

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

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

# ЛИТОСФЕРА

Том 20 № 5 2020 Сентябрь–Октябрь

Основан в 2001 году  
Выходит 6 раз в год

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

# LITHOSPHERE (Russia)

Volume 20 No. 5 2020 September–October

Founded in 2001  
Issued 6 times a year

**Литосфера, 2020. Том 20, № 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. Заварыцкого 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 литосфера в пространстве и во времени; процессов седиментации, литогенеза, магматизма, метаморфизма, минерагенеза и рудообразования; создания эффективных методов поиска и разведки полезных ископаемых; геофизических особенностей Земли; разработки современных технологий исследования и мониторинга состояния окружающей среды, прогноза и предотвращения природных и техногенных катастрофических явлений; развития геоаналитических методик

**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:** А.И. Антошкина, ИГ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия; В.Н. Анфилогов, 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. Контар, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; В. Кучеров, Королевский технологический институт, Департамент энергетических технологий, Стокгольм, Швеция; М.Г. Леонов, ГИН РАН, г. Москва; П.С. Мартышко, ИГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.В. Масленников, ИМин УрО РАН, г. Миасс, Россия; А.В. Маслов, ИГТ 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, Карлстон 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, ИГД УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; К.Н. Малич, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.Н. Огородников, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; Е.В. Пушкирев, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; А.Г. Талалай, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; В.В. Холоднов, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.В. Черных, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

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

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

**Адрес издателя и редакции:** 620016, Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварыцкого УрО РАН, Россия  
Тел. (343) 287-90-45, тел./факс: (343) 287-90-12  
E-mail: [lithosphere@igg.uran.ru](mailto:lithosphere@igg.uran.ru)

© Институт геологии и геохимии УрО РАН  
© Авторы статей

**Lithosphere (Russia), 2020. Volume 20, No. 5**  
Scientific journal. Issued 6 times a year  
Founded in 2001

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

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

**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:** 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. Martyshev (Institute of Geophysics, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Valerii V. Maslenikov (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Andrei V. Maslov (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Fancong Meng (Institute of Geology, Chinese Academy of Geologic Sciences, China); Viktor M. Necheukhin (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Viktor N. Puchkov (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Sergei D. Sokolov (Geological Institute, RAS, Moscow, Russia); Rafael H. Sungatullin (Kazan Federal University, Institute of Geology and Petroleum Technologies, Kazan, Russia); Valerii N. Udachin (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Richard Herrington (Natural History Museum, London, Great Britain); Il'ya I. Chaikovskii (Mining Institute, UB of RAS, Perm, Russia); Richard Ernst (Department of Earth Sciences, Carleton University, Ottawa, Canada); Viktor L. Yakovlev (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia)

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

**Publisher and editorial address:** 15 Acad. Vonsovsky st., A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ekaterinburg 620016, Russia  
Tel. (343) 287-90-45, Tel./fax (343) 287-90-12  
E-mail: [lithosphere@igg.uran.ru](mailto:lithosphere@igg.uran.ru)  
Website: <http://lithosphere.ru>

© Institute of Geology and Geochemistry  
© Authors of articles

# СОДЕРЖАНИЕ

---

## Том 20, № 5, 2020

---

Особенности формирования и геодинамическая карта Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии <i>В. А. Коротеев, В. М. Нечеухин, В. А. Душин, Е. Н. Волчек</i>	607
Вулканизм и интрузивный магматизм Магнитогорской палеодуги в эпоху “мягкой” коллизии с окраиной Восточно-Европейского континента <i>Д. Н. Салихов, В. В. Холоднов, В. Н. Пучков, И. Р. Рахимов</i>	630
Гранат-амфиболовые миаскиты Ильменогорского миаскитового массива (Южный Урал): минералогия и геохимия <i>А. Б. Немов</i>	652
Геоисторический анализ северной части Пай-Хойского карбонатного паравтохтона в позднем девоне–карбоне <i>Д. А. Груздев, А. И. Герасимова, А. В. Журавлев, Я. А. Вевель</i>	668
Геологическое строение Карабашского рудного района (Южный Урал) <i>В. Н. Анфилогов, Л. Я. Кабанова, В. М. Рыжков, М. А. Корекина</i>	682
Петрогохимические особенности и U-Pb возраст морион-гранитов Центрального Забайкалья: типизация пород и вопросы их генезиса <i>А. Л. Елбаев, И. В. Гордиенко, В. Б. Хубанов, О. В. Зарубина</i>	690
Состав золота и условия образования золото-сульфидно-кварцевого рудопроявления Южный Ак-Даг (Западная Тува) <i>Н. Н. Анкушева, Р. В. Күжугет</i>	706
Оценка мобильности элементов из отходов переработки медеплавильных шлаков в лесные почвы <i>Е. С. Золотова, В. Ф. Рябинин, А. Л. Котельникова, Н. С. Иванова</i>	717
О вертикальном росте материков в глубоких впадинах перидотитовой мантии Земли <i>А. М. Жирнов</i>	727

---

### Вниманию читателей

Оформить подписку журнала на 2-е полугодие 2020 года можно во всех отделениях Почты России (подписной индекс издания в Общероссийском каталоге “Почта России” – ПР857)

# Contents

---

---

## Volume 20, No. 5, 2020

---

Formation features and a geodynamic map of the Ural-Timan-Paleo-Asian segment of Eurasia <i>V. A. Koroteev, V. M. Necheukhin, V. A. Dushin, E. N. Volchek</i>	607
Volcanism and intrusive magmatism of the Magnitogorsk paleoarc in the epoch of its “soft” collision with a margin of the East European continent <i>D. N. Salikhov, V. V. Kholodnov, V. N. Puchkov, I. R. Rakhimov</i>	630
Garnet-amphibole miaskites of the Ilmenogorsky miaskite massif (Southern Urals): Mineralogy and Geochemistry <i>A. B. Nemov</i>	652
Geohistorical analysis of the northern part of the Pai-Khoi carbonate paraautochthone in Late Devonian–Carboniferous <i>D. A. Gruzdev, A. I. Gerasimova, A. V. Zhuravlev, Y. A. Vevel</i>	668
Geological structure of the Karabash ore district (Southern Urals) <i>V. N. Anfilogov, L. Y. Kabanova, V. M. Ryzhkov, M. A. Korekina</i>	682
Petrogeochemical characteristics and U-Pb age of morion-granite rocks in Central Transbaikalia: Classification and genesis problems <i>A. L. Elbaev, I. V. Gordienko, V. B. Khubanov, O. V. Zarubina</i>	690
Gold composition and conditions of Southern Ak-Dag gold-sulfide-quartz ore occurrence formation (Western Tuva) <i>N. N. Ankusheva, R. V. Kuzhuget</i>	706
Assessment of element mobility from copper smelting waste slag into forest soils <i>E. S. Zolotova, V. F. Ryabinin, A. L. Kotelnikova, N. S. Ivanova</i>	717
On the vertical growth of continents in deep depressions of the Earth’s peridotite mantle <i>A. M. Zhirnov</i>	727

---

---

## 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](mailto:lithosphere@igg.uran.ru)

## Особенности формирования и геодинамическая карта Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии

В. А. Коротеев<sup>1</sup>, В. М. Нечеухин<sup>1</sup>, В. А. Душин<sup>2</sup>, Е. Н. Волчек<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварыцкого УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, e-mail: koroteev@igg.uran.ru

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

Поступила в редакцию 17.12.2019 г., принята к печати 02.03.2020 г.

**Объект исследования.** В статье рассматриваются особенности формирования Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии. **Материалы и методы.** Работа основана на результатах собственных исследований и обобщении и анализе значительной части доступных материалов по геологии сегмента. По Тиманскому региону были использованы геологические данные В.Г. Оловянишникова, являющегося одним из авторов карты. **Результаты.** Составлена Геодинамическая карта Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии масштаба 1 : 2 500 000, которая дала возможность обратиться к проблеме строения и формирования северо-западной части Евроазиатского ареала. Установлено, что в сложении этой части ареала участвуют главным образом геодинамические ассоциации орогенов, орогенных систем и орогенических поясов верхнепротерозойского (рифейского) и палеозойского времени, а также мезозой-кайнозойской неоплиты. Их дополняют образования тектонических систем наложенной впадины и выступов протоплиты. Формирование орогенов, орогенных систем и орогенических поясов связывается с развитием и последующей трансформацией палеоокеанических бассейнов в обстановках аккреции и коллизии. Участвуют в формировании геодинамических элементов сегмента также террейны древней континентальной коры, для которых предложена схема типизации. Приводятся дополнительные к общепринятым условия формирования орогенных элементов сегмента, а также соотношения орогена с глобальными реконструкциями. Обсуждается проблема закрытия вмещающего его океанического пространства.

**Ключевые слова:** ороген, орогенная система, орогенический пояс, эпиокеанический тип орогенов, субдукция, аккреция, коллизия, террейн древней континентальной коры, интеграция, геодинамическая модель

### Источник финансирования

Исследования выполнены в рамках темы № AAAA-A19-119072990020-6 государственного задания ИГГ УрО РАН

## Formation features and a geodynamic map of the Ural-Timan-Paleo-Asian segment of Eurasia

Viktor A. Koroteev<sup>1</sup>, Viktor M. Necheukhin<sup>1</sup>, Vladivir A. Dushin<sup>2</sup>, Elena N. Volchek<sup>1</sup>

<sup>1</sup>A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620016, Russia,  
e-mail: koroteev@igg.uran.ru

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

Received 17.12.2019, accepted 02.03.2020

**Research subject.** This article is devoted to the formation features of the Ural-Timan-Paleo-Asian segment of Eurasia. **Materials and methods.** The research was based on the authors' data and those obtained following a review of available publications on the geology of segmentation. The Timan region was investigated using the geological information obtained by V.G. Olovyanishnikov. **Results.** A geodynamic map of the Ural-Timan-Paleo-Asian segment with a scale of 1 : 2 500 000 was compiled, which allowed further research into the structure and formation of the north-western part of the Eurasian area. This part was found to be mostly composed of geodynamic associations of orogens, orogenic systems and orogenic belts of the Upper Proterozoic (Riphean) and Paleozoic time intervals, as well as by elements of the Mesozoic-Cenozoic neoplate. These processes were supplemented by the formation of tectonic systems of superimposed depressions and protoplates. The formation of orogens, orogenic systems and orogenic belts is associated with

**Для цитирования:** Коротеев В.А., Нечеухин В.М., Душин В.А., Волчек Е.Н. (2020) Особенности формирования и геодинамическая карта Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии. *Литосфера*, 20(5), 607–629. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-5-607-629

**For citation:** Koroteev V.A., Necheukhin V.M., Dushin V.A., Volchek E.N. (2020) Formation features and a geodynamic map of the Ural-Timan-Paleo-Asian segment of Eurasia. *Litosfera*, 20(5), 607–629. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-5-607-629

the development and subsequent transformation of paleoceanic basins under the conditions of accretion and collision. The terranes of the ancient continental crust also participated in the formation of the segment's geodynamic elements, for which a typification scheme was proposed. The articles present new data on the formation conditions of the segment's orogenic elements and the relationship of the orogeny with global reconstructions, including the problem of closing the surrounding oceanic space.

**Keywords:** *orogen, orogenic system, orogenic belt, epioceanic type of orogens, subduction, accretion, collision, terrane of the ancient continental crust, integration, geodynamic model*

#### Funding information

*The studies were conducted with accordance the theme No. AAAA-A19-119072990020-6 of the state assignment of the Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of RAS*

## ВВЕДЕНИЕ

В качестве Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии рассматривается фрагмент литосфера ареала сочленения Русской протоплиты с образованиями Уральского региона и прилегающей части Западно-Сибирской плиты. Материалы реконструкции этого фрагмента послужили основой для составления геодинамической карты характеризуемого сегмента (Геодинамическая карта..., 2009) масштаба 1:2 500 000. Карта коррелируется с геодинамическими картами, которые составлены ранее для восточных частей Евразии (Беличенко и др., 1994). В основу легенды к карте Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента положены те же принципы. Однако в нее внесены изменения и дополнения с учетом новых данных по геодинамике этого сегмента и выделения новых геодинамических элементов, а также включены структуры Тиманского региона и Печорской впадины.

Вместе с этим центральное положение Уральского палеозойского региона в пределах сегмента отразилось на подходах к его геодинамическим реконструкциям, особенно на ранних этапах их выполнения. На этих этапах за истинную принималась идея о том, что все примыкающие к Уральскому региону тектонические образования в интервале от верхнего протерозоя до верхнего палеозоя включительно представляют собой единую геодинамическую систему, которая имела сквозное развитие. Тиманский кряж и прилегающие к нему структуры в эту схему не включались, а связывались с процессами складчатости, захватившими рифейские отложения Русской платформы в зоне ее сочленения с Уральским регионом (Журавлев, Гафаров, 1959; Гафаров, 1963; Пучков 1974; и др.). Сходная схема была принята для тектонической карты Урала, изданной в 1970-х гг. и учитывавшей ряд мобилистских положений (Тектоническая карта Урала, 1976).

Привлечение к реконструкциям протерозойских образований Тиманского кряжа и прилегающих к нему структур, а также новых данных по

комплексам Полярного Урала дали основания для изменения представлений о геодинамических построениях сегмента. Эти материалы показали, что в сложении Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии участвует несколько орогенов, орогенных систем и орогенических поясов разных возрастных интервалов. Установлена принадлежность к структуре орогена и Тиманского кряжа с окружающими структурами.

Предлагаемая карта составлена на положениях тектоники литосферных плит и входящих в нее научных концепций, прежде всего концепции крупных горизонтальных перемещений литосферных плит, субдукции, аккреции и коллизии. В их рамках находят объяснения условия и основные особенности положения, строения и состава структурных образований, получивших название орогенов, орогенных систем и орогенических поясов.

Первый вариант такой карты был предложен ее основными составителями в начале 2000 г., а окончательный – спустя 10 лет, после внесения в него основной части новых материалов по геодинамической реконструкции Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии. К числу этих новых материалов следует отнести в первую очередь материалы по реконструкции Тиманского кряжа и прилегающих к нему структур. Они показали, что кряж и прилегающие к нему структуры слагают систему типа орогенного пояса, в состав которого входят и образования ряда выступов западного склона Приполярного Урала.

Вместе с этим важные материалы по геодинамическим реконструкциям были получены для Уральской палеозойской орогенной системы и слагающих ее орогенных поясов. В частности, выделены и описаны основные типы аккреционных и коллизионных процессов и особенностей их структурно-вещественного проявления. Значительное внимание было уделено анализу таких структурных образований, как террейны, их природе, роли в формировании орогенных систем и слагающих их орогенных поясов, а также разнотипных структурных элементов.

## ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ УРАЛО-ТИМАНО-ПАЛЕОАЗИАТСКОГО СЕГМЕНТА ЕВРАЗИИ

В сложении Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии основная роль принадлежит геодинамическим элементам орогенов и орогенических поясов, с которыми ассоциируют тектонические структуры, а также элементы мезозойско-кайнозойской неоплиты. Эти элементы, сформировавшиеся в течение протерозойского и палеозойского времени, составили основу геодинамической карты Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии и ее схемы (рис. 1).

Анализ карты сегмента позволил выявить, что его геодинамические элементы имеют разную полноту проявления рядов геодинамической последовательности, полный цикл которой, по Вильсону, включает в себя геодинамические ассоциации от континентального рифтогенеза и океанического спрединга до межплитного столкновения. Не исключается и повторение циклов или их достаточно полно полных рядов (Коротеев, Нечеухин, 1998). Это явилось основанием для выделения разностей с одной или несколькими рядами геодинамических последовательностей. Первые образуют собственно орогены, а вторые – орогенные системы. Еще одну группу составляют геодинамические элементы с ассоциациями частей таких рядов, образующие группу орогенических поясов.

### ТИМАНО-ПРОТОАЗИАТСКИЙ ОРОГЕН

Верхнепротерозойские ассоциации Тимано-Протоазиатского орогена перекрыты в значительной части палеозойскими образованиями. Они обнажаются в поднятиях западного склона Уральского севера, а также на Тиманском кряже. Часть из них вскрыта глубокими скважинами. Вместе с этим составлена схема тектоно-геодинамических элементов северной части орогена. Материалами для схемы послужили геофизические данные и данные глубокого бурения, опубликованные в работах В.Г. Оловянишникова (1991, 2004, и др.). На поднятиях эти отложения представлены претерпевшими аккрецию ассоциациями океанического бассейна, для которых выявляются параметры океанических и периоокеанических образований. Среди океанических комплексов обнаружены зоны сутур, включающие в себя фрагменты офиолитовых ассоциаций. Для плагиогранитов этих ассоциаций определен радиологический возраст 670 млн лет (Душин, 1997; Scarlow et al., 2001). Обнажающиеся на поднятиях Тиманского кряжа осадочные отложения среднего и верхнего рифея по фациально-формационным особенностям отвечают накоплениям пассивных континентальных окра-

ин. Для них установлена характерная для таких геодинамических условий латеральная зональность со сменой от палеократона грубообломочных фаций сначала песчано-карбонатными и далее – песчано-сланцевыми и углеродисто-сланцевыми.

В пределах поднятий западного склона Приполярного Урала выделяется зона, сложенная блоками террейнов с ассоциациями межтеррейновой коллизии. Синколлизионные ассоциации слагают вулкано-интрузивные ареалы и зоны. Доколлажное основание террейнов представлено метаморфическими образованиями гнейсовых куполов и их обрамления, а также осадочными и вулканогенными породами платформенного облика. Изотопный возраст гнейсов – 2.2–1.95 млрд лет (Пыстин, Пыстин, 2001). В прослоях карбонатных пород известны находки древних водорослей раннего протерозоя. Интрузии секут отложения доколлажного основания террейнов, а вулканогенные комплексы выполняют тектонические депрессии. Принадлежность вулканогенно-интрузивных ареалов к коллизионным образованиям основывается на ряде данных. По петрохимическим параметрам интрузии кислого состава отвечают гранитоидам I- и S-типов, более характерным для коллизионных условий. По геохимическим критериям они попадают в поля коллизионных и внутрикратонных образований. Возраст интрузий, определенный по цирконам U-Pb методом, колеблется в интервале 630–510 млн лет (Доордовские гранитоиды..., 2005).

Отметим, что верхнепротерозойские отложения, обнажающиеся в выступах на Пайхайском поднятии, несут на себе черты ассоциаций краевых поясов активных континентальных окраин. В западном выступе нижние части разреза сложены известняками и апоглинистыми сланцами среднего рифея. Выше выделяются накопления толщи риддацитов и андезитов в ассоциации с филлитовидными сланцами и известняками, которые сменяются туфами риолитов, туфоконгломератов и туфопесчаников венда.

Палеогеодинамические реконструкции позволяют предположить, что к концу кембрия ороген имел северо-западное простиранье, а ассоциации его пассивной окраины прослеживаются по периферии Балтийского щита и Арктиды (?).

### УРАЛЬСКАЯ ОРОГЕННАЯ СИСТЕМА

Палеозойские ассоциации Уральского ареала образуют сложное структурное сооружение с рядом особенностей. Одна из них состоит в том, что его ассоциации располагаются на литосфере с реликами океанического и континентального строения. Их границей является зона Трансуральского коллизионного шва, фиксирующая сочленение фронтальной части океанической литосферы

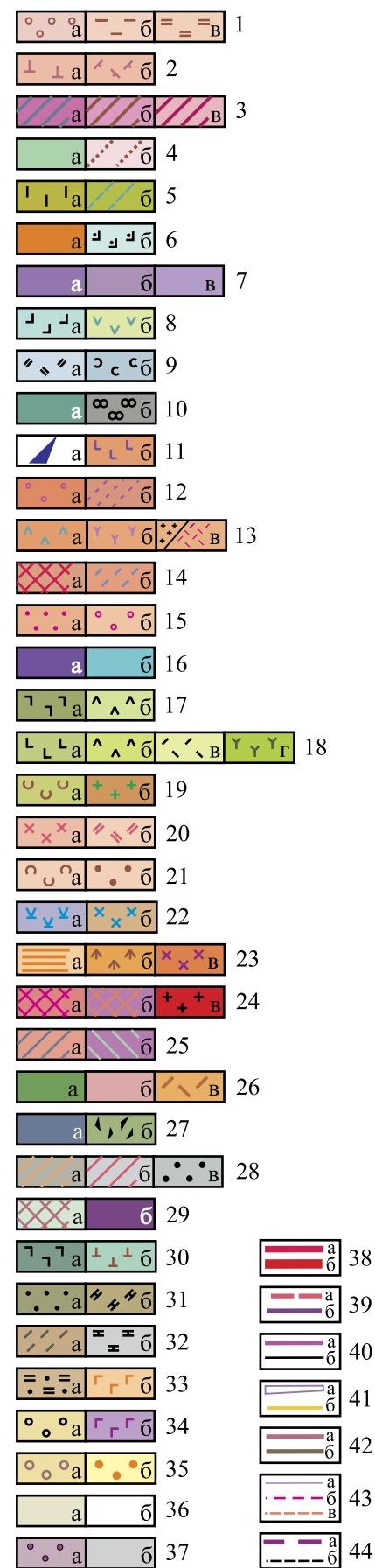
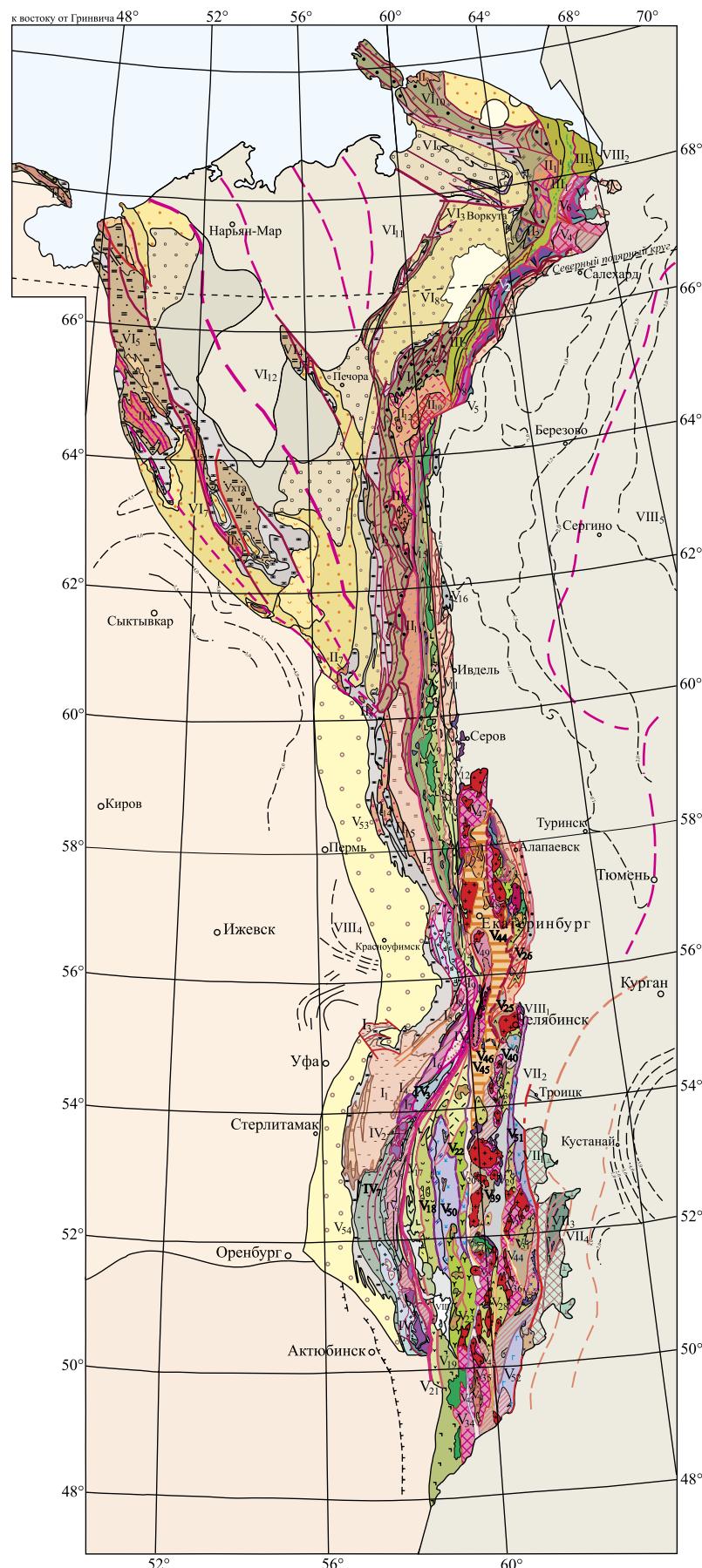


Рис. 1. Схематизированная геодинамическая карта Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии.

**Комплексы и ассоциации выполнения структурных элементов геодинамических систем.**

**Протократон:** 1 – комплексы депрессий: гравелит-песчаниковые (а), карбонат-песчано-сланцевые (б), песчано-сланцевые (в); 2 – комплексы грабенов: трахиандезитовые (а), базальт-риолитовые (б); 3 – комплексы прототеррейнов: эклогит-сланцевые (а), гнейсово-метасланцевые (б), гнейсово-мigmatитовые (в); 4 – комплексы сдвигово-раздвиговых структур: габбровые (а), метаморфические (б). **Рифтогенные пояса:** 5 – вулканогенно-осадочные комплексы внутриплитного рифтогенеза с трахибазальтами (а) и базальтами (б); 6 – щелочно-ультрабазитовые массивы (а) и траппoidы (б); 7 – гарцбургитовые (а) и гарцбургит-лерцолитовые (б) комплексы, серпентинитовый меланж (в); 8 – базальт-кремнистые (а) и островодужные вулканогенные комплексы (б); 9 – вулканогенно-кремнисто-сланцевые (а) и вулканогенно-терригенные (б) комплексы рифтогенных раздвигов; 10 – оливиновые габбро (а) и вулканомиктовые песчаники надшовных депрессий (б). **Орогенные пояса:** 11 – сутуры с офиолитовыми ассоциациями (а) и океанические базальты (б); 12 – конгломерат-песчаниковые (а) и песчано-сланцевые (б) комплексы пассивнойprotoокраины; 13 – островодужные вулканиты (а), вулканогенно-интрузивные комплексы активнойprotoокраины (б), вулканиты и интрузии синеклизионных ареалов (в); 14 – метаморфиты основания (а) и осадочный чехол (б) террейнов; 15 – терригенные (а) и сланцевые (б) отложения проторозойских краевых прогибов; 16 – ультрабазиты (а) и габбро (б) офиолитовых ассоциаций; 17 – океанические базальты (а) и вулканогенные комплексы разных режимов в покровах (б); 18 – островодужные вулканогенные комплексы ордовика (а), силура (б), среднего девона (в) и среднего-верхнего девона (г); 19 – междуговые вулканомиктовые отложения (а) и постдуговые гранитные интрузии (б); 20 – вулканиты (а) и интрузии (б) вулкано-интрузивных поясов корпоративных окраин; 21 – вулканогенно-осадочные (а) и осадочные (б) комплексы синекзисовых депрессий; 22 – вулканогенные (а) и интрузивные (б) комплексы сдвигово-раздвиговых (транстенсивных) структур; 23 – комплексы площадной акреции и коллизии (а), вулканические комплексы (б) и интрузии (в) вулкано-интрузивных синеклизионных ареалов; 24 – метапороды основания (а) и древние блоки (б) террейнов, внутритеrrейновые интрузии гранитоидов (в); 25 – гранулит-гнейсовые (а) и гранулит-амфиболитовые (б) комплексы пришовных прототеррейнов; 26 – габбро и диориты (а), плагиограниты и гранитоиды (б) полиформационного пояса, щелочные вулканиты коллизии (в); 27 – дунитовые и дунит-клинопироксенитовые массивы (а) и полимиктовые тектониты главного коллизионного шва (б); 28 – терригенно-сланцевые раннепалеозойские (а) и карбонатно-песчано-сланцевые среднепалеозойские (б) отложения и песчано-углеродисто-сланцевые накопления (в) депрессий и чехла террейнов их ансамблей; 29 – метаморфиты (а) и ультрабазиты (б) межорогенной коллизионной зоны казахстанид; 30 – базальты (а) и вулканогенно-интрузивные комплексы (б) активных окраин казахстанид. **Эпикратонная впадина:** 31 – конгломерат-гравелитовые (а) и карбонат-кремнисто-глинистые (б) комплексы деструкции; 32 – кремнисто-сланцевые (а) и карбонатные (б) отложения; 33 – терригенно-карбонатные отложения (а) и базальт-габбровые комплексы (б) ранней активизации; 34 – песчано-аргиллитовые отложения (а) и траппoidы (б); 35 – песчано-карбонатные (а) и песчано-типс-ангидритовые (б) комплексы; 36 – осадочные отложения чехла мезозойские (а) и кайнозойские (б). **Неоплита:** 37 – осадочно-вулканогенные (а) и осадочные (б) отложения грабенов и впадин. **Геодинамические структурные элементы:** 38 – межорогенные коллизионные швы (а) и Трансуральский коллизионный шов (б); 39 – межпоясовые (а) и межсегментные (б) коллизионные и акреционно-коллизионные швы; 40 – швы акреции проторозойских (а) и палеозойских (б) комплексов; 41 – межтеррейновые (а) и притеррейновые (б) акреционно-коллизионные швы; 42 – акреционно-коллизионные швы границ сложных структурных ансамблей (а) и границ покровов и литоблоков (б); 43 – региональные надвиги зон скучивания (а) и межзональные акреционно-коллизионные швы под более поздними отложениями (б); 44 – сдвигово-раздвиговые структуры (а) и синсдвиговые деформации проторозойской коллизии (б).

**Тектоно-геодинамическое районирование.**

**I–II – системы верхнепротерозойского плитотектонического цикла.** Фрагменты выступов Русской протоплиты (I). Эпикратонные поднятия депрессионного выполнения: I<sub>1</sub> – Башкирское, I<sub>2</sub> – Кваркушское, I<sub>3</sub> – Карагауское; внутридепрессионные грабены: I<sub>4</sub> – Машакско-Шатакский, I<sub>5</sub> – Айский. Прототеррейны и протоблоки: I<sub>6</sub> – Таганайско-Златоустовский, I<sub>7</sub> – Белорецкий, I<sub>8</sub> – Тараташский, I<sub>9</sub> – Уфалейский; I<sub>10</sub> – Кусинско-Копанская сдвигово-раздвиговая (транстенсивная) зона. Тимано-Протоазиатский орогенный пояс (II). Поднятия и выступы океанических и островодужных ассоциаций: II<sub>1</sub> – Оченырское, II<sub>2</sub> – Манитанырское и Енганаапейское. Выступы ассоциаций пассивнойprotoокраины: II<sub>3</sub> – Канин камень, II<sub>4</sub> – Четласский и Цильменский камень, II<sub>5</sub> – Вымская гряда и Очпарма, II<sub>6</sub> – Богульский выступ, II<sub>7</sub> – Полюдов кряж и Колчимский выступ. Выступы ассоциаций надсубдукционного пояса активной континентальной окраины: II<sub>8</sub> – Амдерминский, II<sub>9</sub> – Едунейский. Выступы террейнов и ареалов межтеррейновой коллизии: II<sub>10</sub> – Кожимский, II<sub>11</sub> – Маньхамбовский. Депрессии синеклизионного краевого прогиба: II<sub>12</sub> – Серебрянская, II<sub>13</sub> – Сылвицкая.

**III–VII – системы палеозойского плитотектонического цикла.** Талота-Пайпудын-Лемвинский рифтогенно-эпикратонный пояс (III): III<sub>1</sub> – Талота-Пайпудынская и III<sub>2</sub> – Лемвинская покровно-складчатые зоны, III<sub>3</sub> – Нундерминский эпикратонный выступ. Сакмаро-Кракинско-Тирлянский рифтогенно-орогенический пояс (IV): IV<sub>1</sub> – Сакмаро-Косистекская и IV<sub>2</sub> – Кракинская покровно-складчатые зоны, IV<sub>3</sub> – Тирлянская рифтогенно-деструктивная зона, IV<sub>4</sub> – Присакмаро-Вознесенская зона полигетапной акреции и скучивания, IV<sub>5</sub> – Суванякский и IV<sub>6</sub> – Максютовский перемещенные эпикратонные блоки, IV<sub>7</sub> – Зилаирская надшовная депрессия; IV<sub>8</sub> – Бардымская покровно-складчатая орогеническая зона. Уральская орогенная система (V): Полярноуральский акреционный сегмент: V<sub>1</sub> – Щучынская и V<sub>2</sub> – ВойкароСынынская покровно-надвиговые зоны океанических ассоциаций, V<sub>3</sub> – Войкарский надсубдуктивный пояс, V<sub>4</sub> – Харбейский континентальный террейн, V<sub>5</sub> – Полярноуральский сегмент Трансуральского межплитного шва, V<sub>6</sub> – Марункуеский, V<sub>7</sub> – Хордьюский и V<sub>8</sub> – Неркаюский пришовные террейны. Тагильский (Средне-Североуральский) акреционный сегмент: V<sub>9</sub> – Западнотагильская и V<sub>10</sub> – Восточнотагильская акреционные зоны островодужных ассоциаций, V<sub>11</sub> – Туринский надсубдуктивный пояс, V<sub>12</sub> – Присалдинский акреционный шов, V<sub>13</sub> – Туринская надшовная депрессия, V<sub>14</sub> – среднеуральский сегмент Трансуральского межплитного шва; V<sub>15</sub> – пришовная зона полимиктовых тектонитов, V<sub>16</sub> – Северососьвинская внутриплитная депрессия. Южноуральский акреционно-коллизионный сегмент. Западномагнитогорская акреционная мегазона: V<sub>17</sub> – Ирендыкско-Баймакская и V<sub>18</sub> – Учалинско-Сибайско-Гайская зоны островодужных ассоциаций, V<sub>19</sub> – Западнумугдарская акреционная зона океанических и островодужных ассоциаций, V<sub>20</sub> – межзональный акреционно-коллизионный шов; V<sub>21</sub> – Южноуральский сегмент Трансуральского межплитного коллизионного шва. Восточномагнитогорская акреционная мегазона: V<sub>22</sub> – Верхнеуральская и V<sub>23</sub> – Домбаровская акреционные зоны островодужных ассоциаций. Восточный акреционно-коллизионно-покровный сегмент:

$V_{24}$  – Режевская и  $V_{25}$  – Муслюмовско-Султановская многопокровные зоны океанических и островодужных ассоциаций,  $V_{26}$  – Алапаевско-Теченский надсубдукционный пояс; *Восточноуральский аккреционно-блоковый сегмент*:  $V_{27}$  – Джусинская,  $V_{28}$  – Киембаевская,  $V_{29}$  – Карталинская,  $V_{30}$  – Еманжелинская,  $V_{31}$  – Шевченковско-Джетыгоринская и  $V_{32}$  – Аккермановско-Светлинская многопокровные зоны океанических и островодужных ассоциаций;  $V_{33}$  – Адамовский,  $V_{34}$  – Мугоджарский,  $V_{35}$  – Талдынский,  $V_{36}$  – Тастыбуатакский,  $V_{37}$  – Марининский,  $V_{38}$  – Качкарский террейны до-кембрийской континентальной коры с внутритеррейновыми массивами гранитных plutонов;  $V_{39}$  – Джабыкско-Суундуская и  $V_{40}$  – Качкарская зона перекрытых палеозойским чехлом террейнов докембрийской континентальной коры и внутритеррейновых гранитных plutонов,  $V_{41}$  – Кайрактинский синколлизионный межтеррейновый вулкано-интрузивный пояс;  $V_{42}$  – Карабутакский и  $V_{43}$  – Тастыбуатакский межтеррейновые аккреционно-коллизионные швы. *Пышминско-Сухтелинская мегазона межсегментной аккреции и коллизии*:  $V_{44}$  – Пышминско-Чебаркульская и  $V_{45}$  – Чебаркульско-Сухтелинская зоны аккреции океанических и островодужных ассоциаций и синколлизионных комплексов,  $V_{46}$  – Муслюмовский аккреционно-коллизионный шов,  $V_{47}$  – Салдинский,  $V_{48}$  – Адуйско-Мурзинский и  $V_{49}$  – Ильменогорско-Сысертский террейны древней континентальной коры. Зоны синколлизионных сдвигово-раздвиговых (транстенсивных) ассоциаций:  $V_{50}$  – Центрально-Магнитогорская,  $V_{51}$  – Брединско-Тогузакская,  $V_{52}$  – Иргизская. *Впадины синколлизионного предгорного прогиба*:  $V_{53}$  – Соликамская,  $V_{54}$  – Актибинская. *Печорская эпиконтинентальная впадина* (VI):  $VI_1$  – Прикамская зона рифтогенно-трабеновых депрессий,  $VI_2$  – Ильчевско-Печорская покровно-надвиговая зона,  $VI_3$  – покровно-надвиговые поднятия гряды Чернышева и гряды Чернова,  $VI_4$  – Колвинское покровно-надвиговое поднятие,  $VI_5$ – $VI_8$  – впадины: Надтиманская ( $VI_5$ ), Притиманская ( $VI_6$ ), Косью-Роговская ( $VI_7$ ) и Коротаихинская ( $VI_8$ );  $VI_9$  – Пайхайский выступ,  $VI_{10}$  – Большеземельская и  $VI_{11}$  – Печорская депрессия неочехла. *Казахстанская орогенная система* (VII):  $VII_1$  – Троицко-Денисовская зона межорогенной аккреции и коллизии,  $VII_2$  – Троицко-Буруктальский шов межорогенной коллизии,  $VII_3$  – Валерьянинский надсубдукционный краевой пояс.

**VIII – Система мезозой-кайнозойского плитотектонического цикла:**  $VIII_1$  – Челябинско-Еманжелинский грабен,  $VIII_2$  – зона Прикарских лениаментов резонансного рифтогенеза,  $VIII_3$  – Орская депрессия,  $VIII_4$  – чехол Восточно-Европейской и  $VIII_5$  – Западно-Сибирской платформы.

**Fig. 1.** Schematized geodynamic map of the Ural-Timan-Paleo-Asian segment of Eurasia.

**Complexes and associations which fill up the structural element of geodynamical system.**

*Protocraton*: 1 – complexes of interplate depressions: gravelite-sandy (a), carbonate sandy-shaly (b); 2 – graben complexes: trachiandesite (a) and basalt-rhyolite (b); 3 – prototerrain complexes: echlogite-schist (a), gneiss-metaschist (b) and gneiss-migmatite (b); 4 – complexes of strike-slip-extension structures: gabbro (a) and metamorphic (b). *Riftogenic belts*: 5 – volcanogenic-sediment complexes of intraplate rifting with trachibasalts (a) and basalts (b); 6 – alkaline ultrabasite massifs (a) and trappoids (b); 7 – harzburgite (a) and harzburgite-herzolite (b) complexes, serpentinite melange (b); 8 – basalt-cherty (a) and island-arc volcanogenic complexes (b); 9 – volcanogenic-cherty-schist (a) and volcanogenic-terrigenous (b) complexes of riftogenic extensions; 10 – olivine gabbro(a) and volcanogenic sandstones of supra-sutural depressions (b). *Orogenic belts*: 11 – sutures with ophiolite associations (a) and oceanic basalts (b); 12 – conglomerate-sandy (a) and sandy-shaly (b) complexes of passive protomargin; 13 – island-arc volcanites (a), volcanogenic-intrusive complexes of active protomargin (b), volcanites and intrusions (b) of syncollisional areals; 14 – metamorphites of basement (a) and the terrain sedimentary cover (b); 15 – terrigenic (a) and schist (b) deposits of Proterozoic foredeeps; 16 – ultrabasites (a) and gabbro of ophiolite associations (b); 17 – oceanic basalts (a) and volcanogenic complexes of different regimes in covers (b); 18 – island-arc volcanogenic complexes of Ordovician (a), Silurian (b), Middle Devonian (b), Middle-Upper Devonian (r); 19 – interarc volcanic deposits (a) and post-arc granite intrusions (b); 20 – volcanites (a) and intrusions (b) of volcano-intrusive belts of corporative margins; 21 – volcanogenic-sedimentary (a) and sedimentary (b) complexes of syn-belted depressions; 22 – volcanogenic (a) and intrusive (b) complexes of strike-slip-transensive structures; 23 – complexes of areal accretion and collision (a), volcanic complexes (b) and intrusions (b) of volcanic-intrusive syncollisional areals; 24 – metarocks of basement (a) and ancient blocks (b) of terrains, granitoid intraterrain intrusions (b); 25 – granulite-gneiss (a) and granulite-amphibolite (b) complexes of suture-line prototerrains; 26 – gabbro and diorites (a), plagiogranites and granitoids (b) of polyformational belt, collision alkaline volcanites (b); 27 – dunite and dunite-clino-pyroxenite massifs (a) and polymictic tectonites of the main collisional suture (b); 28 – terrigene-schist early Paleozoic (a) and carbonate-sandy-schist middle Paleozoic (b) deposits and sandy-carbon-shaly accumulations (b) of depressions and terrain cover of their ensembles; 29 – metamorphites (a) and ultrabasites (b) of interogenic collisional kazakhstanide zone; 30 – basalts (a) and volcanogenic intrusive complexes of kazakhstanide active margins (b). *Epiceraton depression*: 31 – conglomerate-gritstone (a) and carbonate-cherty-clayey (b) destruction complexes; 32 – cherty-shaly (a) and carbonate (b) deposits; 33 – terrigene-carbonate deposits (a) and basalt-gabbro complexes (b) of early activation; 34 – sandy-argillite deposits (a) and trappoids (b); 35 – sandy-carbonate (a) and sandy-gypsum-anhydrite (b) complexes; 36 – the cover sedimentary deposits: Mesozoic (a) and Cenozoic (b). *Neoplate*: 37 – sedimentary-volcanogenic (a) and sedimentary (b) deposits of graben, depressions. *Geodynamical structure elements*: 38 – inter-orogenic collisional sutures (a) and Transuralian collisional suture (b); 39 – interbelt (a) and intersegmental (b) collisional and accretion-collisional sutures; 40 – Proterozoic (a) and Paleozoic (b) complex accretion sutures; 41 – interterrain (a) and subterrain (b) accretion-collisional sutures; 42 – accretion-collisional sutures of complex structural ensembles (a) and cover and lithoblock boundaries (b), 43 – regional thrusts of piling zones (a) and interzonal accretion-collisional sutures under later deposits (b); 44 – strike-slip-extension structures (a) and synstrike-slip deformations of Proterozoic collision (b).

**Tectonic-geodynamical zoning.**

**I–II – Upper Proterozoic plate-tectonic cycle systems.** *Fragments of Russian protoplate benches* (I). Epiceraton uplifts of depressional filling:  $I_1$  – Bashkirian,  $I_2$  – Kvarkush,  $I_3$  – Karatau; innerdepressional grabens:  $I_4$  – Mashak-Shatak,  $I_5$  – Ajj. *Prototerrains and protoblocks*:  $I_6$  – Taganai-Zlatoust,  $I_7$  – Beloretsk,  $I_8$  – Taratash,  $I_9$  – Ufalei,  $I_{10}$  – Kusa-Kopan strike-slip-extension (transensive) zone. *The Timan-Protoasian orogenic belt* (II). Uplifts and benches of oceanic and island-arc associations:  $II_1$  – Ochenyrd,  $II_2$  – Manitanryd and Eynannape. *Benches of passive protomargin associations*:  $II_3$  – Kanin Kamen',  $II_4$  – Chetlas and Tsilma Kamen,  $II_5$  – Vyma range and Ochparma,  $II_6$  – Vogul bench,  $II_7$  – Poljudov ridge and Kolchim bench. *Benches of suprasubductional belt associations of active continental margin*:  $II_8$  – Amderma,  $II_9$  – Eduneisky. *Benches of inter-terrain collision areals*:  $II_{10}$  – Kozhim,  $II_{11}$  – Man'khaba. *Depressions of syncollisional marginal trough*:  $II_{12}$  – Serebryanka,  $II_{13}$  – Silvitsa. **III–VII – Paleozoic plate-tectonic cycle systems.**

**III–VII – Paleozoic plate-tectonic cycle systems.** *Talota-Paipudyn-Lemva riftogenic-epicratonic belt* (III): III<sub>1</sub> – Talota-Paipudyn and III<sub>2</sub> – Lemva cover-folded zones, III<sub>3</sub> – Nunderma epicratonic bench. *Sakmara-Kraka-Tirlyan riftogen-orogenical belt* (IV): IV<sub>1</sub> – Sakmara-Kosistek and IV<sub>2</sub> – Kraka cover-folded zones, IV<sub>3</sub> – Tirlyan riftogen-destructive zone, IV<sub>4</sub> – Prisakmara-Voznesenka zone of polystage accretion and piling up, IV<sub>5</sub> – Suvanyak and IV<sub>6</sub> – Maksut dislocated epicratonic blocks, IV<sub>7</sub> – Zilair suprasutural depression, IV<sub>8</sub> – Bardym cover-folded orogenic zone. *Uralian-orogenic system* (V). *Subarctic accretional segment*: V<sub>1</sub> – Schuchja and V<sub>2</sub> – Voikar-Synya cover-overthrusted zones of oceanic associations, V<sub>3</sub> – Voikar super-subductive belt, V<sub>4</sub> – Kharbei continental terrain, V<sub>5</sub> – Transuralian interplate suture's subarc segment, V<sub>6</sub> – Marunkeuksky, V<sub>7</sub> – Khord'yusky and V<sub>8</sub> – Nerkayus suture-line terrains. *Tagil (Middle-North Uralian) accretional segment*: V<sub>9</sub> – West-Tagilian and V<sub>10</sub> – East-Tagilian accretional zones of island-arc associations, V<sub>11</sub> – Turinsk supersubductive belt, V<sub>12</sub> – Prisalda accretional suture, V<sub>13</sub> – Turyinsk supersutural depression, V<sub>14</sub> – Middle-Uralian segment of Transuralian interplate suture, V<sub>15</sub> – suture-line zone of polimictic tectonites, V<sub>16</sub> – North-Sos'va interplate depression. *The South-Urals accretion-collisional segment. West-Magnitogorsk accretional megazone*: V<sub>17</sub> – Irendik-Baimak and V<sub>18</sub> – Uchaly-Sibai-Gai zones of island-arc associations, V<sub>19</sub> – West-Mugodzharian accretional zone of oceanic and island-arc associations, V<sub>20</sub> – interzonal accretion-collision suture, V<sub>21</sub> – South-Urals segment of Transuralian interplate collisional suture. *East Magnitogorsk accretional megazone*: V<sub>22</sub> – Verkhneural'sk and V<sub>23</sub> – Dombarovka accretional zones of island-arc associations. *Eastern accretion-collision-cover segment*: V<sub>24</sub> – Rezh and V<sub>25</sub> – Muslyumovo-Sultanovo multi-cover zones of oceanic and islandarc associations, V<sub>26</sub> – Alapaevsk-Techa supersubductional belt. *East-Uralian accretional-block segment*: V<sub>27</sub> – Dzhusa, V<sub>28</sub> – Kiembaevo, V<sub>29</sub> – Kartaly, V<sub>30</sub> – Emanzhelinsk, V<sub>31</sub> – Shevchenko-Dzhetygara and V<sub>32</sub> – Akkermanovo-Svetloye multi-cover zones of oceanic and island-arc associations, V<sub>33</sub> – Adamovka, V<sub>34</sub> – Mugodzhary, V<sub>35</sub> – Taldyk, V<sub>36</sub> – Tastybutak, V<sub>37</sub> – Mariinsk, V<sub>38</sub> – Kachkar terrains of Precambrian continental crust with interterrain massifs of granite plutons; V<sub>39</sub> – Dzhabyk-Suunduk and V<sub>40</sub> – Kachkar zones of Precambrian terrains of continental crust and interterrain granite plutons overlapped by Paleozoic cover, V<sub>41</sub> – Kairakty syncollisional interterrain volcano-intrusive belt, V<sub>42</sub> – Karabutak and V<sub>43</sub> – Tastybutak interterrain accretion-collisional sutures. *Pyshma-Sukhtelinsk megazone of intersegment accretion and collision*: V<sub>44</sub> – Pyshma-Chebarkul' and V<sub>45</sub> – Chebarkul'-Sukhtelinsk zones of accretion of oceanic and island-arc associations and syncollisional complexes, V<sub>46</sub> – Muslimovo accretion-collisional suture, V<sub>47</sub> – Salda, V<sub>48</sub> – Adui-Murzinka and V<sub>49</sub> – Ilmenogorsk-Sisert' terrains of ancient continental crust. *Zones of syncollisional strike-slip-extension(transstensive) associations*: V<sub>50</sub> – Central-Magnitogorsk, V<sub>51</sub> – Bredy-Togyzak, V<sub>52</sub> – Irgiz. *Syncollisional submountain basins*: V<sub>53</sub> – Solikamsk, V<sub>54</sub> – Aktubinsk. *Pechora epicontinental basin* (VI): VI<sub>1</sub> – Near-Kozhim zone of riftogenic-graben depressions, VI<sub>2</sub> – Ilych-Pechora cover-overthrusted zone, VI<sub>3</sub> – cover-overthrusted uplifts of the Chernishov and the Chernov ranges, VI<sub>4</sub> – Kolvinskoye cover-overthrusted uplift, VI<sub>5</sub>–VI<sub>8</sub> – Over-Timan (VI<sub>5</sub>), Near-Timan (VI<sub>6</sub>), Kosyu-Rogovka (VI<sub>7</sub>) and Korotaikha (VI<sub>8</sub>) basins; VI<sub>9</sub> – Pai-Khoi bench, VI<sub>10</sub> – Bolshezemelskaya and VI<sub>11</sub> – Pechora neocover depressions. *Kazakhstan orogene system* (VII): VII<sub>1</sub> – Troitsk-Denisovka zone of orogenic accretion and collision, VII<sub>2</sub> – Troitsk-Buruktal suture of interorogene collision, VII<sub>3</sub> – Valeryanovka supersubductional margin belt.

**Mesozoic-Cenozoic plate-tectonic cycle systems (VIII):** VIII<sub>1</sub> – Chelyabinsk-Yemanzhelinsk graben, VIII<sub>2</sub> – zone of Near-Karsk leniaments of resonance riftogenesis, VIII<sub>3</sub> – Orsk depression, East-European (VIII<sub>4</sub>) and West-Siberian (VIII<sub>5</sub>) platform covers.

с литосферой континентального типа. По простиранию зона шва имеет различия в строении и составе. Другая особенность состоит в том, что восточная и западная части ареала сложены разными по составу ассоциациями. Все отмеченное дало основание отнести Уральский ареал к типу орогенной системы.

В расположенной к востоку от Трансуральского коллизионного шва части участвуют геодинамические ассоциации, связанные по составу с эволюцией палеозойского океана. Они представлены в основном породами океанической коры и надсубдукционными ассоциациями палеодуг. К западу от межплитного коллизионного шва этому возрастному уровню отвечают накопления палеошельфа пассивной континентальной окраины и впадин краевого прогиба. Этот набор ассоциаций близок к проявлению ряда, характеризующего орогены с ассоциациями полной геодинамической последовательности. Многие особенности ассоциаций и комплексов основных геодинамических режимов и обстановок этой последовательности отражены в серии публикаций, в том числе при участии в них авторов сообщения (Коротеев и др.; 1979; Язева, Бочкирев, 1998). Это позволяет остановиться на них лишь кратко, а более полно описать геодинамические элементы, которые выявлены или получили характеристику в ходе последних исследований.

В качестве примера офиолитовой ассоциации, представляющей океаническую кору Уральского ареала, может рассматриваться разрез средней части Войкаро-Сынинской зоны на Полярном Урале. Здесь последовательно обнажаются ультрабазиты, полосчатые метагабброиды, секущий их комплекс параллельных даек долеритов, а также шаровые лавы базальтов с прослоями кремнистых сланцев. По геологическим соотношениям для офиолитовой ассоциации принимается ордовикский возраст. Для цирконов из плагиогранитов, завершающих кристаллизацию диабазовых даек, U-Pb методом получен раннеордовикский возраст – 490 ± 7 млн лет (Хайн и др., 2008). В других габбро-ультрабазитовых массивах, участвующих в сложении Уральской орогенной системы, последовательность такого характера проявляется лишь частично. Основное значение приобретают пояса и отдельные тела протрузий и зоны меланжа, имеющие вторичное тектоническое залегание в основании крупных покровов, на фронтах надвигов, в швах акрекции и коллизии.

В сложении Уральской орогенной системы большую роль играют ассоциации надсубдукционных палеодуг и сочетающиеся с ними образования задуговых и междуговых бассейнов. Вместе с этим изучение островодужных сооружений позволило выделить в их сложении комплексы ранних, развитых и зрелых стадий, отвечающих стади-

ям эволюции магматизма островных дуг в современных океанах. К характерным продуктам ранней стадии относятся марианит-бонинитовые и базальтовые комплексы. Первые выявлены в ограниченном ряде мест, в то время как базальтовые комплексы развиты широко в нижней части разрезов палеодуг. Они представлены базальтами толеитовой серии, содержащими редкие дайки дацитов. Развитая стадия характеризуется широким проявлением комплексов известково-щелочной серии в сочетании с комплексами толеитовой серии. Основное значение в сложении серий имеют породы базальт-андезибазальтового, андезибазальтового и андезитового составов, а также базальт-риолитовых, андезито-дацитовых и дацитовых пород. Коммагматами вулканогенных накоплений являются габбровые, габбро-плагиогранитные, диоритовые и гранодиорит-диоритовые интрузивные комплексы. Наконец, для зрелой стадии характерно проявление субщелочного и щелочного вулканизма, в частности вулканизма шошонитовой серии, и продуктов гранитоидного магматизма. Это связано с тем, что зрелая стадия включает в себя условия аккреционного скучивания и частичной коллизии с надвиганием ассоциаций островных дуг на края континентов и террейнов.

Задуговые и междудуговые бассейны в пределах системы имеют разные масштабы проявления. В пределах северной и средней частей Тагильской структуры полоса комплексов, отнесенных к образованием задуговых бассейнов, выделяется вдоль границы сочленения западной и восточной островных палеодуг. Они представлены осадочными и вулканогенно-осадочными отложениями раннего силура. Характерны флишиоидные толщи, сложенные вулканомиктовыми песчаниками, алевролитами, кремнистыми и углеродисто-кремнистыми алевролитами с прослойями базальтов и андезитов, конгломератами, гравелитами. Присутствуют карбонатные и терригенно-карбонатные породы, туффиты.

На Южном Урале комплексы, характерные для задуговых бассейнов, проявлены в виде отдельных зон в сочетании со структурами палеодуг. Крупные зоны таких комплексов на севере и юге этой структурной зоны представлены преимущественно накоплениями дацитов и андезитов. Имеют развитие комагматичные им плагиограниты, кварцевые диориты и диориты. Комpleксы междудуговых бассейнов образуют протяженные участки накоплений ритмично-слоистых вулканомиктовых песчаников верхних частей разрезов среднего и верхнего девона. Они частично перекрывают структуры палеодуг или образуют их периферию. В нижней части их разрезов выявляется толща вулканомиктовых конгломератов, в составе обломков которых присутствуют базальты и кислые породы. В верхних частях разрезов появляются горизонты аргиллитов, кремнистых аргиллитов и кремни-

стых пород и аргиллитов, а на периферии локализуются толщи известняков.

Следует отметить, что, как показывают реконструкции, аккреция и коллизия сопровождаются в ряде зон проявлением площадных и линейных сдвигово-раздвиговых (транстенсивных) деформаций и отвечающих им ассоциаций. Наиболее значимыми представляются Магнитогорская и Иргизская структуры, в основании которых известны системы даек кислого и основного составов как показатели процессов растяжения в этих структурах. В составе вулканических комплексов структуры сочетаются образования толеитовых, известково-щелочных и субщелочных серий, что также достаточно характерно для сдвигово-раздвиговых структур. Полоса ассоциаций такого состава прослеживается вдоль коллизионного шва, продолжающего Иргизскую структуру в северном направлении.

## ТАЛОТА-ПАЙПУДЫН-ЛЕМВИНСКИЙ И САКМАРО-КРАКИНСКО-ТИРЛЯНСКИЙ ОРОГЕНИЧЕСКИЕ ПОЯСА

Располагающиеся к западу от Трансуральского коллизионного шва ассоциации Талота-Пайпудын-Лемвинского и Сакмаро-Кракинско-Тирлянского орогенических поясов связываются с развитием малых бассейнов в условиях частичной или более полной деструкции континентальной коры в режимах рифтогенного растяжения. Пояса слагаются ассоциациями этих геодинамических режимов и обстановок, которые проявляют элементы симметрично-поясового размещения, что подчеркивает их связь с внутрикратонной рифтогенной деструкцией.

### Талота-Пайпудын-Лемвинский орогенический пояс

Талота-Пайпудын-Лемвинский пояс слагается в основном ордовикскими кремнисто-сланцевыми и кремнисто-карбонатно-сланцевыми отложениями, которые в его осевой части сменяются сложными по составу и строению образованиями базальт-терригенно-сланцевого комплекса. В сложении последнего участвуют песчано-сланцевые отложения с горизонтами и пластами базальтов. Их комагматы представлены пластовыми интрузиями и дайками габбро-диабазов и долеритов. По северо-западной периферии пояса выделяются кембрийско-ордовикские вулканогенно-терригенные отложения, близкие по составу к образованиям грабеновых фаций. На локальных поднятиях присутствуют липариты и трахилипариты Пайпудынского комплекса с возрастом, определенным U-Pb методом,  $482.4 \pm 1.1$  и  $492 \pm 2.8$  млн лет (Шишкин и др., 2004; Волчек, 2004). Отложения пояса нарушены и деформированы надвигами и покровами.

## Сакмаро-Кракинско-Тирлянский орогенический пояс и Бардымская зона

Сакмаро-Кракинско-Тирлянский орогенический пояс на Южном Урале, несущий, судя по составу слагающих ассоциаций, связь с эволюцией эпиконтинентального малого бассейна, протягивается вдоль периферии Белорецкого и Златоустовского террейнов, а на востоке ограничивается Суванякско-Максютовским и Эбетинским континентальными блоками.

В сложении пояса наиболее полно проявлены ассоциации обстановок эпиконтинентального рифтогенного растяжения и эпиконтинентального раздвижения, которые несут черты симметрично-зонального размещения относительно осевой части рифтогенного растяжения. Вместе с этим ассоциации выделенных геодинамических обстановок характеризуются закономерной сменой по простиранию пояса.

Самый полный ряд геодинамических ассоциаций обстановок растяжения и раздвижения проявлен в сложении южной Сакмаро-Косистекской зоны. К ранним накоплениям в зоне относятся серии базальт-андезит-риолитовой и трахибазальтовой формаций, залегающие на Эбетинском выступе. В составе матрикса эпикластов установлена фауна тремадока (Руженцев, Самыгин, 2004). Их аналогом по западной периферии пояса можно считать вулканогенно-терригенные отложения позднего венда-кембрия (?) верхней части разреза Тирлянской депрессии, представленной терригенными породами и сланцами, включающими в себя горизонты основных вулканитов и дайки субщелочных оливиновых базальтов, характерных для ранних этапов эпикратонного растяжения.

В еще большей степени растяжению соответствуют ряды грабеновых образований Сакмаро-Медногорской зоны. Они включают в себя карбонатно-терригенно-трахибазальтовый и терригенный комплексы и комплекс щелочных базальтовидов кембрия-нижнего ордовика, а также сланцево-флишевые отложения и оливин-базальтовый комплекс нижнего-среднего ордовика. Образования этих комплексов в разной полноте распространены в пределах западной и восточной периферии зоны.

Образования обстановок раздвижения отчетливо тяготеют к осевой части пояса и составляющих его зон. В Сакмаро-Медногорской зоне они начинаются толщей пород базальт-кремнисто-сланцевого комплекса с телами серпентинитов, слагающими смятые в синформы тектонические пластины. Базальты относятся к натриевой серии с умеренными содержаниями окиси титана, рубидия и стронция, а также редких элементов, характерных для океанических толеитов. Эта ассоциация с перерывами прослеживается вдоль всей Сакмаро-Кракинской части пояса. Севернее она совмещается с вулканогенными отложениями ордовика Присакмаро-Воз-

несенской зоны, содержащими тела серпентинитов и меланжа. К образованием раздвижения следует отнести накопления кремнисто-сланцевого комплекса, располагающегося преимущественно по западной и восточной периферии пояса. В Кракинской зоне этому уровню отвечают накопления глинистых и кремнисто-глинистых сланцев, которые выше по разрезу сменяются карбонатными отложениями нижнего девона. Весь разрез имеет черты континентально-склоновых накоплений.

К средней Кракинской зоне, сохранившей признаки полной деструкции континентальной коры, приурочены ультраосновные массивы Крака и Узян. Массивы ассоциируют с кремнисто-сланцевыми отложениями и смяты в синформы, включающие полосы серпентинитового меланжа разной ширины. Их центральная часть сложена гарцбургитами, которые содержат удлиненные тела шпинелевых и плагиоклазовых лерцолитов. Это позволило выделить данные массивы в группу с лерцолитовым типом разреза, которые более характерны для краевых бассейнов (Савельева, 1987). К такому типу близки также Нуралинский и Миндякский массивы Присакмаро-Вознесенской зоны. Особенностью массивов Крака, Миндякского и Нуралинского является наличие в их составе гранатовых пироксенитов, которые описаны в полосе меланжа массивов Северный и Южный Крака, а также внутри массива Узянский Крака (Русин, 2002). Предполагается, что эта и другие особенности сближают массивы зоны Крака с внутрикоровыми массивами.

К южной части пояса приурочены Хабарнский и Кемпирсайский ультраосновные массивы. Их залегание в зоне с утоненной континентальной корой и приуроченность к полосе рифтогенных ассоциаций способствовали появлению представлений о внедрении и становлении этих массивов в условиях рифтогенного растяжения в форме сложных диапиров.

Другую группу образований раздвижения составляют вулканогенные накопления дифференцированных комплексов Сакмаро-Магнитогорской зоны. Им соответствуют базальт-риолитовый, базальт-андезит-риолитовый и риодакит-базальтовый комплексы, которые слагают блоки с многослойным строением. По своим параметрам вулканогенные породы комплексов близки к островодужным ассоциациям, а по находкам конодонтов в кремнистых прослоях этих комплексов имеют верхнеордовикский возраст (Борисенок и др., 2004). Зилаирская депрессия, завершающая формирование пояса, сложена вулканомиктовыми песчаниками и кремнисто-сланцевыми отложениями.

На северном продолжении пояса расположена Бардымская зона, образования которой деформированы в систему покровных и чешуйчато-надвиговых структур. В их сложении участвуют комплексы траппoidов, трахибазальт-трахитовой и

базальт-андезибазальтовой формаций, а также кимберлитоподобных ксенотуфобрекчий жерловой фации и серии даек с составами от лимбургитов до трахитов. Кимберлитоподобные эруптивные брекчии состоят преимущественно из обломков оливин-пироксеновых пикритовых, пикрит-базальтовых и трахибазальтовых порфиритов. Индикаторными для внутрикратонного растяжения являются породы щелочно-ультрабазитовой формации Суроямского массива.

Структурное положение Бардымской зоны позволяет полагать, что она является фрагментом Сакмаро-Кракинско-Тирлянского пояса, а, судя по составу слагающих ее ассоциаций, – фиксирует элемент выклинивания этого пояса в теле древнего кратона.

### ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ МЕЗОЗОЙ-КАЙНОЗОЙСКОЙ НЕОПЛИТЫ

С завершением аккреционно-коллизионных процессов Уральский ороген включился в плитный геодинамический режим, будучи составной частью Евразиатского кратонного пространства. Временной интервал этого режима включает в себя формирование ассоциаций мезозойского резонансного рифтогенеза, охватывающего время от раннего триаса до средней юры, и накопления плитного неочехла, начало которого приурочено к уровню поздней юры. Мезозойский рифтогенез отнесен к типу резонансного на основании намечающейся связи ассоциаций этого этапа с процессами внутрикратонного растяжения основания Западно-Сибирской плиты.

Участие мезозойских образований в сложении Уральского орогена установлено достаточно давно. Прежде всего они известны в форме осадочных отложений. Вместе с этим накапливаются данные о развитии магматических интрузивных комплексов триас-юрского интервала, устанавливаемых по геологическим и, особенно, по радиологическим определениям. Имеются основания связывать их с процессами рифтогенеза в пределах Западно-Сибирской плиты и рассматривать в качестве резонансных явлений последнего.

Осадочные комплексы мезозоя, относящиеся к уровню всего триаса и нижней и средней юры, выполняют преимущественно многочисленные узкие грабены (Еманжелинско-Коркинский, Волчанский и др.) и реже ареальные депрессии (Орская депрессия). В составе осадочных отложений грабенов преобладают песчано-аргиллит-глинистые, часто угленосные накопления, конгломераты, алевролиты. В ряде случаев присутствуют также вулканические накопления, сложенные базальтами, долеритами, андезитами, липаритами. В депрессиях, преимущественно юрского возраста, основная роль принадлежит конгломератам, гравийно-галечным породам, песчаникам, аргиллитам, глинам.

Магматические интрузивные внедрения и вулканические комплексы мезозойского рифтогенеза объединяются в группы траппов, щелочно-ультрабазитовых и ультрабазитовых внедрений, кислых субщелочных и щелочных интрузий; трахибазальт-трахиандезит-трахитовых вулканитов.

Комплексы дифференцированных траппов относятся к раннетриасовому уровню и локализуются преимущественно в грабенах, реже в составе депрессий. Они известны на Приполярном и Полярном Урале, а также в Зауральской части орогена. В сложении раннемезозойских дифференцированных траппов участвуют покровы базальтов и риолитов, силлы и дайки долеритов и габбро-долеритов, малые интрузии и дайки гранит-порфиров и риолит-порфиров.

Щелочно-ультрабазитовые и ультрабазитовые комплексы установлены в ряде ареалов проявления. Они выявлены преимущественно в пределах западной части Уральского орогена и частично в его восточной части. Комплексы имеют характерные особенности состава и соответствующие радиологические возрасты. Щелочно-ультрабазитовые породы представлены образованиями агпаитовой лампроитоидной серии, а в ультраосновных к ним принадлежат и образования лампрофировой серии. Интрузивные тела калиевых ультрабазитов секут раннетриасовые отложения, и их предполагаемый возраст принимается как ранне-среднеюрский. Единичное определение для лампроитов на Кваркушском поднятии дало радиологический возраст 170–198 млн лет (данные Ю.Д. Смирнова). Более подробная характеристика по радиологическим возрастам имеется для лампроитов Магнитогорской полосы на Южном Урале. По комплексу методов, K-Ar и Pb-Sr, для них измерены радиологические возрасты в диапазоне 198–240 млн лет, что отвечает интервалу от среднего триаса до ранней юры (данные Т.Н. Сурина). К этой же формационной группе следует отнести, по-видимому, калиевые габброиды триас-юрского возраста, а также щелочно-базит-ультрабазитовые массивы, установленные в единичных точках Кожимско-Ляпинского выступа и на Полярном Урале. Для отдельных щелочно-базит-ультрабазитовых массивов K-Ar и Sm-Nd методами определены возрасты  $210 \pm 9$ ,  $195 \pm 5$  и  $190 \pm 5$  млн лет (Душин и др., 2014).

К другому типу щелочно-ультрабазитовых пород относятся пирокласты лампроитоидного состава, которые установлены на западном склоне Урала под наименованием “туффузиты”. Эти образования слагают ветвящиеся жилы и экструзивные тела, приуроченные к зонам пологих надвигов. Породы претерпели интенсивные преобразования, но несут черты образований лампроидного состава. Судя по геологическим соотношениям, они предположительно относятся к мезозойскому уровню, хотя это требует подтверждения другими методами.

Еще одну группу мезозойских магматических образований составляют комплексы кислых субщелочных и щелочных интрузий, выявленных преимущественно в западном секторе Приполярного Урала. Более детально описаны комплексы в пределах Маньхамбовского магматического ареала. Они представлены здесь щелочными кварцсодержащими сиенитами и аляскитовыми гранитами, в ассоциации с которыми находятся карбонаты с калий-argonовым радиологическим возрастом  $213 \pm 7$  млн лет. Вместе с этим в пределах Харбейского блока древних гнейсов Полярного Урала известны микропегматитовые граниты, а также гранитоподобные и сиенитоподобные метасоматиты, имеющие калий-argonовый радиологический возраст 245 млн лет, что отвечает раннему триасу.

Наконец, следует отметить проявление мезозойского вулканизма, которому соответствуют выявленные на Полярном Урале сложные трахибазальт-трахиандезит-трахитовые серии с K-Ar датировками 230–160 млн лет и трахит-базанитовые накопления с датировками  $107 \pm 7$  млн лет Sm-Nd методом и  $81.3 \pm 8.5$  млн лет Rb-Sr изохроной (Душин и др., 2014). Вулканогенные комплексы этих уровней тяготеют к разломам северо-западного простирания, в частности к региональному Карскому разлому.

Возможно, триас-юрский магматизм имеет более широкое развитие как по масштабам, так и составу продуктов. Особенно это относится к восточному сегменту, где его трудно выделить из объема палеозойского магматизма. Однако приведенные данные дают полное основание для вывода об активном проявлении внутриплитных геодинамических процессов в пределах Уральского орогена и прилегающих к нему территорий.

В позднем мезозое, начиная со среднеюрского уровня, Уральский ороген включается в плитную систему. По восточной периферии орогена чехол развивался со стороны Западно-Сибирской платформы. Мощность последнего закономерно увеличивается в сторону платформы от 0 до 250 м в достаточно узкой полосе от обнаженной части орогена и далее на восток быстро достигает величин в 1.3–1.5 км. В сложении чехла выделяются плитные ассоциации двух различающихся по составу и условиям накопления горизонтов. Нижний горизонт отвечает среднеюрско-нижнеолигоценовому интервалу и слагается преимущественно прибрежно-морскими и морскими отложениями. Отложения представлены глинами, аргиллитами, алевролитами, кварцевыми и кварцево-глауконитовыми песчаниками, мергелями и другими характерными накоплениями мелководных морских бассейнов. Злегающий выше горизонт включает в себя отложения среднеолигоценово-миоценового и плиоцен-четвертичного интервалов, которые представлены исключительно континентальными накоплениями. Среди них преобладают галечники, песчаные

ники, разнообразные аллювиальные, аллювиально-озерные и аллювиально-речные отложения.

В пределах Русской палеоплиты позднепалеозойские, мезозойские и кайнозойские отложения плитного чехла представлены аргиллитами, алевролитами, песчаниками, конгломератами и другими осадочными отложениями.

## ПЕЧОРСКАЯ НАЛОЖЕННАЯ ВПАДИНА

Самостоятельную палеозойскую геодинамическую систему образует Печорская эпикратонная впадина, развивавшаяся на верхнепротерозойском аккреционно-коллизионном основании. Впадина выполнена преимущественно терригенными и карбонатно-сланцевыми и карбонатными отложениями (Тимонин, 1998). Состав этих отложений и особенности их локализации достаточно полно отражают ее внутрикратонное положение и геодинамику формирования в обстановках внутриплитного растяжения на ранних этапах с накоплением рифтогенно-грабеновых и депрессионно-грабеновых комплексов, эпикратонного бассейна и внутриплитной активизации на последующих этапах. В условиях коллизии отложения депрессии подверглись надвиговым и покровно-надвиговым деформациям, а палеограбены унаследованно заполнились пермской и раннетриасовой молассой. Все эти особенности формирования и строения Печорской впадины послужили основанием к отнесению ее к типу эпикратонной орогенической впадины.

Терригенные комплексы рифтогенно-грабеновых обстановок раннего растяжения в пределах впадины локализованы в узких линейных депрессионных структурах. Одной из таких структур является Ижма-Омринская грабеновая депрессия, локализованная по периферии Тиманского поднятия. Другая такая депрессия выделяется по восточной периферии плиты, протягиваясь вдоль краевых поднятий с верхнепротерозойскими образованиями и обозначена как Верхнепечорско-Кожимский грабен. Структурно между грабенами располагается Печоро-Ильческое плато, на котором отсутствуют верхнекембрийско-раннеордовикские отложения. Комплексы депрессионно-грабеновых обстановок выполняют более обширные депрессии типа авлакогенов и трогов, соответствующие интервалу времени от среднего ордовика до нижнего девона. К наиболее крупной относится обширная Печоро-Колвинская депрессия, которая занимает центральную часть впадины, сужаясь на север и широко открываясь в пределах восточной части плиты, а также к поднятиям по периферии впадины. На нижележащих грабеновых отложениях среднеордовикско-нижнедевонские депрессионно-грабеновые накопления залегают с заметным стратиграфическим и пространственным несогласием. По своему строению и составу отложений Печоро-

Колвинская депрессия приближается к внутрикратонному трогу, а периферийные депрессии имеют черты фрагментов пассивной палеошельфовой окраины. С этим связано, по-видимому, преобладание в их сложении карбонатных отложений и появление эвапоритовых образований.

С уровня среднего девона в процессы осадконакопления условий эпиконтинентального бассейна вовлекается весь ареал Печорской палеоструктуры. В частности, в этот ареал вовлекаются палеоструктуры Тиманского поднятия, а также палеоподнятия ее северо-западной Большеземельской части. Отложения ранней стадии этого интервала, начинающие собственно образования эпиконтинентального бассейна, слагаются преимущественно комплексами кварцевых и олигомиктовых песчаников и конгломератов с редкими прослойками алевролитов, глин и углей. Они выполняют центральные части впадины, а также осложняющие ее ареальные депрессии и линейные троги, в которых залегают горизонтально или образуют пологие складки и моноклинали. В следующую стадию происходит накопление преимущественно карбонатных и карбонатно-сланцевых комплексов, а верхние части разрезов слагаются известняками и доломитами с горизонтами красноцветных и сероцветных аргиллитов, песчаников, мергелей, что позволяет выделить карбонатно-терригенную формацию. На Пай-Хое на этом уровне развита палеозойская кремнисто-терригенная формация, сложенная песчано-сланцевыми толщами.

В свою очередь, средне-верхнедевонский интервал соответствует условиям активной внутриплитной тектономагматической активизации. Она выразилась в излияниях базальтовых лав и накоплении их туфов, а также в развитии интрузивных внедрений основного состава. При этом основная часть излияний базальтовых лав и их туфовых фаций приурочена к уровню среднего девона, в то время как интрузивные внедрения распространены по всему девонскому разрезу от нижнего до верхнего девона включительно. Пространственно базальтовые излияния и ассоциирующие с ними туфовые и субвулканические фации, а также интрузивные внедрения вскрыты скважинами во многих частях плиты. Между тем их естественные выходы выявлены на Тимане и по восточной и северо-восточной ее периферии.

На разных участках Северного, Среднего и Южного Тимана разрезы, включающие в себя базальтовые излияния и их фациальные разности, начинаются или континентальными крупнообломочными отложениями, или излияниями траппидных базальтов, которые достигают мощностей в первые десятки и сотни метров. Выше располагается ритмично-слоистая толща пород мощностью несколько сотен метров, сложенная преимущественно песчаниками, алевролитами и глинами с про-

слоями вулканических туфов, туфоконгломератов, конгломератов и карбонатных пород. Вскрытые скважинами в основной части Печорского палеобассейна вулканогенные породы образуют горизонты среди осадочных пород, а также интервалы, в которых имеет место переслаивание лав, туфов и туфлитов с этими породами. Силлы образуют межпластиевые и внутрипластиевые внедрения, а интрузии – согласные и секущие тела. По петрохимическим параметрам вулканиты трапповых излияний и их пирокластические фации относятся к пикробазальтам, базальтам, андезибазальтам, трахиандезитам. Сопутствующие покровам субвулканические тела представляют собой силы и дайки габбро-диабазов, диабазов, долеритов, кварцевых долеритов. На Пай-Хое и о-ве Вайгач развита преимущественно интрузивная фация основного магматизма в виде интрузий и силлов габбро-диабазов с радиологическими возрастами, определенными по K-Ar методу, от  $382 \pm 20$  до  $344 \pm 19$  млн лет (Юшкин и др., 1972). Породы интрузий и силлов отвечают пикритовым диабазам, нормальным габбро-диабазам и диабазам, диоритам и гранодиоритам. Интрузии и силлы несут черты внутрикамерной и кристаллизационной дифференциации.

В особую фацию следует выделить трубки взрыва, выявленные на Вольско-Вымской гряде Среднего Тимана. Они выполнены туфобазальтами, для которых U-Pb методом определен возраст 400 млн лет, и щелочными лампрофирами с возрастом  $390 \pm 14$  млн лет (Мальков, Холопова, 1995). Это может указывать на то, что образование датрем с базальтовым и щелочно-базальтовым выполнением несколько предшествовало излиянию траппов.

Пермскому интервалу развития Печорской палеоструктуры отвечают отложения, которые свидетельствуют о коллизионных геодинамических условиях, охвативших эту впадину и западную периферию палеозойского орогена. Нижние части пермского разреза синколлизионных впадин северо-восточной периферии Печорской впадины, Косяко-Роговской и Коротаихинской слагаются накоплениями горизонта конгломератов и чередующихся отложений песчаников, алевролитов и аргиллитов, объединяемых в комплексы сероцветной терригенной формации нижней молассы. Во впадинах восточной и юго-западной части плиты, Верхнесынинской и Верхнепечорской, в нижних частях разрезов преобладают темно-серые аргиллиты с прослойками мергелей, глинистых известняков и алевролитов. Выше по разрезу нижнюю молассу сменяют отложения полимиктовой терригенной формации. На всей площади распространения формация представлена комплексами, сложенными песчаниками, алевролитами и аргиллитами, а также терригенно-угленосными и галоген-терригенными накоплениями. В составе синкол-

лизионных накоплений верхней перми основная роль во впадинах принадлежит красноцветно-сероцветным полимиктовым песчаникам, аргиллитам, мергелям, глинам и терригенно-угленосным отложениям.

## РУССКАЯ ПРОТОПЛИТА

Самая ранняя геодинамическая система сегмента образуется протерозойскими ассоциациями Русской протоплиты и осложняющими ее строение блоками прототеррейнов. Протерозойские осадочные отложения Русской протоплиты, локализующиеся в сериях нижнего, среднего и верхнего рифея, по своим формационно-фациальным и другим параметрам отвечают ассоциациям внутривлиятых депрессий. На уровнях нижнего и среднего рифея их формирование нарушалось образованием внутридепрессионных грабенов. По данным литолого-фациальных исследований (Маслов, 1997, 1999, и др.), осадочные отложения нижнего рифея, содержащие в основании горизонт базальных отложений айской свиты, в своей главной части представлены карбонатными и карбонатно-сланцевыми накоплениями мелководных и умеренно-глубоководных фациальных условий. В свою очередь, серия среднего рифея сложена главным образом конгломерат-песчаниковыми и песчано-сланцевыми последовательностями мелководных фаций. Наконец, каратауская серия верхнего рифея характеризуется карбонатными и терригенными толщами мелководных и прибрежно-морских условий. По радиологическим данным, накопление рифейского разреза соответствует интервалу времени 1.65–0.65 млрд лет, а границам серий отвечают радиологические уровни 1.35 и 1.1 млрд лет (Коротеев и др., 1997). Для осадочной серии верхнего рифея меняются зоны сноса, которые смещаются на юго-запад, и фациальная зональность, приобретающая северо-западное направление, что согласуется с тиманскими простирациями.

Комплексы внутридепрессионных грабенов выполняют линейные структуры, располагающиеся среди депрессионных ассоциаций. Среди отложений нижнего рифея находится грабен с накоплениями навышского трахигабазальтового комплекса, а среди отложений среднего рифея – цепочка отдельных грабенов с породами машакско-шатакского базальт-риолитового комплекса. В сложении грабенов участвуют также грубообломочные терригенные породы и песчаники. В тектоническом отношении навышский комплекс выполняет локальный грабен, а машакско-шатакский, сложенный базальтами и риолитами в лавовой, субвулканической и дайковой фациях, приурочен к полосе грабеновых структур восточной части Башкирского выступа. По данным изотопной геохронологии ( $U-Pb$  метод), общая продолжительность грабенового вулканиз-

ма оценивается интервалом от 1.6–1.5 млрд лет для его ранних этапов до 1.35 млрд лет для времени затухания (Краснобаев и др., 2008).

Строение Русской протоплиты осложняется системой тектонических блоков, резко различающихся внутренним строением и составом. В данном контексте они выделены в качестве прототеррейнов и протоблоков. Тектоническая и геодинамическая природа этих блоков недостаточно ясны и требуют дополнительных исследований. Однако выделение в отдельную группу геодинамических элементов представляется достаточно обоснованным. В зоне Урал-Тау, примыкающей с востока к Башкирскому выступу, выделяются по строению и составу Белорецкий и Златоустовский блоки. Севернее располагаются Тараташский и Уфалейский тектонические протоблоки. Вероятная принадлежность двух последних по набору критериев к группе аналогов террейнов древней континентальной коры рассмотрена в ряде работ (Нечеухин, 1997; Краснобаев и др., 1998; Нечеухин и др., 2000). К прототеррейнам отнесены Белорецкий и Златоустовский блоки. Они сложены метаморфическими породами с зонами развития высокобарических парагенезисов (эклогитов и др.) и имеют тектонические контакты типа крупных внутривлиятых сдвигов. В строении Белорецкого террейна выявлены различающиеся по простиранию дорифейские и позднерифейские структурные элементы, что позволяет предполагать его крупные горизонтальные перемещения в интервале между этими структурными преобразованиями (Glasmacher et al., 1999).

По западной периферии Златоустовского и Белорецкого прототеррейнов на Южном Урале выделяется зона развития сдвигово-раздвиговых (транстенсивных) дислокаций. Зона сопровождается цепочкой габбровых интрузий Кусинско-Копанского пояса и Рябиновским гранитоидным массивом. По-видимому, с метаморфическими процессами в этой зоне связано также образование гранито-гнейсов Губенской полосы, а также метавулканитов и орто- и парасланцев Кувашского метаморфического комплекса, слагающих ее восточную часть. Кусинско-Копанский пояс слагается цепочкой пластовых и дайкообразных габброидных интрузий. Морфологией и залеганием интрузий подчеркивается сдвигово-раздвиговая природа вмещающей их зоны разломов. Контакты массивов тектонические, а их внутреннее строение несет черты зональности и стратификации, характерные для внутривлиятых интрузий. По данным комплексных исследований методами  $U-Pb$  по цирконам и  $Sm-Nd$  по породам и минералам, радиологические возрасты, габбро и гранитоидов – 1385 млн лет и гнейсов – 1330 млн лет (Краснобаев и др., 2006). Формирование габбро и гранитоидов, с одной стороны, и гнейсов, с другой, происходило, вероятно, последовательно в близком временном диапазоне.

## СТРОЕНИЕ И ГЛУБИННЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕГМЕНТА

Для анализа строения земной коры Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента и рассмотрения его глубинных структурных элементов существенное значение имеют материалы сейсмоструктурных профилей. В настоящее время сегмент пересечен значительным числом профилей разного типа. Особое значение имеют профили комплексных геофизических исследований с использованием МОВ, который дает сведения как о горизонтальных, так и наклонных и пологопадающих сейсмических границах. Большая часть таких профилей сосредоточена в пределах Уральского орогена, где они многократно пересекают его центральную часть, а на отдельных профилях захватывают геодинамические и тектонические образования его периферий. На Среднем Урале к ним относятся пересечения на широте городов Верх. Тура и Асбест, дополненные рядом коротких профилей. Существенное значение имеет также профиль "Уралсейс-95" на Южном Урале, выполненный в рамках международной программы "Европроба".

Представление о строении земной коры значительной части сегмента основано на результатах комплексных геофизических исследований на Верхнетуринском и Сарановском профилях, образующих Верхнетуринское пересечение. Их может дополнить короткий Северососьвинский профиль, пройденный несколько севернее.

Верхнетуринское пересечение и составляющие его Верхнетуринский и Сарановский сейсмические профили последовательно пересекают Кваркушский выступ Русской плиты, Тагильский сегмент с системой слагающих его островодужных поясов, а также разделяющую их зону Трансуральского коллизионного шва. В восточной части профиль захватывает Салдинский террейн.

В пределах Кваркушского поднятия на сейсмическом профиле выделяется прежде всего депрессия, соответствующая основной части глубинной структуры, которая на поверхности воспринимается и обозначается как "антиклинальное поднятие". Депрессионная структура характеризуется пологим западным и более крутым восточным бортами. Граница восточного борта срезает сейсмоструктурный рисунок прилегающего к нему с востока клиновидного выступа, который имеет горизонтально-слоистое внутреннее строение, расширяющееся на глубину, и образует основание Трансуральского коллизионного шва. На западном борту границы депрессии менее деструктивны к сейсмоструктурному рисунку вмещающих пород. Верхняя часть депрессии осложнена серией надвигов, число и интенсивность которых увеличиваются с приближением к клиновидному выступу.

Зона Трансуральского коллизионного шва имеет характер наклонно погружающегося горизонта тонкосланцеватого сложения. Границы горизонта срезают сейсмические рисунки граничащих с ним структур, в том числе в ее основании. В целом по своему строению зона проявляет черты крупного глубинного надвига.

Расположенная к востоку от шва Тагильская зона имеет сложное строение, хотя в целом по сейсмоструктурному рисунку она соответствует пологой синформе. При этом западное крыло синформы срезается структурой коллизионного шва, а восточное – сложной границей Салдинского террейна. Салдинский террейн, образуя восточную периферию зоны, внутри имеет горизонтально-слоистое строение, которое подчеркивается сейсмическими границами. Восточная часть синформы надвинута на западную часть по пологому надвигу.

Центральная область самого северного Северососьвинского сейсмоструктурного профиля МОВ имеет характер моноклинали, которая восточнее сменяется несогласно залегающими осадочными и вулканогенно-осадочными отложениями депрессии, слагающими систему чешуйчато-надвиговых структур. В западной части профиля выделяется мощная сланцевая полоса сочленения Тагильской вулканогенной зоны с допалеозойскими образованиями Кваркушского выступа, осложненная интрузивным массивом габбро.

Строение и структурные особенности земной коры межсегментного сочленения характеризуются Асбестовским пересечением. Пересечение в западной части захватывает фрагменты Бардымской зоны, Кваркушского выступа и Тагильской структуры с коллизионным швом. Восточнее оно проходит через систему выступов докембрийских метаморфических пород и мигматито-гнейсовых и гранито-гнейсовых комплексов, которые трактуются как террейны древней континентальной коры. С ними ассоциируют внутриблочные гранитоидные массивы и разделяющие их структуры. Глубинные части пересечения имеют более сложное строение.

Строение фрагментов Бардымской зоны и Кваркушского выступа можно представить по недостаточно информативным данным профиля. Большее представление об этом дают сейсмоструктурные данные по фрагменту Тагильской структуры с элементом коллизионного шва. В частности, Тагильская структура, по этим данным, имеет строение синформы, центральная часть которой образуется гранитным массивом, переходящим на глубине в зону гранито-гнейсов. Трасструктурный коллизионный шов образует западный борт синформы.

Основная часть пересечения, как было отмечено, проходит через выступы докембрийских пород, гранито-гнейсовых комплексов и гранитных массивов. При этом выступы соответствуют, как правило, отдельным тектоническим блокам, которые

ограничены по глубине и имеют субгоризонтально-слоистое строение. Периферия многих блоков осложнена чешуйчатыми надвигами и покровами палеозойских пород, бескорневыми литопластинаами ультрабазитов, ультрабазит-габбровых и серпентинитовых тел.

В свою очередь, между блоками по сейсмическим элементам выделяются системы кругопадающих структур восточного и западного падения, обычно выполняющиеся или исчезающие с глубиной. На поверхности им отвечают узкие зоны деформированных и метаморфизованных пород и серпентинитов. Отмеченные особенности строения таких зон, их положение между тектоническими блоками, наличие по периферии блоков и литопластин вулканогенных пород и ряд других признаков свидетельствуют о том, что они соответствуют швам коллизионного сочленения и сутурам.

Для анализа строения и структурных особенностей земной коры южной части сегмента могут служить материалы сейсмоструктурного профилия "Уралсейс-95", выполненного в рамках международной программы "Европроба". Профиль начинается в пределах Передового прогиба и Башкирского выступа, пересекает Кракинскую зону и Магнитогорскую структуру и заканчивается в Троицкой зоне Казахстанской структурной системы. Сейсмоструктурные исследования выполнены с использованием метода ОГТ с вибрационным и взрывным источниками, данные которых подверглись отдельной интерпретации (Berzin et al., 1996; Глубинное строение..., 2001). Согласно этим данным, по сейсмоструктурным особенностям в сложении этой части сегмента можно выделить две главные части. Одна из них располагается к западу, а вторая – к востоку от зоны глубинного коллизионного шва.

Структурная область, расположенная к западу от Трансуральского глубинного коллизионного шовного надвига, характеризуется сочетанием пологопадающих сейсмических площадок с четырьмя системами тектонических блоков, захватывающими палеозойские и допалеозойские образования. Первые два блока, включающие в себя структуры предгорных депрессий и Башкирский выступ, характеризуются чертами слабого взаимного надвигания и сменяются к западу ненарушенной корой Восточно-Европейского кратона. Следующие блоки, отвечающие Кракинской и Суванякско-Миндякской структурам, отличаются значительными деформациями земной коры на всю вскрываемую глубину. Их границы деструктивны по отношению к внутренним сейсмическим системам и отделяются от восточной структурной части с другим строением земной коры слабопроявленным, но достаточно выделяющимся швом.

