^{\Pi} = -0.026 + \sigma_{XAF} + \sigma_{XT}, \quad (29)$$

$$\sigma_z^{\Pi} = -0.026 + \sigma_{YAF} + \sigma_{YT}. \quad (30)$$

$$\sigma_z^{\Pi} = -0.026 + \sigma_{YAF} + \sigma_{YT}. \quad (31)$$

В 2009 г. при $\sigma_{AF} = -8.2$ МПа и $\sigma_T = -1.0$ МПа на глубине 650 м

$$\sigma_z^{\Pi} = -24 \text{ МПа},$$

$$\sigma_x^{\Pi} = \sigma_y^{\Pi} = -26.8 \text{ МПа}.$$

В 2020–2022 гг. при ожидаемом росте σ_{AF} на Урале до –24 МПа, а в осадочной толще на месторождении Удачное – до –12 МПа природные напряжения могут достигнуть следующих величин:

$$\sigma_z^{\Pi} = -27.7 \text{ МПа},$$

$$\sigma_x^{\Pi} = \sigma_y^{\Pi} = -30.6 \text{ МПа}.$$

Как видно из представленной методики определения составляющих напряженного состояния массива, при изменении деформации прикарьерного массива с использованием СНС были приняты ряд допущений и аналогий с другими регионами мира, поэтому обязателен контрольный эксперимент в шахте по измерению напряжений известными и проверенными методами [Зубков, 2001]

на специально выбранном участке, где ожидается минимум неконтролируемых возмущений массива. Это позволит скорректировать результаты для 2009 и 2020–2022 гг., полученные по зависимостям (30, 31), учитывая тот факт, что геологическое строение месторождения чрезвычайно сложное.

ВЫВОДЫ

1. Экспериментально обоснован физический закон о том, что природное напряженное состояние земной коры формируется в результате наложения полей напряжений, обусловленных гравитационными и тектоническими силами Земли, а также астрофизическими силами, вызванными физическими процессами в космосе.

2. Установлено, что массив горных пород (земная кора) деформируется упруго и в 11-летних циклах океанические и континентальные литосферные плиты деформируются на одну и ту же величину.

3. Астрофизическую относительную деформацию земной коры ϵ_{AF} необходимо учитывать для определения фактических координат и длин базисов при использовании СНС путем введения поправок.

4. При определении упругих характеристик массива необходимо учитывать его иерархическую блочность, используя экспериментально найденную зависимость.

5. При применении разработанного метода на месторождении Удачное определены параметры природного напряжения на глубине 650 м в 2009 г. и прогноз его изменения в 2020–2022 гг.

Исследования выполнены по теме Государственного задания №0405-2019-0007.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Генике А.А., Побединский Г.Г. (1999) Глобальная спутниковая система определения местоположения GPS и ее применения в геодезии. М.: Картгеоцентр; Геодезиздат, 272 с.
- Зубков А.В. (2001) Геомеханика и геотехнология. Екатеринбург: ИГД УрО РАН, 335 с.
- Зубков А.В. (2002) Напряженное состояние земной коры Урала. *Литосфера*, (3), 3–18.
- Зубков А.В. (2013) Периодическое расширение и сжатие Земли как вероятный механизм природных катаклизмов. *Литосфера*, (2), 145–156.
- Зубков А.В. (2016) Закон формирования природного напряженного состояния земной коры. *Литосфера*, (5), 145–150.
- Зубков А.В. Патент 2613929 Россия МКИ С2. Способ определения расстояния между пунктами на поверхности Земли / А.В. Зубков (Россия) №2015120788; Заявл. 01.06.2015. Оpubл. 22.03.2017. Бюлл. №9.
- Лухнев А.В., Санько В.А., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В., Кале Э. (2010) Вращения и деформации земной поверхности в Байкало-Монгольском регионе

- по данным GPS-измерений. *Геология и геофизика*, (7), 1006-1017.
- Опарин В.И., Курленя М.В. (1994) О скоростном разрезе земли по Гутенбергу и возможном его геомеханическом объяснении. *ФТПРПИ*, (1), 14-27.
- Родионов В.Н. (1996) Очерк геомеханики. М.: Науч. мир, 64 с.
- Сашурин А.Д., Балек А.Е. (2014) Совершенствование методики натурных замеров напряженно-деформированного состояния больших участков горного массива. *Вестник ПНИПУ. Геология. Нефтегаз. и горн. дело*. (11), 34-47.
- Штенгелов Е.С. (1982) Современное раздвижение земной коры и гипотезы тектоники плит. *Бюлл. МОИП. Отд. геол.*, **57**(2), 3-17.
- Lean J.L. (2010) Cycles and trends in solar irradiance and climate. *John Wiley&Sons. Ltd. Climat Change*, (1), 111-122.
- Zubkov A.V., Sentyabov S.V. (2014) Forecast Stability of Mining Excavation and HPS's Dams After 2020. *East. Europ. Scientif. J.*, (1), 153-166.
- earth's surface in the Baikal-Mongolian region according to GPS measurements. *Geol. Geofiz.*, (7), 1006-1017. (In Russian)
- Oparin V.I., Kurlenya MV (1994) On the velocity section of the Earth according to Gutenberg and its possible geomechanical explanation. *FTPRPI*, (1), 14-27. (In Russian)
- Rodionov V.N. (1996) *Ocherk geomekhaniki* [Essay on geomechanics]. Moscow, Nauch. Mir Publ., 64 p. (In Russian)
- Sashurin A.D., Balek A.E. (2014) Improving the method of field measurements of the stress-strain state of large parts of the mountain range. *Vestnik PNIPU. Geologiya. Neftegaz. i Gorn. Delo*, (11), 34-47. (In Russian)
- Shtengelov E.S. (1982) Modern crust spreading and plate tectonics hypotheses. *Byull. MOIP. Otd. geol.*, **57**(2), 3-17. (In Russian)
- Zubkov A.V. (2001) *Geomekhanika i geotekhnologiya* [Geomechanics and geotechnology]. Ekaterinburg, IGD UB RAS, 335 p. (In Russian)
- Zubkov A.V. (2002) The stress state of the Ural crust. *Litosfera*, (3), 3-18. (In Russian)
- Zubkov A.V. (2013) Periodic expansion and contraction of the earth as a probable mechanism of natural disasters. *Litosfera*, (2), 145-156. (In Russian)
- Zubkov A.V. (2016) The law of formation of the natural stress state of the Earth's crust. *Litosfera*, (5), 145-150. (In Russian)
- Zubkov A.V. (2017) *Sposob opredeleniya rasstoyaniya mezhdru punktami na poverkhnosti Zemli* [The method of determining the distance between points on the surface of the Earth]. Patent RF №2015120788; 2017 (In Russian)
- Zubkov A.V., Sentyabov S.V. (2014) Forecast Stability of Mining Excavation and HPS' s Dams After 2020. *East. Europ. Scientif. J.*, (1), 153-166.

REFERENCES

- Genike A.A., Pobedinskii G.G. (1999) *Global'naya sputnikovaya sistema opredeleniya mestopolozheniya GPS i ee primeneniya v geodezii* [Global Satellite Positioning System GPS and its application in geodesy]. Moscow, Kartgeotsentr; Geodezizdat Publ., 272 p. (In Russian)
- Lean J.L. (2010) Cycles and trends in solar irradiance and climate. *John Wiley&Sons. Ltd. Climat Change*, (1), 111-122.
- Lukhnev A.V., San'ko V.A., Miroshnichenko A.I., Ashurkov S.V., Kale E. (2010) Rotations and deformations of the

УДК 551.243.6+551.432.46+551.263.035(571.6)

DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-5-780-799

Сдвиговый тектогенез и структурообразующее течение коровых масс Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода

© 2019 г. В. П. Уткин

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

Поступила в редакцию 24.07.2018 г., принята к печати 23.01.2019 г.

Объект исследования. Изучен сдвиговый тектогенез Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода (АТЗП). **Материалы и методы.** Использованы собственные материалы многолетних полевых работ в Приморье, Хабаровском крае и частично во Вьетнаме. Привлечены обширные материалы сдвиговой тектоники АТЗП, опубликованные исследователями России, Китая, Японии. Исследования базировались на изучении структурно-кинематических ансамблей, отражающих формы, направления и время течения коровых масс в условиях сдвигового тектогенеза Восточно-Азиатской глобальной сдвиговой зоны (ВАГСЗ). **Результаты.** ВАГСЗ состоит из трех транзитных сдвиговых систем (зон), выполняющих роль базовых глубинных разломных структур АТЗП. Одна из систем (продольная, магистральная в ВАГСЗ) ориентирована параллельно краю Азии (ССВ 25–30°), а две другие (диагональные) – косо и представлены приконтинентальной (СВ 50–70°) и приокеанической (меридиональной), опирающимися магистральную сдвиговую зону (МСЗ). Последняя контролирует Восточно-Азиатский вулканоплутонический пояс (ВВПП), разграничивая АТЗП на внутреннюю (приконтинентальную) и внешнюю (приокеаническую) зоны. Установлено два этапа сдвигового тектогенеза: орогенно-конструктивный (триас–ранний мел) и рифтогенно-деструктивный (поздний мел–кайнозой). Сдвиго-раздвиговая деструкция разрушила орогенные складчато-надвиговые структуры, что обусловило последовательность магматизма пояса от внутрикорового интрузивного (ранний мел) к вулканическому (поздний мел–кайнозой), а нарастание степени деструкции коры в конце мела–кайнозое привело к формированию эпиконтинентальных осадочных бассейнов и глубоководных рифтогенных впадин окраинных морей. Структурообразующее течение коровых масс АТЗП происходило в направлении ЮЮЗ 180–250° – встречном и косо-встречном по отношению к ССЗ направлению субдукции океанических плит. **Выводы.** АТЗП в мезозое–кайнозое формировалась в обстановке сдвигового тектогенеза ВАГСЗ с развитием ВВПП, пояса эпиконтинентальных осадочных бассейнов и пояса окраинных морей. Кинематическое несоответствие смещений континентальной коры с направлением субдукции океанических плит не позволяет признать роль геодинамики океанических литосферных плит в качестве определяющего фактора в структурировании восточной окраины Азии. Течение континентальной коры (плито-поток) совпадает с направлением инерционно-полусобежных сил, что позволяет обосновать структурирование зоны перехода как процесс, независимый от геодинамики океанических плит и обусловленный ротационной геодинамикой неравномерно вращающейся Земли.

Ключевые слова: сдвиговый тектогенез и магматизм, структурообразующее течение континентальных масс, эпиконтинентальные осадочные бассейны и глубоководные впадины, плито-потоки, ротационная геодинамика, Азиатско-Тихоокеанская зона перехода

Strike-slip related tectogenesis and structure-forming flow of crustal masses of the Asia-Pacific transition zone

Valentine P. Utkin

Far East Geological Institute of the Far Eastern Branch of RAS, 159 Century Vladivostok av., Vladivostok, 690022 Russia,
e-mail: stakhor@yandex.ru

Received 24.07.2018, accepted 23.01.2019

Research subject. This study was aimed at examining the strike-slip related tectogenesis of the Asia-Pacific transition zone (APTZ). **Materials and methods.** The research was based on the materials collected by the author during long-term fieldwork across the territories of Primorye, Khabarovsk Krai and, partly, Vietnam. Extensive materials on the topic of the APTZ tectogenesis published by researchers from Russia, China and Japan were analysed. Investigations involved the study of structural and kinematic assemblages representing the forms, directions and time of crustal mass flows under the

Для цитирования: Уткин В.П. (2019) Сдвиговый тектогенез и структурообразующее течение коровых масс Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. *Литосфера*, 19(5), 780–799. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-5-780-799

For citation: Utkin P.V. (2019) Strike-slip related tectogenesis and structure-forming flow of crustal masses of the Asia-Pacific transition zone. *Lithosfera*, 19(5), 780–799. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-5-780-799

strike-slip related tectogenesis of the East Asian global strike-slip fault zone (EAGSSFZ). *Results.* The EAGSSFZ consists of three transit strike-slip fault systems (zones) playing the role of the APTZ basic deep fault structures. Its master system (MS) is NNE (25–30°) trending longitudinally to the Asia edge. The MS is bordered by diagonal NE 50–70° trending near-continental and meridional near-oceanic EAGSSFZ systems. The MS controls the East Asian volcano-plutonic belt (EAVPB), demarcating the APTZ into internal (near-continental) and external (near-oceanic) zones. Two stages of the strike-slip related tectogenesis were established: orogenic-constructive (Jurassic-to-Late-Cretaceous) and riftogenic-destructive (Late Cretaceous-to-Cenozoic). The riftogenic destruction broke the previously formed orogenic folded-thrust structures, thus causing the EAVPB magmatic succession from intracrustal intrusions (Early Cretaceous) to volcanics (Late-Cretaceous-to-Cenozoic). An increase in the crustal destruction during the end of Cretaceous to Cenozoic resulted in the formation of epicontinental sedimentary basins and deep-sea riftogenic depressions of marginal seas. The structure-forming flow of the APTZ crustal masses occurred in the SSW 180–250° direction being opposite and obliquely opposite towards the NNW subduction direction of oceanic plates. *Conclusion.* The kinematic disconformity as well as the coincidence of the continental crust flow (plate flows) with the direction of inertial-and-equator-oriented forces allowed the author to determine the structuring of the transition zone as a process independent of the geodynamics of oceanic plates and subordinate to the rotational geodynamics of the non-uniformly rotating Earth.

Keywords: *strike-slip related tectogenesis and magmatism, structure-forming flow of continental masses, epicontinental sedimentary basins and deep-sea depressions, plate flows, rotational geodynamics, Asia-Pacific transition zone*

Acknowledgements

The author thanks his colleagues B.K. Sorokin, I.A. Shagvaliev, Yu.P. Yushmanov, and A.N. Kompaneets taking part together him in the structural group of the (Southern Primorsky Geological Survey) during multi-year collaborative field works. The author thanks also Yu.G. Volokhin, S.O. Maksimov, A.N. Mitrokhin, P.L. Nevolin, and V.K. Popov for the fruitful discussion about the material described in the present paper. I am very also grateful to O.M. Molybog, T.I. Karpenko and Yu.N. Shekhovtseva for their preparing of a computer version of the article.

ВВЕДЕНИЕ

Формирование континентальной коры Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода (АТЗП), ее структурирование и последующая деструкция с развитием наложенных поясов вулканического и окраинных морей, согласно плейттектонике, – это следствие нормальной и косой субдукции океанических плит под Азиатский континент, возможное участие геодинамики которого в развитии АТЗП практически исключается. Наши исследования структуры зоны перехода и процессов ее формирования проведены независимо от плейттектонических моделей и базировались прежде всего на разработанном в России (Геологический институт АН СССР, Москва) во второй половине прошлого века учении о тектонической расслоенности литосферы с формированием сложных, вместе с тем закономерно организованных, структурно-кинематических ансамблей, названных А.В. Пейве структурообразующим течением коровых масс, в которых важную роль играли сдвиги [Буртман и др., 1963; Пейве, Пущаровский, 1982; Тектоническая расслоенность..., 1990; и др.].

В плейттектонической парадигме литосферные плиты обычно рассматриваются как жесткие пластины, не подверженные сколько-нибудь значимым структурообразующим процессам, которые протекают лишь на границах плит. Реальную возможность латерального течения огромных объемов горных пород впервые обосновал Э. Арган [1935], а Ф. Кери [Carey, 1954] ввел в геотектонику понятие “рейдной деформации” (*течение, поток*), которое объединило в единую категорию все

виды течения твердых тел (пластичное течение, хрупко-пластичное, катакластическое и др.). В последние десятилетия на основе большого фактического полевого и литературного материала показано [Латеральные..., 2013; и др.], что основной формой структурно-тектонической жизни консолидированной коры является объемная (3D) деформация тектонического течения, структуры которого (“горизонтальные протрузии” или “плито-потoki”) характеризуются как пространственно ограниченные горизонтально-плоскостные геологические тела. Исследование инфраструктуры плито-потоков позволяет не только устанавливать направление и время перемещений коровых масс, но и определять природу возможных движущих сил структурообразующих течений.

Азиатско-Тихоокеанская зона перехода характеризуется широким развитием транзитных глубинных сдвигов как одной из форм латерального тектонического течения литосферы. Морфо-кинематические характеристики сдвигов изучались исследователями России, Китая, Японии, Кореи. Возникла необходимость выявления роли сдвигового тектогенеза в структурировании континентальной коры зоны перехода [Уткин, 1980; и др.]. Проблема решалась последовательно – от углубленного исследования частных структурно-кинематических ансамблей, прежде всего на примере Сихотэ-Алинского сегмента зоны перехода, через изучение связи их формирования с транзитными сдвигами и, наконец, к определению возможных причин сдвиговой активности последних. Исследования от частного к общему (от следствия к причи-

нам) принципиально меняют существующие подходы в изучении формирования восточной окраины Азии, когда постулируются причины (нормальная или косая субдукция океанических плит), а затем, строго в рамках предложенных плейттектонических моделей, объясняются структура и процессы развития зоны перехода. Исследование инфраструктуры зоны перехода и обоснование ее развития с позиций законов структурообразующих течений консолидированной континентальной коры предлагаются как альтернатива плейттектоническим построениям. В решении этой проблемы большое значение приобретает корреляция направлений и времени перемещений континентальной коры и океанических плит.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Начало систематических исследований Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода с позиций сдвигового тектогенеза можно отнести ко времени публикации статьи “Восточно-Азиатская глобальная сдвиговая зона, вулканический пояс и окраинные моря” [Уткин, 1978]. Большое внимание уделено изучению деструктивных форм проявления сдвигового тектогенеза, их роли в формировании эпиконтинентальных осадочных бассейнов (ОБ) восточной окраины Азии. Установлено [Уткин, 1985; Уткин и др., 2016], что сбросовые провалы, определявшие развитие ОБ, – процессы вторичные, обусловленные сосдвиговым растяжением континентальной коры с уменьшением ее мощности на 10–15 км. Морфология коры в пределах ОБ выражена в виде двоякогнутой линзы, в форме, известной в тектонофизике как “шейка растяжения”. Такой формы сосдвиговое растяжение континентальной коры с сокращением мощности, с одной стороны, обусловило нисходящие сбросовые провалы с формированием ОБ, с другой – синхронное встречное воздымание мантии с инъекцией мантийных астенолитов, демонстрирующей пассивный рифтогенез. Эти особенности строения эпиконтинентальных ОБ еще ярче проявлены в морфологии глубоководных впадин окраинных морей (Японского, Охотского), в которых мощность континентальной коры сокращена до 1–2 км и менее с формированием не компенсированных осадками впадин и синхронным подъемом мантийных астенолитов с образованием коры океанического типа. Сходство строения, синхронность формирования (поздний мел–кайнозой) в едином сдвиговом поле зоны перехода ориентируют на представления об идентичности и структурно-кинематических обстановок развития эпиконтинентальных ОБ, и глубоководных впадин в приокеанической (внешней) окраине Азии.

Другим важным источником исходных данных в решении проблем структурообразующих течений континентальной коры являются весьма обширные

литературные материалы, которые характеризуют сдвиги как разломные структуры, несущие важную информацию о времени и направлениях главных латеральных перемещений коровых масс зоны перехода. Анализ сдвигов по их главным характеристикам (глубинность заложения, протяженность, время и длительность активизации, доминирующая кинематика, амплитуды смещений) позволяет в сдвиговом тектогенезе зоны перехода наметить два главных этапа – мезозойский и кайнозойский.

Система левых сдвигов мезозойского этапа формировалась в основном с юры (возможно, триаса) до кайнозоя, на протяжении не менее 150 млн лет. Длительность развития и региональная кинематическая стабильность сдвигов проявились в их весьма внушительных параметрах: протяженность – до 1000 км и более, амплитуды левых смещений – от десятков до сотен км. Рассекая континентальную кору, сдвиги проникают в мантию, что характеризует мезозойский этап как глубинный сдвиговый тектогенез, в региональном масштабе – левосдвиговый. В раннем кайнозое доминанта левосдвигового тектогенеза в структурировании зоны перехода на локальных участках оказалась несколько утраченной. Формировались сдвиги с меняющейся кинематикой – чередование малоамплитудных левых и правых смещений – прежде всего по разломам, возникшим до кайнозоя; при этом синхронно развивались параллельно-парные левые и правые сдвиги. Поздний кайнозой характеризуется преимущественно правыми подвижками в геологически коротком интервале времени (в конце плейстоцена и голоцене), проявленными в отдельных регионах, в первую очередь на северо-востоке зоны перехода; сдвиги верхнекоровые характеризуются дискретностью проявления и малыми амплитудами (сантиметры, первые метры) разовых сейсмогенных смещений [Трифонов, Кожурин, 2010; и др.].

МЕТОДЫ И ПОДХОДЫ К РЕШЕНИЮ ПРОБЛЕМЫ

Главная особенность базовой инфраструктуры зоны перехода – развитие дискордантных систем глубинных сдвигов (рис. 1), пространственная совокупность которых идентична строению как известных в мире природных сдвиговых зон, так и их аналогов, воспроизведенных экспериментально [Cloos, 1955; Стоянов, 1977; Шерман и др., 1991; и др.], что позволило рассматривать зону перехода как единую целостную Восточно-Азиатскую глобальную сдвиговую зону (ВАГСЗ) [Уткин, 1978, 1987; и др.]¹, главная особенность развития кото-

¹ Впервые в северном полушарии правые и левые периеокеанические меридиональные глобальные сдвиговые зоны были установлены П.С. Вороновым [1968] как следствие геофлюкции (течения) континентальных масс в направлении экватора.

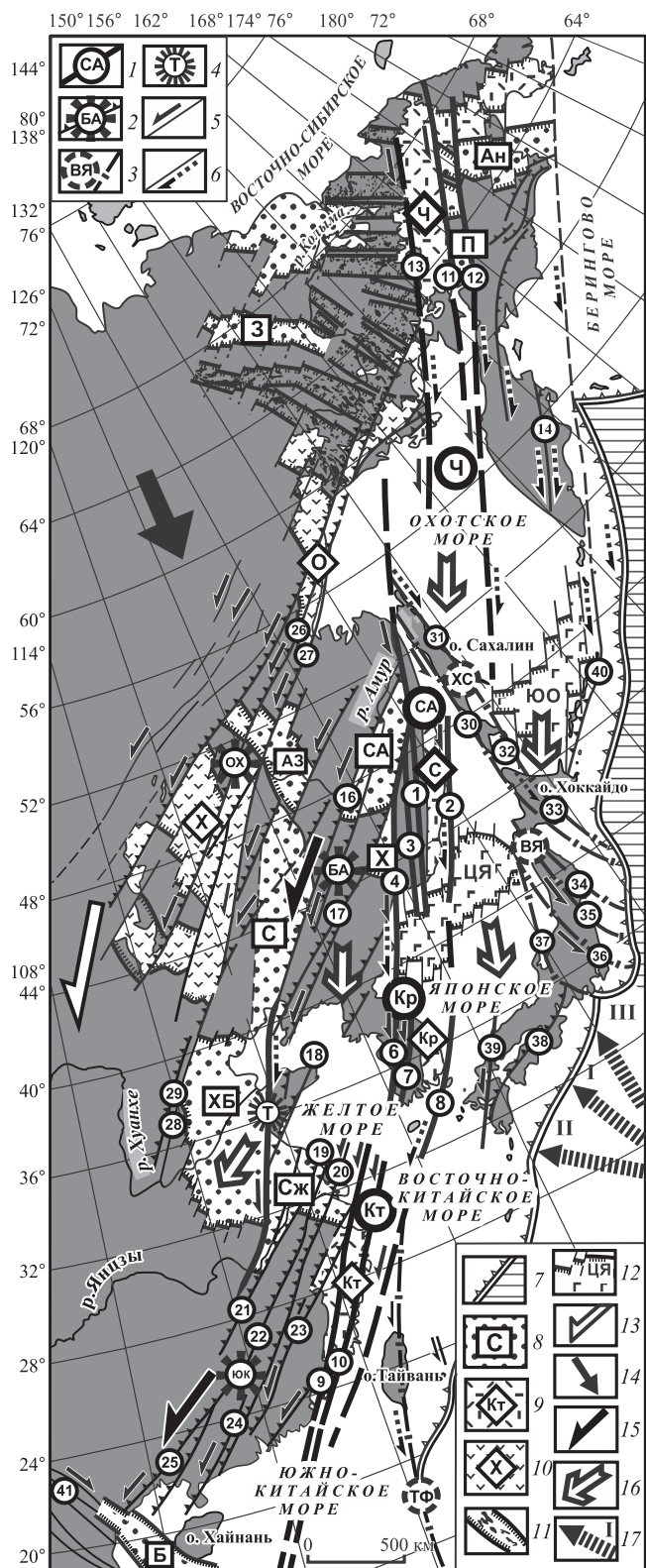


Рис. 1. Структура и динамо-кинематическая схема развития Восточно-Азиатской глобальной сдвиговой зоны (ВАГСЗ) (по [Уткин, 1978; Уткин и др., 2016] с дополнениями).

1–3 – главные системы сдвигов ВАГСЗ: 1 – продольная Чукотско-Вьетнамская система левых сдвигов, ма-

гистральная в ВАГСЗ, и составляющие ее зоны (частные сдвиги – кружки с цифрами; здесь и ниже приведены названия только тех сдвигов, которые упомянуты в тексте): СА – Сихотэ-Алинская (1 – Центральный Сихотэ-Алинский, 2 – Прибрежный, 3 – Арсеньевский, 4 – Уссурийский); Кр – Корейская (8 – Цусимский); Кт – Китайская; Ч – Чукотская (12 – Пенжинский); 2 – диагональная приконтинентальная система взбросо-сдвигов и составляющие ее зоны: БА – Бохай-Амурская (16 – Илань-Итун, 17 – Дунхуа-Мишань), ЮК – Южно-Китайская, ОХ – Охотско-Хинганская; 3 – диагональная приокеаническая система сдвигов: ВЯ – Восточно-Японская (34 – Хитокэ-Ирия, 35 – Футаба, 36 – Танакура, 37 – Итогавашизуока), ХС – Хоккайдо-Сахалинская (30 – Западно-Сахалинский, 31 – Тымь-Поронайский, 32 – Мерейский, 33 – Идонаппу), ТФ – Тайвань-Филиппинская; 4 – сдвиг Тан-Лу (Т); 5, 6 – преимущественно мезозойские левые сдвиги (5) и кайнозойские правые и левые сдвиги (6), в том числе и активизированные докайнозойские (пунктир – предполагаемые); 7 – зона Бенюфа (субдукции) и океаническая кора (штриховка); 8 – осадочные бассейны (СА – Среднеамурский, С – Сунляо, Х – Ханкайский, Ан – Анадырский, ХБ – Хуабей-Бохайваньский, СЖ – Субей-Желтоморский); 9 – Восточно-Азиатский вулканический пояс и его сегменты: Ч – Чукотский, С – Сихотэ-Алинский, Кр – Корейский, Кт – Китайский; 10 – Охотско-Хинганский вулканический пояс и его сегменты: О – Охотский, Х – Хинганский; 11 – сдвиговые структуры растяжения, контролируемые субинтрузивный кислый магматизм; 12 – рифтогенные впадины с океанической корой: ЦЯ – Центрально-Японская, ЮО – Южно-Охотская; 13 – направление смещения континента; 14 – направление ротационных (полусобежных) сил; 15 – направления смещений СЗ крыльев левых сдвигов Бохай-Амурской и Южно-Китайской сдвиговых зон с раскрытием рифта Тан-Лу; 16 – направления смещений континентальных масс вдоль сдвигов продольной и диагональной систем; 17 – направления субдукции океанических плит (по [Engelbreton et al., 1985]): I – Изанаги на ССЗ (135–85 млн лет), II – Тихоокеанской на ССЗ (85–53 млн лет), III – Тихоокеанской на север (53–48 млн лет).

Fig. 1. Infrastructural and dynamo-kinematic scheme of development of the East Asian global strike-slip fault zone (EAGSSFZ) (according to [Utkin, 1978; Utkin et al., 2016] added).

1–3 – the main strike-slip systems of the EAGSSFZ: 1 – Chukotka-Vietnamese longitudinal sinistral fault belt (mainline for the EAGSSFZ) and its putting together zones (local sinistral faults of the zones – small circles with numbers; here and below are the names of only those strike-slip faults that are mentioned in the text): CA – Sikhote-Alin (1 – Central Sikhote-Alin, 2 – Pribrezhny, 3 – Arsenyev, 4 – Ussuri); Kp – Korean (8 – Tsushima); Km – Chinese; Ч – Chukotka (12 – Penzhina); 2 – diagonal near-continent system of strike-slip-overfaults and its making-up regional zones: BA – Bohai-Amur (16 – Yilan-Yitong, 17 – Dunhua-Mishan), ЮК – Southern Chinese, ОХ – Okhotsk-Khingan; 3 – diagonal near-oceanic system of strike-slip faults: ВЯ – Eastern Japan (34 – Hitokabe-Iriya, 35 – Futaba, 36 – Tanakura, 37 – Itoigawa-Shizuoka), ХС – Hokkaido-Sakhalin (30 – Western Sakhalin, 31 – Tym'-Poronaik, 32 – Mereya, 33 – Idonnappu), ТФ – Taiwan-Philippines; 4 – Tan-Lu strike-skip fault (Т); 5, 6 – mainly Mesozoic sinistral faults (5) and Cenozoic dextral and sinistral faults (6), including also the pre-Cenozoic activated ones (dotted lines – the proposed lineaments);

7 – Benioff (subduction) zones and oceanic crust (hatches); 8 – sedimentary basins (CA – Middle Amur, C – Songliao, X – Khabarovsk, An – Anadyr, XB – Huaibei-Bohai-Wan, CJ – Subey-Yellow-Sea); 9 – Eastern-Asia volcanic belt and its segments: Ч – Chukotka, C – Sikhote-Alin, Kp – Korean, Kt – Chinese; 10 – Okhotsk-Khingian volcanic belt and its segments: O – Okhotsk, X – Khingian; 11 – strike-slip related extension structures controlling subintrusive acidic magmatism; 12 – riftogenic depressions with oceanic crust: ЦЯ – Central Japanese, ЮО – Okhotsk; 13 – direction of a continent displacement; 14 – direction of rotational (Pole-escape) forces; 15 – direction of displacements of the NW sides of sinistral faults of the Bohai-Amur and South Chinese strike-slip fault zones along with opening of the Tan-Lu rift; 16 – directions of continental masses' displacements along strike-slip faults of the longitudinal and diagonal systems; 17 – subduction directions of the oceanic plates (according to [Engelbreton et al., 1985]) as followed: I – Izanagi in the NNW direction (135–85 Ma), II – Pacific in the WNW direction (85–53 Ma), and III – Pacific in the N direction (53–48 Ma).

рой – парагенез составляющих ее разломных систем, что и определило методику изучения структурирования окраины Азии.

Методы парагенетического структурного анализа разрабатываются и широко используются в трудах тектонистов. Важное значение отводится методам парагенетического изучения дислокаций, наложенных на первичные структуры и связанных со вторичными стрессами. Согласно фундаментальным исследованиям [McKinstry, 1953; Cloos, 1955; Moody, Hill, 1956; и др.], движения по сдвигам создают вторичные поля напряжений, не совпадающие с генеральным сжатием. Вторичные стрессы формируют наложенные структуры, значительно осложняющие протоструктуры.

В исследовании инфраструктуры зоны перехода важнейшее значение приобретают определения направлений и времени латеральных перемещений континентальных масс.

В ВАГСЗ установлены левосторонние смещения блоков континентальной коры на сотни км, а суммарные, согласно расчетам, предполагаются до 1000 км, а возможно, и более [Роль..., 1997; The Tancheng-Lujiang..., 1993]. Столь значительные амплитуды, по нашему мнению, вряд ли чем можно объяснить (в том числе и косой субдукцией океанических плит), кроме как следствием смещения Азиатского континента на ЮЗ и (или) Тихоокеанской плиты на СВ [Уткин, 1978]. Однако эта проблема в рамках геодинамики зоны перехода осталась нерешенной, так как левые сдвиги и созданный в левосдвиговом режиме структурный рисунок могли формироваться и в том, и другом случае. Была поставлена задача установить сдвиговую активность смежных блоков (крыльев) сдвигов: левосдвиговые смещения СЗ крыльев – следствие смещения Азиатского континента на ЮЗ и, напротив, левосдвиговая кинематика ЮВ крыльев – свидетельство смещения океанских плит на СВ. Анализируя строение смежных крыльев сдвигов, мы обнаружили прежде всего, что на позднемелово-кайнозойском этапе развития некоторых глубинных сдвигов (сдвиговых зон) их активные крылья характеризуются формированием парных структур растяжения и сжатия, отражающих не только время активизации, но и направление смещения континентальных масс активного крыла сдвига (сдвиговой зоны). Формировались известные в

геотектонике триады: тыловое растяжение (отток масс), фронтальное сжатие (скупивание масс) и сопровождающие эти формы течения коры фланговые сдвиги, которые в совокупности отражают инфраструктуру плито-потоков сдвигового тектогенеза. Такой подход в решении поставленной проблемы использован в определении доминирующих направлений и времени латеральных тектонических потоков коровых масс при формировании глубоководных впадин как главных структур растяжения, деструктурирующих приокеаническую (внешнюю) окраину Азиатского континента к востоку от Восточно-Азиатского вулcano-плутонического пояса с формированием пояса окраинных морей (см. рис. 1).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

В целях представления наиболее полной картины результатов исследований и степени их обоснования возникает необходимость хотя бы кратко описать главные (базовые) структуры зоны перехода, достаточно детальная характеристика которой как ВАГСЗ изложена в более ранних публикациях автора (см., например, [Уткин, 1978, 1985; Уткин и др., 2016; и др.]).

ВАГСЗ шириной около 2000 км прослеживается вдоль восточной окраины Азии на протяжении более 10 тыс. км (см. рис. 1). Исследовался прежде всего центральный сегмент ВАГСЗ от Охотского до Южно-Китайского моря, где установлены три транзитные сдвиговые системы, выполняющие роль базовых глубинных разломных структур зоны перехода. Одна из систем левых сдвигов (продольная) ориентирована параллельно краю Азии (ССВ 25–30°), а две другие (диагональные) – косо и представлены приконтинентальной (СВ 50–70°) и приокеанической (меридиональной) системами, оперяющими продольную (см. рис. 1).

Продольная система сдвигов и роль сдвигового тектогенеза в процессах магматизма

Продольной системе принадлежит особая роль в строении и развитии зоны перехода. Занимая магистральное (стержневое) положение в ВАГСЗ, она образует Чукотско-Вьетнамскую (ЧВ) супертранзитную сдвиговую зону, которая при ширине около

500 км прослеживается на всем протяжении зоны перехода и состоит из региональных сдвиговых звеньев: Чукотского, Сихотэ-Алинского, Корейского, Китайского и Вьетнамского (см. рис. 1), с признаками кулисно-эшелонированного взаимоотношения, что объясняет некоторые индивидуальные характеристики их развития. Контролируя Восточно-Азиатский вулcano-плутонический пояс, она подтверждает свою глобальную протяженность и роль глубинно-разломной структуры, разграничивающей зону перехода на внутреннюю (приконтинентальную) и внешнюю (приокеаническую) [Уткин, 1987], которые отличаются друг от друга по целому ряду признаков строения и развития (см. рис. 1).

ЧВ сдвиговая зона весьма детально изучена в Сихотэ-Алинском звене, где представлена левыми сдвигами: Центральным Сихотэ-Алинским, Арсеньевским, Уссурийским, Прибрежным (рис. 2) [Иванов, 1961; Силантьев, 1963; Уткин, 1980; и др.], которые проникают в мантию и, рассекая границу Мохо на глубинах до 40 км, характеризуются левосторонними смещениями с наиболее значительными амплитудами по Центрально-Сихотэ-Алинскому (ЦСА) сдвигу (от 60 до 200 км [Иванов, 1961], а возможно, и более [The Tancheng-Lujiang..., 1993]). Между ЦСА и Прибрежным глубинными сдвигами сформирована Восточно-Сихотэ-Алинская (ВСА) зона сдвигания (см. рис. 2), которая состоит из частных глубинных сдвигов, рассекающих допозднемеловые складчатые осадочные образования на узкие (10–30 км), протягивающиеся на сотни км блоки [Уткин, 1980]. Левосторонние смещения по частным сдвигам достигают 70 км, а в целом амплитуда хрупко-пластичного латерального течения коровых масс, согласно палинспастической реконструкции сдвигов [Роль..., 1997], оценивается до 300 км. Левые сдвиги начали формироваться в юре, а наиболее значимо проявились в меловом периоде с синхронным развитием Восточно-Сихотэ-Алинского вулcano-плутонического пояса (ВСАВПП), что определило постановку задачи по выявлению роли сдвигового тектогенеза в процессах магматизма [Уткин, 1980].

ВСАВПП характеризуется вещественно-структурной латеральной зональностью: на СЗ фланге проявлена плутоническая зона (готерив-сантонские гранитоиды), на ЮВ – покров позднемеловых-раннекайнозойских вулканитов, погружающихся на ЮВ, с перекрытием водами Японского моря в пределах шельфа (см. рис. 2). Перекос покрова вулканитов с погружением произошел в позднем кайнозое, что привело к его косому эрозионному срезу, который позволил рассмотреть проявленную в плане структурно-вещественную зональность как отражение вертикальной последовательности развития ВСАВПП [Уткин, 2005].

Нижний уровень ВСАВПП представлен телами гранитоидов с возрастом 136–85 млн лет, локализо-

ванных как в верхах юрского разреза, так и в низах (берриас-валанжин) разреза раннемеловых осадочных отложений, ассоциируя с зоной регионального субгоризонтального тектонического срыва. Гранитоиды вытянуты в СВ направлении конкордантно складкам, ориентированным косо к системе левых сдвигов, что свидетельствует о левосдвиговом режиме формирования магмолокализирующих складок. Вулканический покров сформировался в сеноман-дании, несогласно перекрывая складчатое основание. Роль магмоподводящих каналов при формировании обширных вулканических полей выполняли вулcano-тектонические структуры растяжения, получившие широкое развитие под вулканическим чехлом. Эти структуры, рассекая складчатое основание вулканитов и достигая очагов интрузивного уровня магматизма, ориентированы в СЗ направлении поперек сдвигов, что характеризует их многократное раскрытие в условиях трансформации сдвигов (сдвиг с растяжением).

Таким образом, анализ косого эрозионного среза ранне- и позднемеловых вулcano-плутонических образований показал [Уткин, 2005], что слагающие ВСАВПП зоны интрузивного и вулканического магматизма являются следствием его вертикального структурно-вещественного эволюционного развития от раннемелового внутрикорового интрузивного уровня до позднемелового вулканического покрова. Смена форм и вертикальное вещественное расслоение магм происходили в условиях сдвигового тектогенеза с синдвиговой структурной перестройкой коры от этапа формирования конструктивных структур сжатия (складчатость) к этапу развития деструктивных структур растяжения, рассекающих систему складок (см. рис. 2, врезка), протекавшей на протяжении 136–60 млн лет. Орогенно-конструктивный и рифтогенно-деструктивный этапы протекали в условиях латерального течения коровых масс вдоль продольной системы сдвигов, параллельных восточной окраине Азии. Возможное направление смещения континентальной коры на СВ или ЮЗ раскрывается при анализе парагенеза продольной и диагональной систем сдвигов.