Совершенно другие особенности строения земной коры и соотношения ее глубинных элементов

выявляются по сейсмоструктурным данным для структурной области, расположенной к востоку от межплатного коллизионного шва. Сразу от границы шва выделяется значительная часть этой области, характеризующаяся системами сейсмических площадок, которые объединяются в пологопадающие в восточном направлении сейсмоструктурные линейные элементы. Можно с достаточным основанием предполагать, что эти элементы отражают структурный рисунок надвиговой тектоники. Она прослеживается до широты Джабыкского гранитоидного массива, по сейсмоструктурным данным состоящего из верхней гранитной и нижней гнейсовой частей. На широте массива к восточной сейсмоструктурной системе на глубине присоединяется структурная система сейсмических площадок и линейных элементов западного падения. Эта система прослеживается до поверхности, где ей отвечает аккреционно-коллизионная структура, фиксирующая аккреционно-коллизионное сочленение Уральского и Казахстанского орогенов.

Имеется основание рассматривать выявленный пример аккреционно-коллизионного сочленения двух орогенов как и подвиг одного орогена под другой, в качестве нового, малоизученного геодинамического процесса в рамках тектоники литосферных плит. Несомненно, его необходимо учитывать при геодинамических и тектонических реконструкциях практических рекомендациях.

## РОЛЬ АККРЕЦИОННЫХ И КОЛЛИЗИОННЫХ ПРОЦЕССОВ В ФОРМИРОВАНИИ СТРУКТУРЫ ОРОГЕННЫХ СИСТЕМ СЕГМЕНТА

По материалам реконструкций, аккреционные и коллизионные процессы в орогенических системах Урало-Тиманского сегмента Евразии представлены несколькими типами. В частности, аккреционные процессы представлены двумя типами. Результат проявления одного типа аккреции выражается в простом сочленении структурно-вещественных ассоциаций однотипных обстановок при их причленении к периферии древнего кратона. В свою очередь, проявление другого типа сопровождается формированием структурных образований более сложного характера. К ним относятся многопокровные структурные ансамбли и системы чешуйчато-надвиговых покровов. В сложении этих структурных образований участвуют, как правило, покровы с комплексами разных геодинамических режимов и обстановок.

В обстановках коллизии вместе с сопровождающими ее структурными элементами имеет место проявление синколлизионных магматизма и метаморфизма. Этому способствуют примеры увеличения мощностей земной коры за счет ее тектонического скучивания, устанавливаемые по геофизи-

ческим данным, в частности по материалам сейсмоструктурных исследований. Значительную роль при коллизионных процессах играют террейны континентальной коры.

Процессы коллизии характеризуются проявлением в швах столкновения синколлизионного магматизма и метаморфизма, а также увеличением мощности земной коры за счет ее скучивания. Коллизионные процессы и их структурно-вещественные ассоциации характерны для Уральской орогенной системы, особенно в ее восточной периферии. По составу находящихся в коллизионном столкновении блоков и зон имеются основания выделить межзональный, межблоковый, межсегментный и межорогенный типы коллизии, а также межплитную коллизию. По данным реконструкций, процессы коллизионного столкновения разных типов захватывают значительный интервал геодинамики формирования этой системы. В частности, на Южном Урале межблоковый тип проявляется в нижнем-среднем девоне при столкновении отдельных блоков сложного Мугоджарского террейна, а межорогенный тип коллизии имел место, вероятно, после среднего карбона. Еще более сложный характер имеет межплитная коллизия, сопровождавшая формирование Трансуральского коллизионного шва. Как можно судить по строению шва и абсолютному и относительному времени образования глаукофансланцевого комплекса, его формирование охватывало геологический интервал от ордовика до раннего карбона. Соответственно, можно полагать, что разные типы коллизии проявлялись в течение значительной части геодинамического цикла формирования орогена, а не были приурочены к его отдельной, в том числе конечной, стадии.

Между тем устанавливается, что в современном геологическом сложении как верхнепротерозойской, так и палеозойской геодинамических систем проявляется зональное размещение аккреционных и коллизионных структурно-вещественных ассоциаций. Однако такая зональность имеет в этих системах различающиеся соотношения с их другими геодинамическими элементами. Это связано, скопе всего, с особенностями плитотектонической геодинамики формирования этих систем. В частности, в пределах Тиманского орогена коллизионные ассоциации располагаются вдоль коллизионной шовной зоны и в латеральном отношении в сторону палеоокеанического бассейна их сменяют образования пассивной протоконтинентальной окраины. В свою очередь, в сторону палеоокеанического бассейна они сменяются ассоциациями аккреции этого бассейна. По материалам геодинамических реконструкций, рассмотренных в работе В.Г. Гецен (1991), участвующие в процессах коллизии этой системы континентальные террейны соответствуют блокам деструкции Русской палеоплиты.

В противоположность охарактеризованной зональности в пределах Уральской орогенной системы вдоль Главного коллизионного шва, отмечающего границу пассивной континентальной окраины, располагается зона находящихся в аккреционном скучивании палеоостроводужных ассоциаций. В свою очередь, ассоциации, находящиеся преимущественно в коллизионном скучивании, в сложении которых существенная роль принадлежит континентальным террейнам, сменяют образования аккреции в сторону океанического палеобассейна. Как свидетельствуют геологические и геохронологические данные, а также материалы палеомагнитических исследований, континентальные террейны палеозойской геодинамической системы не могут быть отнесены к фрагментам деструкции Русской протоплиты. В этом отношении они принадлежат к типу экзотических террейнов и соответствуют, скорее всего, фрагментам деструкции литосферных плит, расположенных восточнее, включая литосферные плиты Восточной Гондваны.

Аккреционные и коллизионные процессы, таким образом, создают в конечном счете структурный каркас орогенных геодинамических систем Урало-Тиманского ареала. Палеореконструкции этих процессов и их типизация позволяют получить более полное представление о плитотектонической геодинамике формирования этих систем и, соответственно, всего сегмента.

## ГЕОДИНАМИКА СЕГМЕНТА И РАЗВИТИЕ ПРОБЛЕМ ФОРМИРОВАНИЯ ОРОГЕННЫХ СИСТЕМ

Приведенные материалы об особенностях строения Урало-Тимано-Палеазиатского сегмента Евразии и структурных и возрастных соотношений слагающих его элементов позволяют выявить основные черты геодинамики формирования этого сегмента. Сложность геодинамики выделенного фрагмента литосферы состоит в том, что, с одной стороны, он представляет собой структурную единицу земной коры, в которой интегрированы разновозрастные и различающиеся по строению тектонические и геодинамические системы, с другой стороны, каждая из этих систем характеризуется своими рядами вещественных и структурных ассоциаций. Таким образом, для выявления геодинамики формирования сегмента имеется необходимость учитывать как минимум две координаты. Одну из них составляют процессы геодинамики слагающих сегмент разновозрастных систем, которые определяются с разными по положению энергетическими источниками этих процессов, а вторую – процессы интеграции этих систем в состав сегмента. В связи с тем, что процесс формирования Урало-Тимано-Палеазиатского сегмента

Евразии объединяет эти две координаты, он сопровождается рядом особенностей, которые выявлены для слагающих его орогенов и орогенных систем. Эти особенности позволили, с одной стороны, объединить орогены и орогенные системы сегмента в отдельную группу, а с другой стороны, дать характеристику этим особенностям.

Геодинамические реконструкции показали, что участвующие в сложении сегмента образования как Тиманского орогена, так и особенно Уральской орогенной системы содержат структурно-вещественные ассоциации, относящиеся к ассоциациям палеоокеанических бассейнов. Как свидетельствуют актуалистические сопоставления, индикаторное значение имеют прежде всего вулканические серии океанического спрединга с офиолитовыми ассоциациями океанической коры. Их дополняют в разной степени дифференцированные вулканические, а также вулкано-интрузивные серии субдуктивных обстановок, аккреции и коллизии. Достаточно подробная характеристика этих образований, а также положения и размещения их в сложении орогенов и орогенных систем содержатся в предыдущих разделах. Отмеченные особенности дают основание отнести орогены и орогенные системы, участвующие в сложении характеризуемого сегмента, к образованиям эпиокеанического типа (от греч. *epi* – после), формирующиеся за счет трансформации океанических бассейнов и их ассоциаций. В этом отношении они составляют альтернативу орогенам, которые образуются при коллизионном столкновении кратонов, а также внутрикратонным складчатым системам и имеют иные характеристики, в том числе по рудной специализации. Имеются основания считать, что орогены и орогенные системы эпиокеанического типа формируют отдельную группу в геодинамической типизации орогенных систем (Нечеухин, 1997).

Итак, сформулируем основные выводы.

1. Высказанное положение дает основание сделать первый вывод об особенностях геодинамики формирования орогенов и орогенных систем характеризуемого сегмента. *Орогены и орогенные системы сегмента имеют признаки образования эпиокеанического типа, формирование которых связывается с трансформацией океанических бассейнов и слагающих их ассоциаций*

Для реконструкции формирования Уральской орогенной системы принципиальна проблема наличия на начальной стадии образования океанического бассейна режима внутрикратонного рифтогенеза. По мнению ряда исследователей, такой режим в верхнем протерозое проявился на Русской протоплите. Последовательно увеличивая интенсивность и масштабы, он завершился разрывом земной коры протоплиты с образованием океанического бассейна и впоследствии орогенной систе-

мы. Очевидно, что при таком развитии событий следует предполагать проявление как минимум двух геологических последствий.

Первое последствие должно состоять в присутствии по восточной периферии протоплиты значительных по масштабам ассоциаций, характерных для внутрикратонного рифтогенеза с комплексом признаков этого режима. Кроме параметров формационно-фациальных и петролого-геохимических характеристик, следует ожидать наличия латеральной зональности в размещении комплексов этих ассоциаций, а также увеличение масштабов их проявления во времени. В качестве другого последствия следует ожидать наличия по восточной периферии орогена перемещенной части подвергшегося раздвигу кратона. Однако материалы реконструкций и их анализ показали отсутствие последствий, которые должны выявляться в случае связи образования палеозойского океанического бассейна с режимом внутрикратонного рифтогенеза и полным раздвигом палеократона.

В частности, верхнепротерозойские магматические комплексы на восточной периферии протоплиты имеют ограниченные масштабы проявления и практически затухают на уровне среднего рифея, а в их размещении отсутствуют элементы характерной для структур раздвига латеральной зональности. Еще меньшее подтверждение имеет второе последствие. Как по материалам реконструкций, так и по геофизическим данным, на восточной периферии орогена отсутствует крупная компактная континентальная масса, отвечающая фрагменту палеократона. Одновременно устанавливается, что в южной части Уральская орогенная система сочленяется с Казахстанским орогеном, формировавшимся в течение раннего и среднего палеозоя. Вместе с этим по восточной периферии Полярного и Среднего Урала, по геофизическим данным, под мощным чехлом мезозойско-кайнозойских отложений выявляются Ханты-Мансийский и Уват-Тавдинский террейноподобные выступы, в сложении которых участвуют гнейсы, амфиболиты, гранитоиды и другие горные породы, тогда как в сложении Русской палеоплиты преобладают осадочные отложения. Перечисленные же ассоциации более характерны для древних континентальных террейнов, которые присутствуют в обнаженной части орогена. Между тем геодинамическая природа отмеченных континентальных масс, как и их внутреннее строение, требуют дальнейших исследований. Они могут представлять собой как древние микроконтиненты, так и агломерации древних континентальных террейнов.

Все отмеченное позволяет предполагать, что *ранние этапы Уральской орогенной системы развивались в другом режиме и, скорее всего, не имеют проявления в сложении протоплиты*.

2. Геодинамические реконструкции показали, что в сложении сегмента участвуют как орогены и орогенные системы с полной или почти полной геодинамической последовательностью, так и орогенические пояса с сокращенной последовательностью. В системах с полной или почти полной последовательностью выделяются ассоциации всех геодинамических режимов и обстановок цикла Вильсона. Соответственно, в сложении орогенических поясов с сокращенной последовательностью отсутствуют ассоциации части режимов и геодинамических обстановок (Нечеухин, 1996; Коротеев, Нечеухин, 1998). Такое положение влияет на методологию геодинамических реконструкций, а также позволяет сделать третий вывод об особенностях геодинамики формирования орогенов и орогенических поясов данного сегмента.

*3. В сложении сегмента участвуют орогенные системы и орогенические пояса с полными и неполными рядами ассоциаций геодинамической последовательности. Этим он отличается от принятых представлений об однотипности содержания циклов.*

К одной из сложных относится проблема закрытия океанических бассейнов. По общепринятой схеме такой процесс связывается со столкновением фрагментов древнего кратона, образовавшихся при его разрыве в режиме гиперколлизии. Однако, как было показано в предыдущем разделе, в пределах восточной периферии Уральской орогенной системы такой фрагмент не устанавливается. Вместо процесса столкновения фрагментов древнего кратона, по геологическим и геофизическим данным, устанавливается столкновение Уральской орогенной системы с образованиями Казахстанской орогенной области в режиме активной коллизии, что привело к закрытию океанического палеобассейна.

Данное положение позволяет сделать четвертый вывод об особенностях геодинамики формирования орогенов и орогенных систем данного сегмента:

*4. Закрытие океанических бассейнов происходит не только по схеме столкновения постдеструкционных фрагментов древнего кратона в режиме гиперколлизии, но и по другим схемам, включая схему коллизионного столкновения двух или более разных орогенов.*

Все материалы позволяют считать, что строение литосфера сегмента связано с многоэтапной интеграцией. Под этим понимается процесс объединения отдельных литосферных фрагментов разных условий формирования и состава в цельный крупный литосферный блок.

Как показывают материалы реконструкций, главную основу структуры Евроазиатского сегмента составляют литосферные фрагменты Русской протоплиты, Тиманского и Уральского оро-

генов, Талота-Пайпудын-Лемвинского и Сакмаро-Кракинско-Тирлянского орогенических поясов. Интеграция этих литосферных блоков обусловлена, как свидетельствуют палеомагнитные и сейсмоструктурные данные, взаимными перемещениями отдельных блоков, сопровождаемыми их аккрецией и столкновениями. При этом имеет место вовлечение части одной системы и ее фрагментов в структуру другой системы, нередко с изменением структурного положения этих фрагментов.

Достаточно показательно строение зоны сочленения южной части Уральской и Казахстанской орогенных систем. В этой зоне выявляется отчетливое пододвигание одной системы под другую и, соответственно, надвигание другого литосферного блока. Это приводит не только к формированию зоны коллизионного шва, но и к увеличению мощности земной коры и к другим изменениям.

Примером другого типа сочленения литосферных блоков может служить зона соединения Русской протоплиты и Тиманского орогена. В этой зоне имеет место вовлечение в структуру орогена фрагмента протоплиты, что сопровождалось изменением его структурного положения. Вовлечение отмечено формированием синколлизионных вулкано-интрузивных ареалов верхнего протерозоя.

Материалы реконструкций содержат и другие менее выраженные зоны интеграционных сочленений, например бескорневые выступы метаморфических пород с древними докембрийскими возрастами на Полярном Урале и другие объекты.

Приведенные данные и имеющиеся модельные построения позволяют сделать пятый вывод об особенностях геодинамики формирования орогенов и орогенных систем данного сегмента:

*5. Интеграционные процессы могут сопровождаться не только аккреционным сближением орогенов и орогенных систем, но и вовлечением части одной системы в структуру другой системы, а также взаимным вовлечением отдельных фрагментов этих систем, нередко с изменением доинтеграционного их структурного положения и соотношения.*

## ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СЕГМЕНТА И ЕЕ ПОЛОЖЕНИЕ В ГЛОБАЛЬНЫХ РЕКОНСТРУКЦИЯХ

В пределах Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии выполнен значительный объем геологических, геофизических, в том числе сейсмоструктурных, изотопно-геохимических и других исследований, проводимых при геодинамических реконструкциях. Результатом явилась разработка геодинамических моделей формирования для разных частей сегмента (Палеогеодинамические ассоциации..., 2009). Вместе с тем более изучен в этом плане Южный Урал, особенно геологические обь-

екты, прилегающие к зоне сейсмического пересечения “Уралсейс-95”, выполненного по международной программе. Сейсмический профиль пересечения захватывает не только центральную часть Уральской системы, но и ее западную и восточную периферии, а также западную часть Казахстанской системы. Стало очевидным, что наиболее целесообразно именно это пересечение использовать для разработки геодинамической модели формирования сегмента.

По предлагаемой модели, формированию центральной части Уральской орогенной системы предшествует образование Кракинской зоны как составного элемента Сакмаро-Кракинско-Тирлянского орогенического пояса по схеме “сквозьлитосферного косого сдвига”. Оно включало в себя процессы растяжения и рифтогенного раздвижения периферии Русской протоплиты, что относится, по-видимому, к началу кембро-ордовика и силура. Формирование Южноуральской части Уральской системы происходит, как следует из материалов геодинамических реконструкций, во время всего палеозоя.

Предлагаемые в работе региональные модели имеют, несомненно, закономерную связь с элементами глобальных реконструкций. В основе таких реконструкций лежит анализ палеомагнитных измерений, дополняемых геологическими и геофизическими материалами. Анализ этих данных имеет своей конечной задачей реставрировать меняющееся во времени взаимное положение континентов и океанов, а также входящих в их состав геодинамических элементов. Однако следует отметить, что предлагаемые разными авторами схемы глобальных реконструкций существенно различаются и не могут рассматриваться как полностью достоверные построения. Тем не менее, сопоставляя разные схемы и учитывая геологические материалы региональных реконструкций, можно принять некоторые положения глобальных реконструкций для составления общей картины.

При этом, исходя из нашей задачи и материалов региональных реконструкций, представляется необходимым рассмотреть положение в глобальных построениях Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии и интегрированных в его пределах геодинамических систем. Наибольший интерес представляют глобальные реконструкции для уровней конца верхнего протерозоя, среднего и верхнего девона, ранне- и среднекаменноугольного интервалов.

Основные особенности формирования Евроазиатского сегмента и слагающих его геодинамических элементов, выявленные в ходе приведенного анализа глобальных реконструкций, включают как минимум два положения. Первое состоит в том, что этот сегмент и слагающие его геодинамические элементы на всех этапах глобаль-

ных процессов локализуются по периферии Русской протоплиты, входящей в Восточно-Европейский кратон (Балтии). Не менее важное второе положение состоит в том, что формирующиеся системы как верхепротерозойского, так и особенно палеозойского интервалов всегда отделялись от восточных и южных кратонов неактивизированным океаническим пространством. На севере между орогенными системами и Сибирским кратоном оно принадлежало Прото- и Палеоазиатскому океанам, входившим на разных этапах в состав Пантаяссы и Палеопацифики. На юге между Уральской орогенной системой и континентами Западной Гондваны такую роль выполнял океан Палеотетис.

В окончательном становлении Евроазиатского сегмента решающее значение имели располагавшиеся восточнее фрагменты литосферы и их перемещения. Являвшийся на востоке наиболее крупным фрагментом допалеозойской литосферы Кокчетавский блок, по данным палеомагнитных реконструкций, в палеозое претерпел перемещение от Восточной Гондваны до Южноуральского сегмента Уральского орогена. Это перемещение сопровождалось образованием по периферии блока систем разновозрастных вулканических поясов и других геодинамических элементов, вошедших в состав сформировавшейся Казахстанской орогенной области. В результате на уровне, вероятно, позднего палеозоя произошло столкновение Уральского и Казахстанского орогенов, что определило закрытие не только остаточных океанических бассейнов по периферии Русской протоплиты, но и располагавшихся восточнее океанических пространств. На северном продолжении в столкновении с орогенной системой участвовали Ханты-Мансийский и Уват-Тавдинский террейнноподобные блоки, также переместившиеся с востока. Это совпадает с материалами региональных геодинамических моделей и дает основание рассматривать Евроазиатский сегмент как окраинноплитное образование.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В составе Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии интегрированы геодинамические системы и ассоциации, относящиеся к верхепротерозойскому, палеозойскому и мезозой-кайнозойскому периодам. Каждая система содержит различающиеся по количеству и составу ряды структурно-вещественных ассоциаций, которые отвечают геодинамике их формирования во внутренконтинентальных обстановках и обстановках океанических бассейнов. Выступы верхепротерозойских ассоциаций в пределах Приполярно-Полярной части сегмента объединяются в Тимано-Протоазиатскую орогенную систему северо-западного простирания.

Фрагменты ассоциаций системы прослеживаются по краю Восточно-Европейской платформы. В свою очередь, аналоги этих ассоциаций предполагаются на периферии Сибирского кратона, что позволяет предположить присутствие образований системы в основании Западно-Сибирской платформы.

Палеозойские ассоциации слагают Уральскую орогенную систему, которая включает в себя западный эпикратонный и восточный эпиконтинентальный сегменты. Сегменты граничат по зоне межплитного Трансуральского коллизионного шва. К фронтальной структуре шва примыкают в приполярной части Талота-Пайпудын-Лемвинский эпиконтинентальный, а в южноуральской – Сакмаро-Кракинско-Тирлянский эпиконтинентальный орогенические пояса. Пояса характеризуются ассоциациями неполных рядов геодинамической последовательности.

Уральская орогеническая система палеозойского времени имеет субмеридиональное простирание, а входящий в ее сложение Трансуральский коллизионный шов деструктивен по отношению к верхнепротерозойской орогенной системе и геодинамическим элементам выступов Русской протоплиты. Систему характеризуют ассоциации полной геодинамической последовательности. Она включает в себя ассоциации океанической палеокоры, островных палеодуг и задуговых и междугловых палеобассейнов, а также ассоциации активных композиционных континентальных окраин. Существенную роль в сложении системы играют простые и сложные террейны, являющиеся фрагментами допалеозойских литосферных плит периферии этой системы.

К числу геодинамических образований палеозойского периода относятся также структурно-вещественные ассоциации Печорской эпикратонной впадины, состав и строение которых связывается с условиями внутрикратонного растяжения. Дополняется сложение характеризуемого сегмента депрессионно-грабеновыми накоплениями Русской протоплиты и выделенными в ее составе ассоциациями прототеррейнов, а также ассоциациями сдвигово-раздвиговых протоструктур.

Периодизация формирования геодинамических систем связывается с проявлением плитотектонических циклов, обусловленных процессами раздвижения и сдвижения литосферных плит и их агломераций. Системы циклов находятся в деструктивных отношениях, что связывается с их принадлежностью к разным конвективным ячейкам, различающимся по месту возникновения и проявления.

В результате анализа и обобщения этих материалов была составлена Геодинамическая карта Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии масштаба 1 : 2 500 000, которая позволила получить представление об особенностях строения и развития северо-западной части Евроазиатского ареала.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Беличенко В.Г., Скляров Е.В., Добрецов Н.Л., Томуртого О. (1994) Геодинамическая карта Палеоазиатского океана. Восточный сектор. *Геология и геофизика*, **35** (7-8), 29-40.
- Борисенок Д.В., Рязанцев А.В., Дубинин С.В., Калинина Е.А. (2004) Верхнеордовикский вулканогенный колчеданоносный комплекс в структуре Сакмарского аллохтона на Южном Урале. *Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России*, **2**. Сыктывкар: Геопринт, 79-80.
- Волчек Е.Н. (2004) Геодинамические обстановки кислого вулканизма западного сектора Севера Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 145 с.
- Гафаров Р.А. (1963) Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы по данным региональных геофизических исследований. М.: ГИИ АН СССР 212 с.
- Геодинамическая карта Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии масштаба 1 : 2 500 000 (В.М. Нечеухин, В.А. Душин, В.Г. Оловянишников). (2009) Екатеринбург, УГГУ.
- Гецен В.Г. (1991) Модель развития земной коры Северо-Востока Европейской платформы в позднем докембрии. Сыктывкар: Геопринт, 28 с.
- Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (проект “Уралсейс”). (2001) Тверь: Геос, 288 с.
- Доордовикские гранитоиды Тимано-Уральского региона и эволюцияprotoуралид-тиманид (Н.Б. Кузнецова, А.А. Соболева, О.В. Удоратина, М.В. Герцева). (2005) Сыктывкар: Геопринт, 100 с.
- Душин В.А. (1997) Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора Севера Урала. М.: Недра, 213 с.
- Душин В.А., Остроумов В.Р., Малюгин А.А., Сердюкова О.П., Чурсин А.В., Попова О.М., Козьмин В.С. (2014) Потенциальная алмазоносность Полярного Урала. Екатеринбург: УГГУ. 200 с.
- Журавлев В.С., Гафаров Р.А. (1959) Схема тектоники северо-востока Русской платформы. *Докл. АН СССР*, **128**(5), 1023-1025.
- Коротеев В.А., Дианова Т.В., Кабанова Л.Я. (1979) Среднепалеозойский вулканизм Восточной зоны Урала. Л.: Наука, 129 с.
- Коротеев В.А., Краснобаев А.А., Нечеухин В.М. (1997) Геохронология и геодинамика верхнего протерозоя Севера Евразии. *Рифей Севера Евразии*. Екатеринбург: УрО РАН, 28-36.
- Коротеев В.А., Нечеухин В.М. (1998) Магматические и метаморфические ассоциации полной геодинамической последовательности. *Магматизм и геодинамика*. Екатеринбург: УрО РАН, 10-22.
- Краснобаев А.А., Беа Ф., Ферштатер Г.Б., Монтеро П. (2006) Цирконы и проблема докембра в главном гранитном поясе Урала (Кожубаевский метаморфический комплекс). *Докл. АН*, **408**(3), 370-374.
- Краснобаев А.А., Нечеухин В.М., Давыдов В.А., Соколов В.Б. (1998) Цирконовая геохронология и проблема террейнов Уральской аккреционно-складчатой системы. *Уральский минералогический сборник*, (8). Миасс: ИМин УрО РАН, 196-206.
- Краснобаев А.А., Русин А.И., Русин И.А. (2008) Цирконология лерцолит-гранатового пироксенит-дуниитового комплекса Узянский Крака (Ю. Урал). *Структура*

- турно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов: Материалы Международной научной конференции. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 58-61.
- Мальков Б.А., Холопова Е.Б. (1995) Трубки взрыва и алмазоносные россыпи Среднего Тимана (Отв. ред. Н.П. Юшкин). Сыктывкар: Геопринт, 49 с.
- Маслов А.В. (1997) Осадочные ассоциации рифея стратотипической местности. Екатеринбург: УрО РАН, 220 с.
- Маслов А.В. (1999) Рифейские бассейны седиментации западного склона Южного Урала (фации, основные черты развития). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 339 с.
- Нечеухин В.М. (1996) Плитотектоническая металлогенезия складчатых систем с позиций тектоники листосферных плит. *Металлогенезия складчатых систем с позиций тектоники плит*. Екатеринбург: УрО РАН, 10-25.
- Нечеухин В.М. (1997) Плитотектоническая схема Уральской аккреционно-складчатой системы. *Ежегодник-1996*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 40-44.
- Нечеухин В.М., Краснобаев А.А., Соколов В.Б. (2000) Террейны древней континентальной коры в аккреционно-коллизионных структурах Урала. *Докл. АН*, **370**(5), 655-657.
- Оловянишников В.Г. (1991) Модель развития земной коры Северо-Востока Европейской платформы в позднем докембрии. Сыктывкар, Коми НЦ УрО АН СССР, 28 с.
- Оловянишников В.Г. (2004) Геологическое развитие Северного Тимана и п-ова Канин. Сыктывкар: Геопринт. 80 с.
- Палеогеодинамические ассоциации и тектоно-геодинамические элементы Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии: объяснительная записка к Геодинамической карте Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии масштаба 1 : 2 500 000 (В.М. Нечеухин, В.А. Душин, В.Г. Оловянишников). (2009) Екатеринбург: УрО РАН, УГГУ, 158 с.
- Пучков В.Н. (1974) Рифтогенные окраины континентов и их реликты в палеозоидах Лавразии. Сыктывкар: ИГ Коми ф-ла АН СССР, 48 с.
- Пыстин А.М., Пыстин Ю.И. (2001) Модель формирования Уральского сегмента земной коры в раннем протерозое. Сыктывкар: Коми науч. центр УрО РАН. "Науч. докл.", Вып. 432, 32 с.
- Руженцев С.В., Самыгин С.Г. (2004) Структура и тектоническое развитие области сочленения Восточно-Европейской платформы и Южного Урала. *Геотектоника*, (4), 20-44.
- Русин И.А. (2002) Гранатсодержащие парагенезисы в гипербазитах массива Крака (Южный Урал). *Ежегодник-2001*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 134-138.
- Савельева Г.Н. (1987) Габбро-гипербазитовые комплексы оphiолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 246.
- Тектоническая карта Урала. Масштаб 1 : 1 000 000 (ред. И.Д. Соболев). (1976) Л.: ГУКГ.
- Тимонин Н.И. (1998) Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург: УрО РАН, 240 с.
- Хайн Е.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Бургат К.П., Федотова А.А., Ковач В.П., Яковлева С.З., Ремизов Д.Н., Шефер Ф. (2008) U-Pb возраст оphiолитов вой ассоциации Войкаро-Сынинского массива (Полярный Урал) *Докл. АН*, **419**(4), 524-529.
- Шишкин М.А., Малых И.М., Матуков Д.И., Сергеев С.А. (2004) Риолитовые комплексы западного склона Полярного Урала. *Геология и минеральные ресурсы Европейского северо-востока России*. Сыктывкар: Геопринт, 2. 148-150.
- Юшкин Н.П., Давыдов В.П., Остащенко Б.А. (1972) Магматические образования Центрального Пай-Хоя и их металлогенические особенности. *Вопросы петрографии севера Урала и Тимана*. Сыктывкар, Тр. ИГ. Коми ф-ла АН СССР. Вып. 17, 3-34.
- Язева Р.Г., Бочкарев В.В. (1998) Геология и геодинамика Южного Урала (опыт геодинамического картирования). Екатеринбург: УрО РАН, 204 с.
- Berzin R., Oncken O., Knapp J.H. et al. (1996) Orogenic evolution of the Ural Mountains: Results from an integrated experiment. *Science*, **274**, 200-222.
- Glasmacher U., Giese U., Stroink L., Reynolds P., Alekseev A., Puchov V., Bauer W. (1999) Neoproterozoic terrane at the eastern margin of Baltic – implications for Late Proterozoic paleogeography and structural evolution of SW Urals, Russia. *J. Conf. Abstr. Strasbourg: EUG-10*, **16**(4), 108.
- Scarrow J., Piase V., Fleutelot C., Dushin V. (2001) The late Neoproterozoic Enganepo ophiolite, Polar Urals, Russia: An extension of the Cadomian arc? *Precambr. Res.*, **110**, 255-275.

## REFERENCES

- Belichenko V.G., Sklyarov E.V., Dobretsov N.L., Tomurtogoo O. (1994) Geodynamic map of the Paleo-Asian Ocean. Eastern sector. *Geol. Geofiz.* **35**(7-8), 29-40. (In Russian)
- Berzin R., Oncken O., Knapp J.H. et al. (1996) Orogenic evolution of the Ural Mountains: Results from an integrated experiment. *Science*, **274**, 200-222.
- Borisenok D.V., Ryazantsev A.V., Dubinin S.V., Kalinina E.A. (2004) Upper Ordovician volcanogenic calchopyrite complex in the structure of Sakmarian allochthon in the Southern Urals. *Geologiya i mineral'nye resursy Evropeiskogo Severo-Vostoka Rossii* [Geology and mineral resources of the European north-east of Russia]. Syktyvkar, Geoprint Publ., 79-80. (In Russian)
- Doordovikskie granitoidy Timano-Ural'skogo regiona i evolutsiya protouralid-timanid [Pre-Ordovician granitoids of the Timan-Ural region and the evolution of protouralid-timanides] (N.B. Kuznetsov, A.A. Soboleva, O.V. Udaratina, M.V. Gertseva). (2005) Syktyvkar, Geoprint Publ., 100 p. (In Russian)
- Dushin V.A. (1997) *Magmatizm i geodinamika paleokontinental'nogo sektora severa Urala* [Magmatism and geodynamics of the paleocontinental sector of the North of the Urals]. Moscow, Nedra Publ., 213 p. (In Russian)
- Dushin V.A., Ostroumov V.R., Malyugin A.A., Serdyukova O.P., Chursin A.V., Popova O.M., Koz'min V.S. (2014) *Potencial'naya almanosnost' Polyarnogo Urala*. [Potential diamond content of the Polar Urals. Ural]. Ekaterinburg. UGGU. 200 p. (In Russian)
- Gafarov R.A. (1963) *Stroenie dokembriiskogo fundamenta severa Russkoi platformy po dannym regional'nykh geofizicheskikh issledovanii* [The structure of Precam-

- brian basement of the north of Russian platform on the data of regional geophysical studies]. Moscow, GIN AN USSR, 212 p. (In Russian)
- Geodinamicheskaya karta Uralo-Timano-Paleoaziatskogo segmenta Evrazii* mashtaba 1 : 2 500 000 [Geodynamic map of the Ural-Timan-Paleo-Asiatic segment of Eurasia. Scale 1 : 2 500 000]. (V.M. Necheukhin, V.A. Dushin, V.G. Olovyannishnikov). (2009) Ekaterinburg, Ural Mining and Geological University Publ. (In Russian)
- Getzen V.G. (1991) *Model' razvitiya zemnoi kory Severo-Vostoka Evropeiskoi platformy v pozdнем dokembrii* [Model of the development of Earth's crust of the Northeast of European Platform in the Late Precambrian]. Syktyvkar, Geoprint Publ., 28 p. (In Russian)
- Glasmacher U., Giese U., Stroink L., Reynolds P., Alekseev A., Puchov V., Bauer W. (1999) Proterozoic terrane at the eastern margin of Baltic – implications for Late Proterozoic paleogeography and structural evolution of SW Urals, Russia. *J. Conf. Abstr. Strasbourg: EUG-10*, 16(4), 108.
- Glubinnoe stroenie i geodinamika Yuzhnogo Urala (proekt "Uralseis")* [Deep structure and geodynamics of the Southern Urals ("Uralseys" project)]. (2001) Tver, Geos Publ., 288 p. (In Russian)
- Khain E.V., Sal'nikova E.B., Kotov A.B., Burgat K.P., Fedotova A.A., Kovach V.P., Yakovleva S.Z., Remizov D.N., Shefer F. (2008) U-Pb age of the ophiolite association of the Voikar-Syn'ya massif (Polar Urals). *Dokl. Akad. Nauk*, 419(4), 524-529. (In Russian)
- Koroteev V.A., Dianova T.V., Kabanova L.Ya. (1979) *Srednepaleozoiskii vulkanizm Vostochnoi zony Urala* [Middle Paleozoic volcanism of the Eastern zone of the Urals]. Leningrad, Nauka Publ., 129 p. (In Russian)
- Koroteev V.A., Krasnobaev A.A., Necheuhin V.M. (1997) Geochronology and geodynamics of the Upper Proterozoic of the North of Eurasia. *Rifei severa Evrazii* [Riphean of the north of Eurasia]. Ekaterinburg, UB RAS, 28-36. (In Russian)
- Koroteev V.A., Necheukhin V.M. (1998) Magmatic and metamorphic associations of the complete geodynamic sequence. *Magmatizm i geodinamika* [Magmatism and geodynamics]. Ekaterinburg, UB RAS, 10-22. (In Russian)
- Krasnobaev A.A., Bea F., Fershtater G.B., Montero P. (2006) Zircons and the Precambrian problem in the main granite belt of the Urals (Kozhubaev metamorphic complex). *Dokl. AN*, 408 (3), 370-374. (In Russian)
- Krasnobaev A.A., Necheuhin V.M., Davydov V.A., Sokolov V.B. (1998) Zircon geochronology and the problem of terranes of the Ural accretion-folded system. *Ural'skii Mineralogicheskii Sbornik*, (8), Miass, IMin UB RAS, 196-206. (In Russian)
- Krasnobaev A.A., Rusin A.I., Rusin I.A. (2008) Zirconology of lezolite-garnet pyroxenite-dunite complex Uzyansky Kraka (Southern Urals). *Strukturno-veshchestvennye kompleksy i problemy geodinamiki dokembriya fanerozoiskikh orogenov: Materialy Mezhdunarodnoi nauchnoi konferentsii* [Structural-material complexes and problems of geodynamics of the Precambrian Phanerozoic orogens: proceedings of the International Scientific Conference]. Ekaterinburg, IGG UB RAS, 58-61. (In Russian)
- Mal'kov B.A., Kholopova E.B. (1995) Trubki vzryva i almanosnye rossyti Srednego Timana [Explosion tubes and diamond placers of Middle Timan] (Ed. N.P. Yushkin). Syktyvkar, Geoprint Publ., 49 p. (In Russian)
- Maslov A.V. (1997) *Osadochnye assotsiatsii Rifeya stratotipicheskoi mestnosti* [Riphean sedimentary associations of stratotype locality]. Ekaterinburg, UB RAS, 220 p. (In Russian)
- Maslov A.V. (1999) *Rifeiskie basseiny sedimentatsii zapadnogo sklona Yuzhnogo Urala (fatsii, osnovnye cherty razvitiya)* [Riphean sedimentation basins of the western slope of the Southern Urals (facies, main features of development)]. Ekaterinburg, IGG UB RAS, 339 p. (In Russian)
- Necheuhin V.M. (1996) Plate tectonic metallogeny of folded systems from the standpoint of lithospheric plate tectonics. *Metallogeniya skladchaykh sistem s pozitsii tektoniki plit* [Metallogeny of folded systems from the standpoint of plate tectonics]. Ekaterinburg, UB RAS, 10-25. (In Russian)
- Necheukhin V.M. (1997) Plate tectonic diagram of the Ural accretion-folded system. *Ezhegodnik-1996*. Ekaterinburg, IGG UB RAS, 40-44. (In Russian)
- Necheukhin V.M., Krasnobaev A.A., Sokolov V.B. (2000) Terranes of the ancient continental crust in accretionary-collisional structures of the Urals. *Dokl. AN*, 370(5), 655-657. (In Russian)
- Olovyannishnikov V.G. (1991) *Model' razvitiya zemnoi kory Severo-Vostoka Evropeiskoi platformy v pozdнем dokembrii* [Model of the development of the earth's crust in the Northeast of the European Platform in the Late Precambrian]. Syktyvkar, Komi NTs UB AN SSSR, 28 p. (In Russian)
- Olovyannishnikov V.G. (2004) *Geologicheskoye razvitiye Severnogo Timana i poluostrova Kanin*. [Geological development of Northern Timan and the Kanin Peninsula] Syktyvkar: Geoprint Publ. 80 p.
- Paleogeodinamicheskie assotsiatsii i tektono-geodinamicheskie elementy Uralo-Timano-Paleoaziatskogo segmenta Evrazii: ob'yasnitel'naya zapiska k Geodinamicheskoi karte Uralo-Timano-Paleoaziatskogo segmenta Evrazii mashtaba 1 : 2 500 000 (V.M. Necheukhin, V.A. Dushin, V.G. Olovyannishnikov) [Paleogeodynamic associations and tectonic-geodynamic elements of the Ural-Timan-Paleo-Asian segment of Eurasia: explanatory note to the Geodynamic map of the Ural-Timan-Paleo-Asian segment of Eurasia of scale 1 : 2 500 000 (V.M. Necheukhin, V.A. Dushin, V.G. Olovyannishnikov)]. (2009). Ekaterinburg, UB RAS, Ural State Mining University Publ., 158 p. (In Russian)
- Puchkov V.N. (1974) *Riftogenyenne okrainy kontinentov i ikh relikti v paleozoidakh Lavrazii* [Riftogenic margins of continents and their relicts in the paleozoids of Laurasia]. Syktyvkar, IG Komi Br of AN USSR, 48 p. (In Russian)
- Pystin A.M., Pystina Yu.I. (2001) *Model' formirovaniya Ural'skogo segmenta zemnoi kori v rannem proterozoic* [Model of formation of the Ural Segment of the Earth's Crust in Early Proterozoic]. Syktyvkar, Komi scientific Center of UB RAS, "Nauch. dokl.", 432, 32 p. (In Russian)
- Ruzhentsev S.V., Samygin S.G. (2004) Structure and tectonic development of junction of the East European platform and the Southern Urals. *Geotektonika*, (4), 20-44. (In Russian)
- Rusin I.A. (2002) Garnet-containing paragenesis in ultrarbasites of the Kraka massif (Southern Urals). *Ezhe-*

- godnik-2001. Ekaterinburg, IGG UB RAS, 134-138. (In Russian)
- Savel'eva G.N. (1987) *Gabbro-giperbazitovye kompleksy ofiolitov Urala i ikh analogi v sovremennoi okeanicheskoi kore* [Gabbro-ultrabasite complexes of ophiolites of the Urals and their analogues in the modern oceanic crust]. Moscow, Nauka Publ., 246 p. (In Russian)
- Scarow J., Piase V., Fleutelot C., Dushin V. (2001) The late Neoproterozoic Enganepe ophiolite, Polar Urals, Russia: An extension of the Cadomian are? *Precambr. Res.*, **110**, 255-275.
- Shishkin M.A., Malykh I.M., Matukov D.I., Sergeev S.A. (2004) Riolithic complexes of the western slope of the Polar Urals. *Geologiya i mineral'nye resursy Evropeiskogo severo-vostoka Rossii* [Geology and mineral resources of the European North-East of Russia]. Syktyvkar, Geoprint Publ., (2), 148-150. (In Russian)
- Tektonicheskaya karta Urala. Masshtab 1 : 1 000 000 (red. I.D. Sobolev) [Tectonic map of the Urals. Scale 1: 1 000 000 (Ed. by I.D. Sobolev)]. (1976) L.: GUKG Publ. (In Russian)
- Timonin N.I. (1998) *Pechorskaya plita: istoriya geologicheskogo razvitiya v fanerozoe* [Pechora plate: a history of geological development in the Phanerozoic]. Ekaterinburg, UB RAS, 240 p. (In Russian)
- Volchek E.N. (2004) *Geodinamicheskie obstanovki kislogo vulkanizma zapadnogo sektora severa Urala* [Geodynamic conditions of acid volcanism in the western sector of the north of the Urals]. Ekaterinburg, UrO RAN 145 p. (In Russian)
- Yazeva R.G., Bochkarev V.V. (1998) *Geologiya i geodinamika Yuzhnogo Urala (opyt geodinamicheskogo kartirovaniya)* [Geology and geodynamics of the Southern Urals (experience of geodynamic mapping)]. Ekaterinburg, UB RAS, 204 p. (In Russian)
- Yushkin N.P., Davydov V.P., Ostashchenko B.A. (1972) Magmatic formations of Central Pai-Khoi and their metallogenetic features. *Voprosy petrografii severa Urala i Timana* [Issues of petrography of the North of the Urals and Timan]. Syktyvkar, Proc. IG Komi Br AN USSR **17**, 3-34. (In Russian)
- Zhuravlev V.S., Gafarov R.A. (1959) Tectonic scheme of the northeast of the Russian platform. *Dokl. AN SSSR*, **128**(5), 1023-1025. (In Russian)

## Вулканизм и интрузивный магматизм Магнитогорской палеодуги в эпоху “мягкой” коллизии с окраиной Восточно-Европейского континента

Д. Н. Салихов<sup>1</sup>, В. В. Холоднов<sup>2</sup>, В. Н. Пучков<sup>2</sup>, И. Р. Рахимов<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, 450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2,  
e-mail: magm@ufaras.ru

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

Поступила в редакцию 22.07.2019 г., принятая к печати 19.02.2020 г.

**Объект исследования.** Смена геодинамического режима с островодужного на аккреционно-коллизионный в позднем девоне–раннем карбоне в результате коллизии Магнитогорской островной дуги с пассивной окраиной Восточно-Европейского континента на западе и сочленения несколько позже этой дуги с Восточно-Уральским гетерогенным композитным террейном. **Материалы и методы.** Содержания петрогенных элементов и микроэлементов (методами XRF, ICP MS) в породах позднепалеозойских островодужных комплексов Магнитогорской островной дуги определены в основном в лаборатории физико-химических методов исследования ИГГ УрО РАН. В данной работе обобщены также многочисленные опубликованные и фондовые данные, характеризующие состав и условия формирования этих образований. **Результаты.** Установлено, что островодужный магматизм Магнитогорской палеодуги в этот период (поздний девон–ранний карбон) синхронно сменялся формированием внутриплитных вулкано-интрузивных образований. Островодужная магмогенерация и ее проявления контролировались широтной линейной зональностью и разными глубинами формирования магматических очагов, отражая самостоятельность и пространственную обособленность этих событий. **Заключение.** В процессе усиливающейся коллизии имело место смешение разных по источникам мантийных расплавов с контаминацией островодужных пород внутриплитной субщелочной (плюмависимой) магмой. Из анализа состава и содержаний высокозарядных и флюидомобильных химических элементов следует, что надсубдукционные флюиды играли важную роль в эволюции позднеостроводужных магматических серий.

**Ключевые слова:** акреция, коллизия, надсубдукционный и внутриплитный магматизм, геохимия микроэлементов, мантия, кора, их взаимодействие

### Источник финансирования

В ИГГ УрО РАН исследования проведены в рамках финансирования темы № 0393-2016, № гос. рег. AAAA-A18-118052590029-6, № AAAA-A18-118052590032-6

## Volcanism and intrusive magmatism of the Magnitogorsk paleoarc in the epoch of its “soft” collision with a margin of the East European continent

Delir N. Salikhov<sup>1</sup>, Vladimir V. Kholodnov<sup>2</sup>, Viktor N. Puchkov<sup>2</sup>, Il'dar R. Rakhimov<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Institute of Geology UFRC of RAS, 16/2 K. Marx st., Ufa 450077, Russia, e-mail: magm@ufaras.ru

<sup>2</sup>A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620016, Russia

Received 22.07.2019, accepted 19.02.2020

**Research subject.** The article sets out to investigate the change of the geodynamic regime from the island-arc type to the accretionary-collisional type in the Late Devonian–Early Carboniferous, which occurred as a result of 1) a collision between the Western part of the Magnitogorsk island arc and the Eastern margin of the East European continent and 2) its later coupling with the heterogeneous composite East Uralian terrain. **Materials and methods.** The content of petrogenic

**Для цитирования:** Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Пучков В.Н., Рахимов И.Р. (2020) Вулканизм и интрузивный магматизм Магнитогорской палеодуги в эпоху “мягкой” коллизии с окраиной Восточно-Европейского континента. *Литосфера*, **20**(5), 630–651. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-5-630-651

**For citation:** Salikhov D.N., Kholodnov V.V., Puchkov V.N., Rakhimov I.R. (2020) Volcanism and intrusive magmatism of the Magnitogorsk paleoarc in the epoch of its “soft” collision with a margin of the East European continent. *Litosfera*, **20**(5), 630–651. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-5-630-651

elements and microelements in the rocks of the Late Paleozoic island-arc complexes of the Magnitogorsk island arc were determined using XRF and ICP MS methods at the Laboratory of Physicochemical Research Methods of the Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences. In addition, available publications on the composition and formation conditions of these complexes were reviewed. *Results.* It was found that, in the Late Devonian–Early Carboniferous period, the process of island-arc magmatism of the Magnitogorsk paleoarc was substituted with the formation of intraplate volcano-intrusive complexes. The island-arc magmageneration and its manifestations were controlled by a latitudinal linear zoning and different depths of formation of magmatic cameras, reflecting the self-consistency and spatial isolation of these events. *Conclusion.* Due to the intensifying collision, melts from different mantle sources were mixing, thus contaminating the island-arc rocks by intraplate (plume-dependent) magmas. According to the composition and concentrations of high-field strength and fluid-mobile chemical elements, suprasubductional fluids played an important role in the evolution of late-island arc magmatic series.

**Keywords:** *accretion, collision, suprasubductional and intraplate magmatism, microelement geochemistry, mantle, crust, interaction*

#### Funding information

*The research was supported by the theme No. 0393-2016, St. Reg. No. AAAA-A18-118052590029-6 of IGG UB RAS*

## ВВЕДЕНИЕ

В верхнем девоне и раннем карбоне на Южном Урале произошли события, спровоцировавшие изменения геодинамической обстановки. Столкновение Магнитогорской островной дуги (МОД) и пассивной континентальной окраины Восточно-Европейского континента (ВЕК) происходило в пограничной зоне этих двух крупных геоструктур, ко-со ориентированной на СЗ под углом 30–40°. Коллизия сопровождалась сдвиговыми деформациями и трансформным скольжением центральной и восточной частей Магнитогорской вулканической дуги и восточно-задуговой области Южного Урала на север, отражая тем самым мягкую динамику столкновения и тектонического смещения. Последствия процесса коллизии островной дуги и пассивной окраины континента выразились в накоплении мощного грауваккового флиша (зилаирская свита – D<sub>3</sub>fm–C<sub>1</sub>t<sub>1</sub>); образовании уралтауского аккреционного комплекса, включающего в себя метаморфиты высоких давлений и низких температур; завершении проявлений островодужного и активизации внутриплитного вулканализма и интрузивного магматизма, а также начале формирования (365 млн лет назад) в пределах всей новообразованной окраинно-континентальной структуры Среднего и Южного Урала крупных анатектических мантийно-коровых гранитоидных батолитов ГТГГ-типа (Ферштатер, 2013б). МОД перед началом указанного столкновения представляла собой территорию активного надсубдукционного островодужного вулканализма среднего и начала верхнего девона, сопровождаемого малыми интрузиями

и дайками среднего и кислого состава. Накопление флиша зилаирской свиты, начавшееся в конце франа, продолжалось затем в течение всего фамена, вплоть до начала турне. Это время знаменует остановку процессов субдукции, заклинивание зоны субдукции с отрывом слэба и одновременным подъемом горячего астеносферного диапира в область мантийного клина и нижней коры. В дальнейшем, начиная с позднего турне, на большей части территории МОД установился рифтогенно-плюмовый режим. В это время МОД полностью аккрециировала к краю континента ВЕК, со-ставив с ним единое целое.

Ниже дана более детальная характеристика состава и условий формирования позднеостроводужных и внутриплитных вулканогенных и интрузивных образований франа, фамена и раннего турне в структуре МОД относительно двух более ранних работ данного авторского коллектива (Салихов и др., 2016, 2019). Будет показано, что они формировались, последовательно смещаясь с запада на восток и контролируясь меридиональными зонами, с нарастающим во времени процессом смещения островодужных мантийных расплавов с внутриплитной субщелочной плюмависимой магмой позднедевонского астеносферного диапира-плюма.

### 1. Базальт-андезитобазальтовая формация фронтальной зоны МОД

Вулканиты верхнего франа и низов фамена (Маслов, Артишкова, 2010), представляющие бугодакскую свиту на крайнем западе Магнитогорско-

го мегасинклиория, по составу отвечают базальтам, андезибазальтам и андезитам, их пирокластическим образованиям, типичным для островной дуги. Разрезы этих толщ, слагающие гору Большую западнее пос. Москово и Вятский, охарактеризованы подробно (Плюснин, Плюснина, 1965; Смирнов и др., 1974; Маслов и др., 1999). Нижняя часть свиты (600–700 м) сложена в основном туфами, ксенотуфами и туффитами порфировых пироксеновых и плагиоклаз-пироксеновых базальтов, верхняя (400–450 м) – туфами, реже лавами порфировых плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых трахибазальтов, базальтов и андезитов. Среди вулканитов бугодакской свиты известны и жерловые фации. В низах вулканогенных толщ много окологерловых образований. Это бомбовые туфы порфиритовых, пироксеновых и плагиоклаз-пироксеновых базальтов. В верхней части свиты отмечается чередование лавовых, пирокластических и осадочных фаций (Мосейчук и др., 2000).

В минеральном составе базальтов и андезибазальтов этой свиты присутствуют крупные, до 0.5 см, кристаллы клинопироксена. По оптическим свойствам они отвечают авгитам, реже – диопсидам, аналогичным клинопироксенам, получившим распространение восточнее в аблязовской свите. Наряду с клинопироксеном в базальтах отмечаются псевдоморфозы серпентина, хлорита и боулингита, принадлежащие по форме выделений к агрегатам вторичных минералов по оливину и ортопироксену. Клинопироксен является единственным темноцветным силикатным минералом, сохранившим свежий облик. Плагиоклаз во вкрацленниках широкотаблитчатый, редко зональный, представлен лабрадором ( $An_{55}$ ), изредка битовнитом ( $An_{75}$ ). В плагиоклазе отмечаются включения апатита, титаномагнетита, а магнетит является обычным минералом основной массы.

По химическому составу (табл. 1) породы этой свиты соответствуют магматитам нормальной щелочности – от натриевого до калий-натриевого типа.

Базальты отвечают составам толеитовой и известково-щелочной серий. Они характеризуются пониженной титанистостью, что вместе с умеренной глиноземистостью ( $Al\# = (Al_2O_3 / (TFeO + MgO)) - 0.9 - 1.1$ ) указывает на их принадлежность к базальтам островных дуг (Кутолин, 1969).

**Таблица 1.** Типовые химические составы базальтов бугодакской свиты

**Table 1.** Typic chemical compositions of basalts of Bugodak Formation

№ пробы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.п.	Сумма
62-16/3	50.0	0.82	16.5	3.4	6.99	0.22	4.40	8.52	3.30	0.80	0.14	4.66	99.75
63-16/11	50.0	0.82	16.1	3.1	4.38	0.23	10.0	8.52	3.0	1.0	0.14	3.00	100.51
64-16/2	49.0	0.67	16.0	4.8	4.68	0.17	8.6	7.1	4.0	1.0	0.1	3.72	99.75
62-16/2	50.0	0.82	16.9	2.91	6.46	0.23	5.0	8.52	3.0	2.0	0.14	3.72	99.70

Содержание информативных микроэлементов в породах бугодакской свиты отражают спайдерграммы рис. 1. Отличительной геохимической особенностью пород является обогащенность их крупноионными лиофилами (здесь и далее все в г/т): Cs – 0.12–0.2, Rb – 8.2–22.9, Ba – 13.9–193.3, Sr – 63.3–679.2, часть из которых характеризуется широким диапазоном количественных вариаций. Более стабильны радиоактивные элементы (Th – 0.49–0.77). В резком минимуме, но с широкими вариациями содержаний на спайдерграхмах отмечаются сидерофильные элементы, такие как Cr – 55.7–103.9 и Ni – 22.5–57.2, содержание Co – 29.7–35.4 более стабильно. Высокозарядные элементы: Nb – 0.8–1.9, Ta – 0.046–0.08, Zr – 28.7–35.9, Hf – 0.9–1.1 на спайдерграхмах также образуют характерные минимумы, свойственные островодужным образованиям.

Базальты бугодакской свиты слабо обогащены легкими РЗЭ при очень небольшой европиевой положительной аномалии (см. рис. 1б), а среднее отношение  $(La/Yb)_N$  составляет 3.5, что в целом соответствует среднему составу островодужного базальта.

Возраст бугодакской свиты определен по ее залеганию выше фаунистически охарактеризованных отложений мукасовской свиты (нижняя часть губинского горизонта франского яруса) и ниже отложений зилаирской свиты, которая начинается с низов фамена (шамейский горизонт). Бугодакская свита отвечает верхней части губинского горизонта, т.е. представляет собой позднедевонскую (франскую) базальт-андезибазальтовую формацию фронтальной зоны вулканической островной дуги. Допускается отнесение верхов свиты к низам фамена, к зоне *triangularis* (Маслов, Артюшкова, 2010).

## 2. Вулкано-интрузивные образования внутренней зоны МОД

Вулканогенные образования аблязовской свиты ( $D_3f$ – $D_3fm$ ) и интрузив Погорельского массива развиты восточнее границы Западно-Кизильского разлома во внутренней части МОД. Аблязовская свита изучена многими исследователями (Мосейчук и др., 1990, 1995; Штейнберг, Сурин, 1987; Салихов и др., 1987; Бочкирев, Сурин, 1993; и др.). Свита сложена базальтами, реже андезибазальта-

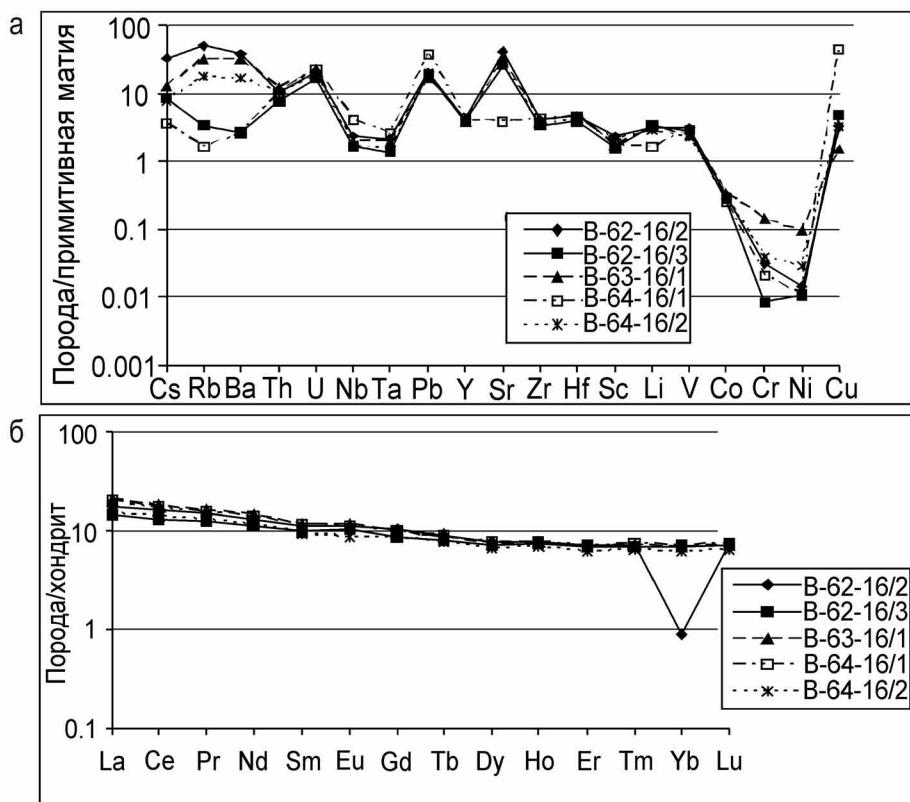


Рис. 1. Микроэлементные спайдерграммы для базальтов бугодакской свиты.

а – редкие и рассеянные элементы, б – редкоземельные элементы. Состав примитивной мантии – по (Lyubetskaya, Korenaga, 2007), состав хондрита – по (Sun, McDonough, 1989).

Fig. 1. Microelement spidergrams for Bugodak Formation basalts

а – trace elements, б – REE. The composition of primitive mantle after (Lyubetskaya, Korenaga, 2007), composition of chondrite after (Sun, McDonough, 1989).

ми, трахибазальтами, трахиандезитами, пироксеновыми и плагиоклаз-пироксеновыми порфиритами, их лавобрекчиями, кластолавами, туфами, ксенотуфами, туффитами, тифроидами, туфо-конгломератами, туфопесчаниками, изредка с про слоями туфов риодацитов, силицитов и известняков. В верхних горизонтах аблязовской свиты появляются отдельные потоки трахибазальтов и трахиандезибазальтов. Выше они сменяются ритмичными пачками мелколапиллиевых и пепловых туфов базальтов, а в верхней части ритмов – аргиллизированными и гематитизированными породами вишневой и сиреневой окраски. Мощность свиты 320–1200 м. Она лежит на кремнистых сланцах, вулканотерригенных песчаниках и алевролитах бабарыкинской свиты (D<sub>3</sub>f), а те, в свою очередь, на базальтах, андезибазальтах и обломочных породах урлядинской свиты (D<sub>2</sub>–D<sub>3</sub>f), и согласно перекрыта вулканитами новоивановской толщи (D<sub>3</sub> fm) (Маслов, Артюшкова, 2010).

В минеральном составе базальтов аблязовской свиты присутствует клинопироксен, сохранивший

свежий облик. Вкрапленники его имеют зональное строение. Плагиоклаз во вкрапленниках таблитчатый, представлен битовитом ( $An_{75}$ ). Присутствуют также псевдоморфозы серпентина, хлорита и боулингита по оливину. Встречаются титаномагнетит и апатит, в основной массе появляется магнетит.

В работе Т.Н. Сурина (1997) отмечается, что клинопироксены в вулканитах аблязовской свиты отвечают по составу диопсиду  $Ca_{46}Mg_{39-41}Fe_{15-14}$  и авгиту  $Ca_{45-42}Mg_{43}Fe_{14-15}$ , имеется и более железистый авгит  $Ca_{49}Mg_{40}Fe_{17}$ . По соотношению кремнезема и суммы щелочей пироксены ранних генераций характеризуются повышенной глиноземистостью ( $Al_2O_3 > 4\%$ ). Наиболее титанистые (0.95–1.13%) и глиноземистые клинопироксены отвечают здесь минералам известково-щелочных вулканитов, заметно отличаясь от клинопироксено-в толеитовой серии. Пироксены поздней генерации характеризуются увеличением магнезиальности ( $Mg\# 0.97-7.80\%$ ) при снижении железистости ( $TFeO - 5.0\%$ ) в краевой части вкрапленников

по сравнению с их центрами (TFeO – 8.1%). Аналогичная зональность отмечается для пироксенов франских базальтов хр. Биягода (биягодинская толща, аналог бугодакской свиты), развитых в западной части Магнитогорской островной дуги.

*Химический состав пород аблязовской свиты* приведен в табл. 2.

Тип щелочности пород аблязовской свиты колеблется от натриевого до калий-натриевого, причем последний имеет преимущественное распространение. Базальты свиты отвечают составу толеитовой серии, благодаря повышенной железистости:  $Fe\#(TFeO/(FeO + MgO)100)$  – 62–71, а андезибазальты и андезиты отвечают известково-щелочной серии характеризуются повышенной глиноземистостью ( $Al\#$  – 1.2–1.4%).

Важной геохимической особенностью состава пород этой свиты также является их значительная обогащенность крупноионными литофилами (г/т): Cs – 3.0–8.7, Rb – 13–45, Ba – 650–750, Th – 1.5–3, Sr – 280–397. На спайдерграммах (рис. 2) отчетливо выделяются резкие минимумы для кобальта (20–36 г/т), хрома (19–54 г/т) и никеля (30–58 г/т), и максимум для V. Низкие и умеренные содержания характерны для высокозарядных элементов (Nb – 3.0–4.1, Zr – 51–75 г/т). О преимущественной принадлежности пород к островодужным образованиям свидетельствуют высокие величины отношений  $Ba/Nb$  – 163.7–174.2 (Кепежинская, 1990).

Базальты аблязовской свиты (см. рис. 2б) обогащены легкими РЭЭ. Средняя величина отношений  $(La/Yb)_N$  в них составляет 1.0–2.9. Характерна отчетливая отрицательная европеевая аномалия.

На основании минералогических и геохимических данных аблязовские базальты франа–низов фамена интерпретируются как типичные островодужные образования преимущественно известково-щелочного ряда.

### Погорельский габбро-диоритовый комплекс

Погорельский массив имеет форму лополита, который осложнен дугообразными апофизами. Массив вытянут в меридиональном направлении на 10 км при общей ширине около 5 км. Массив выделен (Штейнберг и др., 1990) и относительно детально исследован (Салихов, Митрофанов, 1994). Погорельский комплекс прорывает среднедевонский александринский ( $D_2$ ) и позднедевонский аблязовский вулканический комплексы. В свою очередь, Погорельский массив прорван Верхнеуральским массивом с изотопной датировкой 362 млн лет (поздний фамен).

*Минеральный состав.* Погорельский массив представлен мезократовыми, меланократовыми и лейкократовыми габбро и диоритами. Плагиоклаз составляет 35–50%, клинопироксен, частично замещенный роговой обманкой – 35–50, ортопирок-

**Таблица 2.** Средние химические составы вулканитов аблязовской свиты

**Table 2.** Average chemical compositions of Ablyazovo Formation volcanites

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	50.00	50.79	50.78	52.26	54.87	57.95
TiO <sub>2</sub>	0.95	0.78	0.78	1.04	0.76	0.69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.88	18.04	16.43	16.09	17.25	17.51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.21	4.45	4.60	4.98	3.92	4.63
FeO	6.30	5.90	5.81	6.13	5.06	3.61
MnO	0.19	0.14	0.16	0.18	0.17	0.11
MgO	7.11	6.87	7.80	6.22	5.09	3.36
CaO	8.10	9.45	9.83	9.00	8.26	5.87
Na <sub>2</sub> O	3.34	2.90	2.79	3.38	3.28	4.32
K <sub>2</sub> O	1.70	0.53	0.84	0.54	1.18	1.72
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.21	0.15	0.18	0.18	0.16	0.23
n	29	50	152	16	49	?

Примечание. 1 – трахибазальты и умереннощелочные базальты, 2 – базальты порфировые плагиоклазовые, 3 – базальты порфировые пироксен-плагиоклазовые, 4 – андезибазальты и лейкобазальты афировые, 5 – андезибазальты порфировые, 6 – андезиты порфировые; n – количество анализов. Пересчитано на сухой остаток.

Note. 1 – Trachybasalts and moderately alkaline basalts, 2 – porphyric plagioclase basalts, 3 – porphyric pyroxene-plagioclase basalts, 4 – aphyric andesibasalts and leucobasalts, 5 – porphyric andesibasalts, 6 – porphyric andesites; n – number of analyses. Calculated for a dry residue.

сен – 0.5–3, оливин – 0–2% этих пород. Плагиоклаз зональный: в центре – лабрадор ( $An_{51-67}$ ), на краях зерен – олигоклаз ( $An_{20-30}$ ). Клинопироксен – авгит  $En_{38-46}Wo_{41-43}Fe_{13-21}$ , по которому развита светло-зеленая роговая обманка с переменной железистостью. Биотит – коричневато-бурый лепидомелан с железистостью  $Fe\# = 47$ . Ортопироксен представлен бронзитом с 25–27 мол. %  $Fs$ . Обычно он образует сростки с клинопироксеном. Оливин содержит 25–35 мол. %  $Fa$ , замещен тальком и магнетитом. В интерстициях минералов безоливиновых габбро отмечаются кварц, ортоклаз-микроперит  $Or_{74}Ab_{26}$ . Аксессорные минералы – магнетит, титаномагнетит, апатит, сфен. Для Погорельского массива характерно наличие в его составе комплексного медносульфидно-титаномагнетитового оруденения (Погорельское месторождение), которое относится к субформации среднетитанистых руд волковского типа. Апатиты в месторождениях такого типа (Волковском и Погорельском) обогащены  $Cl$  (0.5–2.0 мас. %). Относительно высокий окислительный потенциал рудообразующего процесса на этих месторождениях определил умеренное содержание титана в рудном титаномагнетите (2–8 мас.%  $TiO_2$ ) (Холоднов, Бушляков, 2002).

*Химический состав пород.* Габброиды и особенно диориты Погорельского массива, так же

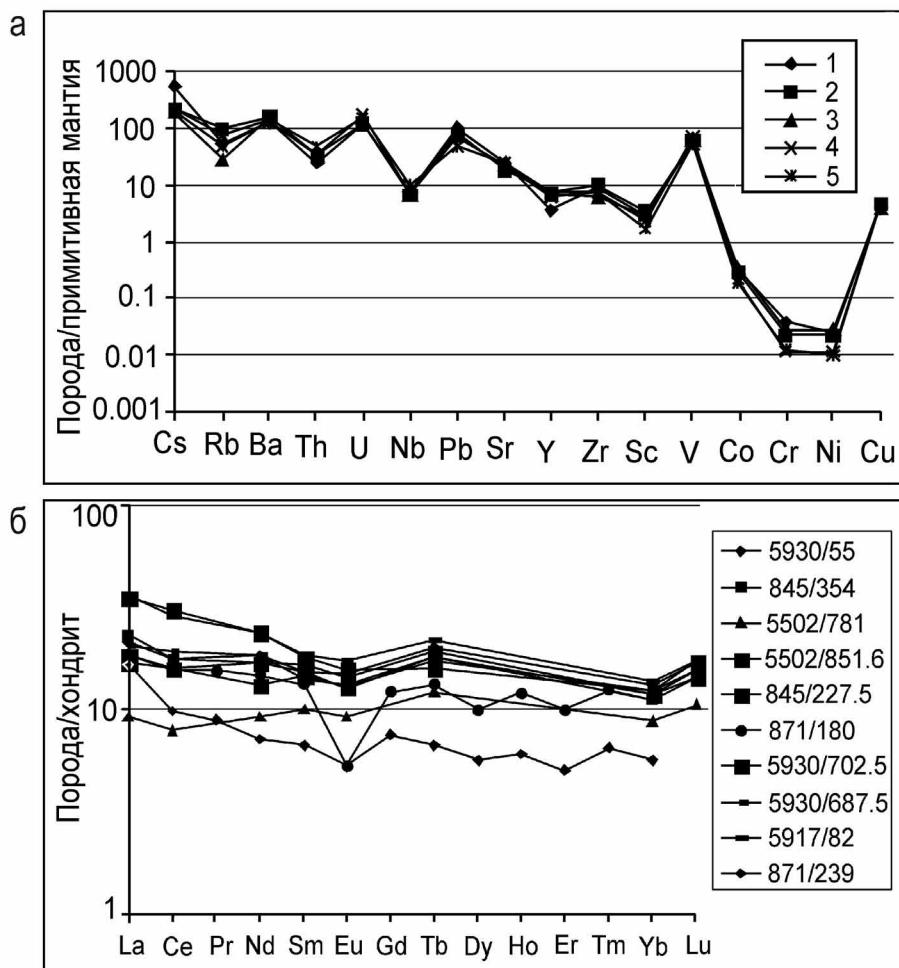


Рис. 2. Спайдерграммы для пород аблязовской свиты.

а – редкие и рассеянные элементы: 1 – трахизабазальты и умереннощелочные базальты, 2 – базальты порфировые плагиоклазовые, 3 – базальты порфировые пироксен-плагиоклазовые, 4 – андезизабазальты и лейкобазальты афировые, 5 – андезизабазальты порфировые; б – редкоземельные элементы (5930/55 – базальт умереннощелочной порфировый пироксен-плагиоклазовый из обломка в туфе, 845/354 – туф базальта порфирового пироксен-плагиоклазового, 5502/781 – базальт крупнопорфировый плагиоклаз-пироксеновый, 5502/851.6 – базальт среднепорфировый пироксен-плагиоклазовый из обломка в туфе, 845/227.5 – базальт мелкопорфировый пироксен-плагиоклазовый из обломка в туфе, 871/180 – базальт порфировый пироксен-плагиоклазовый, 5930/702.5, 5930/687.5 – андезизабазальт умереннощелочной, 5917/82 – андезизабазальт порфировый пироксен-плагиоклазовый из обломка в туфе, 871/239 – андезизабазальт крупнопорфировый пироксен-плагиоклазовый).

Fig. 2. Spidergrams for rocks of Abliazovo Formation.

а – trace elements: 1 – trachybasalts and moderately alkaline basalts, 2 – plagioclase porphyric basalts, 3 – porphyric pyroxene-plagioclase basalts, 4 – andesibasalts and aphyric leucobasalts, 5 – porphyric andesibasalts); б – REE (5930/55 – moderately alkaline basalt porphyric pyroxene-plagioclase from a fragment in tuff, 845/354 – tuff of porphyric pyroxene-plagioclase basalt, 5502/781 – coarse porphyric plagioclase-pyroxene basalt, 5502/851.6 – medium-porphyric pyroxene-plagioclase basalt from a fragment in tuff, 845/227.5 – small-porphyric pyroxene-plagioclase basalt andesibasalt 871/180 porphyric pyroxene-plagioclase basalt, 5930/702.5, 5930/687.5 – medium-alkaline andesibasalt, 5917/82 – porphyric pyroxene-plagioclase andesibasalt from a fragment in tuff, 871/239 – coarse porphyric pyroxene-plagioclase andesibasalt).

как и аблязовские вулканиты, ближе соответствуют калий-натриевой известково-щелочной серии (табл. 3). В то же время для габброидов этого массива характерна сравнительно высокая суммарная железистость ( $TFeO$  9.63–15.66). Железомагнезиальное отношение ( $TFeO/MgO$ ) здесь также устойчиво высокое (1.7–3.0), что приближа-

ет их и к породам толеитовой серии. Содержание  $TiO_2$  (0.89–1.34%) в породах погорельского комплекса умеренное. Меланократовые габбро характеризуются высокими содержаниями  $CaO$  (до 12.5%) при пониженной концентрации глинозема (13.5%), в диоритах содержание глинозема увеличивается до 17.7%.

Таблица 3. Средние химические составы пород погорельского комплекса

Table 3. Average chemical compositions of rocks of Pogorelsky complex

№ пробы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
1	55.68	0.98	17.11	4.09	5.54	0.20	3.10	7.85	3.32	1.83	0.31
2	51.21	0.89	17.70	4.35	6.15	0.18	5.22	9.81	2.86	1.45	0.20
3	46.57	1.16	13.48	7.01	7.97	0.21	8.14	12.51	1.82	0.97	0.17
4	44.85	1.34	13.82	9.72	5.94	0.19	9.11	12.46	1.41	0.98	0.17
1-п	43.0	1.30	13.39	9.42	5.76	0.18	8.83	12.07	1.37	0.95	0.16

Примечание. 1 – диориты, 2 – габбро мезократовое, 3 – габбро меланократовое, 4 и 1-п – габбро рудное с титаномагнетитовой и медно-сульфидной минерализацией соответственно.

Note. 1 – diorites, 2 – gabbro mesocratic, 3 – gabbro melanocratic; samples 4 and 1-п – ore – containing gabbro with titanomagnetite and copper-sulfide mineralization, respectively.

Как и базальты аблязовской свиты, габроиды погорельского комплекса имеют сравнительно высокие количественные показатели крупноионных литофилов (все в г/т): Rb – 38–65, Cs – 1.0–3.8, Ba – 330–900), а также U – 3, Pb – 8–22 и V – 300. Пониженными содержаниями характеризуются высоко-зарядные элементы: Nb – 2.6, Ta – 0.8, Zr – 40–85, Hf – 3.3–5.5, Y – < 10 г/т, а также сидерофильные и некоторые др. компоненты: Sc – 23–57, Co – 16–74, Cr – 25–180, Ni – 6–115 и др. (рис. 3а). На спайдер-граммах они образуют минимумы. Легкие лантаноиды здесь заметно преобладают над редкоземельными элементами иттриевой группы.

Сравнительный анализ состава пород погорельского и аблязовского комплексов отражает их сходство и подтверждает возможную комагматичность вулканитов и интрузивных пород, с принадлежностью их к единой вулкано-интрузивной формации. Высокие величины отношений Ba/Nb габроидов и вулканитов являются показателем формирования их в условиях островодужного режима (Кепежинская, 1990). Отношение Cr/Ni закономерно убывает от 1.5 в меланократовых габбро до 0.6 в диоритах. Это указывает на преимущественное фракционирование пироксена по сравнению с оливином. Островодужный геодинамический режим формирования вулканогенного аблязовского и погорельского интрузивного комплексов подтверждается, таким образом, петрохимическими и макроэлементными составами.

### 3. Монцонит-шошонит-трахиандезит-латитовый субщелочная вулкано-интрузивный магматизм МОД

К востоку от пород с нормальной щелочностью аблязовского и погорельского комплексов распространены субщелочные калий-натриевые и калиевые вулканогенные и интрузивные образования. Калий-натриевые породы размещаются в более западной части Магнитогорской зоны, а высококали-

евые субщелочные породы тяготеют к Уйско-Новооренбургской шовной зоне. На территории Магнитогорской зоны вулканогенные фации этого состава представлены двумя толщами – новоивановской и шумилинской, сопровождающимися вурхнеуральским интрузивным комплексом, а в Уйско-Новооренбургской зоне – шелудивогорской толщей с небольшими интрузивными телами, объединенными в ушельскую ассоциацию пород (Иванов и др., 1996).

Новоивановская толща залегает на породах аблязовской свиты и согласно перекрывается шумилинской толщей. Однако шумилинская толща выпадает из ряда разрезов (например, в разрезе горы Железнодорожная), где новоивановская толща перекрывается вулканогенной березовской свитой, фаунистически датированной  $C_1t_2-v_1$ . В новоивановской толще известны брахиоподы и фораминиферы чепчуговского горизонта фамена, а верхняя граница шумилинской свиты в регионе была условно ограничена нижним турне (Геологическая карта ..., 1967).

Развитая восточнее шелудивогорская толща, контролируемая Уйско-Новооренбургской шовной структурой, описана многими исследователями (Бабкин и др., 1971; Иванов и др., 1996). Там же выделены дайки и небольшие интрузивные тела курносанских образований, датируемые губинским горизонтом франского яруса и всем фаменом, что следует из Стратиграфической схемы Урала. Согласно В.А. Маслову и О.В. Артюшковой (2010), изученные в этих толщах конодонты отвечают только верхней половине франа. Возраст нижней части разреза подтверждается находками франских конодонтов, а в верхней его части фауна не обнаружена, и потому в легенде Южноуральской серии карт шелудивогорскую толщу принято датировать только верхним франом. Визуально и микроскопически породы шелудивогорской свиты идентичны породам аблязовской свиты, но по химизму они ближе к новоивановской толще, относящейся к шошонитовой серии.

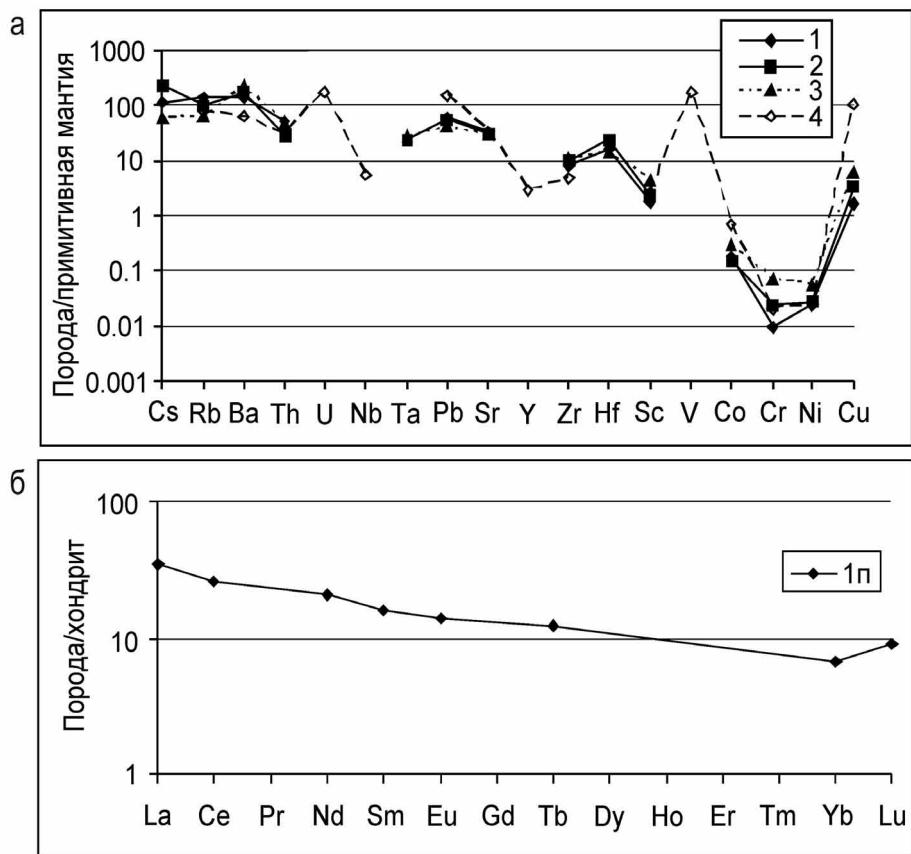


Рис. 3. Спайдерграммы для пород погорельского комплекса.

а – редкие и рассеянные элементы: 1 – диориты, 2 – габбро мезократовое, 3 – габбро меланократовое, 4 и 1п – габбро рудное с титаномагнетитовой и медно-сульфидной минерализацией соответственно; б – редкоземельные элементы.

Fig. 3. Spidergrams for the rocks of Pogorelsky complex.

а – trace elements: 1 – diorites, 2 – gabbro mesocratic, 3 – gabbro melanocratic, 4 and 1п – ore-containing gabbro with titanomagnetite and copper-sulfide mineralization, respectively; б – REE.

Новоивановская толща нижнего фамена сложена трахибазальтами, шошонитами, трахиандезибазальтами, реже базальтами и андезитовыми плагиоклазовыми и пироксен-плагиоклазовыми порфиритами, а также их лавокластами, туфами и туффитами. Наиболее характерные породы толщи – трахибазальты и трахиандезибазальты – содержат крупные, до 1–1.5 см, широкотаблитчатые вкрапленники плагиоклаза в количестве до 20–30%. Пироксен в порфировых выделениях практически отсутствует, за исключением мелких, до 1–3 мм, вкраплений авгита. В базальтах иногда отмечаются пироксен и плагиоклаз в виде относительно крупных, до 5–6 мм, вкраплений. Среди названных пород также присутствуют базальты с редкими вкрапленниками оливина, замещенного боуллингитом. Плагиоклаз обычно соссюритизирован, хлоритизирован и карбонатизирован, а пироксен свежий. В целом вулканиты Новоивановской толщи вместе с породами вышележащей шумилин-

ской толщи образуют непрерывный ряд умеренно-щелочных пород.

Шумилинская толща сложена трахиандезитами, андезитами, трахитами, трахидацитами, трахириодицитами, реже дацитами, риолитами и кластолавами, туфами, туффитами, тефроидами, туфопесчаниками, брекчиями и другими вулканогенно-осадочными породами. В карьере Магнитогорского месторождения на горе Атак описаны породы, получившие название “атачиты” (Заварicкий, 1961; Ферштатер, 1966; и др.). Это гематитизированные и аргилизированные лавы, кластолавы, туфы, туффиты, туфопесчаники и отложения грязевых потоков, метаморфизованные при формировании гранитоидов магнитогорского комплекса.

Шелудивогорская толща представлена трахибазальтами, шошонитами, абсарокитами, базальтами, андезибазальтами, их туфами, туффитами, туфопесчаниками и другими вулкано-терригенными породами. Характерные породы этой тол-

**Таблица 4.** Типовые составы субщелочных вулканических пород шошонитовой серии**Table 4.** Typical compositions of subalkaline volcanic rocks of shoshonite series

№ пробы	AI#	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.п.	Сумма
13-2016	0.49	51.0	0.67	16.78	2.32	4.67	0.18	7.0	7.1	3.14	3.84	0.48	2.40	100.58
14-2016	0.86	48.0	0.55	16.3	3.33	4.45	0.15	11.0	8.52	3.14	1.65	0.35	2.44	99.58
12-2016	0.89	48.0	0.77	16.4	7.0	4.31	0.16	7.10	7.0	2.75	3.80	0.43	2.10	99.82
36	0.80	48.97	0.81	14.58	4.42	5.21	0.16	6.68	8.86	2.85	3.02	0.41	3.17	99.14
37	1.07	51.74	0.94	16.33	4.62	5.21	0.16	5.40	6.35	3.35	3.33	0.32	2.76	100.51
38	1.23	54.35	0.76	15.98	5.41	2.74	0.14	4.77	5.44	4.33	3.03	0.31	2.41	99.67
39	1.38	57.92	0.96	15.04	2.47	5.02	0.12	3.35	4.07	6.50	3.40	0.42	1.14	100.41

Примечание. Новоивановская толща: 12-2016, 14-2016 – трахибазальты; 13-2016 – трахиандезит; шумилинская толща: 39 – латит; шелудивогорская толща: 36 – абсарокит; 37 – шошониты, 38 – банакит.

Note. Novoivanovskaya unit: 12-2016, 14-2016 – trachybasaltes; 13-2016 – trachyandesites; Shumilinsky unit: 39 – latite; Sheludivogorsk unit: 36 – absarokites; 37 – shoshoneites, 38 – banakite.

щи – шошониты и абсарокиты – на 10–40% состоят из вкрапленников клинопироксена и плагиоклаза примерно в равных количествах. Порфироные выделения в абсарокитах бывают представлены и оливином, который замещается хлоритом и боуллингитом. В микролитовой и вариолитовой основной массе этих пород много мелких выделений апатита, присутствует и магнетит.

Петрохимические и геохимические (табл. 4) особенности новоивановской и шелудивогорской толщ охарактеризованы во многих работах (Мосейчук и др., 1990; Штейнберг и др., 1990; Язева, Бочкарев, 1998). Вулканиты новоивановской толщи, по сравнению с аблязовской, более лейкократовые, содержат больше щелочей и фосфора. Они относятся к умереннощелочным высококалиевым породам. Шелудивогорская толща умереннощелочная, калиевая и калий-натриевая, относительно умеренномагнитная ( $TiO_2 < 1\%$ ). Часть пород отвечает абсарокитам и шошонитам (низы разреза), другая – трахибазальтам и трахиандезибазальтам.

В субщелочных вулканических породах шошонитовой серии наблюдаются высокие количества (г/т): Rb – 70–178, Cs – 16.8–26.6, Ba – 50–882, Sr – 215–933, повышенные концентрации U – 0.47–1.65, Th – 1.14–3.82, и Pb – 5.6–11.1. На спайдерграммах для этих микроэлементов характерны разновеликие максимумы (рис. 4). Широкий диапазон в содержаниях Nb (1.3–14 г/т), Та и других высокозарядных компонентов (Zr – 31–99, Hf – 0.99–2.47 г/т) отмечают уже минимумы спайдерграмм (см. рис. 4). Минимумы характерны здесь также (г/т) для Y – 9.1–51, Sc – 16.8–26.6, с особенно глубоким минимумом – для Co – 21–42, Cr – 104–250 и Ni – 26–82 при положительной аномалии Cu.

В спектрах РЗЭ наблюдается существенное преобладание легких цериевых лантаноидов над тя-

желыми иттриевыми при общем росте количества РЗЭ, как и других микроэлементов (за исключением для Co, Ni, Cr) от шошонитов к трахиандезитам. Соотношения микроэлементов в породах этой серии близки к типичным островодужным шошонитовым сериям, а высокие показатели Nb, Zr и Cr свидетельствуют о присутствии в их составе плюмового источника.

### Верхнеуральский субщелочный интрузивный комплекс

Комплекс включает одноименный массив, расположенный к востоку и юго-востоку от г. Верхнеуральска, а также несколько небольших дугообразных тел в северо-западной части Погорельского массива, ряд интрузивных тел в Амамбайском и Сахаринском массивах и небольшие тела и дайки ушельской ассоциации Уйско-Новооренбургской шовной зоны. Интрузивные породы этого комплекса являются глубинными аналогами вулканитов шелудивогорской, новоивановской и шумилинской толщ. Комплекс охарактеризован во многих работах (Штейнберг и др., 1990; Бочкарев, Сурин, 1993; Салихов, Митрофанов, 1994; Сурин, 1997; Шалагинов и др., 1984; Холоднов, Бушляков, 2002; и др.).

**Верхнеуральский массив** (возраст 362 млн лет) имеет эллипсоидальную форму, вытянутую субмеридионально почти на 16 км при ширине 7–8 км. Он отличается концентрически-зональной структурой: породы первой фазы, слагающие центр массива, обрамляются породами второй фазы. Первая фаза представлена умереннощелочными оливиновыми и лейкократовыми габбро, монцогаббро, монцонитами, монцодиоритами с дайками щелочных микрогоаббро. Вторая фаза сложена кварцевыми монцодиоритами и кварцевыми монцонита-

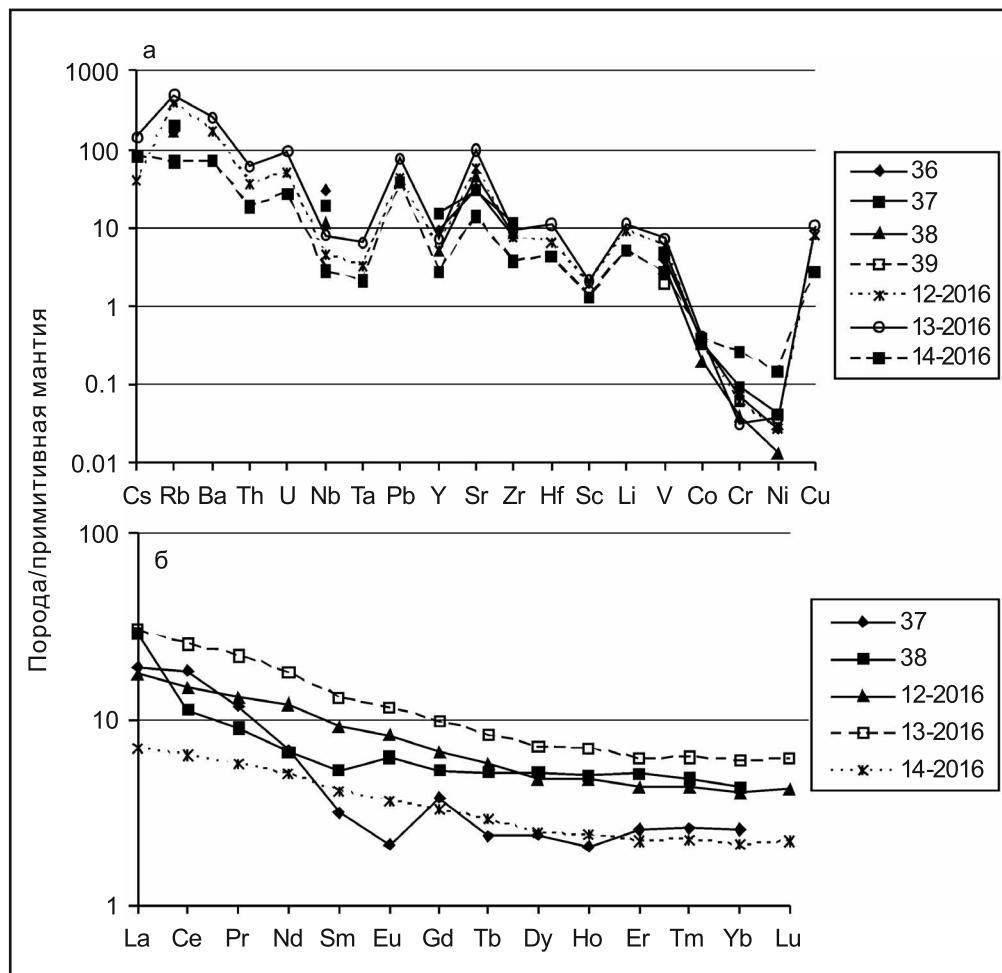


Рис. 4. Спайдерграммы для пород шошонитовой серии.