Диагональная приконтинентальная система сдвигов и эпиконтинентальный рифтогенез

Наиболее детально изучена Бохай-Амурская зона (см. рис. 1) и прежде всего взбросо-сдвиги Илань-Итун (в России – Курский) и Дуньхуа-Мишань (в России – Алчанский) (см. рис. 2).

Илань-Итун (ИИ) левый взбросо-сдвиг, круто падая на СЗ, на глубине 35 км рассекает границу Мохо, взбрасывая ее на 4–5 км [Уткин и др., 2016]. Структурирование закартированных здесь раннемеловых турбидитов (амурский комплекс) происходило в два главных этапа [Наталин, Алексе-

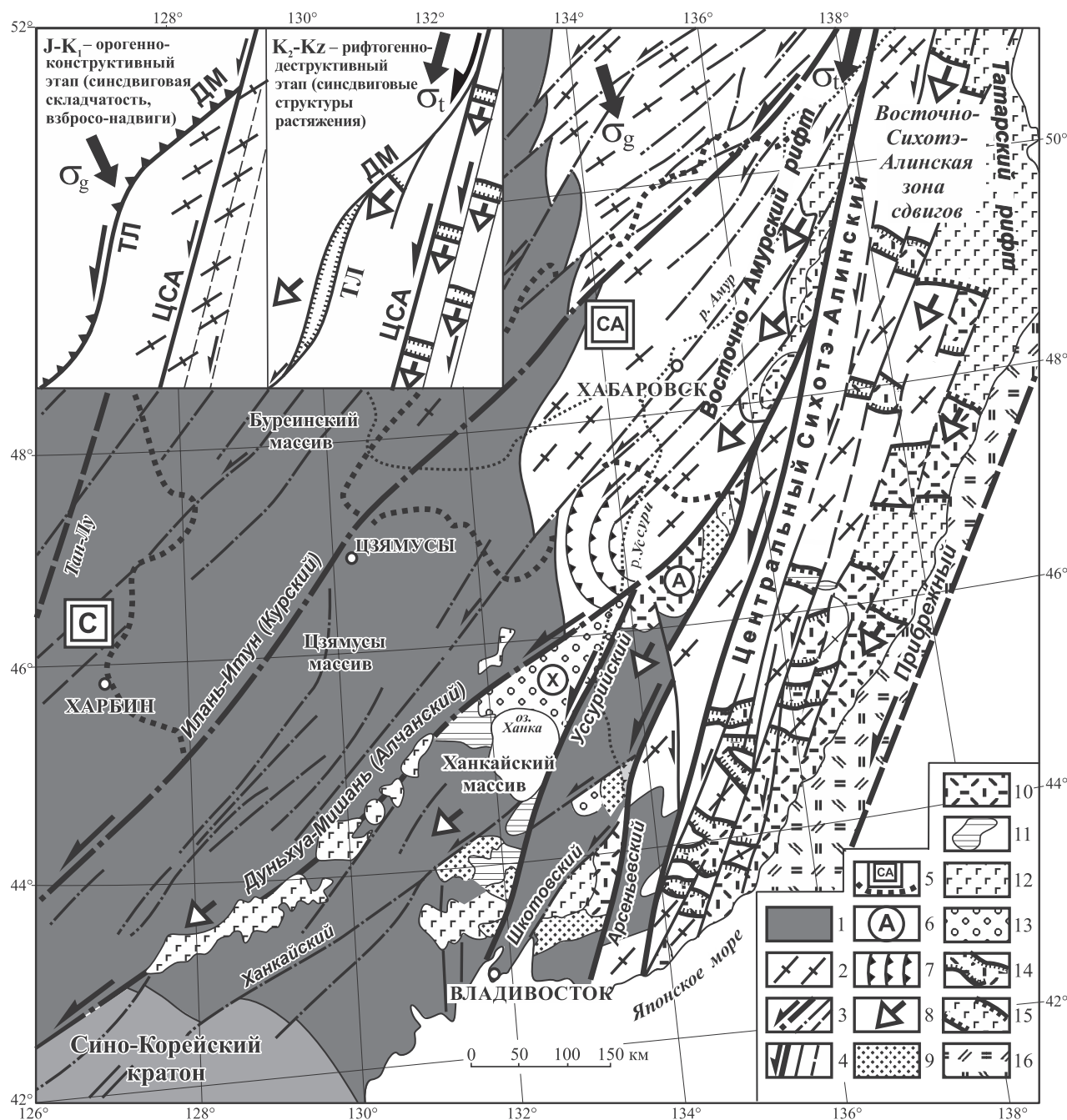


Рис. 2. Структурно-кинематический парагенез Бохай-Амурской (диагональной) и Сихотэ-Алинской (продольной) систем левых сдвигов (по [Уткин и др., 2016] с дополнениями).

1 – архей-протерозойский композитный кратоген; 2 – Сихотэ-Алинская чешуйчато-складчатая система; 3 – Бохай-Амурская система левых взбросо-сдвигов; 4 – Сихотэ-Алинская система левых сдвигов; 5 – границы позднемеловых-кайнозойских рифтогенных осадочных бассейнов (С – Сунляо, СА – Среднеамурский); 6 – мел-кайнозойские клиновидные структуры растяжения (Х – Ханкайская, А – Алчанская); 7 – фронтальная чешуйчато-надвиговая структура сжатия Наданьхада; 8–13 – направление сосдвиговых растягивающих усилий, формировавших клиновидные сосдвиговые структуры растяжения (8) и компенсирующие их образования (9–13): позднемеловые терригенные осадки (9) вулкани-ты кислые и средние, идентичные вулканитам Восточно-Сихотэ-Алинского пояса (10), кайнозойские осадки (11) и ба-залты (12), четвертичные осадки (13); 14, 15 – поперечные к сдвигам структуры сосдвигового растяжения: позднеме-ловые-раннекайнозойские (14) и кайнозойские (15); 16 – позднемеловые-кайнозойские вулкани-ты, перекрытые водами Японского моря (шельф).

Врезки. Схемы динамо-кинематических условий поэтапного парагенеза Бохай-Амурской и Сихотэ-Алинской систем левых сдвигов. σ_g – направления генерального сжатия и его производного – σ_t (тангенциального к ЦСА левому сдвигу). Главные разломы парагенеза: Тан-Лу (ТЛ), Центральный Сихотэ-Алинский (ЦСА), Дуньхуа-Мишань (ДМ); полые стрелки – направления синсдвиговых растяжений.

Fig. 2. Structural-and-kinematic paragenesis between the Bohai-Amur (diagonal) and Sikhote-Alin (longitudinal) sinistral fault systems (according to [Utkin et al., 2016]) added).

1 – Archean-to-Proterozoic composite kratogen (e.g. the Bureya (Буреинский массив), Jiamusi (Цзямусы массив), and Khanka (Ханкайский массив) massifs as well as the Sino-Korean craton (Сино-Корейский кратон); 2 – Sikhote-Alin imbricated-fold system; 3 – Bohai-Amur system of sinistral oblique-reverse-slip faults (thin lines – minor faults, dotted lines – supposed or covered faults): e.g. Yilan-Yitong/Kur (Илань-Итун/Курский), Dunhua-Mishan/Alchan (Дуньхуа-Мишань/Алчанский), and Khanka (Ханкайский); 4 – Sikhote-Alin sinistral fault system (thin lines – minor faults, dotted lines – supposed or covered faults): e.g. Ussuri (Уссурийский), Shkotovo (Шкотовский), Arsenyev (Арсеньевский), and Central Sikhote-Alin (Центральный Сихотэ-Алинский) as well as the Eastern Sikhote-Alin strike-slip fault zone (Восточно-Сихотэ-Алинская зона сдвигов), including the Pribeznyy (Прибрежный) fault; 5 – boundaries of the Late Cretaceous-to-Cenozoic riftogenic sedimentary basins: Middle Amur (CA), Songliao (C); 6 – Cretaceous-to-Cenozoic wedge-shaped extension structures (X – Khanka, A – Alchan); 7 – Nahanhada imbricated-thrust frontal compressional structure; 8–13 – direction of the strike-slip-related extensional forces initiating pull-apart wedge-shape structures (8) and the sediments compensating them (9–13): Late Cretaceous terrigenous sediments (9) and acidic-and-intermediate volcanics (10, identical to effusions of the Eastern Sikhote-Alin belt), Cenozoic sediments (11) basalts (12), Quaternary sediments (13); 14, 15 – pull-apart-related structures being transverse to the strike-slip faults: Late-Cretaceous-to-Early-Cenozoic (14) and Cenozoic (15); 16 – the Late-Cretaceous-to-Cenozoic volcanics covered by the Japan Sea waters (i.e. continental shelf).

Inserts. Schemes of dynamo-kinematic conditions of the step-by-step paragenesis between the Bohai-Amur and Sikhote-Alin sinistral fault systems. σ_g – directions of the general (initial) compression and its tangential derivative (σ_t) towards the Central Sikhote-Alin (ЦСА) sinistral strike-slip fault. The master faults of the paragenesis: Tan-Lu (ТЛ), Central Sikhote-Alin (ЦСА), Dunhua-Mishan (ДМ); hollow arrows – directions of strike-slip related extensions. The stages: J-K₁ is an orogenic (constructive) stage (strike-slip related folding, and upthrust-and-thrusts), K₂-KZ is a riftogenic (destructive) (strike-slip related pull-apart structures).

енко, 2009], отражая время изменений кинематики разлома. На первом этапе (юра–середина альба) развитие разлома как структуры сжатия (взброс) сопровождалось формированием складчато-надвиговых структур, вергентных на ЮВ. На втором этапе, после альба, стиль кинематики складчато-надвиговых структур изменился с развитием полойных и близполойных левых сдвигов, сопровождаемых складками с крутыми и вертикальными шарнирами с левосторонним разобщением восточной границы кратоногена на амплитуду около 50 км (см. рис. 2).

Дуньхуа-Мишань (ДМ) левый взбросо-сдвиг до апта формировался как взбросо-надвиг, а затем (середина альба) трансформировался в левый сдвиг. Кайнозойская левосдвиговая активность разлома Дуньхуа-Мишань нашла отражение в развитии к ЮЗ от оз. Ханка пояса плиоцен-плейстоценовых базальтов на участке отклонения простираения разлома к меридиану с формированием вытянутой S-структуры растяжения (см. рис. 2). Левосдвиговая кинематика подтверждается формированием на сопряжении разлома Дуньхуа-Мишань с левыми сдвигами (Уссурийским, Арсеньевским) Ханкайского и Алчанского осадочных бассейнов клиновидной формы (см. рис. 2). Согласно Дж. Кроуэллу [Crowell, 1974], исследовавшему клинообразные структуры в условиях расхождения сдвигов (смещения от вершины клина), клиновидная структура подвергается растяжению и погружению с проявлением вулканизма и формированием осадочных бассейнов. В нашем случае в вершинах клиновидных блоков происходили растяжение коры и просадка начиная с конца раннего мела прерывисто-непрерывно продолжалась в позднем мелу и в кайнозое (см. рис. 2).

Бохай-Амурская диагональная система левых сдвигов совместно с левыми сдвигами Южно-Китайской системы ограничивают разлом Тан-Лу (ТЛ) соответственно с СВ и ЮЗ с образованием S-образной структуры (см. рис. 1), что ориентирует на необходимость парагенетического анализа разломов, слагающих эту структуру.

Тан-Лу развивался в два главных этапа [The Tancheng-Lujiang..., 1993]. На первом этапе (поздняя юра–ранний мел) разлом формировался как крупномасштабный левый сдвиг (амплитуда 700–800 км [Xu et al., 1987; The Tancheng-Lujiang..., 1993]) с парагенезом Бохай-Амурской и Южно-Китайской систем взбросо-надвигов как дуплексов сжатия продольных левых сдвигов. На втором этапе (альб–кайнозой) по ТЛ происходили незначительные левые и правые сдвиги [Lin et al., 1998; Hsiao et al., 2010]. Однако на этом этапе разлом формировался главным образом как структура растяжения с развитием рифтовой долины шириной до 40–60 км. На противоположных бортах разлома, преимущественно в палеогене, сформировались Хуабей-Бохайваньский и Субей-Желтоморский ОБ (см. рис. 1), сбросы которых падают навстречу друг другу в сторону рифта ТЛ [Уткин и др., 2016], указывая на его материнскую роль в качестве структуры растяжения, что подтверждается и сокращенной здесь на 10–15 км мощностью континентальной коры [The Tancheng-Lujiang..., 1993; и др.].

Развитие ТЛ на втором этапе как структуры растяжения протекало синхронно со вторым левосдвиговым этапом активизации диагональной системы разломов. Механизм раскрытия ТЛ обнаруживается на примере анализа направлений смещений крыльев сдвига Дуньхуа-Мишань. Если предположить смещение ЮВ крыла этого сдвига на СВ,

то на участке его примыкания к Центрально-Сихотэ-Алинскому сдвигу (см. рис. 1, 2) следует ожидать развитие структур фронтального сжатия (скупивания масс). Однако таких структур здесь нет, и, напротив, в тылу СЗ крыла сдвига Дуньхуа-Мишань, отражая его смещение на ЮЗ под углом 230–250°, происходило растяжение коры с формированием вдоль Центрально-Сихотэ-Алинского сдвига, протягивающегося на 300 км Восточно-Амурского рифта, компенсированного позднемеловыми вулканогенно-осадочными комплексами с широким развитием базальтоидного магматизма в кайнозойе (см. рис. 2). К юго-западу от Восточно-Амурского рифта (тыловой структуры растяжения) синхронно сформирована структура Наданьхада (см. рис. 2), которая, ориентируясь субмеридионально, по своим морфокинематическим характеристикам (дугообразные взбросы и надвиги, дискордантно наложенные на северо-восточную систему раннемеловых складок) полностью отвечает строению фронтальной структуры скупивания масс. Развитие этих парных структур оттока и скупивания масс вдоль сдвига Дуньхуа-Мишань (тектоническая триада) свидетельствует о смещении его северо-западного крыла на ЮЗ с синхронным раскрытием не только Восточно-Амурского рифта, но и рифта Тан-Лу. Перемещение СЗ крыла на ЮЗ 230–250° было возможным в условиях сжатия, ориентированного на ЮЗ 205–210° (см. рис. 2), генерированного сдвиговым перемещением в этом направлении СЗ крыла Центрально-Сихотэ-Алинского левого сдвига (вектор тангенциального напряжения сжатия). Отсюда следует, что перемещение масс на ЮЗ происходило не только по диагональной, но и вдоль продольной Сихотэ-Алинской системы левых сдвигов, отражая суммарный сектор смещений коровых масс ЮЗ 205–250°. Левосдвиговый режим смещений коры в этом направлении был возможен в условиях субмеридионального генерального давления со стороны Азиатского континента, а не сжатия, вызванного возможной субдукцией океанических плит в ССЗ направлении (см. рис. 1).

Диагональная приокеаническая система сдвигов и рифтогенез приокеанической окраины континента

Система представлена субмеридиональными левыми и правыми сдвигами, сосредоточенными в трех транзитных зонах: Тайвань-Филиппинской, Хоккайдо-Сахалинской и Восточно-Японской (см. рис. 1).

Тайвань-Филиппинская (ТФ) левосдвиговая зона ограничивает с запада Филиппинскую плиту и ярко проявлена на Тайване и Филиппинах, прослеживаясь через о-ва Минданао, Лейте и Лусон на 1200 км [Allen, 1962]. Значительные левосдвиговые смещения произошли в меловом периоде, а

с их позднекайнозойской активностью связаны неоднократные сильнейшие исторические землетрясения [Кожурин, Трифонов, 1982; и др.].

Хоккайдо-Сахалинская (ХС) зона представлена системой меридиональных сдвигов: Западно-Сахалинским, Тымь-Поронайским, Мерейским, Идо-наппу (см. рис. 1). Тымь-Поронайский сдвиг характеризуется позднекайнозойской правосдвиговой активизацией (с землетрясением в голоцене) с трансформацией в позднем миоцене во взбросы и надвиги [Рождественский, 1997]. Мерейская субмеридиональная сдвиговая зона содержит признаки трансформации доэоценовых левых сдвигов в правосторонние в неогене [Жаров, 2004]. Эта же смена левых сдвигов на правые наблюдается и в разломе Идо-наппу на о-ве Хоккайдо [Kiyokawa, 1992].

Восточно-Японская (ВЯ) левосдвиговая зона (см. рис. 1) состоит из сдвигов с простираемостью ССЗ 340–350°, определивших главные черты инфраструктуры Восточной Японии (рис. 3).

Танакура (ТФ) сдвиг, сопровождаясь широкой (3–4 км) зоной скалывания, характеризуется развитием милонитов, филлитов и тектонических глин [Otsuki, 1975]. Позднемеловые и раннепалеогеновые кислые пирокластические породы (изотопный возраст – 56–65 млн лет) [Ganzawa, 1987] использованы в качестве маркеров левосторонних смещений по ТФ на амплитуду до 130 км. Предполагается, что общая амплитуда смещений с учетом смещений по зонам скалывания может достигать 240–400 км [Otsuki, 1992].

Футаба (ФФ) левый сдвиг ассоциирует с милонитовой зоной шириной от нескольких сотен метров до 3 км. Левостороннее смещение на амплитуду около 320 км включает не только 190 км смещений по разломам, но и смещения в форме пластичного скалывания [Otsuki, 1992].

Хутокабэ-Ирия (НІФ) левый сдвиг по морфологическим характеристикам идентичен сдвигам ТФ, ФФ и, сопровождаясь зоной скалывания мощностью 0.5–1 км, характеризуется левым смещением на амплитуду 5–10 км [Otsuki, 1992].

Суммарное левостороннее смещение вдоль ВЯ зоны оценивается примерно до 800 км и происходило на протяжении 120–40 млн лет (конец апта-середина эоцена) [Otsuki, 1992], а по [Tanabe, Kano, 1996] – до среднего миоцена, так как сдвигами не смещены среднемиоценовые гранитоиды (рис. 4)².

Юго-Западная Япония характеризуется субширотным зональным строением с четко выражен-

² Эта достаточно хорошо изученная левосдвиговая зона, ограничивающая с востока Центрально-Японский рифт, по аналогии с правыми сдвигами о-ва Сахалин рассматривается как зона правосторонних сдвигов [Fournier et al., 1995] с вытекающим, по нашему мнению, ошибочным выводом о формировании Японского моря в условиях правосдвигового режима.

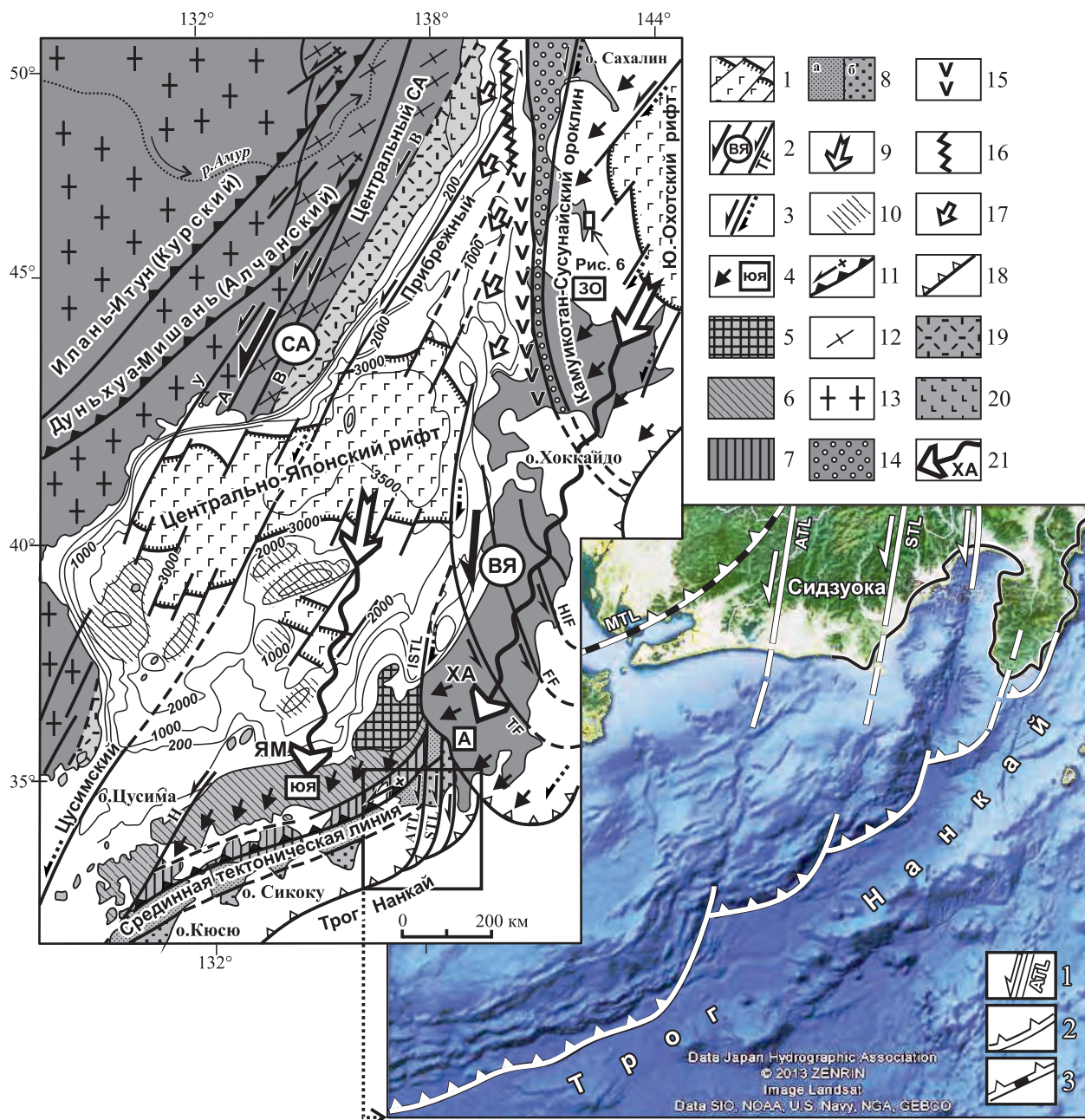


Рис. 3. Морфология и кинематика структурообразующего течения коровых масс Япономорского региона (по [Уткин, 1985] с дополнениями).

1 – сдвиго-раздвиговые границы Центрально-Японского и Южно-Охотского рифтов; 2 – сдвиговые зоны и составляющие их сдвиги (в скобках): СА – Сихотэ-Алинская (ЦСА – Центральный Сихотэ-Алинский, В – Восточный, АР – Арсеньевский, УС – Уссурийский, П – Прибрежный), ВЯ – Восточно-Японская (ТФ – Танакура, FF – Футаба, HIF – Хутокабэ-Ирия, ISTL – Итоигава-Шизуока, ATL – Акаиши, STL – Сасаяма); 3 – сдвиги: сплошная стрелка – мезозой-раннекайнозойские, точечная – позднекайнозойские, в том числе и активизированные докайнозойские; 4 – фронтальные пояса сжатия (скупивания масс): Южно-Японский (ЮЯ), Западно-Охотский (ЗО), Акаиши (А); 5–8 – тектоностратиграфическое зональное строение юго-западной Японии: древний массив Хида (5), преимущественно каменноугольно-триасовые комплексы (6), юрский-раннемеловой комплекс с наложенным меловым динамометаморфизмом (7), мел-кайнозойский пояс Шиманто (8): северный позднемеловой (а) и южный палеоген-раннемиоценовый (б); 9 – направление латерального отрыва и течения коровых масс Япономорского и Охотоморского плито-потоков; 10 – подводные поднятия с континентальной корой; 11, 12 – структуры сжатия: взбросо-сдвиги Бохай-Амурской системы и генетически адекватная им Срединная тектоническая линия Юго-Западной Японии (11), Сихотэ-Алинская чешуйчато-складчатая орогенная система (12); 13 – Восточно-Азиатский архейско-протерозойский композитный кратоноген; 14–17 – Хоккайдо-Сахалинская система рифтов (Западно-Сахалинский (14), Ребун-Монеронский (15), Татарский (16) и направление их растяжений (17); 18 – зоны Бенъофа (субдукции океанических плит); 19 – Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс; 20 – плейстоценовые базальтоиды Татарского рифта; 21 – плито-потоки: ХА – Хоккайдо-Акаиши, ЯМ – Япономорский.

Врезка. 1 – сдвиги (ATL – Акайши, STL – Сасаяма), 2 – синсдвиговое фронтальное чешуйчато-надвиговое скупивание масс, 3 – Срединная тектоническая линия (MTL).

Fig. 3. Morphology and kinematics of structure-forming current of crustal masses within the Japan Sea region (according to [Utkin, 1985]) added).

1 – strike-slip-and-pull-apart related boundaries of the Central Japanese (Центрально-Японский рифт) and Southern Okhotsk (Ю.-Охотский рифт) rifts; 2 – strike-slip fault zones and their constituent faults (in parentheses): CA – *Sikhote-Alin* (Центральный CA – Central Sikhote-Alin, B – Vostochny, A – Arsen'ev, Y – Ussuri, Прибрежный – Pribrezhny), ВЯ – *East Japanese* (TF – Tanakura, FF – Futaba, HIF – Khutokabe-Iriya, ISTL – Itohigawa-Shizuoka, ATL – Akaishi, STL – Sasayama); 3 – strike-slip fault: solid arrow – Mesozoic-to-Early-Cenozoic, point arrow – Late Cenozoic, including also activated pre-Cenozoic; 4 – frontal compression belts (of crustal masses' stacking): Southern Japanese (ЮЯ), Western Okhotsk (30) (the Kamuikotan-Susunai orocline/Камуйкотан-Сусунайский ороклин included), Akaishi (A); 5–8 – tectonostratigraphic zonal structure of Southwestern Japan: ancient Hida massif (5), predominantly Carboniferous-to-Triassic complexes (6), Jurassic-to-Early-Cretaceous complex with superimposed Cretaceous dynamometamorphism (7), Cretaceous-to-Cenozoic Shimanto belt (8); northern Late Cretaceous part (a), and southern Paleogene-to-Early-Miocene part (b); 9 – direction of the lateral crustal masses' extension and flow for the Japan-Sea and Okhotsk-Sea plate flows; 10 – underwater uplifts with continental crust; 11, 12 – compression structures: oblique-slip reverse faults of the Bohai-Amur system (e.g. Yilan-Yitong/Kur (Илань-Итун/Курский), and Dunhua-Mishan/Alchan (Дуньхуа-Мишань/Алчанский)) and genetically adequate to them Median Tectonic Line (Срединная тектоническая линия) of Southwest Japan (11), Sikhote-Alin imbricated-fold orogenic system (12); 13 – Eastern Asian Archaean-to-Proterozoic composite cratonogen; 14–17 – Hokkaido-Sakhalin system of the rifts, as followed: Western Sakhalin (14), Rebun-Moneronsky (15), and Tatar (16) with the direction of its extension (17); 18 – Benioff zones (of subduction of oceanic plates); 19 – East Sikhote-Alin volcanic belt; 20 – Pleistocene basaltoids of the Tatar rift; 21 – plate flows: XA – Hokkaido-Akaishi, ЯМ – Japan-Sea.

Insert. 1 – strike-slip faults (ATL – Akaishi, STL – Sasayama), 2 – strike-slip related frontal imbricated-thrust mass stacking (within the Nankai Trough/Трог Нанкай), 3 – Middle Tectonic Line (MTL).

ным тектоно-стратиграфическим наращиванием поясов в сторону океана (см. рис. 3), что, согласно [Miyayama, Seno, 1986; Ishikawa, Otsuki, 1990; и др.], является следствием субдукции океанических плит в следующей последовательности [Engelbreton et al., 1985]: плита Изанаги в ССЗ-направлении (135–85 млн лет), Тихоокеанская плита на ЗСЗ (85–53 млн лет), а затем на север (53–48 млн лет) (см. рис. 1). Синхронно формировалась система субмеридиональных левых сдвигов. В горах Акайши (см. рис. 4) субширотный зональный пояс Юго-Западной Японии срезан и растащен левыми субмеридиональными сдвигами. Считается, что левые сдвиги Восточной Японии формировались вследствие смещения их восточных крыльев на север в процессе косой субдукции, прежде всего плиты Изанаги под острова Японии [Otsuki, 1992]. Однако вместе с этой и другими разработками тектогенеза Япономорского региона с позиций плейттектоники предложено и иное представление, согласно которому формирование Восточно-Японской зоны левых сдвигов, как и раскрытие Японского моря, было следствием смещения Юго-Западной Японии в ЮЮЗ-направлении [Уткин, 1985].

Если рассмотреть продолжения изученных на суше левых сдвигов к югу, в пределах акватории (см. рис. 3, врезка), то достаточно отчетливо видно, что они, рассекая нависающий край континента (включая и миоценовые образования), не проникают ниже предполагаемой пологой зоны субдукции, а, сопровождаясь синсдвиговым фронтальным чешуйчато-надвиговым скупиванием континентальных масс, формируют СЗ-борт трога Нанкай. Субдуцирующая плита, судя по плоской морфологии дна трога Нанкай (см. рис. 3, врезка), является не нарушенным

сдвигами монолитным телом, которое, по данным геофизики [Asahiko et al., 1992], полого (около 15°) погружается на ССЗ. Обладая такими морфо-физическими характеристиками, плита, по нашему мнению, не может в процессе предполагаемой субдукции структурировать нависающий край континента с развитием системы дифференцированных левосдвиговых смещений. Отсюда следует, что структурирование нависающего края континента, по-видимому, не связано с возможной субдукцией подстилающей плиты, а происходило вследствие левосдвиговых смещений континентальных масс в направлении океана с надвиганием на подстилающую плиту. Если Юго-Западную Японию палинспастически переместить на север на 800 км (суммарная амплитуда левого сдвига по ВЯ сдвиговой зоне), то она причленится к континенту и займет положение Центрально-Японского рифта. В этом случае природу рифта можно рассматривать как структуру тылового растяжения континентальной коры, сформированную в процессе отрыва и смещения в направлении океана Юго-Западной Японии вдоль ВЯ левосдвиговой зоны, прерывистая активность которой в течение апта–миоцена отражает время неравномерно-длительного раскрытия Японского моря. Происходивший при этом левосдвиговый разворот близширотных (около СВ 80°) поясов Юго-Западной Японии против часовой стрелки (см. рис. 4), по нашему мнению, демонстрирует процесс сосдвигового формирования субмеридиональной ориентировки Восточной Японии в отличие от представлений о развороте Восточной Японии в целом против часовой стрелки с раскрытием Японского моря (фрагмент так называемой “двухдверной” модели Й. Отофудзи с соавторами [Otofudji et al., 1985]).

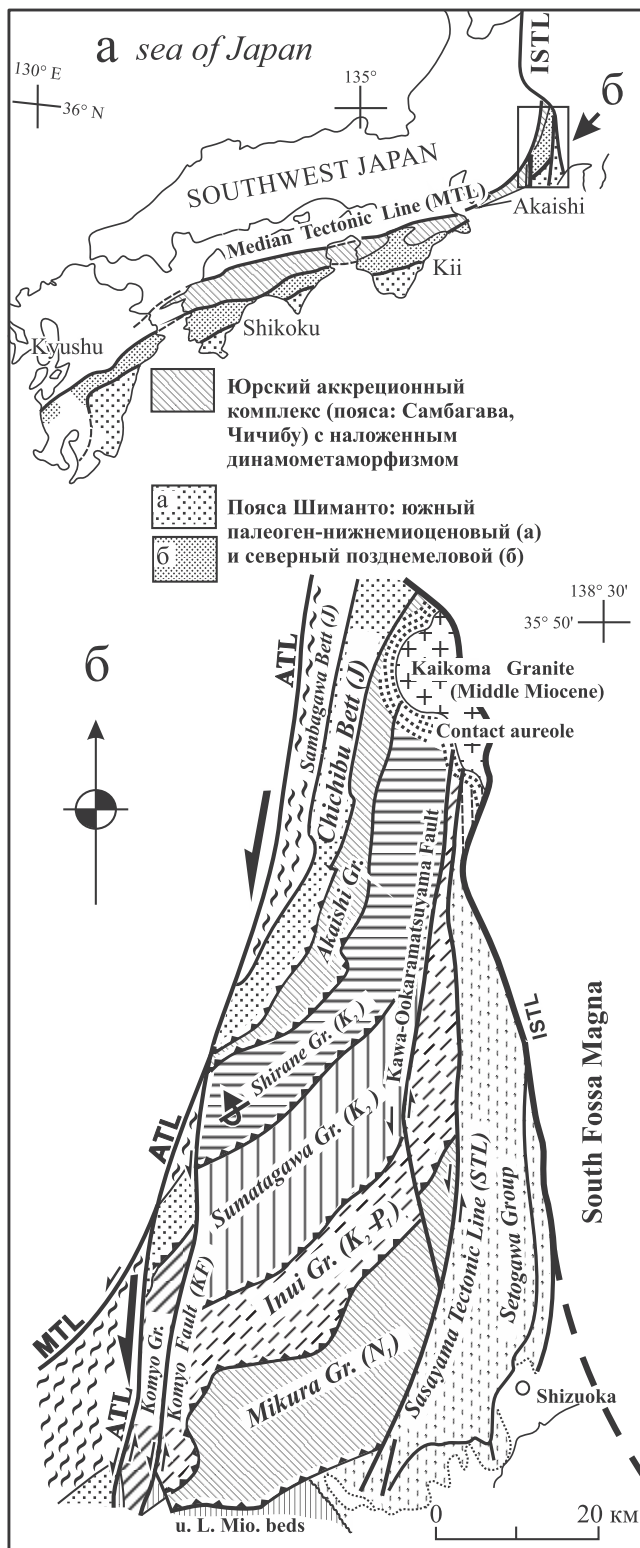


Рис. 4. Пояс Шиманто (а) и его тектоностратиграфические подразделения в горах Акайши (б) (по [Tanabe, Kano, 1996]).

Все группы, обозначенные курсивом на “б”, принадлежат тектоностратиграфическим подразделениям пояса Шиманто. Пояса Самбагава и Чичибу – фрагменты одноименных метаморфических поясов, разви-

тых между Срединной тектонической линией (MTL) и поясом Шиманто и растащенных сдвигами Акайши (ATL), Сасаяма (STL) и др.; u.L.Mio – верхняя часть нижнего миоцена.

Автором настоящей статьи акцентировано внимание на смещении (жирная стрелка) Срединной тектонической линии (MTL) левыми сдвигами Акайши (ATL) и Комё (KF), а линиament Итоигава-Шизуока (ISTL) рассматривается как позднемиоценовый листрический взброс (фронт плито-потока Хоккайдо-Акайши).

Fig. 4. Shimanto belt (a) and its tectonostratigraphic unites in the Akaishi Mountains (b) (according to [Tanabe, Kano, 1996]).

All groups in italics in (b) belong to the tectonostratigraphic unites of the Shimanto belt. The Sambagawa and Chichibu belts are the fragments of the same-name metamorphic belts occurring between the Median Tectonic Line (MTL) and the Shimanto belt and being displaced by the Akaishi (ATL), Sasayama (STL) and other strike-slip faults; u.L.Mio – upper Lower Miocene.

The present paper's author focuses attention on the displacement (bold arrow) of the Median Tectonic Line (MTL) by the Akaishi (ATL) and Komyo (KF) sinistral faults. At that, the Itoigawa-Shizuoka lineament (ISTL) is considered to be the Late Miocene listric reverse fault (as the frontline of the Hokkaido-Akaishi plate flow).

Смещение Юго-Западной Японии, по-видимому, происходило по системе пологих срывов разной глубинности, что нашло отражение в развитии разноточинных листрических надвигов, в том числе и транспортирующих пластины океанической коры с формированием, например, пояса Курасагава меланжированных серпентинитов. Синхронно с тыловым растяжением формировался Южно-Японский фронтальный пояс сжатия (см. рис. 3, 4) как система чешуйчато-надвиговых структур (скупивание масс), воздымание которых обеспечивало их разрыв с миграцией процессов седиментации в ЮЮЗ-направлении, что проявлено в соответствующей зональности пояса Шиманто.

Структурообразующее течение коры при формировании Японского моря (Япономорский плито-поток) отчетливо проявлено и в формировании Охотского моря. Наиболее ярко эти события происходили при раскрытии Южно-Охотского рифта (рис. 5).

Южно-Охотский рифт проявлен как глубоководная (до 3300 м) впадина (Курильская) с крутыми бортами (см. рис. 5). Представляется, что в результате срыва и смещения на ЮЗ расслоенной литопластины (мощностью около 3 км) в континентальной коре раскрылось обширное (≈ 180 тыс. км²) “окно” с образованием глубоководной впадины с плоским дном, по-видимому отражающим морфологию поверхности горизонтального скольжения сорванной континентальной литопластины. Смещения огромных объемов (≈ 540 тыс. км³) коровых масс на ЮЗ реализовались в формировании Камуикотан-Сусу-

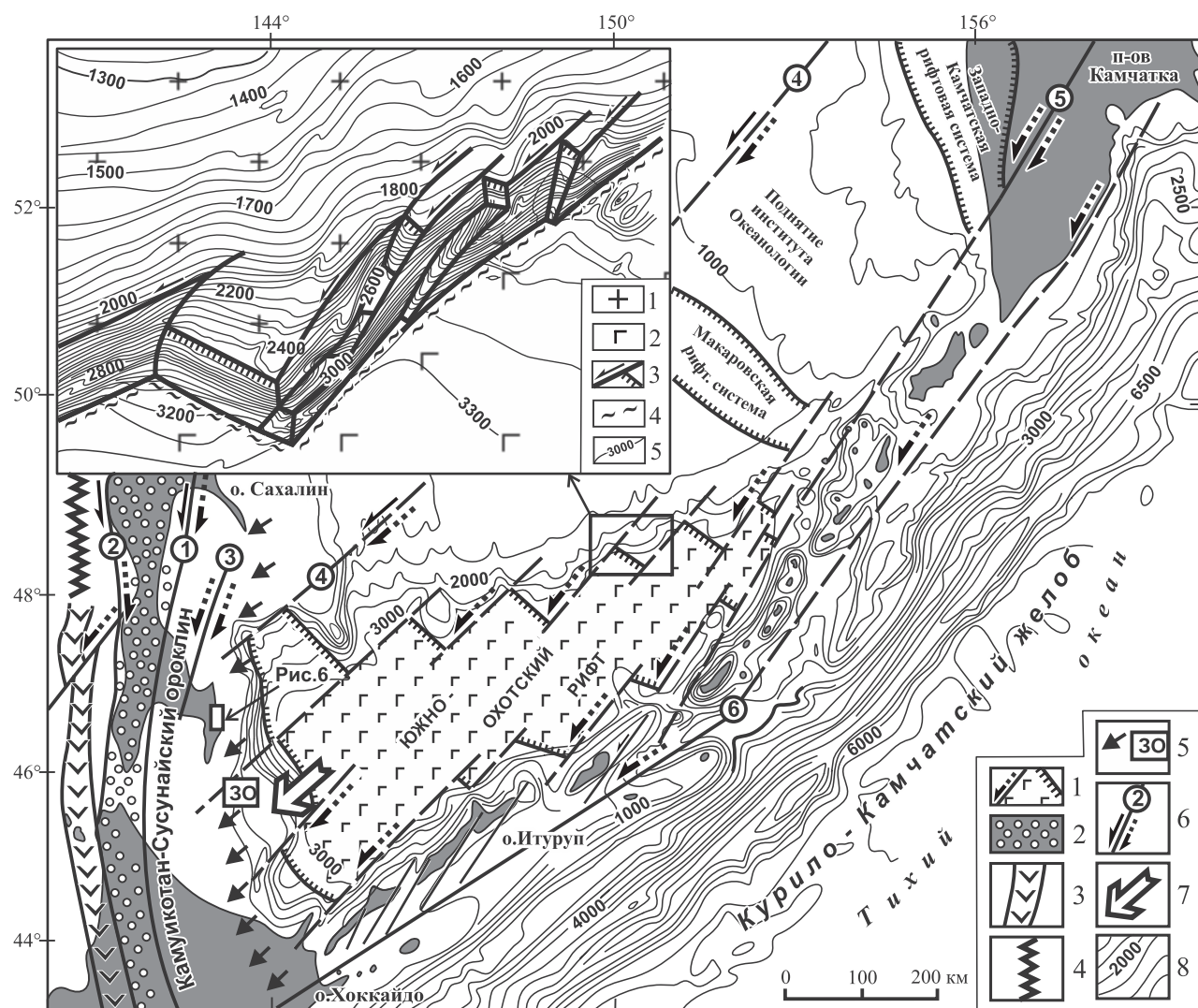


Рис. 5. Морфология и кинематика структурообразующего течения коровых масс Охотоморского региона.