а – редкие и рассеянные элементы, б – редкоземельные элементы. Номера образцов пород соответствуют таковым в табл. 4.

Fig. 4. Spidergrams for the rocks of shoshonite series.

а – trace elements, б – REE. The numbers of samples correspond to same of Table 4.

ми. В связи с дайками гранодиорит-порфиров, диорит-порфиритов и монцонит-порфиров в западном штоке массива размещается Верхнеуральское медно-молибден-порфировое рудопроявление. Внешнее кольцо массива сложено сиенитами, кварцевыми сиенитами третьей фазы с дайками кварцевых сиенит-порфиров, микрограносиенитов и микрогранитов. Породы всех фаз массива рассечены дайками высокотитанистых микрогаббро и лампрофиров среднего и основного состава каменноугольного возраста.

Довольно крупное тело этого комплекса – Амамбайский сиенитовый массив – расположен к северо-востоку от пос. Амамбайка. Здесь же более широко развиты пироксениты и габбро сахаринско-амамбайского комплекса, датируемого по циркону возрастом 388–374 млн лет (Ферштатер, 2013а). Амамбайский сиенитовый массив в плане

изометричен, его размеры около  $4.5 \times 4.0$  км. Среди сиенитов вблизи южного контакта присутствуют измененные гипербазиты. Состав пород массива зависит от количественных соотношений калиевого полевого шпата, плагиоклаза и темноцветных минералов. Породы первой фазы отмечаются среди сиенитов второй фазы.

*Минеральный состав пород.* Умереннощелочные оливиновые габбро верхнеуральского комплекса это мелко-среднезернистые, иногда с такситовой текстурой породы, которые состоят из плагиоклаза (45–55%), клинопироксена, частично замещенного роговой обманкой (35–45%), биотита (5–10%), оливина (2–5%) и небольшого количества калиевого полевого шпата. Аксессории – апатит, титаномагнетит, магнетит, сфен. Плагиоклаз зональный, в ядре – лабрадор ( $An_{55-60}$ ), по краям – андезин ( $An_{40-46}$ ). Клинопироксен – светло-зеленый

авгит  $\text{Ca}_{44}\text{Mg}_{34}\text{Fe}_{22}$ . Биотит – красно-бурый лепидомелан. Оливин – гиалосидерит. Умереннощелочные лейкохратовые габбро отличаются от охарактеризованных выше пород более кислым составом плагиоклаза (в центре зерен –  $\text{An}_{50}$ , в краевых частях – олигоклаз  $\text{An}_{23-29}$ ), повышенным количеством калиевого полевого шпата (ортоклаз-пертита) и наличием кварца. Кварцевые монцодиориты и монцониты Верхнеуральского массива состоят из розоватого плагиоклаза, клинопироксена (авгита) состава  $\text{Ca}_{42}\text{Mg}_{32}\text{Fe}_{22-25}$  (35–60%), замещенного роговой обманкой (10–30%), а также биотита (5–10%), калиевого полевого шпата (ортоклаз-пертита) состава  $\text{Or}_{66-69}\text{Ab}_{31-34}$  (5%), кварца (3–10%) (Сурин, 1997). Сиениты образуют внешнюю кольцевую зону этого массива. Они светло-розовые, средне-крупнозернистые, иногда порфировидные. Широкотаблитчатые выделения калиевого полевого шпата имеют состав  $\text{Or}_{62-70}\text{Ab}_{38-30}$  (40–60%), плагиоклаз – 20–30%. Также здесь присутствуют клинопироксен, замещенный роговой обманкой (10–15%) с  $\text{F\#} = 25-30$ , биотит – лепидомелан ( $\text{F\#} = 47-57$ ), замещенный хлоритом (2–8%). Кварц (3–10%) развит в интерстиях или в мирамекитовых сростках.

Клинопироксен (авгит) – высокожелезистый, имеет устойчивый состав с количеством ферро-силитового минала 22–25%. Отмечается снижение кальциевости в авгитах второй и третьей фаз Верхнеуральского массива. Кальциевые авгиты характеризуются повышенной глиноземистостью (22.1%), они обогащены стронцием. В позднемагматическую стадию кристаллизации авгит замещается диопсидом со “щелочной спецификой” (Фролова и др., 1985). Судя по невысокой глиноземистости диопсида и величине  $\text{Ca/Al} = 7.7$ , его кристаллизация происходила в гипабиссальных условиях (1–2 кбар) (Нестеренко, Арискин, 1993).

Биотит характерен для сиенитов третьей фазы. По химическому составу он отнесен к магнезиальной разновидности аннит-флогопитового ряда при умеренной железистости ( $\text{Fe\#} = 48-54$ ), что типично для гранитоидов сиенитового ряда. Для него характерна повышенная титанистость (3.68%  $\text{TiO}_2$ ) и значительное количество марганца (1100 г/т). В целом состав биотита в сиенитах Верхнеуральского массива близок к таковому в породах шошонитовой серии.

Амфиболы в Верхнеуральском массиве являются роговыми обманками актинолит-гастингситового ряда, близкими по составу к эдениту. От типичных эденитов (Дир и др., 1965) их отличает меньшая магнезиальность (14.5–15.9%  $\text{MgO}$ ) и глиноземистость (4.4–6.1%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ), при более высокой титанистости (6.1%  $\text{TiO}_2$ ) и кальциевости (11.9–12.7%  $\text{CaO}$ ). Подобный состав амфиболов типичен для магматитов шошонитовых серий (Кепежинская и др., 1988). В амфиболах Верхнеуральского массива содержание F в граноди-

оритах составляет 0.24%, Cl – 0.10, в хлоритах 0.06–0.21 и 0.023–0.054% соответственно.

Апатиты Верхнеуральского массива характеризуются повышенными содержаниями Cl и S, увеличением средних содержаний хлора от 0.52 в апатитах монцогаббро до 1.2% в апатитах рудоносных гранодиорит-порфиров. Содержание F в апатитах варьирует при этом в диапазоне 1–3%. Для серы, изоморфно замещающей в виде комплексов  $(\text{SO}_4)^{2-}$  комплексы  $(\text{PO}_4)^{3-}$  в структуре апатита, также характерен рост ее содержаний в апатите от монцогаббро к гранодиорит-порфирам с максимумом концентраций 0.30% и более при содержании фтора 2.0%. В околоврудных метасоматитах с ростом интенсивности процессов хлоритизации, карбонатизации, серицитизации гранодиорит-порфиров содержание Cl и S в апатитах резко снижается, а F возрастает (Холоднов, Бушляков, 2002). По экспериментальным данным (Peng et al., 1997), содержание серы в магматических апатитах контролируется параметрами давления и фугитивности кислорода. В целом здесь наблюдается общая важная закономерность: рост количества сульфидной минерализации в магматических породах, как правило, сопровождается снижением количества изоморфной шестивалентной (окисленной) серы в акцессорных апатитах. Подобный тип зависимостей характерен как для медно-порфировых, так и других генетических типов сульфидных магматогенных месторождений (золото-сульфидно-кварцевых, медносульфидно-никелевых и др.), образование сульфидной минерализации в которых происходит на фоне спада содержаний серы в акцессорных апатитах (Коновалова и др., 2013; Холоднов и др., 2015, 2016).

Магнетиты в монцонитах и сиенитах Верхнеуральского массива представлены тремя генерациями. Первая отвечает включениям высокотитанистого титаномагнетита в клинопироксene, она имеет высокие концентрации ванадия (200–400 г/т) и марганца (150–400 г/т). Вторая генерация представлена малотитанистым магнетитом, образовавшимся в поздне- и постмагматическую стадию. Магнетиты такого состава появляются при окислении и разложении ранних высокожелезистых фемических силикатов (Ферштатер, 1987). Третья генерация магнетита контролируется сиенитовыми образованиями третьей заключительной фазы массива, она обогащена Mn – 1500 г/т (Сурин, 1997).

*Химический состав основных типов пород верхнеуральского комплекса* представлен в табл. 5. Породы принадлежат умереннощелочной серии, в которых количество натрия стабильно, а содержание калия возрастает от основных пород к кислым. В этом же направлении происходит смена типа щелочности от калий-натриевой на калиевую. Количество титана в породах относительно низкое, а алюминия – высокое.

Таблица 5. Химический состав пород Верхнеуральского массива

Table 5. Chemical compositions of rocks of the Verkhneuralsk massif

№ пробы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.п.	Сумма
19-1/2016	66.0	0.40	16.0	2.10	1.43	0.04	0.86	1.42	3.50	6.25	0.20	1.76	99.96
18-1/2016	66.0	0.44	16.0	2.10	1.19	0.03	0.40	1.50	3.80	6.25	0.17	1.60	99.45
19A/2016	54.98	0.81	17.57	7.56	3.2	0.15	3.87	6.87	3.80	2.51	0.41	1.70	100.27
21/2016	54.39	0.87	17.67	7.91	3.8	0.172	3.62	7.14	3.94	2.43	0.45	1.70	100.3
20/2016	54.40	0.53	16.19	7.06	3.2	0.22	4.54	6.57	3.17	2.14	0.16	5.3	100.29
12/2016	48.0	0.77	16.40	7.00	4.31	0.16	7.10	7.00	2.75	3.80	0.43	2.10	99.82
42	58.26	0.59	17.90	3.18	2.39	0.10	2.33	4.62	4.49	4.61	0.33	1.37	100.18
43	62.51	0.48	17.12	1.86	1.87	0.09	2.39	3.24	4.58	4.42	0.25	1.28	100.08
45	69.94	0.30	15.01	1.47	1.14	0.03	0.85	1.27	5.08	3.59	0.15	0.94	99.78

Примечание. Пробы: 19-1/2016, 18-1/2016 – кварцевые сиениты; 19A/2016, 21/2016, 20/2016 – сиенито-диориты; 12/2016 – монцодиориты; 42 – сиениты; 43 – кварцевые сиениты; 45 – субщелочные граниты.

Note. Sample: 19-1/2016, 18-1/2016 – quartz syenites; 19A/2016, 21/2016, 20/2016 – syenite-diorites; 12/2016 – monzodiorites; 42 – syenites; 43 – quartz syenites; 45 – subalkaline granites.

*Микроэлементный состав пород* Верхнеуральского массива отражен на спайдерграммах (рис. 5). Согласно приведенным данным, в рассматриваемой ассоциации пород отмечается обогащенность их крупноионными литофильными элементами (г/т): Cs – 5.4–18.2, Rb – 65.8–13, Ba – 192.6–518.6, Sr – 76.4–1117, а также радиоактивными элементами: Th – 5.5–15.8, U – 1.2–4.89 и Pb – 2.7–9.7. Повышенные количества характерны и для высокозарядных микроэлементов: Nb – 5.25–11.8, Ta – 0.25–0.64, Zr – 40.9–228.4 и Hf – 1.2–5.3 г/т, образующих вместе с тем относительные минимумы на спайдерграммах. Более значительные минимумы свойственны Li – 1.5–8.1, Y – 0.68–16.86, Sc и V, а Ni – 9.5–14.8, Cr – 15–429.4 и Co – 3.5–21.4 г/т – образуют наиболее глубокий минимум, на фоне положительного значения содержаний для Cu. РЗЭ обнаруживают сильную степень фракционирования, с резким преобладанием легких лантаноидов.

Генерация исходного расплава субщелочных вулканогенных пород (новоивановская, шумилинская и шелудивогорская толщи), а также верхнеуральского интрузивного комплекса, очевидно, происходила из неистощенной (перцолитовой) мантии (Сурин, 1997). Область зарождения магматических расплавов располагалась, по-видимому, на большей глубине по сравнению с комплексами типичных островных дуг (бугодакская и аблязовская свиты). Первичные расплавы затем претерпели дифференциацию в промежуточных очагах на глубинах 20–30 км (Язева, Бочкирев, 1998), сопровождаясь выпадением из расплава оливина, клинопироксена и титаномагнетита и накоплением летучих компонентов. В дальнейшем в периферических (приповерхностных) условиях, где сконцентрировалась флюидонасыщенная часть расплава, проис-

ходило фракционирование полевошпат-амфиболовой ассоциации минералов. Важной геохимической особенностью этой умереннощелочной вулкано-интрузивной шошонитовой ассоциации является также ее высококалиевая специализация. Кроме того, в некоторых разновидностях пород здесь установлена повышенная хромистость (до 430 г/т Cr) и повышенное содержание Nb (до 10–11 г/т), что обычно не свойственно типичным островодужным породам. Можно отметить, что повышенные содержания упомянутых микроэлементов более характерны для пород в разрезах Уйско-Новооренбургской шовной зоны, особенно в вулканитах позднего франа. В вулканитах фамена щелочность пород в основном отвечает умереннощелочной серии. Количество оксида натрия в них превышает содержание оксида калия вдвое. В трахибазальтах и трахиандезитах фаменского возраста отмечается близость соотношений в распределении Nb.

Таким образом, с запада на восток в структуре МОД в этот период времени происходит изменение состава исходных магм, контролируемых быстрой эволюцией геодинамического режима. Это, возможно, было обусловлено отрывом слэба, либо увеличением его наклона с последующим погружением в зону, где формировался субщелочный (шошонитовый) расплав: с геохимическими показателями как островодужного, так и внутриплитного (плюмового) режимов. Это позволяет рассматривать магматизм данного этапа как производный переходной геодинамической обстановки от островодужной к внутриплитной, более характерной для окраинно-континентального этапа развития Магнитогорской мегазоны в карбоне, усложненного трансформным рифтогенезом движения литосферных плит (Салихов и др., 2019; и др.).

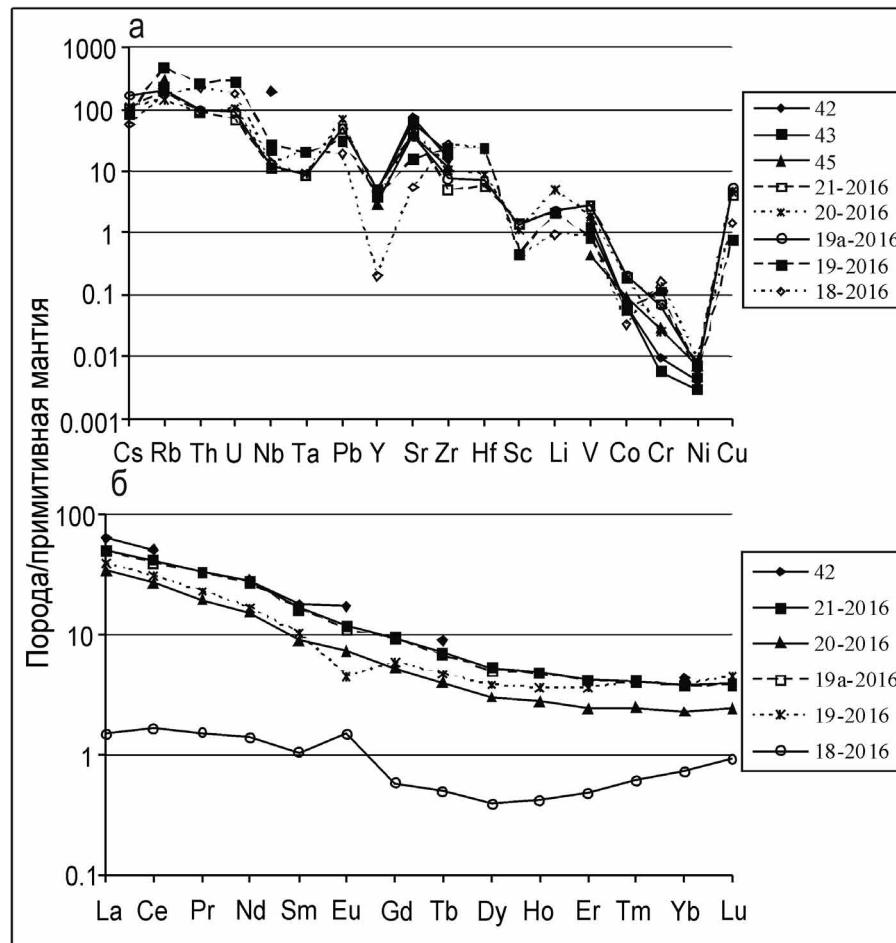


Рис. 5. Спайдерграммы пород Верхнеуральского массива.

а – редкие и рассеянные, б – редкоземельные элементы. Пробы: 42 – сиениты; 43 – кварцевые сиениты; 45 – субщелочные граниты; 21-2016, 20-2016, 19a-2016 – сиенито-диориты; 19-2016, 18-2016 – сиениты.

Fig. 5. Spidergrams of rocks of the Verkhneuralsk massif.

а – trace elements, б – REE. Sample: 42 – syenites; 43 – quartz syenites; 45 – subalkaline granites; 21-2016, 20-2016, 19a-2016 – yenite-diorites; 19-2016, 18-2016 – syenites.

#### 4. Пикритоидный магматизм Магнитогорской зоны в верхнем девоне–раннем турне

В восточном обрамлении МОД, в пределах Уйско-Новооренбургской шовной зоны, получили распространение вулканогенные и интрузивные образования пикритоидов сара-тюбинской толщи.

**Сара-тюбинская вулканогенная толща** получила распространение и на юго-западе Гумбейской подзоны Буранного блока. В составе толщи широко развиты ксенотуфы смешанного состава с пирокластикой от высокомагнезиальных пикритов до базальтов, с преобладанием меймечитов. Выделяются две пачки: нижняя сложена ксенотуфами смешанного состава, верхняя (маломощная) – вулканогенно-осадочная. Подробная характеристика рассматриваемых пород приведена в работах

А.В. Говоровой (1981), В.М. Мосейчука и Т.Н. Сурина (1998).

Сара-тюбинская толща хорошо обнажена и вскрыта скважинами. Наблюдается вулканическая ритмичность, мощность ритмов от 1 до 20 м. В нижней части ритмов в составе пирокластики преобладают пикриты, состоящие из кристаллов серпентинизированного высокомагнезиального оливина в окружении каемки из стекла, отвечающего по составу меймечиту. Пирокластика представлена шлаковидным стекловатым базальтом с вкрапленниками клинопироксена. В средней части ритмов в составе пирокластики преобладают низкомагнезиальные пикриты и пирробазальты с вкрапленниками оливина и клинопироксена. Ксенотуфы представлены обломками субвулканических пород: от магнезиальных пикри-

Таблица 6. Средние и типовые составы пород сара-тюбинской толщи

Table 6. Average and typical compositions of rocks of the Sara-tyube unit

Компонент	4870	3/84.5	Cp30	5/87.8	5/85.5	Cp45	1/53	6002-181	543	2/963.8
SiO <sub>2</sub>	38.4	41.4	45.01	42.14	40.72	44.83	46.56	44.36	48.64	51.80
TiO <sub>2</sub>	0.13	0.21	0.32	0.35	0.60	0.55	0.65	0.94	0.75	0.75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.5	3.54	5.08	6.63	7.24	8.27	10.0	14.69	14.56	18.40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.2	4.49	6.89	3.11	3.63	5.02	6.77	3.66	4.36	5.03
FeO	3.77	4.15	4.09	5.57	6.17	5.79	3.87	3.76	6.24	5.49
MnO	0.105	0.14	0.13	0.16	0.19	0.14	0.19	0.10	0.15	0.05
MgO	34.5	30.9	35.68	24.76	22.78	24.8	14.05	9.91	7.32	4.24
CaO	0.75	2.70	2.43	8.70	10.12	9.61	8.70	16.04	8.98	5.38
Na <sub>2</sub> O	0.10	0.31	0.14	0.38	0.38	0.46	1.77	0.23	1.17	0.27
K <sub>2</sub> O	0.05	<0.07	0.09	0.05	0.43	0.33	2.24	0.83	5.17	3.10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0.08	0.15	0.198	0.240	0.23	0.155	0.241	0.308	0.55
П.п.п.	13.4	10.1		6.60	6.28		4.36	4.64	2.48	3.89
Сумма	100.12	38.0		98.6	99.48		99.92	99.90	100.31	99.08

Примечание. Пробы: 4870, 3/84.5 – меймечиты; 5/87.8, 5/85.5 – пикриты; 1/53, 6002-181, 543 – базальты; 2/963.8 – базальты.

Note. Sample: 4870, 3/84.5 – meymechites; 5/87.8, 5/85.5 – picrites; 1/53, 6002-181, 543 – basalts; 2/963.8 – basalts.

тов до базальтов. Обломки имеют размеры от микроскопических до глыбовых (до 10 м). В пределах ритмов разновидности пород сменяются снизу вверх от меймечитов до умеренномагнезиальных пикритов.

**Минеральный состав пород.** Вулканиты представлены туфами и субвулканическими образованиями. Минералы представляют собой вкрапления в тонкообломочной массе. Это зерна оливина, хромшпинелидов, орто- и клинопироксена. Оливин характеризуется повышенной магнезиальностью и повышенной кальциевостью – с колебанием фаялитового компонента от 4.8 до 8.3% (Мосейчук, Сурин, 1997). Обычно составы таких оливинов объясняются “загрязнением” расплавов ксеногенным веществом или выделением оливина более ранней фазы (Лазько, 1988). Судя по высокому содержанию алюминия (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> до 0.55%) и почти полной сохранности шпинели, температура расплава при низком давлении, по-видимому, составляла 1445°C (Дир и др., 1966). Хромистые шпинелиды сара-тюбинской толщи характеризуются повышенной глиноземистостью (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 7.07–12.45%). Ромбические пироксены по составу отвечают по-граничной области между энстатитом и бронзитом – с содержанием ферросилилового минала 9.5–10.9%, кристаллизовавшимся из ультраосновной магмы. Клинопироксен по составу соответствует диопсиду и высококальциевому авгиту переменной железистости, колебания ферросилилового компонента составляют от 5 до 13%. Клинопироксенам также свойственна слабая натриевость (не выше 0.27 %). Титаномагнетит по содержа-

нию титана отвечает двум группам: низкотитанистой (TiO<sub>2</sub> – 3.9–6.0%) и высокотитанистой (TiO<sub>2</sub> – 10.5–14.1%). Предположительно они соответствуют двум разным генерациям – высокотемпературной высокотитанистой и относительно низкотемпературной низкотитанистой. Магнетит развит в виде рудной пыли (Говорова, 1981), проявившейся в процессе серпентинизации пород. Гранаты объединяются в три группы. Первую образует альмандин с примесью пироповой, спессартитовой и гроссуляровой составляющих, называемых пираль-спитами. Гранаты этой группы являются ксенокристами. Аналогичные гранаты описаны в нижнекаменноугольных вулканитах Ю. Урала (Порошин, 1988). Вторую группу составляют пираль-спиты с долей гроссуляра 26–29%. По-видимому, они имеют метаморфогенное происхождение и образовались при низких *P-T* параметрах (Мосейчук, Сурин, 1998). К третьей группе отнесены гранаты андрадит-гроссулярового ряда метасоматического происхождения (Порошин, 1988). Флогопиты присутствуют в пикритах и меймечитах в виде редких и мелких чешуй двух разновидностей – красный тетраферрифлогопит и бурый пятнистый флогопит. Первая из них отличается повышенной титанистостью (TiO<sub>2</sub> – 1.51–2.25%) и железистостью (TFeO – 3.56–7.52%), второй свойственна повышенная хромистость.

Типовые химические составы обломков субвулканических пикритоидов в туфах (табл. 6) характеризуются повышенными содержаниями глинозема (3.5–7.9%). Суммарное железо в них (8.64–10.81%) отвечает умеренным значениям стандарт-

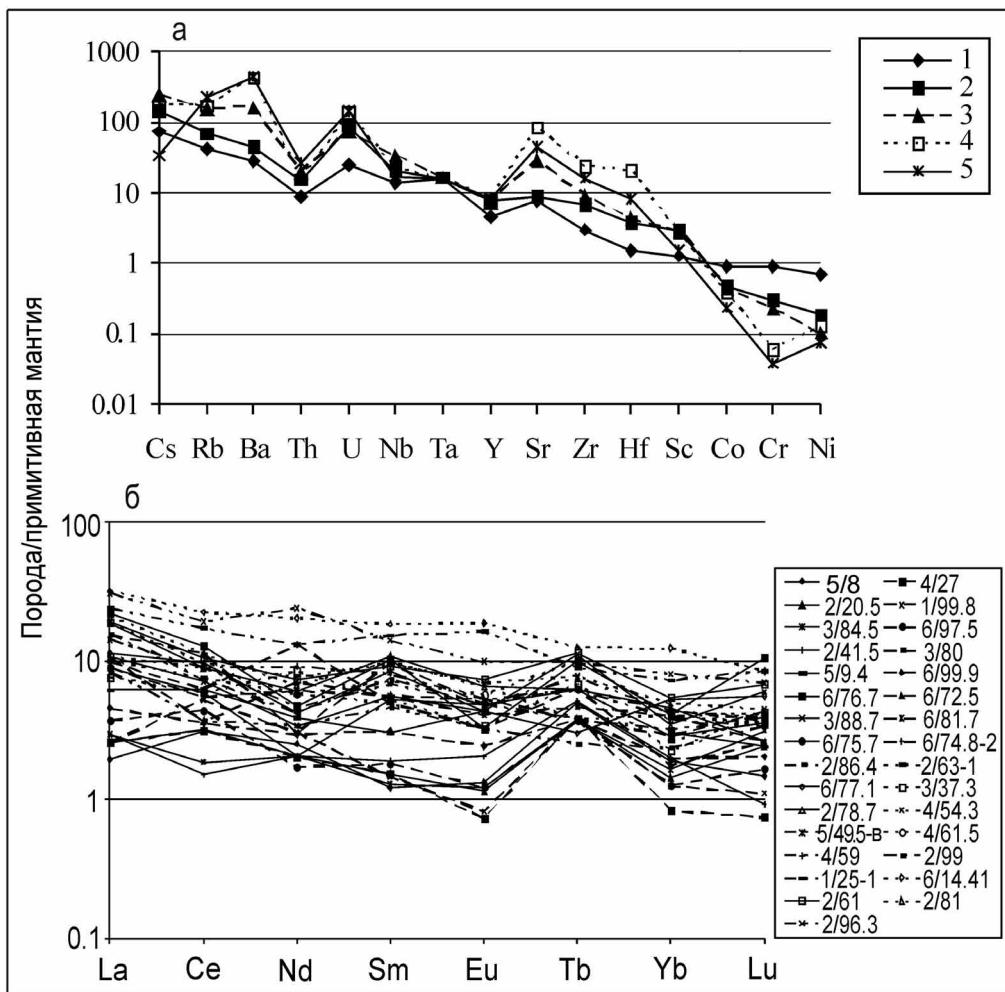


Рис. 6. Спайдерграммы средних составов пород (а) и РЗЭ (б) для вулканитов сара-тюбинской толщи. Нормировано по составу примитивной мантии (Anderson, 1987).

1 – высокомагнезиальные пикриты, 2 – пикриты, 3 – пикробазальты, 4 – базальты, 5 – андезибазальты, по данным (Мосейчук, Сурина, 1998); РЗЭ по (Салихов и др., 2019б).

**Fig. 6.** Spidergram for average compositions of volcanics (a) and REE (b) of the Sara-Tyube unit. Normalized to primitive mantle (Anderson, 1987).

1 – high-magnesial picrites, 2 – picrites, 3 – picrobasalts, 4 – basalts, 5 – andesibasalts after (Moseichuk, Surin, 1998); REE after (Salikhov et al. 2019 b).

ных пикритоидов. Содержание  $MgO$  предельно высокое (30.9–34.5) и соответствует нижней границной области. Отметим также, что щелочные компоненты в породах Сара-Тюбинского комплекса фиксируются в предельно низких количествах (0.05–0.10%), а в пикритобазальтах и базальтах они количественно увеличиваются ( $Na_2O$  – 0.23–1.74,  $K_2O$  – 0.83–5.17%), отвечая калиевой специализации. Отметим также повышенное и высокое содержание  $CaO$  (8.7–14.05%).

Данные спайдерграмм (рис. 6) свидетельствуют о том, что крупноионные литофильные микроэлементы (все в г/т):  $Cs$  – 1.17–4.0,  $Rb$  – 19.9–110,  $Ba$  – 238–2236,  $Sr$  – 120–725, как и радиоактивные эле-

менты  $U$  – 0.43–2.45, а также  $Zr$  – 25.5–191 и  $Hf$  – 0.87–4.8 – обнаруживают рост содержаний от высокомагнезиальных пород (меймечитов) к пикробазальтам, базальтам и андезибазальтам. Тогда как такие высокозарядные микроэлементы, как  $Nb$  – 6.3–15.3,  $Ta$  – 0.5, имеют более стабильные умеренно высокие концентрации. Вместе с тем  $Y$  и  $Th$  образуют заметные минимумы. Содержания  $Co$  – 25–94.7,  $Cr$  – 157–2356 и  $Ni$  – 5–10 – имеют широкий диапазон количественных вариаций и показывают глубокий отрицательный минимум. В сара-тюбинской толще по уровню их концентраций высокозарядные микроэлементы относятся к группе повышенного и высокого содержания.

Распределение РЗЭ рассмотрено на примере обломков пород в ксенотуфах. Они в основном представлены пикритами, меймечитами и меньше – базальтами. Суммарные содержания РЗЭ в них варьируют от 7.4 до 86.2 г/т, при этом в ультраосновных разновидностях пород преобладают содержания 15.7–28.5, а в базальтах – 33.6–86.2 г/т. Величины отношений La/Yb в шрисгеймитах составляют 1.5, в пикритах – 2.2–3.7, базальтах – 4.3–5.9 г/т. Отмечается небольшая отрицательная европиевая аномалия.

Исходный пикритоидный расплав по составу отвечает внутриплитному геодинамическому режиму, сформировавшемуся под влиянием мантийного диапира – плюма в задуговой области.

Сара-тюбинские вулканиты сформировались в результате эксплозии протяженных по вертикали очагов флюидонасыщенных продуктов дифференциации умеренномагнезиальной пикритовой магмы. Высокие содержания магнетита и сидерофильных элементов в породах толщи свидетельствуют о том, что образование исходной магмы вызвано высокой степенью плавления деплетированного мантийного субстрата (Сурин, 1997). Содержание Ca (0.23–0.46%) в оливинах указывает на небольшую глубину начальной стадии его кристаллизации (около 70 км) и соответствует температуре более 1300°C (Лазько и др., 1988; Шинкарев, Иванников, 1983). В дальнейшем кристаллизация продолжалась в условиях снижения количества Mg при накоплении Ca. При снижении температуры оливин вступил в реакцию с пикробазальтовым расплавом, что привело к его обеднению кальцием и накоплению щелочей. Окончательная дифференциация расплава происходила по периферии магматического очага и сопровождалась накоплением летучих компонентов и кристаллизацией высокотемпературных (1150–1100°C) клинопироксенов в режиме увеличивающегося давления. Эти условия являются близкими по составу оливин-пироксен-плагиоклазовой эвтектике при водном давлении 3 кбар. Высокая флюидонасыщенность остаточного расплава приводит к повышению фугитивности кислорода и к образованию на заключительной стадии кристаллизации пород железо-титанистых окисных фаз (титаномагнетита и ильменита).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На Южном Урале в Магнитогорской мегазоне в позднем девоне–раннем турне последовательно формировались завершающие позднеостроводужные вулкано-интрузивные и осадочные (флишевые) комплексы, которые в то же время были синхронными наиболее ранним аккреционно-коллизионным процессам (с возникновением аккреционного комплекса в зоне Уралтау) при столкновении Магнитогорской островной дуги и окраины Вос-

точно-Европейского континента. В это время еще продолжает весьма активно действовать энергетика надсубдукционного островодужного магматизма, поэтому порfirитовый состав пород отражает характерные особенности формационной принадлежности этих позднеостроводужных (и одновременно аккреционно-коллизионных) образований. Магмагенерация и ее проявления в этот период контролировались широтной линейной зональностью и разными глубинами формирования магматических очагов, отражая самостоятельность и пространственную обособленность как позднеостроводужных, так и аккреционно-коллизионных событий. Завершающий островодужный магматизм Магнитогорской палеодуги в этот период синхронно сменялся формированием внутриплитных вулкано-интрузивных образований, усиливающимся во времени. В результате этого имело место смешение разных по источникам мантийных магм: островодужных и внутриплитных плюмзаписимых. Время воздействия этого плюма на позднеостроводужный магматизм Магнитогорской палеодуги можно датировать возрастным интервалом 375–360 млн лет (фамен).

Так синхронно с типичными островодужными образованиями в восточной части МОД формируется субщелочная вулкано-интрузивная трахибазальт-монцосиенит-шошонит-латитовая формация, которая характеризуется не только повышенной щелочностью и калиевой геохимической специализацией, но и сравнительно повышенным содержанием как высокозарядных микроэлементов, в частности Nb, Zr и др., а также Sr. Эти характерные химические элементы свидетельствуют о вовлечении в магмагенерацию астеносферного диапира (Мартынов и др., 2013). В результате генерируется субщелочной расплав с геохимическими показателями переходного состава между надсубдукционным и внутриплитным геодинамическими режимами. В граничной с Восточно-Уральской мегазоной области, в пределах Уйско-Новоуренбургской шовной зоны, получили распространение вулканогенные и интрузивные образования пикритоидов сара-тюбинской толщи. Генерация пикритоидного расплава этой толщи происходила, по-видимому, на еще большей глубине в верхней мантии, чем генерация субщелочного расплава, производного для монцонит-шошонит-латитовой ассоциации пород. В составе сара-тюбинской толщи широко развиты ксенотуфы смешанного состава с пирокластикой от высокомагнезиальных пикритов до базальтов, с преобладанием меймечитов. Возраст пикритоидов этой толщи определен на основании находок брахиопод и раннетурнейских фораминифер, которые перекрыты осадками с фауной верхнего турне (кизеловский горизонт) (Мосейчук и др., 2000). Таким образом, эти пикритоиды формировались, по-

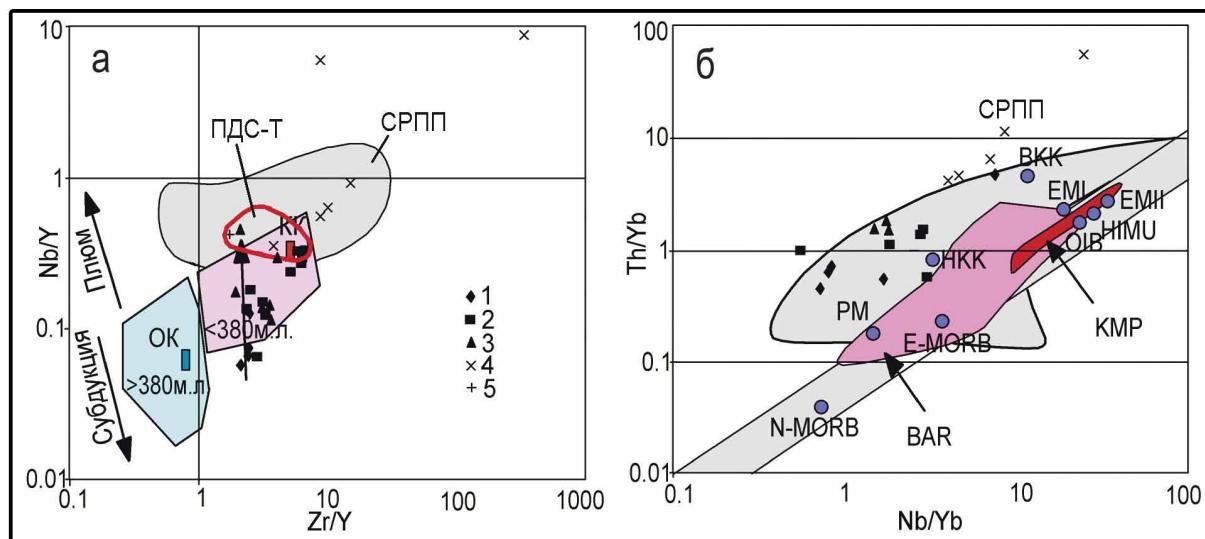


Рис. 7. Диаграммы геохимической эволюции позднеостроводужных вулканогенных и интрузивных образований, завершающих развитие Магнитогорской островной дуги.

а. Диаграмма Nb/Y-Zr/Y (Condie, 2005) отражает соотношения в магматических породах плюмависимого и субдукционного компонентов (стрелки). Верхнее серое поле СРПП – базальты, габброиды Башкирского мегантиклиниория западного склона Ю. Урала, образующие в среднем рифее крупную изверженную плюмовую провинцию (Холоднов и др., 2017), зеленое и розовое поля – габброиды Урала старше и моложе 380 млн лет соответственно, по Г.Б. Ферштатеру (2013б), из которых первые тяготеют к полю составов океанической коры ОК, а более молодые располагаются в поле континентальных базитов. ПДС-Т – пикритоиды сара-тюбинской толщи.

б. Диаграмма Th/Yb-Nb/Yb (Pearce, 2008). КМР – Красноморский рифт, по (Volker et al., 1997); ВАР – Восточно-Африканский рифт, по (Barrat et al., 1998; Lowenstern et al., 2006; Duffield et al., 1997; Daoud et al., 2010; Prestvik et al., 2010; Rooney et al., 2013). Серая линейная полоса – мантийная последовательность и точки средних составов мантийных (N-MORB, E-MORB, OIB и др.) и коровых источников (ВКК и НКК – верхняя и нижняя континентальная кора).

1 – базальты бугодакской свиты; 2 – вулканиты и гипербазиты аблязовской свиты; 3 – вулканиты шелудивогорской свиты; 4 – верхнеуральский субщелочинный интрузивный комплекс; 5 – породы сара-тюбинской толщи – красный овал с буквенным обозначением ПДС-Т.

Fig. 7. Diagrams of a chemical evolution of late-island arc volcanogenic and intrusive rocks, closing the development of the Magnitogorsk island arc.

а. Diagram Nb/Y-Zr/Y (Condie, 2005) as a reflection of relationship of a plume-dependent and subductional components in magmatic rocks (arrows). Fields: the upper grey СРПП – basalts, gabbroids of the Bashkirian meganticlinorium of the western slope of the Southern Urals – forming in the Middle Riphean a LIP (Kholodnov et al., 2017), green and red fields – gabbroids of the Urals, older than and younger than 380 Ma, respectively, after (Fershtater, 2013), the former are close to the field of compositions of the oceanic crust (OK), and the latter take the field of continental basites. ПДС-Т – picriticoids of the Sara-tyube unit.

б. The diagram Th/Yb-Nb/Yb (Pearce, 2008). The following fields are shown: КМР – Red Sea rift, after (Volker et al., 1997); ВАР – East African rift, after (Barrat et al., 1998; Lowenstern et al., 2006; Duffield et al., 1997; Daoud et al., 2010; Prestvik et al., 2010; Rooney et al., 2013). Grey linear band – a mantle succession and points of medium compositions of the mantle (N-MORB, E-MORB, OIB and oth.) and mantle sources (ВКК и НКК – the upper and lower continental crust).

1 – basalts of the Bugodak Formation; 2 – volcanics and ultramafics of the Abliazovo Formation; 3 – volcanics of the Sheludivogorsk Formation; 4 – Verkhneuralsk subalkaline intrusive complex; 5 – rocks of Sara-tyube unit – red circle with ПДС-Т letters.

видимому, субсинхронно или достаточно близко во времени со субщелочными породами трахибазальт-монцосиенит-шошонит-латитовой формации. Генерация пикритоидного расплава происходила на более глубоком мантийном уровне, при температуре расплава выше 1300°C и предельном давлении до 18 кбар, что соответствует глубине в 70–75 км (Шинкарев, Иванников, 1983). Возможно, что источник расплава мог соответствовать плюмависимому составу мантийной “горячей точки”. Здесь же началась кристаллизация расплава, которая продолжалась и при его подъеме на поверхность.

Геохимические данные свидетельствуют о том, что в последовательно формирующихся позднеостроводужных свитах и комплексах МОД происходит направленный рост содержаний не только крупноионных лиофильных элементов Cs, Rb, Ba, но и высокозарядных (до 10 раз и более) элементов Nb, Ta, Y и других, что отличает эти вулканиты от типично островодужных, связанных с дегидратацией слэба. Тренд отношений высокозарядных элементов (Nb/Y и Zr/Y) наглядно показан на диаграммах рис. 7, характеризующих рост доли в островодужных магматических породах плюмависимых компонентов. Так, в вулканитах бугодак-

ской свиты Nb/Y отношение составляет 0.06–0.07, в порфиритах аблязовской свиты – 0.12–0.18, в вулканических шошонит-латитовой серии – 0.14–0.30, в субщелочных интрузивных породах Верхнеуральского массива – 0.30–0.55, а в пикритоидах сара-тюбинской толщи – 0.36–0.61. При этом отношение Zr/Y остается практически постоянным. Сара-тюбинские пикритоиды, как и монцодиориты, монцогаббро Верхнеуральского массива, уверенно попадают (см. рис. 7) в поле среднерифейских пород (базальты, габброиды) Башкирского мегантиклинория западного склона Ю. Урала, образующих здесь в среднем рифею крупную изверженную плюмависимую (КМП, или LIP) провинцию (Холоднов и др., 2017; Пучков, 2018).

Проявление подобной геохимической эволюции позднеостроводужных комплексов МОД свидетельствует о формировании их в процессе смешения разных по источникам магм. В результате смешения в магмы субдукционного генезиса последовательно с количественным нарастанием во времени добавлялся плюмовый компонент. Об этом, например, может свидетельствовать сопоставление данных по составу наиболее ранних и самых поздних серий МОД позднего девона–раннего карбона.

Химические составы вулканитов более ранней островодужной андезито-базальтовой серии (%):  $\text{SiO}_2$  – 49.0–54.9;  $\text{TiO}_2$  – 0.7–1.0;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 16.0–18.0;  $\text{TFeO}$  – 5.9–10.7;  $\text{MgO}$  – 4.4–10.0,  $\text{CaO}$  – 5.8–9.8,  $\text{Na}_2\text{O}$  – 2.8–4.0,  $\text{P}_2\text{O}_5$  – 0.5–1.7; высокозарядные элементы (г/т): Nb – 0.78–3.3, Zr – 28.1–75, Ta – 0.04–0.08, Hf – 0.95–1.09, Y – 11.7–25; другие компоненты (г/т): Cr – 30–103, Co – 23–35.4, Ni – 20.8–57.1, Rb – 8.1–24, Sr – 280–369, Sc – 20–30, Cs – 0.06–0.5.

Пикриты и меймечиты самого позднего сара-тюбинского комплекса представлены составами (%):  $\text{SiO}_2$  – 32.4–47.8,  $\text{TiO}_2$  – 0.54–0.66,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 4.9–12.3,  $\text{TFeO}$  – 8.7–11.8,  $\text{MgO}$  – 13.9–29.7,  $\text{CaO}$  – 8.6–12.8,  $\text{Na}_2\text{O}$  – 0.1–1.25,  $\text{K}_2\text{O}$  – 0.1–2.6,  $\text{P}_2\text{O}_5$  – 0.2–0.3; высокозарядные элементы (г/т): Nb – 6.3–15.3, Zr – 25.5–140; другие компоненты: Y – 15–28, Sc – 15–37, Cr – 103–810, Co – 25–52, Ba – 140–2286, Rb – 20–110, Cs – 0.5–4.

Для вулканитов шошонит-латитовой серии характерны составы промежуточного типа (%):  $\text{SiO}_2$  – 48–57,  $\text{TiO}_2$  – 0.67–0.9,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 14.6–16.8,  $\text{TFeO}$  – 4.2–7.4,  $\text{MgO}$  – 3.4–11.0,  $\text{CaO}$  – 4.1–8.7,  $\text{Na}_2\text{O}$  – 2.7–6.5,  $\text{K}_2\text{O}$  – 1.6–3.8; высокозарядные элементы (г/т): Nb – 3.6–9.0, Zr – 32–99, Y – 18–51; другие компоненты: Cr – 104–250, Co – 21–40, Ni – 52–82, Rb – 33–223, Sr – 215–1517, Sc – 0.65–2.25.

В целом, породы сара-тюбинской толщи по своему составу ближе всего отвечают внутриплитному геодинамическому режиму, проявившемуся в пределах Уйско-Новооренбургской шовной зоны (бывшей задуговой области МОД), под влиянием воздействия позднедевонского мантийного диапира – плюма.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бабкин В.В., Шалагинов Э.В., Малолетко И.Г. (1971) Отчет о результатах геолого-съемочных работ на площади планшетов N-40-84-Б, N-41-61-В, N-41-73-А, проведенных Сухтелинским геолого-съемочным отрядом в Верхнеуральском и Уйском районах Челябинской области в 1966–1971 гг. Т. 1–4. Челябинский ТГФ.
- Бочкарев В.В., Сурин Т.Н. (1993) Вулканогенные формации и геодинамическое развитие Учалино-Александриинской и Режевской зон Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 80 с.
- Геологическая карта Урала масштаба 1 : 200 000. (1967) Ред. И.Д. Соболев.
- Говорова А.В. (1981) Ультраосновные автомагматические брекции Южного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 44 с.
- Дир У.А., Хаун Р.А., Зусман Дж. (1965) Породообразующие минералы. I. Ортопироксены и кольцевые силикаты. II. Цепочечные силикаты. М.: Мир, 372 и 407 с.
- Заварицкий А.Н. (1961) Гора Магнитная и ее месторождения железных руд. Избранные труды. Т. III. М.: Изд-во АН СССР, 750 с.
- Иванов К.С., Пучков В.Н., Пелевин И.А. (1996) К геологии Уральских гор Южного Урала. Ежегодник-1995. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 40–45.
- Кепежинская П.К. (1990) Кайнозойские вулканические серии обрамления окраинных морей. М.: Наука, 174 с.
- Кепежинская П.К., Кравченко-Бережная П.П., Гулько Н.И. (1988) Кайнозойский шошонитовый магматизм Северной Камчатки и проблема тектонической интерпретации островодужной шошонитовой серии. Магматовые формации зон активизации на разных этапах эволюции литосферы. Новосибирск: Наука, 98–114.
- Коновалова Е.В., Холоднов В.В., Прибавкин С.В., Замятин Д.А. (2013) Элементы-минерализаторы (серы и галогены) в апатитах Шарташского гранитного массива и Березовского золоторудного месторождения. Литосфера, (6), 65–72.
- Кутолин В.А. (1969) Статистическое изучение химизма базальтов разных формаций. М.: Наука, 143 с.
- Лазыко Е.Е. (1988) Кимберлиты. Типоморфизм породообразующих минералов ультрабазитов. Магматические горные породы. 5. Ультраосновные породы. М.: Наука, 196–217.
- Мартынов Ю.А., Ханчук А.И. (2013) Кайнозойский вулканализм Восточного Сихотэ-Алиня: результаты и перспективы петрологических исследований. Петрология, 21(1), 94–108.
- Маслов В.А., Артюшкова О.В., Нурмухаметов Э.М. (1999) Франские отложения Магнитогорского мегасинклинория. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 82 с. Препринт.
- Маслов В.А., Артюшкова О.В. (2010) Стратификация и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграф-Сервис, 288 с.
- Мосейчук В.М., Сурин Т.Н. (1998) Фамен-турнейская базальт-пикритовая (сара-тюбинская) толща Восточно-Магнитогорской зоны Южного Урала: геология, геохимия, минералогия и петрогенез. Уфа, УНЦ РАН, 118 с.
- Мосейчук В.М., Сурин Т.Н., Яркова А.В., Кашина Л.В.

- (1995) Магнитогорское рудное поле. Путеводитель геологической экскурсии по основным месторождениям Магнитогорского рудного поля. Уфа: УНЦ РАН, 24 с.
- Мосейчук В.М., Яркова А.В., Михайлов И.Г. (2000) Отчет о геологическом доизучении масштаба 1 : 200 000 листов N-40-XXIV, XXX (новая серия). Магнитогорская площадь. Кн. 1. Челябинск, ТГФ.
- Мосейчук В.М., Яркова А.В., Поплавская Н.Л. (1990) Отчет о геологическом доизучении масштаба 1 : 25 000, среднемасштабном глубинном геологическом картировании и общих поисках железных руд на Магнитогорской площади, выполненных Геолого-геофизической партией в 1985-90 гг. Листы N-40-95-А, Б, В. Т. 1-9. Челябинский ТГФ. 2360 с.
- Нестеренко Г.В., Аристин А.А. (1993) Глубины кристаллизации базальтовой магмы. *Геохимия*, (1), 77-87.
- Плюснин К.П., Плюснина А.А. (1965) Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Южноуральская. Лист N – 40 – XXX. Объяснительная записка. М.: Недра, 104 с.
- Порошин Е.Е. (1988) Гранаты нижнекаменноугольных вулканитов Магнитогорского синклиниория Урала и ассилияция вещества коры. *Докл. АН СССР*, **300**(4), 914-918.
- Пучков В.Н. (2018) Плюм-зависимый гранит-риолитовый магматизм. *Литосфера*, **18**(5), 692-705.
- Салихов Д.Н., Митрофанов В.А. (1994) Интрузивный магматизм верхнего девона–нижнего карбона Магнитогорского мегасинклиниория (Южный Урал) Уфа: УНЦ РАН, 142 с.
- Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Осипова Т.А., Рахимов И.Р. (2016) Каменноугольно-пермский магматизм и связанное с ним оруденение (Магнитогорская и Восточно-Уральская мегазоны Южного Урала). *Литосфера*, (5), 35-57.
- Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Пучков В.Н., Рахимов И.Р. (2019а) Субдукция, коллизия и плюмы в эпоху позднепалеозойского магматизма Магнитогорской зоны Южного Урала. *Литосфера*, **19**(2), 191-208.
- Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Пучков В.Н., Рахимов И.Р. (2019) Магнитогорская зона Южного Урала в позднем палеозое: магматизм, флюидный режим, металлогения, геодинамика. М.: Наука. 2019. 392 с.
- Салихов Д.Н., Яркова А.В., Салихова Р.Н., Мосейчук В.М. (1987) Вулканализм позднего девона Магнитогорского мегасинклиниория (геология, петрохимия, геохимия) Уфа. ИГ БФАН СССР, 33 с. Препринт.
- Смирнов Г.А., Смирнова Т.А., Клюжина М.Л., Анфимов Л.В. (1974) Материалы к палеогеографии Урала. Очерк V. Франский век. М.: Наука, 218 с.
- Сурин Т.Н. (1997) Петролого-минералогические исследования магматитов Восточно-Магнитогорского пояса (Южный Урал). Миасс, 309 с.
- Ферштатер Г.Б. (1966) Магнитогорская габбро-гранитная интрузия. Свердловск: Изд-во ИГ УФАН, 123 с.
- Ферштатер Г.Б. (1987) Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 263 с.
- Ферштатер Г.Б. (2013а) Магматизм эпохи закрытия Уральского палеоокеана и формирования подвижного пояса: состав, особенности эволюции, источники. *Петрология*, **21**(2), 202-224.
- Ферштатер Г.Б. (2013б) Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 368 с.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А., Гущин А.В., Фролов В.Т., Сывороткин В.Л. (1985) Происхождение вулканических серий островных дуг. М.: Недра, 275 с.
- Холоднов В.В., Бушляков И.Н. (2002) Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург: УрО РАН, 392 с.
- Холоднов В.В., Салихов Д.Н., Шагалов Е.С., Коновалова Е.В., Рахимов И.Р. (2015) Роль галогенов и серы в апатитах при оценке потенциальной рудоносности позднепалеозойских габброидов Западно-Магнитогорской зоны (Ю. Урал) на Cu-Ni, Fe-Ti и Au оруденение. *Минералогия*, (3), 45-61
- Холоднов В.В., Серавкин И.Б., Косарев А.М., Коновалова Е.В., Шагалов Е.С. (2016) Распределение галогенов и серы в апатитах медно-порфировых месторождений Южного Урала (новые данные). *Минералогия*, (1), 54-65
- Холоднов В.В., Ферштатер Г.Б., Шагалов Е.С., Шардакова Г.Ю. (2017) Рифейский магматизм и рудообразование, предшествующие раскрытию Уральского палеоокеана (Западный склон Южного Урала). *Литосфера*, **17**(2), 5-26.
- Шинкарев Н.Ф., Иванников В.В. (1983) Физико-химическая петрология изверженных пород. Л.: Недра, 271 с.
- Штейнберг А.Д., Сурин Т.Н., Абдулин Р.З. (1990) Отчет о геологическом доизучении поверхности палеозойского фундамента масштаба 1 : 25 000, среднемасштабном объемном геологическом картировании и общих поисках медноколчеданных руд на Орловской площади в пределах трапеций N-40-71-Г, N-40-83-Б, проведенных Орловским геолого-съемочным отрядом в 1985–1990 гг. Т. 1–7. Челябинск, ТГФ.
- Штейнберг А.Д., Сурин Т.Н. (1987) Средне-позднедонинский вулканализм Магнитогорского прогиба. *Эволюция магматизма Урала*. Свердловск, 155-157.
- Язева Р.Г., Бочкарев В.В. (1998) Геология и геодинамика Южного Урала (опыт геодинамического картирования). Екатеринбург, 203 с.
- Anderson D.L. (1987) The depth of mantle reservoirs. *Magma Processes: Physicochemical Principles Geochemical Society, Special Publ.* (Ed. B.O. Mysen), (1), 3-11.
- Barrat J.-A., Fourcade S., Jahn B.-M., Cheminee J.-L., Capdevila R. (1998) Isotope (Sr, Nd, Pb, O) and trace-element geochemistry of volcanics from the Erta-Ale Range (Ethiopia). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **80**, 85-100.
- Condie K.C. (2005) High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes. *Lithos*, **79**, 491-504.
- Daoud M.A., Maury R.C., Barrat J.-A., Taylor R.N., Le Gall B., Guillou H., Cotten J., Rolet J. (2010) A LREE-depleted component in the Afar plume: further evidence from Quaternary Djibouti basalts. *Lithos*, **114**, 327-336.
- Duffield W.A., Bullen T.D., Clynnne M.A., Fournier R.O., Janik C.J., Lanphere M.A., Lowenstern J.B., Smith J.G., Woldegiorgis L., Kahsai G., Weldemariam K., Tesfai T. (1997) Geothermal potential of the Alid volcanic center, Danakil depression, Eritrea. *U. S. Geol. Surv. open file rept.*, (97-291), 1-62.
- Lowenstern J.B., Charlier Bruce L.A., Clynnne M.A., Wooden J.L. (2006) Extreme U-Th disequilibrium in rift-related basalts, rhyolites and granophyric granite and the timescale of rhyolite generation, intrusion and crystal-

- lization at Alid volcanic center, Eritrea. *J. Petrol.*, (47), 2105-2122.
- Lyubetskaya T., Korenaga J. (2007) Chemical composition of earth's primitive mantle and its variance. *J. Geophys. Res.*, **112**, 1-21.
- Pearce J.A. (2008) Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, **100**, 14-48.
- Peng G., Luhr J.F., McGee J.J. (1997) Factors controlling sulfur concentrations in volcanic apatite. *Amer. Mineral.*, (82), 1210-1224.
- Prestvik T., Scherer E.E., Mezger K., Danyushevsky L.V. (2010) Geochemical characteristics and Sr-Nd-Hf isotope compositions of mantle xenoliths and host basalts from Assab, Eritrea: implications for the composition and thermal structure of the lithosphere beneath the Afar depression. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **159**, 731-751.
- Rooney T.O., Mohr P.A., Dosso L., Hall C.M. (2013) Geochemical evidence of mantle reservoir evolution during progressive rifting along the western Afar margin. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, (102), 65-88.
- Sun S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc. London*, **42**, 313-345.
- Volker F., Altherr R., Jochum K.P., McCulloch M.T. (1997) Quaternary volcanic activity of the southern Red sea: new data and assessment of models on magma sources and Afar plume-lithosphere interaction. *Tectonophysics*, **278**, 15-29.
- Dier U.A., Haun R.A., Zusman J. (1965). *Porodoobrazuyushchie mineraly. I. Ortopiroxeny i koltsevye silikaty. II. Tsepochechnye silikaty* [Rock-forming minerals. I. Orthopyroxenes and ring silicates. II. Chain silicates]. Moscow, Mir Publ., 372 p. and 407 p. (In Russian)
- Duffield W.A., Bullen T.D., Clyne M.A., Fournier R.O., Janik C.J., Lanphere M.A., Lowenstern J.B., Smith J.G., Woldegiorgis L., Kahsai G., Woldemariam K., Tesfai T. (1997) Geothermal potential of the Alid volcanic center, Danakil depression, Eritrea. *U. S. Geol. Surv. open file rept.* (97-291), 1-62.
- Fershtater G.B. (1966). *Magnitogorskaya gabbro-granitnaya intruziya* [Magnitogorsk gabbro-granite intrusion]. Sverdlovsk, IG UF Akad. Nauk SSSR, 123 p. (In Russian)
- Fershtater G.B. (1987). *Petrologiya glavnnykh intruzivnykh assotsiatsii* [Petrology of the main intrusive associations]. Moscow, Nauka Publ., 263 p. (In Russian)
- Fershtater G.B. (2013a). Magmatism of the epoch of closure of the Uralian paleocean and formation of the mobile belt: composition, specifics of evolution, sources. *Petrologiya*, **21**(2), 202-224. (In Russian)
- Fershtater G.B. (2013b) *Paleozoiskii intruzivnyi magmatizm Srednego i Yuzhnogo Urala* [Paleozoic intrusive magmatism of Middle and Southern Urals]. Ekaterinburg, UrO RAN, 368 p. (In Russian)
- Frolova N.I., Burikova I.A., Gushchin A.V., Frolov V.T., Syvorotkin V.L. (1985) *Proiskhozhdenie vulkanicheskikh serii ostrovnykh dug* [The origin of volcanic series of island arcs]. Moscow, Nedra Publ., 275 p. (In Russian).
- Geologicheskaya karta Urala masshtaba 1 : 200 000 (Geological map of the Urals, scale 1 : 200 000). (1967) (Ed. I.D. Sobolev). (In Russian)
- Govorova A.V. (1981) *Ul'traosnovnye avtomagmaticheskie brekchii Yuzhnogo Urala* [Ultramafic automagmatic breccias of the Southern Urals]. Sverdlovsk, UNTS AN SSSR, 44 p. (In Russian)
- Kepezhinskas P.K. (1990) *Kainozoiskie vulkanicheskie serii obramleniya okrainnykh morei* [Cenozoic volcanic series of frames of marginal seas]. Moscow, Nauka Publ., 174 p. (In Russian)
- Kepezhinskas P.K., Kravchenko-Berezhnaya P.P., Gul'ko N.I. (1988) Cenozoic shoshonitic magmatism of the Northern Kamchatka and a problem of tectonic interpretation of the island-arc shoshonitic series. *Mafitovye formatii zon aktivizatsii na raznykh etapakh evolyutsii litosfery* [Mafitic formations of activation zones at different stages of evolution of lithosphere]. Novosibirsk, Nauka Publ., 98-114. (In Russian)
- Kholodnov V.V., Bushlyakov I.N. (2002) *Galogeny v endogennom rudoobrazovanii* [Galgens in endogenic ore formation]. Ekaterinburg, UB RAS, 392 p. (In Russian)
- Kholodnov V.V., Fershtater G.B., Shagalov E.S., Shardakova G.Yu. (2017) Riphean magmatism and ore formation, preceding the opening of the Uralian paleo-ocean (Western slope of the Southern Urals). *Litosfera*, **17**(2), 5-26. (In Russian)
- Kholodnov V.V., Salikhov D.N., Shagalov E.S., Konovalova E.V., Rakhimov I.R. (2015) The role of galogens and sulfur in apatites for evaluation of a potential mineralization of Late Paleozoic gabbroids of the West Magnitogorsk zone (Southern Urals) for Cu-Ni, Fe-Ti and Au ore mineralization. *Mineralogiya*, (3), 45-61. (In Russian)
- Kholodnov V.V., Seravkin I.B., Kosarev A.M., Konovalova

## REFERENCES

- Anderson D.L. (1987) The depth of mantle reservoirs. *Magmatic Processes: Physicochemical Principles Geochem. Soc., Spec. Publ.* (Ed. B.O. Mysen), (1), 3-11.
- Babkin V.V., Shalaginov E.V., Maloletko I.G. (1971) *Otchet o rezul'tatakh geologo-s'emochnykh rabot na ploschadi planshetov N-40-84-B, N-41-61-C, N-41-73-A, provedennykh Sukhtelinskym geologo-s'emochnym otрядом v Verkhneural'skom i Uiskom rayonakh Chelyabinskoi oblasti v 1966-1971 gg.* [Report on the results of geological survey work on the area of the planchettes N-40-84-B, N-41-61-C, N-41-73-A, carried out by the Sukhtelinskiy geological survey team in the Verkhneuralsk and Uisk districts of the Chelyabinsk region in 1966-1971] V. 1-4. Chelyabinsk TGF. (In Russian, unpublished)
- Barrat J.-A., Fourcade S., Jahn B.-M., Cheminee J.-L., Capdevila R. (1998) Isotope (Sr, Nd, Pb, O) and trace-element geochemistry of volcanics from the Ert-Ale Range (Ethiopia). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **80**, 85-100.
- Bochkarev V.V., Surin T.N. (1993) *Vulkanogenennye formatii i geodinamicheskoe razvitiye Uchalino-Aleksandrinskoi i Rezhevskoi zon Urala* [Volcanogenic formations and geodynamic development of the Uchaly-Aleksandrinsk and Rezh zones of the Urals]. Ekaterinburg, Nauka Publ., 80 p. (In Russian)
- Condie K.C. (2005) High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes. *Lithos*, **79**, 491-504.
- Daoud M.A., Maury R.C., Barrat J.-A., Taylor R.N., Le Gall B., Guillou H., Cotten J., Rolet J. (2010) A LREE-depleted component in the Afar plume: further evidence

- va E.V., Shagalov E.S. (2016) Distribution of galogens and sulfur in apatites of copper porphyry deposits of the Southern Urals (new data). *Mineralogiya*, (1), 54-65. (In Russian)
- Konovalova E.V., Kholodnov V.V., Pribavkin S.V., Zamyatin D.A. (2013) Elements-mineralizers (sulfur and galogens) in apatites of the Shartash massif and Berezovsky gold deposit). *Lithosfera*, (6), 65-72. (In Russian)
- Kutolin V.A. (1969) *Statisticheskoe izuchenie khimizma bazal'tov raznykh formatsii* [Statistical study of a chemistry of basalts of various formations]. Moscow, Nauka Publ., 143 p. (In Russian)
- Laz'ko E.E. (1988) Kimberlites. Tipomorphism of rock-forming minerals of the ultramafites. *Magmatichekie porody. 5. Ul'traosnovnye porody* [Magmatic rocks. 5. Ultramafic rocks]. Moscow, Nauka Publ., 196-217. (In Russian)
- Lowenstern J.B., Charlier Bruce L.A., Clyne M.A., Wooden J.L. (2006) Extreme U-Th disequilibrium in rift-related basalts, rhyolites and granophytic granite and the timescale of rhyolite generation, intrusion and crystallization at Alid volcanic center, Eritrea. *J. Petrol.*, **47**, 2105-2122.
- Lyubetskaya T., Korenaga J. (2007) Chemical composition of earth's primitive mantle and its variance. *J. Geophys. Res.*, **112**, 1-21.
- Martynov Yu.A., Khanchuk A.I. (2013) Cenozoic volcanism of Eastern Sikhote-Alin: Results and prospects of petrological research. *Petrologiya*, **21**(1), 94-108. (In Russian)
- Maslov V.A., Artiushkova O.V. (2010) *Stratifikatsiya i korelyatsiya devonikh otlozhenii Magnitogorskoi megazony Yuzhnogo Urala* [Stratification and correlation of Devonian deposits of Magnitogorsk megazone of the Southern Urals]. Ufa, DizainPoligrafServis Publ., 288 p. (In Russian)
- Maslov V.A., Artiushkova O.V., Nurmukhametov E.M. (1999) *Franskie otlozheniya Magnitogorskogo megasinklinoriya* [Frasnian deposits of the Magnitogorsk megasynclinorium]. Preprint. Ufa, IG USC RAS, 82 p. (In Russian)
- Moseichuk V.M., Surin T.N. (1998) *Famen-turneiskaya bazal't-pikritovaya (sara-tyubinskaya) tolshcha Vostochno-Magnitogorskoi zony Yuzhnogo Urala: geologiya, geokhimiya, mineralogiya i petrogenesi* [Fammenian-Tournaisean basal't-picrite (Sara-Tyube) strata of the East Magnitogorsk zone of the Southern Urals: geology, geochemistry, mineralogy and petrogenesis]. Ufa, IG USC RAS, 118 p. (In Russian)
- Moseichuk V.M., Surin T.N., Yarkova A.V., Kashina L.V. (1995) *Magnitogorskoe rudnoe pole. Putevoditel' geologicheskoi ekskursii po osnovnym mestorozhdeniyam Magnitogorskogo rudnogo polya* [The Magnitogorsk ore field. Guide for a geological tour of the main deposits of the Magnitogorsk ore field]. Ufa: UNTs RAN, 24 p. (In Russian)
- Moseichuk V.M., Yarkova A.V., Mikhailov I.G. (2000) *Otchet o geologicheskem doizuchenii masshtaba 1 : 200 000 listov N-40-XXIV, XXX (novaya seriya). Magnitogorskaya ploshchad'* [Report on additional geological exploration, scale 1 : 200 000 sheets N-40-XXIV, XXX (new series). Magnitogorsk area]. V. 1. Chelyabinsk TGF. (In Russian, unpublished)
- Moseichuk V.M., Yarkova A.V., Poplavskaya N.L. (1990) *Otchet o geologicheskem doizuchenii masshtaba 1 : 25 000, srednemasshtabnom glubinnom geologicheskom kartirovaniu i obshchikh poiskakh zheleznykh rud na Magnitogorskoi ploshchadi, vypolnennykh Geologo-geofizicheskoi partiei v 1985-1990 gg. Listy N-40-95-A, B, C* [Report on additional geological exploration at a scale of 1 : 25 000, medium-scale deep geological mapping and general prospecting for iron ores in the Magnitogorsk area, carried out by the Geological and Geophysical Party in 1985-90. Sheets N-40-95-A, B, C]. Chelyabinsk TGF. 2360 p. (In Russian, unpublished).
- Nesterenko G.V., Ariskin A.A. (1993) The depth of crystallization of basalt magmas. *Geokhimiya*, (1), 77-87. (In Russian)
- Peng G., Luhr J.F., McGee J.J. (1997) Factors controlling sulfur concentrations in volcanic apatite. *Amer. Mineral.*, (82), 1210-1224.
- Pearce J.A. (2008) Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos.*, (100), 14-48.
- Plyusnin K.P., Plyusnina A.A. (1965) *Geologicheskaya karta SSSR mashtaba 1 : 200 000. Seriya Yuzhnouralskaya. List N-40-XXX. Ob'yasnitel'naya zapiska* [Geological map of USSR, scales 1 : 200 000. South Uralian series. Sheet N-40-XXX. Explanatory notes]. Moscow, Nedra Publ., 104 p. (In Russian)
- Poroshin E.E. (1988) Garnets of the Lower Carboniferous volcanics of the Magnitogorsk synclinorium of the Urals and assimilation of the crust substance. *Dokl. AN SSSR*, **300**(4), 914-918. (In Russian)
- Prestvik T., Scherer E.E., Mezger K., Danyushevsky L.V. (2010) Geochemical characteristics and Sr-Nd-Hf isotope compositions of mantle xenoliths and host basalts from Assab, Eritrea: implications for the composition and thermal structure of the lithosphere beneath the Afar depression. *Contrib. Mineral. Petrol.*, (159), 731-751.
- Puchkov V.N. (2018) Plume-dependent granite- rhyolite magmatism. *Litosfera*, **18**(5), 692-705. (In Russian)
- Rooney T.O., Mohr P.A., Dosso L., Hall C.M. (2013) Geochemical evidence of mantle reservoir evolution during progressive rifting along the western Afar margin. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, (102), 65-88.
- Salikhov D.N., Kholodnov V.V., Osipova T.A., Rakhimov I.R. (2016) Carboniferous-Permian magmatism and ore mineralization, connected with it (Magnitogorsk and East-Uralian megazones of the Southern Urals). *Litosfera*, (5), 35-57. (In Russian)
- Salikhov D.N., Kholodnov V.V., Puchkov V.N., Rakhimov I.R. (2019) Subduction, collision and plumes in the epoch of the Late Paleozoic magmatism of the Magnitogorsk zone of the Southern Urals. *Litosfera*, **19**(2), 191-208. (In Russian)
- Salikhov D.N., Mitrofanov V.A. (1994) Intruzivnyi magmatizm verkhnego devona – nizhnego karbona Magnitogorskogo megasinklinoriya (Yuzhnyi Ural) [Intrusive magmatism of the Upper Devonian-Lower Carboniferous of the Magnitogorsk megasynclinorium (Southern Urals)]. Ufa, USC RAS, 142 p. (In Russian)
- Salikhov D.N., Yarkova A.V., Salikhova R.N., Moseichuk V.M. (1987) *Vulkanizm pozdneego devona Magnitogorskogo megasinklinoriya (geologiya, petrokhimiya, geokhimiya)* [Volcanism of the Late Devonian of the Magnitogorsk megasynclinorium (geology, petrochemistry, geochemistry)]. Preprint. Ufa, IG Bash. FAN SSSR. 33 p. (In Russian)

- Shinkarev N.F., Ivannikov V.V. (1993) *Fiziko-khimicheskaya petrologiya izverzhennykh porod* [Physicochemical petrology of igneous rocks]. St.Petersburg, Nedra Publ., 271 p. (In Russian)
- Shteinberg A.D., Surin T.N., Abdullin R.Z. (1990) *Otchet o geologicheskem doizuchenii poverkhnosti paleozoiskogo fundamenta masshtaba 1 : 25 000, srednemasshtabnom ob'emnom geologicheskem kartirovaniu i obshchikh poiskakh mednokolchedannykh rud na Orlovskoi ploshchadi v predelakh trapetsii N-40-71-G, N-40-83-B, provedennykh Orlovskim geologo-s'emochnym otryadom v 1985–1990 gg.* [Report on the additional geological study of the surface of the Paleozoic basement at a scale of 1 : 25 000, medium-scale volumetric geological mapping and general prospecting for copper pyrite ores in the Orlovskaya area within the sheets N-40-71-D, N-40-83-B carried out by the Orlovskiy geological survey team in 1985–1990]. V. 1–7. Chelyabinsk TGF. (In Russian, unpublished)
- Shteinberg A.D., Surin T.N. (1987) Middle-Late Devonian volcanism of Magnitogorsk. *Evoliutsiya magmatizma Urala* [Evolution of Urals magmatism]. Sverdlovsk, UF AN SSSR, 155–157. (In Russian)
- Smirnov G.A., Smirnova N.A., Klyuzhina M.L., Anfimov L.V. (1974). *Materialy k paleogeografiu Urala*. *Ocherk V. Franskii vek* [Materials for paleogeography of the Urals. Sketch V. Frasnian age]. Moscow, Nauka Publ., 218 p. (In Russian)
- Sun S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc.*, London, (42), 313–345.
- Surin T.N. (1997) Petrologo-mineralogicheskie issledovaniya magmatitov Vostochno-Magnitogorskogo poyas (Yuzhnyi Ural) [Petrological-mineralogical studies of magmatic rocks of the Eas-Magnitogorsk belt]. Miass, 309 p. (In Russian)
- Volker F., Altherr R., Jochum K.P., McCulloch M.T. (1997) Quaternary volcanic activity of the southern Red sea: new data and assessment of models on magma sources and Afar plume-lithosphere interaction. *Tectonophysics*, (278), 15–29.
- Yazeva R.G., Bochkarev V.V. (1998) *Geologiya i geodinamika Yuzhnogo Urala (opyt geodinamicheskogo kartirovaniya)* [Geology and geodynamics of the Southern Urals (an experience of a geodynamic mapping)]. Ekaterinburg, UrO RAN, 203 p. (In Russian)
- Zavaritsky A.N. (1961) *Gora Magnitnaya i ee mestorozhdeniya zheleznykh rud. Izbrannye trudy* [Magnitnaya Mountain and its deposits of iron ores. Selected publications.]. III. Moscow, AN SSSR 750 p. (In Russian)

## Гранат-амфиболовые миаскиты Ильменогорского миаскитового массива (Южный Урал): минералогия и геохимия

А. Б. Немов

Ильменский государственный заповедник, ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 456713, Миасс Челябинской обл.  
e-mail: ya.andrew808@yandex.ru

Поступила в редакцию 24.06.2019 г., принята к печати 30.01.2020 г.

**Объект исследования.** Приведены оригинальные данные о текстурно-структурных, минералогических и петро-геохимических особенностях гранат-амфиболовых миаскитов (фирситов) Ильменогорского миаскитового массива. **Материалы и методы.** Для исследования были взяты образцы, переданные А.А. Краснобаевым, А.Г. Баженовым и В.А. Поповым и отобранные автором. Состав минералов определен на сканирующих электронных микроскопах Tescan Vega3 sbu и РЭММА 202М с микроанализаторами. Содержание петrogenных элементов в породах определялось атомно-абсорбционным методом, редкоземельные, редкие и рассеянные элементы – ICP-MS методом. **Результаты.** Гранат-амфиболовые миаскиты характеризуются гранат-амфибол-пироксен-нефелин-полевошпатовым минеральным парагенезисом. Темноцветные минералы имеют высокую железистость ( $f=70\text{--}99$ ). В акцессорных минералах отмечаются повышенные содержания Al, F и низкие REE. Миаскиты содержат высокие концентрации Al,  $\text{Fe}^{3+}$ , Ca, Na, Be, Rb, Mo, Ti и низкие – LILE, HFSE, REE и транзитных элементов. **Выводы.** Гранат-амфиболовые миаскиты по минералого-петрогохимическим параметрам являются продуктами кислотно-щелочного метасоматоза, сформированными в окислительных условиях, на что указывают отрицательная Eu/Eu\* и положительная Ce/Ce\* аномалии, преобладание  $\text{Fe}^{3+}$  в породе, андрадитовый состав граната, его железистость ( $f=95\text{--}99$ ) и высокие содержания Al и F в акцессорных минералах. Низкие отношения Cr/V и Ni/Co свидетельствуют об инертности транзитных элементов при метасоматозе, а их кларковая концентрация соответствует содержаниям в метакарбонатных и метатерригенных породах, что предполагает коровий субстрат для гранат-амфиболовых миаскитов. Гранат-амфиболовые миаскиты являются индикаторами взаимодействия корового материала с глубинными флюидами на этапе развития сдвиговой тектоники (270–240 млн лет назад) при широкой проницаемости пород ильмено-вишневогорского комплекса.

**Ключевые слова:** Ильменогорский миаскитовый массив, гранат-амфиболовый миаскит, гроссуляр-андрадит, кислотно-щелочной метасоматоз, метатерригенный и метакарбонатный субстрат

### Источник финансирования

Исследование проведено в рамках государственного задания ИГЗ ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН “Геологическое строение и эволюция структурных единиц южного сегмента зоны ГУР”

## Garnet-amphibole miaskites of the Ilmenogorsky miaskite massif (Southern Urals): Mineralogy and Geochemistry

Andrei B. Nemov

Ilmeny State Reserve, SU FRC MG UB RAS, Miass 456713, Chelyabinsk district, Russia, e-mail: ya.andrew@yandex.ru

Received 24.06.2019, accepted 30.01.2020

**Research subject.** This paper presents original findings about textural-structural, mineralogical, petrological, and geochemical features of the garnet-amphibole miaskites (firsites) of the Ilmenogorsky miaskite massif. **Materials and methods.** The microprobe analysis of mineral composition was performed using Tescan Vega3 sbu and REMMA202M scanning microscopes equipped with microanalyzers. The content of major, trace and rareearth elements (REE) in rock samples was determined by the methods of AAS and ICP-MS. **Results.** The garnet-amphibole miaskites under study are char-

**Для цитирования:** Немов А.Б. (2020) Гранат-амфиболовые миаскиты Ильменогорского миаскитового массива (Южный Урал): минералогия и геохимия. *Литосфера*, 20(5), 652–667. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-5-652-667

**For citation:** Nemov A.B. (2020) Garnet-amphibole miaskites of the Ilmenogorsky miaskite massif (Southern Urals): Mineralogy and Geochemistry. *Litosfera*, 20(5), 652–667. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-5-652-667

acterized by a rare mineral paragenesis, i.e. garnet-amphibole-pyroxene-nepheline-plagioclase. The mafic minerals exhibit a high ferruginosity ( $f=70-99$ ), while the accessory minerals have high Al, F and low REE contents. The garnet-amphibole miaskites contains high concentrations of Al,  $\text{Fe}^{3+}$ , Ca, Na, Be, Rb, Mo, Tl and low concentrations of LILE, HFSE, REE and transit elements. *Conclusions.* According to the garnet composition and its ferruginosity ( $f=95-99$ ), high contents of Al and F in accessory minerals, the prevalence of  $\text{Fe}^{3+}$ , as well as negative  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  and positive  $\text{Ce}/\text{Ce}^*$  anomalies, the garnet-amphibole miaskites under study are assumed to be the product of acid-alkaline metasomatism occurring under the oxidizing conditions of petrogenesis. The low ratios of Cr/V and Ni/Co indicate the immobility of transit elements during metasomatism, and their clarke of concentration corresponds to the content in metaterrigenous and metacarbonate rocks, which suggests crustal substratum for garnet-amphibole miaskites. Garnet-amphibole miaskites are the markers of the interaction of crustal material with deep fluids, which occurred during the stage of shear tectonics development (270–240 Ma) due to the broad permeability of the rocks composing the Ilmenogorsky miaskite massif.

**Keywords:** *Ilmenogorsky miaskite massif, garnet-amphibole miaskite, grossular-andradite, acid-alkaline metasomatism, metaterrigenous and metacarbonate crustal substratum*

#### Funding information

*The studies were conducting in accordance with the state assignment of IGZ SU FRC MG UB RAS "The geological formation and evolution of structure units of the southern segment of MUF"*

#### Acknowledgements

The author is grateful to his colleagues from the Institute for Human Studies Yuu FNTS MiG UB RAS and the analysts V.A. Kotlyarov and I.A. Blinov from the YUCK Imin YuU FNTS MiG, Ural branch of RAS for assistance in preparing the article

## ВВЕДЕНИЕ

Гранат-амфиболовый миаскит (ГАМ) – редкая разновидность гранатсодержащего миаскита из Ильменогорского миаскитового массива (ИММ), впервые обнаружена в районе горы Фирсова (Восточная часть ИММ). Порода была названа А.И. Волженковым *фирситом* и долгое время в литературе упоминалась под этим названием (Левин, 1974; Левин и др., 1997; и др.). В ранних работах Д.С. Белянкина (1912–1926 гг.) и А.Н. Заварицкого (1920–1939 гг.), посвященных изучению щелочных пород массива, было принято считать миаскиты продуктом мантийного интрузивного магматизма. Получение новых данных при проведении геолого-съемочных и тематических исследований (1958–1964, 1976–1982 гг.) позволило сформулировать палингенно-метасоматическую гипотезу происхождения нефелин-сиенит-карбонатовой породной ассоциации ильмено-вишневогорского комплекса (ИВК) (Роненсон, 1966; Левин, 1974). ГАМ в рамках этой концепции рассматривались как продукты магматического замещения богатых кальцием метаморфических пород (гранат-диопсид-скаполитовых) (Левин и др., 1976, 1997). Исследования последних десятилетий показали, что породы ИВК имеют сложную полиметаморфическую историю, конечные преобразования в которой происходили на глубинном уровне реги-

ональной сдвиговой зоны (Ленных, Вализер 2006; Русин и др., 2006). Новые данные изотопных и минералого-geoхимических исследований позволили сформулировать гипотезу предполагающую существование щелочно-ультраосновной интрузии центрального типа, дезинтегрированной и растянутой вдоль оси сдвиговой зоны более чем на 100 км (Русин и др., 2006; Недосекова и др., 2009; Недосекова, 2012). Существует предположение, что формирование карбонатитов и сопряженных с ними нефелиновых сиенитов ИВК происходило в ходе переплавления в зоне субдукции шельфовой фации – известняков, чередующихся с меланжированными серпентинитами (Иванов, 2011). Все изложенные выше концепции объединяют попытка объяснить сохранившиеся в породах сиенит-карбонатитовой ассоциации “метки” мантийного влияния.

ГАМ сходны со *святоноситами* (Eskola, 1921; Левицкий и др., 1982), которые широко распространены в массивах Центрально-Азиатского складчатого пояса: Зардалек, Дара-Пиоз (Тань-Шань); Дункельдык (Памир); Верхнекаменский, Ботогольский (В. Саян); Сыннырский, Бамбуйский, Тажеранский (Прибайкалье) и др., где они встречены в вулканитах, карбонатитах, габброидах, гранитах, щелочных и нефелиновых сиенитах, пегматитах и известковых скарнах. Установлено, что святоноситы являются продуктом взаимодействия корового

материала (кальцийсодержащего субстрата) с глубинными мантийными флюидами при широком проявлении диффузионно-инфилтратационного механизма петрогенеза (Левицкий и др., 2012). Проявление глубинного флюида и связанного с ним корового метасоматизма широко проявлены в зонах, осложненных сдвиговой тектоникой (Терехов, 2007; Терехов, Щербакова, 2012).

Полученные автором новые данные о минерало-петрогохимическом составе гранат-амфиболовых миаскитов Ильменогорского массива позволяют обосновать их метасоматическое образование по метатерригенно-карбонатному субстрату.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Аналитические исследования вещества выполнены на базе “ЮУЦКП по исследованию минерального сырья” (Имин-ИГЗ). Текстурно-структурные особенности породы и взаимоотношения минералов в них были исследованы на микроскопе Olimpus BX 51. Химический анализ минералов выполнен на сканирующих электронных микроскопах Tescan Vega3 sbu с ЭДС Oxford Instruments X-act (аналитик И.А. Блинов) и РЭММА 202М с ЭДС LZ-5 Link с Si-Li-детектором (аналитик В.А. Котляров) при ускоряющем напряжении 20–30 кВ. Стандарты: AstJMEХ scientific Limited MJNM 25-53 Mineral Mount serial № 01-44. Коррекция данных производилась с использованием программы “Magellanes”. Состав петрогенных компонентов пород был определен атомно-абсорбционным методом (аналитики Л.Б. Лапшина, Н.В. Шаршуева), редкоземельные, редкие и рассеянные элементы – ICP-MS (аналитики К.А. Филиппова, М.С. Свиренко).

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ИЛЬМЕНОГОРСКОГО МАССИВА

Ильменогорский миаскитовый массив расположен в южной части ильмено-вишневогорского полиметаморфического комплекса, входящего в крупную структуру региональной сдвиговой зоны. Массив сложен преимущественно щелочными породами сиенит-карбонатитовой ассоциации (Левин и др., 1997; Ленных, Вализер, 2006). Он образует сложное и неоднородное по строению тело каплевидной формы (18 × 4.5 км; рис. 1). Выделяют основное центральное (ЦМТ) и линейное восточное (ВМТ) миаскитовые тела, промежуточок между которыми сложен зоной нерасчлененных щелочных пород (нефелиновые и безнефелиновые сиениты, фениты и др.). Расширяясь в северном направлении, средняя зона сливается с аналогичными зонами обрамления выклинивающихся апофиз щелочных пород северного контакта (Левин и др., 1997). Внутреннее строение Центрального и Восточного тел массива характеризуется перемежающимися

ся участками биотитовых, амфиболовых промежуточных разностей нефелиновых и безнефелиновых сиенитов, плагиосиенитов, метасоматитов и зон милонитов, развитых по ним, объединенных в единую фацию эндоконтактовых пород массива. К фации экзоконтакта отнесены фениты и щелочные метасоматиты на контакте вмещающих пород и массива. Массив осложнен комплексом пегматитовых и жильных тел щелочного и гранитоидного состава и поздними субширотными тектоническими нарушениями. Большая часть миаскитов ИММ изменена деформационными процессами амфиболовой, амфиболит-зеленосланцевой фации метаморфизма (270–240 млн лет) и представлена протомилонитами, ультрамилонитами и милонитами (Кошевой, 1985; Русин и др., 2006; Немов, 2014; Hetzel, Glodny, 2002) с хорошо выраженными плоскостными и линейными текстурами согласными с вмещающими породами. Ультрамилониты и милониты в массиве образуют протяженные субмеридиональные зоны, согласные с тектонической раслоенностью вмещающих пород. С зонами милонитизации в ИММ и вмещающих толщах связывают формирование метасоматитов – фенитизированных бластомилонитов, скаполит-диопсидовых амфиболитов и т.д. (Русин и др., 2006; Медведева и др., 2013).

Гранат-амфиболовые миаскиты (ГАМ) залегают в юго-западной и западной частях ЦМТ (Миасский щебеночный карьер, район гор Белой и Демидова) и краевых частях ВМТ (район гор Фирсова и Савельева). В восточном эндоконтакте центрального миаскитового тела ГАМ слагают протяженные субмеридиональные прерывистые пластообразные зоны (протяженностью 7–9 км при мощности 15–40 м), которые залегают согласно полосчатости вмещающих амфиболовых (АМ) и биотит-амфиболовых (БАМ) миаскитов и сиенитов. Внутри зон ГАМ чередуются с пироксен-амфиболовыми миаскитами (сандылитами), АМ и сиенитами, имеют с ними постепенные переходы (Левин, Баженов, 1976). Также встречаются небольшие тела ГАМ мощностью 1–10 м, которые образуют своеобразную оторочку тел пироксен-амфиболовых миаскитов (ПАМ), расположенных в АМ и БАМ (Немов, 2015а; Немов и др., 2017). В восточных миаскитовых телах ГАМ слагают подобные описанным в ЦМТ линейные зоны с неоднородным строением, которые простираются на 3.5 км при мощности 10–30 м или формируют линзы 10–100 м, приуроченные к зонам эндоконтакта (Левин, 1974).

## ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

Для исследования были взяты образцы ГАМ, переданные А.А. Краснобаевым (ВМТ, район горы Белой, N 55°05'50.3" E 60°11'37.3"), А.Г. Баженовым и В.А. Поповым (ЦМТ, Миасский щебеночный карьер, район горы Белой, N 55°05'50.3" E 60°11'37.3").

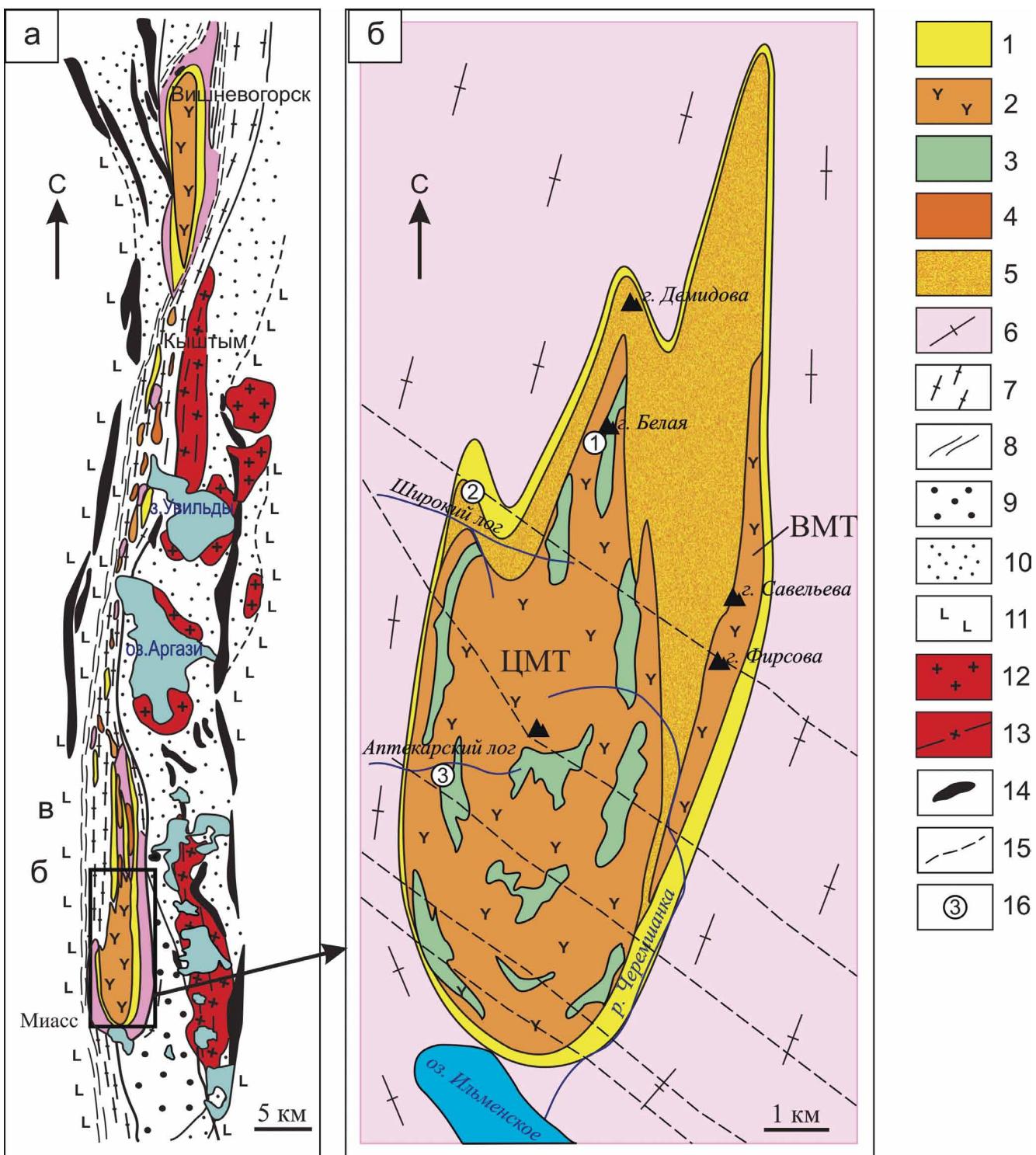


Рис. 1. Схема геологического строения Ильмено-Вишневогорского комплекса (а; Русин и др., 2006) и Ильменогорского миаскитового массива (б; Левин, 1974; Левин и др., 1997).