1 – сдвиго-раздвиговые границы Южно-Охотского рифта с корой океанического типа (структура оттока континентальных масс); 2–4 – Хоккайдо-Сахалинская зона рифтов и составляющие ее рифты: Западно-Сахалинский (2), Ребун-Монеронский (3), Татарский (4); 5 – Западно-Охотоморский пояс фронтального сжатия (динамоморфизм, чешуйчато-надвиговое скучивание масс); 6 – сдвиги (сплошная стрелка – докайнозойские, точечная – позднекайнозойские, в том числе активизированные докайнозойские): Тымь-Поронайский (1), Западно-Сахалинский (2), Мерейский (3), Пенжинский (4), Центрально-Камчатский (5), Срединно-Курильский (6); 7 – направление отрыва и течения коровых масс Южно-Охотского плито-потока; 8 – изобаты (м).

Врезка. Морфология северного склона Южно-Охотского рифта [Строение..., 1981]. 1, 2 – кора континентальная (1) и океанического типа (2); 3 – генерализованные контуры блоков континентальной коры, ограниченные сдвигами и поперечными разломами отрывно-сбросового типа; 4 – подошва (срыв) литопластины; 5 – изобаты (м).

Fig. 5. Morphology and kinematics of the structure-forming flow of crustal masses within the Okhotsk Sea region.

1 – strike-slip-and-pull-apart related boundaries of the Southern Okhotsk rift (Южно-Охотский рифт) with an oceanic crust (structure of outflow of continental masses); 2–4 – Hokkaido-Sakhalin rift zone and its constituent rifts: Western Sakhalin (2), Rebun-Moneronsky (3), Tatar (4); 5 – Western Okhotsk Sea belt of frontal compression (dynamomorphism, masses' imbricated-thrust stacking); 6 – strike-slip faults (solid arrow – pre-Cenozoic, point arrow – Late Cenozoic, including, also activated pre-Cenozoic): Tym'-Poronaysky (1), Western Sakhalin (2), Mereisky (3), Penzhina (4) Central Kamchatka (5), Middle Kuril (6); 7 – direction of the crustal masses' extension and flow for the Southern Okhotsk plate flow; 8 – isobaths (m).

Insert. Morphology of the northern slope of the Southern Okhotsk rift [Stroenie..., 1981]. 1, 2 – continental (1) and oceanic (2) crust; 3 – the generalized contours of blocks of the continental crust being limited by strike-slip faults and transverse extension-and-normal faults; 4 – bottom (detachment) of lithoplastins; 5 – isobaths (m). In addition, the figure area includes also the placement of the Kamuikotan-Susunai orocline as an element of the Western.

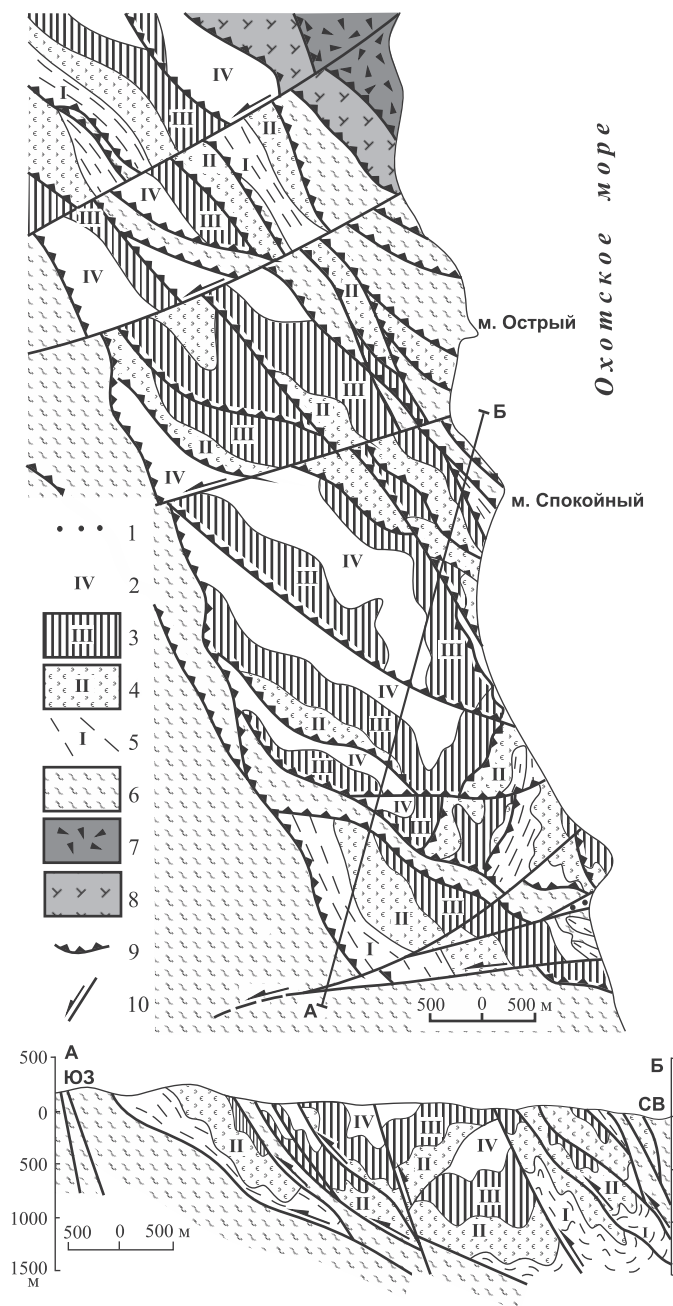


Рис. 6. Морфология и кинематика чешуйчато-надвигового скучивания масс в Западно-Охотском поясе фронтального сжатия, Чайкинский аллохтон (по [Жаров, 2004], местоположение – см. рис. 3, 5).

1 – миоценовые конгломераты; 2–5 – чешуи Чайкинского аллохтона (компан–ранний палеоцен): 2 – флишево-пеллетовая, 3 – туфопесчаная, 4 – пестроцветная туфогенная, 5 – кремнисто-глинистая; 6 – терригенный и полимиктовый меланж (средний эоцен); 7 – пластина олистостромы (ранний–поздний мел), 8 – перидотиты, серпентиниты (ранний мел); 9 – надвиги и взбросы; 10 – сдвиги.

Fig. 6. Morphology and kinematics of masses' imbricated-thrust stacking within the Western Okhotsk frontal compression belt, Chaykinsky allochthon (according to [Zharov, 2004], its location is shown in Fig. 3, 5).

1 – Miocene conglomerates; 2–5 – thrust-related slices of the Chaykinsky allochthon (Companian–Early-Paleocene): 2 – flysch-pelletic, 3 – tuff-sandy, 4 – variegated tuffaceous, 5 – siliceous-clayey; 6 – terrigenous and polymictic mélange (Middle Eocene); 7 – olistostrome plate (Early–Late Cretaceous); 8 – peridotites, serpentinites (Early Cretaceous); 9 – thrusts and reverse faults; 10 – strike-slip faults.

найнского пояса сжатия как фронтальной структуры скучивания масс (см. рис. 5). Обращает на себя внимание дугообразная форма пояса сжатия, идентичная морфологии так называемых “ороклинов”, происхождение которых чаще всего связывают с давлением жестких блоков (инденторов), изгибанием пластичных толщ в его фронтальной части, выдавливанием их в стороны от продвигающегося блока [Латеральные..., 2013; и др.].

Фронтальное выдавливание и скучивание масс в Камуикотан-Сусунайском ороклине выражены формированием системы чешуйчато-надвиговых структур, вергентных на ЮЗ, наиболее детально изученных на восточном побережье Тонино-Анивского полуострова [Жаров, 2004] (рис. 6). Здесь чешуи разного состава свидетельствуют о вовлечении в скучивание широкого спектра образований – от терригенно-туфогенных, кремнисто-глинистых до океанических комплексов (перидотиты, серпентиниты), с возрастом от раннемелового до палеогенового. Широкое развитие получили зоны меланжей, доминирующий возраст которых (середина среднего эоцена) указывает на главный эпизод тектонического скучивания [Жаров, 2004].

Идентичные структуры скучивания масс сформированы на всем протяжении Камуикотан-Сусунайского ороклина, а на отдельных участках (например, в хребте Сусунай) характерно интенсивное тектоническое рассланцевание пород с метаморфическими преобразованиями разной степени – от зеленосланцевых, голубосланцевых до эпидот-амфиболитовых фаций [Kimura et al., 1992; Жаров, 2004]. По-видимому, динаморассланцевание протекало импульсно (“шоково”), отражая прерывистость перемещения континентальных масс на ЮЗ.

Давление сорванных континентальных масс, выполнявших роль индентора, проявилось и к ЮЗ от Камуикотан-Сусунайского ороклина с формированием плито-потока протяженностью около 800 км, от о-ва Хоккайдо до гор Акайши Юго-Западной Японии (см. рис. 3), обладающего признаками объемного тектонического течения. Главным структурно-кинематическим признаком плитопотока Хоккайдо-Акайши в плане является изгиб изначально меридиональных разломов Северо-Восточной Японии конформно дугообразной морфологии Камуикотан-Сусунайского ороклина (см. рис. 3). Не исключено, что получившие развитие в северо-восточной Японии мощные, от нескольких сотен метров до 3–4 км, зоны милони-

тов, филлитов, тектонических глин и катаклазитов, возможно, являются, прежде всего, продуктами течения коровых масс в составе плито-потока Хоккайдо-Акайши. Фронтальное завершение тектонического потока на юго-западе оформилось флексурообразным изгибом структур Фосса-Магна (так называемого Синтаксис Канто [Takahashi, Saito, 1997]). Сформированный здесь тектонический линеамент Итоигава-Шизуока (ISTL, см. рис. 3, 4), ограничивающий с запада структуры Фосса-Магна, по-видимому, является выходом на дневную поверхность (листрический взброс) нижнего уровня срыва плито-потока, который перекрыл меридиональные миоценовые левые сдвиги, участвовавшие в раскрытии Центрально-Японского рифта, а также среднемиоценовые гранитоиды гор Акайши (см. рис. 4), что свидетельствует о завершающем постмиоценовом течении плито-потока Хоккайдо-Акайши на ЮЗ, начавшемся, по-видимому, с раскрытия Южно-Охотского рифта в эоцене. Наложение плито-потока Хоккайдо-Акайши на Япономорский указывает на, возможно, волновую последовательность формирования плито-потоков.

Хоккайдо-Акайши плито-поток наращивает к ЮЗ Чукотско-Охотский блок коры, ограниченный с северо-запада Пенжинским сдвигом Чукотской сдвиговой зоны (см. рис. 1). В этом весьма протяженном, относительно узком блоке приокеанической окраины Азии в позднем кайнозое, по-видимому, также протекали процессы верхнекоровых течений коровых масс на ЮЗ, но, в отличие от Хоккайдо-Акайши плито-потока, проявленного как процесс скучивания масс с образованием ороклинов, здесь формировались масштабные структуры растяжения – Южно-Охотская, Анадырская (см. рис. 1), а между ними – Макаровская, Западно-Камчатская и др. (см. рис. 5), ориентированные поперек ЮЗ-направлению течения масс. Верхнекоровое течение отвечает характеристикам протяженного на тысячи километров Чукотско-Охотского плито-потока, который, смещаясь на ЮЗ вдоль Чукотской сдвиговой зоны (см. рис. 1), трансформирует ее докайнозойские левые сдвиги в правые.

Японское и Охотское моря разделены Хоккайдо-Сахалинской меридиональной системой тесно сближенных рифтов (см. рис. 3, 5), которые при ширине 50–100 км, прослеживаясь на 1000 км и более, характеризуются прерывисто-непрерывным раскрытием в течение позднего мела–раннего кайнозоя. В позднем кайнозое Западно-Сахалинский рифт трансформировался в структуру сжатия [Рождественский, 1997].

Рифты оформлены Хоккайдо-Сахалинской системой меридиональных сдвигов, которые, кулисно наращивая к северу Восточно-Японскую зону левых сдвигов (см. рис. 1, 5), по-видимому, также формировались как левые сдвиги начиная с ранне-

го мела. В позднем мелу–кайнозое в связи с оттоком континентальных масс на ЮЗ (следствие активности Сихотэ-Алинской системы сдвигов) Хоккайдо-Сахалинские сдвиги как тыловые структуры растяжения раскрывались, трансформируясь в рифты. Определяющая роль сдвигов в заложении Хоккайдо-Сахалинской системы рифтов объясняет их морфологию – характерные для сдвигов прямолинейность, весьма значительные протяженность и глубинность. Вначале щелевидное, а затем все расширяющееся приоткрывание сдвигов в течение позднего мела–раннего кайнозоя обеспечило накопление вулканогенно-осадочных образований с суммарной мощностью до 17 км (Западно-Сахалинский рифт). Начавшаяся в палеоцене–среднем эоцене трансформация южного фланга Западно-Сахалинского рифта в структуру сжатия обязана, как показано выше, давлению континентальных масс со стороны Южно-Охотского рифта. С раскрытием Северо-Охотской, Кашеваровской вовлечен и северный фланг рифта с новейшей орогенцией (Восточно-Сахалинские горы) и правосторонней активизацией Тымь-Поронайского разлома.

ВОЗМОЖНЫЕ ДВИЖУЩИЕ СИЛЫ ЛАТЕРАЛЬНЫХ СМЕЩЕНИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ МАСС

Как показано, в Азиатско-Тихоокеанской зоне перехода смещение континентальной коры в мезозое–кайнозое происходило на ЮЮЗ 180–250° в направлении встречном и косо-встречном по отношению к ССЗ направлению субдукции океанических плит (см. рис. 1). Это кинематическое несоответствие не позволяет признать роль субдукции в качестве определяющего фактора в структурировании восточной окраины Азии и, напротив, свидетельствует о латеральных смещениях континентальной коры зоны перехода как не зависящих от геодинамики океанических плит, что ставит вопрос о силах, способных перемещать континентальные массы. Установленное течение континентальной коры на ЮЮЗ согласуется с направлением действия полюсобежных сил вращающейся Земли, которые, согласно известным фундаментальным разработкам [Воронов, 1968; Стовас, 1975; Роль..., 1997; и др.], являются главными движущими силами смещений континентов и, следовательно, могут быть привлечены как силы, объясняющие латеральные смещения континентальных масс зоны перехода.

Полюсобежные силы генерируются сложением центробежных и гравитационных сил. Важная роль в качестве тектонического фактора принадлежит инерционным силам, связанным с изменением скорости вращения планеты. Момент инерции (I) любой из планетарных оболочек (геосфер) и частных литопластин расслоенной литосферы определяется формулой $I = MR^2$, где M – масса тела,

R – радиус его вращения. Действия инерционно-полусобежных сил, по-видимому, обязано и движение континентов, которое рассматривается как проявление тектонического течения на макроуровне с развитием разноглубинных субгоризонтальных срывов (нижний уровень – 450–500 км [Пуцаровский, 2004]).

Согласно П.С. Воронову [1968], полюсобежные силы определяют геофлюкцию (течение) континентальных масс в направлении экватора с развитием фланговых меридиональных периокеанических глобальных сдвиговых зон. Вместе с тем анализом морфо-кинематических и возрастных характеристик транзитных сдвигов смежных окраин континентов выявлены приконтинентальные глобальные сдвиговые зоны [Уткин, 1980, 2007], которые, во многом совпадая с периокеаническими, ориентируются в северо-восточном (левые) и северо-западном (правые) направлениях и у экватора пересекаются ортогонально (рис. 7), что позволило выявить и обосновать их возможное парагенетическое развитие. Формирование Восточно-Азиатской глобальной сдвиговой зоны рассматривается как следствие смещения Азиатского континента в составе Евразии на ЮЗ с синхронным формированием парагенетической триады глобального масштаба: фланговых левых сдвигов (Восточно-Азиатская глобальная сдвиговая зона), фронтального сжатия масс (Альпийско-Гималайский пояс сжатия), тылового растяжения (распад и просадка Арктической окраины континента). Однако этой динамо-кинематической обстановкой нельзя достаточно убедительно объяснить главное событие кайнозойского этапа развития зоны перехода – формирование окраинных морей в условиях, как показано, крупномасштабного течения коровых масс на ЮЮЗ. Есть основание предполагать следующую последовательность структурирования зоны перехода.

В мезозое, в процессе смещения Евразийского континента на ЮЗ, синхронно с трансформацией Альпийско-Гималайской зоны правых сдвигов в пояс сжатия, его восточная окраина формировалась как фланговая глобальная левосдвиговая зона с закономерным развитием систем базовых транзитных глубинных левых сдвигов. К кайнозою целостность окраины Азии была разрушена, сформировались тектонически обособленные блоки (литопластины) континентальной коры с разными массами и разными уровнями срыва и, следовательно, с неадекватной инерционной энергетикой, что создавало условия для их автономных движений. Например, крупный фрагмент континентальной коры – Юго-Западная Япония – был отчленен от континента и смещался на юг в результате действия в этом направлении ротационных сил. В этих же условиях ротационной геодинамики в позднем кайнозое формировались и крупномасштабные тече-

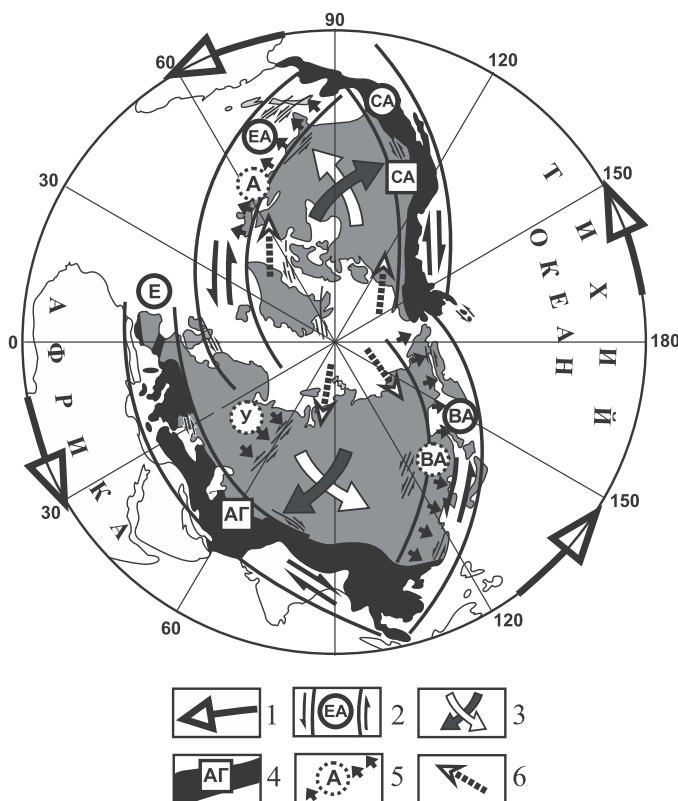


Рис. 7. Глобальные сдвиговые зоны и обратимая трансформация геодинамических режимов окраин континентов [Уткин, 2007].