Миаскиты ( $O_2$ ): 1 – биотитовые; 2 – амфиболовые, пироксен-амфиболовые и биотит-амфиболовые; 3 – сиениты ( $O_2$ ); 4 – нерасчлененные щелочные породы (миаскиты, сиениты, фениты;  $O_2$ ); 5 – фениты экзоконтактов массива; 6 – селянкинская серия амфибол-гнейсово-плагиомигматитовая (AR-PR<sub>1</sub>); 7 – бластомилониты гранитоидного и сиенитового состава (P<sub>2</sub>-T<sub>1</sub>); 8 – милениты Кыштымского сдвига-надвига; 9 – еланчиковская толща плагиосланцев и мигматитов инъекционного типа; 10 – саитовская серия, метатерригенная; 11 – зеленосланцевые осадочно-вулканогенные комплексы Западно-Магнитогорской и Арамильско-Сухтелинской зон; 12 – Увильдинский монцонит-гранитный комплекс (PZ<sub>3</sub>); 13 – гнейсовоидные граниты Кисегачского комплекса, 14 – метагипербазиты; 15 – поздние тектонические разломы; 16 – точки опробования.

**Fig. 1.** Schematic geological maps of the Ilmeny-Vishnevogorsky complex (a; Rusin et al., 2006) and Ilmeny miaskite massive (b; Levin 1974; Levin et al., 1997).

Middle Ordovician miaskites: 1 – biotite; 2 – amphibole, pyroxene-amphibole and biotite-amphibole; 3 – Middle Ordovician syenites; 4 – Middle Ordovician not differentiated alkaline rocks (miaskites, syenites, fenites); 5 – exocontact massife fenites; 6 – Selyankino Group: Archean to Early Proterozoic amphibolite-gneiss-plagiomigmatite rocks; 7 – Middle Permian-Lower Triassic (?) granitic and syenitic blastomylonites; 8 – mylonites of Kyshtym shear-thrust; 9 – Elanchik Sequence: plagiostones and injection migmatites; 10 – Saitovo Sequence: metaterrigenous rocks; 11 – greenschist volcanosedimentary complexes of West Magnitogorsk and Aramil-Sukhteli zones; 12 – Upper Precambrian Uvildy monzogranitic complex; 13 – gneissic granites Kisegach complex; 14 – metaultramafic rocks; 15 – late faults; 16 – the place of samples.

бенчатый карьер, N 55°05'26.6" E 60°09'15.5") и отобранные автором (ЦМТ, Аптекарский лог, N 55°03'30.5" E 60°07'56.2").

ГАМ имеет крупно- и среднезернистую, реже неравномернозернистую структуру и плоско-параллельную текстуру. Микроскопически структура гетерогранобластовая/гранобластовая с порфиробластами граната и амфибала, содержащими включения нефелина, полевого шпата, титанита. Зерна граната и амфибала корродированы по краям K-Na полевым шпатом и нефелином. Минеральный состав (%): K-Na полевой шпат – 30–40, альбит-олигоклаз – 20–30, нефелин – 5–15, гастигсит-тарамит – 5–10, гроссуляр-андрадит – 3–5, акцессорные минералы – 2–5 (титанит, алланит, кальцит, флюорит, апатит, циркон). Химический состав породообразующих и акцессорных минералов приведен в табл. 1 и 2.

K-Na полевой шпат (*Kfs*) мезоперититовый (0.5–3 мм) с незначительной примесью BaO (0.06–0.61 мас. %). Зерна *Kfs* характеризуются зональным строением с увеличением от центра ( $X_{Na} = Na/(Na + K) = 0.08–0.15$ ) к краю ( $X_{Na} = 0.17–0.32$ ) содержания Na (альбитизация). При альбитизации в *Kfs* отмечается рост содержания BaO (3.20–6.14 мас. %) (рис. 2а; см. табл. 1, ан. 3, 4).

Олигоклаз (An 13–17) образует удлиненные зерна (1–5 мм), замещаемые по краям альбитом (An 4–2). Иногда на контакте олигоклаза и *Kfs* развиты реакционные "мирмекитоподобные" каймы с вrostками нефелина "червеобразной формы" (Левин, Баженов 1976).

Нефелин (0.25–4 мм) располагается в срастании с *Kfs* и гранатом. В породе при увеличении содержания альбита отмечается обеднение нефелином, вплоть до образования безнефелиновых разностей. Часто нефелин и полевые шпаты образуют симплектитовые сростки (Левин, Баженов, 1976). Состав нефелина однороден и содержит незначительную примесь FeO (до 0.36 мас. %) и CaO (0.40–1.19 мас. %).

Амфибол представлен зернами и их скоплениями (0.5–6 мм), образующими наряду с альбитом, кальцитом, флюоритом, титанитом и апатитом мелко-среднезернистый агрегат. С гранатом он образует правильные идиоморфные и гипидиоморфные срастания (рис. 2б). Содержит включения полевых шпатов неправильной формы, нефелина (0.25–0.10 мм) и многочисленных округлых зерен (0.01–0.05 мм) титанита, флюорита, апатита, цир-

кона, пирохлора и алланита (рис. 2в). С полевыми шпатами и нефелином зерна амфибала нередко образуют симплектитовые сростки. В породе существует два вида амфибала: (калий-) ферроферритарамит, приуроченный к ГАМ, расположенным среди АМ и БАМ, и калийгастингсит, характерный для ГАМ, расположенных среди амфиболовых и биотит-амфиболовых сиенитов. Ферроферритарамит характеризуется низкой магнезиальностью ( $\#Mg = 100Mg/(Fe + Mg) = 13–15$ ), умеренным содержанием общего Al (2.03–2.40 к. ф.) при низком – Al<sup>VI</sup> (0.13–0.26 к. ф.); повышенном Ca (1.29–1.42 к. ф.) и Na (0.58–0.71 к. ф.) в позиции В; преимущественно преобладанием Na (0.38–0.65 к. ф.) над K (0.44–0.49 к. ф.) в позиции А. Калийгастингсит отличается повышенной магнезиальностью  $\#Mg$  (26–29), высоким содержанием общего Al (2.90–2.94 к. ф.) при – Al<sup>VI</sup> (0.51–0.59 к. ф.) и Ca<sup>(B)</sup> (1.69–1.72 к. ф.) и низким Na<sup>(B)</sup> (0.28–0.31 к. ф.); характерно преобладание K (0.48–0.50 к. ф.) над Na (0.36–0.45 к. ф.) в позиции А.

Гранат образует полигональные зерна или порфирокласты (2–6 мм) с включениями или симплектитовыми сростками полевых шпатов и нефелина. Состав граната неоднороден, характеризуется низкой магнезиальностью ( $\#Mg = 1–5$ ) и глиноземистостью ( $al = Al_2O_3/(FeO + Fe_2O_3 + MgO) = 17–26$ ). В ГАМ, расположенных среди АМ и БАМ, он представлен гроссуляр-андрадитом ( $Py_{0–1}Alm_{0–5}Scho_{3–5}Sps_{8–13}Grs_{9–17}Adr_{60–73}$ ), а во вмещающих сиенитах – андрадит-гроссуляром ( $Py_{0–2}Scho_{1–2}Sps_{3–5}Alm_{4–9}Adr_{27–34}Grs_{54–60}$ ) (см. табл. 1).

Эгирин-диопсид  $Jd_2Aeg_{48}Di_{50}$  представлен редкими удлиненно-призматическими идиоморфными зернами (0.10–0.15 мм), имеющими общие грани роста с *Kfs*, который замещается тарамитом (рис. 2г; см. табл. 1, ан. 8, 9).

Титанит (*Ttn*) – доминирующий акцессорный минерал, в породе представлен удлиненно-призматическими зернами (0.10–0.50 мм) среди индивидов амфибала, граната, полевых шпатов и нефелина или образует включения (0.005–0.02 мм) округлой формы, в амфибеле и гранате. Часто наблюдается в срастаниях с альбитом, флюоритом кальцитом и алланитом (рис. 2д). Имеет неоднородный состав оптически заметный в сочетании темных и светлых зон на BSE-снимках. Светлые зоны (*Ttn*) обрамлены или содержат ламели темных зон (*Ttn*) (см. табл. 2, ан. 1, 2).

**Таблица 1.** Представительные анализы химического состава породообразующих минералов гранат-амфиболовых миаскитов, мас. %

**Table 1.** Representative chemical composition of rock forming minerals from the garnet–amphibole miaskites, wt %, f. u.

Компонент	<i>Ab</i>		<i>Kfs</i>		<i>Nph</i>	<i>Hst</i>	<i>Trm</i>		<i>Aeg-Aug</i>	<i>Gr-And</i>		<i>And-Gr</i>
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	63.94	67.94	64.98	59.71	41.41	36.34	36.75	38.78	49.71	34.42	34.06	37.22
TiO <sub>2</sub>	–	–	–	–	–	0.69	0.82	0.68	0.50	2.05	2.03	0.83
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.69	19.91	18.54	20.49	34.35	15.96	12.56	10.91	4.77	5.72	6.04	14.56
FeO	–	–	–	–	0.22	23.14	28.95	28.96	–	21.93	21.71	12.29
MnO	–	–	–	–	–	1.70	2.11	2.21	1.24	5.63	3.47	1.96
MgO	–	–	–	–	–	5.25	2.73	2.80	2.40	0.12	0.23	0.19
CaO	3.50	0.49	0.02	0.07	1.19	10.24	8.27	7.60	12.24	29.87	32.04	32.19
Na <sub>2</sub> O	9.37	11.25	1.82	1.42	16.85	2.53	3.21	4.45	6.84	–	–	–
K <sub>2</sub> O	0.15	0.20	13.94	11.92	5.12	2.45	2.37	2.17	–	–	–	–
BaO	–	–	0.02	6.14	–	–	–	–	–	–	–	–
Σ	99.65	99.79	99.32	99.75	99.14	98.30	97.77	98.56	99.79	99.74	99.58	99.24
Si	2.83	2.89	3.00	2.87	1.01	5.62	5.82	6.12	1.89	2.81	2.77	2.93
Ti	–	–	–	–	–	0.08	0.10	0.08	0.01	0.13	0.12	0.05
Al	1.19	1.03	1.02	1.17	0.99	2.91	2.34	2.03	0.22	0.55	0.58	1.35
Fe <sup>3+</sup>	–	–	–	–	–	1.01	1.53	1.20	0.48	1.49	1.47	0.70
Fe <sup>2+</sup>	–	–	–	–	0.00	1.98	2.30	2.62	0.22	–	–	0.11
Mn	–	–	–	–	–	0.22	0.28	0.30	0.40	0.39	0.24	0.13
Mg	–	–	–	–	–	1.21	0.64	0.66	0.14	0.02	0.03	0.02
Ca	0.17	0.02	0.00	0.00	0.03	1.70	1.40	1.29	0.50	2.61	2.79	2.71
Na	0.80	0.96	0.16	0.13	0.80	0.76	0.99	1.36	0.50	–	–	–
K	0.01	0.01	0.82	0.73	0.17	0.48	0.48	0.44	–	–	–	–
Ba	–	–	0.00	0.12	–	–	–	–	–	–	–	–
*f	–	–	–	–	–	0.71	0.86	0.85	0.84	0.99	0.98	0.98

Примечание. Расчет коэффициентов кристаллохимических формул минералов выполнен катионным методом: нефелина – на 3, пироксена – на 4, полевых шпатов – на 5, аннита – на 7, граната – на 8, амфибола – на 13. *Ab* – альбит, *Aeg-Aug* – эгирин-авгит, *Ann* – аннит, *And-Gr* – андрадит-гроссуляр, *Gr-And* – гроссуляр-андрадит, *Hst* – гастингсит, *Kfs* – K-Na полевой шпат, *Nph* – нефелин, *Trm* – тарамит. “–” – не обнаружено. Примеси, мас. % и к.ф. РЭММА-202, аналитик В.А. Котляров; Vega 3 Tescan, аналитик И.А. Блинов.

Note. Calculation of the coefficients of crystallochemical formulas of minerals is made by cationic method: nepheline by 3, pyroxene by 4, feldspar by 5, annite by 7, garnet by 8, amphibole by 13. *Ab* – albite, *Aeg-Aug* – aegerine-augite, *Ann* – annite, *And-Gr* – andradite-grossular, *Gr-And* – grossular-andradite, *Hst* – hastingsite, *Kfs* – K-Na – feldspar, *Nph* – nepheline, *Trm* – taramite. “–” – not determined. Trace elements, wt % and f.u. REMMA-202, analyst V.A. Kotlyarov; Vega 3 Tescan, analyst I.A. Blinov.

В составе переход от *Ttn*<sub>1</sub> к *Ttn*<sub>2</sub> отражен в увеличении содержаний (мас. %): Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (2.0–10.9<sub>max</sub>), CaO (26.7–30.7), F (0.00–2.57<sub>max</sub>), и уменьшении TiO<sub>2</sub> (34.5–25.3), Fe<sub>общ</sub> (2.70–0.43), Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (2.90–0.25) и Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (1.12–0.00) (см. табл. 2, ан. 1–4). Разности с максимальными концентрациями Al и F можно отнести к гротитам – фтор-глиноземистым титанитам (Bax и др., 2009). Отдельные зерна титанита содержат примесь (мас. %): V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (до 0.50) и Na<sub>2</sub>O (до 0.35).

Удлиненно-призматические зерна (0.005–0.20 мм) кальцита и апатита образуют срастания с гранатом и амфиболом. Кальцит содержит незначительную примесь SrO, апатит – F (3.60–3.80 мас. %), Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (см. табл. 2).

Циркон представлен включениями удлиненных или округлых зерен (0.02–0.02 мм) в породообразующих минералах или формирует удлиненно-призматические кристаллы (0.4–0.6 мм) среди минерального агрегата, содержит незначительную примесь FeO и HfO<sub>2</sub> (см. табл. 2).

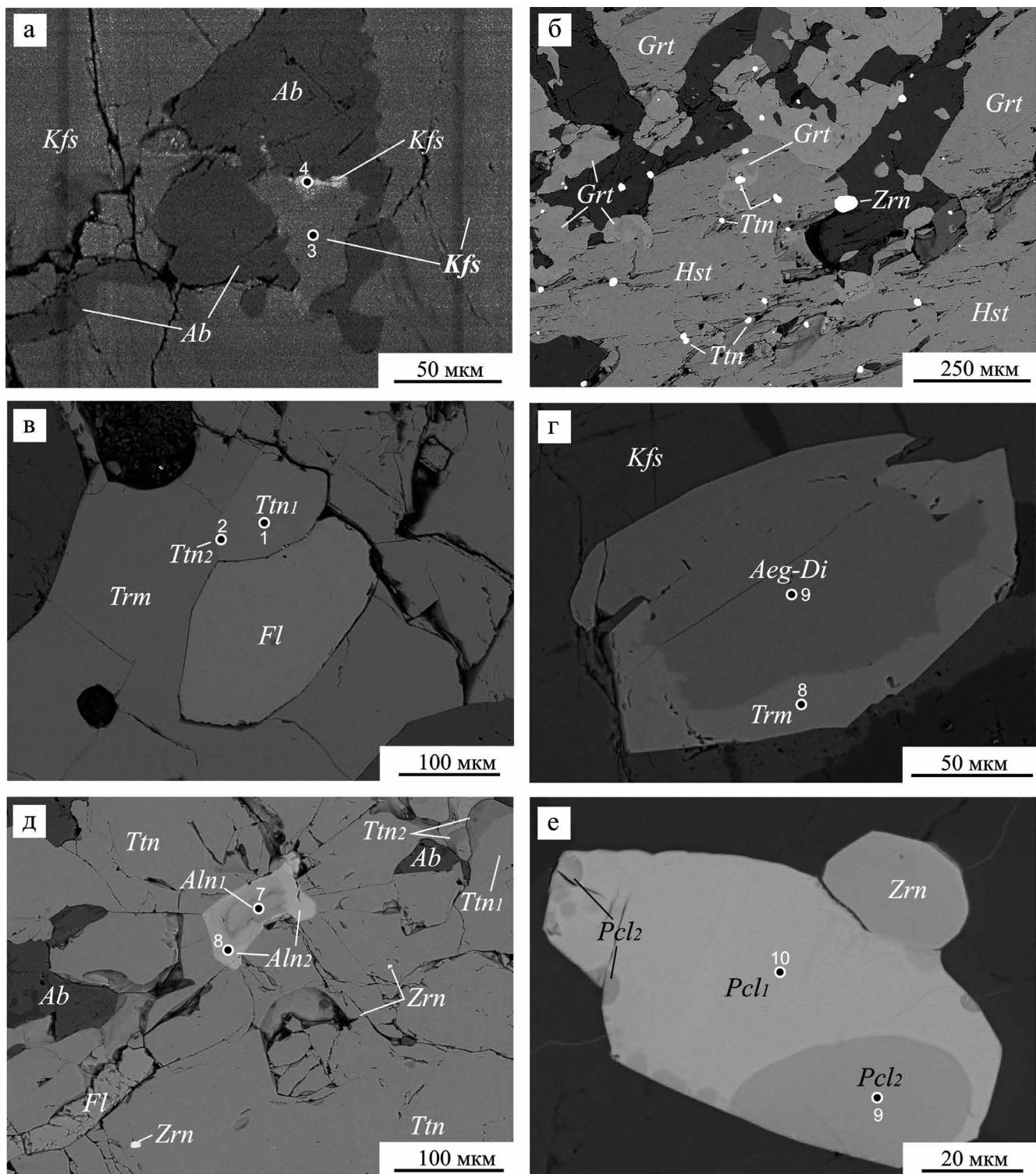
Алланит-(Ce) (*Aln*) наряду с другими минералами участвует в строении матрикса породы (0.002–0.4 мм), или образует включения. Он имеет неоднородный состав (см. рис. 2д; табл. 2, ан. 7, 8), по признакам, сходен с кристаллами титанита. В зернах алланита от первичных (*Aln*<sub>1</sub>) к измененным участкам (*Aln*<sub>2</sub>) наблюдается закономерное увеличение содержания (мас. %): SiO<sub>2</sub> (32.3–37.8), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (14.5–24.8), FeO (10.9–15.4),

**Таблица 2.** Представительные анализы химического состава акцессорных минералов гранат-амфиболовых миаскитов, мас. %**Table 2.** Representative chemical composition of accessory minerals from the garnet-amphibole miaskites, wt %, f. u.

Компонент	<i>Ttn<sub>1</sub></i>	<i>Ttn<sub>2</sub></i>	<i>Ttn<sub>1</sub></i>	<i>Ttn<sub>2</sub></i>	<i>Aln<sub>1</sub></i>	<i>Aln<sub>2</sub></i>	<i>Aln<sub>1</sub></i>	<i>Aln<sub>2</sub></i>	<i>Pcl<sub>1</sub></i>	<i>Pcl<sub>2</sub></i>	<i>Cal</i>	<i>Ap</i>	<i>Zrn</i>
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	29.32	29.67	30.54	30.90	32.32	32.66	36.30	37.80	0.2	0.99	—	—	32.54
TiO <sub>2</sub>	30.28	29.41	27.28	24.46	0.48	0.36	—	—	6.80	6.84	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.18	3.93	7.41	10.9	14.52	15.84	23.18	24.77	—	—	—	—	—
FeO	2.69	2.65	1.10	0.43	16.01	15.37	11.24	11.44	—	0.28	0.11	—	0.94
MnO	0.10	0.13	—	—	1.13	0.96	—	—	—	—	0.26	—	—
MgO	—	—	—	—	—	—	0.21	—	—	—	—	—	—
CaO	27.22	27.80	28.46	28.82	11.54	12.79	19.50	22.98	18.8	17.28	54.59	54.05	—
Na <sub>2</sub> O	0.35	0.17	—	—	—	—	—	—	6.00	7.79	—	—	—
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	2.92	2.48	1.22	0.82	—	—	—	—	58.75	57.77	—	—	—
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.76	—	—	—
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0.53	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
ZrO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	65.06
HfO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.88
ThO <sub>2</sub>	—	—	—	—	0.36	0.64	0.34	—	1.39	2.29	—	—	—
UO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	0.45	—	—	—	—
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	9.13	6.12	3.67	0.78	—	—	—	—	—
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.85	0.48	0.38	—	12.0	11.5	3.91	0.99	0.75	0.88	—	0.66	—
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	0.62	1.27	—	—	—	—	—	—	—
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	1.43	0.52	—	—	—	—	0.41	—
SrO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.60	0.56	—	—
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	43.70	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	41.23	—
F <sub>2</sub>	1.03	1.30	1.88	2.47	—	—	—	—	4.09	1.21	—	3.59	—
Σ	97.94	98.55	98.27	98.80	98.11	98.94	98.87	98.76	97.23	96.69	99.22	99.94	99.42
Si	0.99	1.00	1.00	0.99	3.06	3.02	2.96	2.95	0.01	0.06	—	—	1.00
Ti	0.77	0.74	0.68	0.59	0.03	0.02	0.06	0.06	0.32	0.31	—	—	—
Al	0.13	0.15	0.28	0.41	1.62	1.73	2.23	2.28	—	—	—	—	—
Fe <sup>3+</sup>	—	—	—	—	1.26	1.19	—	—	—	—	—	—	—
Fe <sup>2+</sup>	0.08	0.07	0.03	0.01	—	—	0.77	0.74	—	0.01	0.00	—	0.02
Mn	—	—	—	—	0.09	0.07	—	—	—	—	0.00	—	—
Mg	—	—	—	—	—	—	0.01	—	—	—	—	—	—
Ca	0.99	0.99	0.99	0.99	1.17	1.27	1.71	1.92	1.25	1.10	0.60	4.97	—
Na	—	—	—	—	—	—	—	—	0.72	0.89	—	—	—
Nb	0.04	0.04	0.02	0.01	—	—	—	—	1.65	1.55	—	—	—
Ta	—	0.01	—	—	—	—	—	—	—	0.01	—	—	—
V	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Zr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.97
Hf	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.01
Th	—	—	—	—	0.01	0.01	0.01	—	0.02	0.03	—	—	—
U	—	—	—	—	—	—	—	—	0.01	—	—	—	—
La	—	—	—	—	0.32	0.21	0.11	0.02	—	—	—	—	—
Ce	—	—	—	—	0.42	0.39	0.12	0.03	0.02	0.02	—	0.02	—
Pr	—	—	—	—	0.02	0.04	—	—	—	—	—	—	—
Nd	—	—	—	—	—	0.05	0.02	—	—	—	—	0.01	—
Sr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.02	0.00	—	—
C	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.40	—	—
P	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2.99	—
F	0.11	0.14	0.19	0.25	—	—	—	—	0.80	0.23	—	0.97	—

Примечание. Расчет коэффициентов кристаллохимических формул минералов выполнен катионным методом: кальцита – на 1, циркона – на 2, титанита – на 3, пирохлора – на 4, апатита – на 5, алланита – на 8. *Aln* – алланит-(Се), *Ap* – апатит, *Cal* – кальцит, *Pcl* – фторкальциопирохлор, *Ttn* – титанит, *Zrn* – циркон. <sub>1</sub> и <sub>2</sub> – ранние и поздние генерации минералов. “—” – не обнаружено. Примеси, мас. % и к.ф. РЭММА-202, аналитик В.А. Котляров; Vega 3 Tescan, аналитик И.А. Блинов.

Note. Calculation of the coefficients of crystallochemical formulas of minerals is made by cationic method: calcite by 1, zircon by 2, titanite by 3, pyrochlore by 4, apatite by 5, allanite by 8. *Aln* – allanite-(Ce), *Ap* – apatite, *Cal* – calcite, *Pcl* – fluorcalcic pyrochlore, *Ttn* – titanite, *Zrn* – zircon. <sub>1</sub> and <sub>2</sub> – early and late generations of minerals. “—” – not determined. Trace elements, wt % – f.u. REMMA-202, analyst V.A. Kotlyarov; Vega 3 Tescan, analyst I.A. Blinov.



**Рис. 2.** Взаимоотношения минералов в гранат-амфиболовых миаскитах.

Цифры на рисунках соответствуют анализам в таблицах, пояснения см. в тексте.

**Fig. 2.** Relationship of minerals in the garnet-amphibole miaskites.

Explanations see in the text. The numerals in the figures correspond to the analyses in the tables, see the text for explanations.

CaO (11.5–23.0), и уменьшение  $-La_2O_3$  (9.1–0.8) и  $Ce_2O_3$  (12.0–1.0) (см. табл. 2, ан. 5–8). В качестве примеси в алланите присутствуют (мас. %):  $Pr_2O_3$  (до 1.5),  $ThO$  (до 0.8) и  $Nd_2O_3$  (до 1.4). Вариации суммы  $Ln_2O_3$  изменяются от  $Aln_1$  (21.8–8.1) к  $Aln_2$  (20.3–1.8) при сумме коэффициентов РЗЭ от 0.24–0.75 до 0.05–0.69 соответственно. Распределение  $Ln_2O_3$  в зернах алланита дефференцированное:  $(La/Nd)_{CN} = 3.3–6.5$  в  $Aln_1$  и почти отсутствует  $(La/Nd)_{CN} = 0.0–2.0$  в  $Aln_2$ .

Фторкальциопирохлор ( $Pcl$ ) представлен гипи идиоморфными зернами (0.05–0.1 мм), расположеными в основной массе породы или в виде включений в  $Kfs$  и нефелине. Иногда на октаэдрической грани пирохлора наблюдается эпиксическое срастание с зернами циркона (рис. 2e; табл. 2, ан. 9, 10). Кристаллы фторкальциопирохлора имеют неоднородный состав, оптически наблюдаемый в сочетании светлых ( $Pcl_1$ ) и темных ( $Pcl_2$ ) зон на BSE-снимках. Фторкальциопирохлор характеризуется резким преобладанием Nb над Ta и Ti (в 4.9–5.2 раза), присутствием примеси (мас. %):  $Ce_2O_3$  (до 0.9),  $ThO_2$  (до 2.3). Для  $Pcl_1$  характерна значительная концентрация F и примесь U, а в  $Pcl_2$  происходит уменьшение содержания F и появляется примесь Ta и Sr (см. табл. 2, ан. 9, 10).

## ПЕТРОГЕОХИМИЯ

По содержанию  $SiO_2$  и сумме щелочей ( $K_2O + Na_2O = 11.0–14.1$  мас. %) ГАМ относятся к щелочным породам средней группы ( $Na_2O/K_2O = 1.0–1.3$ ), по составу соответствуют нефелиновым сиенитам (рис. 3) (Петрографический кодекс России, 2009). Для них характерны высокие железистость ( $f = (FeO + Fe_2O_3)/(MgO + FeO + Fe_2O_3) = 85–96$ ) и соотношение  $SiO_2/Al_2O_3 = 2.5–2.6$ , широкие вариации коэффициента глиноземистости ( $al' = Al_2O_3/(FeO + Fe_2O_3 + MgO) = 2.9–8.0$ ) и агпантности ( $K_a = (Na_2O + K_2O)/Al_2O_3 = 0.51–0.66$ ), а также повышенные содержания  $TiO_2$ ,  $CaO$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $Na_2O$ . Вмещающие их АМ и БАМ отличаются повышенной суммой щелочей ( $K_2O + Na_2O = 13.5–14.6$  мас. %) и преобладанием  $K_2O$  над  $Na_2O$  ( $Na_2O/K_2O = 0.8–0.9$ ), устойчивым коэффициентом агпантности ( $K_a = 0.64–0.67$ ) и глиноземистости ( $al' = 5.2–6.6$ ). По минеральному составу и петрохимическим параметрам ГАМ сходны со святоносителями, для которых характерны: низкая сумма щелочей ( $K_2O + Na_2O = 8.8–10.7$  мас. %), более высокое соотношение  $SiO_2/Al_2O_3 = 3.2–4.1$ , пониженный коэффициент глиноземистости ( $al' = 1.4–5.6$ ) и железистости ( $f = 82–91$ ), более высокие концентрации  $Fe_2O_3$  (2.4–6.4 мас. %) и  $CaO$  (5.2–8.6 мас. %). Святоноситы по химическому составу соответствуют монцонитам, монцо-диоритам.

ГАМ характеризуются  $\sum PZ\mathcal{E} = 124–296$  г/т (табл. 3) при широкой вариативности  $La/Lu_n = 0.2–26$ . Распределения РЗЭ в ГАМ отражают преобладание ЛРЗЭ над ТРЗЭ (ан. 4а). Однако в отдель-

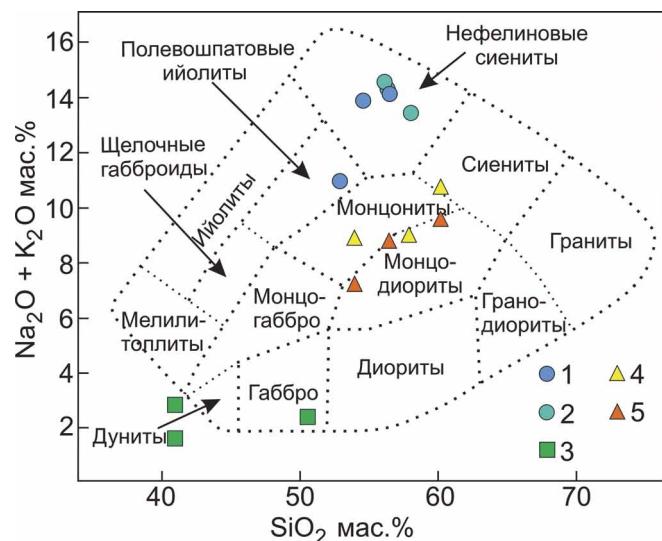


Рис. 3. Классификационная диаграмма магматических горных пород.

1–2 – миаскиты: 1 – гранат-амфиболовые, 2 – амфиболовые и биотит-амфиболовые; 3 – гранат-диопсид-скаполитовые амфиболиты, 4–5 – святоноситы комплексов: 4 – святоносского; 5 – слюдянского.

Fig. 3. Classification diagram of magmatic rocks.

1–2 – miaskites: 1 – garnet-amphibole, 2 – amphibole and biotite-amphibole; 3 – garnet-diopside-scapolite amphibolites; 4–5 – svyatonoosites from complexes: 4 – Svyatonoosky; 5 – Slyudyansky.

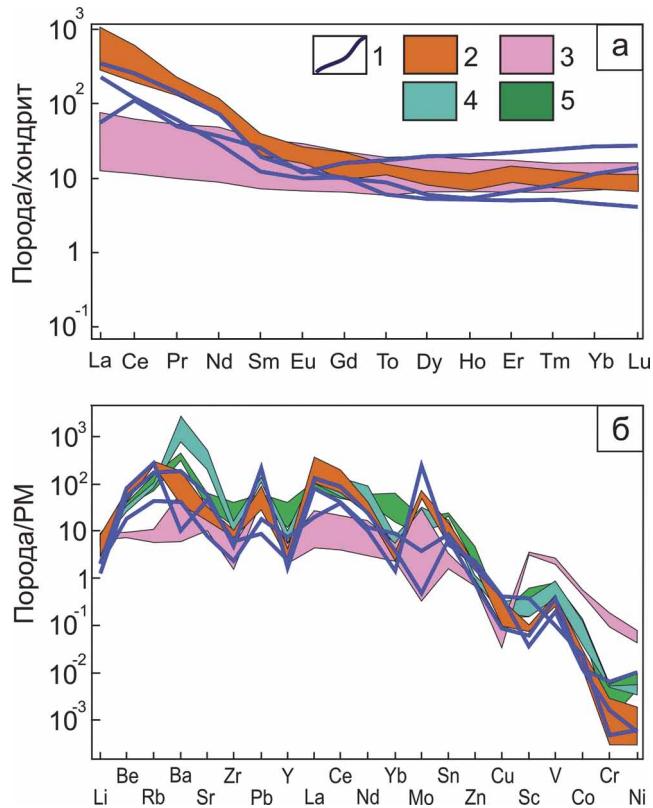
ных случаях кривые распределения имеют слабый V-образный профиль, где фиксируется преобладание ТРЗЭ над СРЗЭ. ГАМ характеризуются отрицательной  $Eu/Eu^*$  (0.87–0.95) и положительной  $Ce/Ce^*$  (1.13–2.02) аномалиями. Концентрации РЗЭ в ГАМ имеют широкие вариации LILE (Rb, Ba, Sr), HFSE (Zr, Y, Sc, U, Nb, Pb) и транзитных (Mo, Cu, Cr, Ni) элементов (рис. 4б, см. табл. 3), что, в свою очередь, определяет широкий диапазон соотношений Ba/Rb (0.4–11.8), Ba/Pb (32–86), Nb/Ta (13–97), La/Yb (3–76), Ni/Co (0.5–15.6). Концентрации транзитных элементов ниже, чем в хондрите Cr/V (0.1–0.7).

Вмещающие АМ и БАМ имеют: более высокие содержания суммы РЗЭ ( $\sum PZ\mathcal{E} = 246–682$  г/т), отчетливую тенденцию преобладания ЛРЗЭ над ТРЗЭ ( $(La/Lu)_n = 4–95$ ), часто положительную  $Eu/Eu^*$  (0.90–1.31) и вариативную  $Ce/Ce^*$  (0.78–1.18) аномалии, высокие значения соотношений – Ba/Rb (1.4–13.0), Ba/Pb (23–245), La/Yb (28–133), Cr/V (0.1–8.5) и низкие – Nb/Ta (12–28), Ni/Co (1–6). Характер распределения мультиэлементов во вмещающих миаскитах и ГАМ сходен, но для вмещающих миаскитов характерны более высокие концентрации LILE (Be, Rb, Ba) и HFSE (Zr, Th, U, Nb, Ta, Pb) и узкий диапазон вариативности.

**Таблица 3.** Представительные анализы химического состава гранатовых миаскитов (1–3), вмещающих амфиболовых и биотит-амфиболовых миаскитов (4–6), гранат-диопсид-скаполитовых пород основного состава (7), святоноситов святоносской (8) и слюдянской (9) серий (Левицкий, 2005), мас. % и г/т

**Table 3.** Representative analyses of chemical composition of garnet-amphibole miaskites (1–3), the host rock of amphibole and biotite-amphibole miaskites (4–6), garnet-diopside-scapolite amphibolites (7), svyatono-sites from Svyatono-sky (8) and Slyudyansky (9) complexes (Levitskii, 2005), wt %, ppm

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	52.70	54.28	56.72	57.89	55.98	56.27	51.48	53.70	53.67
TiO <sub>2</sub>	1.64	0.37	0.30	0.65	0.73	0.58	0.32	0.80	1.94
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.50	21.14	22.08	20.95	21.71	21.27	12.48	16.28	13.98
FeO	4.22	1.20	1.82	2.17	1.68	1.99	3.41	2.17	2.83
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.11	1.27	1.70	1.66	1.32	1.49	6.04	4.56	6.35
MnO	0.19	0.17	0.27	0.15	0.14	0.18	0.22	0.22	0.20
MgO	1.13	0.16	0.16	0.17	0.30	0.49	11.50	1.51	1.06
CaO	4.60	5.44	1.69	1.15	1.88	1.87	10.54	8.61	11.41
Na <sub>2</sub> O	5.61	7.95	6.94	6.21	6.62	6.70	2.10	2.92	3.61
K <sub>2</sub> O	5.38	5.92	7.14	7.29	8.00	7.55	0.29	5.85	3.57
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.29	0.10	0.10	0.26	0.06	0.19	—	0.52	0.36
П.п.п	—	1.74	0.52	0.83	0.62	—	1.22	—	—
Σ	99.37	99.54	99.44	99.38	99.04	98.58	99.60	97.14	98.98
La	13.2	54.6	86.7	70.6	98.9	248	3.06	73.0	66.0
Ce	67.3	69.6	153	115	145	344	6.95	141	98.0
Pr	4.36	5.12	12.4	13.9	11.3	20.1	0.91	—	—
Nd	15.8	13.4	32.1	43.4	30.4	53.1	4.05	103	80.0
Sm	3.72	1.84	2.87	5.76	3.14	5.51	1.09	—	—
Eu	0.64	0.56	0.74	1.48	0.88	1.37	0.38	—	—
Gd	3.20	2.00	1.98	4.53	2.36	1.92	1.30	—	—
Tb	0.62	0.22	0.32	0.56	0.40	0.45	0.22	—	—
Dy	4.65	1.29	1.46	3.10	1.94	3.10	1.58	—	—
Ho	1.08	0.27	0.29	0.59	0.37	0.63	0.35	—	—
Er	3.57	0.78	1.02	1.64	1.66	1.94	1.05	—	—
Tm	0.60	0.13	0.20	0.25	0.19	0.29	0.16	—	—
Yb	4.33	0.72	1.85	1.66	1.15	1.86	1.12	2.40	12.4
Lu	0.65	0.10	0.34	0.25	0.17	0.27	0.19	—	—
Li	3.15	1.96	3.14	12.9	4.69	5.04	13.8	10.0	10.0
Be	1.08	3.20	4.75	2.47	3.17	4.25	0.43	1.50	1.60
Sc	4.73	0.47	0.80	1.33	1.20	0.97	45.9	5.00	2.00
V	12.8	25.5	48.4	56.3	33.5	38.2	255	115	102
Cr	1.45	18.5	4.94	0.88	8.56	3.10	557	15.0	3.00
Co	2.32	1.31	1.19	3.09	1.32	1.69	43.9	11.0	14.0
Ni	1.21	20.5	1.13	0.61	2.65	3.84	159	11.0	12.0
Cu	11.4	12.2	2.43	9.64	2.59	5.90	1.50	7.00	5.00
Zn	88.3	126	41.9	98.3	112	—	38.2	58.0	257
Rb	27.7	106	171	170	151	187	3.58	62.0	44.0
Ba	275	1254	70.5	973	1288	256	40.6	18500	3050
Sr	164	1244	907	675	354	453	215	10475	1313
Y	32.5	7.59	10.8	15.7	11.7	19.7	9.31	33.0	119
Zr	25.2	53.1	65.5	94.4	80.8	111	17.1	133	440
Nb	8.49	64.8	219	262	135	286	1.28	—	—
Mo	0.23	14.0	<0.03	h/o	4.28	—	0.02	1.20	0.50
Cd	0.30	0.60	0.19	0.07	0.23	—	0.04	—	—
Sn	1.48	0.85	1.13	2.39	0.88	—	0.27	2.90	3.50
Sb	0.05	<0.01	0.12	0.21	34.2	—	0.04	—	—
Hf	1.07	1.37	2.48	1.63	2.70	2.80	0.53	—	—
Ta	0.63	1.44	2.26	40.3	5.10	10.1	0.14	—	—
W	0.08	0.11	<0.02	0.94	<0.02	0.52	1.41	—	—
Pb	3.20	38.6	1.63	16.3	5.26	11.2	8.19	20.0	11.0
Th	8.25	8.55	11.2	25.1	13.4	42.9	0.87	—	—
U	1.09	2.63	1.05	7.39	1.81	8.01	0.75	—	—



**Рис. 4.** Спектры распределения РЗЭ (а) и элементов-примесей (б) в исследованных и сравниваемых породах.

1–2 – миаскиты: 1 – гранат-амфиболовые, 2 – амфиболовые и биотит-амфиболовые; 3 – гранат-диопсид-скаполитовые амфиболиты; 4, 5 – святоноситы комплексов: 4 – святоносского; 5 – слюдянского. Элементы нормированы по хондриту (а) и примитивной мантии (б) (McDonough, Sun, 1995).

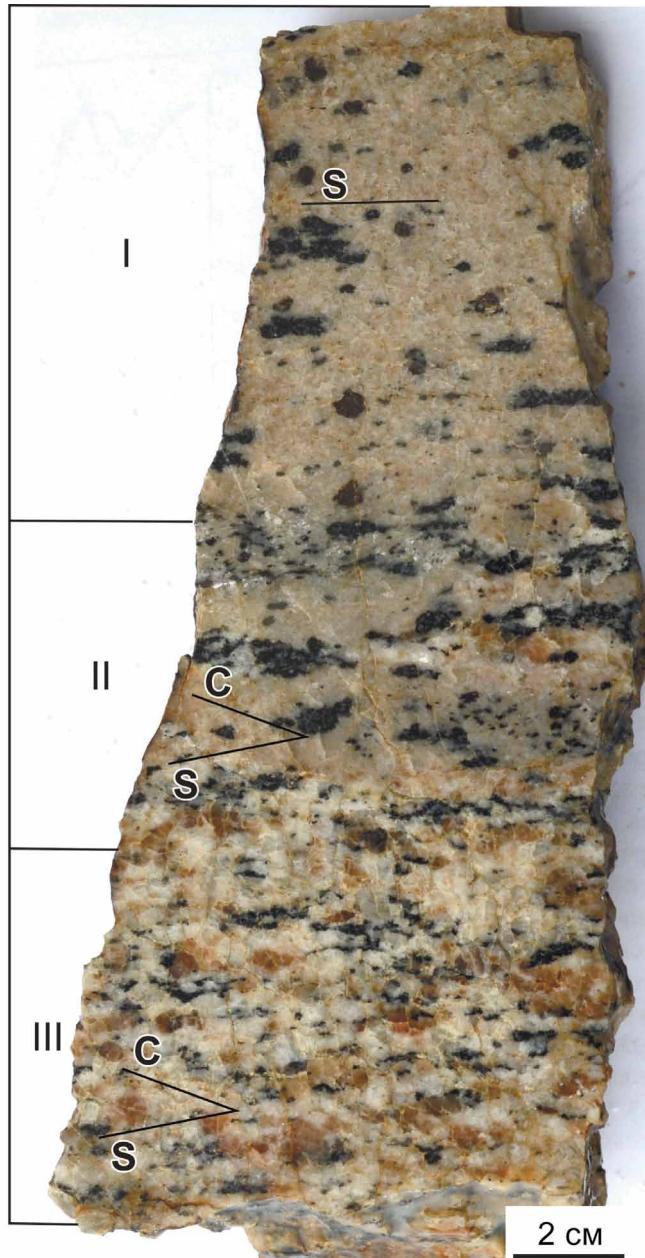
**Fig. 4.** Spectra of REE and trace-elements distribution in researched and compared rocks.

1–2 – miaskites: 1 – garnet-amphibole, 2 – amphibole and biotite-amphibole; 3 – garnet-diopside-scapolite amphibolites; 4, 5 – svyatonoosky; 5 – slyudyansky. The elements are normalized to chondrite (a) and primitive mantle (b) (McDonough, Sun, 1995).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

### Сопоставление вмещающих ГАМ и БАМ

Минералого-петрографические особенности ГАМ показывают близкое структурно-минералогическое и геохимическое сходство с вмещающими их АМ и БАМ, но отличаются от БАМ и широко распространенной в массиве БМ плоскопараллельной (линейной) текстурой и отсутствием милонитовой (CS-) текстуры (рис. 5). Отсутствие сдвиговых С-систем пластичных микросколов указывает на разуплотнение породы в ходе ее преобразования и, как следствие, появление планарных S-текстур в ходе течения



**Рис. 5.** Структурно-текстурные особенности исследованных пород.

I – гранат-амфиболовые миаскиты, II – переходная зона, III – биотит-амфиболовые миаскиты; S – полосчатость, C – плоскость сдвига.

**Fig. 5.** Textural and structural features of researched rocks.

I – garnet-amphibole miaskites, II – transition zone, III – biotite-amphibole miaskites; S – foliation, C – shear bands.

вещества в вязком состоянии (Шемелина, 2001), что подтверждает позднее происхождение ГАМ. Наряду с этим отмечается широкое развитие метасоматических процессов при непосредственном воздействии активного флюида на породы и их разуплотнение в

зонах милонитизации на границах гетерогенных сред (Кирмасов, 2011). Характерные для ГАМ пластиобранные и линейные формы залегания отражают теневую структуру метаморфических толщ (Левин и др., 1976) и подтверждают метасоматическую природу их формирования с характерным постепенным переходом между БАМ и ГАМ (см. рис. 5).

Особенностью минерального состава ГАМ является присутствие: граната ряда гроссуляр-андрадит; зонального олигоклаз-альбита, перититового Ba-содержащего K-Na-полевого шпата с мирамекитовыми и симплектитовыми вростками в нефелине, указывающими на контактово-реакционные взаимоотношения минералов. Также в породе присутствуют высокожелезистые эгирин-диопсид, калий-, ферроферритарит и калийгастингсит с “ситовидными” контактово-реакционными структурами. Наличие акцессорного флюорита (крайне редкого или совсем отсутствующего в прочих разностях миаскитов) и Al-F-содержащего титанита в ГАМ указывает на то, что флюид, участвовавший в его формировании, был насыщен фтором, а флюиды, содержащие в своем составе F, Cl, H, способны мобилизовать инертные в прочих условиях Al и Ti (Терехов, Щербакова, 2012).

Для ГАМ были рассчитаны высокие *PT*-параметры формирования – 500–900°C (Левин, Баженов, 1976), а для вмещающих БАМ и АМ – 8–9 кбар, 600–700°C (Макагонов и др., 2018), что позволяет сравнивать их со святоноситами и сходными метасоматитами ультра- и постультраметаморфического этапа формирования. Процессы динамометаморфизма в Ильменогорской шовной зоне происходили при средних температурах (400–500°C) и высоком давлении водного флюида (10–13 кбар), сопровождаясь интенсивным развитием метасоматических процессов (кислотное выщелачивание, фенитизация и др.) и образованием бластомиленитов, фенитов, диопсид-скаполитовых и прочих метасоматитов (Ворощук, Русин, 2003). При постколлизионных процессах в зонах интенсивной деформации пород происходит неравномерное распределение давления и формирование локальных линейных зон повышенных давлений (Тен, 1993). Возрастание *P* и *T* также обусловлены потоками тепла и вещества в связи с высвобождением глубинных флюидов вдоль разуплотненных деформаций сдвига горных пород (Левицкий, 2005; Терехов, 2007). В метаморфических комплексах, в зонах с повышенными *P* и *T*, давление водного флюида способствует формированию метасоматических пород на постультраметаморфическом этапе, где доминируют метасоматиты дифференцированные на лейко- и меланократовые (Левицкий, 2005), что подтверждается для метасоматитов ИММ: меланократовые – ПАМ и лейкохроматовые – ГАМ.

Важной характеристикой для понимания природы образования ГАМ является их обеднение РЗЭ и

мультиэлементами, например: ПАМ –  $\Sigma$ REE = 970, АМ –  $\Sigma$ REE = 490, ГАМ –  $\Sigma$ REE = 295, БМ –  $\Sigma$ REE = 170 г/т. Вместе с обеднением РЗЭ для ГАМ фиксируется снижение концентраций петрогенных ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ), LILE, HFSE и транзитных элементов, и увеличение  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ , Ge, Rb, Tl. Сходство характера распределения РЗЭ и мультиэлементов в святоноситах (Прибайкалье) и ГАМ Ильменогорского миаскитового массива указывает на их преобразование в коровых условиях, сопровождающихся привносом LILE и перераспределением HFSE и транзитных элементов (Левицкий, 2005).

Природа БАМ, АМ и ПАМ в рамках “палингенно-метасоматической” гипотезы рассматривалась как рестит амфиболитов вмещающих ИММ толщ, а БМ, доминирующие в массиве, – как конечный продукт анатексиса (миаскитизации) при магматическом замещении метаморфогенных толщ (Левин, 1974; Левин и др., 1997). Минералого-geoхимические особенности БАМ, АМ и ПАМ позволяют определить их как продукты базификации с тенденцией в ряду БМ → БАМ → АМ → ПАМ увеличения содержаний Ca, Mg, Fe, Mn, Ti, LILE, HFSE и REE, уменьшение – Al, Tl, в особенности – Si (Левицкий, 2005, 2010). Этот тип метасоматоза мог проявляться на ультраметаморфическом этапе развития массива и происходил по ранее сформированным протошлочным породам (Баженов, 2006; Русин и др., 2006). Структурно-текстурные и минералогические данные, а также широкие вариативные значения содержаний петрогенных, редких и примесных элементов отражают эволюцию метасоматических растворов при понижении температуры и предполагают формирование ГАМ как поздних метасоматических зон на постультраметаморфическом этапе.

Характерный рост концентраций  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_{\text{общ}}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  Ge, Rb, Tl и резкое уменьшение REE, HFSE и транзитных элементов в ГАМ указывают на процесс кислотного выщелачивания при преобразовании пород (БАМ, АМ) ультраметаморфического этапа (Левицкий, 2005).

Аномалии  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  и  $\text{Ce}/\text{Ce}^*$  в большинстве проб отсутствуют либо слабо выражены – (0.90–0.95) и (1.01–1.13) соответственно. Реже в ГАМ фиксируется отрицательная  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  (0.57) и положительная  $\text{Ce}/\text{Ce}^*$  (2.15) аномалии. Невыраженный характер  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  аномалии можно объяснить отсутствием  $\text{Eu}^{2+}$  в метасоматизирующем флюиде (Беликова, Мороз, 2016). Присутствие выраженных отрицательной  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  и положительной  $\text{Ce}/\text{Ce}^*$  аномалий указывает на преимущественно окислительную среду минералообразования. Увеличение окислительных свойств флюида сдвигает равновесие в сторону образования оксида EuO и, как следствие, приводит к появлению отрицательной  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  аномалии. С окислительной сре-

дой петрогенезиса также связано формирование F-содержащих минеральных комплексов в виде  $\text{CaF}_2$  и Al-F-содержащего титанита (Кущ, 2006).

Сходство в распределении элементов ГАМ и вмещающих пород, а также единый характер изменения акцессорных минералов указывают на метасоматическое преобразование как вмещающих (в меньшей степени), так и ГАМ (максимальные изменения).

Низкие и слабо варьирующие значения соотношений  $\text{Ni/Co}$ ,  $\text{Cr/V}$  в ГАМ свидетельствуют о наследовании транзитных элементов из протолита. По кларковым содержаниям Cr и V ГАМ соответствуют метакарбонатным и метаизвестковистым породам (Виноградов, 1962), также близки их содержаниям в АМ и БАМ. Отличительной чертой миаскитов (БМ, БАМ и АМ) от ГАМ является высокие содержания Cr сравнимые с концентрациями в породах основного состава. Данный факт указывает на гетерогенный состав субстрата, как для ГАМ, так и для собственно миаскитов подтверждая вероятность гипотетического формирования миаскитов в ходе плавления осадочного чехла, состоящего из карбонатных и вулканогенно-осадочных пород (Иванов, 2011). Это согласуется с идеей Д.С. Коржинского о метасоматической гранитизации основных и карбонатных пород, богатых Ca и Mg, вызывающих повышение щелочнометаллическости глубинного инфильтрационного флюида, приводящего к преобразованию субстрата в сиениты и нефелиновые сиениты. Субстратом для них могли быть метатерригенные и вулканогенно-осадочные толщи с телами метакарбонатных пород и кальцифиров, широко распространенные в ИММ (Юрецкий и др., 1982; Левин и др., 1997). Таким образом, БМ являются анатектитами, которые могли сохранить ксенолиты карбонатных пород. Позднее, на этапе ультраметаморфизма, БМ подверглись метасоматозу с формированием БАМ, АМ и ПАМ, в которых четко прослеживаются базификатные тенденции. Ксенолиты карбонатных пород также претерпели изменения, преобразовавшись в скарногенитовые породы (гранат-пироксеновые скарны, святоноситы). Позже все породы ИММ были подвергнуты изменениям постколлизионных процессов сдвиговой тектоники, в ходе которой они приобрели характерные черты протомилонитов и милонитов (Медведева и др., 2013; Немов, 2014). Становление региональной сдвиговой зоны на постультраметаморфическом этапе 270–240 млн лет назад приводит к проникновению глубинного флюида, обогащенного Al, Ti, F, РЗЭ, LILE, HFSE и др., вдоль проницаемых зон наиболее разуплотненных деформациями пород (границы гетерогенных сред), в которых происходит преобразование скарногенитовых пород и их вмещающих БАМ и АМ в ГАМ.

Минералого-геохимические особенности ГАМ, а также  $PT$ -параметры формирования определяют их сходство со святоноситами Байкальского реги-

она и метасоматитами постультраметаморфического этапа, развитыми по ним (Левицкий, 2005). Для ГАМ, как и для святоноситов, характерна общая тенденция – обогащение граната гроссуляровым миналом с увеличением содержания в породе нефелина. В гранатах из святоноситов, связанных с мраморами, отмечается доминирование андрадитового минала (Левицкий и др., 2012), характерного и для граната ГАМ, образованных по периферии ПАМ тел (Немов и др., 2017), что свидетельствует о едином механизме их петрогенезиса, где основой является взаимодействие гетерогенных сред (флюид-алюмосиликатная (миаскиты), метакарбонатная (ксенолиты)) и перераспределение компонентов (Левицкий, Петрова, 1982; Левицкий, 2005).

Таким образом, ГАМ можно рассматривать как линейные зоны флюидной проработки в ИММ, где на границах гетерогенных сред создаются условия для кислотно-щелочного биметасоматоза, формирующие окислительную среду минералообразования, ответственную за вынос большинства компонентов и перераспределение их во вмещающие (БАМ, АМ и ПАМ) породы (Левин, 1974; Балашов, 1976; Коржинский, 1982; Немов и др., 2017).

Гранат-диопсид-скаполитовые амфиболиты, ранее отмеченные как субстрат для ГАМ (Левин и др., 1997), отличаются: низкими содержаниями суммы РЗЭ ( $\sum \text{РЗЭ} = 22\text{--}104 \text{ г/т}$  при  $(\text{La/Lu})_n = 1.7\text{--}6.2$ ); отсутствием или выраженным Eu/Eu\* (0.99–1.09) и Ce/Ce\* (0.96–1.01) аномалиями; высокими значениями соотношений Ba/Rb (11–74), Cr/V (0.9–2.2) и низкими – Ba/Pb (5–57), Nb/Ta (9–15), La/Yb (3–9), Ni/Co (1.6–3.6); высоким содержанием транзитных (V, Co, Cr, Ni) элементов и низкими концентрациями LILE при их слабой вариативности. Характер распределения мультиэлементов в гранат-диопсид-скаполитовых амфиболитах отличается от та-кового из ГАМ (см. рис. 4б), что позволяет предположить несостоительность их и качестве субстрата для ГАМ.

## ВЫВОДЫ

1. По геохимическим особенностям ГАМ сопоставимы с вмещающими БАМ и АМ, но отличаются низкими содержаниями  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , РЗЭ, LILE (Li, Ba, Sr), HFSE (Zr, Y, Sc, Pb, Ta, Nb, Th, U) и транзитных элементов (Mo, V, Co, Cr, Ni), повышенными концентрациями  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ , Rb, а также широкими вариациями соотношений Ba/Rb, Ba/Pb, Nb/Ta, La/Yb. Сходство в тенденциях распределения элементов в ГАМ и вмещающих их породах указывает на единство метасоматического процесса во всех типах пород.

2. Отрицательная Eu/Eu\* и положительная Ce/Ce\* аномалии, формирование F-содержащих минеральных комплексов в виде  $\text{CaF}_2$  и Al-F-содержащего титанита, рост концентраций  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_{\text{общ}}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  Rb и

резкое уменьшение REE, HFSE и транзитных элементов в ГАМ указывают на процесс кислотного выщелачивания при петрогенезисе и кислотно-щелочном типе метасоматоза.

3. Резкие отличия геохимических параметров ГАМ от таковых гранат-диопсид-скаполитовых амфиболитов указывают на несостоительность предположения о роли последних в качестве субстрата, а малые величины соотношений Ni/Co, Cr/V и низкие концентрации транзитных элементов в ГАМ – наследование этих элементов из метакарбонатных пород протолита.

4. Сходство минерального и петрогохимического состава, характера распределения и поведения элементов в ГАМ и святоноситах свидетельствуют о их формировании при взаимодействии гетерогенных сред (метакарбонатных и метаалюмосиликатных пород) и глубинного (мантийного) флюида.

5. ГАМ в ИММ образуют субмеридиональные тела, образованные в тектонически ослабленных зонах (милонитах) на контактах гетерогенных сред (вмещающие миаскиты и метакарбонатные ксенолиты), где в процессе кислотно-щелочного биметасоматоза происходит преобразование корового (метакарбонатного) субстрата и вмещающих миаскитов под воздействием глубинного флюида. Вариативный состав ГАМ является отражением “гетерогенного” состава пород субстрата ИММ и полистадийности их преобразования.

6. ГАМ так же, как и святоноситы, являются породами-индикаторами, которые указывают на механизм взаимодействия корового материала (метакарбонатных ксенолитов и вмещающих миаскитов) с глубинными флюидами и их массовым выбросом на этапе развития сдвиговой тектоники ИВК на постультратометаморфическом этапе 270–240 млн лет назад.

## Благодарности

Автор благодарит за помощь в подготовке статьи коллег из ИГЗ ЮУФНЦ МИГ УрО РАН и аналитиков ЮУЦКП Имин ЮУФНЦ МИГ УрО РАН В.А. Котлярова и И.А. Блинова.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Баженов А.Г. (2006) К вопросу о генезисе миаскитов. Геохимия, петрология, минералогия и генезис щелочных пород: Тез. Всерос. совещ. Миасс, УрО РАН, 21–25.
- Балашов Ю.А. (1976) Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 267 с.
- Беликова Г.И., Мороз Т.Н. (2016) Индикаторная роль европиевой аномалии в эволюции минералообразующих сред. Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии, Башкортостана, Урала и сопредельных территорий, (11), 8486.
- Вах А.С., Авченко О.В., Карабцов А.А., Степанов В.А. (2009) Первая находка гrottита в золоторудных месторождениях. Докл. АН, 428(3), 353–357.
- Виноградов А.П. (1962) Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры. Геохимия, (7), 555–571.
- Ворошук Д.В., Русин А.И. (2003) Опорный геологический разрез средней части Ильменогорско-Сысерской полиметаморфической зоны. Путеводитель геологических экскурсий. Екатеринбург: УрО РАН, 64–95.
- Иванов К.С. (2011) О природе карбонатитов Урала. Литосфера, (1), 20–33.
- Кирмасов А.Б. (2011) Основы структурного анализа. М.: Науч. мир, 368.
- Коржинский Д.С. (1982) Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 104 с.
- Кошевой Ю.Н. (1985) История формирования и структурная эволюция ильменогорского комплекса. Рукопись. Фонды ИГЗ, 313 с.
- Кущ Л.В. (2006) Поведение Be и F при развитии процессов динамотермального метаморфизма и метасоматоза в зоне Бирюсинского разлома (Присаянье). III Сибирская Междунар. конф. молодых ученых по наукам о Земле. Новосибирск: ИГ ОИГГМ, 138–140.
- Левин В.Я. (1974) Щелочная провинция Ильменских-Вишневых гор. М.: Наука, 221.
- Левин В.Я., Баженов А.Г. (1976) Фирситы из Ильменогорского щелочного массива. Щелочные, основные и ультраосновные комплексы Урала. Екатеринбург: УНЦ АН СССР, 23–29.
- Левин В.Я., Роненсон Б.М., Самков В.С., Левина И.А., Сергеев Н.С., Киселев А.П. (1997) Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала. Екатеринбург: Уралгеолком, 244 с.
- Левицкий В.И. (2005) Петрология и геохимия метасоматоза при формировании континентальной коры. Новосибирск: Гео, 340 с.
- Левицкий В.И. (2010) Базификация и базификаты – новые данные в свете старых идей прошлого века. XI Всероссийское петрографическое совещание “Магматизм и метаморфизм в истории Земли” Екатеринбург, ИГ УрО РАН, 13–14.
- Левицкий В.И., Петрова В.И. (1982) Эволюция вещества при формировании святоноситов. Геохимия, (10), 1525–1530.
- Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Скляров Е.В., Левицкий И.В., Ковач В.П., Макагон В.М. (2012) Святоноситы Восточной Сибири – продукты корово-мантийного взаимодействия. Материалы докладов Всероссийского совещания “Современные проблемы геохимии”. Иркутск: ИГ СО РАН, Т. 2, 150–152.
- Ленных В.И., Вализер П.М. (2006) К геологической схеме Ильменогорского комплекса. Геология и минералогия Ильменогорского комплекса: ситуация и проблемы. Миасс: ИГЗ УрО РАН, 20–27.
- Макагонов Е.П., Котляров В.А., Кориневский Е.В. (2018) Амфиболы щелочных пород ильменогорского массива и вмещающих метаморфических пород, Южный Урал. Минералогия, 4, (3), 8–26.
- Медведева Е.В., Немов А.Б., Котляров А.В. (2013) Милонитизированные породы ильменогорского комплекса (Ю. Урал). Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН, (11), 7–10.
- Недосекова И.Л. (2012) Возраст и источники вещества Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса (Урал, Россия): геохимические и изотопные Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb, Lu-Hf данные. Литосфера, (5), 77–95.
- Недосекова И.Л., Владыкин Н.В., Прибавкин С.В., Бая-

- нова Т.Б. (2009) Ильмено-Вишневогорский миаскит-карбонатитовый комплекс: происхождение, рудность, источники вещества (Урал, Россия). *Геология рудн. месторождений*, **51**(2), 157-181.
- Немов А.Б. (2014) Структурно-текстурные особенности миаскитовых милонитов Ильменогорского массива (Южный Урал). *Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: материалы XVI. геолог. съезда Респ. Коми. Т. 2. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН*, 116-119.
- Немов А.Б. (2015) Сандыты Ильменогорского миаскитового массива (Ю. Урал). *Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН*, (7), 9-14.
- Немов А.Б., Медведева Е. В., Котляров А. В. (2017) Сандыты и породы монцонитового состава Ильменогорского миаскитового массива (Южный Урал). *Литосфера*, **17**(3), 87-101.
- Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования (2008). СПб.: ВСЕГЕИ, 200 с.
- Роненсон Б.М. (1966) Происхождение миаскитов и связь с ними редкометалльного оруденения. М.: Недра, 173 с.
- Русин А.И., Краснобаев А.А., Вализер П.М. (2006) Геология Ильменских гор: ситуация, проблемы. *Геология и минералогия ильменогорского комплекса: ситуация и проблемы*. Миасс: ИГЗ УрО РАН, 3-9.
- Тен А.А. (1993) Динамическая модель генерации высоких давлений при сдвиговых деформациях горных пород (результаты численного эксперимента). *Докл. АН*, **328**, (3), 322-324.
- Терехов Е.Н., Щербакова Т.Ф. (2012). Геохимия и генезис "высокоглиноземистых" метаморфических пород восточной части Балтийского щита. *Материалы Всерос. совещания "Современные проблемы геохимии"*. Иркутск: ИГХ СО РАН, **2**, 174-176.
- Терехов Е.Н. (2007). Лапландско-Беломорский подвижный пояс как пример корневой зоны палеопротерозойской рифтовой системы Балтийского щита. *Литосфера*, (6), 15-39.
- Терехов Е.Н. (2013) Тектоническое положение и генезис месторождений ювелирного корунда Высокой Азии. *Литосфера*, (5), 122-140.
- Терехов Е.Н., Акимов А.П. (2013) Тектоническое положение и генезис месторождений ювелирного корунда Высокой Азии. *Литосфера*, (5), 122-140.
- Шемелина И.В. (2001) Индикаторы вязкопластичных сдвиговых деформаций. *Материалы XIX Всерос. молодежной науч. студ. конф. "Строение литосфера и геодинамика"*. Иркутск, 91.
- Юрецкий В.Н., Петров В.И., Кузнецов Г.П., Левин В.Я., Пунегов Б.Н. и др. (1982) Отчет ильменогорского геологосъемочного отряда о результатах геологического доизучения масштаба 1 : 50 000 Ильменогорской площади. Челябинск: ПГО Уралгеология.
- Eskola P. (1921) On the igneous Rocks of Sviatoy Noss in Transbaikalia. *Overs. Finska Vetensk. Soc. Forhandl*, **LXIII**(1), 100.
- Hetzell R., Glodny J. (2002) A crustal-scale, orogen-parallel strike-slip fault in the Middle Urals: age, magnitude of displacement, and geodynamic significance. *Intern. J. Earth Sci.*, **91**(2), 231-254.
- McDonough W.F., Sun S.S. (1995) The composition of the Earth. *Chem. Geol.*, **120**(34), 223-253.

## REFERENCES

- Balashov Yu.A. (1976) *Geokhimiya redkozemel'nykh elementov* [Geochemistry of rare earth elements]. Moscow, Nauka Publ., 267 p. (In Russian)
- Bazhenov A.G. (2006) On the genesis of miaskites. *Geokhimiya, petrologiya mineralogiya i genezis shchelochnykh porod: tezisy Vseros. soveshch.* [Geochemistry, petrology, mineralogy and genesis of alkaline rocks: Abstr. reports. All-Russian Cjnf.] Miass, IMin UrO RAN, 21-25. (In Russian)
- Belikova G.I., Moroz T.N. (2016). Indicator role of the europium anomaly in the evolution of mineral-forming environment. *Geologiya, poleznye iskopaemye i problemy geoekologii Bashkortostana, Urala i sopredelnykh territorii*, [Geology, minerals and problems of Geoecology of Bashkortostan, the Urals and adjacent territories], (11), 84-86. (In Russian)
- Eskola P. (1921) On the igneous Rocks of Sviatoy Nos in Transbaikalia. *Overs. Finska Vetensk. Soc. Forhandl*, **LXIII**(1), 100.
- Hetzell R., Glodny J. (2002) A crustal-scale, orogen-parallel strike-slip fault in the Middle Urals: age, magnitude of displacement, and geodynamic significance. *Intern. J. Earth Sci.*, **91**(2), 231-254.
- Ivanov K.S. (2011) About source of Urals carbonatites. *Litosfera*, (1), 20-33. (In Russian)
- Kirmasov A.B. *Osnovy strukturnogo analiza* [Basis of structural analysys]. Moscow, Nauchnyi mir Publ, 368 p. (In Russian)
- Koshevoi Yu.N. (1985) *Istoriya formirovaniya i strukturnaya evolyutsiya ilmenogorskogo kompleksa Rukopis'*. [History of formation and structural evolution of ilmenogorsk complex. Manuscript]. Fondy IGZ, 313 p. (In Russian, unpublished)
- Korzhinsky D.S. (1982) *Teoriya metasomaticeskoi zonalnosti* [Theory of metasomatic zonality]. Moscow, Nauka Publ., 104 p. (In Russian)
- Kushch L.V. (2006) The Behavior of Be and F in the development of processes of metamorphism and metasomatism in the area Biryusa fault (Sayan). *III Sibirskaya Mezhdunar. konf. molodykh uchenykh po naukam o Zemle* [III Siberian International conference of young scientists on Earth Sciences]. Novosibirsk, IG OIGGM Publ., 138-140. (In Russian)
- Lennykh V.I., Valizer P.M. (2006) To the geological scheme of Ilmenogorsk complex. *Geologiya i mineralogiya Ilmenogorskogo kompleksa: situatsiya i problemy* [Geology and Mineralogy of Ilmeny complex: Situation and problems] Miass, IGZ UrO RAN, 20-27. (In Russian)
- Levin V.Ya. (1974) *Shchelochnaya provintsiya Ilmenskikh-Vishnevskikh gor* [Alkaline province of Ilmen-Vishnevaya mountains]. Moscow, Nauka Publ., 221 p. (In Russian)
- Levin V.Ya., Bazhenov A.G. (1976) Firsity of Ilmeny alkaline massif. *Schelochnye, osnovnye i ultraosnovnye kompleksy Urala* [Alkaline, basic and ultrabasic complexes of the Urals. Ekaterinburg, UNTs AN SSSR, 23-29. (In Russian)
- Levin V.Ya., Ronenon B.M., Samkov V.S., Levina I.A., Sergeev N.S., Kiselev A.P. (1997) *Shchelochno-karbonatnye kompleksy Urala* [Alkaline-carbonatite complexes of the Urals]. Ekaterinburg, Uralgeolkom Publ., 272 p. (In Russian)
- Levitskii V.I. (2005) *Petrologiya i geokhimiya metasomatiza pri formirovaniu kontinental'noi kory* [Petrology and

- geochemistry of metasomatism in the formation of the continental crust]. Novosibirsk, Geo Publ., 340 p. (In Russian)
- Levitskii V.I. (2010) Basification and basifacates – new data in the light of the old ideas of the last century. *XI Vserossiiskoe petrograficheskoe soveschanie "Magmatizm i metamorfizm v istorii Zemli"* [XI All-Russian petrographic meeting "Magmatism and metamorphism in the history of the Earth"]. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 13-14. (In Russian)
- Levitskii V.I., Petrova V.I. (1982) The evolution of matter during the formation of svyatonosites. *Geokhimiya*, (10), 1525-1530. (In Russian)
- Levitskii V.I., Reznitskii L.Z., Sklyarov E.V., Levitskii I.V., Kovach V.P., Makagon V.M. (2012) Svyatonosites of the Eastern Siberia – the products of crust-mantle interaction. *Materialy dokladov Vserossiiskogo soveschaniya "Sovremennye problemy geokhimii"* [Reports of All-Russian Conf. "Modern problems of Geochemistry"]. Irkutsk, IG SO RAN, V. 2, 150-152. (In Russian)
- Makagonov E.P., Kotlyarov V.A., Korinevskii E.V. (2018) Amphiboles of the alkaline rocks of Ilmenogorsk massif and enclosing metamorphic rocks, the Southern Urals. *Minerologiya*, 4(3), 8-26. (In Russian)
- McDonough W.F., Sun S.S. (1995) The composition of the Earth. *Chem. Geol.*, 120(34), 223-253.
- Medvedeva E.V., Nemov A.B., Kotlyarov A.V. (2013) Mylonitised rocks of the Ilmenogorsk complex (the Southern Urals) *Vestnik IG Komi NTs UrO RAN*, (11), 7-10. (In Russian)
- Nedosekova I.L., Vladykin N.V., Pribavkin S.V., Bayanova T.B. (2009) Ilmeno-Vishnevogorsk miaskite-carbonatite complex: origin, ore content, sources of matter (Urals, Russia). *Geol. Rudn. Mestorozh.*, 51 (2), 157-181. (In Russian)
- Nedosekova I.L. (2012) Age and sources of substance of Ilmeno-Vishnevogorsk alkaline complex (the Urals, Russia): geochemical and isotopic Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb, Lu-Hf data. *Litosfera*, (5), 77-95. (In Russian)
- Nemov A.B. (2014) Structural-textural features of mylonites Ilmenogorsk miaskite massif (South Urals). *Geologiya i mineralnye resursy Evropeiskogo Severo-Vostoka Rossii: materialy XVI Geolog. S'ezda Resp. Komi*. [Geology and mineral resources of the European North-East of Russia: Materials XVI geologist. Congress Rp. Komi]. *IG Komi Nts UrO RAN*, Syktyvkar, (2), 116-119. (In Russian)
- Nemov A.B. (2015) Sandyites of Ilmenogorsk miaskite massif. *Vestnik IG Komi NTs UrO RAN*, (7) 9-14. (In Russian)
- Nemov A.B., Medvedeva E.V., Kotlyarov A.V. (2017) Sandyites and rocks of monzonite composition of Ilmeny miaskite massif (the Southern Urals). *Litosfera*, 17(3), 87-101. (In Russian)
- Ronenson B.M. (1966) *Proiskhozhdenie miaskitov i svyaz' s nimi redkometall'nogo orudneniya* [The origin of miaskites and the connection of rare metal mineralization with them]. Moscow, Nedra Publ., 173 p. (In Russian)
- Rusin A.I., Krasnobaev A.A., Valizer P.M. (2006) Geology of Ilmen Mountains: Situation, problems. *Geologiya i mineralogiya Il'menogorskogo kompleksa: situatsiya i problemy* [Geology and Mineralogy of Ilmenogorsk complex: Situation and problems]. Miass, UrO RAN, 3-19. (In Russian)
- Shemelina I.V. (2001) Viscoplastic shear strain indicators. *Materialy XIX Vseros. molodezhnoi nauch. stud. konf. "Stroenie litosfery i geodinamika"* [Materials XIX All-Russian youth scientific and student Conf. "Structure of the lithosphere and geodynamics"]. Irkutsk, IGH SB RAS, 91. (In Russian)
- Ten A.A. (1993) A dynamic model of generation of high pressures during shear deformation of rocks (the results of the numerical experiment). *Dokl. Akad. Nauk*, 328(3), 322-324. (In Russian)
- Terekhov E.N. (2007). Laplandian-Belomorian mobile belt as an example of the root zone of the Paleoproterozoic rift system of the Baltic shield. *Litosfera*, (6), 15-39. (In Russian)
- Terekhov E.N. (2013) Tectonic setting and genesis of gem corundum deposits of High Asia). *Litosfera*, (5), 122-140. (In Russian)
- Terekhov E.N., Shcherbakova T.F. (2012). Geochemistry and Genesis of "high-alumina" metamorphic rocks of the eastern part of the Baltic shield. *Materialy Vserossiiskogo soveshch. "Sovremennye problemy geokhimii"* [Materials of the all-Russian meeting "Modern problems of Geochemistry"]. Irkutsk, IGH SB RAS, 2, 174-176. (In Russian)
- Vakh A.S., Avchenko O.V., Karabtsov A.A., Stepanov V.A. (2009) The first finding of grothite in the gold deposits). *Dokl. Akad. Nauk*, 428(3), 353-357. (In Russian)
- Vinogradov A.P. (1962) The average content of chemical elements in the main types of igneous rocks of the earth's crust.). *Geokhimiya*, (7), 555-571. (In Russian)
- Voroschuk D.V., Rusin A.I. (2003) Reference geological section of the middle part of the Ilmenogorsk-Sysert' polymetamorphic zone. *Putevoditel' geologicheskikh ekskursii* [Guide to geological excursions]. Ekaterinburg, UrO RAN, 64-95. (In Russian)
- Yuretskii V.N., Petrov V.I., Kuznetsov G.P., Levin V.Ya., Punegov B.N. et al. (1982) *Otchet ilmenogorskogo geologosemochnogo otryada o rezulatakh geologicheskogo doizucheniya mashtaba 1 : 50 000 Ilmenogorskoi ploschchadi* [Report of Ilmenogorsk geological survey group on the results of geological additional study of the scale of 1 : 50 000 Ilmenogorsk area]. Chelyabinsk, Uralgeologiya. (In Russian unpublished)

## Геоисторический анализ северной части Пай-Хойского карбонатного паравтохтона в позднем девоне–карбоне

Д. А. Груздев<sup>1</sup>, А. И. Герасимова<sup>2</sup>, А. В. Журавлев<sup>1</sup>, Я. А. Вевель<sup>1</sup>

<sup>1</sup>ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, 167982, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54, e-mail: dag@yandex.ru

<sup>2</sup>ВСЕГЕИ, 199106, г. Санкт-Петербург, Средний пр., 74

Поступила в редакцию 15.10.2019 г., принята к печати 30.01.2020 г.

**Объект исследования.** В статье рассматриваются особенности геологического строения северной (обнаженной) части Коротаихинской впадины Припайхайско-Новоземельского краевого прогиба. Впадина представляет собой крупную геологическую структуру, в строении осадочного чехла которой значительную роль играет верхнедевонско-каменноугольный карбонатный комплекс, выходящий на дневную поверхность в пределах Пай-Хойского карбонатного паравтохтона. **Материалы и методы.** Фактическим материалом послужили результаты изучения разрезов северо-западного Пай-Хоя, позволившие уточнить местную стратиграфическую схему паравтохтона, а также составить обоснованные сводные последовательности для стратиграфических подразделений. При анализе геологических материалов были использованы литолого-фациальный метод, анализ мощностей (построение кривых погружения), реконструкция степени термального катагенеза по индексам окраски конодонтов, а также определение пористости рентгенотомографическим методом. **Результаты.** Разрез верхнего девона–карбона общей мощностью около 900 м слагают терригенно-карбонатная пырковская толща (франский ярус), карбонатные лымбадъягинская (фаменско-турнейский интервал), болванская (визейско-башкирский интервал) свиты, хой-понганасейская толща и риф Чайка (московско-касимовский интервал). Формирование раннефранской части разреза происходило в условиях изолирующего шельфового мелководья. В среднем-позднем фране произошло заложение Коротаихинской палеовпадины и образование изолированной карбонатной платформы. Заполнение впадины завершилось в конце раннего визе. В позднем визе–позднем карбоне существовали условия карбонатной платформы (рампы). Палеогеотермальный градиент, реконструируемый по индексам окраски конодонтов для среднего палеозоя Пай-Хойского карбонатного паравтохтона, в разы превышает таковой для большинства районов севера Печорской плиты. Вероятно, это связано с тектонической активностью края плиты в позднекаменноугольно-мезозойское время. Наблюдается последовательное снижение открытой пористости отложений вниз по разрезу (от 6 до 0,1%), что отражает возрастание степени уплотнения и перекристаллизации карбонатов. **Заключение.** Фаменско-турнейский карбонатный комплекс Пай-Хойского паравтохтона сформировался в условиях изолированной карбонатной платформы, а визейско-позднекаменноугольные отложения накапливались в условиях внешнего края рампы. Карбонатный верхний девон–средний карбон Пай-Хойского паравтохтона характеризуется крайне низкой открытой пористостью и высокой степенью термальной переработки пород (градации катагенеза до МК4-АК3). В сочетании с высокой степенью дислоцированности (изоклинальная складчатость и разрывные нарушения) эти характеристики существенно снижают перспективы нефтегазоносности данных отложений.

**Ключевые слова:** Коротаихинская впадина, Пай-Хойский паравтохтон, верхний девон, карбон, геологическая история, термальный катагенез, пористость

### Источник финансирования

Эта работа выполнялась в рамках государственных проектов Института геологии ФИЦ Коми СО РАН № 18-5-5-13 и AAA-A17-117121140081-7

## Geohistorical analysis of the northern part of the Pai-Khoi carbonate parautochthon in Late Devonian–Carboniferous

Denis A. Gruzdev<sup>1</sup>, Alexandra I. Gerasimova<sup>2</sup>, Andrey V. Zhuravlev<sup>1</sup>, Yadviga A. Vevel<sup>1</sup>

<sup>1</sup>IG FRC Komi Sc UB RAS, 54 Pervomaiskaya st., Syktyvkar 167982, Russia, e-mail: jiiin-94@mail.ru

<sup>2</sup>VSEGEI, 74 Srednii av., St.Petersburg 199106, Russia

Received 15.10.2019, accepted 30.01.2020

**Для цитирования:** Груздев Д.А., Герасимова А.И., Журавлев А.В., Вевель Я.А. (2020) Геоисторический анализ северной части Пай-Хойского карбонатного паравтохтона в позднем девоне–карбоне. *Литосфера*, 20(5), 668–681. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-5-668-681

**For citation:** Gruzdev D.A., Gerasimova A.I., Zhuravlev A.V., Vevel Ya.A. (2020) Geohistorical analysis of the northern part of the Pai-Khoi carbonate parautochthon in Late Devonian–Carboniferous. *Litosfera*, 20(5), 668–681. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-5-668-681

**Research subject.** This article focuses on the geological structure of the northern part of the Pai-Khoi carbonate parautochthone. **Materials and methods.** The study was based on the data obtained on the key sections of the North-Western Pai-Khoi. Research methods included lithological and facies analysis, subsidence curves, reconstruction of the thermal maturity of deposits based on conodont alteration indexes, X-ray microtomography for determining porosity values. **Results.** The Upper Devonian–Carboniferous succession (ca. 900 m thick) is composed of the terrigenous and carbonate Pyrkov Fm. (Frasnian), carbonate Lymbadyakha Fm. (Famennian-Tournaisian), Bolvanskii Fm. (Visean-Bashkirian), and Hoiponganase Fm. and Reef Chaika (Moskovian-Kasimovian). The early Frasnian part of the succession was deposited in a shallow-water environment. In the Middle–Late Frasnian, the Korotaikha paleodepression and an isolated carbonate platform was formed on the shelf edge. Filling of the paleodepression was completed at the end of the Early Visean. In the Late Visean–Late Carboniferous, a carbonate platform (ramp) formed. A Middle Paleozoic paleogeothermal gradient reconstructed on the basis of conodont alteration indexes is much higher in the Pai-Khoi carbonate parautochthone than in the most of Pechora Plate regions. This is likely to have been caused by the tectonic activity of the plate border in the Late Carboniferous–Mesozoic. A downward decrease in open porosity (from 6% to 0.1%) is likely to have been associated with increased compaction and recrystallization of the carbonates. **Conclusions.** Famennian-Tournaisian carbonate formations of the Pai-Khoi carbonate parautochthone were deposited under the conditions of isolated platform environment; however, the Visean–Late Carboniferous deposits were formed in the outer ramp environment. The Late Devonian–Middle Carboniferous carbonate deposits of the Pai-Khoi parautochthone demonstrate an extremely low open porosity and a high thermal maturity. These properties, along with the pronounced faulting and folding of the rocks, significantly decrease petroleum-bearing prospects of these deposits.

**Keywords:** Korotaikha depression, Pai-Khoi parautochthone, Upper Devonian, Carboniferous, geological history, thermal maturity, porosity

#### Funding information

*This work was fulfilled under the state-financed projects of the Institute of Geology FIC Komi Sc UB RAS No. 18-5-5-13 and AAAA-A17-117121140081-7*

#### Acknowledgements

The authors express their gratitude to the reviewer for constructive comments that helped us improve this work significantly

## ВВЕДЕНИЕ

Коротаихинская впадина Припайхойско-Новоzemельского краевого прогиба представляет собой крупную геологическую структуру, осложненную складчато-надвиговыми дислокациями позднекаменноугольно-юрского возраста (Юдин, 1994; Тимонин и др., 2004). В строении осадочного чехла северо-восточного борта впадины значительную роль играет верхнедевонско-каменноугольный карбонатный комплекс, с которым связываются основные перспективы нефтегазоносности (Варламов и др., 2012; Дмитриева и др., 2011, 2014). Прогнозные ресурсы по категории Д1+Д2 в пределах Сабриягинской, Янгарейской и Верхнеянгарейской структур северо-восточного борта Коротаихинской впадины составляют 28.95 млн т по нефти и 15.127 млрд м<sup>3</sup> по свободному газу (Прищепа и др., 2008, 2012; Акимов, 2013; Ступакова и др., 2017). Практическое отсутствие детальных геологических данных, в том числе бурения, в сочетании с интенсивной складчатой и разрывной тектоникой делает сейсмо-геологические исследования в данном районе малоэффективными. Наиболее достоверную информацию

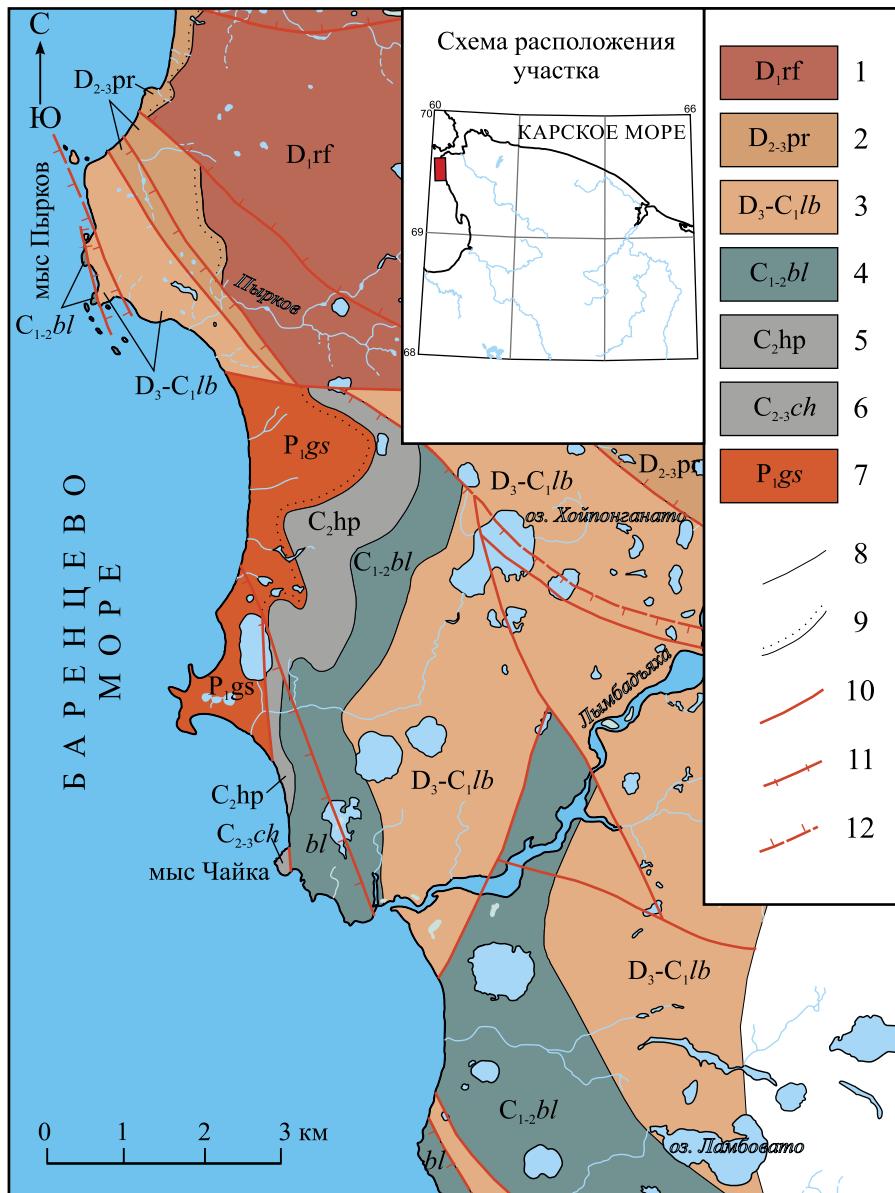
о строении, составе и свойствах верхнедевонско-каменноугольного карбонатного комплекса северо-восточного борта Коротаихинской впадины можно получить по естественным выходам на северо-западном Пай-Хое, которые в тектоническом плане приурочены к Пай-Хойскому карбонатному паравтохтону (Юдин, 1994; Дмитриева и др., 2014; Чумаков и др., 2014). Именно юго-восточное продолжение паравтохтона, перекрытое пермскими терригенными образованиями, формирует перспективные горизонты в пределах Сабриягинской, Янгарейской и Верхнеянгарейской структур. Из-за относительно плохой геологической изученности Коротаихинской впадины важной задачей является изучение взаимоотношений горизонтов осадочного чехла и палеозойской истории его развития (Белонин, Прищепа, 2005; Варламов и др., 2012).

Данная статья нацелена на рассмотрение особенностей геологического строения северной (обнаженной) части паравтохтона, выявление основных этапов его развития в позднем девоне–карбоне, а также на оценку свойств пород, слагающих паравтохтон (пористость, плотность, степень термального катагенеза).

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Фактическим материалом для данной работы послужили результаты изучения разрезов северо-западного Пай-Хоя на побережье Баренцева моря, пролива Югорский Шар и в долинах р. Лымбадъяха, руч. Хойпонганасе, руч. Пырков (Журавлев и др.,

2015, 2018; Журавлев, 2016; Журавлев, Вевель, 2017) (рис. 1). На основе изучения разрезов была существенно уточнена местная стратиграфическая схема паравтохтона, а также составлены обоснованные сводные последовательности для стратиграфических подразделений (Журавлев и др., 2015; Журавлев, 2016; Журавлев, Вевель, 2017). Детальное кар-



**Рис. 1.** Схематическая геологическая карта северной части Пай-Хойского карбонатного паравтохтона, по (Романов, Журавлев, 2017) с изменениями.

1 – рифовая толща, 2 – пырковская толща, 3 – лымбадъянская свита, 4 – болванская свита, 5 – хойпонганасейская толща, 6 – риф Чайка, 7 – гусиная свита, 8 – геологические границы согласные, 9 – геологические границы с размывом, 10 – разрывные нарушения субвертикальные, 11 – надвиги, 12 – надвиги предполагаемые.

**Fig. 1.** Sketch geological map of the northern part of the Pai-Khoi carbonate parautochthone (from Romanov, Zhuravlev, 2017) with changes.

1 – Rifovaya strata, 2 – Pyrkov st., 3 – Lymbadyakha Formation, 4 – Bolvan Fm., 5 – Hoiponganase st., 6 – Reef Chaika, 7 – Gus Fm., 8 – conform geological boundaries, 9 – disconformity, 10 – subvertical faults, 11 – thrusts, 12 – supposed thrusts.

тирование отдельных участков позволило сформировать новые представления о геологическом строении территории (Шишгин и др., 2012; Чумаков и др., 2014; Романов, Журавлев, 2017).

При анализе геологических материалов был использован комплекс методов. Литолого-фациальный анализ проводился на основе выделения последовательностей пород, обладающих определенными структурно-текстурными признаками, для уточнения полученных данных использовалось описание шлифов. Среди текстурных особенностей при полевом описании осадочных последовательностей учитывались такие признаки, как тип слоистости, знаки ряби, характер межслоевых поверхностей, гиероглифы. При микроскопическом изучении устанавливались структурные характеристики породы: размер форменных элементов, характер сортировки, степень окатанности и ориентировка, а также характер цемента.