1 – направление вращения Земли; 2 – левые и правые глобальные сдвиговые зоны: BA – Восточно-Азиатская, EA – Европейско-Американская, CA – Северо-Американская, E – Евразийская; 3 – направление смещений континентов в условиях ускорения вращения Земли в мезозое–кайнозое (залитые стрелки) и замедления – в палеозое (полые стрелки); 4, 5 – фронтальные пояса сжатия (АГ – Альпийско-Гималайский, CA – Северо-Американский), сформированные в позднем мезозое–кайнозое в условиях ускорения вращения Земли (4) и в палеозое (BA – Восточно-Азиатский, Y – Уральский, A – Аппалачский) – в условиях замедления ее вращения (5); 6 – тыловые структуры растяжения смещавшихся к экватору Евразии и Северной Америки.

Fig. 7. Global strike-slip fault zones and reversible transformation of geodynamic regimes of continental margins [Utkin, 2007].

1 – direction of the Earth's rotation; 2 – dextral and sinistral global strike-slip fault zones: BA – East Asian, EA – European-American, CA – North American, E – Eurasian; 3 – directions of the continents' displacement under acceleration of the Earth's rotation during from Mesozoic to Cenozoic (filled arrows) and deceleration of the Earth's rotation during Paleozoic (empty arrows); 4, 5 – frontal compression belts (AG – Alpine-Himalayan, CA – North American) formed during from Late Mesozoic to Cenozoic under acceleration of the Earth's rotation (4) and during Paleozoic (BA – East Asian, Y – Ural, A – Appalachian) – under deceleration of the Earth's rotation (5); 6 – back extensional structures of Eurasia and North American displacing to the equator.

ния верхних уровней континентальной коры в ЮЗ-направлении, например плито-поток Хоккайдо-Акайши. Можно предположить, что срывы и скольжение верхнекоровых плито-потоков происходили вследствие их повышенной инерционной энергии по отношению к нижним, подстилающим слоям литосферы, менее удаленным от оси вращения Земли и, следовательно, с меньшими скоростями движений. Проскальзывание разноскоростных литопластин активизировалось прежде всего в периоды меняющейся скорости вращения планеты, когда инерционные силы создают тангенциальную компоненту, направленную по касательной к поверхности планеты. Превосходящие моменты инерции верхних слоев литосферы относительно нижних, возможно, и определяют крупномасштабные тектонические течения верхних уровней коры, широко проявленные как основные формы структурно-тектонической жизни консолидированной коры континентов.

Таким образом, установленные латеральные тектонические потоки континентальной коры Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода в мезозое-кайнозой на ЮЮЗ 180–250°, возможно, формировались под воздействием ротационной геодинамики неравномерно вращающейся Земли независимо от геодинамики океанических плит.

ВЫВОДЫ

Развитие Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода в мезозое-кайнозой протекало в режиме латерального структурообразующего течения континентальной коры в условиях сдвигового тектогенеза Восточно-Азиатской глобальной сдвиговой зоны. Выделяются два главных этапа сдвигового тектогенеза.

1. Орогенно-конструктивный этап (юра-ранний мел) – время аккумуляции стратифицированных образований, их орогенное складчато-надвиговое тектоническое сжатие по законам сдвигового тектогенеза, создавшего структурно-динамические обстановки развития внутрикорового интрузивного магматизма.

2. Рифтогенно-деструктивный этап (поздний мел-кайнозой) происходил в условиях трансенсии сдвигов (сдвиг с растяжением) с разрушением структур орогенно-конструктивного этапа, что привело к восходящей миграции магм интрузивного внутрикорового уровня с формированием, главным образом в позднем мелу, вулканического покрова. Начавшаяся в позднем мелу сдвиговая деструкция коры в кайнозой проявилась чрезвычайно активно с формированием эпиконтинентальных осадочных бассейнов и глубоководных впадин окраинных морей.

Анализ кинематики дискордантно ориентированных транзитных сдвиговых систем, составляю-

щих ВАГСЗ, а также кинематики раскрытия эпиконтинентальных осадочных бассейнов и глубоководных впадин Японского и Охотского морей показал, что структурообразующее течение коровых масс зоны перехода происходило в направлении ЮЮЗ 180–250° – встречном и косо-встречном по отношению к ССЗ направлению субдукции океанических плит. Это кинематическое несоответствие не позволяет признать роль геодинамики океанических литосферных плит в качестве определяющего фактора в структурировании восточной окраины Азии. Вместе с тем течение континентальной коры (плито-потоки) совпадает с направлением действия инерционно-полюсобежных сил, что дает основание рассматривать структурирование зоны перехода как процесс, обусловленный ротационной геодинамикой неравномерно вращающейся Земли и независимый от геодинамики океанических плит.

Благодарю Б.К. Сорокина, И.А. Шагвалиева, Ю.П. Юшманова, А.Н. Компанейца – коллег по совместным многолетним полевым работам в составе структурного отряда Южно-Приморской геолого-съемочной экспедиции, а также Ю.Г. Волохина, С.О. Максимова, А.Н. Митрохина, П.Л. Неволлина, В.К. Попова – за плодотворное обсуждение представленного материала. Признателен О.М. Молибог, Т.И. Карпенко и Ю.Н. Шеховцевой за подготовку компьютерной версии статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арган Э. (1935) Тектоника Азии. М.; Л.: ОНТИ НКТП СССР, 192 с.
- Буртман В.С., Лукьянов А.В., Пейве А.В., Руженцев С.В., Суворов А.И., Трифонов В.Г., Коптев В.В., Щерба И.Г. (1963) Горизонтальное перемещение по разломам и некоторые методы их изучения. *Разломы и горизонтальные движения земной коры*. М.: Наука, 29-43.
- Воронов П.С. (1968) Очерки о закономерностях морфологии глобального рельефа Земли. Л.: Наука, 123 с.
- Жаров А.Э. (2004) Геологическое строение и мел-палеогеновая геодинамика Юго-Восточного Сахалина. Южно-Сахалинск: Сахалинское кн. изд-во, 192 с.
- Иванов Б.А. (1961) Центральный Сихотэ-Алинский разлом. *Докл. АН СССР*, **138**(4), 900-903.
- Кожурин А.И., Трифонов В.Г. (1982) Молодые сдвиги обрамления Тихого океана. *Геотектоника*, (2), 3-18.
- Латеральные тектонические потоки в литосфере Земли. (2013) (Отв. редактор М.Г. Леонов). М.: ГЕОС, 318 с.
- Наталин Б.А., Алексеенко С.Н. (2009) (Отв. ред. Г.Л. Кириллова) Структура мелового складчатого основания СОБ. *Среднеамурский осадочный бассейн: геологическое строение, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы*. Владивосток: ДВО РАН, 286-313.
- Пейве А.В., Пушаровский Ю.М. (1982) Теоретические проблемы геологии океанов. *Природа*, (1), 30-41.
- Пушаровский Ю.М. (2004) Движущиеся континенты. *Геотектоника*, (3), 3-12.

- Рождественский В.С. (1997) (Под ред. Б.Н. Пискунова) Роль сдвигов в формировании структуры Сахалина, месторождений углеводородов и рудоносных зон. *Геология и геодинамика Сихотэ-Алинской и Хоккайдо-Сахалинской складчатых областей*. Южно-Сахалинск: Дальнаука, 80-109.
- Роль сдвиговой тектоники в структуре литосфер Земли и планет земной группы. (1997) (Под ред. П.С. Воронова). СПб: Наука, 592 с.
- Силантьев В.Н. (1963) Фудзино-Иманский сдвиг. *Изв. АН СССР. Сер. геология*, (2), 39-49.
- Стовас М.В. (1975) Избранные труды. М.: Недра, 155 с.
- Стоянов С.С. (1977) Механизм формирования разрывных зон. М.: Недра, 143 с.
- Строение дна Охотского моря. (1981) (Отв. ред. В.В. Белоусов, Г.Б. Удинцев). М.: Наука, 176 с.
- Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. (1990) (Отв. ред. Ю.М. Пущаровский, В.Г. Трифонов). М.: Наука, 294 с.
- Трифонов В.Г., Кожурин А.И. (2010) Проблемы изучения активных разломов. *Геотектоника*, (6), 79-98.
- Уткин В.П. (1978) Восточно-Азиатская глобальная сдвиговая зона, вулканический пояс и окраинные моря. *Докл. АН СССР*, **240**(2), 400-403.
- Уткин В.П. (1980) Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 144 с.
- Уткин В.П. (1985) Геодинамика растяжений земной коры в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. *Геотектоника*, (1), 73-87.
- Уткин В.П. (1987) Сдвиговые дислокации и их роль в проявлениях магматизма и рудообразования Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Владивосток: ДВГИ ДВО АН СССР. 451 с.
- Уткин В.П. (2005) Строение, геохронология и структурно-динамические условия вертикального развития Восточно-Сихотэ-Алинского магмо-металлогенического пояса. *Докл. АН*, **404**(5), 659-663.
- Уткин В.П. (2007) Ротационная природа тектогенеза окраин континентов и распада Лавразийского и Гондванского суперконтинентов. *Докл. АН*, **416**(1), 86-90.
- Уткин В.П., Митрохин А.Н., Неволин П.Л. (2016) Сдвиговый континентальный рифтогенез восточной окраины Азии. *Литосфера*, (4), 5-29.
- Шерман С.И., Семицкий К.Ж., Борняков С.А., Буддо В.Ю., Лобацкая Р.М., Адамович А.Н., Трусков В.А., Бабичев А.А. (1991) Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига. Новосибирск: Наука, 262 с.
- Allen C.R. (1962) Circum-Pacific Faulting in the Philippines-Taiwan Region. *Geophys. Res.*, (2), 4795-4812.
- Asahiko T., Timothy, Juichiro A. (1992) Photographic Atlas of an Accretionary Prism: Geologic Structures of the Shimanto Belt., Tokyo, University of Tokyo Press, 124 p.
- Carey S.W. (1954) The Rheid concept in geotectonics. *Bull. Geol. Soc. Austral.*, **1**, 67-117.
- Cloos E. (1955) Experimental analysis of fracture patterns. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **66**, 241-256.
- Crowell J.C. (1974) (Ed. W.R. Dickinson) Origin of late Cenozoic basins in southern California. *Tecton. Sediment., SEPM Spec. Publ.*, (22), 190-204.
- Engelbreton D.C., Cox A., Gordon R.G. (1985) Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin. *Geol. Soc. Am., Spec. Paper*, **206**, 1-59.
- Fournier V., Jolivet L., Huchon P., Sergeyev K. E., Oskorbin L.S. (1995). Neogene strike-slip faulting in Sakhalin and Japan Sea. *J. Geophys. Res.*, **99**, 2701-2725.
- Ganzawa Y. (1987) Fission track ages of volcanic rocks from Cretaceous to Tertiary in the inner belt of Northeast Japan-Okushiri Island, Oga Peninsula and Asahi Mountains. *J. Geol. Soc. Japan*, **93**, 387-401.
- Hsiao L.-Y., Graham S.A., Tilader N. (2010) Stratigraphy and sedimentation in a rift basin modified by synchronous strike-slip deformation: southern Xialiao basin, Bohai, offshore China. *Basin Res.*, **22**, 61-78.
- Ishikawa M., Otsuki K. (1990) Fold structures and left-lateral ductile shear in the Gosaisho metamorphic belt, Northeast Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, **96**, 719-730.
- Kimura G., Sakakibara M., Ofuka H., Ishizuka H., Miyashita S., Okamura M., Melnikov O.A., Leshchenko V. (1992) A deep section of accretionary complex: Susunai Complex in Sakhalin Island, Northwest Pacific Margin. *The Island Arc*, (1), 166-175.
- Kiyokawa S. (1992) Geology of the Jdonnappu belt, central Hokkaido. Japan: evolution of a Cretaceous accretionary complex. *Tectonics*, **11**(6), 1180-1206.
- Lin A., Miyata T., Wan T. (1998) Tectonic characteristics of the central segment of the Tancheng-Lujiang fault zone, Shandong Peninsula, eastern China. *Tectonophysics*, (293), 85-104.
- Maruyama S., Seno T. (1986) Orogeny and relative plate motions: Example of the Japanese Islands. *Tectonophysics*, (127), 305-329.
- McKinstry H.E. (1953) Shears of second order. *Am. J. Sci.*, **251**, 401-414.
- Moody J. D., Hill M.J (1956) Wrench-fault tectonics. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **67**(9), 1207-1246.
- Otofujii Y., Matsuda T., Nohda S. (1985) Opening mode of the Japan Sea inferred from the palaeomagnetism of the Japan arc. *Nature*, (317), 603-604.
- Otsuki K. (1975) Geology of the Tanakura shear zone and adjacent area. *Contrib. Inst. Geol. Paleontol., Tohoku University*, **76**, 1-71.
- Otsuki K. (1992) Oblique subduction, collision of microcontinents and subduction of oceanic ridge: their implications on the Cretaceous tectonics of Japan. *The Island Arc*, (1), 51-63.
- Takahachi M., Saito K. (1997) Miocene intra-arc bending at an arc-arc collision zone, central Japan. *The Island Arc*, (6), 168-182.
- Tanabe H., Kano K. (1996) Illite crystallinity study of the Cretaceous Shimanto Belt in the Akaishi Mountains, eastern Southwest Japan. *The Island Arc*, (5), 56-68.
- The Tancheng-Lujiang wrench fault system (1993) (Ed. J.W. Xu). Chichester, England, John Wiley and Sons Publ., 279 p.
- Xu J.W., Zhy G., Tong W., Cui K.R., Liu Q. (1987) Formation and evolution of the Tancheng-Lujiang wrench fault system: a major shear system to the north-west of the Pacific Ocean. *Tectonophysics*, **134**(4), 273-310.

REFERENCES

- Allen C.R. (1962) Circum-Pacific Faulting in the Philippines-Taiwan Region. *Geophys. Res.*, (2), 4795-4812.
- Argan E. (1935) *Tektonika Azii* [Tectonics of Asia]. Moscow; Leningrad, ONTI NKTP SSSR, 192 p.
- Asahiko T., Timothy, Juichiro A. (1992) Photographic Atlas of an Accretionary Prism: Geologic Structures of the

- Shimanto Belt. Tokyo, University of Tokyo Press, 124 p.
- Burtman V.S., Luk'yanov A.V., Peive A.V., Ruzhentssev S.V., Suvorov A.I., Trifonov V.G., Koptev V.V., Shcherba I.G. (1963) Horizontal movement along faults, and some methods of their study. *Razlomy i gorizontaľnye dvizheniya zemnoi kory* [Faults and horizontal movements of the Earth's crust]. Moscow, Nauka Publ., 29-43. (In Russian)
- Carey S.W. (1954) The Rheid concept in geotectonics. *Bull. Geol. Soc. Austral.*, **1**, 67-117.
- Cloos E. (1955) Experimental analysis of fracture patterns. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **66**, 241-256.
- Crowell J.C. (1974) (Ed. W.R. Dickinson) Origin of late Cenozoic basins in southern California. *Tecton. Sediment., SEPM Special Publication*, (22), 190-204.
- Engelbreton D.C., Cox A., Gordon R.G. (1985) Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin. *Geol. Soc. Am., Spec. Paper*, **206**, 1-59.
- Fournier V., Jolivet L., Huchon P., Sergeyev K.E., Oscorbin L.S. (1995). Neogene strike-slip faulting in Sakhalin and Japan Sea. *J. Geophys. Res.*, **99**, 2701-2725.
- Ganzawa Y. (1987) Fission track ages of volcanic rocks from Cretaceous to Tertiary in the inner belt of Northeast Japan-Okushiri Island, Oga Peninsula and Asahi Mountains. *J. Geol. Soc. Japan*, **93**, 387-401.
- Hsiao L.-Y., Graham S.A., Tilader N. (2010) Stratigraphy and sedimentation in a rift basin modified by synchronous strike-slip deformation: southern Xialiao basin, Bohai, offshore China. *Basin Res.*, **22**, 61-78.
- Ishikawa M., Otsuki K. (1990) Fold structures and left-lateral ductile shear in the Gosaisho metamorphic belt, Northeast Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, **96**, 719-730.
- Ivanov B.A. (1961) Tsentral'nyi Sikhote-Alinskii razlom. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **138**(4), 900-903. (In Russian)
- Kimura G., Sakakibara M., Ofuka H., Ishizuka H., Miyashita S., Okamura M., Melnikov O.A., Leshchenko V. (1992) A deep section of accretionary complex: Susunai Complex in Sakhalin Island, Northwest Pacific Margin. *The Island Arc*, (1), 166-175.
- Kiyokawa S. (1992) Geology of the Jdonnappu belt, central Hokkaido. Japan: evolution of a Cretaceous accretionary complex. *Tectonics*, **11**(6), 1180-1206.
- Kozhurin A.I., Trifonov V.G. (1982) Young strike-slip faults of the Pacific Ocean framing. *Geotektonika*, (2), 3-18. (In Russian)
- Lateral'nye tektonicheskie potoki v litosfere Zemli.* (2013) [Lateral tectonic flows in the lithosphere of the Earth]. (Ed. M.G. Leonov). Moscow, GEOS Publ., 318 p. (In Russian)
- Lin A., Miyata T., Wan T. (1998) Tectonic characteristics of the central segment of the Tancheng-Lujiang fault zone, Shandong Peninsula, eastern China. *Tectonophysics*, (293), 85-104.
- Maruyama S., Seno T. (1986) Orogeny and relative plate motions: Example of the Japanese Islands. *Tectonophysics*, (127), 305-329.
- McKinstry H.E. (1953) Shears of second order. *Am. J. Sci.*, **251**, 401-414.
- Moody J.D., Hill M.J. (1956) Wrench-fault tectonics. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **67**(9), 1207-1246.
- Natal'in B.A., Alekseenko S.N. (2009) The structure of the folded basement of the Cretaceous SSB. *Sredneamurskii osadochnyi basseyn: geologicheskoe stroenie, geodinamika, toplivno-energeticheskie resursy* [Middle Amur sedimentary basin: geological structure, geodynamics, and fuel-and-energy resources] (Ed. G.L. Kirillova). Vladivostok, Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences Publ., 286-313. (In Russian)
- Otofuji Y., Matsuda T., Nohda S. (1985) Opening mode of the Japan Sea inferred from the palaeomagnetism of the Japan arc. *Nature*, (317), 603-604.
- Otsuki K. (1975) Geology of the Tanakura shear zone and adjacent area. *Contrib. Inst. Geol. Paleontol.*, Tohoku University, **76**, 1-71.
- Otsuki K. (1992) Oblique subduction, collision of microcontinents and subduction of oceanic ridge: their implications on the Cretaceous tectonics of Japan. *The Island Arc*, (1), 51-63.
- Peive A.V., Pushcharovsky Yu.M. Theoretical problems of the geology of the oceans. *Priroda*, (1), 30-41. (In Russian)
- Pushcharovsky Yu.M. (2004) The Moving Continents. *Geotektonika*, (3), 3-12. (In Russian)
- Rol' sdvigovoi tektoniki v strukture litosfer Zemli i planet zemnoi gruppy.* (1997) [The role of a strike-slip-fault tectonics in the structure of the Earth's lithospheres and terrestrial planets] (Ed. P.S. Voronov). St. Petersburg, Nauka Publ., 592 p. (In Russian)
- Rozhdestvenskii V.S. (1997) The role of strike-slip faults in the formation of the structure of Sakhalin, hydrocarbon deposits and mineralized zones. *Geodinamika tektonosfery zony sochleneniya Tikhogo okeana s Evraziei* (Pod red. B.N. Piskunova). T. 1. *Geologiya i geodinamika Sikhote-Alinskoi i Khokkaido-Sakhalinskoi skladchatykh oblastei* [Geodynamics of tectonosphere Pacific Ocean and Eurasia couple zone (Ed. B.N. Piskunov). V. 1. Geology and geodynamics of the Sikhote-Alin and Khokkaido-Sakhalin folded regions]. Yuzhno-Sakhalinsk, Dal'nauka Publ., 80-109. (In Russian)
- Rutland R., William R.A. (1967) A tectonic study of part of the Philippine fault zone. *Quart. Geol. Soc.*, **123**(4), 176-192.
- Sherman S.I., Seminsky K.Zh., Bornyakov S.A., Buddo V.Yu., Lobatskaya R.M., Adamovich A.N., Truskov V.A., Babichev A.A. (1991) *Razlomoobrazovanie v litosfere. Zony sdviga* [Faulting in the lithosphere. Wrench fault zones]. Novosibirsk, Nauka Publ., 262 p. (In Russian)
- Silant'ev V.N. (1963) Fujino-Iman shear. *Izv. Akad. Nauk USSR. Ser. Geol.*, (2), 39-49. (In Russian).
- Stoyanov S.S. (1977) *Mekhanizm formirovaniya razryvnykh zon* [The mechanism of the formation of discontinuous zones]. Moscow, Nedra Publ., 143 p. (In Russian)
- Stovas M.V. (1975) *Izbrannye trudy* [Selected works]. Moscow, Nedra Publ., 155 p. (In Russian)
- Stroenie dna Okhotskogo morya* (1981) [The structure of the bottom of the Sea of Okhotsk] (Eds V.V. Belousov, and G.B. Udintsev). Moscow, Nauka Publ., 176 p. (In Russian)
- Takahachi M., Saito K. (1997) Miocene intra-arc bending at an arc-arc collision zone, central Japan. *The Island Arc*, (6), 168-182.
- Tanabe H., Kano K. (1996) Illite crystallinity study of the Cretaceous Shimanto Belt in the Akaishi Mountains, eastern Southwest Japan. *The Island Arc*, (5), 56-68.
- Tektonicheskaya rassloennost' litosfery i regional'nye geologicheskie issledovaniya* (1990) [Tectonic layering of the lithosphere and regional geological studies] (Eds Yu.M. Pushcharovsky, and V.G. Trifonov). Moscow, Nauka Publ., 294 p. (In Russian)
- The Tancheng-Lujiang wrench fault system (1993)