Реконструкция погружения для позднедевонско-среднекаменноугольного интервала осуществлена с помощью программного обеспечения Back-Strip (Cardozo, 2019). Исходными данными для реконструкции послужили сводные разрезы, их фациальная интерпретация и материалы по эвстатическим колебаниям в палеозое (Наq, Schutter, 2008). Кроме того, использованы данные по разрезам обрамления Коротаихинской впадины: разрез на р. Талота и скв. 1-Рифовая (север Вашуткино-Талотинской зоны), скв. 1-Хавдейская (юг Коротаихинской впадины).

По индексам окраски конодонтов (ИОК) для 65 образцов, характеризующих рассматриваемые стратиграфические подразделения, была проведена реконструкция степени термального катагенеза (Журавлев, 2017). Для сравнения такие же данные были получены для скважин Падимской площади (Воркутинское поперечное поднятие) и скв. Оленья-10 (северо-восток Хорейверской впадины).

Определение общей и открытой пористости было проведено для 46 образцов рентгенотомографическим методом с пространственным разрешением 7 мкм (микротомограф Skyscan 1173, Горный институт, г. Санкт-Петербург). Подробно методика и результаты микротомографического определения пористости были описаны ранее (Журавлев и др., 2017).

## КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ

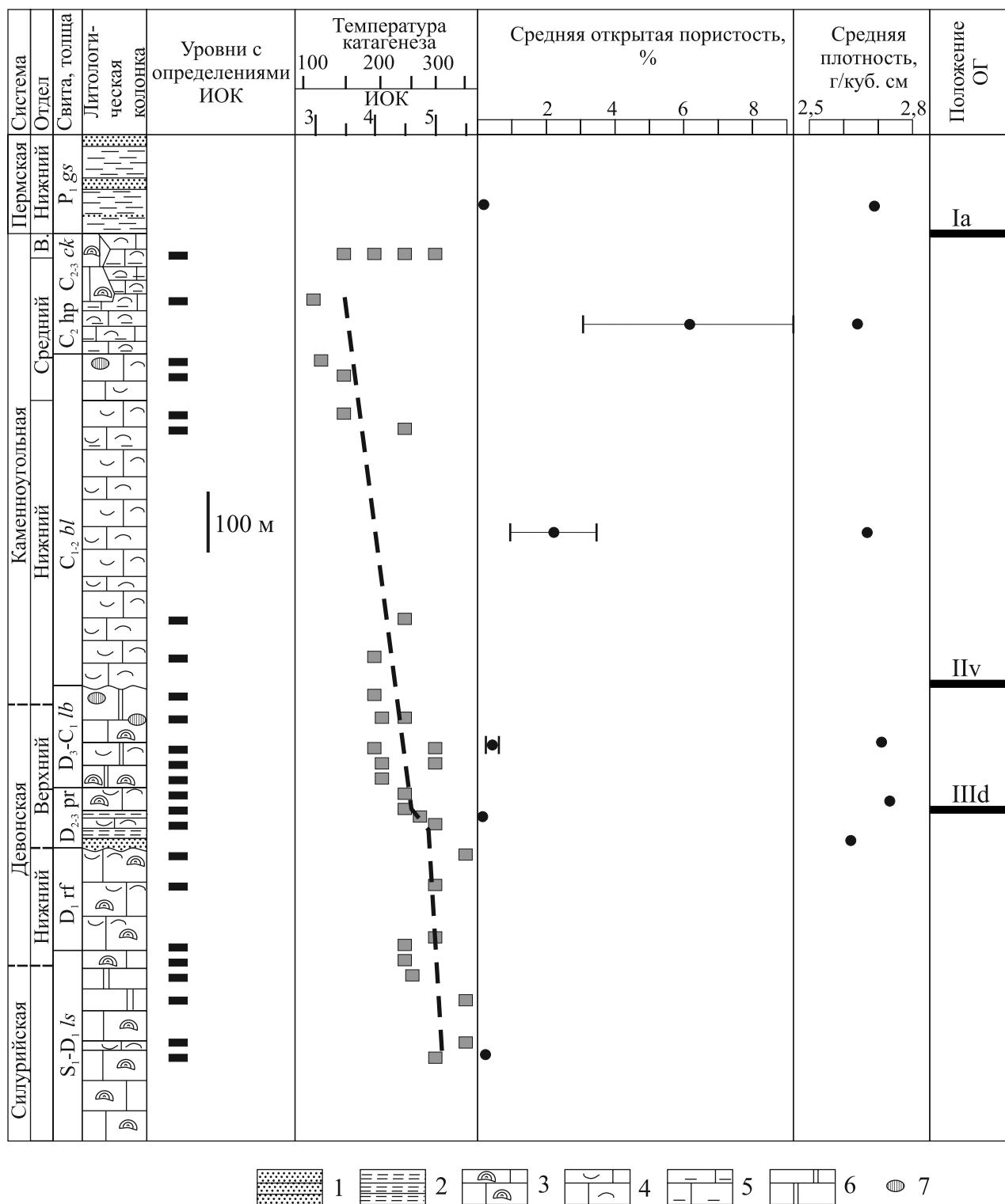
Стратиграфия верхнедевонско-каменноугольного интервала Пай-Хойского карбонатного паравтохтона рассмотрена в ряде работ (Крылова, 1940; Степанов и др., 1977; Барсов, Кононова, 1983; Тимонин, 2006; Журавлев и др., 2015; Журавлев, 2016). Все местные стратоны детально охарактеризованы как литологически, так и биостратиграфи-

чески (Журавлев и др., 2015; Журавлев, 2016), поэтому ниже приводится лишь краткая их характеристика (рис. 2).

На размытой поверхности микробиально-водорослевых карбонатов раннедевонского возраста (рифовая толща) залегает пырковская толща. Нижняя часть толщи сложена чередованием сероцветных алевролитов, аргиллитов и кварцевых косослойчатых песчаников. Вверх по разрезу появляются прослои дегритовых известняков с брахиоподами и происходит постепенный переход к чередованию серых аргиллитов и известняков. Выше залегают серые доломитистые известняки с линзами гравийных известняковых конгломератов и темносерыми кремнистыми стяжениями линзовидной формы. В конгломератах присутствуют обломки ветвистых строматопор и известковых водорослей. Верхняя часть пырковской толщи представлена микритовыми кремнистыми известняками. Мощность толщи по имеющимся оценкам составляет 60–80 м. В кровле толщи предполагается незначительный перерыв в осадконакоплении. Основание толщи сопоставляется с отражающим горизонтом (ОГ) IIId. По конодонтам нижняя глинисто-терригенная часть толщи датирована ранним-средним франом, а глинисто-карбонатная и карбонатная – средним-поздним франом (Журавлев, 2016). Средняя открытая пористость карбонатных отложений составляет 0.1, песчаных – 0.4%.

Пырковская толща перекрывается лымбадъянской свитой, которая сложена серыми известняками и доломитами с кремнистыми и кальцитовыми стяжениями в верхней части. Для свиты, исключая самую верхнюю часть, характерны маломощные водорослево-строматопоровые органогенные постройки (Журавлев и др., 2015), в ней присутствуют отдельные скопления мелких брахиопод, одиночные и колониальные кораллы, редкие остатки известковых водорослей, фораминифер, криноидей и остракод. Мощность свиты около 150 м. Нижняя часть ее датирована по конодонтам и остракодам ранним фаменом, а верхняя сопоставляется со средним турне (Журавлев и др., 2018). Для прикровельной части свиты характерно интенсивное окремнение. Средняя открытая пористость пород лымбадъянской свиты составляет 0.4%.

На лымбадъянской свите с размывом залегает болванская свита. Стратиграфический объем размыва оценивается в верхнюю часть турне и нижний подъярус визейского яруса (Журавлев и др., 2015). По аналогии с более полным разрезом свиты на северо-востоке о. Вайгач (Журавлев и др., 2011, 2018) предполагается, что на севере Пай-Хоя отсутствует (размыто и/или не накопилось) около 200–300 м по мощности. Болванская свита сложена преимущественно дегритовыми известняками, формирующими линзовидные чередования различающихся по гранулометрии разностей. В извест-



**Рис. 2.** Сводный разрез палеозойских отложений северной части Пай-Хойского карбонатного паравтохтона.

1 – песчаник, 2 – аргиллит и алевролит, 3 – известняк органогенный, 4 – известняк органогенно-детритовый, 5 – известняк глинистый, 6 – доломит, 7 – кремнистые стяжения.

**Fig. 2.** Composite succession of the Paleozoic of the northern part of the Pai-Khoi carbonate paraautochthone.

1 – sandstone, 2 – shale and siltstone, 3 – organogenous limestone, 4 – detritic limestone, 5 – clayey limestone, 6 – dolostone, 7 – siliceous concretions.

няках присутствуют кремнисто-карбонатные конкреции и конкреционные плиты, особенно в верхней части свиты. Для нижней части характерны доломитистые известняки. Многочисленны остатки бентосных организмов с карбонатным скелетом: фораминифер, известковых водорослей, колониальных и одиночных кораллов, крупных брахиопод, гастропод, мшанок, криноидей. Отмечаются коралловые биостромы, брахиоподовые банки и криноидные известняки. В верхненесерпуховской части отмечена маломощная (0.3–0.5 м) пачка известковых аргиллитов. Мощность болванской свиты около 550 м. С ее подошвой связан ОГ II. Стратиграфический объем свиты соответствует интервалу от верхней части визейского до башкирского яруса включительно (Журавлев и др., 2015; Журавлев, Вевель, 2017). Средняя открытая пористость пород составляет 2.2%.

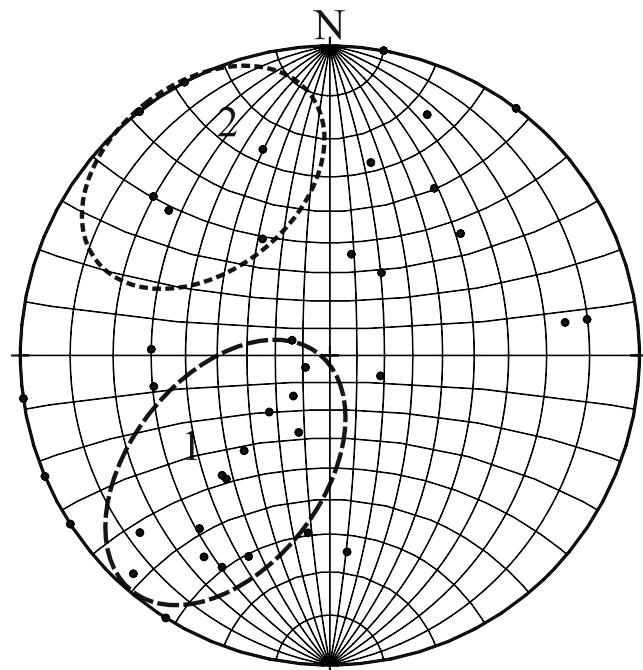
Кровля болванской свиты в северной части Пай-Хойского карбонатного паравтохтона проводится по подошве органогенных построек рифа Чайка, нижняя часть которых датирована по макрофауне, фораминиферам и конодонтам московским веком (Крылова, 1940; Степанов и др., 1977; Барсов, Кононова, 1983; Соловьева, 1984; Журавлев и др., 2015). Вне зоны развития органогенных построек болванская свита перекрывается хойпонганасейской толщей. Граница проводится по появлению в известняках частых глинистых прослоев и приблизительно датируется началом московского века среднего карбона (Журавлев и др., 2015).

Хойпонганасейская толща представлена линзовидными чередованиями тонко- и среднедетритовых известняков с криноидеями и брахиоподами. Границы чередований подчеркнуты тонкими глинисто-карбонатными прослойями. В верхней части толщи присутствуют мелкие (первые метры в поперечнике, до 1 м по мощности) брахиоподово-мшанковые органогенные постройки (калипты). В известняках отмечаются кремнисто-карбонатные стяжения темно-серого цвета неправильной формы. Мощность толщи 150–200 м. Редкие находки конодонтов позволяют сопоставить хойпонганасейскую толщу с московским ярусом среднего карбона (Журавлев и др., 2015). В верхней части толщи возможно присутствие отложений позднего карбона, синхронных верхней части рифа Чайка.

Средняя открытая пористость пород хойпонганасейской толщи составляет 6.2%.

Латерально хойпонганасейская толща замещается рифом Чайка, который представляет собой серию брахиоподово-криноидно-мшанковых органогенных построек, разделенных маломощными (первые метры) пачками слабоглинистых дегритовых, криноидных и брахиоподовых известняков. Видимая мощность рифа Чайка составляет около 150–200 м.

Риф Чайка и хойпонганасейская толща перекрываются терригенно-глинистыми отложениями ран-



**Рис. 3.** Ориентировка осевых плоскостей складок в пределах северной части Пай-Хойского карбонатного паравтохтона ( $N = 40$ ). Равноугольная стереографическая проекция нормалей на нижнюю полусферу. Объяснения см. в тексте.

**Fig. 3.** Orientation of the axial planes of folds in the northern part of the Pai-Khoi carbonate parautochthon ( $N = 40$ ). Equal-angle stereographic projection on lower hemisphere. See explanations in text.

непермского возраста (гусиная свита). С кровлей хойпонганасейской толщи и органогенных построек связан ОГ Ia. По конодонтам и фораминиферам риф Чайка отвечает стратиграфическому интервалу от московского яруса среднего карбона до касимовского яруса верхнего карбона (Барсов, Кононова, 1983; Соловьева, 1984; Михайлова, Калашников, 1996).

Все отложения среднего палеозоя на рассматриваемой территории сильно дислоцированы. Характерна близкая к изоклинальной и изоклинальная складчатость с преобладающим падением осевых плоскостей складок на северо-восток (рис. 3, область 1). Отмечается также другая система складок с крутопадающими на юго-восток осевыми плоскостями (рис. 3, область 2). Такая картина хорошо согласуется с левосдвиговой моделью формирования складчато-надвиговых дислокаций на Пай-Хое (Curtis et al., 2017).

## ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Составленная для района стратиграфическая последовательность позволяет реконструировать историю осадконакопления в позднем девоне–карбоне.

Глинисто-терригенная часть пырковской толщи предположительно сформировалась в условиях изолирующего мелководья с терригенной седиментацией (Журавлев, 2016). По ориентировке знаков ряби в песчаных пачках предполагается северо-западный источник терригенного стока (в современной системе координат). Периодически встречающиеся линзы биокластического материала, вероятно, фиксируют стадии относительного динамического равновесия, формирующие подводные валы-намывы.

К середине пырковского времени (примерно средний фран) поступление терригенного материала стало сокращаться и полностью прекратилось в конце франа – начале фамена (конец пырковского – начало лымбадъяхинского времени). Самая верхняя часть пырковской толщи и лымбадъяхинская свита накапливались в условиях мелководья с практически отсутствующим поступлением терригенного и даже глинистого материала. Снижение глинистой взвеси и, как следствие, чистота вод способствовали заселению акватории типично морскими организмами. Однако разнообразие и обилие бентоса были невысокими. Наиболее широкое развитие получили мелкие строматопорово-водорослевые органогенные постройки и небольшие брахиоподовые банки. Примечательно практическое отсутствие фораминифер, колониальных кораллов и мшанок, а также относительная редкость остатков одиночных кораллов, криноидей и брахиопод.

Одним из возможных объяснений отсутствия поступления глинистого материала даже на регрессиях может быть понижение в палеорельефе в пределах современной Коротаихинской впадины, которое играло роль ловушки для терригенного и глинистого стока. Существование такой палеодепрессии предполагалось многими исследователями (Варламов и др., 2012), а ее формирование может быть связано с эпиконтинентальным рифтогенезом на Печорской плите на рубеже среднего и позднего девона (Тимонин и др., 2004; Пучков, 2010). Палеодепрессия изолировала Пай-Хойскую карбонатную платформу от Печорской карбонатной платформы, для которой характерны ассоциации органогенных построек с терригенными отложениями, что в значительной степени было обусловлено прибрежным характером фаций (рис. 4).

Установленный в частных разрезах тип изолированной карбонатной платформы на Пай-Хое, вероятно, являлся одним из звеньев в цепочке целого ряда карбонатных платформ (Журавлев, 2012а; Мизенс и др. 2014; Груздев, 2017), протягивающихся вдоль внешнего края шельфа, ограниченных относительно глубоководными впадинами от внутреннего шельфа, аналогичных сформировавшейся в это же время камско-кинельской системе прогибов.

В ранневизейское время из-за значительного падения уровня моря и возможной активизации

поднятия края шельфа произошел размыв отложений на глубину до 200 м. Следы предпоздневизейского субаэрального перерыва в кровле лымбадъяхинской свиты на северо-западном Пай-Хое проявлены в виде окремнения карбонатов и значительного облегчения в них изотопного состава углерода (рис. 5). Низкое содержание органического вещества в породах верхней части лымбадъяхинской свиты позволяет связать это облегчение изотопного состава углерода с древними гипергенными процессами, обусловленными ранневизейской субаэральной экспозицией, а не с миграцией органического вещества.

Переотложение продуктов размыва привело к частичному заполнению палеовпадины и вероятному прекращению в раннем визе существования изолированной карбонатной платформы. Палеовпадина, скорее всего, превратилась в серию остаточных депрессий, следы которых отмечаются в западных разрезах Центрального Пай-Хоя (Журавлев, 2012б).

Начало осадконакопления на рассматриваемой территории приурочено к поздневизейскому времени, когда бассейн стал последовательно заполняться сначала карбонатными, а затем глинисто-карбонатными осадками. На протяжении позднего визе и значительной части серпухова осадконакопление происходило в условиях карбонатной платформы с низким поступлением терригенного и глинистого материала. В это время в условиях волнового воздействия на дне накапливались мелководные биокластовые известняки. Локально существовали коралловые биостромы и брахиоподовые банки, вне построек преобладала седиментация биокластового и пелитоморфного карбонатного осадка.

В позднем серпухове (позднеболванское время) на рассматриваемой территории происходит интенсификация терригенного стока, которая маркируется появлением пачки известковых аргиллитов в верхней части болванской свиты. Этот этап развития бассейна знаменуется сравнительно быстрым падением относительного уровня моря и привносом аллохтонной примеси, отсутствием пелагических и сокращением бентосных организмов. Аналогичные колебания уровня моря в позднем серпухове, отмеченные в работе (Наq, Schutter, 2008), вполне сопоставимы с данным регressiveным эпизодом.

На рубеже среднего и верхнего карбона произошло очередное изменение седиментационной ситуации. В среднем карбоне на периферии карбонатной платформы росли рифогенные массивы, ныне выведенны на дневную поверхность (риф Чайка).

Вариации относительного уровня моря, вероятно, приводили к периодическому затуханию роста органогенных построек и их миграции, возникали обширные площади накопления песчаного кар-

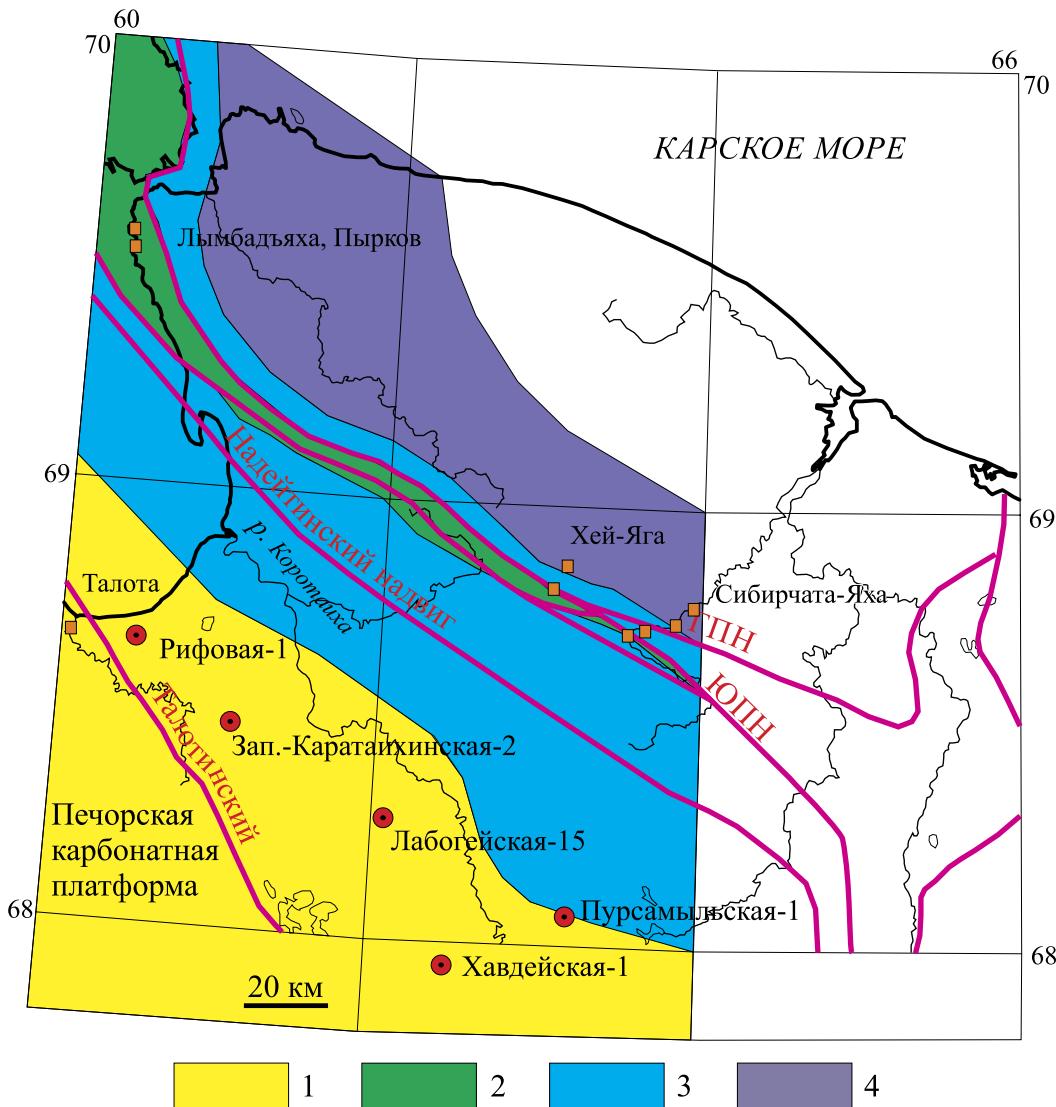


Рис. 4. Схематическая карта типов разреза верхнего девона–нижнего карбона (фамена–турне).

1 – мелководно-карбонатный, 2 – отмельный карбонатный (изолированная платформа), 3 – склоновый глинисто-карбонатный, 4 – глубоководный кремнисто-глинистый и глинисто-карбонатный.

Fig. 4. Sketch map of the types of sequences of the Upper Devonian–Lower Carboniferous (Famennian–Tournaisian).

1 – shallow-water carbonates, 2 – shoal carbonates (isolated carbonate platform), 3 – slope clayey and carbonate deposits, 4 – deep-water siliceous-clayey and clayey-carbonate deposits.

бонатного материала, обогащенного форменными элементами бентоса и планктона.

Таким образом, для средне-позднекаменноугольного этапа характерен ряд особенностей: практическое отсутствие в разрезах оолитов, ограниченное развитие коралловых биостромов (в верхах болванской свиты) и последующее формирование мшанко-брахиоподовых биогермов и их производных. Эти особенности, возможно, являются следствием смены температурного режима в условиях периферийно-крутоугольного рампа в среднем-позднем карбоне (Жемчугова, 2014). Можно предположить, что в

это время шло накопление относительно прохладноводных карбонатов.

Для сводных разрезов Пай-Хойского карбонатного паравтохтона, Вашуткино-Талотинской зоны надвигов (разрез на р. Талота и скв. 1-Рифовая) и юго-запада Коротайхинской впадины (скв. 1-Хавдейская) построены кривые погружения для позднедевонско-ранекаменноугольного интервала (рис. 6). Они позволяют реконструировать формирование в позднем фране–турне поднятия края шельфа, на котором погружение субстрата отставало от такового на западном и юго-западном бортах Коротай-

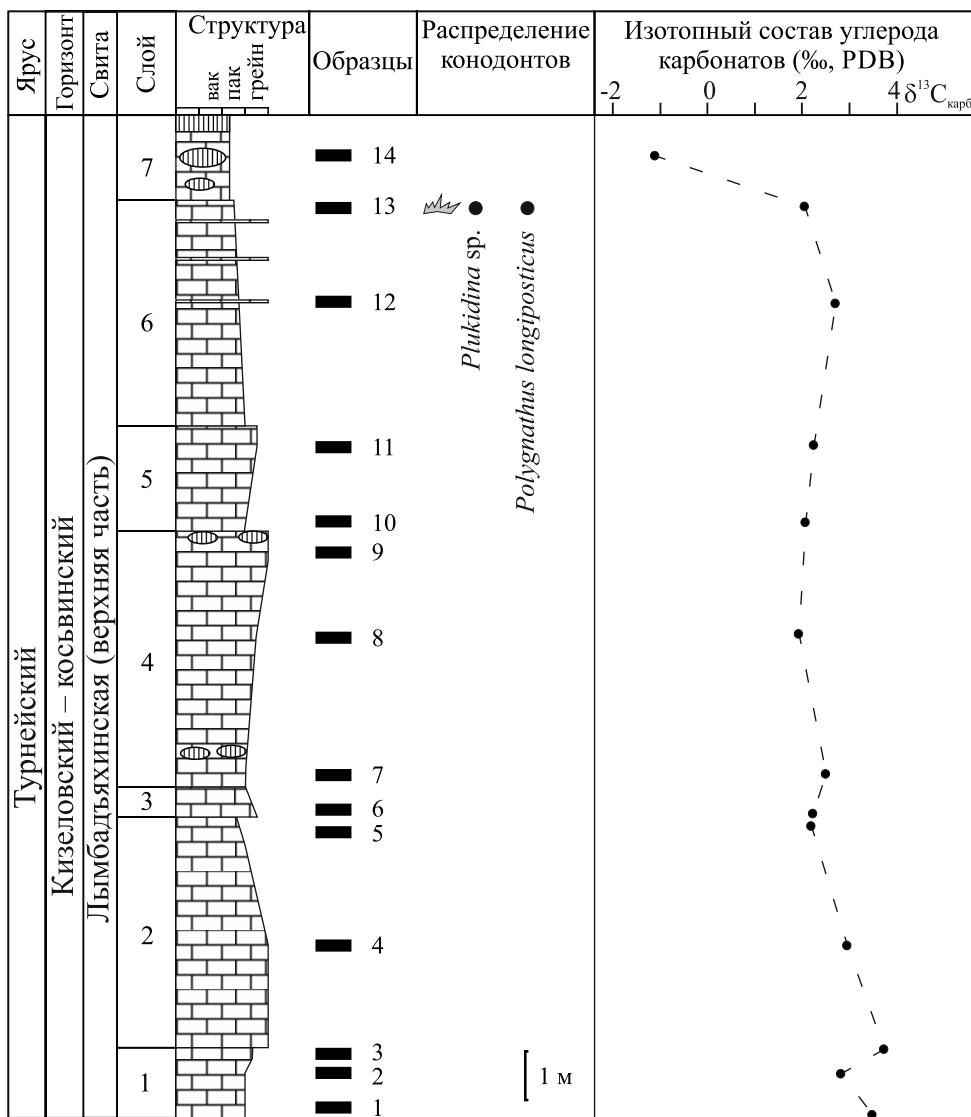


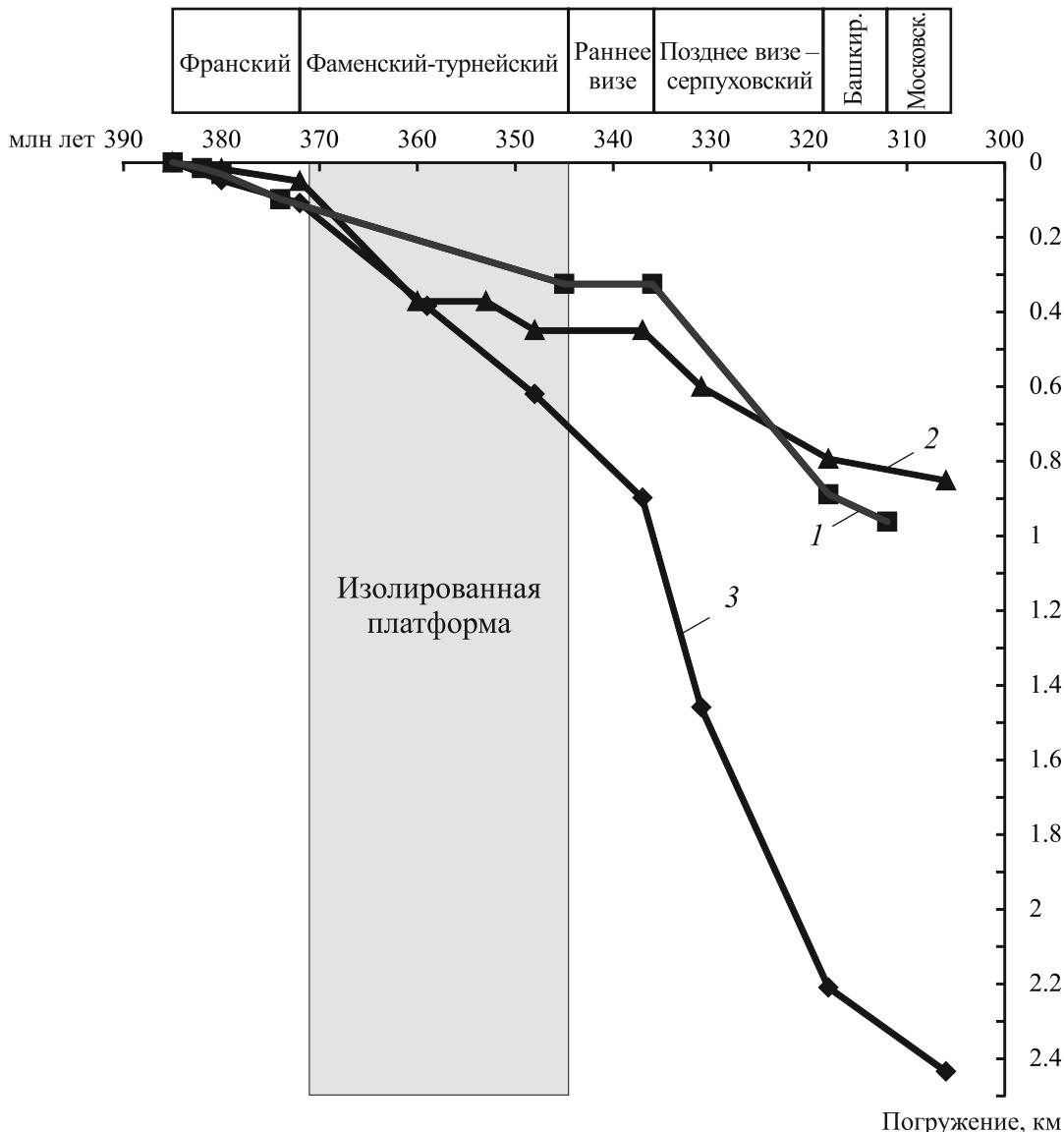
Рис. 5. Разрез верхней части лымбадъяхинской свиты на мысе Пырков.

Fig. 5. Log of the upper part of the Lymbadyakha Fm., Cape of Pyrkov.

хинской впадины (см. рис. 6). Амплитуда отставания может быть оценена в 150–400 м. После ранневизейского перерыва скорость погружения края шельфа возросла и сравнялась с погружением на западном и юго-западном бортах Коротаихинской впадины, а в среднем карбоне скорость погружения во всем регионе резко замедлилась (см. рис. 6). Предполагается, что именно наблюдаемое отставание в погружении края шельфа от восточной части Печорской плиты привело к образованию в позднем фране–раннем фамене поднятия, на котором сформировалась изолированная карбонатная платформа. Позднефанско-раннефаменское время заложения изолированной карбонатной платформы подтверждается и литологическими данными. В разрезе лымбадъяхинской и нижней ча-

сти болванской свиты наблюдаются исключительно карбонатные отложения, практически не содержащие примеси глинистых минералов и обломочных зерен терригенного происхождения. Это рассматривается как косвенное свидетельство существования относительно глубоководной впадины (депрессии) на шельфе, служившей ловушкой для терригенного материала. В современном структурном плане этой впадине, вероятно, отвечает центральная и восточная часть Коротаихинской впадины (см. рис. 4).

Позднетурнейские отложения внутреннего (обращенного к впадине) склона отмели известны на р. Сибирчата-Яха (тип разреза 1 по (Журавлев, 2012б)), так же как и их отмельные стратиграфические аналоги (тип разреза 2 по (Журавлев,



**Рис. 6.** Кривые погружения для разрезов Пай-Хойского карбонатного паравтохтона (график 1), Вашуткино-Талотинской зоны надвигов (р. Талота) (график 2) и юга Коротаихинской впадины (скв. Хавдейская-1) (график 3). Расположение разрезов и скважин см. на рис. 4.

**Fig. 6.** Subsidence curves for the sequences of Pai-Khoi carbonate parautochthone (curve 1), Vashutkino-Talota thrust zone (Talota River section) (curve 2), and south part of Korotaikhin depression (Khavdeiskaya-1 borehole) (curve 3).

Localities are shown in Fig. 4.

лев, 2012б)). Фаменско-турнейские отложения внутреннего склона отмечены также в разрезе на р. Бельковская (устное сообщение Т.Б. Волченковой). В конце турнейского–начале визейского века изменилась и морфология впадины. Внутренний склон впадины, вероятно, стал более пологим относительно предшествующего позднедевонского этапа ее формирования, за счет формирования обширных карбонатных конусов выноса (Варламов и др., 2012).

Ранневизейский размыв как карбонатной платформы Печорской плиты, так и изолированной карбонатной платформы привел к заполнению осадками Коротаихинской депрессии и выравниванию рельефа. Начиная с позднего визе район карбонатного паравтохтона начинает развиваться как край единой Печорской карбонатной платформы.

Времена существования Коротаихинской палеодепрессии отвечает стратиграфический интервал, заключенный между отражающими горизон-

тами IIId и IV (см. рис. 2). На весьма условной геологической интерпретации сейсмопрофиля 15РС (Прищепа и др., 2008, 2012) отмечается сокращение мощности осадочного комплекса между этими отражающими горизонтами в центральной части Коротаихинской впадины, что может расцениваться как косвенное подтверждение существования некомпенсированной палеодепрессии. Более детальная и корректная сейсмо-геологическая модель (Варламов и др., 2012) подтверждает эти выводы для турнейского века и позволяет локализовать положение палеодепрессии в центральной и северо-восточной части современной Коротаихинской впадины.

### ТЕРМАЛЬНЫЙ КАТАГЕНЕЗ

Стратиграфическая динамика индексов окраски конодонтов (ИОК) в разрезах карбонатного паравтохтона и рассчитанных по ним температур катагенеза (см. рис. 2) показывает погружение кровли хойпонганасейской свиты минимум на 1 км, а пырковской толщи – более чем на 1.5 км при высоком палеогеотермальном градиенте около 160 град/км (Журавлев, 2017). При этом среднепалеозойские карбонаты характеризуются градациями катагенеза МК4-АК3 (Клименко, 2008; Журавлев, 2017). Палеогеотермальный градиент, реконструированный для среднего палеозоя Пай-Хойского карбонатного паравтохтона, в разы превышает таковой для большинства районов севера Печорской плиты. Так, по индексам окраски конодонтов для скв. Оленья-10 (северо-восток Хорейверской впадины) в интервале глубин 2568–3996 м реконструирован градиент около 30 град/км, а для скважин Падимейской площади (Воркутинское поперечное поднятие) в интервале глубин 1549–3791 м – от 50 до 70 град/км. Высокий палеогеотермальный градиент в пределах Пай-Хойского карбонатного паравтохтона, вероятно, связан с тектонической активностью края плиты в позднекаменноугольно-мезозойское время (см. также (Юдин, 1994; Тимонин и др., 2004; Zhuravlev, Iosifidi, 2012)).

### ПОРИСТОСТЬ ОТЛОЖЕНИЙ

Наблюдаемое последовательное снижение общей и открытой пористости вниз по разрезу (см. рис. 2), вероятно, отражает возрастание степени уплотнения и перекристаллизации карбонатов. В нижней части разреза (лымбадъянская свита и пырковская толща) средняя открытая межформенная пористость снижается до крайне низких значений 0.1–0.4% (общая пористость 3.7–9.8%). Низкая межформенная пористость сочетается с отсутствием открытой трещиноватости, практически все трещины заполнены кристаллическим кальцитом (Журавлев, 2017). Почти полное отсутствие

пустотного пространства в карбонатах подтверждается и измерениями плотности пород. Для всех рассматриваемых стратонов средняя плотность находится в диапазоне 2.64–2.71 г/см<sup>3</sup> (см. рис. 2), что близко к плотности кристаллического кальцита (2.71 г/см<sup>3</sup>).

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Фаменско-турнейский карбонатный комплекс Пай-Хойского паравтохтона сформировался в условиях изолированной карбонатной платформы, а визейско-позднекаменноугольные отложения накапливались в условиях внешнего края рампы. Специфика седиментационной ситуации отразилась как на биоразнообразии, так и на морфогенетическом типе органогенных сооружений. Характерной особенностью позднефранско-турнейского интервала являлся обедненный состав бентосной фауны, примитивные (монотаксонные) банки и небольшие строматопорово-водорослевые постройки. В поздневизейско-позднекаменноугольное время характерно развитие брахиоподово-коралловых банок, коралловых биостромов и брахиоподово-мшанковых органогенных построек.

Карбонатный верхний девон–средний карбон Пай-Хойского паравтохтона характеризуется крайне низкой открытой межформенной пористостью (менее 10%) и высокой степенью термальной переработки пород (до градаций МК4–АК3). В сочетании с высокой степенью дислоцированности (изоклинальная складчатость и разрывные нарушения) эти характеристики существенно снижают перспективы нефтегазоносности данных отложений. Существующие оптимистичные оценки прогнозных ресурсов северо-восточного борта Коротаихинской впадины требуют серьезных корректировок.

### Благодарности

Авторы выражают благодарность рецензенту за конструктивные замечания, способствовавшие улучшению статьи.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акимов В.В. (2013) Проблемы оценки и освоения углеводородного потенциала недр Коротаихинской впадины. *Вестн. газовой науки. Науч.-техн. сб.*, 5 (16), 148–152.
- Барсов И.С., Кононова Л.И. (1983) О конодонтах каменноугольных отложений мыса Чайка (Юго-Западный Пай-Хой). *Изв. АН СССР. Геол.*, 270(5), 1163–1167.
- Белонин М.Д., Прищепа О.М. (2005) Основные положения Программы комплексного освоения ресурсов углеводородного сырья Северо-Западного региона России до 2020 года. СПб.: ВНИГРИ, 116 с.
- Варламов А.И., Фортунатова Н.К., Мушин И.А., Швец-Тэнэта-Гурий А.Г., Гумаров Р.К., Баранова А.В.

- (2012) Строение и перспективы нефтегазоносности турнейских карбонатных клиноформных комплексов Коротаихинской впадины. *Геология нефти и газа*, 2, 14-24.
- Груздев Д.А. (2017) Позднедевонская-раннекаменно-угольная изолированная карбонатная платформа на Приполярном Урале (р. Бол. Надота). *Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН*, 4 (268), 16-23.
- Дмитриева Т.В., Еременко Н.М., Сокирян Е.В. (2014) Литофациальные и стратиграфические особенности доманиково-турнейского нефтегазоносного комплекса краевых мегапротигибов Тимано-Печорской плиты. *Разведка и охрана недр*, 10, 27-30.
- Дмитриева Т.В., Журавлев А.В., Николаев А.И., Еременко Н.М. (2011) Фациально-стратиграфическая модель девонско-каменноугольных отложений Коротаихинской впадины ТПП. *Разведка и охрана недр*, 4, 22-27.
- Жемчугова В.А. (2014) Резервуарная седиментология карбонатных отложений. М.: ЕАГЕ Геомодель. 232 с.
- Журавлев А.В. (2012а) Седиментационная модель области сочленения Елецкой и Лемвинской формационных зон Приполярного Урала в пограничном девонско-каменноугольном интервале. *Нефтегазовая геология. Теория и практика*. Т. 7, 4, [http://www.ngtp.ru/rub/2/59\\_2012.pdf](http://www.ngtp.ru/rub/2/59_2012.pdf)
- Журавлев А.В. (2012б) Условия формирования раннекаменноугольных отложений Центрального Пай-Хоя. Ленинградская школа литологии. *Материалы Все-российского литологического совещания, посвященного 100-летию со дня рождения Л.Б. Рухина*. СПб.: СПбГУ, Т. 1, 182-184.
- Журавлев А.В. (2016) Строение и условия формирования франских отложений северо-западного Пай-Хоя. *Нефтегазовая геология. Теория и практика*, Т. 11, 4, [http://www.ngtp.ru/rub/2/38\\_2016.pdf](http://www.ngtp.ru/rub/2/38_2016.pdf), DOI: [https://doi.org/10.17353/2070-5379/38\\_2016](https://doi.org/10.17353/2070-5379/38_2016)
- Журавлев А.В. (2017) Оценка степени термального катагенеза палеозойских отложений севера Пай-Хойского паравтохтона по индексам окраски конодонтов. *Литосфера*, 1, 44-52.
- Журавлев А.В., Вевель Я.А. (2017) Среднекаменно-угольная граница на севере Пай-Хоя – корреляция мелководных и глубоководных разрезов. *Ученые зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки*, Т. 159, кн. 1, 152-163.
- Журавлев А.В., Вевель Я.А., Груздев Д.А. (2017) Характеристика порового пространства в породах верхнедевонско-каменноугольного карбонатного комплекса Пай-Хойского паравтохтона. *Нефтегазовая геология. Теория и практика*, Т. 12, 2 [http://www.ngtp.ru/rub/2/17\\_2017.pdf](http://www.ngtp.ru/rub/2/17_2017.pdf), DOI: [https://doi.org/10.17353/2070-5379/17\\_2017](https://doi.org/10.17353/2070-5379/17_2017)
- Журавлев А.В., Вевель Я.А., Груздев Д.А. (2018) Местная стратиграфическая схема верхнего девона и карбона севера Пай-Хоя. *Нефтегазовая геология. Теория и практика*, т. 13. 2. [http://www.ngtp.ru/rub/2/19\\_2018.pdf](http://www.ngtp.ru/rub/2/19_2018.pdf), DOI: [https://doi.org/10.17353/2070-5379/19\\_2018](https://doi.org/10.17353/2070-5379/19_2018). 21 с.
- Журавлев А.В., Вевель Я.А., Иосифиди А.Г., Томаша В.А., Чермных В.А. (2011) Разрез верхнего девона - нижнего карбона на мысе Костяном (о. Вайгач). *Нефтегазовая геология. Теория и практика*, т. 6.1, <http://www.ngtp.ru/rub/2/6>
- Журавлев А.В., Герасимова А.И., Вевель Я.А. (2015) Местная стратиграфическая схема верхнедевонско-каменноугольного интервала севера Пайхойского карбонатного паравтохтона. *Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН*, 4, 8-13.
- Клименко С.С. (2008) Катализ органического вещества осадочных толщ Коротаихинской впадины в аспекте перспектив нефтегазоносности. *Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН*, 9 (165), 28-32.
- Крылова А.К. (1940) К стратиграфии среднего и верхнего палеозоя юг-западного Пай-Хоя. *Зап. ВМО*, ч. 69, сер. 2, вып. 2-3, 418-427.
- Мизенс Г.А., Степанова Т.И., Кучева Н.А., Сапурина С.А. (2014) Геохимические особенности известняков и условия осадконакопления на изолированной карбонатной платформе в позднем девоне и начале карбона на восточной окраине Урала. *Литосфера*, 6, 53-76.
- Михайлова З.П., Калашников Н.В. (1996) Палеонтологическая характеристика московского и касимовского ярусов мыса Чайка (Пай-Хой). *Сыктывкарский палеонтологический сборник*. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, вып. 1, 70-79.
- Прищепа О.М., Житников В.А., Орлова Л.А., Чумакова О.В. (2012) Коротаихинская впадина – новое направление наращивания сырьевой базы нефти и газа в Тимано-Печорской провинции. *Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений*, (5), 4-13.
- Прищепа О.М., Орлова Л.А., Чумакова О.В. (2008) Направления геологоразведочных работ на нефть и газ в северо-восточной части Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. *Нефтегазовая геология. Теория и практика*, Т. 3, 3. [http://www.ngtp.ru/rub/4/40\\_2008.pdf](http://www.ngtp.ru/rub/4/40_2008.pdf)
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогенеза). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- Романов А.А., Журавлев А.В. (2017) Взаимоотношения карбонатного паравтохтона и сланцевого аллохтона Пай-Хоя (Югорский полуостров). *Вестн. Института геологии Коми НЦ УрО РАН*, 1 (265), 22-28. DOI: [10.19110/2221-1381-2017-1-22-28](https://doi.org/10.19110/2221-1381-2017-1-22-28)
- Соловьева М.Н. (1984) Нижняя граница верхнего карбона по фауне фораминифер Югорского полуострова. *Верхний карбон СССР*. М.: Наука, 121-155.
- Степанов Д.Л., Султанов А.А., Гроздилова Л.П., Дегтярев Д.Д., Кручинина О.Н., Лапина Н.Н., Муромцева В.А., Николаев А.И., Попов А.В., Симакова М.А., Ткачева И.Д. (1977) Новое о среднем карбоне Юго-Западного Пай-Хоя. *Вестн. ЛГУ*, 24, 25-32.
- Ступакова А.В., Санникова И.А., Гильмуллина А.А., Большикова М.А., Бордунов С.И., Митронов Д.В., Мордасова А.В. (2017) Перспективы нефтегазоносности Коротаихинской впадины Тимано-Печорского бассейна. *Георесурсы. Спецвыпуск*, ч. 1, 88-101. DOI: <http://doi.org/10.18599/grs.19.10>
- Тимонин Н.И. (2006) Геологическое строение северо-западной части Пай-Хоя. *Проблемы геологии и минералогии* (Ред. А.М. Пыстин). Сыктывкар: Геопринт, 117-127.
- Тимонин Н.И., Юдин В.В., Беляев А.А. (2004) Палеогеодинамика Пай-Хоя. Екатеринбург: УрО РАН, 223 с.
- Чумаков И.С., Зархидзе Д.В., Алексеева Н.А., Витковский И.В., Герасимова А.И., Журавлев А.В., Рома-

- нов А.А. (2014) Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности восточного борта Карагатихинской впадины. *Проблемы воспроизведения запасов нефти и газа в современных условиях. Сборник докладов конференции, посвященной 85-летию ВНИГРИ*. СПб.: ФГУП ВНИГРИ, 1-10.
- Шишкин М.А., Шкарабо С.И., Молчанова Е.В., Маркина Н.В., Молчанова Е.В., Ванштейн Б.Г., Зинченко А.Г., Зуйкова О.Н., Калаус С.В., Козлов С.А., Костин Д.А., Котляр Г.В., Парамонова М.С., Певзнер В.С., Попов М.Я., Пухонто С.К., Савенкова Г.Б., Солонина С.Ф., Чудакова Д.В., Шипилов Э.В., Яковлева Т.В. (2012) Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Южно-Карская. Лист R-41 – Амдерма. Объяснительная записка. СПб.: Картографич. фабрика ВСЕГЕИ, 383 с.
- Юдин В.В. (1994) Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: УИФ Наука, 285 с.
- Cardozo N. BackStrip, v.4.7, 2019 <http://www.ux.uis.no/~nestor/work/programs.html>
- Curtis M.L., Lopez-Mir B., Scott R.A., Howard J.P. Early (2017) Mesozoic sinistral transpression along the Pai-Khoi–Novaya Zemlya fold-thrust belt, Russia. *Geol. Soc., London, Spec. Publ.*, **460**, 355-370. DOI:10.1144/SP460.2
- Haq B.U., Schutter S.R. (2008) A Chronology of Paleozoic Sea-Level Changes. *Science*, **322**(5898), 64-68. DOI: 10.1126/science.1161648
- Prischepa O.M., Orlova L.A., Chumakova O.V. (2008) Directions of exploration for oil and gas in the north-eastern part of the Timan-Pechora petroleum province. *Neftegazovaya geologia. Teoria i praktika*. T. 3, [http://www.ngtp.ru/rub/4/40\\_2008.pdf](http://www.ngtp.ru/rub/4/40_2008.pdf) (In Russian)
- Prischepa O.M., Zhitnikov V.A., Orlova L.A., Chumakova O.V. (2012) Korotaikha depression as a new area for generation of oil and gas resource base in Timan-Pechora province. *Geologiya, geofizika i razrabotka neftyanykh i gazovykh mestorozhdenii*, **5**, 4-13. (In Russian)
- Romanov A.A., Zhuravlev A.V. (2017) The relationship of shale allochthon and carbonate paraautochthon of Pay-Khoy (Ugra Peninsula). *Vestn. IG Komi NTs UrO RAN*, **1**(265), 22-28. DOI: 10.19110/2221-1381-2017-1-22-28. (In Russian)
- Shishkin M.A., Shkarubo S.I., Molchanova E.V., Markina N.V. et al. (2012) *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii* [State geological map of Russian Federation]. Scale 1 : 1 000 000 (third generation). Yuzhno-Karskaya series. R-41, Amderma, Descriptive note. St.Petersburg, Kartograficheskaya fabrika VSEGEI Publ., 383 p. (In Russian)
- Solov'eva N.M. (1984) Lower boundary of the Upper Carboniferous based on foraminifera fauna of Yugor Peninsula. *Verkhniy karbon SSSR* [Upper Carboniferous of USSR]. Moscow, Nedra Publ., 121-155. (In Russian)
- Stepanov D.L., Sultanaev A.A., Grozdilova L.P., Degt'yarev D.D., Kruchinina O.N., Lapina N.N., Muromtseva V.A., Nikolaev A.I., Popov A.V., Simakova M.A., Tkachev I.D. (1977) New on Middle Carboniferous of

## REFERENCES

- Akimov V.V. (2013) Problems of evaluation and exploration of the petroleum potential of the Korotaikha depression. *Vesti Gazovoi Nauki*, **5** (16), 148-152. (In Russian)
- Barskov I.S., Kononova L.I. (1983) About conodonts of the Carboniferous deposits of cape of Tchaika (South-Western Pai-Khoi). *Izv. Akad. Nauk SSSR. Ser. Geol.*, **270**(5), 1163-1167. (In Russian)
- Belonin M.D., Prischepa O.M. *Osnovnye pologeniya Programmy kompleksnogo osvoeniya resursov uglevodorodnogo syr'ya Severo-Zapadnogo regiona Rossii do 2020 goda*. [Main positions of the Program for the integrated development of hydrocarbon resources in the north-western region of Russia until 2020]. SPb. VNIIGRI 2005. 116 p. (In Russian)
- Cardozo N. BackStrip, v.4.7, 2019 <http://www.ux.uis.no/~nestor/work/programs.html>
- Chumakov I.S., Zarkhidze D.V., Alekseeva N.A., Vitskovskii I.V., Gerasimova A.I., Zhuravlev A.V., Romanov A.A. (2014) Geological composition and perspectives of oil and gas bearing of eastern slope of Karataikha depression. *Problemy vospriyvoda zapasov nefti i gaza v sovremennykh usloviyakh. Sbornik dokladov konferentsii, posvyashchennoi 85-letiyu VNIGRI* [Problems of reproduction of oil and gas reserves in modern conditions. Collection of reports of the conference dedicated to the 85th anniversary of VNIGRI]. St.Petersburg, FGUP VNIGRI, 1-10, (In Russian)
- Curtis M.L., Lopez-Mir B., Scott R.A., Howard J.P. Early (2017) Mesozoic sinistral transpression along the Pai-Khoi–Novaya Zemlya fold-thrust belt, Russia. *Geol. Soc., London, Spec. Publ.*, **460**, 355-370. DOI:10.1144/SP460.2

- South-Western Pai-Khoi. *Vestn. LGN*, **24**, 25-32. (In Russian)
- Stupakova A.V., Sannikova I.A., Gil'mullina A.A., Bolshakova M.A., Bordunov S.I., Mitronov D.V., Mordasova A.V. (2017) Oil and gas potential of the Korotaikha Depression in the Timan-Pechora basin. *Georesursy. Spets vypusk* [Georesources. Special issue]. Pt 1, 88-101. (In Russian)
- Timonin N.I. (2006) Geological structure of the north-western part of the Pay-Khoy. *Problemy geologii i mineralogii* [Problems of Geology and Mineralogy] (Ed. A.M. Pystin) Syktyvkar, Geoprint Publ., 117-127. (In Russian)
- Varlamov A.I., Fortunatova N.K., Mushin I.A., Shvets-Teneta-Gurii A.G., Gumarov R.K., Baranova A.V. (2012) Structure and oil and gas potential prospects of Tournaisian clinoform complexes of Korotaikha depression. *Geologiya Nefti i Gaza*, **2**, 14-24. (In Russian)
- Yudin V.V. (1994) *Orogenez severa Urala i Pai-Khoya* [Orogenesis of Northern Urals and Pay-Khoy]. Ekaterinburg, Nauka Publ., 285 p. (In Russian)
- Zhemchugova V.A. (2014) *Rezervuarnaya sedimentologiya karbonatnykh otlozhennii* [Reservoir sedimentology of carbonate deposits]. Moscow, EAGE Geomodel Publ., 232 p. (In Russian)
- Zhuravlev A.V. (2012b) Formation conditions of Early Carboniferous deposits of Central Pay-Khoy. *Leningradskaya shkola litologii. Materialy Vserossiiskogo litologicheskogo soveshchaniya\_posvyashchennogo 100\_letiyu so dnya rozhdeniya L.B. Rukhina*, [Leningrad school of Lithology. Materials of All-Russian Conf. dedicated to 100-anniversary L.B. Rukhin]. T. 1. St.Petersburg. SPb State Univ. Publ., 182-184. (In Russian)
- Zhuravlev A.V. (2012a) Sedimentation model of the transitional zone from the Elets to Lemva Formation Belts (Devonian-Carboniferous boundary, Cis-Polar Ural) *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika*, **7**(4), [http://www.ngtp.ru/rub/2/59\\_2012.pdf](http://www.ngtp.ru/rub/2/59_2012.pdf) (In Russian)
- Zhuravlev A.V. (2016) Structure and Formation conditions of Frasnian section, northwest Pay-Khoy. *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika*, T.11, **4**. [http://www.ngtp.ru/rub/2/38\\_2016.pdf](http://www.ngtp.ru/rub/2/38_2016.pdf). DOI: [https://doi.org/10.17353/2070-537938\\_2016](https://doi.org/10.17353/2070-537938_2016) (In Russian)
- Zhuravlev A.V. (2017) Estimation of Palaeozoic sediments thermal maturity of Northern Pay-Khoy parautochthone on the basis of conodont colour alteration indexes. *Litosfera*, (1), 44-52. (In Russian)
- Zhuravlev A.V., Gerasimova A.I., Vevel' Ya.A. (2015) Local stratigraphical map of Upper Devonian-Middle Carboniferous interval of Northern Pay-Khoy carbonate parautochthone. *Vestn. IG Komi NTS UrO RAN*, **4**, 8-13. (In Russian)
- Zhuravlev A.V., Vevel' Ya.A. (2017) The Middle Carboniferous boundary in the north of Pay-Khoy – correlation between the shallow- and deep-water sequences. *Uchebnye Zapiski Kazanskogo Universiteta. Ser. Estestvennye Nauki*, Vol. 159, 1, 152-163. (In Russian)
- Zhuravlev A.V., Vevel' Ya.A., Gruzdev D.A. (2017) Characteristic of the pore space in the upper Devonian-Carboniferous carbonate section of the Pai-Khoy parautochthone unit. *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika*. T.12, **2**. [http://www.ngtp.ru/rub/2/17\\_2017.pdf](http://www.ngtp.ru/rub/2/17_2017.pdf). DOI: [https://doi.org/10.17353/2070-5379/17\\_2017](https://doi.org/10.17353/2070-5379/17_2017) (In Russian)
- Zhuravlev A.V., Vevel' Ya.A., Gruzdev D.A. (2018) Local stratigraphic scheme of the Upper Devonian and Carboniferous of the north of Pai-Khoi. *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika*, т. 13. 2. [http://www.ngtp.ru/rub/2/19\\_2018.pdf](http://www.ngtp.ru/rub/2/19_2018.pdf), DOI: [https://doi.org/10.17353/2070-5379/19\\_2018](https://doi.org/10.17353/2070-5379/19_2018). 21 c. (In Russian)
- Zhuravlev A.V., Vevel' Ya.A., Iosifidi A.G., Tomsha V.A., Chermnykh V.A. (2011) Upper Devonian – Lower Carboniferous succession, Kostyanoy Cape, Vaygach Island. *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika*, T.6, **1**, <http://www.ngtp.ru/rub/2/6>

## Геологическое строение Карабашского рудного района (Южный Урал)

В. Н. Анфилогов, Л. Я. Кабанова, В. М. Рыжков, М. А. Корекина

Институт минералогии ЮУ ФНЦ МИГ УрО РАН, 456317, г. Миасс, Ильменский заповедник, e-mail: anfilogov@mineralogy.ru

Поступила в редакцию 18.06.2019 г., принята к печати 31.01.2020 г.

**Объект исследования.** Карабашский рудный район образован на стыке Магнитогорского и Тагильского прогибов. Уникальность района заключается в том, что палеозойская колчеданоносная полоса шириной не более 8 км оказалась зажатой между двумя блоками древних метаморфических пород. В этой полосе расположено классическое Карабашское медно-колчеданное месторождение, представленное крутопадающими рудными телами, которые первоначально имели горизонтальное залегание. В связи с этим представляет интерес восстановить первоначальную структуру района и условия его тектонической эволюции. *Материалы и методы исследования.* Нами изучался геологический разрез палеозойской полосы. Особое внимание уделялось взаимоотношениям палеозойских вулканогенно-осадочных пород с телами серпентинизированных ультрамафитов. U-Pb методом по циркону выполнены определения возраста тел ультрабазитов, залегающих в вулканогенно-осадочных породах. *Результаты.* Установлено, что возраст ультрамафитов Карабашского рудного района 430–440 млн лет. На контакте тел ультрамафитов с вмещающими породами обнаружены зоны серпентинитового меланжа мощностью до 60 м. Закономерное расположение этих зон на восточных и западных контактах тел ультрамафитов с вмещающими породами дает возможность использовать их как маркирующие горизонты при построении геологического разреза Карабашского рудного района. *Выводы.* Установлено, что Карабашский район в разрезе представляет собой моноклинальную синклинальную складку, образованную путем сжатия первоначально горизонтальных слоев в направлении с востока на запад. Определено, что месторождение золота “Золотая гора” залегает в восточном крыле синклиналии. Возраст родингитов месторождения свидетельствует о том, что образование рудных тел было инициировано процессом тектонического сжатия.

**Ключевые слова:** Карабашский рудный район, геологическое строение, ультрамафиты, абсолютный возраст, колчеданная полоса, синклинальная моноклиналь

## Geological structure of the Karabash ore district (Southern Urals)

Vsevolod N. Anfilogov, Larisa Y. Kabanova, Vyacheslav M. Ryzhkov, Maria A. Korekina

Institute of Mineralogy of SU FRC MG UB RAS, Miass 456317, Russia, e-mail: anfilogov@mineralogy.ru

Received 18.06.2019, accepted 31.01.2020

**Research subject.** The Karabash ore district is a unique structural zone in the Ural folded system, formed at the joint of the Magnitogorsk and Tagil depressions. The uniqueness of this zone is associated with its specific formation conditions: a Paleozoic copper pyrite belt with a width of about 8 km was squeezed between two blocks of ancient metamorphic rocks. This zone features a classic copper-pyrite deposit represented by steeply dipping ore bodies, which were initially characterized by a gentle dip. Elucidation of the primary geological structure and tectonic evolution of the district presents a relevant research task. *Materials and methods.* A geological cross section of the Karabash district was studied. Particular attention was paid to interactions between Paleozoic volcanic and sedimentary rocks and ultramafic bodies, whose age was determined by the method of zircon U-Pb dating. *Results.* The age of ultramafic bodies in the Karabash district was found to be 430–440 million years. Serpentine blend (mélange) zones having a width of 60m were discovered in the sites of contact between ultramafites and host rocks. Regularities in the location of these zones in the eastern and western parts of the district make them suitable horizon markers for constructing a geological cross section of the Karabash ore district. *Conclusions.* It is established that the Karabash district is represented by a monocline synclinal fold formed by contraction of primary horizontal layers in the direction from east to west. The formation of the *Zolotaya Gora* golden deposit located in the eastern limb of the synclinal fold was associated with tectonic contraction processes.

**Keywords:** Karabash ore district, geological structure, ultramafites, absolute age, copper pyrite belt, synclinal fold

**Для цитирования:** Анфилогов В.Н., Кабанова Л.Я., Рыжков В.М., Корекина М.А. (2020) Геологическое строение Карабашского рудного района (Южный Урал). *Литосфера*, 20(5), 682–689. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-5-682-689

**For citation:** Anfilogov V.N., Kabanova L.Y., Ryzhkov V.M., Korekina M.A. (2020) Geological structure of the Karabash ore district (Southern Urals). *Litosfera*, 20(5), 682–689. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-5-682-689

## ВВЕДЕНИЕ

Карабашский рудный район расположен на южном замыкании Магнитогорского прогиба. На западе район граничит с метаморфическими кварцитами Уфалейского блока, на востоке – с Сысертско-Ильменогорским комплексом, представленным на границе с районом кварц-полевошпатовыми бластомилонитами. Геологическое строение района рассмотрено в работах (Рокчеев, 1977; Про-

кин, 1979; Прокин и др., 1985, Спиридонов, Плетнев, 2002). Основное внимание в этих работах уделяется геологическому строению рудовмещающих толщ и рудных тел. Схема геологического строения Карабашского рудного района заимствована из монографии Э.М. Спиридона и П.А. Плетнева (2002) (рис. 1). Полоса палеозоя, в которых залегает Карабашское медноколчеданное месторождение, зажата между блоками метаморфических пород рифея, с которы-

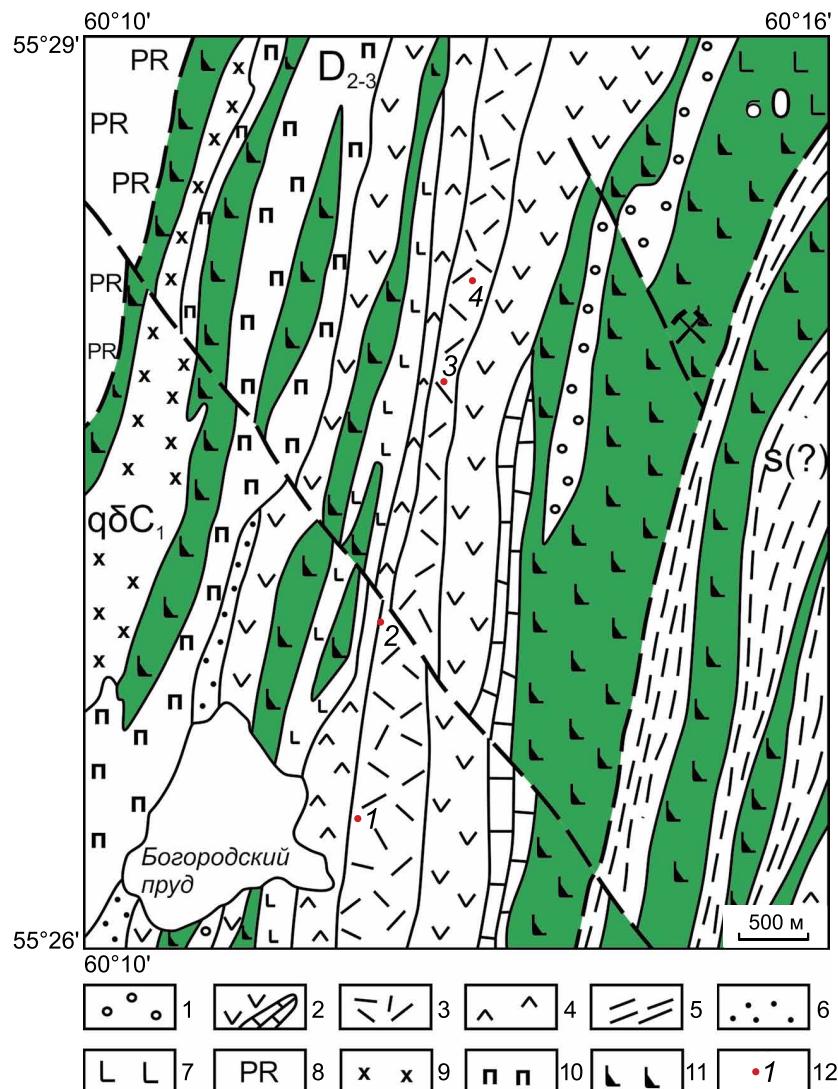


Рис. 1. Схема геологического строения Карабашского рудного района м-б 1 : 50 000.

1 – колтубанская свита; 2 – улатауская свита; 3 – карамалыташская свита; 4 – ирендыкская свита; 5 – аспидная формация; 6 – зюзельская свита; 7 – поляковская свита; 8 – метаморфический комплекс допалеозойского возраста; 9 – гранодиоритовый комплекс (кварцевые диориты); 10 – агордяшский комплекс (габброиды); 11 – альпинотипные гипербазиты; 12 – медноколчеданные месторождения Карабашского рудного района: 1 – Сталинское, 2 – Северо-Первомайское, 3 – Южное, 4 – Дзергинское. Месторождение Золотая гора отмечено скрещенными молотками.

Fig. 1. Schematic geological map of the Karabashky ore district. Scale 1 : 50 000.

1 – Koltubansky suite; 2 – Ulatausky suite; 3 – Karamalitashky suite; 4 – Irendyksky suite; 5 – aspid formation; 6 – Zuzelsky suite; 7 – Poliakovskiy suite; 8 – Rifeian metamorphic complex; 9 – quartz diorite; 10 – gabbroic complex; 11 – ultramafite; 12 copper deposits: 1 – Stalinskoe, 2 – Severo-Pervomaiskoe, 3 – Yuzhnoe, 4 – Dzerdinskoe. Deposit “Zolotaya Gora” is displayed in crossed hammers.

ми она имеет тектонические границы. Ниже приводится описание разреза палеозоя. Разрез начинается с толеитовых базальтов, спилитов и кремнистых сланцев (фианитов) поляковской свиты  $O_2$  (см. рис. 1). Стратиграфически выше поляковской свиты залегают лавы основного состава (рис. 2). М.С. Рапопорт отнес эти породы к зюзельской свите  $O_3$ - $S_1$  (Спиридовон, Плетнев, 2002). В восточной части разреза залегают пиритоносные и углистоглинистые сланцы и алевролиты (см. рис. 2), которые авторы относят к аспидной формации  $S_1$ . Месторождения меди, размещенные в центральной части участка, залегают в вулканогенно-осадочных породах улатауской, карамалыташской, колтубанской и ирендыкской свит, датированных возрастом  $D_{1-2}$  и  $D_{2-3}$  (там же). На рис. 2 приведен разрез месторождения Южное Карабашского района, заимствованный из монографии Е.С. Контаря (2013). В пределах Карабашского рудного района находится несколько тел ультрамафитов, простирание которых совпадает с простиранием вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород (см. рис. 1). Ультрамафиты представлены тектонизированными, в различной степени серпентинизированными гарцбургитами. Ширина выходов наиболее крупного Карабашского массива ультрамафита достигает 2 км (Спиридовон, Плетнев, 2002). Важно отметить, что тела ультрамафитов располагаются только в породах палеозоя и отсутствуют в метаморфических комплексах рифея.

Возраст пород на схеме Э.М. Спирионова и П.А. Плетнева принят по аналогии с районами, удаленными от Карабашского рудного района, что не позволяет построить корректную схему геологического строения района. Породы  $O_3$ - $S_1$  контактируют на ней с породами  $D_{2-3}$ . Восточнее выходов этих пород на поверхность выходят породы  $O_2$ , а вслед за ними на схеме снова показаны породы девона. Очевидно, что приведенная на рис. 1 схема в лучшем случае отражает литологию, но не геологическое строение Карабашского района. Единственными породами Карабашского рудного района, для которых установлен абсолютный возраст, являются ультрамафиты. Результаты определения абсолютного возраста ультрамафитов Карабашского района приведены в работе А.А. Краснобаева с соавторами (2016). При определении возраста проанализировано 12 фрагментов в 6 кристаллах циркона из дунитов и 10 фрагментов в 5 кристаллах циркона из гарцбургитов. Большинство полученных возрастных значений конкордантно, что свидетельствует об их соответствии истинному возрасту геологических событий. Установленные значения возраста можно разделить на 4 группы:  $(1937 \pm 29)$ – $(1868 \pm 17)$ ,  $(1759 \pm 30)$ – $(1670 \pm 11)$ ,  $(577 \pm 10)$ – $(456 \pm 9)$  и  $(436 \pm 12)$ – $(431 \pm 10)$  млн лет. Приведенная возрастная последовательность указывает на то, что в ультрамафитах периодически

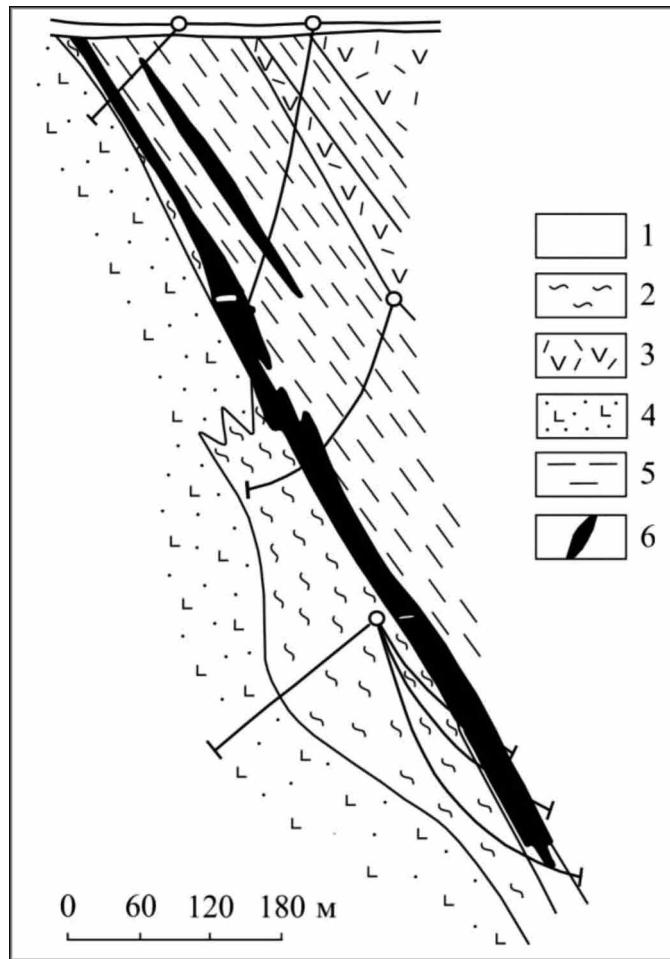


Рис. 2. Геологический разрез Южного месторождения, по (Контарь, 2013).

1 – современные отложения; 2 – кварц-серicitовые, кварц-серicit-хлоритовые, кварц-хлоритовые сланцы; 3 – андезито-дациты; 4 – миндалекаменные базальты с прослоями туфопесчанников; 5 – филлито-видные, кварцитовидные углисто-кремнистые сланцы; 6 – рудные тела.

Fig. 2. The geological section of the Yusnoe deposit, by (Kontar', 2013).

1 – Quaternary sediments; 2 – quartz-sericite – chlorite shale; 3 – andesite-dacite; 4 – basalt; 5 – coaly-siliceous shale; 6 – ore bodies.

происходил перезапуск цирконового хронометра. Последний перезапуск произошел при внедрении ультрамафитов. Их внедрение во вмещающие породы является одноактным процессом. Его нельзя разбить на стадии. Поэтому наиболее молодой возраст циркона в дунитах и гарцбургитах соответствует времени их внедрения. Для Карабашского района это  $430 \pm 10$  млн лет. Определение возраста ультрамафитов дает возможность использовать их как возрастные реперы, позволяющие уточнить геологическое строение района.

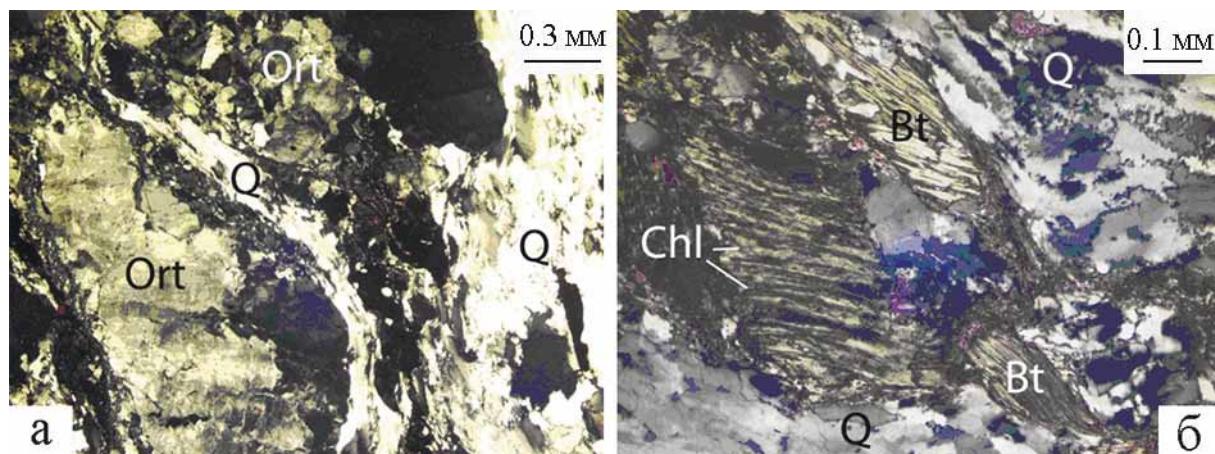


Рис. 3. Кварц-полевошпатовый бластомилюнит (микрофотография).

а – зерна новообразованного кварца между линзами, сложенными деформированными зернами ортоклаза; б – деформированные пакеты биотита, местами хлоритизированные. Фото шлифа с анализатором.

Fig 3. Quartz-fieldspatic blastomylonite (microphoto).

а – grains of new formed quartz with orthoclase; б – deformed biotite packets, in places chlorinated. Photo section with analyzer.

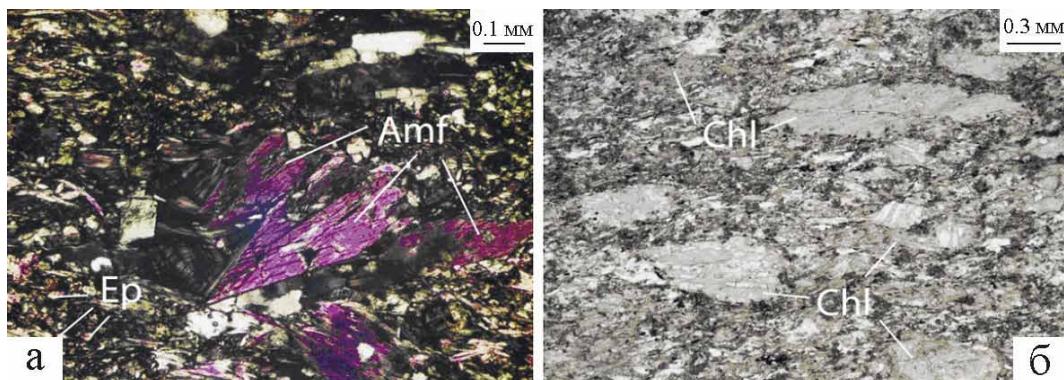
## ПЕТРОГРАФИЯ ПОРОД КАРАБАШСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Для уточнения геологического строения Карабашского рудного района по профилю, который протягивается с запада на восток от восточного берега Аргазинского водохранилища до Уфалейского метаморфического комплекса, нами отобраны образцы вулканогенно-осадочных пород, петрографическое описание которых приведено ниже. На востоке палеозойские вулканогенно-осадочные породы граничат с рифейскими метаморфическими породами Сысертско-Ильменогорского комплекса (Прокин и др., 1985). Выходы этих пород наблюдаются на восточном берегу Аргазинского водохранилища в районе дамбы. На контакте метаморфические породы превращены в крупнокристаллические кварц-полевошпатовые бластомилюниты (рис. 3). В шлифах выделяются крупные линзовидные обособления, сложенные деформированными зернами калиевого полевого шпата (ортоклаза) или парой ортоклаз + кварц. Ортоклаз интенсивно деформирован. Зерна местами расчленены на фрагменты, которые иногда раздроблены, растянуты, частично или полностью замещены кварцем (см. рис. 3а). Порфиробласты амфибола также интенсивно деформированы, местами “обжаты”, содержат вкрапленники апатита, титанита, местами эпидота (см. рис. 3б). Интенсивная деформация отражена и в зернах биотита, пакеты которого местами развернуты и сдвинуты относительно исходного положения. Биотит хлоритизирован полностью или частично по трещинам спайности (см. рис. 3б).

Разрез палеозоя начинается с бластомилюнита, образовавшегося по амфибол-хлоритовому сланцу. Выходы этих пород наблюдаются на западном берегу водохранилища. Это светло-серая с зеленоватым оттенком порода, интенсивно брекчированная, состоящая из линзовидных обособлений разных оттенков серого цвета. В шлифе порода характеризуется брекчевой текстурой, гранобластовой структурой основной ткани. Многочисленные линзовидные прослои сложены амфиболом и хлоритом, промежутки между которыми заполнены мелкозернистым агрегатом эпидота, кварца и мелкочешуйчатого хлорита. Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой, образующей удлиненные короткопризматические кристаллы и зерна неправильной формы размером до 0.5–2.0 мм. В некоторых линзах амфибол полностью замещен хлоритом, в других – агрегатной смесью, состоящей из мелких зерен эпидота, хлорита и кварца (рис. 4). Такая же агрегатная смесь, с преобладанием хлоритовой составляющей, обычно находится между линзами.

Западнее, на контакте с амфибол-хлоритовыми сланцами, наблюдаются выходы эпидот-хлорит-кварцевых сланцев (рис. 5), которые на западе сменяются пиритизированными графитистыми сланцами (см. рис. 1, рис. 6).

Пиритизированный графитистый сланец в шлифе характеризуется мелкозернистой, лепидогранобластовой структурой, сланцеватой, полосчатой, местами плойчатой текстурой (см. рис. 6). В породе отчетливо проявлена микрополосчатость, подчеркнутая чередованием тонких кварцевых слойков

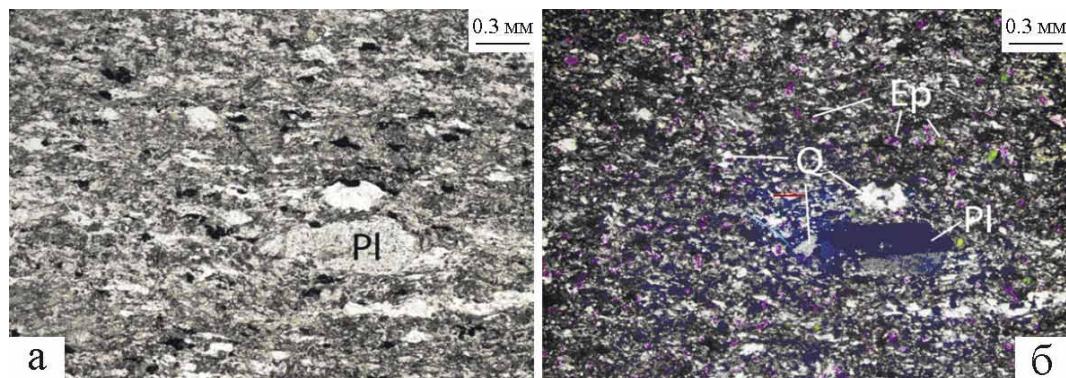


**Рис. 4.** Бластомилонит по амфибол-хлоритовому сланцу (микрофотография).

а – амфибол в линзе; б – хлоритизированный амфибол в линзах с мелкозернистым агрегатом хлорита, эпидота, кварца. Фото шлифа: а – с анализатором, б – без анализатора.

**Fig. 4.** Blastomylonitic of amphibol-chlorite shale (microphoto).

а – lence of amphibole; б – chloritized amphibole with chlorite, epidote and quartz. Photo section: а – with analiser, б – without analiser.

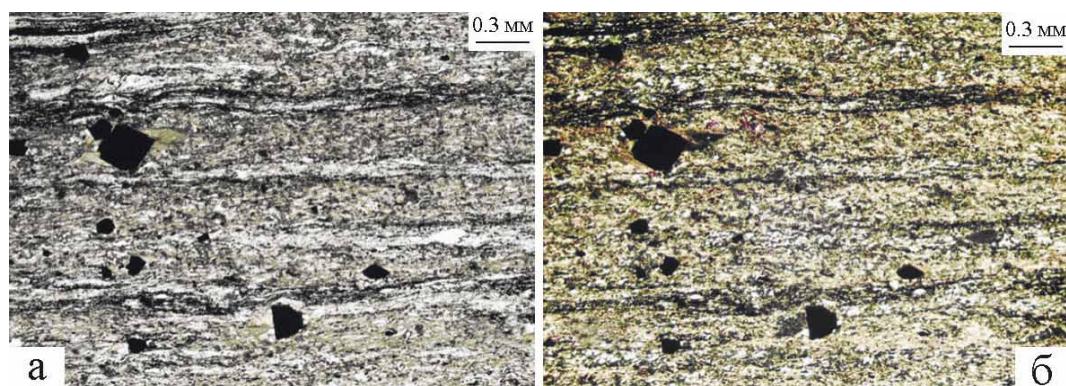


**Рис. 5.** Эпидот-хлорит-кварцевый сланец (микрофотография).

а, б – нематогранобластовая структура, очковая текстура. Фото шлифа: а – без анализатора, б – с анализатором.

**Fig. 5.** Epidote-chlorite-quartz shale.

а, б – nematogranoblast structure, spectacled texture. A photo of the section: а – without analyzer, б – with analyzer.



**Рис. 6.** Графитистый сланец (микрофотография).

а, б – лепидогранобластовая структура, сланцеватая, полосчатая текстура. Фото шлифа: а – без анализатора, б – с анализатором.

**Fig. 6.** Graphite shale.

а, б – lepidogranoblast structure, shale, banded texture. A photo of the section: а – without analyzer, б – with analyzer.

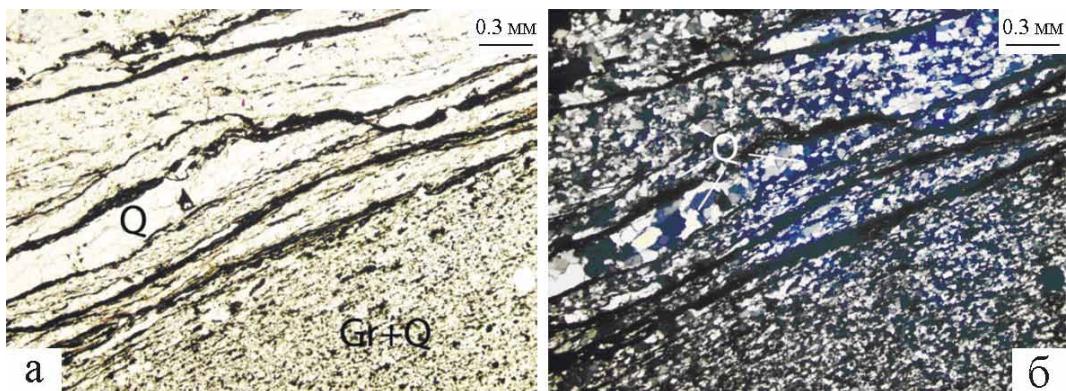


Рис. 7. Биотит-графит-кварцевый сланец (микрофотография).

а, б – графит-кварцевые и кварцевые прослои. Фото шлифа: а – без анализатора, б – с анализатором.

Fig. 7. Biotite-graphite-quartz shale.

а, б – graphite-quartz and quartz interlayers. A photo of the section: а – without analyzer; б – with analyzer.

мощностью 0.1–0.2 мм и слоев, сложенных мелко-зернистым агрегатом слюды (биотита и мусковита, часто хлоритизированных), мелких зерен кварца и редких зерен эпидота. Встречаются тонкие слойки, сложенные чешуйками графита и зернами кварца размером менее 0.01 мм. В породе присутствует вкрапленность пирита, представленная идиоморфными зернами размером до 0.5 мм. Некоторые зерна имеют кайму обрастания из биотита, замещенного местами хлоритом. Выходы графитистых сланцев образуют полосу шириной 1700 м. На западе они контактируют с выходами ультрамафитов Золотой горы (см. рис. 1). Выходы аналогичных графитистых сланцев (рис. 7) установлены нами на западе Карабашского района в 2 км восточнее оз. Сребры.

В пределах Карабашского рудного района присутствуют несколько больших и малых тел серпентинизированных ультрамафитов. Наиболее крупное из них – массив Золотой горы (см. рис. 1). Простирание и, очевидно, падение ультрамафитов совпадают с элементами залегания вулканогенно-осадочных пород. На контакте ультрамафитов с вулканогенно-осадочными породами наблюдаются зоны серпентинитового меланжа мощностью до 60 м (рис. 8). Серпентинитовый меланж принципиально отличается от катаклазированных серпентинитов, широко развитых в телах ультрамафитов. Он представлен сцепментированными ориентированными обломками серпентинитов. Текстура меланжа свидетельствует о его образовании в процессе течения и пластической деформации. В меланже присутствуют линзы биотит-графит-кварцевых сланцев (рис. 9). Эти особенности текстуры меланжа и наличие в нем линз сланца позволяют считать, что меланж образовался в результате пластического течения вещества ультрамафита при

его внедрении. Макроскопически меланж – это темно-серая, почти черная пятнистая порода, интенсивно будинированная с будинами более темного или более светлого цвета размером от 1–2 до 20–30 см. В шлифе порода представлена антигоритовым серпентинитом с гранобластовой, местами порфиробластовой структурой (рис. 10).

## СТРУКТУРА КАРАБАШСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Важной особенностью строения Карабашского рудного района является положение серпентинитового меланжа по отношению к вмещающим породам. На восточном контакте самого крупного тела ультрамафитов на рис. 1 показан разлом, простиранье которого совпадает с простиранием тела ультрамафитов. При детальном изучении установлено, что это не разлом, а зона серпентинитового меланжа, образованного на контакте тела ультрамафита с графитистым сланцем. Аналогичная зона серпентинитового меланжа мощностью около 60 м установлена на восточном контакте тела ультрамафита, расположенного восточнее Золотой горы (см. рис. 1). Такая же зона наблюдается на западном контакте тела ультрамафита, западнее рудной зоны, в которой залегают Карабашские месторождения меди. Закономерное расположение зон серпентинитового меланжа на контакте тел ультрамафитов позволяет использовать их как маркирующие горизонты при описании структуры Карабашского рудного района. Это дает основание предположить, что Карабашский район представляет собой изоклинальную синклинальную складку, в ядре которой залегают породы рудной зоны, имеющие возраст  $D_1$ – $D_2$ , а ее крылья сложены породами нижнего си-



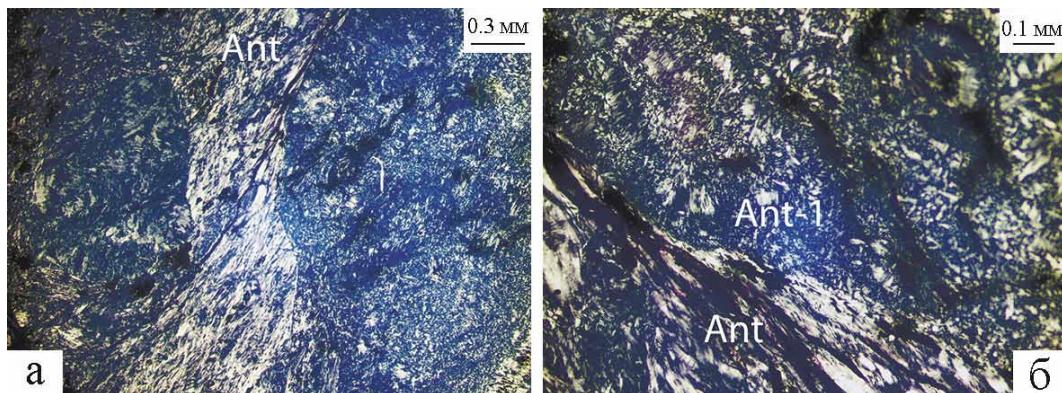
**Рис. 8.** Серпентинитовый меланж на контакте тела ультрамафита с графитистым сланцем.

**Fig. 8.** Serpentinite melange on the contact of the ultramafic body with graphitic slhale.



**Рис. 9.** Линза биотит-графит-кварцевого сланца в серпентинитовом меланже.

**Fig. 9.** Lence of biotite-quartz-graphite shale in serpentinite mélange.



**Рис. 10.** Структура серпентинитового меланжа на контакте тела ультрамафита с графитистым сланцем (микрофотография).

а, б – пластинчатый антигорит между будинами, гребенчатый в будинах. Фото шлифа с анализатором.

**Fig. 10.** Structure of serpentinite melange on the contact of the ultramafic body with graphitic slhale.

а, б – ламеллярный антигорит между будинами, гребенчатый в будинах (Ant-1). Photo section with analyzer.

лур и телами ультрамафитов. К такому же выводу пришли В.А. Прокин с соавторами (1985), которые считают, что вулканогенные толщи Карабашского рудного района “собраны в синклинальную складку, западное крыло которой сорвано по Кыштымскому надвигу”.

Попытаемся восстановить первичную, доскладчатую структуру Карабашского рудного района. Будем исходить из того, что колчеданные рудные тела отлагались на дне морского бассейна и первоначально имели горизонтальное залегание (Прокин и др., 1985). Очевидно, что более древние по отношению к породам рудной зоны тела ультра-

мафитов, элементы залегания которых совпадают с элементами залегания рудного тела (см. рис. 1), первоначально также залегали в виде серии горизонтальных пластовых тел. При внедрении твердого пластичного вещества ультрамафита во вмещающие породы в основании тел ультрамафитов был образован серпентинитовый меланж. В верхнем девоне, а скорее, в нижнем карбоне вся эта пачка была сжата в направлении с востока на запад с образованием синклинальной складки (рис. 11). Рудное тело месторождения Южное (см. рис. 2) залегает в ядре складки. Поскольку при сжатии оно не было деформировано и расташено на части, по его

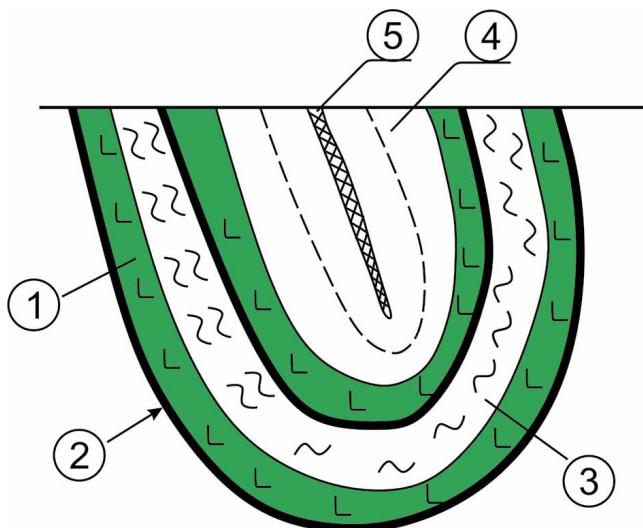


Рис. 11. Возможный идеализированный разрез Карабашского рудного района.

1 – тела ультрамафита, 2 – серпентинитовый меланж, 3 – графитистый сланец, 4 – палеозойские вулканогенно-осадочные породы, 5 – медноколчеданное рудное тело.

Fig 11. The possible idealized section of the Karabashsky ore district.

1 – ultramafic bodies, 2 – serpentinite mélange, 3 – graphite shale, 4 – Paleozoic volcano-sedimentary rocks, 5 – copper sulphide ore body.

длине можно оценить амплитуду сжатия. При длине тела 1 км она будет равна 2 км.

Полученные значения возраста циркона в родигитах месторождения Золотая гора позволяют установить тектоническую позицию и возраст месторождения. Месторождение расположено в теле ультрамафитов и приурочено к вертикальной тектонической зоне, расположенной в восточном крыле синклинальной моноклинали. Тектоническая зона и месторождение золота образовались в процессе сжатия пород.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геологическая структура Карабашского рудного района сформировалась в верхнем девоне–нижнем карбоне. Ее образование происходило в три этапа. На первом этапе в осадочные породы нижнего силура внедрились пластовые тела ультрамафитов. На втором этапе сформировалась океаническая кора, сложенная базальтами и кремнистыми породами. Одновременно происходило отложение металлоносных осадков и образование рудных тел медноколчеданных месторождений. На третьем этапе, в верхнем девоне или нижнем карбоне, породы Магнитогорской мегазоны вместе с пластовыми телами ультрамафитов были смяты в синкли-

нальную складку. Сжатие пород происходило в направлении с востока на запад. Амплитуда сжатия составляла около 2 км. Одновременно в тектонической зоне, образованной в восточном крыле складки, было сформировано месторождение медистого золота Золотая гора.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Контарь Е.С. (2013) Геолого-промышленные типы месторождений меди, цинка, свинца на Урале (геологические условия размещения, история формирования, перспективы). Екатеринбург: Изд-во УГГУ 199 с.
- Краснобаев А.А., Вализер П.М., Анфилогов В.Н., Сергеев С.А., Русин А.И., Бушарина С.В., Медведева Е.В. (2016) Цирконология гипербазитов Карабашского массива (Южный Урал). *Докл. АН*, **469**(1), 65–71.
- Прокин В.А. (1979) Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. М.: Недра, 176 с.
- Прокин В.А., Нечеухин В.М., Сопко П.Ф. (1985) Медно-колчеданные месторождения Урала. Геологические условия размещения. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 288 с.
- Рокчев С.А. (1977). Геология и структура Карабашских колчеданных месторождений на Урале. *Бюлл. МОИП. Отд. геол.*, **52**(4), 20–37.
- Спиридовон Э.М., Плетнев П.А. (2002) Месторождение медистого золота Золотая гора (о золото-родингитовой формации). М.: Науч. мир, 220 с.

## REFERENCES

- Kontar' E.S. (2013) *Geologo-promyshlennye tipy mestorozhdenii medi, tsinka, svintsa na Urale (geologicheskie usloviya razmeshcheniya, istoriya formirovaniya, perspektivy)* [Geological and industrial types of copper, zinc, and lead deposits in the Urals (geological conditions of location, history of formation, prospects)]. Ekaterinburg, Publishing House of the Ural State Mining University, 199 p. (In Russian)
- Krasnobaev A.A., Rusin A.I., Busharina S.V., Valizer P.M., Anfilogov V.N., Medvedeva E.V., Sergeev S.A. (2016) Zirconology of Karabash massif ultrabasites (the Southern Urals). *Dokl. Akad. Nauk*, **469**(1), 65–71. (In Russian)
- Prokin V.A. (1979) *Zakonomernosti razmeshcheniya kolchedannyykh mestorozhdenii na Yuzhnom Urale* [Patterns of distribution of pyrite deposits in the Southern Urals]. Moscow, Nedra Publ., 176 p. (In Russian)
- Prokin V.A., Necheukhin V.M., Sopko P.F. (1985) *Medno-kolchedannye mestorozhdeniya Urala. Geologicheskie usloviya razmeshcheniya* [Copper-pyrite deposits of the Urals. Geological conditions of accommodation. Sverdlovsk, UNTs AN USSR, 288 p. (In Russian)
- Rokcheev S.A. (1977) Geology and structure of the Karabash pyrite deposits in the Urals. *Bull. MOIP. Ser. Geol.* **52**(4), 20–37. (In Russian)
- Spiridonov E.M., Pletnev P.A. (2002) *Mestorozhdenie medistogo zolota Zolotaya gora (o zoloto-rodingitovoi formatsii)* [Zolotaya Gora deposit of coppery gold (on the gold-rhodingite formation)]. Moscow, Nauch. Mir Publ., 220 p. (In Russian)

## Петрогохимические особенности и U-Pb возраст морион-гранитов Центрального Забайкалья: типизация пород и вопросы их генезиса

А. Л. Елбаев<sup>1</sup>, И. В. Гордиенко<sup>1</sup>, В. Б. Хубанов<sup>1</sup>, О. В. Зарубина<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт СО РАН, 670047, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а, e-mail: elbaev@ginst.ru

<sup>2</sup>Институт геохимии СО РАН, 664033, г. Иркутск, ул. Фаворского, 1а

Поступила в редакцию 18.07.2019 г., принята к печати 05.01.2020 г.

**Объект исследований.** Приведены первые данные о возрасте, особенностях вещественного состава морионсодержащих гранитоидов Хамнигадайского и Этытейского массивов Центрального Забайкалья. Задачи исследования заключались в установлении времени и особенностей формирования специфических пород, геохимической типизации в связи с их потенциальной рудоносностью и выявлении факторов, ответственных за происхождение черного дымчатого кварца. **Методы.** Петрогенные, редкие и редкоземельные элементы определены методами классического силикатного анализа, рентгено-флуоресцентным и масс-спектрометрическим с индуктивно-связанной плазмой. U-Pb возраст цирконов получен методами SHRIMP-II (ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург) и LA-ICP-MS (ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ). Состав минералов изучался на электронном микроскопе LEO-1430 с энергодисперсионным спектрометром Inca Energy-300. **Результаты и выводы.** Массивы, сложенные морионсодержащими гранитами, имеют раннеюрский (190–185 млн лет) возраст и входят в состав периферической части раннемезозойской Хэнтэй-Даурской магматической области. По петрохимическим и минералогическим характеристикам морион-граниты отличаются от типичных внутриплитных гранитоидов и соответствуют А-гранитам “окисленного” типа. Такая вещественная особенность морионовых гранитоидов связана с присутствием двух оксидных минералов – магнетита и марганецсодержащего ильменита. Черная дымчатая окраска кварца обусловлена относительно высокой радиоактивностью лейкогранитов, вызванной наличием акцессорных ториевых и урансодержащих минералов, а “молодой” возраст пород способствовал сохранению окраски.

**Ключевые слова:** морион-граниты, лейкограниты, геохимия, геохронология, Центральное Забайкалье

### Источник финансирования

Исследования выполнены при поддержке программы Президиума РАН № 1.4П и грантов РФФИ № 17-05-00275, 19-05-00312

## Petrogeochemical characteristics and U-Pb age of morion-granite rocks in Central Transbaikalia: Classification and genesis problems

Aleksei L. Elbaev<sup>1</sup>, Ivan V. Gordienko<sup>1</sup>, Valentin B. Khubanov<sup>1</sup>, Ol'ga V. Zarubina<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Geological Institute SB RAS, 6a Sakh'yanova st., 670047 Ulan-Ude, Russia, e-mail: elbaev@ginst.ru

<sup>2</sup>A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, 1a Favorsky st., 664033 Irkutsk, Russia

Received 18.07.2019, accepted 05.01.2020

**Research subject.** This article presents data on the age, material composition, petrogenetical and geochemical properties of morion-containing granites in the Etytei and Khamnigadai massifs of Central Transbaikalia. **Materials and methods.** The composition of rock samples was investigated using the methods of chemical analysis, XRD and ICP-MS; the age was determined by the zircon U–Pb method using SHRIMP and LA-ICP-MS; the mineral composition was studied using an LEO-1430 electron microscope. **Results.** The massifs composed of morion-containing granites belong to Early Jurassic (190–185 Ma) and form the peripheral area of the Early Mesozoic Khentei-Dauria magmatic region. **Conclu-**

**Для цитирования:** Елбаев А.Л., Гордиенко И.В., Хубанов В.Б., Зарубина О.В. (2020) Петрогохимические особенности и U-Pb возраст морион-гранитов Центрального Забайкалья: типизация пород и вопросы их генезиса. *Литосфера*, 20(5), 690-705. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-5-690-705

**For citation:** Elbaev A.L., Gordienko I.V., Khubanov V.B., Zarubina O.V. (2020) Petrogeochemical characteristics and U-Pb age of morion-granite rocks in Central Transbaikalia: Classification and genesis problems. *Litosfera*, 20(5), 690-705. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-5-690-705

sion. According to their petrochemical and mineralogical characteristics, the morion-containing granites under study differ from typical intra-plate granitoids and correspond to the “oxidized” A-type granites. The black smoky colour of quartz contained in granite samples is associated with a relatively high radioactivity of rocks caused by the presence of accessory thorium and uranium-containing minerals.

**Keywords:** *morion-granites, leucogranites, geochemistry, geochronology, Central Transbaikalia*

#### Funding information

*The studies were supported by the Presidium of the Russian Academy of Sciences No. 1.4P program and RFBR grants No. 17-05-00275, 19-05-00312*

#### Acknowledgements

The authors are grateful to A.Yu. Antonov (GIN SB RAS, Ulan-Ude) for consultations and fruitful discussions of the results, which contributed significantly to the improvement of the article

## ВВЕДЕНИЕ

Образование гранитов относится к фундаментальным проблемам геологии и широко дискутируется в научной литературе. Среди огромного разнообразия гранитоидов Центрального Забайкалья иногда встречаются граниты, содержащие темно-серый или черный кварц (морион). Для этих пород геологи-съемщики использовали название морион-граниты. Было установлено, что данный тип гранитов обычно приурочен к краевым частям крупных массивов аляскитовых гранитов либо встречается в виде небольших штокообразных тел. Следует отметить, что изначально морион-граниты относились к юрскому гуджирскому комплексу на основании внедрения их в эфузивы триаса (тамирская свита) (Налетов, 1962; Козубова, 1962; Комаров, Белоголовкин, 1968). Позднее по результатам тематических и геолого-съемочных работ установлено, что вулканогенно-осадочные отложения тамирской свиты имеют пермский возраст, а морионовые граниты были отнесены к позднепермскому бичурскому комплексу (Гордиенко, 1990; Кошкин и др., 2003). В настоящее время эти породы представляются наименее изученными как в отношении геохронологической привязки к магматическим событиям региона, так и в плане вещественной характеристики. Кроме того, интерес к морион-гранитам вызван тем, что в Забайкалье нередко с ними генетически и/или парагенетически связаны проявления и месторождения молибдена и бериллия (Яблоков, 1963; Канищев и др., 1967). Таким образом, для обоснования времени

формирования специфических пород, их геохимической типизации в связи с потенциальнойрудносностью и для выявления факторов, ответственных за происхождение черного дымчатого кварца, в качестве объектов исследования выбраны наиболее доступные массивы – Хамнигадайский и Этытейский.

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Хамнигадайский массив (рис. 1а) расположен в пределах Тамирской вулканотектонической структуры. Массив занимает площадь примерно 50 км<sup>2</sup> и в плане имеет эллипсоидальную форму, пространственно приурочен к довольно крупной моноклиниали, сложенной вулканогенными породами тамирской свиты (Р<sub>2</sub>). Массив сложен однообразными среднезернистыми биотитовыми двуполево-шпатовыми лейкократовыми гранитами с черным дымчатым кварцем. С вмещающими породами он имеет крутые интрузивные контакты, в южной части осложненные разломом. Установлено, что в эндоконтактовой зоне лейкограниты переходят в мелкозернистые аляскиты, а на контакте с породами рамы имеют аляскит-порфировую оторочку мощностью 0.3–0.5 м, в восточной части она увеличивается до 2 м. Жильной фацией гранитоидов являются редкие маломощные жилы аплитов, развитые исключительно в восточной части массива.

Этытейский массив (рис. 1б) находится в 60 км к востоку от Хамнигадайского в пределах Яблоново-Малханской структурно-формационной зоны и приурочен к зоне Чикойского структурного



**Рис. 1.** Схемы геологического строения Хамнигадайского (а) и Этытейского (б) массивов (Центральное Забайкалье). Составлены с использованием материалов (Костяков, Сапожников, 1965; Кошкін и др., 2003) с дополнениями авторов.

1 – кайнозойские отложения, 2 – средне-позднетриасовые вулканиты чернояровской свиты, 3 – позднепермские вулканиты тамирской свиты, 4 – средне-позднекаменноугольно-раннепермские вулканиты ортинской свиты, 5 – ранне-среднекаменноугольные вулканогенно-осадочные породы гутайской свиты, 6 – раннеюрские морион-лейкограниты и аляскиты, 7 – средне-позднетриасовые щелочные гранитоиды позднекуналейского комплекса, 8 – позднепермские гранитоиды бичурского комплекса, 9 – раннепалеозойские гранитоиды, 10 – разрывные нарушения, 11 – предполагаемые разрывные нарушения, 12 – места отбора проб для геохронологических исследований и их номера.

**Fig. 1.** Schemes of geological structure Khamnigaday and Etytey massifs (Central Transbaikalia). Compiled using materials (Kostyakov, Sapozhnikov, 1965; Koshkin et al., 2003) with authors additions.

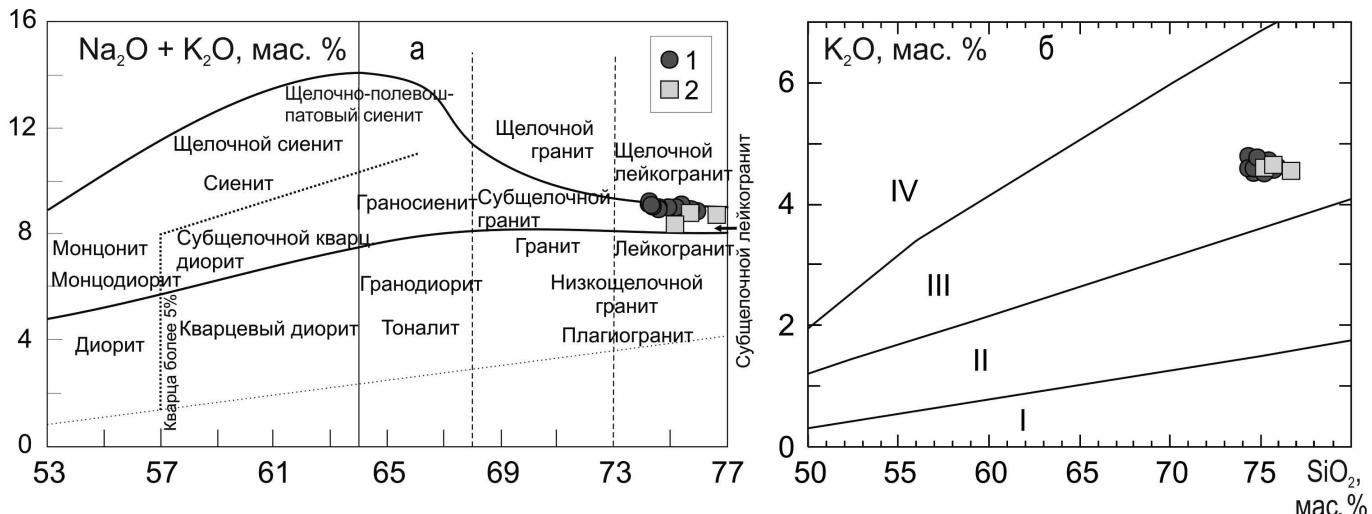
1 – Cenozoic sediments, 2 – Middle and Late Triassic volcanites of Chernoyarovo Formation, 3 – Late Permian volcanites of Tamir Formation, 4 – Middle and Late Carboniferous-Early Permian volcanic-sedimentary rocks of Gutai Formation, 5 – Early and Middle Carboniferous volcanic rocks of Ortinka Formation, 6 – Early Jurassic morion leucogranites and alaskites, 7 – Middle and Late Triassic alkaline granitoids of Late Kunalei Complex, 8 – Late Permian granitoids of Bichura Complex, 9 – Early Paleozoic granitoids, 10 – faults, 11 – supposed faults, 12 – sampling sites for geochronological studies and their numbers.

шва, вдоль которого обнажаются несколько подобных выходов. Массив имеет вытянутую в северо-восточном направлении форму овала с размерами  $4 \times 8$  км и занимает площадь около  $30 \text{ км}^2$ . Он сложен разнозернистыми, иногда порфировидными морионовыми лейкогранитами. В центральной части в виде ксенолитов встречаются небольшие тела щелочных сиенитов и кварцевых сиенитов, а также пород гутайской вулканогенно-осадочной толщи ( $C_{1-2}$ ). На западе гранитоиды контактируют с вулканитами ортинской свиты ( $C_{2-3}-P_1$ ) и гранитоидами бичурского интрузивного комплекса ( $P_2$ ),

на востоке и юге граничат с породами тамирской ( $P_2$ ) и чернояровской ( $T_{2-3}$ ) свит, а на севере перекрываются четвертичными отложениями. Местами массив прорывается дайками диоритовых порфиритов позднего мезозоя.

## АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Петрогенные элементы определены в Геологическом институте СО РАН методом химического анализа (аналитики Б.Б. Лыгденова, Т.Г. Хумадеева и О.В. Корсун). Содержания редких элемен-



**Рис. 2.** Классификационные диаграммы  $\text{SiO}_2$ –( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) (а) и  $\text{SiO}_2$ – $\text{K}_2\text{O}$  (б) для изученных массивов морион-гранитов.

Поля составов пород по (Rickwood, 1989): I – низкокалиевые, II – умеренно-калиевые, III – высококалиевые, IV – ультрапотасиевые. Массивы: 1 – Хамнигадайский, 2 – Этытейский.

**Fig. 2.** The classification diagrams of  $\text{SiO}_2$ –( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) (a) and  $\text{SiO}_2$ – $\text{K}_2\text{O}$  (b) for the researched massifs of morion-granites.

Fields of rock compositions according to (Rickwood, 1989): I – low potassium, II – moderately potassium, III – high potassium, IV – ultrapotassium. Massifs: 1 – Khamnigaday, 2 – Etytey.

тров определены методом ICP-MS в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (аналитик Н.В. Брянский) и в Геологическом институте СО РАН – рентгеноспектральным методом (аналитики Б.Ж. Жалсараев, Ж.Ш. Ринчинова) и методом ICP-AES (Л.А. Левантуева, И.В. Зонцов).

Состав, микроструктурные особенности, взаимоотношения и однородность минералов изучались на электронном микроскопе LEO-1430 с энергодисперсионным спектрометром Inca Energy-300 (Е.А. Хромова, Е.В. Ходырева).

U-Pb датирование цирконов было выполнено на ионном микроанализаторе SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им А.П. Карпинского, а также методом LA-ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения Element XR с системой лазерного пробоотбора UP-213 в ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ).

## ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ТИПИЗАЦИЯ ПОРОД

Изучение петрохимического состава пород Хамнигадайского и Этытейского массивов показало, что они однотипны и отвечают семейству умеренно-щелочных лейкогранитов (рис. 2а). В них отношение  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  составляет 0.89–0.91, что свидетельствует о калиево-натриевой специализации щелочей. На классификационной диаграмме  $\text{SiO}_2$ – $\text{K}_2\text{O}$  лейкограниты попадают в поле высококалиевых пород

(рис. 2б). В лейкогранитах выявлены умеренные содержания оксидов (mas. %) Al (12.6–13.8) и небольшие Ca (0.30–0.66), Mg (0.06–0.19), Ti (0.08–0.17) и P (0.03–0.06) (табл. 1). По петрохимическим классификационным признакам (Frost et al., 2001) эти гранитоиды относятся к породам щелочно-известковистой и железистой серий (рис. 3), они имеют высокие значения отношений  $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$  (0.81–0.94) и  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  (6.0–10.5), что сближает их с гранитами А-типа. На диаграмме соотношений коэффициентов агпантности  $(\text{Na} + \text{K})/\text{Al}$  и глиноземистости  $\text{Al}/(\text{Ca} + \text{Na} + \text{K})$  (Maeda, 1990) изученные породы отвечают А-гранитам (рис. 4а), при этом они характеризуются в основном слабо пералюминиевым составом ( $\text{ASI} = 0.96–1.05$ ). Для типизации морион-гранитов также использована тройная диаграмма  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ – $5\text{Fe}_2\text{O}_3$ – $5(\text{CaO} + \text{MgO})$ , основанная на молекулярных количествах петрогенных элементов, предложенная А.В. Гребенниковым (2014), которая позволяет достаточно надежно разделить А-гранитоиды и кислые магматические образования других типов. На ней (рис. 4б) все фигурирующие точки ложатся в поле А-гранитов. Дальнейшая типизация морион-гранитов с использованием петрохимической диаграммы  $\text{CaO}/(\text{FeO}^* + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$ – $(\text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3)$  (Dall'Agnol, Olivera, 2007) подтверждает сходство с гранитами А-типа (рис. 4в). Согласно классификации Р. Делл'Аньола и Д.К. Оливейры –  $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ – $\text{Al}_2\text{O}_3$  – точки составов морионовых гранитоидов располагаются в поле окисленных

**Таблица 1.** Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в морион-гранитах Этытейского и Хамнигайского массивов**Table 1.** Content of petrogenic (wt %) and rare (ppm) elements in morion granites of Etytei and Khamnigadai massifs

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	75.20	75.70	76.70	74.40	74.60	74.60	74.9	75.20	75.40	75.70	75.90
TiO <sub>2</sub>	0.16	0.14	0.08	0.16	0.16	0.15	0.17	0.14	0.12	0.12	0.12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.10	13.20	12.60	13.60	13.50	13.30	13.30	13.20	13.30	13.40	12.90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.07	0.74	0.55	0.81	0.77	0.96	0.79	1.24	0.67	0.56	0.77
FeO	0.32	0.40	0.32	0.52	0.52	0.32	0.52	0.10	0.24	0.32	0.24
MnO	0.02	0.04	0.03	0.05	0.07	0.06	0.07	0.25	0.04	0.04	0.04
MgO	0.17	0.13	0.05	0.16	0.19	0.16	0.17	0.12	0.08	0.12	0.12
CaO	0.65	0.39	0.33	0.06	0.60	0.48	0.66	0.32	0.46	0.47	0.41
Na <sub>2</sub> O	3.80	4.15	4.17	4.63	4.47	4.52	4.52	4.25	4.53	4.40	4.27
K <sub>2</sub> O	4.60	4.64	4.55	4.58	4.55	4.56	4.52	4.54	4.64	4.57	4.61
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	0.04	0.03	0.10	0.05	0.04	0.05	0.03	0.04	0.03	0.06
П.п.п.	0.04	0.32	0.16	0.34	0.32	0.42	0.26	0.36	0.31	0.26	0.39
Σ	99.17	99.89	99.57	99.95	99.80	99.57	99.93	99.81	99.83	99.99	99.83
Rb	108	224	132	201	185	132	198	241	243	221	230
Sr	129	95	27	111	97	79	131	69	43	69	62
Ba	357	262	99	253	235	218	294	148	108	162	164
Ga	17	19	18.5	20	20	20	19.4	20.4	21	20.6	20
Y	8.8	10.2	12.7	16.6	17.7	16.3	15	14.3	14.2	14.2	14.4
Nb	10	18.6	16.5	19	20	17	20	24	22.6	20	22
Ta	3.6	4.9	3.8	2.6	4.8	1.7	5.0	1.7	3.8	4.0	3.8
Zr	96	88	68	124	121	108	127	119	108	110	104
Hf	3.3	3.6	3.6	6.1	6.0	2.3	5.2	4.6	5.2	3.6	5.0
U	2.6	2.3	2.9	4.7	4.1	2.8	2.3	3.9	5.4	3.8	5.2
Th	22	21	24	21	18	17	20	18	22	17	21
La	18.40	14.30	16.10	26.75	26.00	19.30	30.40	32.40	23.00	22.50	23.90
Ce	39.20	29.60	32.20	56.60	55.10	45.00	57.70	66.00	44.50	47.60	44.70
Pr	4.00	2.50	2.85	5.50	4.90	4.70	5.10	4.40	3.80	3.80	4.15
Nd	12.00	9.10	10.20	16.70	16.15	15.60	16.70	12.90	11.60	11.50	11.75
Sm	2.40	1.50	2.20	3.60	2.90	3.20	2.90	2.25	2.10	2.20	2.20
Eu	0.27	0.21	0.20	0.35	0.33	0.26	0.34	0.23	0.16	0.20	0.20
Gd	2.40	2.00	2.20	2.30	2.20	2.20	2.15	1.80	1.40	1.65	1.50
Tb	0.38	0.33	0.35	0.50	0.50	0.44	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50
Dy	2.40	2.10	2.20	2.60	2.40	2.40	2.60	2.30	2.75	2.60	2.64
Ho	0.50	0.50	0.50	0.56	0.48	0.48	0.46	0.47	0.52	0.53	0.51
Er	1.40	1.50	1.20	1.60	1.50	1.60	1.30	1.40	1.60	1.50	1.40
Tm	0.25	0.23	0.20	0.29	0.29	0.30	0.27	0.28	0.30	0.29	0.28
Yb	1.40	1.45	1.34	2.00	2.00	1.75	1.70	1.70	1.70	1.70	1.60
Lu	0.20	0.19	0.18	0.23	0.22	0.19	0.19	0.21	0.21	0.19	0.19

Примечание. 1–3 – породы Этытейского массива, 4–11 – породы Хамнигайского массива.

Note. 1–3 – Etytei massif rocks, 4–11 – Khamnigadai massif rocks.

А-гранитов (рис. 4г). Такая вещественная особенность морионовых гранитоидов отражается в их минералогическом составе, в присутствии железо-титан-марганцовистых оксидных минералов – магнетита, марганецсодержащего ильменита ( $MnO = 23.36\text{--}39.82\%$ ) и пирофанита ( $MnO = 42.06\text{--}42.34\%$ ). По этим при-

знакам морион-граниты отличаются от гранитов, принадлежащих к ильменитовой серии и относящихся к восстановленному А-типу. Отметим, что при электронно-микроскопическом исследовании морион-гранитов и аплитов обнаружены следующие акцессорные минералы: титанит, циркон, фто-

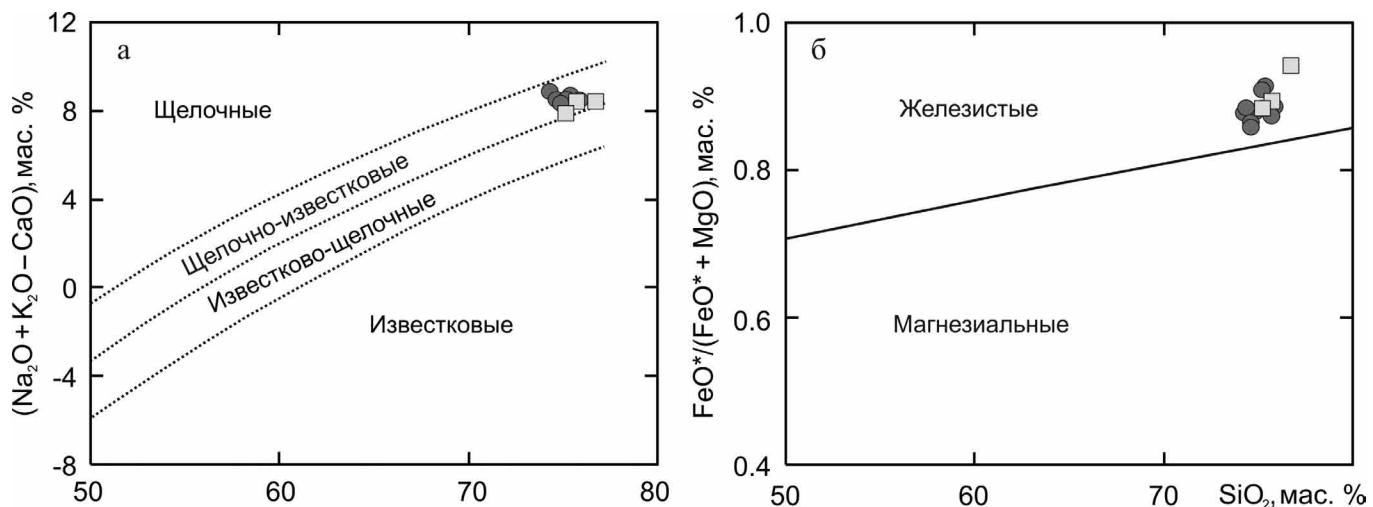


Рис. 3. Диаграммы  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$  (а),  $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$  (б) (Frost et al., 2001) для гранитоидов Этытейского и Хамнигадайского массивов.

Условные обозначения – см. рис. 2.

Fig. 3. Diagrams  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$  (a),  $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$  (б) (Frost et al., 2001) diagrams for granitoids of Etytey and Khamnigadai massifs.

Designations follow Fig. 2.

рапатит, фосфоторит ( $\text{ThO}_2$  до 62%), торит, флюорит, ксенотим, монацит-(Ce), колумбит-(Mn), самарскит ( $\text{UO}_2$  до 26%).

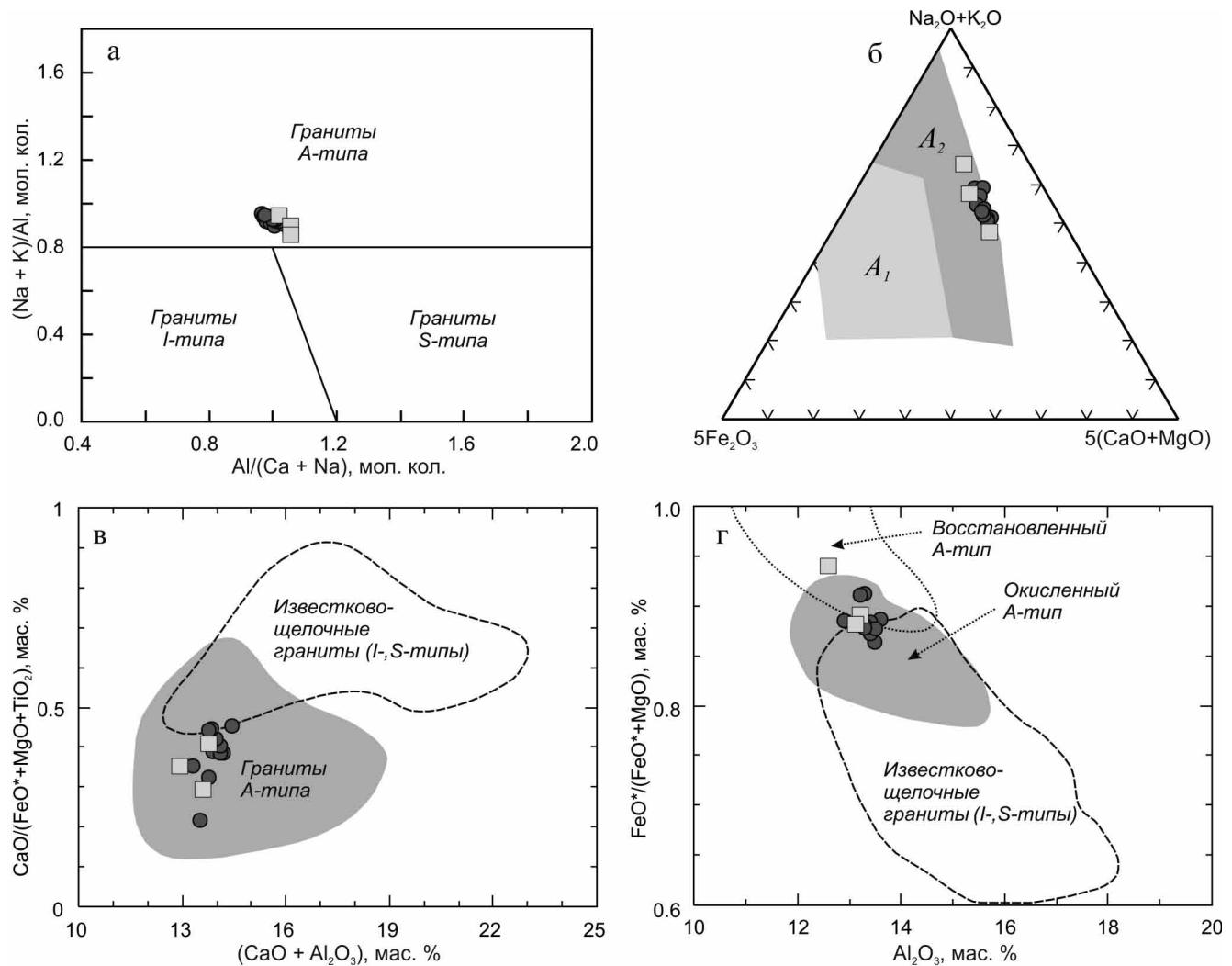
Гранитоиды Хамнигадайского и Этытейского массивов имеют сходный характер распределения редкоземельных элементов: спектры асимметричные с минимумом по европию (рис. 5). Геохимические особенности проявляются в повышенных содержаниях рубидия, тория, урана и в очень низких содержаниях бария, стронция, титана, пониженных циркония, иттрия, наличием глубокого Еу-минимума (см. рис. 5), свидетельствуют о кристаллизации гранитоидов из дифференцированного расплава.

Для проверки потенциальной рудоносности гранитоидов использована петрогенетическая диаграмма  $\text{Zr}/\text{Hf} - \text{SiO}_2$  (мас. %) разработанная профессором Г.П. Зарайским. Считается, что данная диаграмма является уникальным поисковым критерием промышленных редкometалльных месторождений W, Mo, Sn, Bi, Ta, Nb и Li (Зарайский и др., 2009). Из диаграммы видно (рис. 6), что  $\text{Zr}/\text{Hf}$  отношение в лейкогранитах Хамнигадайского и Этытейского массивов лежит в диапазоне от 30 до 15. По этим критериям изученные породы могут рассматриваться как перспективные на обнаружение проявлений грейзенового типа (Sn, W, Mo, Be). Предшественниками (Комаров, Белоголовкин, 1968) в ходе структурно-геологических исследований определена куполовидная форма кровли и глубина современного эрозионного сре-

за Хамнигадайского массива. Величина последнего в 1.4–1.6 км указывает, что наиболее важная для рудообразования и рудоположения апикальная часть интрузива эродирована.

## РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ

Акцессорный циркон, выделенный из морионовых лейкогранитов Хамнигадайского массива (проба XM14-4, координаты  $50^{\circ}12'08.4''$  с.ш.,  $107^{\circ}26'54.6''$  в.д.) представлен идиоморфными прозрачными и полупрозрачными кристаллами призматического и длиннопризматического облика светло-желтого цвета. Определение U-Pb изотопного возраста цирконов проводилось методом LA-ICP-MS (г. Улан-Удэ). Детали аналитической процедуры приведены в (Хубанов и др., 2016). Результаты U-Pb изотопных исследований даны в табл. 2. Средневзвешенный конкордантный возраст цирконов, полученный по 26 точкам, составляет  $184.9 \pm 1.8$  млн лет ( $J_1$ ) (рис. 7). Относительно высокое значение среднеквадратичной ошибки (СКВО = 2.6), по-видимому, обусловлено слабо дискоидантным положением некоторых точек, отражающих небольшое наличие нерадиогенного свинца. Следует отметить, что значение средневзвешенного возраста по отношению  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , корректированного на обычновенный свинец  $^{207}\text{Pb}$ -методом, для этих 26 точек составляет  $184.7 \pm 1.8$  млн лет при СКВО = 0.42.



**Рис. 4.** Дискриминационная диаграмма  $(\text{Na} + \text{K})/\text{Al}$ – $\text{Al}/(\text{Na} + \text{K} + \text{Ca})$  (Maeda, 1990) (а), тройная диаграмма  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ – $5\text{Fe}_2\text{O}_3$ – $5(\text{CaO} + \text{MgO})$  (мол. кол.) (Гребенников, 2014) (б), петрохимические диаграммы (Dall'Agnol, Oliveira, 2007)  $\text{CaO}/(\text{FeO}^* + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$ – $(\text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3)$  (в),  $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ – $\text{Al}_2\text{O}_3$  (г) для изученных морион-гранитов.

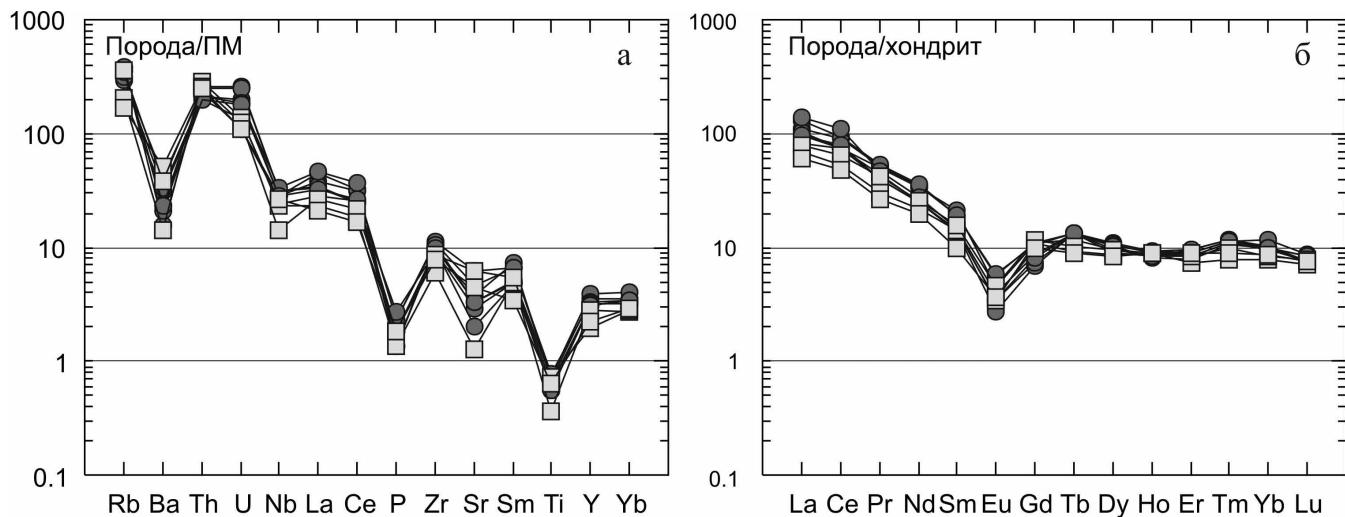
Условные обозначения – см. рис. 2.

**Fig. 4.** Diagrams  $(\text{Na} + \text{K})/\text{Al}$ – $\text{Al}/(\text{Na} + \text{K} + \text{Ca})$  (Maeda, 1990) (a),  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ – $5\text{Fe}_2\text{O}_3$ – $5(\text{CaO} + \text{MgO})$  (molecular quantities) (Grebennikov, 2014) (b),  $\text{CaO}/(\text{FeO}^* + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$ – $(\text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3)$  (b),  $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ – $\text{Al}_2\text{O}_3$  (g) (Dall'Agnol, Oliveira, 2007) diagrams for researched morion-granites.

Designations follow Fig. 2.

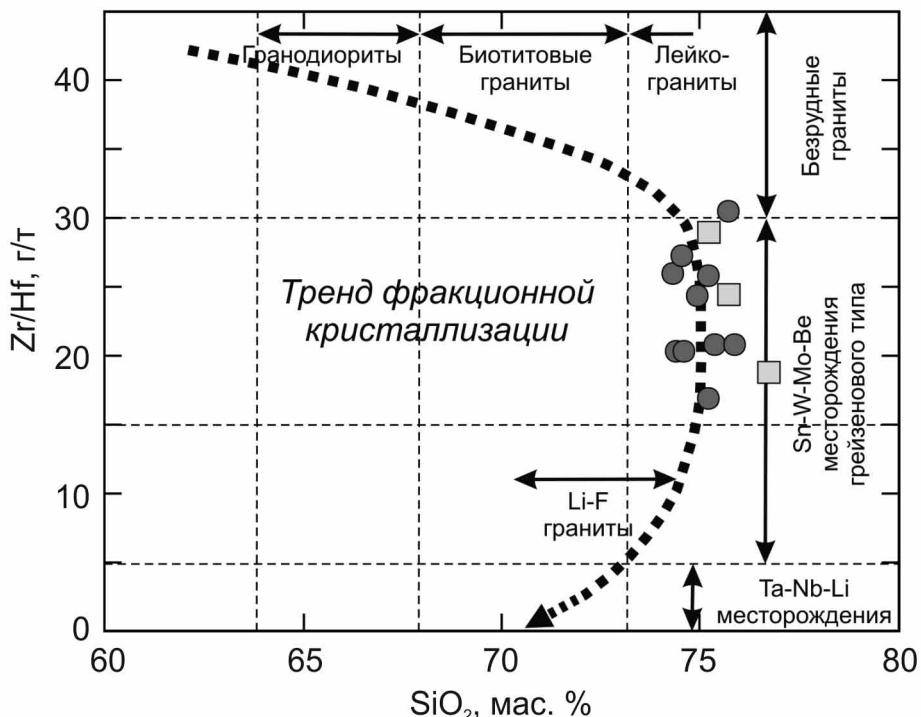
Для определения возраста Этытейского массива была исследована монофракция цирконов из морионовых лейкогранитов (проба E15-3, координаты  $50^{\circ}17'27.76''$  с.ш.,  $108^{\circ}25'54.25''$  в.д.). Аксессорный циркон из этой пробы образует прозрачные идиоморфные и субдиоморфные призматические и короткопризматические кристаллы ( $K_{\text{удл.}} = 1.5$ –3.5) желтоватого цвета. Основные элементы огранки являются гранями призмы {100} и дипирамиды {111}, {101}, {102}. В режиме катодолюминесценции в кристаллах циркона наблюдается “тонкая” магматическая зональность (рис. 8).

U-Pb датирование цирконов было выполнено на ионном микроанализаторе SHRIMP-II (г. Санкт-Петербург). Измерение U-Pb отношений проводилось по методике, описанной в статье (Williams, 1998). Результаты U-Pb изотопных исследований приведены в табл. 3. На диаграмме с конкордиями (см. рис. 8) фигурирующие точки имеют бимодальное распределение, 8 результатов из 10 образуют кластер со средневзвешенным конкордантным возрастом  $189.7 \pm 2.7$  млн лет ( $J_1$ ) при  $\text{CKBO} = 0.059$ . Остальные два результата имеют средний возраст  $292.3 \pm 22$  млн лет ( $P_1$ ). Морфологические особен-



**Рис. 5.** Мультиэлементные спектры (а), нормализованные по примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989), и спектры распределения редкоземельных элементов (б), нормализованные по хондриту (Sun, McDonough, 1989), для гранитоидов Этытейского и Хамнигадайского массивов.

**Fig. 5.** Primitive-mantle-normalized (Sun and McDonough, 1989); multielement patterns (a) and chondrite-normalized (Sun, McDonough, 1989) REE patterns (б) for granitoids of Etytey and Khamnigaday massifs.



**Рис. 6.** Классификационная диаграмма Zr/Hf–SiO<sub>2</sub> редкometалльного рудообразования гранитоидов и тренд кристаллизационной дифференциации гранитоидного расплава (Зарайский и др., 2009).

Условные обозначения – см. рис. 2.

**Fig. 6.** Classification Zr/Hf–SiO<sub>2</sub> (Zaraisky et al., 2009) diagram of rare-metal ore formation of granitoids and the trend of differentiation of granitoid melt.

Designations follow Fig. 2.

**Таблица 2.** Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов из морион-гранитов Хамнигадайского массива LA-ICP-MS методом**Table 2.** Results of U-Pb analysis of zircons from morion-granites of Khamnigaday massif (LA-ICP-MS method)

№ точки	Th/U	1 $\sigma$	Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет				D, %
			$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 $\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 $\sigma$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 $\sigma$	$^{206}\text{U}/^{238}\text{U}$	1 $\sigma$	
01	0.76	0.029	0.1994	0.0127	0.0285	0.0008	0.4	184.6	10.7	181.4	4.9	1.8
03	0.51	0.019	0.1970	0.0055	0.0297	0.0007	0.8	182.6	4.7	188.4	4.4	-3.1
05	0.70	0.026	0.1970	0.0092	0.0285	0.0007	0.5	182.6	7.8	181.3	4.5	0.7
06	0.74	0.028	0.2055	0.0068	0.0292	0.0007	0.7	189.8	5.7	185.3	4.4	2.4
08	0.57	0.021	0.1987	0.0055	0.0291	0.0007	0.9	184.0	4.7	184.8	4.3	-0.4
09	0.72	0.027	0.1981	0.0089	0.0287	0.0007	0.6	183.5	7.6	182.5	4.5	0.5
10	0.56	0.021	0.1999	0.0058	0.0291	0.0007	0.8	185.0	4.9	184.8	4.3	0.1
11	0.49	0.018	0.2061	0.0059	0.0290	0.0007	0.8	190.3	5.0	184.3	4.3	3.3
12	0.94	0.035	0.2064	0.0061	0.0296	0.0007	0.8	190.5	5.1	187.9	4.4	1.4
13	1.73	0.065	0.2043	0.0069	0.0289	0.0007	0.7	188.7	5.8	183.6	4.4	2.8
14	0.69	0.026	0.2003	0.0059	0.0293	0.0007	0.8	185.4	5.0	186.3	4.4	-0.5
15	0.57	0.022	0.2003	0.0060	0.0294	0.0007	0.8	185.4	5.0	186.5	4.4	-0.6
16	0.63	0.024	0.1973	0.0058	0.0290	0.0007	0.8	182.8	4.9	184.4	4.4	-0.9
17	0.67	0.025	0.2041	0.0060	0.0296	0.0007	0.8	188.6	5.0	187.7	4.4	0.5
18	1.11	0.042	0.2048	0.0064	0.0290	0.0007	0.8	189.2	5.4	184.4	4.4	2.6
19	1.14	0.044	0.1997	0.0177	0.0296	0.0009	0.3	184.9	15.0	187.8	5.6	-1.5
20	0.95	0.036	0.2003	0.0068	0.0285	0.0007	0.7	185.4	5.8	180.9	4.3	2.5
21	0.62	0.024	0.2063	0.0062	0.0298	0.0007	0.8	190.4	5.2	189.6	4.5	0.4
22	0.98	0.037	0.2031	0.0074	0.0287	0.0007	0.7	187.7	6.3	182.6	4.4	2.8
23	0.83	0.032	0.2034	0.0111	0.0289	0.0008	0.5	188.0	9.4	183.8	4.8	2.3
25	0.34	0.013	0.2018	0.0062	0.0296	0.0007	0.8	186.6	5.3	188.0	4.5	-0.7
26	0.46	0.017	0.2070	0.0098	0.0293	0.0008	0.5	191.0	8.3	185.9	4.7	2.7
27	0.89	0.034	0.2004	0.0168	0.0289	0.0009	0.4	185.4	14.2	183.3	5.4	1.1
28	0.83	0.032	0.2059	0.0112	0.0300	0.0008	0.5	190.1	9.4	190.6	4.9	-0.3
29	0.85	0.032	0.2014	0.0072	0.0284	0.0007	0.7	186.3	6.1	180.3	4.4	3.3
30	0.72	0.027	0.2018	0.0067	0.0284	0.0007	0.7	186.7	5.6	180.8	4.4	3.3

Примечание. Rho – коэффициент корреляции между ошибками определения отношений  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  и  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ . D – дискордантность:  $D = (\text{возраст } (^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})/\text{возраст } (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1)100$ .

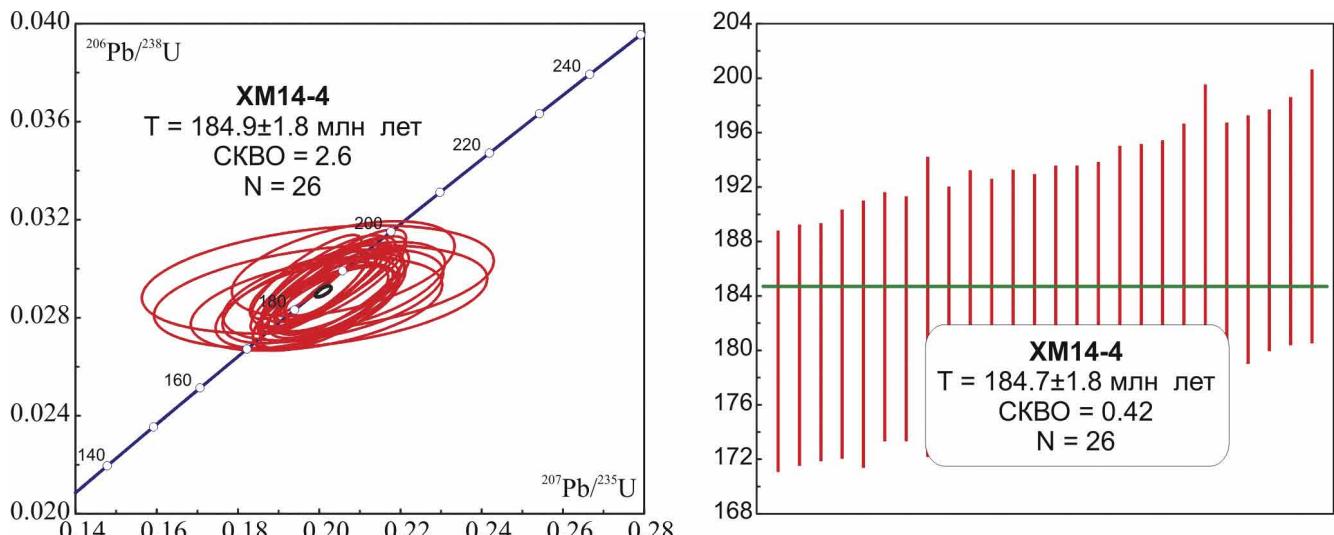
Note. Rho – correlation coefficient of the errors of determination of  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  and  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ . D – discordance:  $D = (\text{age } (^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})/\text{age } (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1)100$ .

ности раннепермских цирконов, а именно слегка округлые грани зерен (см. рис. 8), свидетельствуют о том, что они не формировались при кристаллизации гранитоидов, а являются ксеногенными. Это указывает на то, что цифра 292 млн лет соответствует возрасту захваченной либо унаследованной компоненты, а кристаллизация гранитоидов произошла 190 млн лет назад, что в пределах ошибки анализа перекрывает возраст морионовых лейкогранитов Хамнигадайского массива.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

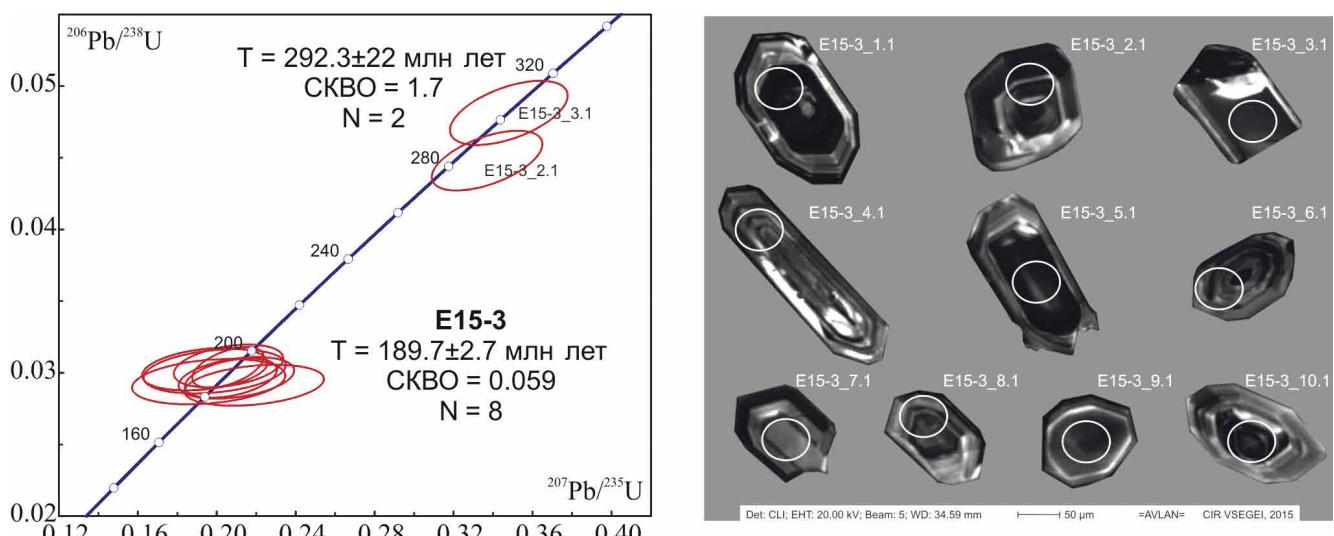
Как нами показано выше, морионовые границы на геологических картах нового поколения рассматриваются как позднепермские (Кошкин и

др., 2003), однако двумя независимыми методами (U-Pb-SHRIMP-II и LA-ICP-MS по цирконам) получены раннеюрские (190–185 млн лет) датировки для Хамнигадайского и Этытейского массивов. Кроме этого нами проведены геохронологические исследования лейкогранитов Тамирского массива (200 км<sup>2</sup>) – опорного для третьей фазы бичурского комплекса (Р<sub>2</sub>) (Кошкин и др., 2003) – и получен среднетриасовый возраст (234.3 ± 1.5 млн лет, U-Pb LA-ICP-MS по цирконам, наши неопубликованные данные). Первые единичные результаты датирования гранитоидов бичурского интрузивного комплекса Центрального Забайкалья показывают, что в состав комплекса были включены разновозрастные образования. Полученные геохронологические данные косвенно касаются и возрастов оса-



**Рис. 7.** Диаграмма с конкордией и диаграмма средневзвешенных  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возрастов, корректированных по обычновенному свинцу  $^{207}\text{Pb}$  методом (Буятуев и др., 2017) для цирконов из морионовых лейкогранитов Хамнигадайского массива (LA-ICP-MS).

**Fig. 7.** Diagram with concordia and average weighted  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  ages, corrected to ordinary lead by the  $\text{Pb}^{207}$  method (Buyantuev et al., 2017), for zircons from morion leucogranites of Khamnigaday massif (LA-ICP-MS).



**Рис. 8.** Диаграмма с конкордией для цирконов из морионовых лейкогранитов Этытейского массива (SHRIMP-II) и микрофотографии исследованных кристаллов.

**Fig. 8.** Diagram with a concordia for zircons from morion leucogranites of Etytay massif (SHRIMP-II) and CL images of zircon crystals.

дочно-вулканогенных образований региона. Так, морионовые граниты описаны в гальке конгломератов чернояровской свиты, которая по содержанию отпечатков флоры считается средне-поздне-триасовой (Кошкин и др., 2003; и др.).

Типизация морион-гранитов по петрогоеохимическим признакам показала их сходство с

А-гранитами “окисленного” типа (Гребенникова, 2014), впервые описанными на территории США (Anderson, Bender, 1989), а позднее обнаруженными в бассейне р. Амазонка (Dall'Agnol, Olivera, 2007). Для подобных пород бразильские ученые вводят термин “окисленный А-тип”, а их кристаллизация предполагается из магм с существенным содержа-

**Таблица 3.** Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов из морион-гранитов Этытейского массива SHRIMP-II методом**Table 3.** Results of U-Pb analysis of zircons from morion-granites of Etytei massif (SHRIMP-II method)

№ точки	$^{206}\text{Pb}_c$ , %	U	Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ г/т	$^{206}\text{Pb}^*$ , г/т	Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет		D, %
		г/т	г/т			$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}^{(1)}$	$1\sigma, \%$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}^{(1)}$	$1\sigma, \%$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}^{(1)}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}^{(1)}$	
1.1	0.20	1167	1773	1.57	30.50	0.205	3.6	0.03037	1.9	0.516	$189.9 \pm 6.8$	$192.8 \pm 3.5$	-1.5
2.1	0.23	412	605	1.52	15.90	0.337	3.4	0.04480	1.9	0.553	$294.9 \pm 10.0$	$282.5 \pm 5.3$	4.4
3.1	0.36	488	417	0.88	20.30	0.348	3.5	0.04813	1.9	0.539	$303.2 \pm 10.6$	$303.0 \pm 5.6$	0.1
4.1	0.46	213	220	1.06	5.45	0.210	5.7	0.02964	2.0	0.358	$193.6 \pm 11.0$	$188.3 \pm 3.8$	2.8
5.1	0.78	174	354	2.11	4.41	0.196	8.1	0.02938	2.2	0.269	$181.7 \pm 14.7$	$186.6 \pm 4.0$	-2.6
6.1	0.44	339	867	2.65	8.90	0.206	5.5	0.03047	2.0	0.357	$190.2 \pm 10.5$	$193.5 \pm 3.8$	-1.7
7.1	0.42	290	316	1.13	7.29	0.219	6.6	0.02913	2.0	0.302	$201.1 \pm 13.3$	$185.1 \pm 3.7$	8.6
8.1	0.62	391	486	1.28	10.0	0.207	4.6	0.02963	1.9	0.421	$191.2 \pm 8.8$	$188.2 \pm 3.6$	1.6
9.1	0.63	251	507	2.09	6.52	0.199	7.4	0.03010	2.1	0.284	$184.3 \pm 13.6$	$191.2 \pm 4.0$	-3.6
10.1	0.61	283	447	1.63	7.40	0.194	6.7	0.03025	2.0	0.300	$180.0 \pm 12.1$	$192.1 \pm 3.8$	-6.3

Примечание. Ошибки приведены на уровне  $1\sigma$ .  $\text{Pb}_c$  и  $\text{Pb}^*$  – нерадиогенный и радиогенный свинец соответственно. Погрешность калибровки стандартов составляла 0.57% ( $1\sigma$ ). Rho – коэффициент корреляции изотопных отношений  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ . D – дискордантность. <sup>(1)</sup> Корреляция на обычновенный свинец вносилась по измеренному  $^{204}\text{Pb}$ .

Note. The errors are at the  $1\sigma$  level.  $\text{Pb}_c$  and  $\text{Pb}^*$  are common and radiogenic lead, respectively. The error of the standard sample calibration was 0.57% ( $1\sigma$ ). Rho – correlation coefficient of the errors of determination of  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  and  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ . D – discordance. <sup>(1)</sup> The correction for common lead, based on measured  $^{204}\text{Pb}$ .

нием воды ( $\geq 4$  мас. %), первичным источником которых могли быть кварц-полевошпатовые породы (Dall'Agnol, Olivera, 2007).

Сравнение составов изученных гранитоидов с экспериментальными данными по дегидратационному плавлению различных коровьих пород (Patino Douce, 1999; Altherr et al., 2000) показало, что возможным источником морион-гранитов были метаосадочные породы, так как все фигуративные точки на диаграммах легли в поле метапелитов (рис. 9). Низкие  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$  (0.07–0.17), пониженные содержания Sr в сочетании с высокими  $\text{Rb}/\text{Sr}$  (1.51–3.70) и  $\text{Rb}/\text{Ba}$  (0.60–1.60) также указывают на метаосадочный протолит (Sylvester, 1998). По этим признакам морион-граниты имеют определенное сходство с гранитами S-типа. Однако имеются существенные различия по индикаторным вещественным и минералогическим параметрам: низкая глиноземистость ( $\text{A}/\text{CNK} < 1.1$ ) и известковистость ( $\text{CaO} < 0.65$  мас. %), высокая железистость ( $\text{Fe}^* > 0.8$ ), отсутствие глиноземистых минералов – мусковита, граната, кордиерита.

Петрохимические данные показали, что массивы, представленные гранитами с морион-кварцем, имеют исключительно лейкогранитовый состав ( $\text{SiO}_2 = 74.40$ –75.90 мас. %). Вероятнее всего, морион-граниты, точнее морион-лейкограниты, не являются прямыми выплавками метапелитовых источников, а формировались из дифференцированного кремнекислого расплава. На это косвенно указывают геохимические данные: глубокая отри-

цательная европиевая аномалия, обогащение легких редкоземельных элементов относительно тяжелых, очень низкие содержания бария, стронция и пониженные циркония. Присутствие манганоильменита и пирофанита в лейкогранитах может расцениваться как минералогическое подтверждение предположения, так как они кристаллизуются из сильно дифференцированных кислых расплавов богатых летучими компонентами (Sasaki et al., 2003; Tarassova, Tarassov, 2012; и др.). По показателю  $\text{SiO}_2/\text{CaO}$  лейкограниты тяготеют к интервалу 113–185, что характеризует их как породы средневысокой степени фракционирования (Шкодзинский, Зедгенизов, 2004).

В настоящее время установлено, что природная дымчатая окраска имеет вторичный характер и возникает под воздействием ионизирующего (радиационного) облучения на первоначально бесцветный кварц с образованием в его структуре дырочного парамагнитного центра (Балицкий, Лисицына, 1981). В морионах, помимо обычных центров дымчатой окраски, присутствуют электронно-дырочные центры, возникающие на дефектах непримесного характера типа вакансий и дивакансий кислорода и кремния, т. е. на участках с неупорядоченной структурой (Балакирев и др., 1979; Платонов и др., 1984).

Предполагается, что при эволюции исходного кремнекислого расплава к поздним дериватам (морионовые лейкограниты, аплиты) происходило накопление гранитофильных элементов – Rb, Ga, Nb,

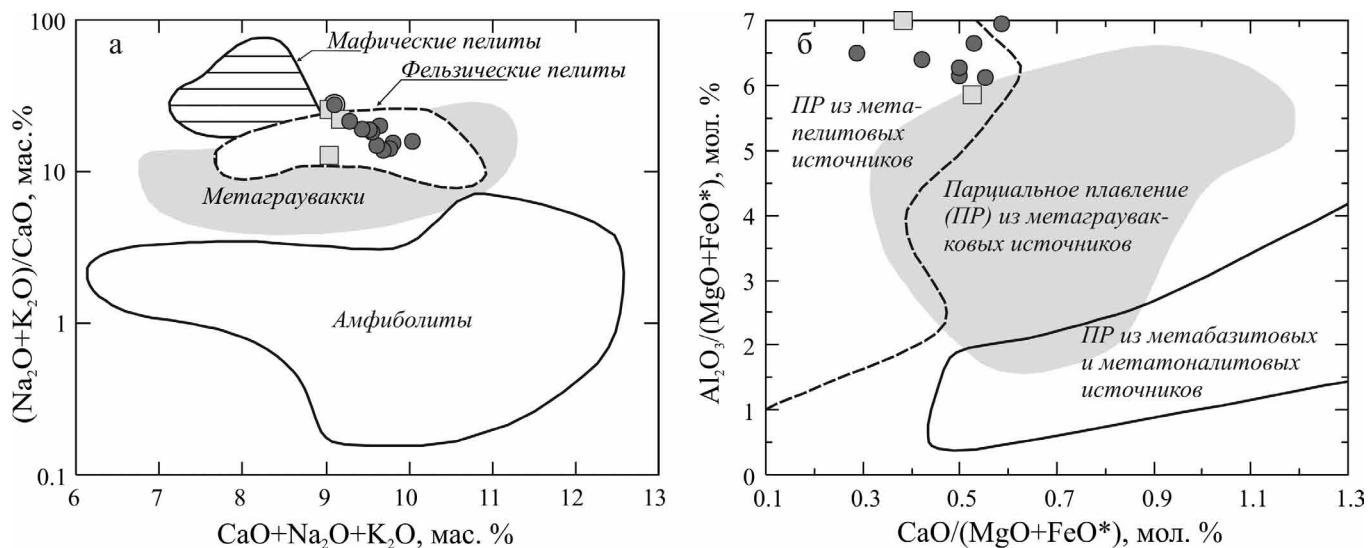


Рис. 9. Сопоставление изученных гранитоидов с экспериментальными данными, поля по (Patino Douce, 1999) (а) и (Altherr et al., 2000) (б).

Условные обозначения – см. рис. 2.

Fig. 9. Comparison of researched granitoids with experimental data, fields by (Patino Douce, 1999) (a) and (Altherr et al., 2000) (b).

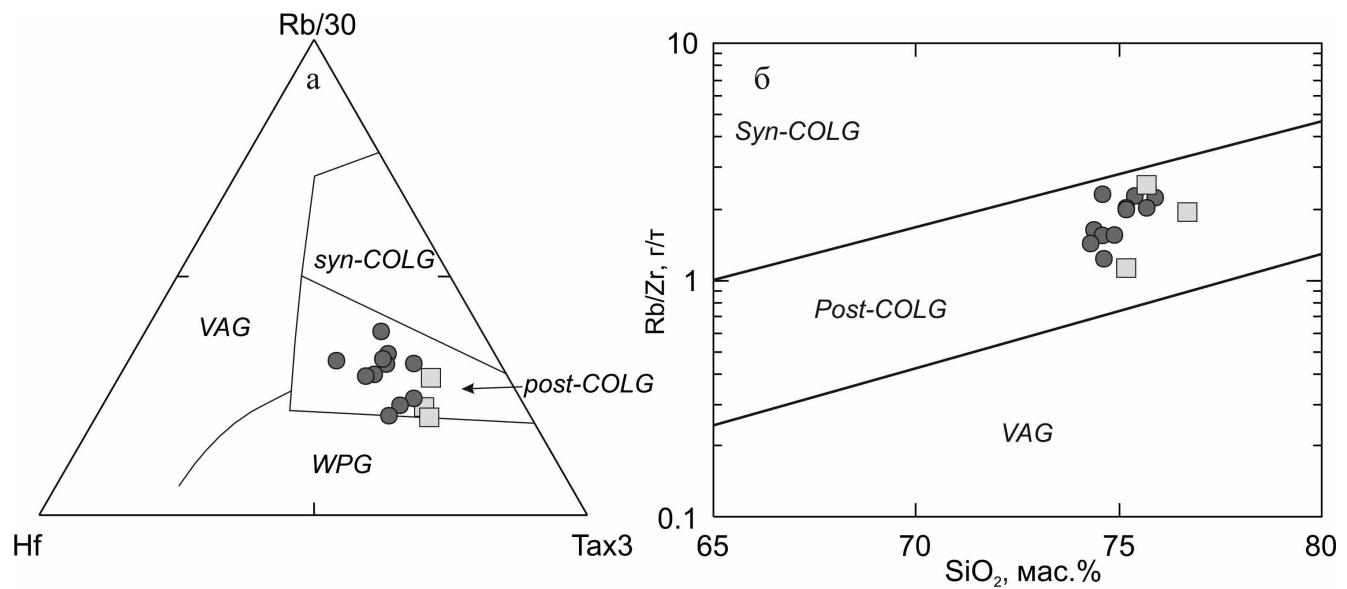
Designations follow Fig. 2.

Се, Th, U, что отразилось на акцессорной минералогии (см. выше). Добавим, что лейкограниты Таймырского массива ( $T_2$ ) при сходном петрохимическом составе имеют иной набор акцессорных минералов, представленный титанитом, апатитом, цирконом, монацитом и содержат обычный серый кварц. Можно полагать, что уран- и торийсодержащие минералы, скорее всего, обеспечили повышенную радиоактивность и повлияли на окраску кварца, а наиболее молодой возраст лейкогранитов – на ее сохранность. Это свидетельствует об отсутствии значимого “термального” воздействия на кварц, так как при нагревании до 300–320°C центры дымчатой окраски обесцвечиваются. Подтверждением повышенной радиоактивности морион-гранитов служат материалы предшественников-съемщиков, где показано, что в пределах Хамнигадайского массива и по его периферии (эндо- и экзоконтактовые зоны) имеются участки с повышенной радиоактивностью (до 40 мкР/ч).

На тройной диаграмме А.В. Гребенникова (см. рис. 4б) морион-граниты занимают поле гранитов  $A_2$  – кислых магматических ассоциаций, проявленных в постколлизионной обстановке, а также при скольжении литосферных плит и на поздних стадиях развития горячих рифтогенных структур (Гребенников, 2014). При использовании тектонических дискриминационных диаграмм (Harris et al., 1986) отмечается сходство с постколлизионными гранитами (рис. 10).

Позднетриасовый-раннеюрский этап в Западном, Центральном Забайкалье и Северной Монголии характеризуется формированием крупного зонально-симметричного магматического ареала (области) (Ярмолюк и др., 2002; Коваленко и др., 2003). Ядро магматического ареала образовано Хэнтэй-Даурским гранитным батолитом (рис. 11), а внешние зоны (периферийной части) характеризуются развитием рифтовых зон: северный Западно-Забайкальский, южный Северо-Гобийский и западный Хархоринский (Ярмолюк и др., 2017). Хэнтэй-Даурский батолит сложен гранитоидами широкого спектра составов от гранодиоритов (главная фаза) до лейкогранитов. В подчиненном количестве присутствуют габбро и диориты. Наиболее поздними в строении батолита являются небольшие дайкообразные и штокообразные тела лейкогранитов, в том числе редкometалльные литий-фтористые (Коваленко и др., 2003; Ярмолюк и др., 2013).

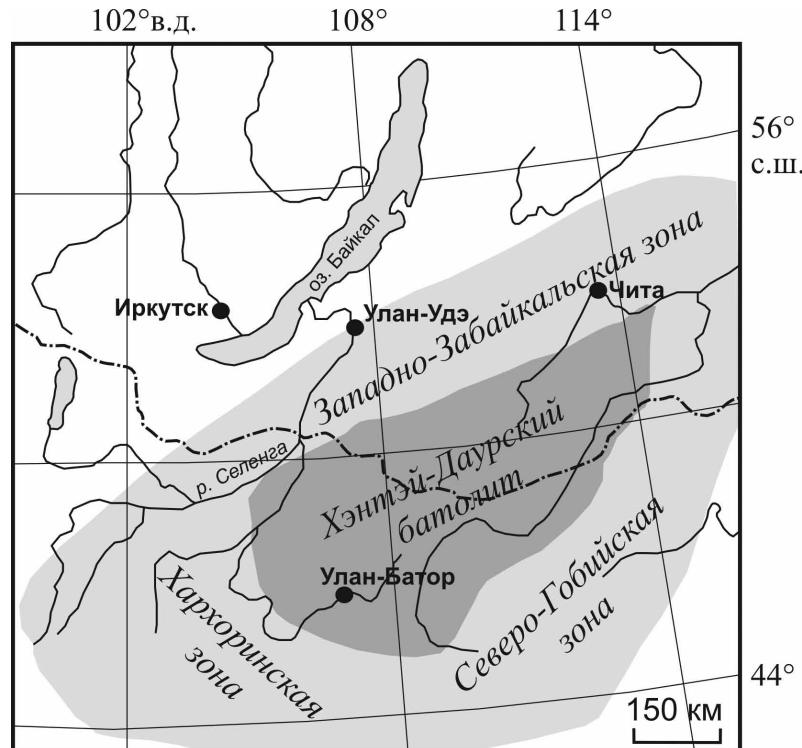
Геодинамическая обстановка формирования зонального ареала связывается с воздействием плюма на участок литосферы, находящейся в условиях коллизионного сжатия (Ярмолюк и др., 2002; Воронцов и др., 2007). По другим данным (Зорин и др., 1997; Donskaya et al., 2013), коллизионные процессы, связанные с закрытием Монголо-Охотского океана, протекали в средней–верхней юре. Для гранитоидов со сходными геохимическими характеристиками (Наушкинский массив, Западное Забайкалье) и раннеюрским (178 млн лет) возрастом



**Рис. 10.** Дискриминационные диаграммы Rb–Hf–Ta (а), Rb/Zr–SiO<sub>2</sub> (б) по (Harris et al., 1986) для гранитоидов Этытейского и Хамнигадайского массивов.

Поля: WPG – внутриплитные граниты, syn-COLG – синколлизионные граниты, post-COLG – постколлизионные граниты, VAG – граниты островных дуг. Условные обозначения – см. рис. 2.

**Fig. 10.** Rb–Hf–Ta (a), Rb/Zr–SiO<sub>2</sub> (b) (Harris et al., 1986) diagrams for granitoids of Etytay and Khamnigaday massifs. Fields: WPG – within-plate granites, syn-COLG – syncollisional granites, post-COLG – post-collisional granites, VAG – volcanic-arc granites. Designations follow Fig. 2.



**Рис. 11.** Схема строения Хэнтэй-Даурского зонального магматического ареала.

**Fig. 11.** Scheme of structure of the Khentey-Daurya zonal magmatic areal.

обосновывается формирование в условиях внутриконтинентального растяжения на фоне смены субдукционного режима на коллизионный (Донская и др., 2014). Таким образом, на основе полученных изотопно-геохронологических и петрогохимических данных можно заключить, что образование раннеюрских гранитоидов происходило одновременно с развитием Хэнтэй-Даурского магматического ареала и они, скорее всего, формировались на поздней стадии его развития.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Морион-граниты Центрального Забайкалья имеют раннеюрский (185–190 млн лет, СКВО = 0.06–0.42) возраст и характеризуются ультракислым составом, повышенной щелочностью, умеренной глиноземистостью, низкой известковистостью, редкометалльной геохимической специализацией. Наиболее вероятна кристаллизация их из дифференцированного кремнекислого расплава.

Морион-граниты отличаются от типичных внутриплитных гранитоидов: по петрогохимическим и минералогическим характеристикам соответствуют А-гранитам “окисленного” типа.

Важным фактором, ответственным за дымчатый цвет кварца, является, скорее всего, повышенная радиоактивность вмещающих гранитоидов (за счет акцессорных радиоактивных минералов), которая вызвала структурные и другие изменения в минерале, а наиболее молодой возраст пород способствовал сохранению окраски.

Раннеюрские гранитоиды, по-видимому, формировались на поздней стадии развития раннемезозойского Хэнтэй-Даурского магматического ареала, в периферийной его части.

## Благодарности

Авторы благодарны А.Ю. Антонову (ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ) за консультации и плодотворное обсуждение полученных результатов, способствовавшие улучшению рукописи статьи.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Балакирев В.Г., Киевленко Е.Я., Никольская Л.В., Саймолович М.И., Хаджи В.Е., Цинобер Л.И. (1979) Минералогия и кристаллофизика ювелирных разновидностей кремнезема. М.: Недра, 152 с.
- Балицкий В.С., Лисицына Е.С. (1981) Синтетические аналоги и имитации природных драгоценных камней. М.: Недра, 158 с.
- Буянуев М.Д., Хубанов В.Б., Врублевская Т.Т. (2017) U-Pb LA-ICP-MS датирование цирконов из субвулканитов бимодальной дайковой серии Западного Забайкалья: методика, свидетельства позднепалеозойского растяжения земной коры. *Геодинамика и тектонофизика*, 8(2), 369–384.
- Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Лыхин Д.А., Дриль С.И., Татарников С.А., Сандимирова Г.П. (2007) Источники магматизма и геодинамика формирования раннемезозойской Северо-Монгольской–Западно-Забайкальской рифтовой зоны. *Петрология*, 15(1), 37–60.
- Гордиенко И.В. (1980) Состав и возраст тамирской свиты вулканогенных пород Западного Забайкалья. *Изв. АН СССР, Сер. геол.*, (7), 84–91.
- Гребенников А.Г. (2014) Гранитоиды А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики. *Геология и геофизика*, 55(9), 1356–1373.
- Донская Т.В., Мазукабзов А.М. (2014) Геохимия и возраст пород нижних пластин Бутулийн-Нурского и Заганского комплексов метаморфических ядер (северная Монголия–Западное Забайкалье). *Геодинамика и тектонофизика*, 5(3), 683–701.
- Зарайский Г.П., Аксюк А.М., Девятова В.Н., Удоратина О.В., Чевычелов В.Ю. (2009) Цирконий-гафниевый индикатор фракционирования редкометалльных гранитов. *Петрология*, 17(1), 28–50.
- Канищев А.Д., Бубнов Е.Т., Мансуров Д.Х. (1966) Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Восточно-Забайкальская. Лист М-49-XIV. Объяснительная записка. М.: Недра, 85 с.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Пономарчук В.А., Козлов В.Д., Владыкин Н.В. (2003) Источники магматических пород и происхождение раннемезозойского тектомагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области: 1. Геологическая характеристика и изотопная геохронология. *Петрология*, 11(2), 164–178.
- Козубова Л.А. (1962) О мезозойском интрузивном магматизме в западной части Малханского хребта. *Материалы по петрологии гранитоидов Забайкалья*. Л.: Госгеолтехиздат, 41–48.
- Комаров Ю.В., Белоголовкин А.А. (1968) Структура Хамнигайдайского массива морион-гранитов в Юго-Западном Забайкалье. *Известия Забайкальского филиала географического общества СССР*, (4), 23–29.
- Костяков Н.П., Сапожников В.П. (1965) Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Восточно-Забайкальская. Лист М-49-XIII. Объяснительная записка. М.: Недра, 71 с.
- Кошкин В.В., Шелгачев К.М., Дорошкевич Л.С., Шатковская Л.В. (2003) Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Серия Селенгинская. Лист М-48-XVIII (Бичура). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 111 с.
- Налетов П.И. (1962) Интрузивные горные породы центральной части Бурятской АССР. М.: Госгеолтехиздат, 151 с.
- Платонов А.Н., Таран М.Н., Балицкий В.С. (1984) Природа окраски самоцветов. М.: Недра, 196 с.
- Хубанов В.Б., Буянуев М.Д., Цыганков А.А. (2016) U-Pb изотопное датирование цирконов из РЗ<sub>3</sub>-MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-спектральной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными. *Геология и геофизика*, 57(1), 241–258.
- Шкодзинский В.С., Зедгенизов А.Н. (2004) Природа специфики состава кислых магматических пород в различных геодинамических обстановках. *Отеч. геология*, (4), 34–37.

- Яблоков Я.М. (1963) О геологии одного месторождения Забайкалья. *Труды Восточно-Сибирского геологического института АН СССР*. Вып. 13. М., 53-159.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Пономарчук В.А. (2002) Тектономагматическая зональность, источники магматических пород и геодинамика раннемезозойской Монголо-Забайкальской области. *Геотектоника*, (4), 293-311.
- Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Сальникова Е.Б., Травин А.В., Кудряшова Е.А. (2017) Рифтогенный магматизм западной части раннемезозойской Монголо-Забайкальской магматической области: результаты геохронологических исследований. *Докл. АН*, **475**(6), 669-675.
- Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Козловский А.М. (2013) Позднепалеозойский-раннемезозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: траппы, рифты, батолиты-гиганты и геодинамика их формирования. *Петрология*, **21**(2), 115-142.
- Altherr R., Holl A., Hegner E., Langer C., Kreuzer H. (2000) High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). *Lithos*, **50**, 51-73.
- Anderson J.L., Bender E.E. (1989) Nature and origin of Proterozoic A-type granitic magmatism in the southwestern United States of America. *Lithos*, **23**, 19-52.
- Dall'Agnol R., Oliveira D.C. (2007) Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajas, Brasil: implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos*, **93**, 215-233.
- Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Ivanov A.V. (2013) Late Paleozoic-Mesozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent and the 150 million-year history of the Mongol-Okhotsk Ocean. *J. Asian Earth Sci.*, **62**, 79-97.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. (2001) A geochemical classification for granitic rocks. *J. Petrol.*, **42**, 1771-1802.
- Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. (1986) Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. (Eds: M.P. Coward, A.C. Ries). *Collision tectonics. Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **19**, 67-81.
- Maeda J. (1990) Opening of the Kuril Basin deduced from the magmatic history of central Hokkaido, North Japan. *Tectonophysics*, **174**, 235-255.
- Patino Douce A.E. (1999) What do experiments tell us about the relative contributions of the crust and mantle to the origin of granitic magmas? *Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques* (Eds: A. Castro, C. Fernandez, J.L. Vigneresse). *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **168**, 55-75.
- Rickwood P.C. (1989) Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, **22**, 247-263.
- Sasaki K., Nakashima K., Kanisawa S. (2003) Pyrophanite and high Mn ilmenite discovered in the Cretaceous To-no pluton, NE Japan *Neues Jahrb. Mineral., Monatsh.*, **7**, 302-320.
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes *Magmatism in the ocean basins*. (Eds: A.D. Saunders, M.J. Norry). *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **42**, 313-345.
- Sylvester P.J. (1998) Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, **45**, 29-44.
- Tarassova E., Tarassov M. (2012) First finds of pyrophanite and ferroan pyrophanite in Bulgaria as accessory minerals in the upper cretaceous Granitovo-Chernozem pluton. *Compt. Rend. l'Acad. Bulg. Sci.*, **65**(1), 67-74.
- Williams I.S. (1998) U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes* (Eds: M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley). *Rev. Econ. Geol.*, **7**, 1-35.

## REFERENCES

- Altherr R., Holl A., Hegner E., Langer C., Kreuzer H. (2000) High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). *Lithos*, **50**, 51-73.
- Anderson J.L., Bender E.E. (1989) Nature and origin of Proterozoic A-type granitic magmatism in the southwestern United States of America. *Lithos*, **23**, 19-52.
- Balakirev V.G., Kieylenko Ye.Ya., Nikol'skaya L.V., Samoilovich M.I., Khadzhi V.E., Tsinober L.I. (1979) *Mineralogiya i kristallofizika yuvelirnykh raznovidnostei kremnezema* [Mineralogy and crystallophysics of precious varieties of the silica]. Moscow, Nedra Publ., 152 p. (In Russian)
- Balitskii V.S., Lisitsyna Ye.S. (1981) *Sinteticheskie analogi i imitatsii prirodnnykh dragotsennykh kamney* [Synthetic analogues and imitations of natural gems]. Moscow, Nedra Publ., 158 p. (In Russian)
- Buyantuev M.D., Khubanov V.B., Vrublevskaya T.T. (2017) U-Pb LA-ICP-MS dating of zircons from subvolcanics of the bimodal dyke series of the Western Transbaikalia: technique, and evidence of the Late Paleozoic extension of the crust. *Geodinamika i Tektonofizika*, **8**(2), 369-384. (In Russian)
- Dall'Agnol R., Oliveira D.C. (2007) Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajas, Brasil: implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos*, **93**, 215-233.
- Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Ivanov A.V. (2013) Late Paleozoic-Mesozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent and the 150 million-year history of the Mongol-Okhotsk Ocean. *J. Asian Earth Sci.*, **62**, 79-97.
- Donskaya T.V., Mazukabzov A.M. (2014) The geochemistry and ages of rocks in the footwall of the Butulin-Nur and Zagan metamorphic core complexes (North Mongolia-Western Transbaikalia). *Geodinamika i Tektonofizika*, **5**(3), 683-701. (In Russian)
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. (2001) A geochemical classification for granitic rocks. *J. Petrol.*, **42**, 1771-1802.
- Gordienko I.V. (1980) The composition and age of the Tamir suite of volcanogenic rocks of Western Transbaikalia. *Izv. AN SSSR, Ser. Geol.*, (7), 84-91. (In Russian)
- Grebennikov A.G. (2014) A-type granites and related rocks: problems of identification, petrogenesis, and classification. *Geol. Geofiz.*, **55**(9), 1356-1373. (In Russian)
- Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. (1986) Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. Coward M.P., Ries A.C. (Eds.). *Collision tectonics. Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **19**, 67-81.

- Kanishchev A.D., Bubnov E.T., Mansurov D.Kh. (1966) *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta SSSR mashtaba 1 : 200 000. Seriya Vostochno-Zabaikal'skaya. List M-49-XIV. Ob'yasnitel'naya zapiska* [State geological map of the USSR. Scale 1 : 200 000. Eastern-Transbaikalian series. Chart sheet M-49-XIV. Explanatory note]. Moscow, Nedra Publ., 85 p. (In Russian)
- Khulanov V.B., Buyantuev M.D., Tsygankov A.A. (2016) U-Pb dating of zircons from PZ<sub>3</sub>-MZ igneous complexes of Transbaikalia by sector-field mass spectrometry with laser sampling: technique and comparison with SHRIMP. *Geol. Geofiz.*, 57(1), 241-258. (In Russian)
- Komarov Yu.V., Belogolovkin A.A. (1968) The structure of the Khamnigaday massif of morion-granites in the South-Western Transbaikalia. *Izvestiya Zabaykal'skogo filiala geograficheskogo obshchestva SSSR*. (4), 23-29. (In Russian)
- Koshkin V.V., Shelgachev K.M., Doroshkevich L.S., Shatkovskaya L.V. (2003) *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii mashtaba 1 : 200 000. Seriya Selenginskaya. List M-48-XVIII (Bichura). Ob'yasnitel'naya zapiska* [State geological map of the Russian Federation. Scale 1 : 200 000. Selenginskaya series. Chart sheet M-49-XVIII (Bichura). Explanatory note]. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 111 p. (In Russian)
- Kostyakov N.P., Sapozhnikov V.P. (1965) *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta SSSR mashtaba 1 : 200 000. Seriya Vostochno-Zabaykal'skaya. List M-49-XIII. Ob'yasnitel'naya zapiska* [State geological map of the USSR. Scale 1 : 200 000. Eastern-Transbaikalian series. Chart sheet M-49-XIII. Explanatory note]. Moscow, Nedra Publ., 71 p. (In Russian)
- Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Sal'nikova E.B., Budnikov S.V., Kovach V.P., Kotov A.B., Ponomarchuk V.A., Kozlov V.D., Vladykin N.V. (2003) Sources of igneous rocks and genesis of the Early Mesozoic tectonomagnetic area of the Mongolia-Transbaikalia magmatic region: 1. Geology and isotope geochronology. *Petrologiya*, 11(2), 164-178. (In Russian)
- Kozubova L.A. (1962) The Mesozoic intrusive magmatism of the western part of the Malkhan Range. *Materials po petrologii granitoidov Zabaikal'ya* [Materials on the petrology of the Transbaikalia granitoids]. Leningrad: Gosgeoltekhnizdat Publ., 41-48. (In Russian)
- Maeda J. (1990) Opening of the Kuril Basin deduced from the magmatic history of central Hokkaido, North Japan. *Tectonophysics*, 174, 235-255.
- Naletov P.I. (1962) *Intruzivnye gornye porody tsentral'noi chasti Buryatskoi ASSR* [Plutonic rocks of the central part of the Buryat ASSR]. M.: Gosgeoltekhnizdat Publ., 151 p. (In Russian)
- Patino Douce A.E. (1999) What do experiments tell us about the relative contributions of the crust and mantle to the origin of granitic magmas? Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques (Castro A., Fernandez C., Vigneresse J.L. Eds.). *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 168, 55-75.
- Platonov A.N., Taran M.N., Balitsky V.S. (1984) *Priroda okraski samotsvetov* [The nature of gems color]. Moscow, Nedra Publ., 196 p. (In Russian)
- Rickwood P.C. (1989) Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22, 247-263.
- Sasaki K., Nakashima K., Kanisawa S. (2003) Pyrophanite and high Mn ilmenite discovered in the Cretaceous Tono pluton, NE Japan. *J. Mineral. Geoch.*, 7, 302-320.
- Shkodzinsky V.S., Zedgenizov A.N. (2004) The nature of the specific composition of acidic igneous rocks in various geodynamic settings. *Otech. Geol.*, (4), 34-37. (In Russian)
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Saunders A.D., Norry M.J. (Eds.). Magmatism in the ocean basins. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 42, 313-345.
- Sylvester P.J. (1998) Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, 45, 29-44.
- Tarassova E., Tarassov M. (2012) First finds of pyrophanite and ferroan pyrophanite in Bulgaria as accessory minerals in the upper cretaceous Granitovo-Chernozem pluton. *Compt. Rend. l'Acad. Bulg. Sci.*, 65(1), 67-74.
- Vorontsov A.A., Yarmolyuk V.V., Lykhin D.A. i dr. (2007) Magmatic sources and geodynamics of the Early Mesozoic Northern Mongolia-Western Transbaikalia Rift Zone. *Petrologiya*, 15(1), 37-60. (In Russian)
- Williams I.S. (1998) U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes* (Eds: M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley). *Rev. Econ. Geol.*, 7, 1-35.
- Yablokov Ya.M. (1963) The geology of one Transbaikalia deposit. *Proceedings of the East Siberian Geological Institute*. M.: Izd. AN USSR, 13, 153-159. (In Russian)
- Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Sal'nikova E.B., Budnikov S.V., Kovach V.P., Kotov A.B., Ponomarchuk V.A. (2002) Tectonomagnetic zoning, sources of igneous rocks and geodynamics of the Early Mesozoic Mongolo-Transbaikal region. *Geotektonika*, (4), 293-311. (In Russian)
- Yarmolyuk V.V., Kozlovskii A.M., Sal'nikova E.B., Travin A.V., Kudryashova E.A. (2017) Early Mesozoic Rift Magmatism of the Central Mongolia: Geochronological Evidence for Evolution of Mongolian-Transbaikalian Zoned Igneous Province *Dokl. AN*, 475(6), 669-675. (In Russian)
- Yarmolyuk V.V., Kuz'min M.I., Kozlovsky A.M. (2013) Late Paleozoic-Early Mesozoic within-plate magmatism in North Asia: traps, rifts, giant batholiths, and the geodynamics of their origin. *Petrologiya*, 21(2), 115-142. (In Russian)
- Zaraiski G.P., Aksyuk A.M., Devyatova V.N., Udaratina O.V., Chevychelov V.Yu. (2009) The Zr/Hf ratio as a fractionation indicator of rare-metal granites. *Petrologiya*, 17(1), 28-50. (In Russian)

## Состав золота и условия образования золото-сульфидно-кварцевого рудопроявления Южный Ак-Даг (Западная Тува)

Н. Н. Анкушева<sup>1,2</sup>, Р. В. Кужугет<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Институт минералогии ЮУ ФНЦ УрО РАН, 456317, г. Миасс, Челябинская обл.,

Ильменский заповедник, 1, e-mail: ankusheva@mail.ru

<sup>2</sup>Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе, 456314, г. Миасс, ул. 8 июля, 10,

<sup>3</sup>Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, 667007,

г. Кызыл, ул. Интернациональная, 117а, e-mail: rkuzhuget@mail.ru

Поступила в редакцию 31.12.2019 г., принятая к печати 12.02.2020 г.