- (Ed. J.W. Xu). Chichester, England, John Wiley and Sons Publ., 279 p.
- Trifonov V.G., Kozhurin A.I. (2010) Study of active faults: Theoretical and applied implications. *Geotectonics*, **44**(6), 510-528 (translated from *Geotektonika*, (6), 79-98).
- Utkin V.P. (1978) East Asian global strike-slip fault zone, the volcanic belt and marginal seas. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **240**(2), 400-403. (In Russian)
- Utkin V.P. (1980) *Sdvigovye dislokatsii i metodika ikh izucheniya* [Strike-slip related dislocations and methods of their study]. Moscow, Nauka Publ., 144 p. (In Russian)
- Utkin V.P. (1985) Geodynamics of the Earth's crust extensions in the transition zone from the Asian continent to the Pacific Ocean. *Geotektonika*, (1), 73-87. (In Russian)
- Utkin V.P. (1987) *Sdvigovye dislokatsii i ikh rol' v proyavleniyakh magmatizma i rudoobrazovaniya Aziatsko-Tikhookeanskoi zony perekhoda*. Diss. ... dokt. geol.-min. nauk [Strike-slip related dislocations and their role in occurrences of magmatism and ore formation of the Asia-Pacific transition zone. Doct. geol. and min. sci. diss.]. Vladivostok, DVGI DVO AN SSSR, 451 p. (In Russian)
- Utkin V.P. (2005) Structure, geochronology and structural-and-dynamic conditions of the vertical development of the Eastern Sikhote-Alin magmatic-metallogenic belt. *Dokl. Akad. Nauk*, **404**(5), 659-663. (In Russian)
- Utkin V.P. (2007) The rotational nature of the continental margins' tectogenesis and the disintegration of the Laurasia and Gondwana supercontinents. *Dokl. Akad. Nauk*, **416**(1), 86-90. (In Russian)
- Utkin V.P., Mitrokhin A.N., Nevolin P.L. (2016) Strike-slip related continental rifting of the eastern margin of Asia. *Litosfera*, (4), 5-29. (In Russian)
- Voronov P.S. (1968) *Ocherki o zakonomernostyakh morfologii global'nogo rel'efa Zemli* [Essays on the morphology of the global patterns of Earth's topography]. Leningrad, Nauka Publ., 123 p. (In Russian)
- Xu J.W., Zhy G., Tong W., Cui K.R., Liu Q. (1987) Formation and evolution of the Tancheng-Lujiang wrench fault system: a major shear system to the north-west of the Pacific Ocean. *Tectonophysics*, **134**(4), 273-310.
- Zharov A.E. (2004) *Geologicheskoe stroenie i mel-paleogenovaya geodinamika Yugo-Vostochnogo Sakhalina* [Geological structure and the Cretaceous-Paleogene geodynamics of the Southwestern Sakhalin]. Yuzhno-Sakhalinsk, Sakhalinskoe Knizhnoe Izd., 192 p. (In Russian)

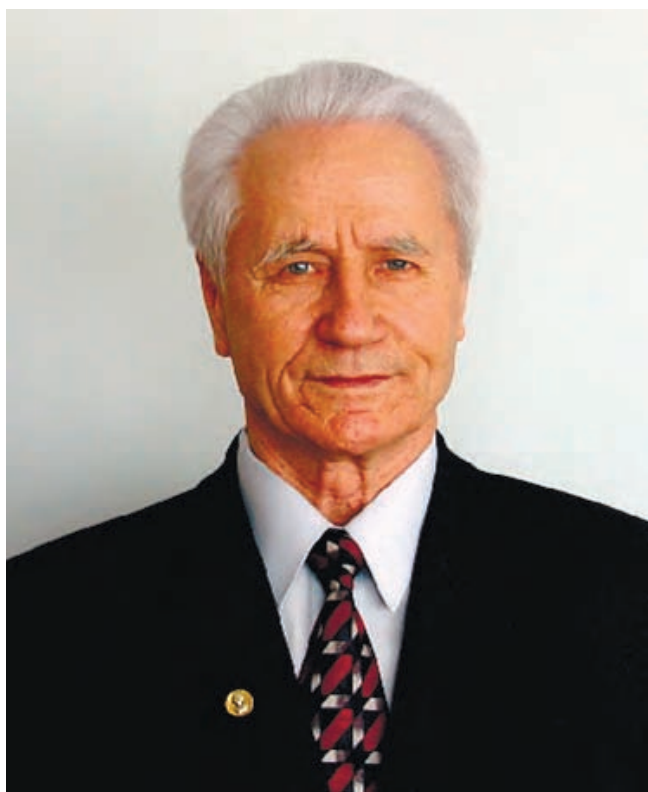
ЮБИЛЕИ

**ВИКТОР ЛЕОНТЬЕВИЧ ЯКОВЛЕВ.
К 85-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ**

8 октября отметил свое 85-летие один из ведущих представителей Уральской школы отечественной горной науки, Советник РАН, член-корреспондент РАН, действительный член АН Республики Саха (Якутия), член Академии горных наук РФ, профессору, доктору технических наук, заслуженному деятелю науки Республики Саха (Якутия).

**VIKTOR LEONTIEVICH YAKOVLEV.
TO THE 85th ANNIVERSARY**

V.L. Yakovlev, an outstanding Russian scientist representing the Ural School of Mining Science, celebrated his 85th jubilee on the 8th of October. Viktor Leontievich is a Corresponding Member and an Advisor of the Russian Academy of Sciences, Full member of the Academy of Sciences of the Republic of Sakha (Yakutia), Member of the Academy of Mining Sciences of the Russian Federation, Professor, Dr. Sci. (Engineering), Honoured Scientist of the Republic of Sakha (Yakutia).



Более 63 лет Виктор Леонтьевич отдал горному делу – стратегическому направлению развития экономики России.

В 1956 г., в период послевоенного оживления промышленного строительства нашей страны В.Л. Яковлев с отличием оканчивает горный факультет Свердловского горного института им. В.В. Вахрушева и направляется в институт “Уралгипрошахт”. Будучи инженером-проектировщиком, он творчески решает сложные вопросы технологии горных работ и транспорта в проектах крупных асбестовых карьеров и угольных разрезов Урала.

С 1962 г. он трудится в Институте горного дела – центральном научно-исследовательском институте МЧМ СССР, а ныне – ИГД УрО РАН. В 1960-е гг. В.Л. Яковлев активно участвует в становлении Уральской научной школы карьерного транспорта, сформированной под руководством проф. М.В. Васильева, и со временем становится ее общепризнанным лидером. В 1966 г. он защитил кандидатскую, а в 1979 г. – докторскую диссертации, в которых впервые были рассмотрены общие положения стратегии формирования транспортных систем, позволяющие прогнозировать развитие карьерного транспорта.

Основным направлением научной деятельности доктора наук В.Л. Яковлева являются исследования в области теории формирования транспортных систем глубоких карьеров, представленные во множестве научных трудов и обобщенные в монографии “Теория и практика выбора транспорта глубоких карьеров”. Исследования в данной области до настоящего времени являются теоретической и методической основой выбора стратегии формирования транспортных систем глубоких карьеров, принципиально отличающейся от ранее применяемых методов сравнения и выбора видов карьерного транспорта при проектировании новых и реконструкции действующих горно-обогатительных предприятий. В это же время В.Л. Яковлев выполнил большую работу по обоснованию целесообразности создания отечественных дизель-троллейбусов для глубоких карьеров. Новое знание получило практическое воплощение при обосновании параметров технологических схем транспорта на ряде крупнейших горно-обогатительных комбинатов Советского Союза и России.

Будучи директором Института горного дела Севера Сибирского отделения РАН (г. Якутск), который он возглавлял с 1986 по 1994 г., В.Л. Яковлев успешно решал задачи, связанные с созданием на-

учных основ разработки месторождений в условиях многолетней мерзлоты. Под его руководством получены важные научные результаты по исследованию тепловых и механических процессов в массивах многолетнемерзлых горных пород, созданию методов производства горных работ на основе управления этими процессами, разработке научных основ комплексного использования полезных ископаемых месторождений Северо-Востока Российской Федерации.

За время работы директором Института горного дела Севера СО РАН он приобрел заслуженный авторитет в научном сообществе, являясь членом Президиума Якутского научного центра, Объединенного совета СО РАН по наукам о Земле, Международного комитета по горному делу в Арктике, он избирается членом-корреспондентом Российской академии наук (1991 г.). Виктор Леонтьевич принимает активное участие в общественной жизни Якутии, развитии ее научно-технического потенциала, создании Академии наук Республики Саха (Якутия), где был избран действительным членом, членом Президиума, председателем Объединенного совета по физико-техническим наукам, председателем уставной комиссии. В 1994 г. за разработку научных основ комплексного освоения недр Северо-Востока России и научно-организационную деятельность он награжден Почетной грамотой Президиума СО РАН, Грамотой Президента РС(Я) с вручением именных золотых часов “За большой вклад в укрепление государственности республики”, ему присвоено почетное звание “Заслуженный деятель науки республики Саха (Якутия)”.

В 1995 г. по инициативе Президиума УрО РАН и с согласия Президиума СО РАН В.Л. Яковлев возвращается на Урал и как имеющий большой опыт организационной и научно-исследовательской работы сначала назначается, а в марте 1996 г. избирается на должность директора Института горного дела УрО РАН. Под его руководством деятельность института, которому в течение 30 лет выпало быть отраслевым, адаптируется в системе РАН, возобновлением и расширением научных связей с академическими институтами горного профиля, и горнодобывающими предприятиями России и Казахстана. Этот период жизни Института характеризуется развитием экспериментальной базы и оснащением современным исследовательским оборудованием, повышением качества фундаментальных исследований и увеличением объема внедренческих работ. Благодаря настойчивой работе по повышению квалификации сотрудников заметно улучшился кадровый состав института, значительно возрастает число докторов наук. В это время основные труды В.Л. Яковлева связаны с разработкой научных основ стратегии эффективного и безопасного освоения недр, созданием ресурсосберегающих экологически безопасных технологий

добычи полезных ископаемых, разработкой методов оптимизации транспортных систем глубоких карьеров.

С 2006 г. в статусе Советника РАН Виктор Леонтьевич выполняет большой объем научно-организационной работы, связанной с руководством и обеспечением исследований по программам и проектам Правительства РФ, Президиума РАН, ОНЗ РАН, УрО РАН и многих других. Под его научным руководством выполняется государственное задание по развитию теоретических основ стратегии комплексного освоения и создания ресурсосберегающих инновационных технологий разработки глубокозалегающих месторождений твердых полезных ископаемых, в котором задействовано 7 из 11 научных подразделений института.

В последние годы В.Л. Яковлевым формируется новое направление по решению проблем комплексного освоения георесурсов – исследование переходных процессов как инструмента адаптации горнодобывающих предприятий к изменяющимся внутренним и внешним условиям разработки месторождений. На основе исследования переходных процессов уточняются подходы к обоснованию стратегии освоения сложноструктурных месторождений и *решению* проблем комплексного освоения георесурсов. Методологический подход, основанный на исследовании переходных процессов, является универсальным и может использоваться при проектировании освоения глубокозалегающих месторождений, планировании, организации и управлении добычей и рудоподготовкой минерального сырья на действующих горных предприятиях с учетом нарастания геологической информации, внедрения разработанных инновационных мероприятий, изменения параметров и показателей горнотехнической системы предприятия по мере развития горных работ.

Научная деятельность В.Л. Яковлева отражена в 448 научных трудах, в том числе в 50 печатных трудах и двух монографиях с соавторами последних пяти лет.

Виктор Леонтьевич выполняет большой объем организационной работы как заместитель председателя Объединенного ученого совета по наукам о Земле УрО РАН, член Научного совета по проблемам горных наук ОНЗ РАН, секции “Геология и горное дело” Комитета по премиям Правительства РФ, председатель комиссий по комплексной проверке институтов горного профиля, член редколлегии ряда научно-технических журналов, Председатель Уральского отделения Академии горных наук. Он является профессором кафедры Разработки месторождений открытым способом Уральского государственного горного университета, председателем диссертационного совета при ИГД УрО РАН по защите докторских и кандидатских диссертаций. Он неизменный участник и член Орг-

комитетов различных международных конференций, председатель конференций и семинаров по проблемам карьерного транспорта.

Научная деятельность В.Л. Яковлева отмечена премией им. Н.В. Мельникова за серию работ “Технологические аспекты проблемы комплексного освоения недр”, премией УрО РАН им. Л.Д. Шевякова за цикл работ по проблеме “Научные основы формирования транспортных систем карьеров при разработке глубокозалегающих месторождений”.

За выдающиеся заслуги и достижения, способствующие эффективному развитию горной промышленности и горных наук, В.Л. Яковлев награжден орденами Дружбы и Почета, тремя медалями, золотым знаком “Горняк России”, знаками “Почетный работник угольной промышленности”, “Почетный работник топливно-энергетического комплекса”. Он является полным кавалером нагрудного знака “Шахтерская слава”, лауреатом Уральской горной премии; имеет массу почетных грамот Минчермета СССР, Президиума РАН, президента РС(Я), губернатора и правительства Свердловской области. Его трудовая деятельность отмечена знаком “За заслуги перед Свердловской областью” III степени. Как ветеран института, посвятивший ему более 50 лет жизни, награжден “Золотым знаком ИГД”.

Обаяние личности В.Л. Яковлева особенно ярко проявляется во время научных дискуссий, на кон-

ференциях, заседаниях научных советов, при защитах диссертаций, обсуждениях различных проектов и др. Многие были свидетелями того, как, обладая превосходной реакцией и развитой интуицией ученого, он почти мгновенно улавливает и оценивает суть излагаемого. Полемика – его стихия. Несколько точных, колоритных фраз и вопрос или проблема принимают более четкие очертания. Молодые и не очень молодые ученые сполна оценили его способность быстро давать максимально логичные и содержательные формулировки атрибутов дискуссий, которые им самим часто удавались не в полной мере. При этом особо отметим присущую Виктору Леонтьевичу тактичность и гибкость высказываний, среди которых нет места обидным, а тем более оскорбительным. Он не делит оппонентов на “своих” и “чужих”, отличается умением поставить общенаучные интересы выше корпоративных. Благодаря общительности, коммуникабельности, широкой эрудиции и авторитету Виктор Леонтьевич имеет множество знакомых в среде крупных ученых, руководителей предприятий и держит в своей недюжинной памяти более полутора тысяч имен и фамилий.

Отмечая юбилей Виктора Леонтьевича Яковлева, коллектив института, научно-техническая и горная общественность желает ему доброго здоровья и творческих успехов на благо российской горной науки и практики.

*Коллектив ИГД УрО РАН
Горнопромышленная ассоциация Урала*

ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ

“Большое видится на расстоянии”: к 100-летию М.В. Фишмана

14 октября 2019 г. исполняется 100 лет со дня рождения Марка Вениаминовича Фишмана – одного из наиболее выдающихся представителей Института геологии Коми научного центра Уральского отделения РАН и организаторов академической науки в Республике Коми, доктору геолого-минералогических наук, профессору, известному ученому в области региональной геологии и петрографии. С его именем связан целый этап в истории геологических исследований на Северо-Востоке европейской части России и в Республике Коми. Почти четверть века геолог-фронтник М.В. Фишман был директором Института геологии и немало сделал как ученый и организатор геологических исследований.

**“You can only appreciate the big picture from a distance”:
Dedication to the 100th anniversary of M.V. Fishman**

October 14, 2019 there is the 100th Anniversary of Mark V. Fishman – one of the most famous person of the Institute of Geology of Komi Science Centre UB RAS and organizers of fundamental explorations in Komi Republic, professor, well-known scientist in regional geology and petrology. His name symbolizes an entire era in history of geological research in Komi Republic and on the North-East of European part of Russia. About twenty five years M.V. Fishman was director of the Institute of Geology and did a lot as a scientist and an organizer of the geologic research.



Марк Вениаминович Фишман (14.10.1919–5.12.2003) – доктор геолого-минералогических наук, профессор, известный ученый в области региональной геологии и петрографии, директор Института геологии, один из наиболее выдающихся пред-

ставителей Института геологии Коми НЦ УрО РАН и организаторов академической науки в Республике Коми. Он прожил долгую интересную жизнь и немало сделал как ученый и организатор науки.

М.В. Фишман принадлежал к поколению геологов, обучение которых было прервано Великой Отечественной войной 1941–1945 гг., включившихся в производственную деятельность в первые послевоенные годы.