**Объект исследования.** Проведены термобарогеохимические и минералогические исследования золото-сульфидно-кварцевого рудопроявления Южный Ак-Даг, приуроченного к антиклинальным структурам Западной Тувы. **Методы.** С помощью термокамеры Linkam TMS-600 и микроскопа Olympus BX 51 оценены температуры минералообразования, солевой состав и концентрации солей во флюидных включениях (ИМин ЮУ ФНЦ МИГ УрО РАН). Химический состав золота определен методом сканирующей электронной микроскопии MIRA 3 LMU (Tescan Orsay Holding) с системами микроанализа INCA Energy 450+XMax 80 и INCA Wave 500 (Oxford Instruments Nanoanalysis Ltd, ИГМ СО РАН, г. Новосибирск); BSE фотографии получены на СЭМ Tescan Vega 3 и Hitachi TM-1000 (ТувИКОПР СО РАН). **Результаты.** Изучен состав самородного золота и условия образования золото-сульфидно-кварцевых жил рудопроявления Южный Ак-Даг Алдан-Маадырского золоторудного узла Западной Тувы. Установлено присутствие в рудах как высокопробного, так и среднепробного золота с содержаниями Ag, достигающими 17.05 мас. %. Средняя проба золота составляет 904‰ при вариациях от 830 до 928‰. Отложение золото-сульфидно-кварцевых жил происходило при температурах 370–240°C из водных растворов с соленостью 8–6.4 мас. % NaCl-экв. при давлении 0.8–1.2 кбар. Узкий интервал солености минералообразующего флюида при снижении температуры, а также преобладание высокопробного золота в сульфидно-кварцевых жилах свидетельствуют об относительно высокой скорости отложения минералов в узкой проницаемой зоне без существенного влияния реакций с вмещающими породами и/или смешения с метеорными водами. **Выводы.** Золотая минерализация рудопроявления Южный Ак-Даг формировалась в течение одной стадии и отвечает золото-галенит-халькопиритовому минеральному типу с баритом. Установление сходных *P-T* условий отложения жил и минерало-геохимических особенностей самородного золота данного рудопроявления с другими объектами Алдан-Маадырского золоторудного узла, а также сопряженность оруденения с березитами указывают на перспективность объекта на выявление промышленного оруденения и подтверждают парагенетическую связь с девонской магматической активностью региона.

**Ключевые слова:** самородное золото, месторождения золота, кварц, флюидные включения, Тува

### Источник финансирования

Полевые и минералого-геохимические исследования выполнены в рамках государственного задания ТувИКОПР СО РАН (0384-2016-0012), термобарогеохимические исследования проведены по госзаданию ИМин ЮУ ФНЦ МИГ УрО РАН (2019–2021)

## Gold composition and conditions of Southern Ak-Dag gold-sulfide-quartz ore occurrence formation (Western Tuva)

Natalia N. Ankusheva<sup>1,2</sup>, Renat V. Kuzhuget<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Institute of Mineralogy SU FRC MG UB RAS, Ilmensky Reserve, 1, Miass, Chelyabinsk region, 456317 Russia,  
e-mail: ankusheva@mail.ru

<sup>2</sup>South-Urals State University, Miass Branch, 10 8 July st., Miass 456314, Russia

<sup>3</sup>Tuvianian Institute for Exploration of Natural Resources SB RAS, Internatsionalnaya st., 117a, Kyzyl, 667007 Russia,  
e-mail: rkuzhuget@mail.ru

Received 31.12.2019, accepted 12.02.2020

**Для цитирования:** Анкушева Н.Н., Кужугет Р.В. (2020) Состав золота и условия образования золото-сульфидно-кварцевого рудопроявления Южный Ак-Даг (Западная Тува). *Литосфера*, **20**(5), 706–716. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-5-706-716

**For citation:** Ankusheva N.N., Kuzhuget R.V. (2020) Gold composition and conditions of Southern Ak-Dag gold-sulfide-quartz ore occurrence formation (Western Tuva). *Litosfera*, **20**(5), 706–716. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-5-706-716

**Research subject.** The paper presents data on the mineralogical, geochemical and fluid inclusion features of the Southern Ak-Dag gold-sulphide-quartz ore occurrence in Western Tuva. **Methods.** Mineral formation temperatures, salt composition and fluid salinity were examined using a Linkam TMS-600 cryostage and an Olympus BX 51 microscope. The chemical composition of samples was identified using a MIRA 3 LMU (Tescan Orsay Holding) scanning electron microscope equipped with INCA Energy 450+XMax 80 and INCA Wave 500 microanalysis systems; BSE photos were taken by Tescan Vega 3 and Hitachi TM-1000 SEM instruments. **Results.** The ores under study were found to contain both high-grade and medium-grade gold with an Ag content of up to 17.05 wt %. The average gold fineness comprised 904 %, ranging from 830 to 928 %. According to fluid inclusion data, gold-sulphide-quartz veins were formed at temperatures of 280–240 °C and pressures of 0.8–1.2 kbar from aqueous fluids having a salinity of 8.6–6.4 wt % NaCl eq. The narrow range of fluid salinity at decreasing temperatures and the prevalence of high-grade gold in sulphide-quartz veins indicate a relatively high rate of mineral formation in a narrow permeable zone without any significant interaction with host rocks or mixing with meteoric waters. **Conclusions.** Gold mineralization in the Southern Ak-Dag ore occurrence, which was formed within one ore substage, corresponds to the type of gold-galena-chalcopyrite with barite. The established similarity of native gold in the Southern Ak-Dag occurrence and other deposits in the Aldan-Maadyr ore cluster in terms of P-T parameters of ore formation and mineralogical and geochemical features, as well as association of the ore mineralization with beresites, indicate the possibility of discovering industrial ore deposits in the region and confirm its paragenetic relation with Devonian magmatic activity.

**Keywords:** native gold, gold deposits, quartz, fluid inclusions, Tuva

#### Funding information

The field works and the mineralogical and geochemical study were supported by the State Contract of TuvICENR SB RAS (0384-2016-0012), the fluid inclusion study was supported by the State Contract of IM SU FSC MG UB RAS (2019–2021)

## ВВЕДЕНИЕ

Геолого-съемочные и поисковые работы 1952–1977 гг. на площади Алдан-Маадырского золоторудного узла (АМРУ) выявили золото-сульфидно-кварцевые объекты в лиственитах (Хаак-Саир), березитах (Арыкан, Дуушкуннуг), конгломератах и алевролитах (Улуг-Саир) (Зайкова, Зайков, 1969).

В 2009–2012 гг. ОАО “Красноярскгеолсъемка” проводило поисковые работы в пределах АМРУ за счет средств федерального бюджета (Кононенко, 2011). В результате работ были оценены прогнозные ресурсы Au на Сарыг-Дашском рудном поле категории Р<sub>2</sub> в 18 т до глубины 200 м при среднем содержании Au 2 г/т, на Улуг-Саирском рудном поле – в 20 т. Прогнозные ресурсы Au категории Р<sub>3</sub> по АМРУ оценены в 80 т. В ходе поисковых работ на Алашском участке (площадь 12.7 км<sup>2</sup>) в процессе литогеохимического опробования по вторичным ореолам рассеяния по сети 200 × 50 м получены цепочечно-узловые аномальные ореолы золота с внешним контуром 10 мг/т, длиной до 1000 м, вытянутые вдоль березитизированной дайки риолит-порфиров Дуушкуннугского рудопроявления на 6 км. Кроме того, в северо-восточной части Алашского участка обнаружена линейная структурированная аномалия золота длиной 500 м и шириной 150 м со значениями 20 мг/т по

контуру и 200 мг/т – в эпицентре, которая располагалась между Дуушкуннугским (600 м к северу) и Ак-Дагским (Северный Ак-Даг) (650 м к югу) рудопроявлениями, в ядре Ак-Дагской антиклинальной складки среди рассланцеванных пород верхнеадырташской подсвиты ордовика, пронизанных дайками габбро и диоритов. Данная аномалия не была заверена по причине труднодоступности (крутизна склона, расстояние от транспортных средств).

Полевыми работами 2016 г. на южных склонах горы Ак-Даг в пределах данной аномалии авторами были выявлены золото-сульфидно-кварцевые жилы и жильные зоны, сопряженные с березитизированными осадочными породами, которые были отнесены к рудопроявлению Южный Ак-Даг.

Целью данной работы является установление геолого-минералогических особенностей и условий формирования золотосодержащих жил рудопроявления Южный Ак-Даг.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ

АМРУ находится в Западной Туве, на левобережье р. Хемчик, в области сочленения метатерригенных комплексов Западного Саяна, вендинижнекембрийских океанических комплексов Западной Туви, ордовик-силурской молассы Хем-

чикско-Сыстыгхемского коллизионного прогиба и девонских вулканитов Тувинского рифтогенного прогиба. Рудный узел вытянут с запада на восток на 60 км, с юга на север – на 15 км, рудные объекты, в основном, сосредоточены в субширотной узкой полосе размером  $45 \times (5-7)$  км.

Золоторудная минерализация АМРУ парагенетически связана с малыми интрузиями и дайками гранодиорит-, тоналит-порфиров I фазы и дайками риолитов II фазы баянкольского комплекса ( $D_3$ ) (Зайков и др., 1981) и сопряжена со среднетемпературными метасоматитами лиственит-березитовой серии, развитыми по интрузивным и осадочным породам. Возраст даек габбро III фазы баянкольского комплекса ( $D_3$ ) в сланцах чингинской свиты на участке Тлангара этого рудного узла, определенный Ar-Ar методом по роговой обманке, составляет  $376.5 \pm 3.4$  млн лет, что соответствует  $D_3$  (Монгуш и др., 2011). Размещение золотого оруденения в пределах узла определяется, главным образом, структурно-тектоническим и магматическим факторами, контролируется разломами, оперяющими Хемчикско-Куртушибинский (Саяно-Тувинский) глубинный разлом, и приурочивается, в частности, к диагонально примыкающим к нему узким линейным антиклиналям и горст антиклиналям субширотного простирания и секущим их разрывным нарушениям той же ориентировки.

Рудопроявление Южный Ак-Даг (размером  $0.35 \times 1.2$  км) расположено в центральной части АМРУ, на южных склонах одноименной горы. Оно приурочено к осевой части Ак-Дагской антиклинальной структуры ВСВ простирации, сложенной рассланцованными алевролитами и гравелитами верхней подсвиты адырташской свиты ордовика ( $O_3 ad_2$ ). Ак-Дагская антиклинальная структура состоит из двух антиклиналей второго порядка, разделенных синклиналью. Простиранние осей складок ВСВ. Оси складок почти горизонтальны; в восточной части структуры погружаются полого ( $5-10^\circ$ ) на восток, в западной части – на запад. В поперечном разрезе складки симметричные; падение пород на крыльях –  $40-80^\circ$ . Осевая плоскость вертикальна либо имеет падение на север до  $70-80^\circ$ .

В пределах рудопроявления развиты березиты по осадочным породам, а также различные по мощности и морфологии кварцевые, сульфидно-кварцевые жилы и жильно-прожилковые зоны с золотой минерализацией. Простиранние жил ВСВ, падение близкое к вертикальному, мощность варьирует от 0.2 до 1.5 м, протяженность – от 2 до 40 м (рис. 1). Жильные зоны имеют ширину до 3 м и протяженность от 5 до 10 м. Кварцевые жилы и жильно-прожилковые зоны сопровождаются телами тонкокристаллических кварц-карбонатных пород рыжего и желтоватого цвета с вкрапленностью пирита

(до 1 %) и чешуйками серицита (до 10 %), пронизанных тонкими прожилками кварца с пиритом. Содержания анкерита и сидерита достигают 25 %. По минеральному составу метасоматиты являются типичными березитами, развитыми по алевролитам с прослоями кварцевых песчаников, и с ними ассоциирует золотое оруденение. Березиты характеризуются лепидогранобластовой и реликтовой обломочной структурами с размером обломков 0.04–0.3 мм и массивной текстурой. Минеральный состав представлен кварцем (45–50 %), серицитом (45 %), железистым карбонатом (5 %), пиритом (лимонит, 1–2 %).

В гипергенных условиях железистые карбонаты частично разложены с образованием гидроксидов железа. Протяженность березитизированных пород достигает 250 м, они не выдержаны по мощности (от 0.5 до 2.5 м). Залегание пород кроткое (с углом падения  $85-80^\circ$ ), иногда вертикальное.

На рудопроявлении нами установлены следующие стадии: дорудная березитовая (кварц, серицит, кальцит, сидерит, анкерит, альбит, пирит), рудная – золото-сульфидно-кварцевая (кварц, халькопирит, пирит, галенит (Se – до 0.74 мас. %), золото), пострудные – карбонатно-кварцевая (кварц, кальцит, анкерит) и кварц-хлоритовая (кварц, хлорит) (рис. 2). Золотоносные кварцевые жилы и жильные зоны сложены пиритом, халькопиритом, галенитом и видимым золотом. Содержание сульфидов в рудах не превышает 3 %.

## МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Образцы руд отобраны из коренных выходов рудопроявления. Химический состав золота определялся методом сканирующей электронной микроскопии MIRA 3 LMU (Tescan Orsay Holding) с системами микроанализа INCA Energy 450+XMax 80 и INCA Wave 500 (Oxford Instruments Nanoanalysis Ltd, Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, аналитик Н.С. Карманов). Фотографии в отраженных электронах получены с помощью СЭМ Tescan Vega 3 и Hitachi TM-1000 (ТувИКОПР СО РАН, оператор Р.В. Кужугет).

Для характеристики золота и твердых растворов системы Au–Ag использована терминология, принятая в работе (Петровская, 1973): самородное золото 1000–700 (весьма высокопробное – 1000–950, высокопробное – 950–900, среднепробное – 900–800, низкопробное – 800–700), электрум 700–300 и кюстелит – 300–100, а также Au-содержащее серебро – с пробностью меньше 100.

Условия формирования минеральных ассоциаций исследовались по индивидуальным флюидным включениям в кварце с помощью стандартных термобарогеохимических методов (Реддер, 1987). Флюидные включения проанализированы

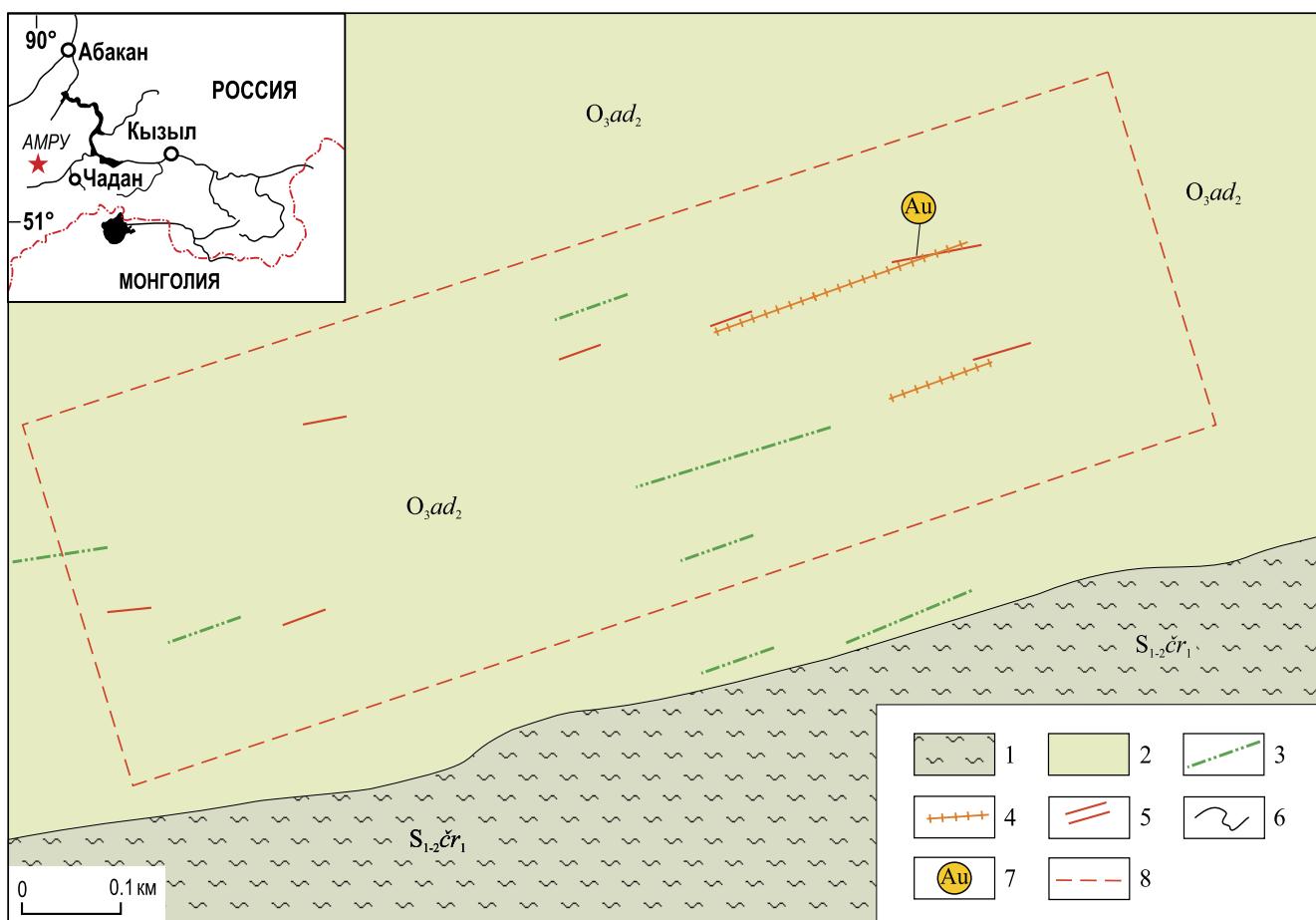


Рис. 1. Схема геологического строения рудопроявления Южный Ак-Даг.

1 – серицит-глинистые сланцы и алевролиты нижней подсвиты чергакской свиты ( $S_{1-2}cr_1$ ), 2 – алевролиты и песчаники нижней подсвиты адырташской свиты ( $O_3ad_1$ ), 3 – дайки габбро и диоритов III фазы баянкольского комплекса ( $D_3bn$ ), 4 – березитизированные кварцевые песчаники и алевролиты ордовика, 5 – кварцевые жилы и жильные зоны, 6 – границы геологические, 7 – точки с видимым золотом, 8 – контур рудопроявления.

Fig. 1. Geological scheme of Southern Ak-Dag ore occurrence.

1 – sericite-clayey shale and aleurolites of the Early subsuit of Chergak Suit ( $S_{1-2}cr_1$ ), 2 – aleurolites and sandstones of the Early subsuit of Adyrdash Suit ( $O_3ad_1$ ), 3 – gabbro and diorite dykes of III phase of Bayankol complex ( $D_3bn$ ), 4 – Ordovician beresitized quartz sandstones and aleurolites, 5 – quartz veins and veined zones, 6 – geological boundaries, 7 – visible gold mineralization, 8 – ore occurrence contour.

в термокамере TMS-600 (Linkam), позволяющей производить измерения температур фазовых переходов в интервале от  $-196$  до  $+600$   $^{\circ}\text{C}$ , с микроскопом Olympus BX 51 (лаборатория термобарогеохимии Южно-Уральского государственного университета, г. Миасс, аналитик Н.Н. Анкушева). Программное обеспечение LinkSys 32 DV-NC. Соловой состав растворов во включениях оценивался по температурам эвтектик (Борисенко, 1982). Концентрации солей в растворах рассчитывались по температурам плавления последних кристаллических фаз по данным (Bodnar, Vityk, 1994). Обработка результатов измерений выполнена в программе Statistica 12.

## СОСТАВ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА

Золото встречается в виде вкрапленности в кварце, заполняя межзерновые пространства и микротрешины, реже образует срастания с пиритом, халькопиритом. Морфология выделений золота разнообразна: преобладают интерстициальные, комковато-ячеистые и комковато-ветвистые формы (рис. 3); реже отмечаются кристалломорфные формы, представленные октаэдрами, кубооктаэдрами, срастаниями кристаллов, а также комковидными, слабоограненными выделениями. Поверхность зерен золота шагреневая, реже гладкая.

Минералы	Гидротермальный золото-сульфидно-кварцевый этап				Гипергенный этап
	1	2	3	4	
Кварц	█	█	█	█	
Кальцит	█		█		
Сидерит	█				
Анкерит	█		█		
Альбит	█				
Серицит	█				
Пирит	█	█			
Халькопирит		█			
Галенит		█			
Золото		█			
Барит		█			
Хлорит				█	
Ковеллин					█
Халькозин					█
Малахит					█
Азурит					█
Церуссит					█
Гётит					█
Гематит					█

**Рис. 2.** Стадийность минералообразования на рудопроявлении Южный Ак-Даг.

1 – дорудная стадия (березитовая); 2 – рудная стадия (золото-сульфосольно-сульфидно-кварцевая); 3, 4 – пострудные стадии: карбонатно-кварцевая (3) и кварц-хлоритовая (4). Толщина линий указывает на относительную степень распространенности минерала.

**Fig. 2.** Paragenetic scheme of Southern Ak-Dag ore occurrence.

1 – pre-ore stage (beresite); 2 – ore stage (gold-sulfosalt-sulfide-quartz); 3, 4 – post-ore stages – carbonate-quartz (3) and quartz-chlorite (4). The line thickness indicates the relative mineral prevalence.

Минералого-геохимическими исследованиями установлено, что по химическому составу золото рудопроявления образует следующий ряд (мас. %): 1) высокопробное: Au – 89.23–92.79, Ag – 7.21–9.99; 2) среднепробное: Au – 83.21–89.98, Ag – 9.98–17.05.

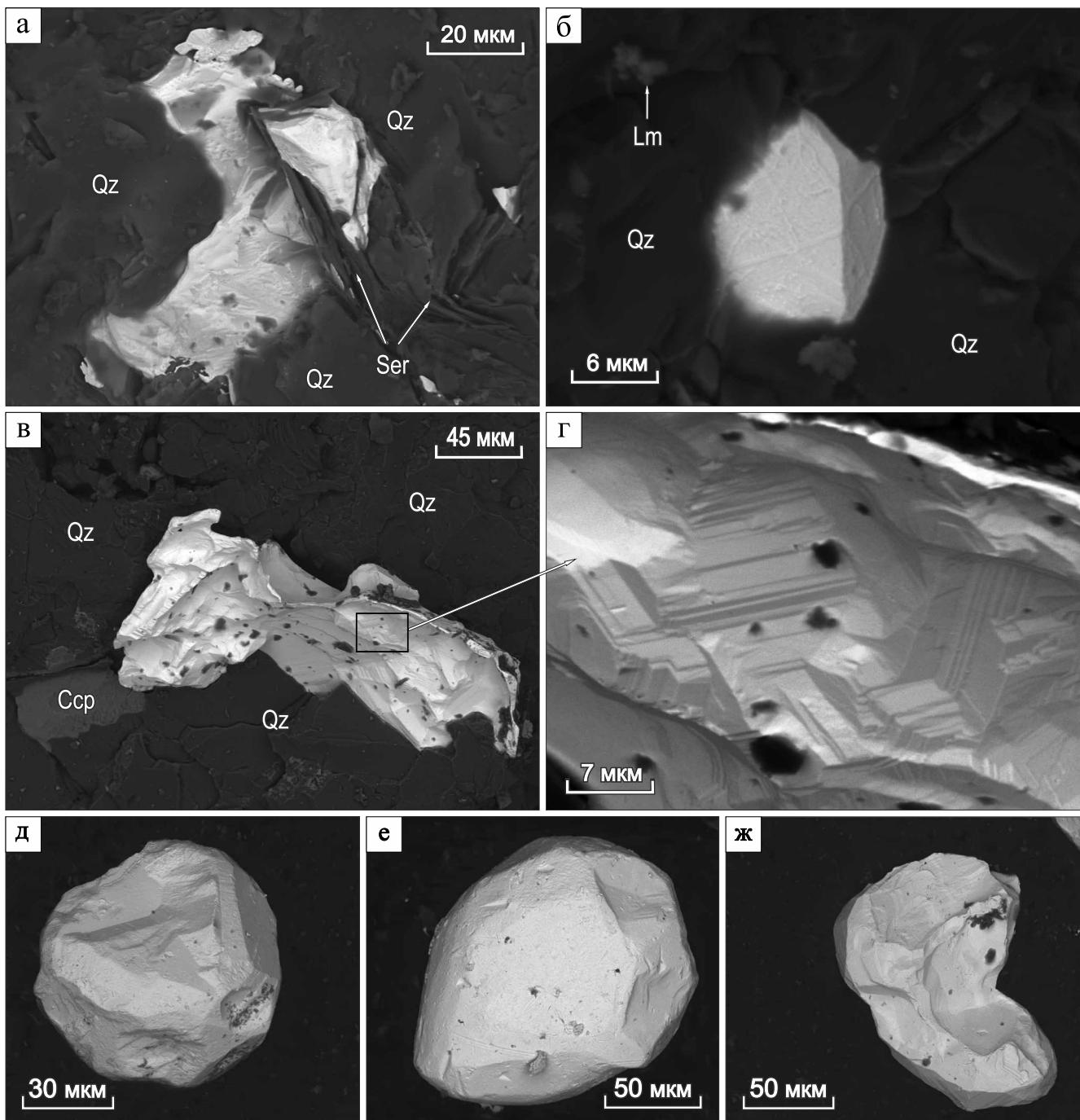
Характерной примесью в золоте является Ag, содержание которого достигает 17.05 мас. %, другие элементы-примеси (Cu, Hg, Te), если и присутствуют, то в ничтожно малых количествах – ниже пределов обнаружения (табл. 1). В зернах золота отмечается прямая зональность, выражаясь в более низких (на 1–2 мас. %) содержаниях Ag в их центральных частях по сравнению с краевыми. Средняя проба золота (по 37 изученным зернам, 77 ан.) составляет 904 % при вариациях от 830 до 928 %. В рудах количественно преобладает высокопробное золото (рис. 4).

### УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЖИЛ

Кварц золото-сульфидно-кварцевых жил рудопроявления Ак-Даг представлен крупными прозрачными или полупрозрачными зернами с характерным волнистым погасанием. В кварце фиксиру-

ются первичные и первично-вторичные двухфазные включения размером 10–20 мкм. Газовые вакуоли в них занимают до 15–20 % объема включения. Включения имеют овальную, угловатую форму, иногда с небольшими отростками и/или с элементами кристаллографических граней и распространены равномерно по минералу, встречаются как одиночно, так и группами по 2–3 включения. Вторичные двухфазные включения трассируют трещины в кварце, имеют размер до 5 мкм и слагают геометрически линейные цепочечные скопления. Однофазные включения размером до 5 мкм также распространены в минерале равномерно, ассоциируя с двухфазными включениями (рис. 5а).

Для двухфазных включений получены температуры эвтектики, равные –21...–23 °С, и температуры плавления льда –4...–5.5 °С. Эти результаты указывают на хлоридный состав флюида, содержащего ионы K и Na, с концентрацией 6–8.6 мас. % NaCl-экв. с распределением значений в виде гистограммы асимметричной формы (см. рис. 5в). Температуры гомогенизации (в жидкость) составили 240–275 °С с пиком 245–250 °С (см. рис. 5б). Вторичные включения гомогенизировались в жидкую



**Рис. 3.** Формы выделения золота рудопроявления Южный Ак-Даг. BSE-фото.

а – ксеноморфные зерна золота (светлое) в кварце (*Qz*) и на контакте серицита (*Ser*); б – идиоморфное зерно золота в кварце с лимонитом (*Lm*); в – зерно золота (светлое) с элементами кристаллографических граней в кварце с халькопиритом (*Ccp*); г – увеличенный фрагмент зерна золота со ступенями роста; д – идиоморфное зерно золота с развитием комбинаций форм куба и октаэдра; е – слабоограненный кристалл золота; ж – гемиидиоморфное золото с ограненными выступами.

**Fig. 3.** Gold from Southern Ak-Dag ore occurrence. BSE-image.

а – ксеноморфные зерна золота (светлое) в кварце (*Qz*) и на контакте серицита (*Ser*); б – идиоморфное зерно золота в кварце с лимонитом (*Lm*); в – зерно золота (светлое) с элементами кристаллографических граней в кварце с халькопиритом (*Ccp*); г – увеличенный фрагмент зерна золота со ступенями роста; д – идиоморфное зерно золота с развитием комбинаций форм куба и октаэдра; е – слабоограненный кристалл золота; ж – гемиидиоморфное золото с ограненными выступами.

Таблица 1. Химический состав золота рудопроявления Ак-Даг, мас. %

Table 1. Chemical composition of gold from Ak-Dag ore occurrence, wt %

№ зерна	Зона зерна	Au	Ag	Сумма	Кристаллохимическая формула	Проба
1	Центр	88.11	11.43	99.54	(Au <sub>0.81</sub> Ag <sub>0.19</sub> ) <sub>1.00</sub>	885
	Каэмка	83.21	17.05	100.26	(Au <sub>0.73</sub> Ag <sub>0.27</sub> ) <sub>1.00</sub>	830
2	Центр	92.74	7.88	100.62	(Au <sub>0.87</sub> Ag <sub>0.13</sub> ) <sub>1.00</sub>	922
	Каэмка	91.11	8.55	99.66	(Au <sub>0.85</sub> Ag <sub>0.15</sub> ) <sub>1.00</sub>	914
3	Центр	90.37	8.85	99.22	(Au <sub>0.85</sub> Ag <sub>0.15</sub> ) <sub>1.00</sub>	911
	Каэмка	90.98	9.25	100.23	(Au <sub>0.84</sub> Ag <sub>0.16</sub> ) <sub>1.00</sub>	908
4	Центр	90.11	8.96	99.07	(Au <sub>0.85</sub> Ag <sub>0.15</sub> ) <sub>1.00</sub>	910
	Каэмка	90.99	8.82	99.81	(Au <sub>0.85</sub> Ag <sub>0.15</sub> ) <sub>1.00</sub>	912
5	Центр	92.28	8.05	100.33	(Au <sub>0.86</sub> Ag <sub>0.14</sub> ) <sub>1.00</sub>	920
	Каэмка	91.06	8.09	99.15	(Au <sub>0.86</sub> Ag <sub>0.14</sub> ) <sub>1.00</sub>	918
6	Центр	90.78	8.54	99.32	(Au <sub>0.85</sub> Ag <sub>0.15</sub> ) <sub>1.00</sub>	914
	Каэмка	91.21	8.68	99.89	(Au <sub>0.85</sub> Ag <sub>0.15</sub> ) <sub>1.00</sub>	913
7	Центр	89.36	9.79	99.15	(Au <sub>0.83</sub> Ag <sub>0.17</sub> ) <sub>1.00</sub>	901
	Каэмка	89.91	9.94	99.85	(Au <sub>0.83</sub> Ag <sub>0.17</sub> ) <sub>1.00</sub>	900
8	Центр	89.96	9.31	99.27	(Au <sub>0.84</sub> Ag <sub>0.16</sub> ) <sub>1.00</sub>	906
	—	91.8	8.20	100	(Au <sub>0.86</sub> Ag <sub>0.14</sub> ) <sub>1.00</sub>	918
9	Каэмка	91.44	8.56	100	Au <sub>0.85</sub> Ag <sub>0.15</sub> ) <sub>1.00</sub>	914
10	Центр	92.09	7.91	100	(Au <sub>0.86</sub> Ag <sub>0.14</sub> ) <sub>1.00</sub>	921
11	—	89.56	10.01	99.57	(Au <sub>0.83</sub> Ag <sub>0.17</sub> ) <sub>1.00</sub>	899
	Каэмка	88.5	10.66	99.16	(Au <sub>0.82</sub> Ag <sub>0.18</sub> ) <sub>1.00</sub>	892
12	Центр	90.33	9.67	100	(Au <sub>0.84</sub> Ag <sub>0.16</sub> ) <sub>1.00</sub>	903
	Каэмка	90.1	9.75	99.85	(Au <sub>0.84</sub> Ag <sub>0.16</sub> ) <sub>1.00</sub>	902
13	Центр	89.9	9.82	99.72	(Au <sub>0.83</sub> Ag <sub>0.17</sub> ) <sub>1.00</sub>	902
	Каэмка	89.63	10.13	99.76	(Au <sub>0.83</sub> Ag <sub>0.17</sub> ) <sub>1.00</sub>	898
14	Центр	89.97	10.03	100	(Au <sub>0.83</sub> Ag <sub>0.17</sub> ) <sub>1.00</sub>	900
	Каэмка	89.98	10.02	100	(Au <sub>0.83</sub> Ag <sub>0.17</sub> ) <sub>1.00</sub>	900
16	Центр	90.1	9.58	99.68	(Au <sub>0.84</sub> Ag <sub>0.16</sub> ) <sub>1.00</sub>	904
	Каэмка	89.41	9.72	99.13	(Au <sub>0.83</sub> Ag <sub>0.17</sub> ) <sub>1.00</sub>	902
16	Центр	90.32	9.68	100	(Au <sub>0.84</sub> Ag <sub>0.16</sub> ) <sub>1.00</sub>	903
	Каэмка	90.17	9.99	100.16	(Au <sub>0.83</sub> Ag <sub>0.17</sub> ) <sub>1.00</sub>	900
17	Центр	90.66	9.88	100.54	(Au <sub>0.83</sub> Ag <sub>0.17</sub> ) <sub>1.00</sub>	902
	—	92.79	7.21	100	(Au <sub>0.88</sub> Ag <sub>0.12</sub> ) <sub>1.00</sub>	928
18	Каэмка	92.33	7.49	99.82	Au <sub>0.87</sub> Ag <sub>0.13</sub> ) <sub>1.00</sub>	925
	Центр	88.42	10.9	99.32	(Au <sub>0.82</sub> Ag <sub>0.18</sub> ) <sub>1.00</sub>	890
19	Каэмка	88.11	11.2	99.31	(Au <sub>0.81</sub> Ag <sub>0.19</sub> ) <sub>1.00</sub>	887
	Центр	89.60	9.70	99.3	(Au <sub>0.83</sub> Ag <sub>0.17</sub> ) <sub>1.00</sub>	902
20	Каэмка	89.92	9.2	99.12	(Au <sub>0.84</sub> Ag <sub>0.16</sub> ) <sub>1.00</sub>	907
	Центр	89.76	9.71	99.47	(Au <sub>0.84</sub> Ag <sub>0.16</sub> ) <sub>1.00</sub>	902
21	Каэмка	89.52	9.98	99.5	(Au <sub>0.84</sub> Ag <sub>0.16</sub> ) <sub>1.00</sub>	900
	Центр	89.24	9.77	99.01	(Au <sub>0.83</sub> Ag <sub>0.17</sub> ) <sub>1.00</sub>	901
22	—	91.66	7.53	99.19	(Au <sub>0.87</sub> Ag <sub>0.13</sub> ) <sub>1.00</sub>	924
	Каэмка	91.79	7.93	99.72	(Au <sub>0.86</sub> Ag <sub>0.14</sub> ) <sub>1.00</sub>	920
24	Центр	89.44	9.68	99.12	(Au <sub>0.83</sub> Ag <sub>0.17</sub> ) <sub>1.00</sub>	902
	Каэмка	89.27	10.18	99.45	(Au <sub>0.83</sub> Ag <sub>0.17</sub> ) <sub>1.00</sub>	898
26	Центр	89.60	9.84	99.44	Au <sub>0.83</sub> Ag <sub>0.17</sub> ) <sub>1.00</sub>	901
	—	90.12	9.81	99.93	(Au <sub>0.83</sub> Ag <sub>0.17</sub> ) <sub>1.00</sub>	902
28	—	89.23	9.94	99.17	(Au <sub>0.83</sub> Ag <sub>0.17</sub> ) <sub>1.00</sub>	900
	Каэмка	89.85	9.36	99.21	(Au <sub>0.84</sub> Ag <sub>0.16</sub> ) <sub>1.00</sub>	906
29	Центр	90.40	9.60	100	(Au <sub>0.84</sub> Ag <sub>0.16</sub> ) <sub>1.00</sub>	904
	Каэмка	89.79	9.28	99.07	(Au <sub>0.84</sub> Ag <sub>0.16</sub> ) <sub>1.00</sub>	906
30	Центр	90.48	9.52	100	(Au <sub>0.84</sub> Ag <sub>0.16</sub> ) <sub>1.00</sub>	905
	—	90.67	9.07	99.74	(Au <sub>0.85</sub> Ag <sub>0.15</sub> ) <sub>1.00</sub>	909
32	—	90.61	9.39	100	(Au <sub>0.84</sub> Ag <sub>0.16</sub> ) <sub>1.00</sub>	906
	—	89.56	10.13	99.69	(Au <sub>0.83</sub> Ag <sub>0.17</sub> ) <sub>1.00</sub>	898
34	—	90.18	9.82	100	(Au <sub>0.83</sub> Ag <sub>0.17</sub> ) <sub>1.00</sub>	902
	Каэмка	88.77	10.23	99	(Au <sub>0.83</sub> Ag <sub>0.17</sub> ) <sub>1.00</sub>	897

Примечание. Химический состав золота определен на растровом электронном микроскопе с энергодисперсионным анализатором MIRA LM (аналитик Н.С. Карманов, ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Кристаллохимическая формула золота рассчитана по сумме металлов, равной 1. Проба (пробность) самородного золота определялась по формуле  $Au/(Au+Ag) \times 1000$ . В таблице указаны только наиболее представительные анализы.

Note. Chemical composition of gold determined on electronic microscope equipped with MIRA LM EDS (operator N.S. Karmanov, IGM SB RAS, Novosibirsk). The crystallochemical formula is calculated per the metal sum equal to 1. The native gold standard is calculated according  $Au/(Au+Ag) \times 1000$  plot. The table includes the most representative analyses.

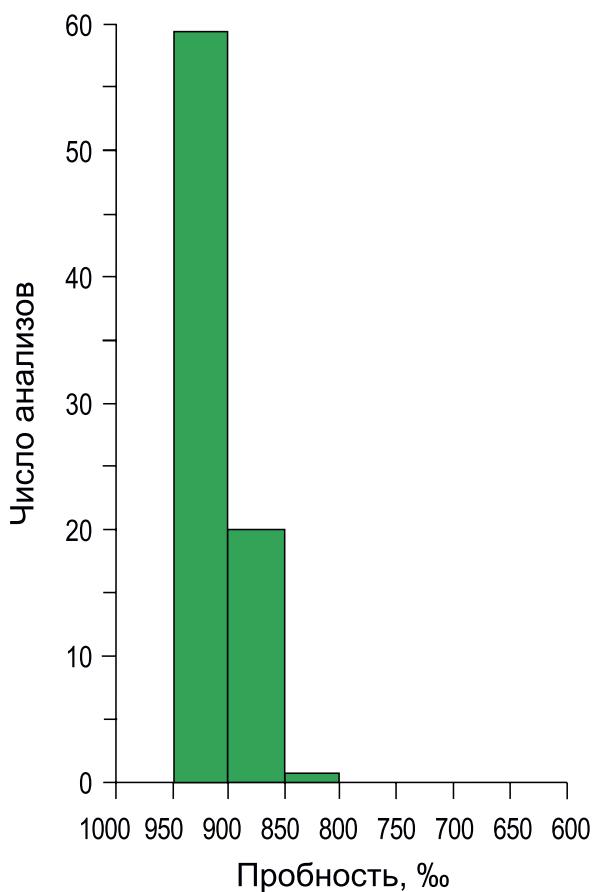


Рис. 4. Гистограммы пробности самородного золота.

Fig. 4. The frequency of native gold standard.

фазу при температурах 160–180°C. Ввиду малых размеров вторичных включений удалось установить только единичные значения температур эвтектики и плавления последних кристаллических фаз, согласно которым флюид, законсервированный во вторичных включениях, имеет Na-К хлоридный состав и соленость 5–6 мас. % NaCl-экв.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Минералого-геохимические исследования показали, что на рудопроявлении Южный Ак-Даг присутствует высокопробное и среднепробное золото. Содержание Ag в золоте достигает 17.05 мас. %, другие элементы-примеси (Cu, Hg, Te) находятся ниже пределов обнаружения. Средняя проба золота составляет 904 % при вариациях от 830 до 928 %. В рудах количественно преобладает высокопробное золото.

По минералого-геохимическим особенностям золото рудопроявления Южный Ак-Даг сходно с золотом других рудопроявлений АМРУ – Арыскан, Дуушкуннуг, Улуг-Саир (Кужугет, 2014; Кужугет и др., 2014, 2017).

В результате термобарогеохимических исследований флюидных включений выявлено, что золотоносные кварцевые жилы рудопроявления образовались при участии водного K-Na хлоридного флюида с соленостью 6–9 мас. % NaCl-экв. при  $T$  не менее 240–275°C. Низкотемпературные (<160°C) включения, по-видимому, содержат пострудные растворы.

Давление в процессе минералообразования на рудопроявлении Ак-Даг (Северный Ак-Даг), рассчитанное по углекислотным включениям, составило 0.8–1.2 кбар (Борисенко и др., 1979). Если принять, что глубины формирования рудопроявлений Северный и Южный Ак-Даг близки, то истинные температуры минералообразования образуют интервал 320–370°C. Отсутствие значимых количеств  $MgCl_2$  и  $CaCl_2$  можно объяснить кристаллизацией магнезиальных карбонатов в березитах и березитизированных породах рудопроявления.

Соленость флюида в подавляющем большинстве случаев оставалась постоянной – 6.5–8 мас. % NaCl-экв. при остывании флюида в процессе минералообразования. Стабильность солености флюида может отражать относительно быстрый процесс отложения минералов в золотоносных жилах без существенного влияния реакций с вмещающими породами и/или смешения с метеорными водами. Косвенным свидетельством этого также является преобладание высокопробного золота в рудных жилах. Кроме того, устойчивый интервал солености указывает на то, что флюиды циркулировали в узкой, проницаемой линейной трещинной зоне, что подтверждается геологическими данными (Борисенко и др., 1979).

Близкий состав растворов первичных и вторичных включений позволяет сделать вывод о том, что формирование кварцевых жил и отложение золота происходили в условиях эволюции (остывания) от 370 до 200°C единого по составу и генезису флюида.

Исследованиями предшественников получены геологические, структурные и минералогические признаки парагенетической связи процессов формирования золоторудных месторождений Алдан-Маадырской зоны с девонской магматической активностью региона (Зайкова, Зайков, 1969; Васильев и др., 1977; Зайков и др., 1981).

Кроме того, полученные термобарогеохимические данные рудопроявления Ак-Даг отвечают интервалам температур и давлений, характерным для большинства мезотермальных золоторудных месторождений России (Березовское, Кочкарское и др.) (Бакшев и др., 1998; Прокофьев, 2000; Прокофьев, Спиридовон, 2005) и мира (Ansdel, Kyser, 1992; Klein et al., 2008; Yoo et al., 2006, 2010), для которых доказано участие магматических флюидов в процессах минералообразования.

Полученные нами минералогические и термобарогеохимические данные не противоречат этим

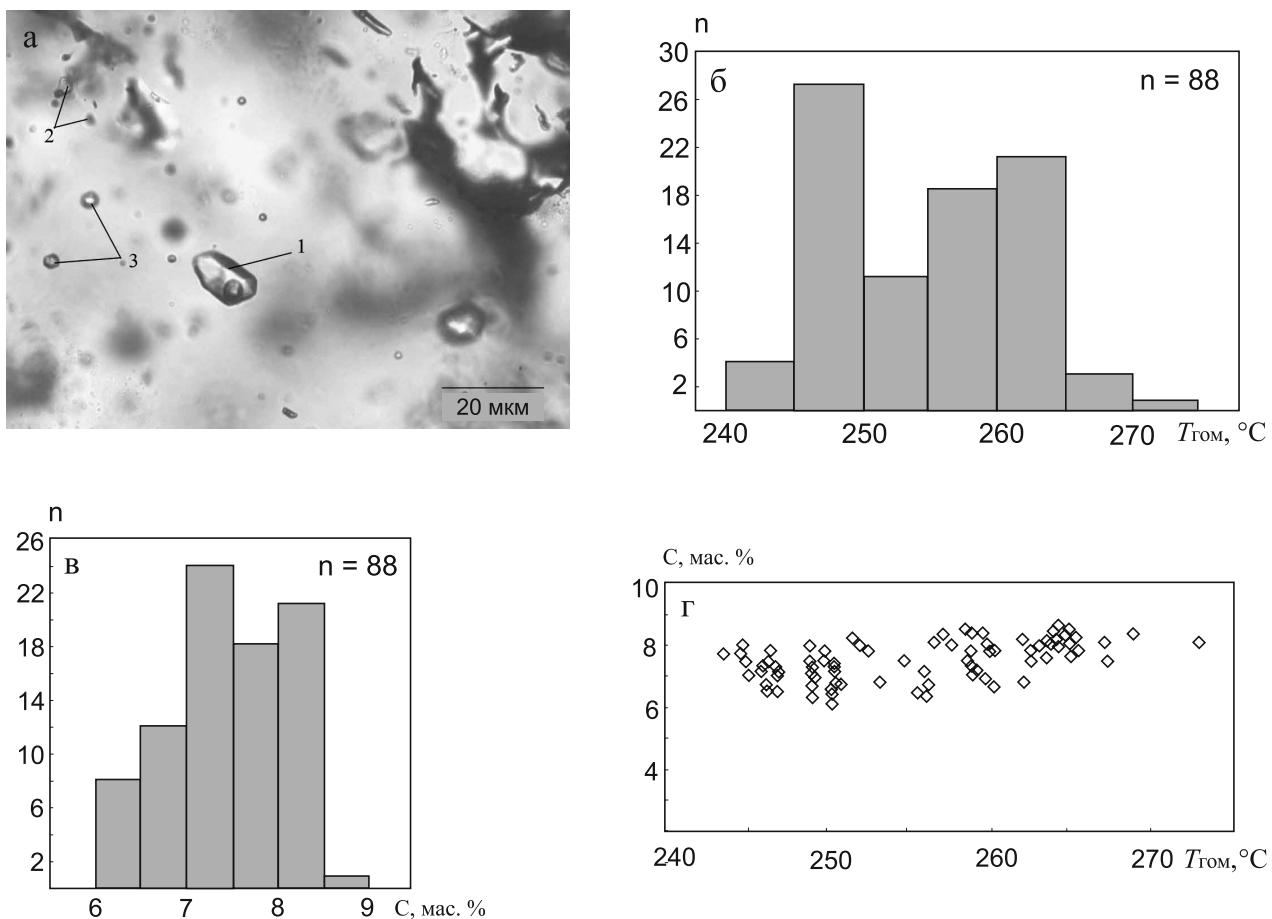


Рис. 5. Результаты исследования флюидных включений в кварце рудопроявления Южный Ак-Даг.

а – флюидные включения: 1, 2 – двухфазные: первичные (1), вторичные (2); 3 – однофазные; б, в – гистограммы распределения значений температур гомогенизации (б) и солености (в); г – диаграмма соотношения температур гомогенизации и солености включений; н – количество измерений.

Fig. 5. Fluid inclusion data of quartz from Southern Ak-Dag ore occurrence.

а – fluid inclusions: 1, 2 two-phased; primary (1), secondary (2); monophased (3); б, в – histograms of homogenization temperatures (б) and salinity (в) distribution; г – homogenization temperatures vs. salinity plot; н – number of measurements.

представлениям, а подтверждают то, что золото-рудные объекты АМРУ являются производными единой флюидно-гидротермальной рудообразующей системы (Анкушева и др., 2013; Анкушева, Кужугет, 2013; Кужугет, Монгуш, 2013; Кужугет и др., 2014, 2017; Melekestseva et al., 2013).

Таким образом, золотая минерализация на рудопроявлении Южный Ак-Даг формировалась в течение одной стадии и отвечает золото-галенит-халькопиритовому минеральному типу с баритом. Установление сходных  $P$ - $T$  условий отложения жил и минералого-геохимических особенностей самородного золота рудопроявления с другими объектами АМРУ, а также сопряженность оруденения с березитами указывают на перспективность данного объекта на выявление промышленного оруденения.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анкушева Н.Н., Кужугет Р.В. (2013) Условия формирования золото-кварцевых жил рудопроявления Душкуннуг (Западная Тува) по результатам изучения флюидных включений. *Металлогенез древних и современных океанов*. Миасс: ИМин УрО РАН, 194-198.
- Анкушева Н.Н., Мелекесцева И.Ю., Зайков В.В., Котляров В.А. (2013) Физико-химические параметры флюидов при формировании Улуг-Саирского золоторудного месторождения (Западная Тува). Уральская минералогическая школа. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 21-23.
- Бакшеев И.А., Прокофьев В.Ю., Устинов В.И. (1998) Условия формирования жильного кварца Березовского золоторудного поля, Средний Урал, по данным изучения флюидных включений и изотопным данным. Уральская летняя минералогическая школа. Екатеринбург: УГГГА, С. 41-49.

- Борисенко А.С. (1982) Анализ солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии. Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений. М.: Недра, 37-46.
- Борисенко А.С., Лебедев В.И., Оболенский А.А., Зайков В.В., Тюлькин В.Г. (1979) Физико-химические условия формирования гидротермальных месторождений Западной Тувы. Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Т. 2. Новосибирск: Наука, 226-235.
- Васильев Б.Д., Дружков В.П., Красиков А.И., Боярко Г.Ю. (1977) Ревизионно-оценочные работы на золото в Алашском и Эйлиг-Хемском районах Западной Тувы. 337 с. Кызыл, Геол. фонды.
- Зайков В.В., Лебедев В.И., Тюлькин В.Г., Гречишева В.Н., Кужугет К.С. (1981) Рудные формации Тувы. Новосибирск: Наука, 201 с.
- Зайкова Е.В., Зайков В.В. (1969) О золотом оруденении в Западной Туве, связанном с девонским магматизмом. Материалы по геологии Тувинской АССР. Кызыл, 72-76.
- Кононенко Н.Б. (2011) Предварительные результаты по золотоносной Алдан-Маадырской зоне (Республика Тыва). Геология и минеральные ресурсы Центральной Сибири: материалы науч.-практ. конф. Красноярск: Красноярскгеолсъемка, 162-166.
- Кужугет Р.В. (2014) Золото-теллуридное оруденение Алдан-Маадырского рудного узла (Западная Тува): минералого-геохимические особенности руд и условия их образования: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Новосибирск. 20 с.
- Кужугет Р.В., Зайков В.В., Анкушева Н.Н. (2017) Минералого-геохимические особенности Арысканского рудопроявления золота кварцево-жильного типа в березитах (Западная Тува). Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири, 1(29), 98-110.
- Кужугет Р.В., Зайков В.В., Лебедев В.И. (2014) Улуг-Саирское золото-турмалин-кварцевое месторождение, Западная Тува. Литосфера, (2), 99-114.
- Кужугет Р.В., Монгуш А.А. (2013) Алдан-Маадырский золоторудный узел (Западная Тува): особенности геолого-структурного строения и химического состава золота. Вестник Томского государственного университета, 369, 188-192.
- Монгуш А.А., Кужугет Р.В., Дружкова Е.К. (2011) Особенности состава магматических пород и Ar-Ar данные о возрасте базитовых даек Алдан-Маадырской золоторудной зоны (Западная Тува). Металлогения древних и современных океанов. Миасс: ИМин УрО РАН, 262-268.
- Петровская Н.В. (1973) Самородное золото. М.: Наука, 348 с.
- Прокофьев В.Ю. (2000) Геохимические особенности рудообразующих флюидов гидротермальных месторождений золота различных генетических типов. Новосибирск: Наука, 192 с.
- Прокофьев В.Ю., Спиридонов Э.М. (2005) Состав метаморфогенных флюидов и условия преобразования руд Кочкинского золоторудного месторождения (Южный Урал). II Всероссийское петрографическое совещание "Петрография на рубеже XXI века". Т. 3. Сыктывкар, 88-90.
- Рёддер Э. (1987) Флюидные включения в минералах. М.: Мир, 632 с.
- Ansdell K.M., Kyser T.K. (1992) Mesothermal gold mineralization in a Proterozoic greenstone belt; western Flin Flon Domain, Saskatchewan, Canada. Econ. Geol., 87, 1496-1524.
- Bodnar R.J., Vityk M.O. (1994) Interpretation of microthermometric data for  $H_2O$ -NaCl fluid inclusions. Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Pontignana-Siena, 117-130.
- Klein E.L., Fuzikawa K., Koppe J.C., Dantas M.S.S. (2008) Fluids associated with the caxias mesothermal gold mineralization, São Luís Craton, northern Brazil: a fluid inclusion study. Revista Brasileira de Geociências, 30, 322-326.
- Melekestseva I.Yu., Zaykov V.V., Ankusheva N.N. (2013) The Aldan-Maadyr zone, Western Tuva, Russia: formation conditions of gold-quartz veins in listvenites, conglomerates, and beresites. "Ore genesis" International Conference. Miass, IM UB RAS, 89-97.
- Yoo B.C., Lee H.K., White N.C. (2006) Gold-Bearing Mesothermal Veins from the Gubong Mine, Cheongyang Gold District, Republic of Korea: Fluid Inclusion and Stable Isotope Studies. Econ. Geol., 101, 883-901.
- Yoo B.C., Lee H.K., White N.C. (2010) Mineralogical, fluid inclusion, and stable isotope constraints on mechanisms of ore deposition at the Samgwang mine (Republic of Korea) – a mesothermal, vein-hosted gold-silver deposit. Miner. Depos., 45, 161-187.

## REFERENCES

- Ankusheva N.N., Kuzhuget R.V. (2013) The conditions of gold-quartz veins from Doushkunnug ore occurrence (Western Tuva) formation according to fluid inclusion data. Metallogeniya drevnikh i sovremennykh okeanov [The metallogeny of ancient and modern oceans]. Miass, IM UB RAS, 194-198. (In Russian)
- Ankusheva N.N., Melekestseva I.Yu., Zaikov V.V., Kotlyarov V.A. (2013) The physical and chemical forming fluid parameters of Ulug-Sair gold deposit, Western Tuva. Ural'skaya mineralogicheskaya shkola [The Urals mineralogical School]. Ekaterinburg, IGG UB RAS, 21-23. (In Russian)
- Ansdell K.M., Kyser T.K. (1992) Mesothermal gold mineralization in a Proterozoic greenstone belt; western Flin Flon Domain, Saskatchewan, Canada. Econ. Geol., 87, 1496-1524.
- Baksheev I.A., Prokofiev V.Yu., Ustinov V.I. (1998) Conditions of formation of vein quartz of the Berezovsk gold ore field, Middle Urals, according to the data of study of fluid inclusions and isotope data. Uralskaya letnyaya mineralogicheskaya shkola [The Urals Summer Mineralogical School]. Ekaterinburg, UGGGA, 41-49. (In Russian)
- Bodnar R.J., Vityk M.O. (1994) Interpretation of microthermometric data for  $H_2O$ -NaCl fluid inclusions. Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Pontignana-Siena, 117-130.
- Borisenco A.S. (1982) The analysis of salt composition of fluid inclusions by means cryometry. Ispol'zovanie metodov termobarogeokhimii pri poiskakh i izuchenii rudnykh mestorozhdenii [The application of thermobarogeochimical methods for ore deposit prospecting]. Moscow, Nedra Publ., 37-46. (In Russian)

- Borisenko A.S., Lebedev V.I., Obolenskii A.A., Zaikov V.V., Tyul'kin V.G. (1979) Physical and chemical conditions of Western Tuva hydrothermal deposits. *Osnovnye parametry prirodykh protsessov endogenogo rudoobrazovaniya* [The main parameters of natural processes of endogenous ore formation]. V. 2. Novosibirsk, Nauka Publ., 226-235. (In Russian)
- Klein E.L., Fuzikawa K., Koppe J.C., Dantas M.S.S. (2008) Fluids associated with the caxias mesothermal gold mineralization, São Luís Craton, northern Brazil: a fluid inclusion study. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**, 322-326.
- Kuzhuget R.V. (2014) *Zoloto-telluridnoe orudnenie Aldan-Maadyrskogo rudnogo uzla (Zapadnaya Tuva): mineralogo-geokhimicheskie osobennosti rud i usloviya ikh obrazovaniya*. Diss. kand. geol.-min. nauk [Gold-telluride mineralization of the Aldan-Maadyr ore cluster (Western Tuva): mineralogical and geochemical features of ores and conditions of their formation. Cand. Geol and min. Sci.diss.] Novosibirsk, 20 p. (In Russian)
- Kuzhuget R.V., Mongush A.A. (2013) The Aldan-Maadyr gold-bearing cluster, Western Tuva: geological and structural peculiarities and gold chemical composition. *Vestn. Tomsk. Gos. Univer.*, **369**, 188-192. (In Russian)
- Kuzhuget R.V., Zaikov V.V., Ankusheva N.N. (2017) The mineralogical and geochemical peculiarities of Aryskan gold-quartz-veined ore occurrence in beresites (Western Tuva). *Geologiya i mineral'no-syr'evye resursy Sibiri*, **29**(1), 98-110. (In Russian)
- Kuzhuget R.V., Zaikov V.V., Lebedev V.I. (2014) Ulug-Sair gold-tourmaline-quartz deposit, Western Tuva. *Litosfera*, (2), 99-114. (In Russian)
- Melekestseva I.Yu., Zaykov V.V., Ankusheva N.N. (2013) The Aldan-Maadyr zone, Western Tuva, Russia: formation conditions of gold-quartz veins in listvenites, conglomerates, and beresites. "Ore genesis" International Conference. Miass, IMin UB RAS, 89-97.
- Mongush A.A., Kuzhuget R.V., Druzhkova E.K. (2011) The peculiarities of magmatic rock compositions and Ar-Ar data of basite dykes from Aldan-Maadyr gold-bearing zone, Western Tuva. *Metallogeniya drevnikh i sovremen-*nykh okeanov [The metallogeny of ancient and modern oceans]. Miass, IMin UB RAS, 262-268. (In Russian)
- Petrovskaya N.V. (1973) *Samorodnoe zoloto* [A Native Gold]. Moscow, Nauka Publ., 348 p. (In Russian)
- Prokofiev V.Yu. (2000) *Geokhimicheskie osobennosti rudoobrazuyushchikh fluidov gidrotermal'nykh mestorozhdenii zolota razlichnykh geneticheskikh tipov* [Geochemical features of ores forming fluids of hydrothermal gold deposits of various genetic types]. Novosibirsk, Nauka Publ., 192 c. (In Russian)
- Prokofiev V.Yu., Spiridonov E.M. (2005) Composition of metamorphogenic fluids and conditions of transformation of ores from Kochkar gold deposit (Southern Urals). II Vserossiiskoe petrograficheskoe soveshchanie "Petrografiya na rubezhe XXI veka" [II All-Russian Petrographic Meeting "Petrography at the turn of the XXI century"]. V. 3. Syktyvkar, 88-90. (In Russian)
- Redder E. (1987) *Flyuidnye vkljucheniya v mineralakh* [Fluid inclusions in minerals]. Moscow, Mir Publ., 632 p. (In Russian)
- Vasil'ev B.D., Druzhkov V.P., Krasikov A.I., Boyarko G.Yu. (1997) Audit and appraisal works for gold in Alash and Eilig-Khem districts of Western Tuva. 37 p. Kyzyl. (In Russian unpubl.)
- Yoo B.C., Lee H.K., White N.C. (2006) Gold-Bearing Mesothermal Veins from the Gubong Mine, Cheongyang Gold District, Republic of Korea: Fluid Inclusion and Stable Isotope Studies. *Econ. Geol.*, **101**, 883-901.
- Yoo B.C., Lee H.K., White N.C. (2010) Mineralogical, fluid inclusion, and stable isotope constraints on mechanisms of ore deposition at the Samgwang mine (Republic of Korea) – a mesothermal, vein-hosted gold-silver deposit. *Mineral. Depos.*, **45**, 161-187.
- Zaikov V.V., Lebedev V.I., Tyul'kin V.G., Grechishcheva V.N., Kuzhuget K.S. (1981) *Rudnye formatsii Tuvy* [Ore formations of Tuva]. Novosibirsk, Nauka Publ., 201 p. (In Russian)
- Zaikova E.V., Zaikov V.V. (1969) The gold ores of the Western Tuva confined to the Devonian magmatism. *Materialy po geologii Tuvinskoi ASSR* [The Materials of Tuva SSR geology]. Kyzyl, 72-76. (In Russian)

## Оценка мобильности элементов из отходов переработки медеплавильных шлаков в лесные почвы

Е. С. Золотова<sup>1</sup>, В. Ф. Рябинин<sup>1</sup>, А. Л. Котельникова<sup>1</sup>, Н. С. Иванова<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15,  
e-mails: afalinakate@gmail.com, ryabininv@mail.ru, kotelnikova@prm.uran.ru

<sup>2</sup>Ботанический сад Уральского отделения РАН, 620144, г. Екатеринбург, ул. 8 Марта, 202а, e-mail: i.n.s@bk.ru

Поступила в редакцию 25.10.2019 г., принята к печати 20.02.2020 г.

**Объект исследований.** “Технический песок” ОАО СУМЗ является тонкодисперсным материалом, прошедшим процесс механоактивации при дроблении литого шлака, он имеет повышенное содержанием меди, цинка и других халькофильных элементов. С целью изучения трансформации отхода в природных экосистемах продукт вторичной переработки медеплавильного шлака вносили в бурые горно-лесные почвы под пологом сосновых лесов и на соответствующих им сплошных вырубках в южно-таежном округе Зауральской холмисто-предгорной провинции (Средний Урал). **Материалы и методы.** Исследования проводили в двух типах леса, выделенных согласно принципам генетической лесной типологии: сосняк брусничниковый и сосняк ягодниково-липняковый. Эксперимент проводился в осенний период перед установлением снежного покрова в двух вариантах: 1) на метровых площадках равномерно рассыпали один килограмм отхода; 2) “песок” взвешивали по 100 г, упаковывали в нетканый материал и закапывали в почвенный профиль постоянных пробных площадей на глубину 7–10 см в трехкратной повторности. Через два года мешочки с отходом выкапывали, взвешивали. Микроэлементный анализ проведен в Центре коллективного пользования “Геоаналитик” Института геологии и геохимии УрО РАН методом масс-спектрометрии с индуктивно связанный плазмой на квадрупольном масс-спектрометре Elan-9000. **Результаты.** Установлено, что в течение двух лет нахождения в почве отход теряет 11% массы. В круговорот вовлекается большинство халькофильных элементов. Наиболее сильно меняется содержание цинка, мышьяка, кадмия, селена. Выявлена разница в степени миграции элементов из “технического песка” в бурые горно-лесные почвы двух типов леса и вырубок. Однократное поверхностное внесение в осенний период 1 кг/м<sup>2</sup> минерального отхода не повлияло на качественный состав травянистого яруса всех типов леса и соответствующих им вырубок в следующий весенне-летний период. **Заключение.** Результаты исследований представляют интерес для разработки способов утилизации минеральных отходов медеплавильных производств. Однако необходимы дальнейшие исследования по анализу распределения компонентов, мигрирующих из «технического песка» по почвенному профилю лесных почв, а также их вовлечение в биогеохимические циклы.

**Ключевые слова:** минеральные отходы, медеплавильные шлаки, утилизация техногенных отходов, миграция элементов

### Источник финансирования

Исследования выполнены в рамках темы государственного задания ИГГ УрО РАН (гос. регистрация № AAAA-A18-118052590028-9), а также в рамках государственного задания Ботанического сада УрО РАН

## Assessment of element mobility from copper smelting waste slag into forest soils

Ekaterina S. Zolotova<sup>1</sup>, Viktor F. Ryabinin<sup>1</sup>, Alla L. Kotelnikova<sup>1</sup>, Natalya S. Ivanova<sup>2</sup>

<sup>1</sup>A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620016, Russia,  
e-mails: afalinakate@gmail.com, ryabininv@mail.ru, kotelnikova@prm.uran.ru

<sup>2</sup>Botanical Garden of the Ural Branch of RAS, 202a March 8 st., Ekaterinburg 620144, Russia, e-mail: i.n.s@bk.ru

Received 25.10.2019, accepted 20.02.2020

**Research subject.** In this paper, we investigate the possibility of recycling wastes from copper smelting facilities in brown mountain forest soils. The research object was “technical sand” obtained at the Sredneuralsky copper smelter as a by-

**Для цитирования:** Золотова Е.С., Рябинин В.Ф., Котельникова А.Л., Иванова Н.С. (2020) Оценка мобильности элементов из отходов переработки медеплавильных шлаков в лесные почвы. *Литосфера*, 20(5), 717–726. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-5-717-726

**For citation:** Zolotova E.S., Ryabinin V.F., Kotelnikova A.L., Ivanova N.S. (2020) Assessment of element mobility from copper smelting waste slag into forest soils. *Litosfera*, 20(5), 717–726. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-5-717-726

product. This finely dispersed material rich in copper, zinc and other chalcophilic elements undergo mechanical activation during crushing of the cast slag. *Materials and methods.* Experiments were carried out in the southern taiga district of the Trans-Ural hilly-foothill province (Middle Urals) in autumn before snow cover. Two types of forest areas identified according to the genetic forest typology were investigated: cowberry shrub pine forest and berry pine forest with linden, both under trees and in clear-cutting areas. The experiments involved scattering 1kg of waste across 1m<sup>2</sup> of experimental soil, packing such a sand in 100 g packages made of non-woven material and burying these packages in 3 experimental plots a depth of 7–10 cm. Following 2 years, the packages were retrieved and weighed. The microelement analysis of soil samples was carried out by the method of inductively coupled plasma mass-spectrometry using an Elan-9000 ICP mass-spectrometer at the Geoanalitik center of the Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of RAS. *Results.* It was found that, after 2 years of residing in the soil, copper smelting waste slag loses 11% of its mass. The majority of chalcophilic elements are involved in the biogeochemical cycle. The content of zinc, arsenic, cadmium and selenium varies most significantly. A difference in the degree of element migration from the “technical sand” to the brown mountain forest soil was observed for 2 forest types and clear-cutting areas. A single surface application of mineral waste (1 kg/m<sup>2</sup>) in autumn did not affect the qualitative composition of the grassy layer of all forest types and clear-cutting areas in the following spring–summer period. *Conclusion.* The findings can be of interest for specialists developing new methods for recycling mineral wastes from copper smelters. Future research should analyse the distribution of components migrating from the “technical sand” along the soil profile of forest soils, as well as their involvement in biogeochemical cycles.

**Keywords:** mineral waste, copper smelting slag, industrial waste utilization, element migration

#### Funding information

*The studies were carried out within the framework of the State Task of the Institute of Geology and Geochemistry Urals Branch of RAS No. AAAA-A18-118052590028-9, as well as within the State Task of the Botanical Garden of the Ural Branch of the RAS*

## ВВЕДЕНИЕ

Отходы горно-металлургического производства являются причиной серьезных изменений природных экосистем. Они нарушают естественные ландшафты, загрязняют окружающую среду, трансформируют сложившиеся биогеохимические циклы.

В настоящее время общее направление исследований техногенных образований сосредоточено в рамках оценки их в качестве потенциального источника минеральных ресурсов (Макаров, 2007; Грехнев, Рассказов, 2009; Наумов, Наумова, 2019). С ростом внимания к факторам экологического риска интенсифицировались исследования в области миграции компонентов промышленных отходов в почву и гидросферу (Пашкевич, 2000; Захаров и др., 2014; Тарасенко и др., 2017). Акцент делается на изучении мобилизации химических элементов, токсичных для природной среды.

Экспериментально изучены процессы выщелачивания металлов, в том числе Cu и Zn, из шлаков и “хвостов” обогащения (Рыльникова и др., 2010; Муравьев, Фомченко, 2013; Гейдаров и др., 2016). Методами лабораторного и численного эксперимента исследованы процессы выветривания минеральных отходов добычи и переработки апатитонефелиновых руд (Калабин и др., 2000), сульфидсодержащих отходов горно-металлургического комплекса (Калинников и др., 2002). Проведены

исследования миграции элементов из техногенных отходов в водные растворы (Гаськова, 2000; Котельникова, Рябинин, 2004; Гуман и др., 2010).

Деятельность медеплавильных предприятий сопровождается формированием отвалов литого либо гранулированного медеплавильного шлака. Первые успешные попытки переработки литого шлака в качестве нетрадиционного источника меди относятся к 90-м гг. ХХ в. Технология заключается в измельчении литого шлака с последующим флотационным извлечением медного концентрата (ОАО СУМЗ, ЗАО Кировоградский медеплавильный комбинат, АО “Карабашмедь”).

В качестве отходов накапливается тонкодисперсный материал размерности 0.05 мм с малоизученными свойствами – “технический песок” (Котельникова, Рябинин, 2018). При таком способе переработки в отходах сохраняется повышенное содержание меди, цинка и других биофильных компонентов. К настоящему времени только на Среднеуральском медеплавильном заводе накоплено около 20 млн т “технического песка” (Металлоизделия и сбыт, 2018).

В результате измельчения литого шлака многократно увеличивается площадь удельной поверхности зерен, проницаемость для воды и атмосферных газов, происходят процессы механоактивации материала с ростом его энталпии. Как результат интенсифицируются процессы выветривания и прямого пыления.

Минеральный состав отходов во многом определяет их свойства, в том числе миграционную активность компонентов. По данным ОАО СУМЗ, “технический песок” состоит из фаялита – 49%, кварца – 20, магнетита – 10, феррита цинка – 8, пирротина – 1, борнита – 0.5, халькопирита – 0.4, ковеллина – 0.05, прочие – 11.05% (Гуман и др., 2010). Исследование микроскопических минеральных обломков, слагающих отход вторичной переработки медеплавильных шлаков, на электронном микроскопе позволило установить следующий ряд минеральных фаз (в порядке убывания): фаялит, железистое стекло, виллемит, пироксены, магнетит, гематит, вюстит, кварц, пирротин, пирит, куприт, а также штейн и шпейза. По фазовому составу “технический песок” представляет собой фаялит ( $Fe_2SiO_4$ ) – 45%, железистое стекло – 30, диопсид ( $CaZn(Si_2O_6)$  – 8 и магнетит ( $Fe_3O_4$ ) – 3.5%. Установлено, что тяжелые и цветные металлы, включая медь, преимущественно сосредоточены в штейне и шпейзе в виде сульфидов и интерметаллидов. Цинк наблюдается во всех фазах: около 43% – в штейне в виде сульфидов, более 50% – в виде изоморфной примеси в фаялите и стекле. Основная масса щелочных и щелочноземельных элементов, алюминий и кремний находятся в стеклофазе. Около 50% железа заключено в фаялите (Котельникова, Рябинин, 2018).

Ранее исследовались вопросы подвижности цинка и меди при выщелачивании отходов вторичной переработки отвальных медеплавильных шлаков СУМЗ в модельных гипергенных условиях (Котельникова, 2006, 2010; Реутов и др., 2014), а также миграция элементов в водные растворы (Котельникова, 2008; Гуман и др., 2010). Для экспериментов использована как дистиллированная вода, так и талая снеговая вода, характеризующая состав атмосферных осадков на территории, прилегающей к участкам складирования “технического песка” (Гуман и др., 2010). В водных растворах наблюдается очень сильная миграционная активность S, Na, Ca, сильная – Mg, K, P, Mn, средняя – Zn и Pb. Миграционная активность Cu варьирует от средней до слабой в зависимости от соотношения шлак/вода (Котельникова, 2008). Эксперименты по моделированию системы “почвенный раствор–отходы” 1 М ацетатно-аммонийным буферным раствором показали повышенную миграционную активность Fe, Mn, Zn, Pb и As. Концентрации меди на протяжении всего эксперимента (20 сут), а кремния и алюминия на вторые сутки были ниже фоновых значений (Котельникова, 2010).

Тем не менее, согласно санитарно-эпидемиологическому заключению от 11 мая 2004 г., отходы вторичной переработки литого отвального шлака СУМЗ отнесены к IV классу опасности, а по результатам экологической экспертизы межрегиона-

нального территориального управления Ростехнадзора по УрФО от 31 августа 2006 г. – к V классу опасности.

Введение отходов вторичной переработки литых медеплавильных шлаков в почвенный профиль природных экосистем позволило бы решить крайне актуальную задачу его утилизации. Однако прежде следует восполнить имеющиеся пробелы и изучить такие свойства “песка”, как направленность процессов преобразования в зоне выветривания, состав полученных продуктов, степень мобилизации элементов из шлака в почве, их участие в биогеохимических циклах, а также влияние отходов на устойчивость природных экосистем в целом и на их компоненты в частности.

В настоящее время проводятся масштабные рекультивации эродированных площадей в пределах санитарно-защитной зоны медеплавильных производств с использованием отходов вторичной переработки литых шлаков. Формируются новые ландшафты на субстрате, являющемся аналогом геологической среды. Таким образом возникает уникальная возможность отслеживать ландшафт в динамике развития и формирование экосистем практически с момента их образования. Однако в связи с большими площадями нарушенных земель они оказываются изолированными от исходных природных экосистем и теряют генетическую связь с ними, что приводит к обедненному и во многом случайному их составу с неустойчивой системой взаимосвязей между компонентами. Результаты, получаемые при изучении таких экосистем, имеют ограниченную область применения и не приближают к пониманию действия отходов вторичной переработки медеплавильных шлаков на видовой состав, продуктивность травянистой растительности и биогеохимические циклы природных ландшафтов.

В связи с этим подобные исследования целесообразно дополнить изучением рядов формирования растительности при сохранении генетической связи с коренными экосистемами. Для данных целей удобными объектами являются сплошные вырубки, где процесс формирования биогеоценоза фактически начинается с “нулевого цикла”, но при этом наследуются элементы и формы организации старой системы (Маслаков, 1984).

Лесные биогеоценозы, представляющие собой саморегулирующиеся экологические системы, играют ведущую роль при компенсации антропогенных нагрузок на окружающую среду. Известно, что существует положительная связь между устойчивостью биогеоценоза и его биоразнообразием (Евсеева, 2018). Но антропогенное влияние на лесные биогеоценозы часто приводит к обратному эффекту: увеличению их биоразнообразия и одновременно снижению устойчивости (Алещенко, Букварева, 2010). Кроме того, методом математического

моделирования установлен факт потери устойчивости систем с ростом их сложности (Ланкин и др., 2012; Soukhovolsky et al., 2018). Это противоречие свидетельствует о недостаточности знаний о процессах взаимодействия биогеоценозов и антропосферы, что обосновывает актуальность дальнейших исследований данной проблемы.

Для устранения перечисленных проблем, повышения воспроизводимости и достоверности результата, для получения картины в динамике и возможности построения моделей процесса миграции элементов из шлака и влияния техногенных отходов на растительность нами выполнен контролируемый эксперимент. Было внесено дозированное количество техногенного материала известного химического и минерального состава в условия конкретного ландшафта, находящегося на достаточно удаленном от промышленных зон и имеющего лесотипологические, возрастные и прочие характеристики в четко определенных рамках.

Целью первого этапа исследований являлась оценка мобильности элементов из отходов вторичной переработки литого медеплавильного шлака в бурые горно-лесные почвы под пологом лесов и на сплошных вырубках. Также планировалось в первом приближении оценить влияние техногенного отхода на доминирующие и диагностические виды травянистой растительности выбранных лесных экосистем.

## РАЙОН И ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Полевой эксперимент закладывали в лесных биогеоценозах Зауральской холмисто-предгорной провинции Свердловской области ( $57^{\circ}00' - 57^{\circ}05'$  с.ш. и  $60^{\circ}15' - 60^{\circ}25'$  в.д.). Район исследования – расчлененное предгорье, образованное чередованием меридиональных возвышенностей и гряд с широкими межгорными вытянутыми понижениями, в которых расположены крупные озера, окруженные торфяниками (Колесников и др., 1973). Абсолютные высоты 200–500 м над ур. м. Возвышенности имеют мягкие очертания, тупые и широкие вершины. Слоны – длинные и пологие. Климат умеренно-холодный, умеренно-влажный. Исследования выполнены на постоянных пробных площадях (0.25–0.5 га), заложенных в двух типах соснового леса и соответствующих им сплошных вырубках. Особенности рельефа, лесорастительных условий и почвенного покрова пробных площадей приведены в табл. 1. Названия фитоценозов даны по практическому руководству Б.П. Колесникова с коллегами (1973), названия почв – согласно сложившейся классификации региона исследований (Фирсова, 1977).

В бурые горно-лесные почвы под пологом выбранных типов сосновых лесов и соответствующих им сплошных вырубок (см. табл. 1) вносили отход вторичной переработки отвального шлака медеплавильного производства Среднеуральского

**Таблица 1.** Характеристика бурых горно-лесных почв под пологом соснового леса и на сплошных вырубках Зауральской холмисто-предгорной провинции Среднего Урала

**Table 1.** Characterization of brown mountain forest soils under the canopy of pine forests and on clear cuts of the Trans-Ural hilly-foothill province (Middle Urals, Russia)

Положение в рельефе (Колесников и др., 1973)	Тип леса, вырубки (Колесников и др., 1973)	Описание бурых горно-лесных почв (Золотова, 2013)	
		Мощность профиля (аккумулятивного горизонта), см	Характеристика
Периодически сухие местообитания			
Вершины и верхние половины склонов возвышенностей	Сосняк брусличниково-вый (С бр.)	Менее 40 (9)	Легкосуглинистые и супесчаные почвы рассыпчатого и рыхлого сложения с высокой скелетностью, слабокислой реакцией водной вытяжки и сильнокислой реакцией солевой вытяжки, которые не меняются по горизонтам
	Вырубка вейниковая (вырубка С бр.)		
Устойчиво свежие местообитания			
Верхние части придолинных склонов и вершины невысоких холмов	Сосняк ягодниково-липняковый (С яг.лп.)	50 (15)	Супесчаные и легкосуглинистые почвы рассыпчатого и рыхлого сложения со слабокислой реакцией водной вытяжки и очень сильнокислой реакцией солевой вытяжки
	Вырубка липняково-вейниковая (вырубка С яг.лп.)		

медеплавильного завода (СУМЗ). Отход представляет собой тонкодисперсный материал ( $\leq 0.05$  мм), называемый “технический песок”, содержащий около 3.4% цинка, 0.4 – меди, 0.4 – свинца, 35.0% – железа (Котельникова, Рябинин, 2018). Его химический состав приведен в табл. 2.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изучение отходов вторичной переработки литого медеплавильного шлака СУМЗа – “технического песка” – выполнено в Центре коллективного пользования “Геоаналитик” Института геологии и геохимии УрО РАН. Микроэлементный состав “технического песка” выявлен методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) на квадрупольном масс-спектрометре Elan-9000.

Для проведения эксперимента по трансформации отходов вторичной переработки медеплавильных шлаков в природных условиях выбраны постоянные пробные площади в двух типах соснового леса: брусничниковом и ягоднико-липняковом, и соответствующих им сплошных вырубках Зауральской холмисто-предгорной провинции Среднего Урала (см. табл. 1). Типы леса выделены согласно принципам генетической лесной типологии и cadastrу типов леса Свердловской области (Колесников и др., 1973). Ранее на данных пробных площадях проводились комплексные исследования древесной и травянистой

растительности, были сделаны полнопрофильные почвенные разрезы и взяты образцы для анализов.

“Технический песок” в бурые горно-лесные почвы (названия даны согласно сложившейся классификации региона исследований (Фирсова, 1977)) выбранных лесных экосистем вносили в осенний период перед установлением снежного покрова (сентябрь–октябрь). Полевой эксперимент по оценке мобильности элементов из отходов вторичной переработки литого медеплавильного шлака в почву и их влияние на лесную растительность проводили в двух вариантах.

Задачей первого варианта опыта было оценить влияние “технического песка” на диагностические и доминирующие виды травяно-кустарничкового яруса выбранных условно-коренных лесов и соответствующих им вырубок. Для этого закладывали площадки  $2 \times 2$  м<sup>2</sup> на каждой пробной площади (в каждом типе леса и соответствующих им вырубках), которые затем разбивали на четыре метровые площадки. Всего получилось 16 метровых площадок. На каждой равномерно рассыпали 1 кг отходов вторичной переработки отвального медеплавильного шлака. На следующее лето, в период максимального развития травянистой растительности (июль), проводили оценку видового состава пробных площадок с использованием методов полевой геоботаники (Okland, Eilertsen, 1994) и эколого-флористической классификации (Braun-Blanquet, 1964).

**Таблица 2.** Химический состав отхода вторичной переработки отвального шлака (“технический песок”) Среднеуральского медеплавильного завода

**Table 2.** The chemical composition of the waste processing copper smelting slag (“technical sand”) from the Sredneuralsky copper smelter

Компонент	Массовая доля, %			Компонент	Массовая доля, %		
	1	2	3		1	2	3
SiO <sub>2</sub>	31.0	32.67	35.8	H <sub>2</sub> O	–	0.18	–
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.05	5.15	7.78	Cu	0.44	–	0.34
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.29	11.14	10.09	Zn	3.28	3.94	2.93
FeO	32.3	36.76	35.77	Pb	0.20	–	0.08
TiO <sub>2</sub>	0.26	0.20	0.26	S	1.32	0.81	2.75
MnO	0.09	0.09	–	As	0.53	–	0.01
CaO	4.53	3.63	0.97	Ba	0.43	–	–
MgO	1.64	1.57	1.09	Ni	0.001	–	–
K <sub>2</sub> O	0.74	0.72	0.82	V	0.004	–	–
Na <sub>2</sub> O	0.64	0.62	0.83	Mo	0.02	–	–
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.18	0.16	0.62				

Примечание. Химические анализы выполнены в Институте геологии и геохимии УрО РАН (1), в Институте минералогии УрО РАН (2) (Котельникова, Рябинин, 2018), в УНЦ УГГУ (3) (Гуман и др., 2010). Прочерк – нет данных.

Note. Chemical analyzes were performed at the Institute of Geology and Geochemistry Urals Branch of RAS (1), at the Institute of Mineralogy Urals Branch of RAS (2) (Kotel'nikova, Ryabinin, 2018), at the Ural State Mining University (3) (Guman i dr., 2010). Dash – no data.

Задача второго варианта полевого эксперимента заключалась в оценке мобильности элементов из отхода вторичной переработки литого медеплавильного шлака в бурые горно-лесные почвы под пологом лесов и на сплошных вырубках. Для этого “технический песок” развесивали по 100 г, упаковывали в нетканый материал и закапывали в почвенный профиль пробных площадей на глубину 7–10 см в гумусовый горизонт (A1) в трехкратной повторности. Опыт делали максимально аккуратно, стараясь нанести минимальные повреждения. Подстилка на время внесения отхода снималась, затем возвращалась на место. Данный эксперимент так же, как и первый, проводили в осенний период. Всего было заложено 12 мешочков с техногенным отходом. Через два года мешочки с отходом выкапывали, высушивали при комнатной температуре до постоянной массы, взвешивали и проводили микроэлементный анализ методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ОБСУЖДЕНИЕ

Многофакторное воздействие условий среды на минеральные отходы вторичной переработки медеплавильного шлака приводит к изменению соотношения водорастворимых, подвижных и потенциально-подвижных форм тяжелых металлов. Длительное нахождение шлака в среде почвенных растворов значительно повышает содержание водорастворимых (ионных) форм тяжелых металлов (Котельникова, 2012).

В 2003–2005 гг. проводились исследования внесения отходов вторичной переработки шлака в гумусово-аккумулятивный горизонт A1 (A1A2) двух типов почв: дерново-подзолистых и серых лесных (Шалинский район Свердловской области, подзона южной тайги) (Леонтьев, Рябинин, 2005, 2007; Леонтьев и др., 2006). По результатам первого года выявлено увеличение в верхнем горизонте ва-

ловых концентраций Cu и Zn, а также снижение содержания Ag. Выдвигается гипотеза о том, что на данный процесс мало влияют типовые различия почв (Леонтьев, Рябинин, 2005). Через два года после начала эксперимента геохимическая ситуация в исследуемых почвах меняется. В гумусово-аккумулятивном горизонте дерново-среднеподзолистой почвы Cd повторяет геохимическое поведение Cu, Zn и Pb, через год после внесения шлака содержание повышается (более чем в два раза), а на следующий год – снижается. Для Ag на второй год сохраняется тенденция снижения валового содержания (Леонтьев, Рябинин, 2007).

Для изучения миграции элементов из отходов вторичной переработки литьих медеплавильных шлаков в почвы и влияния “технического песка” на травянистую растительность начаты расширенные исследования в Зауральской холмисто-предгорной провинции (Средний Урал). Структура и состав исследуемых типов леса, биоразнообразие травяно-кустарничкового яруса, морфологическое описание почв, их физико-химические свойства изложены ранее (Иванова, Золотова, 2011, 2013; Золотова, Иванова, 2012; Золотова, 2013).

В результате первого варианта полевого эксперимента установлено, что однократное поверхностное внесение в осенний период 1 кг/м<sup>2</sup> минерального отхода вторичной переработки медеплавильного шлака не повлияло на качественный состав травянистого яруса всех типов леса и соответствующих им вырубок в следующий весенне-летний период. Диагностические и доминирующие виды травяно-кустарничкового яруса изученных типов леса при внесении данной концентрации “технического песка” не изменились (табл. 3).

Второй вариант полевого эксперимента, когда в гумусовый горизонт бурых горно-лесных почв двух типов леса и соответствующих им вырубок вносили заданную навеску “технического песка”, позволил установить, что через два года мобилизуется около 11 г отхода. При навеске 100 г отхо-

**Таблица 3.** Диагностические и доминирующие виды травяно-кустарничкового яруса условно-коренных лесов и соответствующих им вырубок Зауральской холмисто-предгорной провинции Среднего Урала

**Table 3.** Diagnostic and dominant species of grass-shrub layer of indigenous forests and their clear-cuttings of the Trans-Ural hilly foothill province, Middle Urals, Russia

Тип леса	Диагностические виды	Доминирующие виды
Сосняк брусничниковый		<i>Calamagrostis arundinacea</i> , <i>Vaccinium vitis-idaea</i>
Вырубка сосняка брусничникового	<i>Vaccinium vitis-idaea</i> , <i>Antennaria dioica</i>	<i>Calamagrostis arundinacea</i> , <i>Vaccinium vitis-idaea</i> , <i>Vaccinium myrtillus</i> , <i>Rubus saxatilis</i>
Сосняк ягодниково-липняковый		<i>Vaccinium myrtillus</i> , <i>Vaccinium vitis-idaea</i> , <i>Calamagrostis arundinacea</i>
Вырубка сосняка ягодниково-липнякового	<i>Vaccinium myrtillus</i> , <i>Rubus saxatilis</i> , <i>Carex digitata</i>	<i>Calamagrostis arundinacea</i> , <i>Chamerion angustifolium</i> , <i>Brachypodium pinnatum</i>

**Таблица 4.** Потеря массы отходов вторичной переработки медеплавильного шлака после двухлетнего нахождения в гумусовом горизонте бурых горно-лесных почв двух типов леса и соответствующих им вырубок Зауральской холмисто-предгорной провинции Среднего Урала

**Table 4.** Mass loss of waste processing copper smelting slag after two years in the humus horizon brown mountain-forest soils of two forest types and the corresponding clear-cuttings of the Trans-Ural hilly foothill province of the Middle Urals

Фитоценоз	Потеря массы отхода (среднее), г	Стандартное отклонение (ед. изм.)
Сосняк брусничниковый	11.1	0.8
Вырубка сосняка брусничникового	11.0	0.5
Сосняк ягодниково-липняковый	11.3	1.6
Вырубка сосняка ягодниково-липнякового	11.0	0.7

дов зависимость между двумя типами леса (два режима увлажнения: периодически сухие и устойчиво свежие), сукцессионным статусом (лес—вырубка) не установлена (табл. 4).