В августе 1941 г. студент-дипломник Новочеркасского политехнического института М.В. Фишман был зачислен курсантом Военного автотракторного училища и через год начал свой военный путь лейтенантом танковых войск 3-го отдельного танкового полка Западного фронта. Полк формировался под Москвой, потом выдвинулся на Гжатск. Бои были упорные и тяжелые. Затем было наступление в Белоруссии, Восточной Пруссии [Молин, 1999]. Окончание войны он встретил помощником начальника штаба 60-го тяжелого танкового полка в столице Восточной Пруссии. Среди наград медаль “За взятие Кенигсберга” (1944 г.).

Демобилизовался М.В. Фишман в 1946 г. и в 1947 г. завершил учебу, на пять лет прерванную войной. В 1948 г. он приехал в Сыктывкар и поступил на службу младшим научным сотрудником в Сектор геологии Базы Академии наук СССР, которым руководил выдающийся ученый-геолог А.А. Чернов (1877–1963). Институт геологии Коми филиала (научного центра) Академии наук стал единственным местом работы М.В. Фишмана.

Увлеченность исследованиями, огромная работоспособность, организованность быстро вывели молодого ученого в число ведущих геологов Республики. В 1955 г. в Геологическом институте АН СССР им была защищена кандидатская диссер-

тация “Геологическое строение и горные породы хребта Сабля”, а в 1971 г. в Институте геологии и геохимии Уральского филиала АН СССР – докторская “Гранитоиды приосевой зоны Приполярного Урала в связи с проблемой эволюции магматизма подвижных поясов земной коры”.

Научная работа М.В. Фишмана совпала со временем становления Филиала Академии наук в Сыктывкаре и создания Института геологии. Организаторский талант Марк Вениаминович ярко проявил уже в первые годы работы. В разное время он создавал и руководил лабораториями минералогии и шлихового анализа (1958–1959 гг.), петрографии и рудных полезных ископаемых (1959–1961 гг.), ядерной геохронологии (1970–1986 гг.). Был инициатором, создателем и научным руководителем Геологического музея им. А.А. Чернова.

Через 10 лет работы М.В. Фишмана в отделе геологии эта структура была преобразована в Институт геологии, через три года 40-летний М.В. Фишман его возглавил. За четверть века (1961–1985 гг.) Марк Вениаминович создал здесь эффективно работающий научный коллектив. Под его руководством были организованы базовые научные и научно-вспомогательные лаборатории, сформировались основные научные направления и научные кадры. Вместе со старшим поколением сотрудников Института он продолжил лучшие традиции научной работы и академический стиль руководства, заложенные А.А. Черновым, которые до сих пор сохраняются в Институте. В.В. Беляев (бывший ученый секретарь Института геологии) и академик Н.П. Юшкин писали о М.В. Фишмане в 1999 г.: “Человек разносторонне образованный с остро развитым чувством нового, он хорошо разбирался во многих жизненно важных проблемах, понимал стоящие перед геологической наукой задачи, логику и динамику развития науки”.

М.В. Фишман был исключительно деятельным человеком, и в значительной степени мы обязаны ему развитием научных школ в Институте геологии.

В первую очередь это касается геологической школы А.А. Чернова по геологии осадочных пород – их стратиграфии, литологии, тектонике, геологии нефти, газа, угля, других осадочных полезных ископаемых. Это направление сегодня представляют ученики первых сотрудников Института.

Благодаря правильной оценке М.В. Фишманом личности Н.П. Юшкина, постоянной поддержке талантливого молодого коллеги сформировалась сыктывкарская минералогическая школа Н.П. Юшкина, получившая впоследствии мировую известность.

Для работ в новом для Института направлении – изучение перспектив нефтегазоносности Республики – был создан отдел геологии горючих ископаемых, что позволило “поднять авторитет филиала в области горючих ископаемых, и все перспективные вопросы развития геологических ис-

следований и поисково-разведочные работы проводились в соответствии с рекомендациями этого отдела” писала Л.П. Рощевская в 2011 г.

В 1960–70 гг. в Институте стали активно проводиться научные работы по геохимии осадочных пород и органического вещества, рентгеновские и геофизические исследования, разработка математических методов. В 1968 г. был создан геологический музей. Расширение минералогических исследований сопровождалось внедрением новейших методов изучения минералов.

М.В. Фишман придавал большое значение экспедиционным исследованиям Института, высоко оценивая геологические факты, установленные в поле. Он провел более тридцати труднейших полевых сезонов на Приполярном и Полярном Урале, Пай-Хое, Новой Земле и Северном Тимане. В 2000 г. М.В. Фишман опубликовал обобщающую монографию “Экспедиционные исследования Института геологии Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук”.

М.В. Фишман проводил большую работу по координации геологических исследований в регионе и тесному сотрудничеству с Ухтинским и Архангельским геологическими управлениями, Полярно-уральским геологоразведочным объединением. Много внимания он уделял практической реализации результатов научных исследований. Под руководством М.В. Фишмана прошли десятки региональных и всесоюзных научных совещаний и конференций.

Молодым сотрудникам М.В. Фишман “создавал условия для их творческого роста, <...> делая ставку на наиболее способных и талантливых, одержимых, как и он сам, геологией” (Беляев, Юшкин, 1999). В непростых обстоятельствах ему удалось укомплектовать штат сотрудников Института преимущественно выпускниками престижных вузов (Московского, Ленинградского, Казанского университетов; Ленинградского и Свердловского горных институтов, МГРИ и др.), что способствовало поддержанию высокого уровня научных исследований. Благоприятная рабочая атмосфера удерживала молодых ученых в Институте, несмотря на бытовые неудобства. “В нашем институте молодым, в общем-то, “зеленая улица”. По сравнению с другими научными учреждениями, так просто рай <...>... работают они сразу или почти сразу на себя, то есть имеют самостоятельные разделы в темах ...”, – писал В.И. Чалышев в 1974 г. в статье об ученых, опубликованной в “Комсомольской правде”.

М.В. Фишман был членом нескольких межведомственных координационных советов, членом Уральского петрографического комитета, председателем и одним из организаторов Сыктывкарского отделения Российского минералогического общества. В течение 10 лет был членом диссертационного совета по защите кандидатских и докторских

диссертаций при Институте геологии и геохимии Уральского научного центра и членом диссертационных советов при Институте геологии Коми НЦ, членом ряда редколлегий по научным изданиям, организатором многих региональных и всесоюзных геологических совещаний [Фишман, 1997].

Более 15 лет М.В. Фишман читал курсы лекций по геологии в Сыктывкарском университете и Коми государственном педагогическом институте.

За время руководства Институтом М.В. Фишманом штат сотрудников вырос в три раза, было защищено 7 докторских и около 50 кандидатских диссертаций. В 1985 г. в Институте работали 193 человека: 128 инженеров, техников, лаборантов и 65 научных сотрудников. Две трети сотрудников имели университетское образование. Благодаря инициативам М.В. Фишмана, его “организаторскому таланту и энергичным созидательным действиям, академическая геологическая наука в Коми сделала мощный рывок в своем развитии, вышла своими работами за региональные рамки и по праву занимает одно из ведущих положений в России по ряду направлений фундаментальных исследований” (В.В. Беляев, 1999).

М.В. Фишман всегда был в курсе современных проблем геологии. С его именем связан целый этап геологических исследований на Северо-Востоке европейской части России, включающий широкий круг вопросов: геологическое строение и стратиграфию древних свит, эволюцию магматизма и металлогению Приполярного и Полярного Урала, Пай-Хоя, Новой Земли, Северного Тимана. Ему принадлежит авторство создания первой геологической карты Коми АССР масштаба 1:1 000 000, составленной для крупной работы отдела геологии в 1953 г.

При изучении магматизма Приполярного Урала и решении задачи возрастного расчленения интрузивных массивов М.В. Фишману с коллегами пришлось заниматься созданием качественной геологической основы, которой не было в конце 1940-х – начале 1950-х гг. для этой территории. Схемы стратиграфии района исследований разрабатывались на основе изучения метаморфизма. По всем направлениям исследований М.В. Фишманом получены весомые результаты, которые в значительной степени определяют современное состояние изученности геологического строения и истории развития докембрийских образований не только территории Приполярного Урала, но и всего Тимано-Североуральского региона.

Попытки в 1960-е гг. дать переоценку этим стратиграфическим построениям при проведении первых крупномасштабных геологических съемок территории Приполярного Урала в конечном счете оказались бесполезными, и при обобщении всех материалов геолого-съемочных работ (1972 г.) вернулись к схеме Фишмана–Голдина, внеся в нее не-

которые коррективы. Сегодня очевидно, что спустя 60 лет со времени разработки стратиграфической схемы М.В. Фишманом, после многократных попыток ее полной ликвидации, а затем кардинального изменения, геологи вновь обращаются к ней как к наиболее корректной геологической основе. Она в большей мере, чем предыдущие и последующие стратиграфические схемы, учитывает реальные взаимоотношения стратиграфических подразделений докембрия в разрезе Приполярного Урала, являющегося стратотипическим для всего Тимано-Североуральского региона [Пыстин, 2019].

В отличие от предшественников М.В. Фишман изучил североуральские граниты как главный компонент континентальной литосферы и впервые поставил вопрос о сосуществовании в данном регионе гранитов разного генезиса. Выполненное картирование, комплексное минералого-петрографическое описание интрузивных массивов и впервые проведенное массовое К–Аг датирование гранитоидов, с учетом вновь полученных данных по стратиграфии древних толщ, позволили впервые выполнить расчленение гранитоидов Приполярного Урала, объединив их в разновозрастные комплексы. В редакции М.В. Фишмана схема корреляции гранитоидов Приполярного Урала была принята на I межведомственном рабочем совещании по корреляции магматических проявлений Европейского Северо-Востока СССР в 1984 г. За прошедшие с тех пор три десятилетия был выполнен большой объем исследований магматических образований Приполярного Урала и получены новые изотопно-геохимические данные, существенно уточнившие схему расчленения гранитоидных комплексов Приполярного Урала, однако как полагают современные исследования в своей основе она остается “фишмановской”.

М.В. Фишмана “без преувеличения можно считать основателем целенаправленных геологических исследований на севере Урала в области стратиграфии докембрия, гранитоидного магматизма и связанного с ним оруденения, а также метаморфизма. Разработанные им схемы стратиграфии доордовикских толщ, корреляции и расчленения гранитоидных комплексов, эволюции процессов регионального и контактового метаморфизма послужили надежной основой для последующих исследователей, доказали свою жизнеспособность на протяжении многих десятилетий и до настоящего времени остаются примером выдающегося научного достижения” (А.М. Пыстин, 2019).

Заслуги М.В. Фишмана были многократно отмечены. Он награжден орденом Отечественной войны II степени, орденом Трудового Красного Знамени, орденом Почета и рядом медалей (“За боевые заслуги”, “За взятие Кенигсберга”, “За победу над Германией в Великой Отечественной войне 1941–1945 гг.” и др.), Почетными грамотами Президиума

Верховного Совета Коми АССР и Президиума АН СССР и др. Удостоен почетных званий: “Заслуженный деятель науки и техники Коми АССР” (1969 г.) и РСФСР (1991 г.), Государственной премии Республики Коми (2001).

Марк Вениаминович Фишман скончался 5 декабря 2003 г. в Сыктывкаре на 85-м году жизни и похоронен на Краснозатонском кладбище рядом со своей супругой Н.Н. Кузькоковой.

М.В. Фишман оставил неизгладимый след в сердцах тех, с кем близко или коротко сводила его

жизнь. Он продолжает находиться с нами: “незримо – в нашей памяти. И пока живы мы, его младшие современники – будет жив и он” (Я.Э. Юдович, 2008).

Творческое наследие М.В. Фишмана – более 180 опубликованных работ (<http://scirus.benran.ru/higeo/view-record.php?tbl=person&id=797>) и Геологический музей им. А.А. Чернова – современный научный и просветительский центр, бережно сохраняет память об этом достойном человеке.

*Н.И. Брянчанинова, ГИН РАН, Москва,
А.М. Асхабов, ИГ ФИЦ Коми, г. Сыктывкар*

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Материалы статьи присылаются по электронной почте: lithosphere@igg.uran.ru. Бумажные материалы в 2-х экземплярах – почтовым отправлением (*простой* бандеролью) по адресу: 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15. Редакция журнала “Литосфера”

Журнал публикует статьи на русском и английском языках.

1. Рукописи принимаемых для публикации научных статей не должны превышать 2 авт. листов (16 стр. формата А4, текст статьи представляется в формате Word for Windows шрифт Times New Roman, кегль 12, интервал одинарный, левое поле – 25 мм); принимаются также хроника и рецензии (не более 0.2 авт. л.). Рисунки, таблицы и фотографии прилагаются отдельно.

2. Рукопись должна быть скомпонована в следующем порядке: 1) индекс УДК; 2) название статьи; 3) инициалы и фамилии авторов; 4) полное название учреждений, в которых выполнялось исследование, с указанием почтового адреса и e-mail; 5) аннотация объемом 200–300 слов, содержащая следующие разделы: предмет исследования, материалы и методы, результаты, выводы; 6) ключевые слова.

3. 7) При представлении статьи на русском языке “шапка” работы, т.е. ее название, фамилии и имена авторов, названия и адреса учреждений переводятся на английский язык. Далее следует английская аннотация, текст которой не должен быть калькой русской аннотации, но должен иметь приблизительно тот же объем и ту же рубрикацию. После ключевых слов английской аннотации необходимо помещать перевод благодарностей и ссылок на гранты.

4. Далее следует: 8) русский текст статьи; 9) *ссылки на литературные источники приводятся в квадратных скобках в хронологическом порядке*; 10) благодарности указываются в конце статьи отдельным абзацем, ссылки на гранты выделяются курсивом; 11) список цитированной литературы дается в алфавитном порядке, вначале русские, затем, с пробелом в одну строку, иностранные источники. При наличии нескольких авторов необходимо указывать все фамилии.

5. В конце статьи помещается 12) References (список литературы, где русскоязычные источники транслитерируются и сопровождаются английскими переводами названий работ и источников публикации). Все цитированные источники даются одним списком в романском алфавите.

6. Все страницы должны быть пронумерованы.

7. Электронная версия, идентичная бумажной, должна состоять из файла текста и файлов иллюстраций, подписей к ним и таблиц.

8. К рукописи прилагаются: 1) направление в журнал от организации; 2) акт экспертизы; 3) сведения об авторах, включающие полные имена и отчества всех авторов, их номера телефонов и адреса с указанием контактного лица для связи при редакционной подготовке статьи.

Рисунки. Схемы и рисунки в журнале должны иметь минимальные размеры, соответствующие их информативности, но без потери наглядности. Размер и оформление однотипных рисунков должны быть единообразны по статье. Обозначения частей рисунка (а, б) и т.д. пишутся прямым русским шрифтом строчными буквами без пробела (рис. 1б). Для карт следует указывать масштаб. Векторные рисунки должны представляться в формате программы, в которой они сделаны (рекомендуется Corel Draw), если программа отличается от Corel Draw, необходимо дополнительно сохранять файлы рисунков в формате JPG и TIF. В этих же форматах (JPG, TIF) представляются фотографические материалы. Заголовки рисунков и подписи к ним приводятся на русском и английском языках.

Таблицы. Каждая таблица в бумажной версии размещается на отдельной странице. Заглавия столбцов пишут с прописной буквы. Повторяющиеся надписи заменяются кавычками: “–”; числа в столбцах повторяются. Примечания и сноски со звездочками под таблицами набирают прямым шрифтом, в конце ставят точку. После звездочки первое слово пишут с прописной

буквы без пробела. Таблицы (и рисунки) нумеруются арабскими цифрами в порядке их упоминания в тексте. Место первой ссылки на каждую таблицу (и рисунок) в тексте следует помещать на левом поле.

Таблицы, как и текст, даются в формате Word for Widows. Заголовки таблиц и примечания приводятся на русском и английском языках.

Для более детального ознакомления с правилами для авторов просим обращаться на официальный сайт: <http://lithosphere.ru>

AUTHOR'S GUIDE

The materials of the article are sent by e-mail: lithosphere@igg.uran.ru. Paper materials in 2 copies – by post (simple parcel post) at 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620016. Editorial board of the “Lithosphere”.

“Lithosphere” publishes papers in Russian and English.

1. The journal accepts manuscripts for the publication of scientific articles up to 2 author's sheets (16 pages of A4 format, size 12 pt, 1.0 intervals, left margin – 25 mm); “Lithosphere” accepts also chronicles and reviews (no more than 0.2 auth. sh.). Figures, tables and photographs are attached separately.

2. The manuscript must be accompanied by: 1) sending to the journal from the authors depart surname; 2) information about the authors, including the full names and surname of all authors, their telephone numbers and addresses, indicating the contact person for communication during the editorial preparation of the article.

3. The manuscript should be arranged in the following order: 1) UDC index; 2) the title of the article; 3) the name and surname of the authors; 4) the full name of the institutions in which the study was carried out, indicating the postal address and e-mail; 5) abstract from 200, but not exceeding 300 words, containing the following sections: background, materials and methods, results, conclusions; 6) keywords; 8) the text of the article; 9) references to literary sources are given in square brackets in chronological order; 10) gratitude is indicated at the end of the article in a separate paragraph; links to grants are in italics; 11) list of the cited literature in alphabetical order. If there are several authors, all the surnames must be indicated.

4. All pages should be numbered.

5. Electronic and paper versions should be identical and consist of a text file, figures, figure captions and table files.

6. The text of the article is presented in the format Word for Windows type Times New Roman, size 12.

Figures. Schemes and drawings in the journal should have minimum dimensions corresponding to their informativeness, but without loss of clarity. The size and design of the same type of drawings should be uniform across the article. Legend of the parts of the drawing (a, b), etc. must be written in straight letters without a space: (Fig. 1b). For maps, you must specify the scale and denote the meridian. Vector drawings should be presented in the format of the program in which they are made (it is recommended Corel Draw), if the program differs from Corel Draw, then it is necessary to additionally save the drawing files in JPG and TIF format. In the same formats (JPG, TIF) photographic materials are presented.

Tables. Each table in the paper version is placed on a separate page. The column headings are written with a capital letter. Repeated inscriptions are replaced with quotation marks: “–”, the numbers in the columns are repeated. Notes and footnotes with the asterisks under the tables are typed in a straight print, at the end put a point. After the asterisk is not dashed, and the first word is written with a capital letter. The place of the first reference to each table (and figure) should be marked in the text in the left field. The tables, like text, are given in the format Word for Widows.

For more detailed information with the rules for authors, please contact the official website: <http://lithosphere.ru>

ЛИТОСФЕРА Том 19 № 5

Сентябрь–Октябрь 2019

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

Учредитель
Институт геологии и геохимии
Уральского отделения Российской академии наук

Свидетельство о регистрации ПИ № 77-7039 от 28 декабря 2000 г.
в Министерстве печати и информации Российской Федерации

Технический редактор Е.И. Богданова
Корректоры Н.М. Катаева
Оригинал-макет А.Ю. Одинцовой
Макет обложки А.Ю. Савельевой

РИО ИГГ УрО РАН № 97	Подписано в печать 31.10.2019	Формат 60 × 84 ¹ / ₈
Печать офсетная	Усл. печ. л. 19,25	Уч.-изд. л. 19,25
	Тираж 120	Заказ _____

Институт геологии и геохимии УрО РАН	Екатеринбург, 620016, ул. Акад. Вонсовского, 15
--------------------------------------	---

Отпечатано с готового оригинал-макета в типографии
ООО “Мир”
394033, г. Воронеж, Ленинский проспект, дом 119а
литера я, офис 215
Тел.: 8 958 64 95 331