Из отхода вторичной переработки медеплавильного шлака вовлекаются в круговорот большинство халькофильных элементов, наиболее сильно меняется содержание цинка, мышьяка, кадмия, селена (табл. 5). При сравнении двух коренных типов леса установлено, что “технический песок” сильнее взаимодействует с гумусовым горизонтом почв сосняка ягодниково-липнякового, представляющим собой легкий суглинок рыхлого сложения со слабокислой реакцией водной вытяжки и сильнокислой реакцией солевой вытяжки ( $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}} = 5.10$ ,  $\text{pH}_{\text{KCl}} = 4.06$ ). Однако мышьяк значительно сильнее мигрирует в верхний горизонт сосняка бруснични-

кового (супесь,  $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}} = 5.24$ ,  $\text{pH}_{\text{KCl}} = 3.95$ ). В почвах на вырубках содержание халькофильных элементов, вовлеченных в круговорот, незначительно превышает таковые, наблюдаемые в коренных лесах. Также сохраняется тенденция, выявленная для почв лесов: на вырубке сосняка ягодниково-липнякового процессы миграции из отходов в почву преимущественно проходят интенсивнее, чем на вырубке сосняка брусничникового.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании имеющихся научных заделов по изучению отходов вторичной переработки литьих отвалов медеплавильного шлака ОАО СУМЗ и начальных результатов полевых экспериментов можно сделать вывод о том, что внесение “техническо-

**Таблица 5.** Содержание халькофильных элементов в исходном “техническом песке” и после двухлетнего нахождения его в гумусовом горизонте бурых горно-лесных почв двух типов леса и соответствующих им вырубках Зауральской холмисто-предгорной провинции Среднего Урала

**Table 5.** The content of chalcophilic elements in the initial “technical sand” and after two years of finding it in the humus horizon of brown mountain-forest soils of two forest types and the corresponding clear-cuttings of the Trans-Ural hilly foothill province, Middle Urals

Элемент	Содержание в отходе вторичной переработки медеплавильных шлаков, мг/кг				
	Исходный	С бр.	Вырубка С бр.	С яг.лп.	Вырубка С яг.лп.
Cu	1667.17	1217.8	1162.61	1038.96	1093.14
Zn	12144.61	4968.65	4737.25	4314.4	4471.13
Ga	8.58	5.47	5.19	4.65	4.72
As	420.54	195.02	192.05	230.29	221.53
Se	2.67	1.14	1.13	1.03	1.07
Ag	0.87	0.73	0.70	0.66	0.67
Cd	3.57	0.16	0.27	0.10	0.16
Sn	19.45	15.84	15.81	14.59	14.91
Sb	141.87	141.05	139.96	129.54	134.0
Te	0.16	0.16	0.16	0.14	0.14
Tl	0.54	0.39	0.38	0.36	0.37
Pb	1020.18	782.78	781.65	732.18	756.82
Bi	1.01	0.81	0.8	0.76	0.77

го песка” в лесные экосистемы в рамках его утилизации возможно и перспективно. Негативного эффекта на доминирующие и диагностические виды травяно-кустарничкового яруса двух типов сосновых лесов и вырубок по прошествии одного года после единоразового поверхностного внесения отхода в концентрации 1 кг/м<sup>2</sup> не выявлено. Однако необходимы дальнейшие исследования. Данные по проективному покрытию и фитомассе травяно-кустарничкового яруса, а также многолетние исследования позволят более точно и обоснованно сделать вывод о происходящих изменениях в лесных экосистемах под воздействием “технического песка”.

Подтверждены данные лабораторных экспериментов по исследованию мобильности элементов из отхода вторичной переработки медеплавильного шлака. Установлено, что “технический песок” за два года нахождения в гумусовом горизонте бурых горно-лесных почв теряет около 11% своей массы. Большинство халькофильных элементов из отходов вовлекаются в биогеохимические циклы. Наиболее сильно меняется содержание цинка, мышьяка, кадмия, селена. Выявлена разница в степени миграции элементов из “технического песка” в бурые горно-лесные почвы двух типов леса и вырубок.

Необходимы дальнейшие исследования по распределению элементов, мигрирующих из отходов, по почвенному профилю лесных почв, а также их вовлечению в биогеохимические циклы.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алещенко Г.М., Букварева Е.Н. (2010) Двухуровневая иерархическая модель оптимизации биологического разнообразия. *Изв. Акад. наук. Сер. Биол.*, (1), 5-15.
- Гаськова О.Л., Бортникова Е.П., Бортникова С.Б., Андросова Н.В. (2000) Экспериментальное моделирование окислительного выщелачивания хвостов передела никель-кобальтовых руд. *Химия в интересах устойчивого развития*, 8(3), 373-380.
- Гейдаров А.А., Кашкай Ч.М., Гулиева А.А., Курбанзаде Г.А., Махмудов М.К., Джрафаров З.Р. (2016) Исследование переколяционного выщелачивания ценных компонентов из хвостов обогащения Дашкесанского горно-обогатительного комбината. *Kitüya Problemleri*, (1), 17-25.
- Грехнев Н.И., Рассказов И.Ю. (2009) Техногенные месторождения в минеральных отходах Дальневосточного региона как новый источник минерального сырья. *Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал)*, 55, 38-46.
- Гуман О.М., Долинина И.А., Макаров А.Б., Рудой А.Г. (2010) Использование отходов переработки отвальных шлаков для рекультивации земель горнодобывающего комплекса. *Изв. высших учебных заведений. Горн. журн.*, (4), 43-49.
- Евсеева А.А. (2018) Биоразнообразие растительного компонента как показатель стабильности лесных экосистем. *Проблемы регион. экологии*, (4), 11-16. <https://doi.org/10.24411/1728-323X-2018-14011>
- Захаров А.В., Гуман О.М., Макаров А.Б., Антонова И.А.,
- Ли Т.И. (2014) Экологическое состояние окружающей среды отвалов черной металлургии (по результатам мониторинга шлакового отвала НМТК). *Изв. УГГУ*, 35(3), 51-56.
- Золотова Е.С. (2013) Лесотипологические особенности растительности и почв Зауральской холмисто-предгорной провинции. Дис. ... канд. биол. наук. Екатеринбург: УГЛТУ, 208 с.
- Золотова Е.С., Иванова Н.С. (2012) Лесотипологическое исследование вырубок Зауральской холмисто-предгорной провинции. *Изв. Самарского НЦ РАН*, 14(1), 1016-1019.
- Иванова Н.С., Золотова Е.С. (2011) Факторы типологического и видового разнообразия лесов Зауральской холмисто-предгорной провинции. *Фундаментальные исследования*, 12(2), 275-280.
- Иванова Н.С., Золотова Е.С. (2013) Биоразнообразие условно-коренных лесов Зауральской холмисто-предгорной провинции. *Современные проблемы науки и образования*, (1). <http://www.science-education.ru/107-8563>.
- Калабин Г.В., Мазухина С.И., Малиновский Д.Н., Сандимиров С.С. (2000) Исследование процессов выветривания минеральных отходов добычи и переработки апатит-нефелиновых руд. *Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология*, (1), 85-91.
- Калинников В.Т., Макаров Д.В., Васильев Т.Н. (2002) Физико-химические процессы в сульфидсодержащих горнорудных отходах. Апатиты: КНЦ РАН, 163 с.
- Колесников Б.П., Зубарева Р.С., Смолоногов Е.П. (1973) Лесорастительные условия и типы лесов Свердловской области. Свердловск: УНЦ АН СССР, 176 с.
- Котельникова А.Л. (2006) Исследование подвижности загрязняющих веществ при кислотном выщелачивании хвостов переработки медеплавильных шлаков. *Инженерная экология*, (1), 54-62.
- Котельникова А.Л. (2008) О влиянии соотношения шлак/вода на миграционную активность компонентов шлака. *Ежегодник-2007*. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 273-276.
- Котельникова А.Л. (2010) О мобилизации компонентов медеплавильного шлака модельными почвенными растворами. *Ежегодник-2009*. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 157, 142-145.
- Котельникова А.Л. (2012) О подвижных формах тяжелых металлов медеплавильных шлаков. *Ежегодник-2011*. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 159, 96-98.
- Котельникова А.Л., Рябинин В.Ф. (2004) Экспериментальное изучение растворимости шлаков медеплавильных комбинатов в воде. *Электр. научно-инф. журнал “Вестник Отделения наук о Земле РАН”*, 1(22).
- Котельникова А.Л., Рябинин В.Ф. (2018) Особенности вещественного состава и перспективы использования отхода вторичной переработки отвальных медеплавильных шлаков. *Литосфера*, 18(1), 133-139. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-1-133-139>
- Ланкин Ю.П., Басканова Т.Ф., Печуркин Н.С. (2012) Моделирование адаптивной самоорганизации экосистем. *Современные проблемы науки и образования*, (5). <http://science-education.ru/ru/article/view?id=6735> (дата обращения: 21.10.2019).
- Леонтьев М.С., Котельникова А.Л., Рябинин В.Ф. (2006) Влияние отходов цветной металлургии на распределение анионов в профиле серых лесных почв. *Экология*, 18(1), 133-139.

- го-экономическая эффективность природопользования на современном этапе развития Западно-Сибирского региона. Омск: Наука, 183-185.
- Леонтьев М.С., Рябинин В.Ф. (2005) Экогеохимическая характеристика распределения халькофильных металлов в дерново-подзолистых и серых лесных почвах Урала. *Ежегодник-2004*. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 366-377.
- Леонтьев М.С., Рябинин В.Ф. (2007) Влияние техногенного вещества на геохимию халькофильных металлов в дерново-подзолистых почвах. "Проблемы минералогии, петрографии и металлогенеза". Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Вып. 10. Пермь, ПГУ, 326-331.
- Макаров А.Б. (2007) Главные типы техногенно-минеральных месторождений Урала: условия формирования, особенности состава и направления использования. *Изв. УГГУ*, **22**, 61-68.
- Маслаков Е.Л. (1984) Формирование сосновых молодняков. М.: Изд. Лесн. пром-сть, 165 с.
- Металлоснабжение и сбыт (2018). [Электронный ресурс]. СУМЗ переработал четверть шлаков медеплавильного производства. <https://www.metalinfo.ru/ru/news/101265> (дата обращения: 19.02.2020).
- Муравьев М.И., Фомченко Н.В. (2013) Выщелачивание цветных металлов из медеплавильного шлака с использованием ацидофильных микроорганизмов. *Прикладная биохимия и микробиология*, **49**(6), 561-569.
- Наумов В.А., Наумова О.Б. (2019) Формы нахождения и перспективы освоения золота в природных и техногенно-минеральных образованиях Западного Урала. *Вестн. Пермского университета. Геология*, **18**(1), 55-63.
- Пашкевич М.А. (2000) Техногенные массивы и их воздействие на окружающую среду. СПб.: С.-Петербургский ин-т, 230 с.
- Реутов Д.С., Котельникова А.Л., Халезов Б.Д., Кориневская Г.Г. (2014) Технология извлечения цинка, меди и утилизация песков из твердых отходов, полученных после флотации медеплавильных шлаков. *Проблемы недропользования*, (1), 121-126.
- Рыльникова М.В., Радченко Д.Н., Милкин Д.А. (2010) Исследование процессов выщелачивания ценных компонентов из текущих хвостов обогащения медно-колчеданных руд. *Горный информационно-аналитический бюллетень*, (2), 256-268.
- Тарасенко И.А., Харитонова Н.А., Оводова Е.В., Зиньков А.В., Корзун А.В. (2017) Трансформация минералого-геохимического состава отходов обогащения и ее влияние на формирование высокоминерализованных вод (Приморский край, Россия). *Тихоокеан. геология*, **36**(2), 106-118.
- Фирсова В.П. (1977) Почвы таежной зоны Урала и Зауралья. М.: Наука, 176 с.
- Braun-Blanquet J. (1964) Pflanzensociologie. Grundzuge der Vegetationskunde. 3 Aufl. Wien-N. Y.: Springer-Verlag, 865 p.
- Okland R.H., Eilertsen O. (1994) Canonical correspondence-analysis with variation partitioning some comments and an application. *J. Veg. Sci.*, **5**(1), 117-126.
- Soukhovolsky V., Ivanova Y. (2018) Modeling production processes in forest stands: An adaptation of the Solow growth model. *Forests*, **9**(7), 391. <https://doi.org/10.3390/f9070391>
- REFERENCES
- Aleshchenko G.M., Bukhareva E.N. (2010) Two-level hierarchical model of optimal biological diversity. *Biol. Bull.*, **37**(1), 1-19.
- Braun-Blanquet J. (1964) Pflanzensociologie. Grundzuge der Vegetationskunde. 3 Aufl. Wien-N.Y., Springer-Verlag, 865 p.
- Gas'kova O.L., Bortnikova E.P., Bortnikova S.B., Androsova N.V. (2000) Experimental modeling of oxidative leaching of tailings of redistribution of nickel-cobalt ores. *Khimiya v interesakh ustoichivogo razvitiya* [Chemistry for sustainable development], **8**(3), 373-380. (In Russian)
- Geidarov A.A., Kashkai Ch.M., Guliyeva A.A., Kurbanzade A.Kh., Makhmudov M.K., Dzhafarov Z.R. (2016) Research into percolation leaching of valuable components out of enriched wastes of Dashkesan mining and processing plant. *Kimya Problemleri*, (1), 17-25. (In Russian)
- Grekhev N.I., Rasskazov I.Yu. (2009) Technogenic deposits in mineral wastes of the Far East region as a new source of mineral raw materials. *Gornyi Informatsionno-analiticheskii Byullyuten' (Nauchno-tehnicheskii Zhurnal)*, (55), 38-46. (In Russian)
- Guman O.M., Dolinina I.A., Makarov A.B., Rudoi A.G. (2010) The use of waste processing of waste slag for land reclamation of the mining complex. *Izv. Vyssh. Uchebn. Zaved. Gorn. J.*, (4), 43-49. (In Russian)
- Evseeva A.A. (2018) Plant component biodiversity as an index for forest ecosystems stability. *Probl. Region. Ekol.*, (4), 11-16. <https://doi.org/10.24411/1728-323X-2018-14011> (In Russian)
- Firsova V.P. (1977) *Pochvy taezhnoi zony Urala i Zaural'ya* [Soils in the taiga zone of the Ural and Trans-Urals regions]. Moscow, Nauka Publ., 176 p. (In Russian)
- Ivanova N.S., Zolotova E.S. (2011) Factors of richness in topology and species of forests in the Zaural'e hilly piedmont province. *Sovremennye problemy nauki i obrazovaniya*, **12**(2), 275-280. (In Russian)
- Ivanova N.S., Zolotova E.S. (2013). Biodiversity of the natural forests in the Zaural'e hilly piedmont province. *Sovremennye Problemy Nauki i Obrazovaniya*, (1). <http://www.science-education.ru/107-8563> (accessed 21.10.2019). (In Russian)
- Kalabin G.V., Mazukhina S.I., Malinovskii D.N., Sandimirov S.S. (2000) Investigation of weathering processes of mineral wastes from the extraction and processing of apatite-nepheline ores. *Geoekologiya. Inzhenernaya Geologiya, Gidrogeologiya, Geokriologiya*, (1), 85-91. (In Russian)
- Kalinnikov V.T., Makarov D.V., Vasil'ev T.N. (2002) *Fiziko-khimicheskie protsessy v sul'fidsoderzhashchikh gorno-promyshlennykh otkhodakh* [Physico-chemical processes in sulfide-containing mining waste]. Apatity, KSC RAS, 163 p. (In Russian)
- Kolesnikov B.P., Zubareva R.S., Smolonogov E.P. (1973) *Lesorastitel'nye usloviya i tipy lesov Sverdlovskoi oblasti* [Forest vegetation conditions and forest types of the Sverdlovsk region]. Sverdlovsk, AN SSSR, 176 p. (In Russian)
- Kotel'nikova A.L. (2006) Investigation of the mobility of pollutants during acid leaching of tailings from the processing of copper smelting. *Inzhener. Ekol.*, (1), 54-62. (In Russian)

- Kotel'nikova A.L. (2008) On the effect of the slag/water ratio on the migration activity of slag components]. *Ezhegodnik-2007*. Ekaterinburg, IGG UrO RAN. V. 155, 273-276. (In Russian)
- Kotel'nikova A.L. (2010) On the mobilization of components of copper smelting slag by model soil solutions. *Ezhegodnik-2009*. Ekaterinburg, IGG UrO RAN. V. 157, 142-145. (In Russian)
- Kotel'nikova A.L. (2012) On the mobile forms of heavy metals of copper smelting slag. *Ezhegodnik-2011*. Ekaterinburg, IGG UrO RAN. V. 159, 96-98. (In Russian)
- Kotel'nikova A.L., Ryabinin V.F. (2004) Experimental study of the solubility of slags from copper-smelting plants in water. Eletr. scientific-inf. journal "Herald Department of Earth Sciences of the Russian Academy of Sciences", **1**(22). (In Russian)
- Kotel'nikova A.L., Ryabinin V.F. (2018) The composition features and perspective of use for the copper slag recycling waste. *Litosfera*, **18**(1), 133-139. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-1-133-139> (In Russian)
- Larkin Yu.P., Baskanova T.F., Pechurkin N.S. (2012) Modeling of adaptive self-organizing of ecosystems. *Sovremennye problemy nauki i obrazovaniya*, **5**. <http://science-education.ru/ru/article/view?id=6735> (accessed 21.10.2019). (In Russian)
- Leont'ev M.S., Kotel'nikova A.L., Ryabinin V.F. (2006) The effect of non-ferrous metallurgy wastes on the distribution of anions in the profile of gray forest soils. *Ekologo-ekonomicheskaya effektivnost' prirodopol'zovaniya na sovremenном etape razvitiya Zapadno-Sibirskogo regiona* [Ecological and economic efficiency of nature management at the present stage of development of the West Siberian region]. Omsk, Nauka Publ., 183-185. (In Russian)
- Leont'ev M.S., Ryabinin V.F. (2005) Ecogeochemical characterization of the distribution of chalcophilic metals in sod-podzolic and gray forest soils of the Urals. *Ezhegodnik-2004*. Ekaterinburg, IGG UrO RAN. V. 152, 366-377. (In Russian)
- Leont'ev M.S., Ryabinin V.F. (2007) Influence of technogenic matter on the geochemistry of chalcophilic metals in sod-podzolic soils. "Problemy mineralogii, petrografii i metallogenii" Nauchnye chtenia pamyati P.N. Chirvinskogo ["Problems of mineralogy, petrography and metallogeny" Scientific readings in memory of P.N. Chirvinsky]. Issue 10. Perm, PGU Publ., 326-331. (In Russian)
- Makarov A.B. (2007) Main types of technogenous-mineral deposits of the Urals: formation conditions, peculiarities of composition and directions of usage. *Izvestiya Ural'skogo Gosudarstvennogo Gornogo Universiteta*, **(22)**, 61-68. (In Russian)
- Maslakov E.L. (1984) Formirovanie sosnovykh molodnyakov [Formation of young pine trees]. Moscow, Lesnaya prom-st', 165 p. (In Russian)
- Metallosnabzhenie i sbyt (2018). [Elektronnyi resurs]. SUMZ pererabotal chetvert' shlakov medeplavil'nogo proizvodstva [Metal Supply and Sales Magazine, News of the russian metallurgical industry (2018). [Electronic resource]. SUMZ processed a quarter of smelter slags]. URL: <https://www.metalinfo.ru/ru/news/101265> (accessed: 19.02.2020). (In Russian)
- Murav'ev M.I., Fomchenko N.V. (2013) Leaching of nonferrous metals from copper converter slag with application of acidophilic microorganisms. *Prikladnaya biokhimiya i mikrobiologiya*, **49**(6), 561-569. (In Russian)
- Naumov V.A., Naumova O.B. (2019) Forms of location and prospects of gold mining potential in natural and technogenic mineral formations of the Western Urals. *Vest. Perm. Univ. Geologiya*, **18**(1), 55-63. (In Russian)
- Okland R.H., Eilertsen O. (1994) Canonical correspondence-analysis with variation partitioning some comments and an application. *J. Veg. Sci.*, **5**(1), 117-126.
- Pashkevich M.A. (2000) *Tekhnogennye massify i ikh vozdeistvie na okruzhayushchuyu sredu* [Technogenic massifs and their environmental impact]. St.Petersburg, St.Petersburg. Mining Institute, 230 p. (In Russian)
- Reutov D.S., Kotel'nikova A.L., Khalezov B.D., Korinevskaya G.G. (2014) Studies and research technology to extract zinc, copper and utilization sands from solid waste obtained after flotation copper smelting slag. *Problemy Nedropol'zovaniya*, **(1)**, 121-126. (In Russian)
- Ryl'nikova M.V., Radchenko D.N., Milkina D.A. (2010) Investigation of the leaching of valuable components from the current tailings of copper-pyrite ore beneficiation. *Gornyi Informatsionno-analiticheskii Byulleten'*, **(2)**, 256-268. (In Russian)
- Soukhovolsky V., Ivanova Y. (2018) Modeling production processes in forest stands: An adaptation of the Solow growth model. *Forests*, **9**(7), 391. <https://doi.org/10.3390/f9070391>
- Tarasenko I.A., Kharitonova N.A., Ovodova E.V., Zin'kov A.V., Korzun A.V. (2017) Transformation of mineralogical and geochemical composition of tails and its influence on the high mineralization water origination (Primorye region, Russia). *Tikhookean. Geol.*, **36**(2), 106-118. (In Russian)
- Zakharov A.V., Guman O.M., Makarov A.B., Antonova I.A., Li T.A. (2014) Environmental situation of dumps steel (based on the results of the slag dump monitoring on the Nizhnii Tagil Iron and Steel Works). *Izv.UGGU*, **3**(35), 51-56. (In Russian)
- Zolotova E.S. (2013) *Lesotipologicheskie osobennosti rastitel'nosti i pochyv Zaural'skoi kholmisto-predgornoi provintsii* Dis. kand. biol. Nauk [Forest typological features of vegetation and soils of the Trans-Ural hilly-piedmont province. Cand. biol. sci. dis.]. Ekaterinburg, Ural State Forestry University, 208 p. (In Russian)
- Zolotova E.S., Ivanova N.S. (2012) Typological research of clear cutting in Zaural'e hilly piedmont province. *Izv. Samara Sci. C. RAN*, **14**(1), 1016-1019. (In Russian)

## О вертикальном росте материков в глубоких впадинах перидотитовой мантии Земли\*

А. М. Жирнов

Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, 679016, г. Биробиджан, ул. Шолом-Алейхема, 4,  
e-mail: zhantmich@yandex.ru

Поступила в редакцию 21.09.2016 г., принята к печати 08.07.2019 г.

**Объект исследований.** Проблема геологического строения и эволюции материков Земли. **Методы.** В течение многих лет автор занимался синтезом и анализом опубликованных геологических, геофизических и батиметрических данных и крупных открытий в глобальной геологии. **Результаты и выводы.** Установлено, что все материки Земли, кроме Антарктиды, составляют единый Северный мегаматерик, длительно (4.4 млрд лет) формировавшийся в глубокой трехлучевой впадине на поверхности перидотитовой мантии планеты. Древний катархей-архейский фундамент мегаматерика формировался 3 млрд лет, что составляет около 70% геологической истории Земли. В позднем протерозое и фанерозое он периодически локально прогибался и затоплялся с образованием осадочных бассейнов и формированием последующих складчатых структур. Соответственно, толщина земной коры мегаматерика постоянно увеличивалась снизу вверх и достигла большой величины – от 15–40 до 60–70 км. В течение этого времени первичная океаническая (перидотитовая) кора толщиной 3–5 км оставалась неизменной до мезозоя–кайнозоя, когда она была покрыта слоем молодых базальтов и рыхлых осадков толщиной 1–2 км.

**Ключевые слова:** поверхность мантии, трехлучевая впадина, материковая кора, вертикальный рост, Северный мегаконтинент

## On the vertical growth of continents in deep depressions of the Earth's peridotite mantle

Anatoly M. Zhirnov

Institute of Complex Analysis of Regional Problems, Far East Branch of RAS  
679016 Birobidzhan, Jewish Autonomous Region, 4 Sholem Aleichem st., Russia, e-mail: zhantmich@yandex.ru

Received 21.09.2016, accepted 08.07.2019

**Research subject.** The geological structure and evolution of the Earth's continents. **Methods.** This article is based on a long-term study and review of geological, geophysical and bathymetric published data, as well as on an analysis of the major geological discoveries of the 20th century. **Results and conclusions.** It is established that all the continents on the Earth, except for Antarctica, constitute a single Northern megamaterik, which was being formed during a prolonged period of time (4.4 billion years) in a deep three-beam cavity on the surface of the peridotite mantle. The ancient Hadean–Archean basement of the megacontinent was being formed during the period of 3 billion years, which comprises about 70% of the Earth's geological history. In the Late Proterozoic and Phanerozoic, periodically formed local depressions were flooded with sedimentary material leading to the formation of sedimentary basins and folded rock structures. As a result, the thickness of the megacontinent's crust steadily increased reaching a large size of 15–40 or 60–70 km. During this period, the primary oceanic (peridotite) crust with a thickness of 3–5 km remained unchanged until the Mesozoic–Cenozoic, when it was covered with a layer of younger basalts and loose rock sediments with a thickness of 1–2 km.

**Keywords:** mantle surface, three-beam cavity, continental crust, vertical growth, North megacontinent

\* Публикуется в порядке дискуссии (Прим. редколлегии).

**Для цитирования:** Жирнов А.М. (2020) О вертикальном росте материков в глубоких впадинах перидотитовой мантии Земли. *Литосфера*, 20(5), 727–745. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-5-727-745

**For citation:** Zhirnov A.M. (2020) On the vertical growth of continents in deep depressions of the Earth's peridotite mantle. *Litosfera*, 20(5), 727–745. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-5-727-745

## ВВЕДЕНИЕ

Вопрос об условиях формирования материков (континентов) Земли еще мало исследован, что обусловлено недостаточной изученностью таких крупных природных таксонов в ХХ в. В это время шел масштабный и активный процесс геологического изучения крупных территорий во многих странах. Установленные при этом многие новые эмпирические закономерности, факты и открытия публиковались в научных журналах и книгах как результаты проведенных исследований. Специальных журналов для регистрации новых научных открытий не было. Это обстоятельство в определенной мере тормозило дальнейшее развитие науки (Резанов, 1987).

В связи с большим объемом ежегодно публикуемой информации многие установленные открытия остались не замеченными современниками или не получили должной теоретической интерпретации и, соответственно, широкого применения в дальнейших научных обобщениях. Поэтому развитие геологической науки пошло в конце ХХ в. по некоторым другим направлениям, без учета новых важных фактов в строении материков. Естественно, это не способствовало объективному рассмотрению ряда вопросов глобальной геологии: *“развитие геологической науки невозможно без появления сформулированных законов. С помощью законов будет легче отделить вымысел от реальности, установить обоснованность той или иной гипотезы”* (Кучин, 2009, с. 87).

В данной работе рассматривается зарождение и геологическое развитие материков, в частности Северного мегаматерика, на основе установленных в ХХ в. и позже эмпирических фактов в глобальной геологии.

## ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ, МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исходными данными для подготовки работы послужили многие геологические открытия ХХ–XXI вв., оставшиеся не замеченными современниками и не получившие необходимой геологической интерпретации. Главным методом исследования стал синтез и анализ глобальных эмпирических фактов и исследований (в том числе авторских), касающихся вопроса формирования и геологического развития континентов Земли.

## ЗАРОЖДЕНИЕ КОНТИНЕНТОВ В ГЛУБОКИХ ВПАДИНАХ НА ПОВЕРХНОСТИ ПЛАНЕТЫ

Как известно, земная кора нашей планеты сложена главным образом симатической (серпентин-перидотитовой), первичной, катархейской корой,

прикрытой сверху, в океанах, покровом молодых мел-кайнозойских базальтов. Эта первичная кора стала формироваться в конце астрономического этапа развития планеты, при застывании верхней мантии, находившейся до этого в огненно-жидком состоянии (Муратов, 1975; Войткевич, 1979; Михайлов, 1988; Zhirnov, 2014c, 2015). И, что важно, поверхность верхней мантии была весьма неровной, так как на ней находились крупные и глубокие впадины.

Образование этих впадин объясняется зарубежными исследователями как следствие крупного мегаимпакта, т.е. соударения с Землей крупного космического тела (величиной с Марс), выбившего часть мантийной оболочки Земли (Хайн, Ломизе, 2005, с. 499). Более реальной представляется концепция Дж. Дарвина о разрыве Протоземли и выбросе из нее крупных фрагментов мантии. Позже, в 1909 г., она была развита В. Пиккерингом и поддержана другими исследователями (Маракушев, 2002; Васильев, 2009; Жирнов, 2011; Zhirnov, 2014c). Таким образом, по общему мнению, Земля вошла в геологический период своего развития с крупными впадинами на ее поверхности.

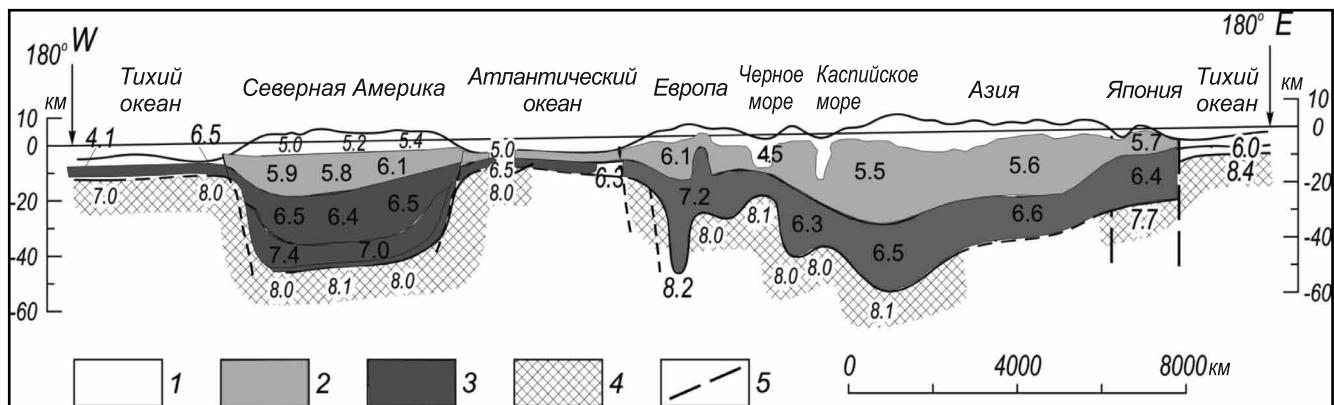
Самое интересное, что первичные впадины стали местом роста будущих континентов Земли. Эта особенность строения материков Земли четко выражена на рис. 1.

На многих составленных разрезах земной коры северного полушария ясно прослеживается главная особенность в зарождении континентов – это происходило в глубоких впадинах на поверхности первичной верхней мантии Земли (см. рис. 1–3).

Согласно данным разрезов, земная кора континентов Земли – Северного мегаконтинента и Южного Антарктического – характеризуется большой толщиной, порядка 30–50 км в центральной части и около 20–10 км по окраинам континентов, тогда как земная кора в дне океанов отличается малой толщиной – 5 км (рис. 4).

Как следует из приведенных иллюстраций строения континентальной и океанической земной коры, континенты имеют повышенную толщину земной коры в центре и пониженную на флангах. Исключение составляют западный фланг Американского континента, где мощность земной коры повышенная относительно средней по континенту, и восточный фланг Евразийского континента, где кора отличается пониженной мощностью. Кроме того, в некоторых участках восточного фланга Евразийского континента толщина гранито-гнейсового слоя резко уменьшена, а местами этот слой вообще отсутствует (рис. 5).

*Характерная особенность континентальной земной коры – это постоянное присутствие в ней древнего кристаллического фундамента катархей-архейского возраста. Это именно та фундаментальная основа, на которой в протерозое и*

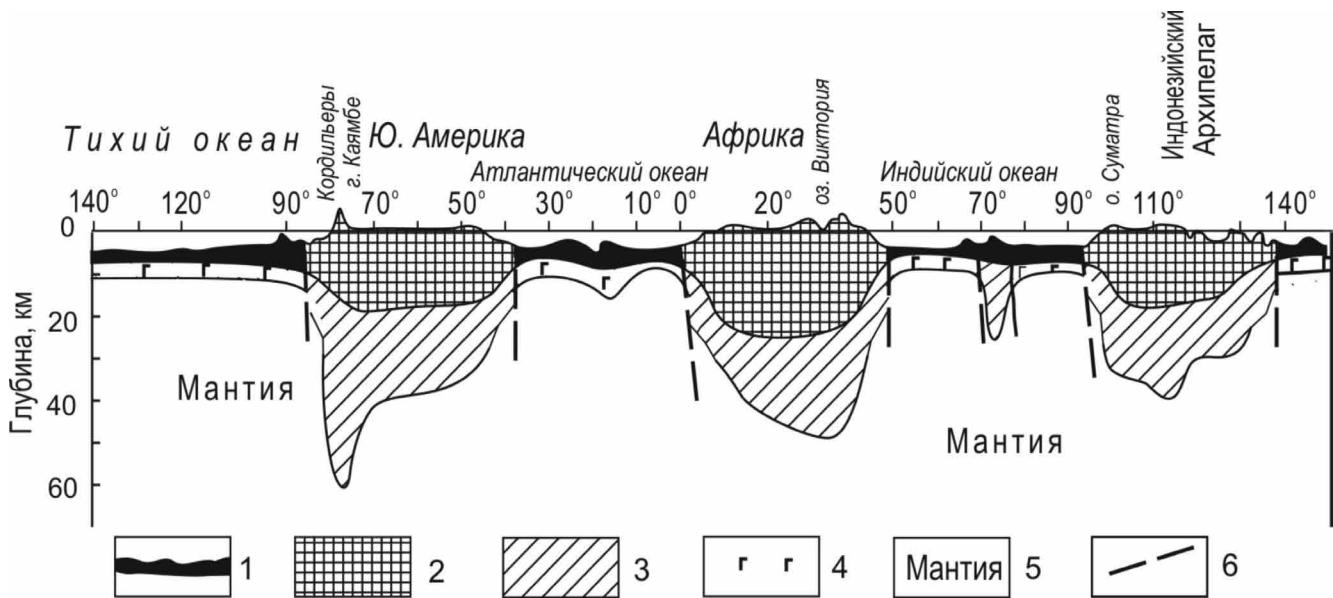


**Рис. 1.** Геолого-геофизический разрез северного полушария Земли (по широте 45°), по Г. Клоос и К. Бенке, 1963 г. (Zhirnov, 2014a, 2015).

1 – осадочный слой, 2 – гранитный слой, 3 – “метабазальтовый” слой, 4 – перидотитовая мантия, 5 – разломы. Цифры – скорости продольных сейсмических волн.

**Fig. 1.** Geological and geophysical section of the Earth's northern hemisphere (latitude 45°), by H. Cloos and K. Behnke, 1963, from (Zhirnov, 2014a, 2015).

1 – sedimentary layer, 2 – granite layer, 3 – “metabazalt” layer, 4 – peridotite mantle, 5 – faults. The figures – the velocity of longitudinal seismic waves.

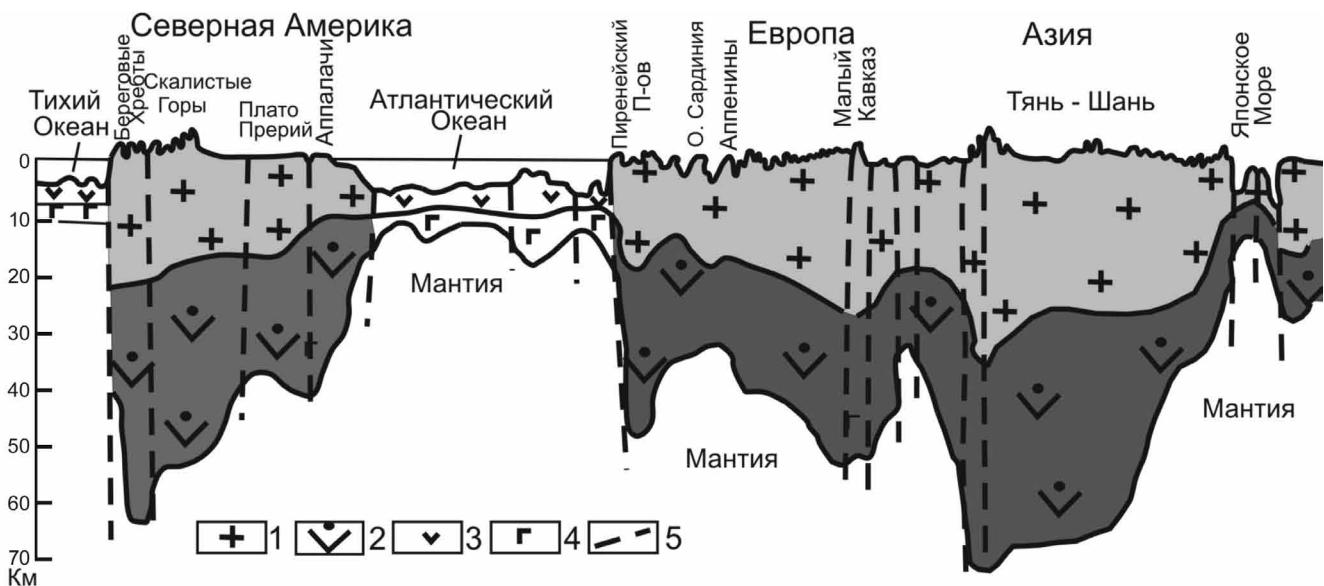


**Рис. 2.** Геолого-геофизический разрез Земли по экватору, по (Деменицкая, 1975) с дополнением (Белоусов, 1989; Жирнов, 2015б; Zhirnov, 2015).

1 – базальтовый и осадочный слой (MZ-KZ); 2 – сиалический (осадочный и гранито-гнейсовый) слой; 3 – симатический (метабазальтовый) слой; 4 – первичная перидотитовая кора, рассеченнная дайками габбро мезозойского и кайнозойского возраста; 5 – верхняя мантия; 6 – вертикальные и крутонаклонные разломы по краям континентов.

**Fig. 2.** Geological and geophysical section through of the Earth's equator, by (Demenitskaya, 1975), with the addition of (Belousov, 1989; Zhirnov, 2015b).

1 – basalt and sedimentary layer (MZ-KZ); 2 – sialic (sedimentary and granite-gneiss) layer; 3 – simatichesky (metabazalt) layer; 4 – primary peridotite core, dissected by dikes of gabbro of Mesozoic and Cenozoic age; 5 – upper mantle; 6 – vertical or steeply inclined fractures along the edges of continents.

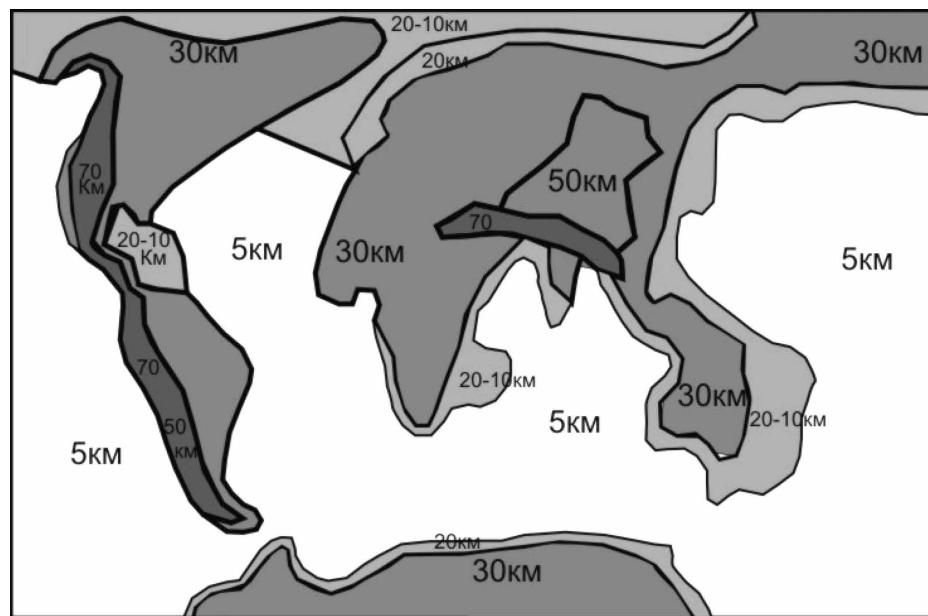


**Рис. 3.** Геолого-геофизический разрез северного полушария по широте 40° (Куликов, Сидоренков, 1977).

1 – осадочный и гранито-гнейсовый слои континента, 2 – метабазальтовый (гранулито-базитовый) слой континента, 3 – базальтовый слой дна океанов, 4 – серпентин-перидотитовый (первичный) слой океанов, 5 – разломы.

**Fig. 3.** The Geological and geophysical section of the Northern Hemisphere on latitude 40° (Kulikov, Sidorenkov, 1977).

1 – sedimentary and granite-gneiss layers of the continent, 2 – metabazalt (granulite-basic) layer of the continent, 3 – basalt layer of the ocean floor, 4 – serpentine-peridotite (primary) layer of the oceans, 5 – faults.



**Рис. 4.** Мощность земной коры континентов и океанов, вид в плане западной части планеты (Деменицкая, 1975; Кац, Рябухин, 1984).

**Fig. 4.** The crust of the Earth's continents and oceans, a plan view of the western part of the world (Demenitskaya, 1975; Kats, Ryabukhin, 1984).

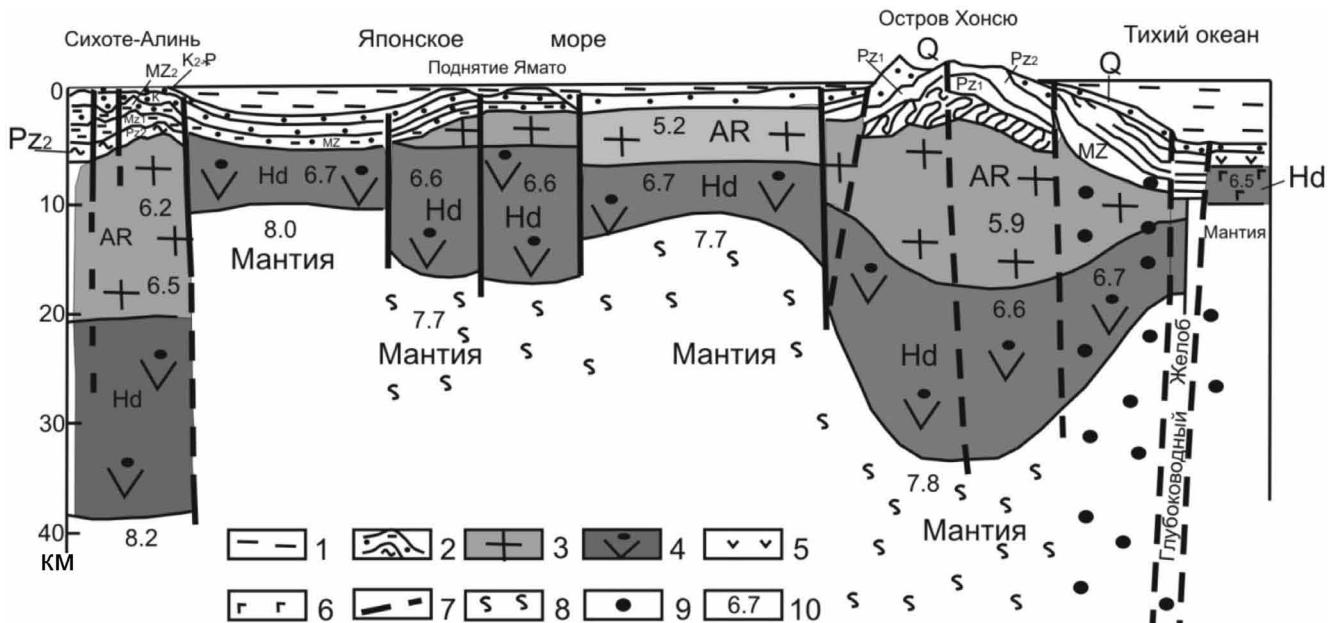


Рис. 5. Геолого-геофизический разрез земной коры по линии Сихоте-Алинь–о-в Хонсю–Тихий океан (Филатьев, 2005; Zhirnov, 2014a)

1 – морская вода, 2 – складчатые толщи различного возраста, 3 – гранито-гнейсовый слой, 4 – гранулито-базитовый слой, 5 – базальтовый слой океанической коры, 6 – серпентин-перидотитовый слой океанической коры, 7 – разломы, 8 – разуплотненная мантия, 9 – блок земной коры близ глубоководного желоба с повышенной концентрацией гипоцентров землетрясений, 10 – значения скорости продольных сейсмических волн.

Fig. 5. Geological and geophysical section of the Earth's crust through the Sikhote-Alin mountain range–the island of Honshu–Pacific Ocean (Filat'ev, 2005; Zhirnov, 2014a).

1 – sea water, 2 – folded strata of different ages, 3 – granite-gneiss layer, 4 – granulite-basic layer, 5 – basalt layer of oceanic crust, 6 – serpentinite-peridotite layer of oceanic crust, 7 – faults, 8 – decompression mantle, 9 – the block of the crust near the trench with a high concentration of earthquake hypocenters, 10 – the values of the velocity of longitudinal seismic waves.

фанерозое происходили циклические опускания и поднятия отдельных блоков фундамента и наращивалась в вертикальном разрезе складчатая и чехольная кора осадочного слоя земной коры.

### ВЕРТИКАЛЬНЫЙ РОСТ И СОЗДАНИЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА В КАТАРХЕЕ

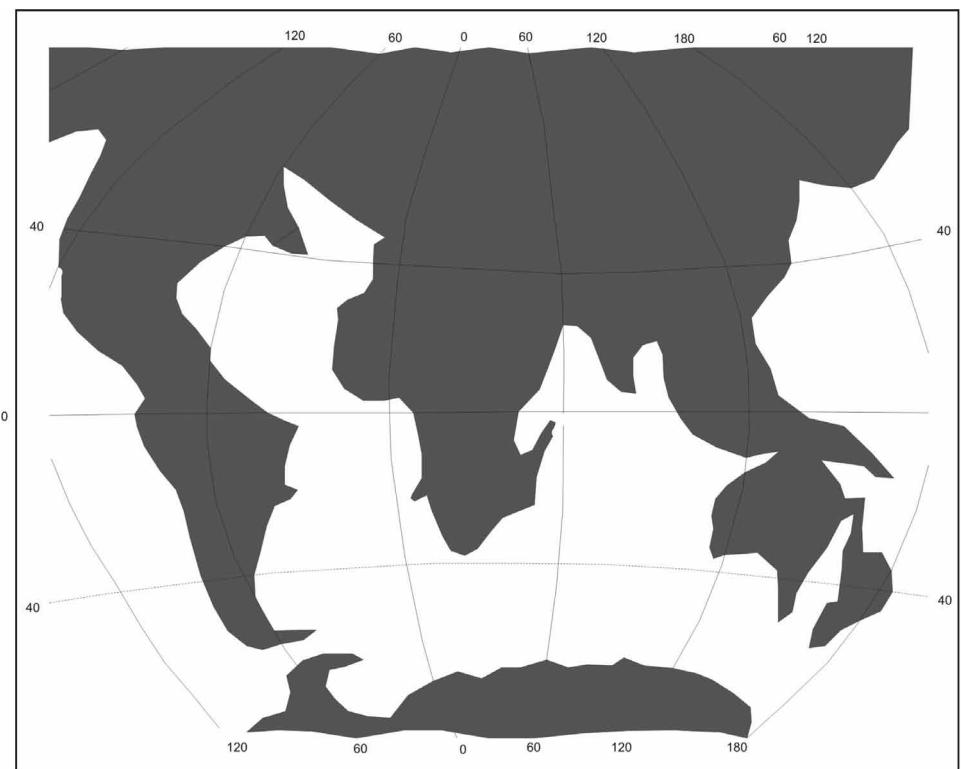
В подошве всех континентов в катархее (называемом за рубежом Хадеем) и архее активно формировался древний кристаллический фундамент, составивший около 80% общей мощности земной коры континентов. Более того, это и самый длительный период в геологической истории Земли, составляющий 70 % от времени развития земной коры (Белоусов, 1989; Хайн, Ломизе, 2005).

Для катархея (4.4–4.0 млрд лет назад) характерно формирование базальтового слоя континентов огромной мощности – до 20–35 км и более (Резанов, 1995; Хайн, Ломизе, 2005). Иззначальные впадины, возникшие на теле планеты при распаде Протоземли, заполнялись в катархее по всей пло-

щади прогибов крупными объемами базальтовой магмы, выплавленной из перидотитовой мантии под воздействием потоков восходящих ядерных газов (H, N, CO, CH<sub>4</sub>), в интенсивно прогретой обстановке (Летников, 2009).

Динамика геологических процессов определялась в это время наиболее масштабным вулканализмом, как на планете Ио, с высотой вулканических выбросов до 300 км (Сурдин, 2007), и массовыми подъемами флюидов (пломб) от внешнего ядра Земли к участкам отрыва фрагментов мантии от Протоземли, где в первичных деструктивных впадинах и началось формирование подошвы будущих континентов (Жирнов, 2011, 2015a; Zhirnov, 2014a, b).

Верхняя мантия в глубоких деструктивных впадинах постоянно пропаривалась мощными потоками азотно-водородных флюидов – “поверхность планеты здесь напоминала поверхность кипящей манной каши” (Михайлов, 1988, с. 59). Под непрерывным воздействием ядерных флюидов из перидотитовой верхней мантии выплавлялись крупные объемы базальтов, последовательно на-



**Рис. 6.** Положение нижнего гранулито-базитового слоя континентов в конце катархея (Муратов, 1975; Zhirnov, 2014c).

**Fig. 6.** The position of the continent's lower granulite-basic layer at the end of Hadean (Muratov, 1975; Zhirnov, 2014c).

растившие нижний базальтовый слой континентов на высоту 10–15 км и более. В верхней части разреза базальтового слоя в незначительном объеме формировались слои кварцитов, графитистых и фосфато-кремнистых пород в первых неглубоких осадочных бассейнах (Салоп, 1982). Эти базальты и осадочные породы быстро подверглись высокобарическому метаморфизму под давлением сверхплотной водородной атмосферы, существовавшей в то время (давление 6–10 кбар, температура 700–900°C), и превратились в высокометаморфизованные кристаллические сланцы (двупироксеновые, амфибол-пироксеновые) наивысшей, гранулитовой, фации метаморфизма (Павловский, 1975; Резанов, 1995, 2006).

В результате был сформирован самый нижний, гранулито-базитовый, слой земной коры континентов (Павловский, 1975; Салоп, 1982; Хайн, Ломизе, 2005). В конце периода состоялся Готхобский тектономагматический диастрофизм, вследствие которого породы были собраны в первые концентрические складки, метаморфизованы в гранулитовой фации и мигматизированы первыми интрузиями гранитов (Салоп, 1982).

Наиболее известным и ярко выраженным примером описанного слоя являются кабактинская и чогарская серии основных кристаллических по-

род на Алданском щите (Восточная Сибирь) с абсолютным возрастом 4.0–4.5 млрд лет. Они имеют химический состав базальта и весьма близки толеитовым базальтам океанической земной коры и лунным базальтам. Эти породы весьма плотные (3.05–3.51 г/см<sup>3</sup>) и характеризуются высокой скоростью прохождения в них продольных сейсмических волн – 6.36–7.2 км/с – при давлении 1 атм (Павловский, 1975). Этот этап формирования земной коры континентов впервые назван “лунным” А.П. Павловым по аналогии с конечным этапом базальтового магматизма Луны. Позже это представление было поддержано и другими исследователями (Муратов, 1975; Михайлов, 1988).

Характерная особенность земной коры континентов – последовательное уменьшение мощности земной коры от их центра к окраинам. В центральных частях континентов средняя мощность земной коры равна 40–50 км, к окраинам она уменьшается до 25–30 км, а в окраинных морях – до 10–20 км (см. рис. 1–3). Нижний гранулито-базитовый слой этой коры также уменьшается по мощности к краям континентов (рис. 6). В грабенах морей Восточной Азии и Северного Ледовитого океана его мощность составляет 5–7 км. Положение нижнего гранулито-базитового слоя континентов в конце катархея приведено на рис. 6.

## ВЕРТИКАЛЬНЫЙ РОСТ И СОЗДАНИЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА В АРХЕЕ–НИЖНЕМ ПРОТЕРОЗОЕ

К началу архея химические условия в ядре Земле существенно изменились, но геодинамическая активность его оставалась столь же могучей, как и в катархее. Мощное водородное излучение, характерное для катархея, сменилось на излучение принципиально другого – **кремний-алюминий-щелочно-водородного** – состава. Это излучение активно продолжалось на протяжении огромного промежутка времени – более 2 млрд лет. Характерная особенность его пространственного направления – по вертикальным каналам от ядра к подошве тех же первоначальных впадин на поверхности планеты, возникших при распаде Протоземли (рис. 7, 16). Эти ядерные флюиды (плюмы) были столь же масштабные по площади, как и в Хадее. Они проявились на всей площади ранее сформированного метабазальтового слоя континентов, в связи с чем эту стадию формирования коры называют часто пангеосинклинальной (всеобщей геосинклинальной).

Для архея характерно появление первых горячих (80–150°) морских бассейнов небольшой глубины, в которых изливались вначале ультраосновные коматиты и основные базальты, с туфами и лавами, а позже вулканиты среднего и кислого состава. Например, в зеленокаменном поясе Абиди (Северная Америка) соотношение базальтов, андезитов, дацитов и риолитов равно, согласно A. Goodwin, 55:30:10:5 (Салоп, 1982). Коматиты отличаются высоким содержанием MgO (до 40 %), NiO и Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Осадочные породы представлены в основном граувакками, аркозовыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами, а также кремнистыми и железисто-кремнистыми породами, слои которых перемежаются со слоями вулканических пород. И лишь в среднем и позднем архее появляются глубокие (10–25 км) овальные прогибы, в которых отложились мощные толщи осадочных пород (Пилбара – в Австралии, Барбертон – в Южной Африке, Алдан – в Восточной Сибири).

Для архея характерно широкое развитие круговых и овальных складчатых структур осадочных и магматических пород (см. рис. 7). Поэтому этот период часто именуют нуклеарным периодом формирования земной коры (Глуховский, Павловский, 1973; Салоп, 1982).

Генеральной особенностью архейского этапа формирования земной коры континентов является широкомасштабная гранитизация ранее созданных горных пород и обильное развитие вновь сформированных гранитных plutонов под воздействием ядерных кремний-водородных флюидов. Гранитизация – это процесс обогащения пород кремнеземом (SiO<sub>2</sub>), кислородом и алюминием,

а также группой некогерентных элементов: щелочных (Li, Na, K, Cs), редкоземельных (La, Ce, Sm, Eu, Gd,) и радиоактивных (Rb, Sr, Ba, U, Th, Zr, Nb). Источником кремния, алюминия и радиоактивных элементов были главным образом ядерные водородные флюиды, тогда как щелочные и редкоземельные элементы извлекались водородными потоками из верхней мантии. Поэтому верхняя мантия под континентами истощена (депленирована) в отношении указанных элементов (Щеглов, Говоров, 1985; Белоусов, 1989).

В течение архея и раннего протерозоя произошло несколько этапов гранитизации земной коры. К наиболее крупным этапам гранитизации относятся Саамский этап (3.8–3.6 млрд лет назад) низкокалиевой гранитизации, Кеноранский этап (2.8–2.6 млрд лет) с характерными калиевыми аляскитовыми гранитами, анортозитами и чарнокитами и Карельский этап гранитизации (1.8–1.6 млрд лет назад) с калиевыми микроклиновыми гранитами и интенсивной складчатостью осадочных пород (Салоп, 1982). В эти периоды складчатые осадочные толщи пород были приподняты в горные цепи и метаморфизованы в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях. В целом все архейские осадочные породы и частично нижележащие гранулито-базитовые породы были преобразованы в породы тоналит-трондемит-гранодиоритового состава (“серые гнейсы”), составившие сиалический консолидированный фундамент континентов. Период формирования сиалического слоя земной коры – самый длительный в геологическом развитии Земли, от 4.0 до 1.8 млрд лет назад, т. е. он включает в себя весь архей и нижний протерозой (Белоусов, 1989; Хайн, Ломизе, 2005). Появление воды в составе глубинных флюидов (окисление их) и образование крупных водных бассейнов – характерная черта архейского и последующих этапов геологического времени. С архея начинается длительный этап формирования локальных водных бассейнов и чехлов осадочных пород в пределах древних ядер платформ, а в их обрамлении – развитие полициклических геосинклинально-складчатых структур. Но все это образуется в пределах катархей-архейского консолидированного фундамента.

В отличие от нижнего метабазальтового слоя в гранито-гнейсовом слое местами развиты “окна”, в которых этот слой отсутствует. В частности, гранито-гнейсовый слой отсутствует в глубоководных впадинах Средиземного моря и Восточной Азии (Хайн, 1973), в глубоких грабенах днища Арктического океана, в Европе (Прикаспийская низменность, Южно-Каспийская котловина и др.) и в других местах (рис. 8).

В результате рассмотренных геологических процессов вертикального нарастания мощных гранулито-базитового и гранито-гнейсового слоев образовался древний консолидированный фундамент со-

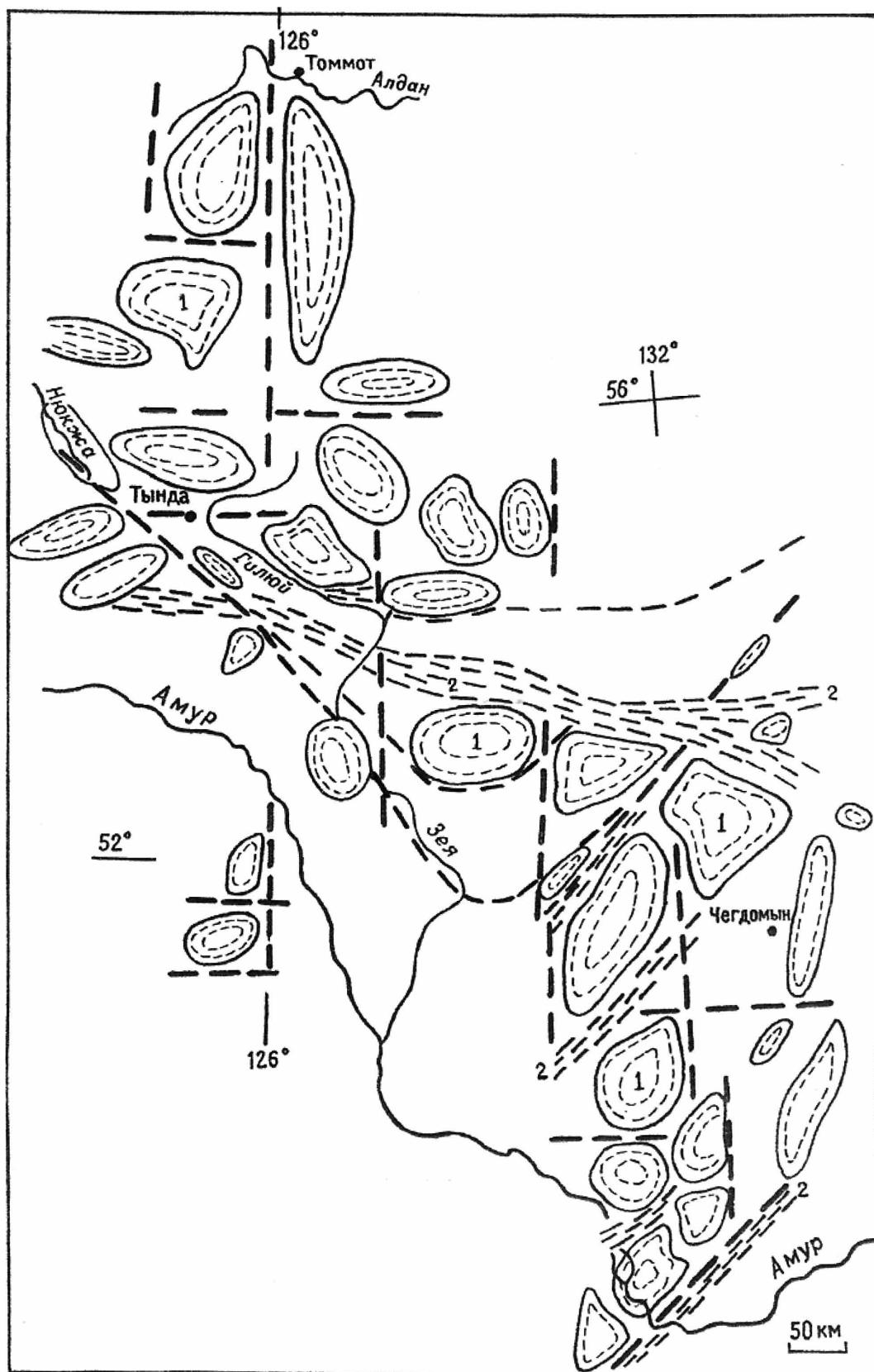
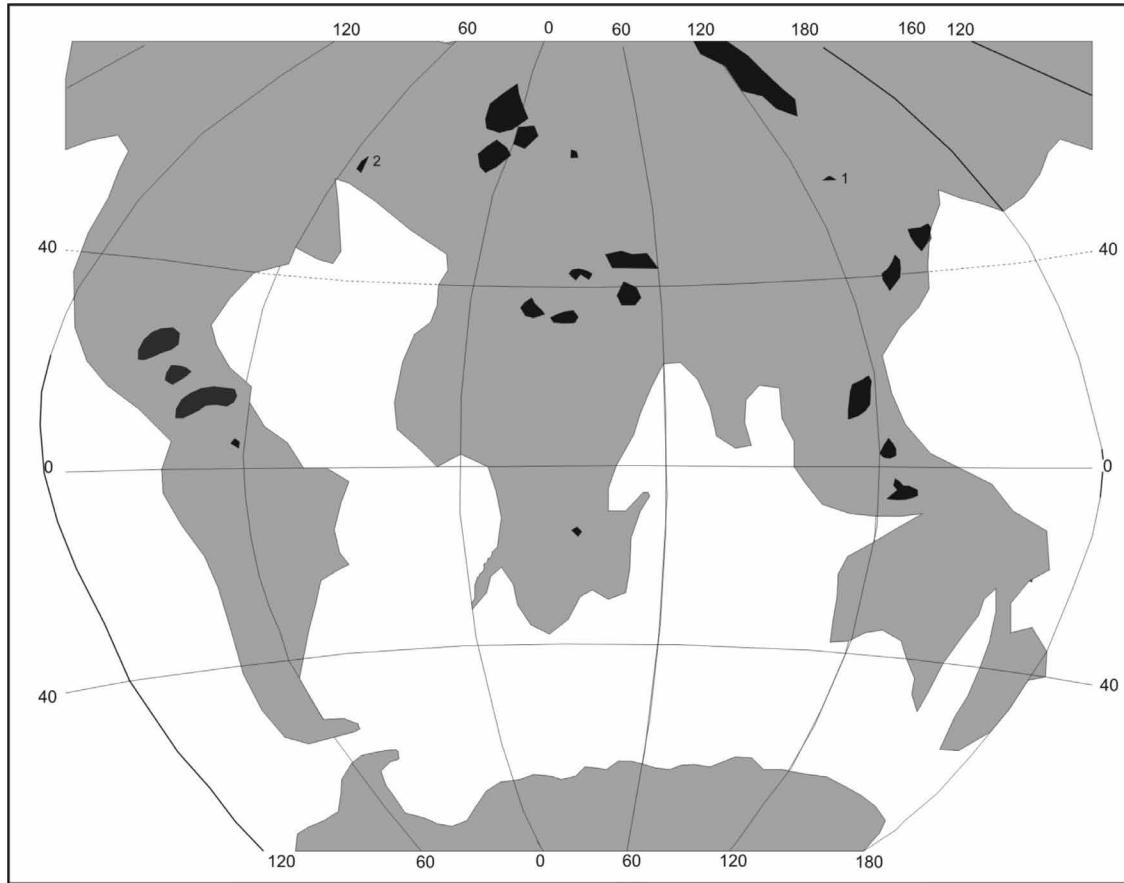


Рис. 7. Архейские осадочные бассейны (овалы) в Буреино-Алданской части Дальнего Востока (Жирнов, 2008).

Fig. 7. Archean sedimentary basins (ovals) in Burien-Aldan part of the Far East (Zhirnov, 2008).



**Рис. 8.** Положение сиалического слоя континентов в конце архея (Магнитский, 1953; Муратов, 1975; Zhirnov, 2014c).

Серым выделен сиалический слой, черным – участки развития нижнего метабазальтового слоя, на которых сиаль отсутствует.

**Fig. 8.** The position of the sialic layer continents at the end of the Archean (Magnitskii, 1953; Muratov, 1975; Zhirnov, 2014c).

The sialic layer is highlighted in gray, in black – areas of lower metabazalt layer on which there is no sial.

временных континентов мощностью 20–40 км, составляющий доминирующую часть (80–90%) в составе континентальной земной коры (см. рис. 1–4).

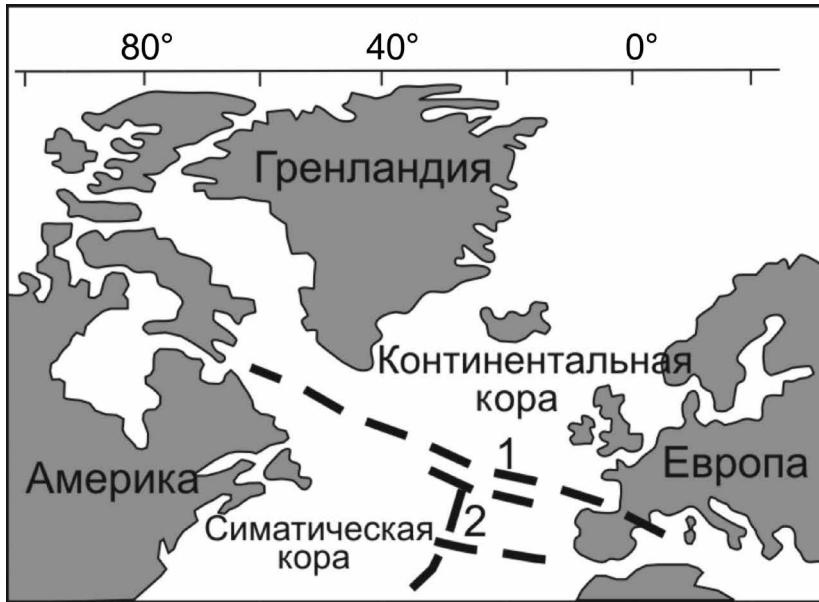
Следует заметить, что на приведенных рисунках древний кристаллический фундамент показан и на территории современной Северной Атлантики (Исландский регион) и на территории Северного Ледовитого океана. Это было известно в основном уже в начале второй половины XX в. (Штилле, 1964, Серпухов, 1976), но доказано детально в XXI в. Здесь коснемся лишь южной границы Исландского региона, граница которого была обозначена разломом Штилле–Сайкса (рис. 9).

В частности, “тигантский пракратон Северной Америки – Лаврентия, первоначально достигал Британских островов, т.е. Америка простиралась тогда до северо-западных границ современной Европы” (Штилле, 1964, с. 254). Разлом Штил-

ле–Сайкса был намечен в своей восточной части в северной части Пиренейского полуострова, отделяя его от Центральной Европы, и вдоль оси Бискайского залива (Штилле, 1964, с. 613). В центре Атлантики и на западе, вдоль Гудзонского пролива, разлом был намечен Л.Р. Сайксом (Хайн, 1973, с. 283). Позже, с 1970 г., этот разлом стали называть разломом Чарли Гиббса (Хайн, Ломизе, 2005).

### Вертикальная подвижность континентов в риффе–палеозое

Окончание нижнего протерозоя – это важнейшая веха в геологической истории Земли, отделяющая ее древний этап развития и создания кристаллического фундамента континентов, названный Г. Штилле **протерогеем**, от всей последующей геологической истории Земли, названной **неогеем**. От-



**Рис. 9.** Разлом Штилле–Сайкса, разделяющий на дне Северной Атлантики сиалическую континентальную кору Америко-Евразийского континента от симатической коры в дне Центральной Атлантики (Штилле, 1964; Хайн, 1973).

1 – разлом Штилле–Сайкса, 2 – Срединно-Атлантический разлом.

**Fig. 9.** The Stille–Sykes' fault separating on the bottom of the North Atlantic sialic continental crust American-Eurasian continent, from mafic crust in the bottom of the Mid-Atlantic (Shtille, 1964; Хайн, 1973).

1 – the Stille–Sykes' fault; 2 – the Mid-Atlantic rift.

личительной особенностью геологической истории Земли после нижнего протерозоя является *локальное и неоднократное прогибание созданного древнего кристаллического фундамента континентов и формирование в его пределах во вновь возникших локальных прогибах-грабенах осадочно-магматогенных комплексов пород*.

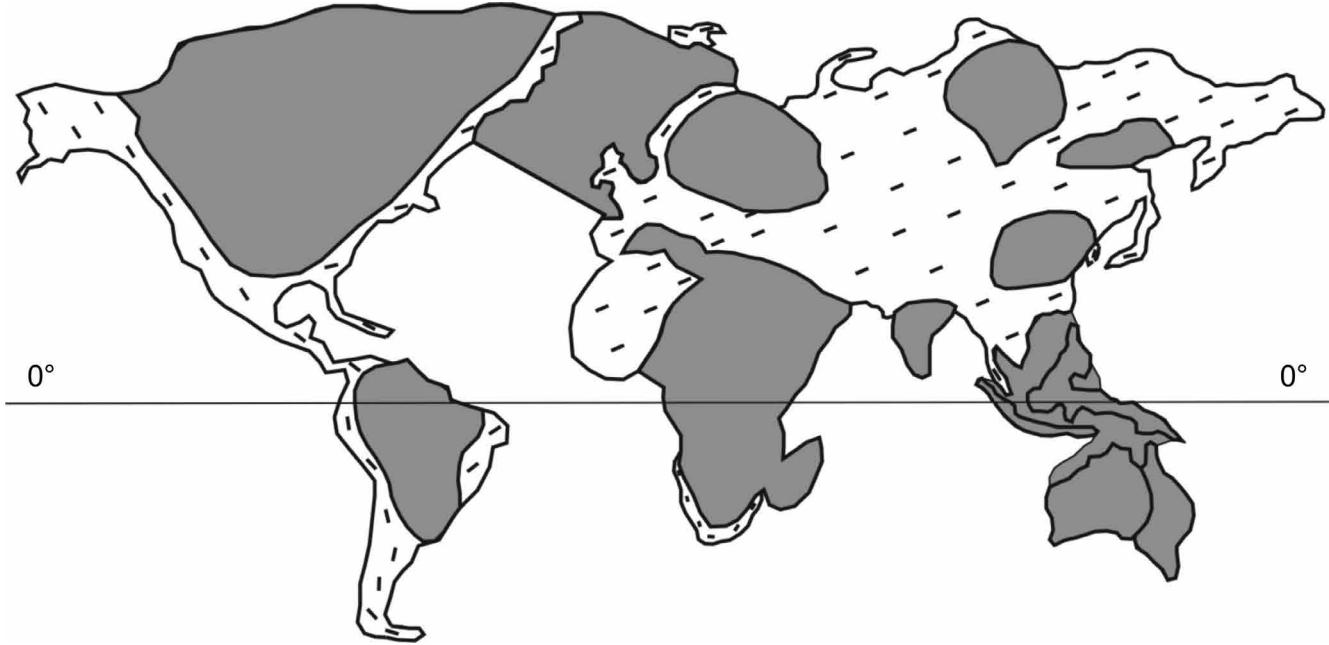
Древний кристаллический фундамент в подшве современных континентов был весьма неоднороден и по мощности отдельных его частей, и по степени устойчивости их к будущим тектоническим движениям. Одни участки не претерпели воздействия последующих геологических процессов (ядра консолидации – древние платформы), другие оказались недостаточно устойчивыми и стали объектами для трансформации при геологических процессах протерозоя и палеозоя (рис. 10).

При этом одни из них были просто опущены, как крупные депрессии или грабены, и покрыты горизонтальным чехлом молодых осадочных отложений или базальтовых траппов. Сплошные чехлы начинают формироваться с рубежа 1.8–1.6 млрд лет назад. Чехол Русской и Сибирской платформ слагают рифей-кембрийские породы, Южно-Американская платформа покрывается чехлом венде, Северо-Американская платформа – с начала палеозоя (Хайн, 1971).

Для палеозоя характерна более высокая устойчивость Американской, Африканской и Австралийской платформ по сравнению с Евразийской платформой. Например, в Американской платформе протерозой-раннепалеозойские тектонические опускания и связанные с этим осадочные и последующие складчатые и магматические процессы проявились главным образом по окраинам Северо-Американского и Южно-Американского кратонов. В центральной части Северо-Американского кратона развита лишь локальная отрицательная структура – синеклиза Гудзонова залива, выполненная комплексами отложений ордовика, сиура и девона общей мощностью около 2 км (Хайн, 1971).

Однако по окраинам Гренландии тектонические движения проявились весьма активно. На площади Восточной Гренландии только в рифеевенде накопилось около 12 км осадочных отложений, на которых отложилось еще 3 км осадков кембрия и ордовика: “к середине раннего девона на месте Восточно-Гренландской геосинклиналии оказалось воздвигнутым довольно мощное складчатое горное сооружение с гранитными корнями” (Хайн, 1971, с. 106).

Евразийская платформа отличалась, напротив, высокой подвижностью. На Русской платфор-



**Рис. 10.** Древние кратоны, сохранившиеся к рифею–кембрию как ядра устойчивой консолидации.

Темное – древние кратоны, светлое – опущенные и перекрытые осадками части древнего фундамента (Магнитский, 1953; Муратов, 1975; Левитес, 1986).

**Fig. 10.** The ancient cratons, preserved to the Riphean-Cambrian, as the cores of a sustainable consolidation.

Dark – ancient cratons, light areas – the ancient cratons' parts which are lowered and covered with sediments (Magnitskii, 1953; Muratov, 1975; Levites, 1986).

ме, например, осадочный чехол представлен отложениями пород различного возраста – от кембрия до четвертичного периода. При этом происходили неоднократные поднятия и опускания территории и, соответственно, регрессии и трансгрессии моря (см. рис. 10, 11).

Аналогичная обстановка сложилась и на Сибирской платформе, где в составе платформенного чехла участвуют осадочные породы разного возраста – кембрия, девона, триаса, юры, мела и неогена (Хайн, 1973; Левитес, 1986). На севере Евразии уже в кембрии–ордовике возникла серия мелких арктических морей (Баренцево, Карское и др.), дно которых продолжало углубляться в течение всего палеозоя и мезозоя (см. рис. 11).

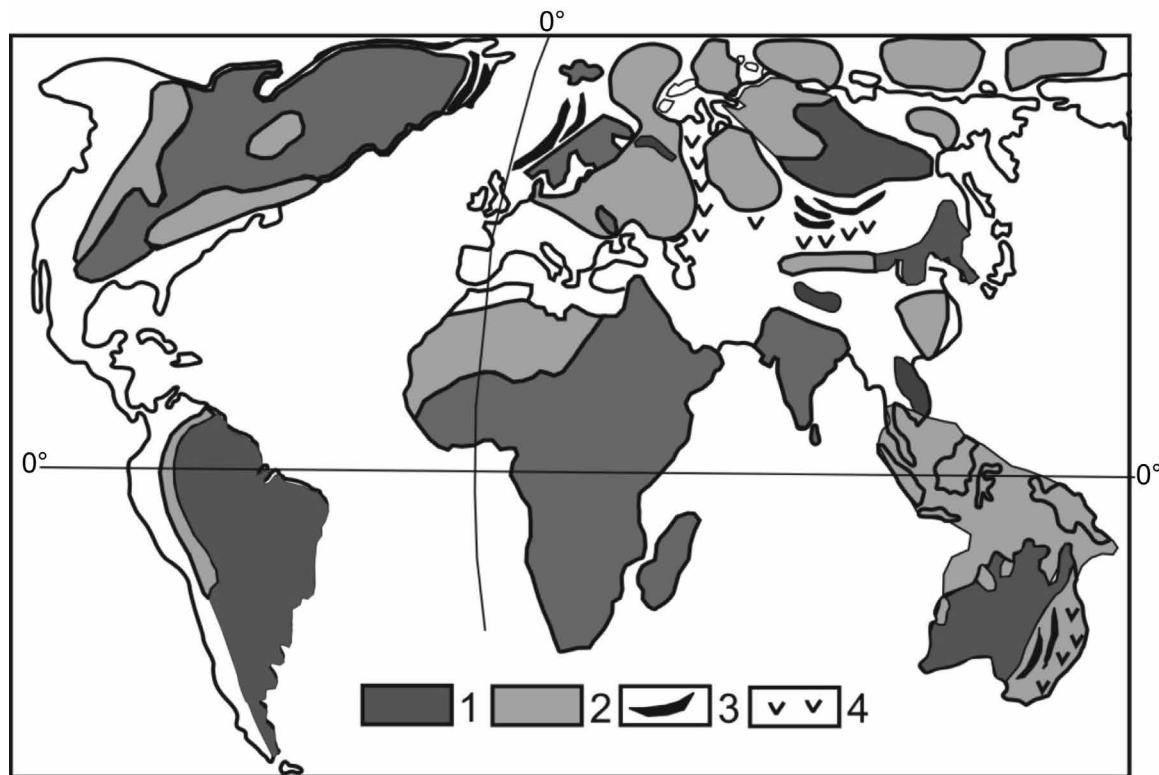
Наряду с осадочными породами на континентах сформировались в разные отрезки времени фанерозоя также крупные базальтовые покровы (Белоусов, 1989; Орленок, 2010). Геосинклинально-складчатые процессы по окраинам платформ развивались при широком участии ядерных кремний-кислород-калий-водородных флюидов (в том числе металлоносных) и активном проявлении гранитизации. Они происходили по обычной схеме развития геосинклинально-складчатого процесса: образование локальных прогибов-депрессий глубиной до 3–8 км, синхронное появление морской воды и

интенсивное осадконакопление, инверсия прогибов, магматизм и складкообразование, формирование рудных месторождений.

#### Вертикальная подвижность и глобальное грабенообразование в мезозое–кайнозое

Четвертая эпоха тектоно-магматического катастрофизма в истории Земли состоялась в мезозое–кайнозое (200 млн лет – 10 тыс лет назад), спустя 1.5 млрд лет после завершения архей–нижнепротерозойского периода формирования сиалического (второго слоя) кристаллического фундамента Земли. Характерной особенностью этого этапа было кремний–водородное и кислород–водородное излучение ядра Земли. В это время проявились два гигантских сопряженных явлений.

С одной стороны, состоялись планетарные геосинклинально-складчатые процессы по окраинам континентов, в частности на восточной окраине Азии и на западной окраине Америки, где были сформированы гигантские вулканогенные пояса и линейные гранодиоритовые батолиты (маркируемые в Америке горными цепями Кордильер и Анд). Мезозойские геосинклинали развивались как на новых площадях внутри континентов, так и, главным образом унаследованно, на прежних участках



**Рис. 11.** Положение древних кратонов (темное) и палеозойских осадочных бассейнов (светлое) на планете (Муратов, 1975; Левитес, 1986).

1 – древние кратоны, 2 – палеозойские осадочные бассейны, 3 – области каледонского горообразования, 4 – области проявления вулканизма.

**Fig. 11.** The position of the ancient cratons (*dark*) and Paleozoic sedimentary basins (*light*) on the planet (Muratov, 1975; Levites, 1986)

1 – ancient cratons, 2 – Paleozoic sedimentary basins, 3 – the area of the Caledonian orogeny, 4 – area of volcanism.

развития палеозойских госинклиналей (рис. 12). Особенno знаменита в этом отношении западная окраина Американского континента, вдоль которой последовательно проявились геосинклинально-складчатые процессы протерозоя, палеозоя и мезозоя (Салоп, 1982, с. 259; Тектоническая карта Мира, 1984). Активные геосинклинально-складчатые процессы проявлялись также в пределах внутренеконтинентального Средиземноморско-Гималайского тектонического пояса (Хайн, 1973; Салоп, 1982; Тектоническая карта Мира, 1984).

В завершение мезозой-кайнозойской тектономагматической активизации по окраинам континентов сформировались гигантские вулканические пояса – Восточно-Азиатский андезито-риолитовый, Островной базальт-перидотитовый (Курило-Японо-Филиппинский) и Кордильеро-Андинский риолито-андезитовый. Территория континентов в значительной мере оказалась приподнятой и близкой по очертаниям к современному положению суши (но с затопленными окраинами-шельфами) (рис. 13).

С другой стороны, впервые в истории Земли начался сопряженный грандиозный процесс опускания огромной территории перидотитовой земной коры за пределами континентов, представлявшей собой до этого пассивную сушу. Эта территория начала интенсивно дробиться многочисленными разломами как по площади, так и по границам с континентами, неравномерно опускаться с параллельным покрытием дна возникших гигантских депрессий толщей базальтов и впервые возникшей в мезозое-кайнозое водой современного Мирового океана.

Важнейшим результатом глубоководного бурения в океанах во второй половине XX в. стало установление мелководного характера осадков Мирового океана и их спокойного горизонтального залегания. Возраст формирования мелководных осадков варьирует от мезозойского (160–135 млн лет) до позднекайнозойского (10–1 млн лет). Тогда как вулканизм продолжается и в современное время – в осевых частях океанических хребтов и в зонах древних и современных тектонических разломов земной коры.

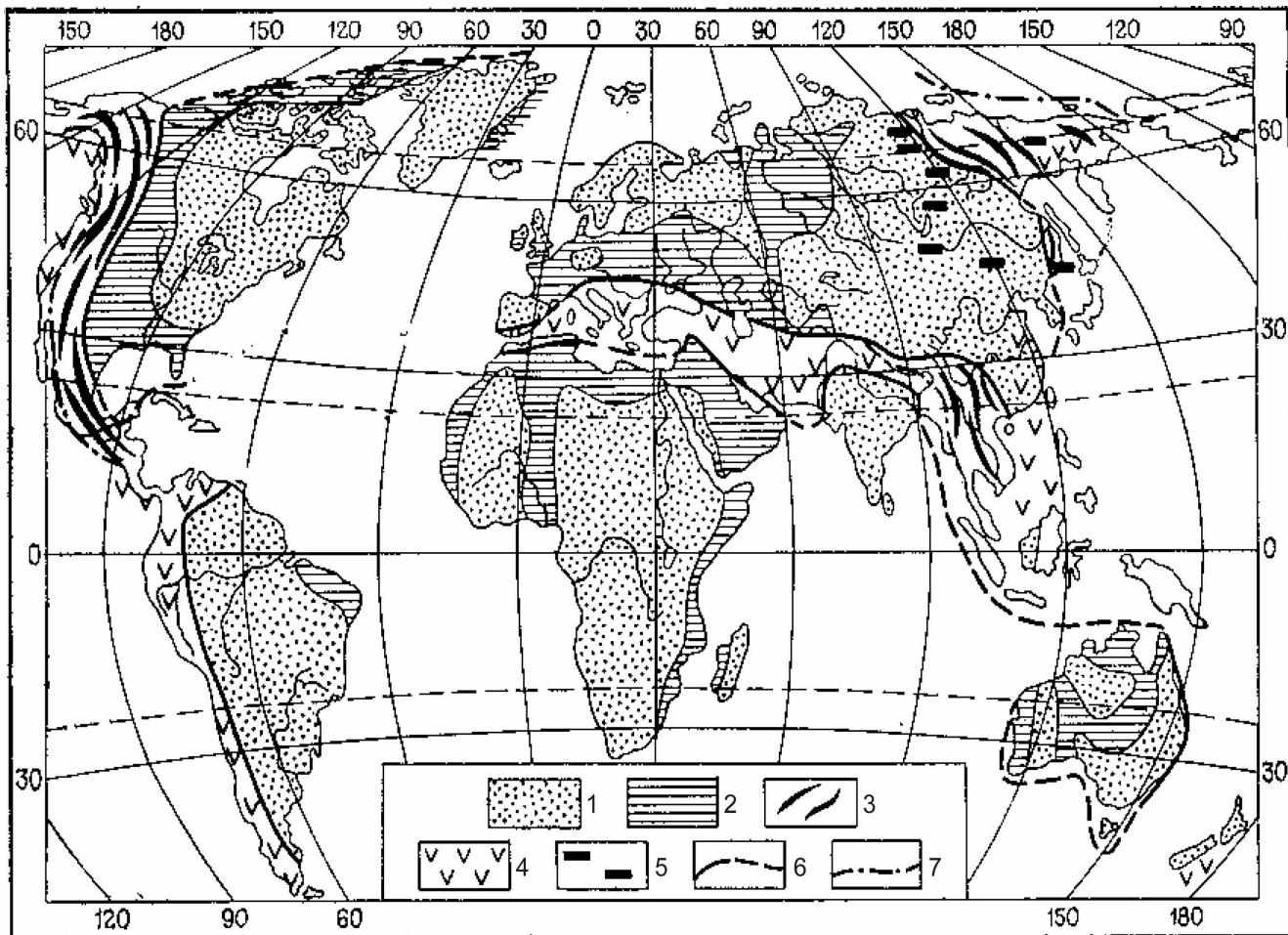


Рис. 12. Частичное затопление материков в позднем мелу (Левитес, 1986).

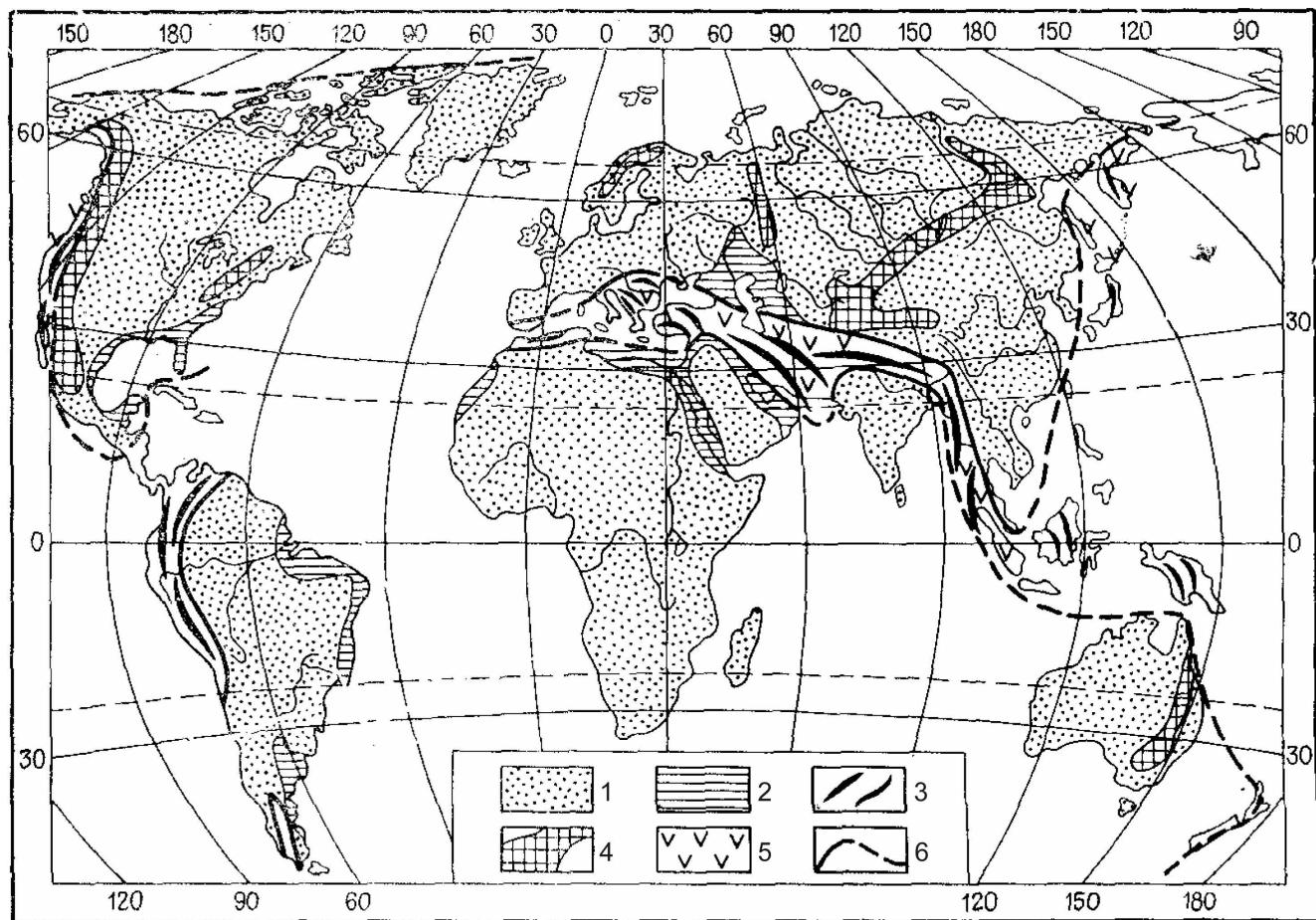
1 – суши, 2 – море на платформах, 3 – области проявления киммерийского горообразования, 4 – области проявления вулканизма, 5 – области угленакопления, 6 – границы эпипалеозойских платформ, 7 – границы области киммерийской складчатости.

Fig. 12. The partial flooding of the continents in the Late Cretaceous (Levites, 1986).

1 – land, 2 – Sea on the platforms, 3 – the regions where are the Cimmerian orogeny, 4 – area of volcanism, 5 – coal accumulation area, 6 – borders of the Epipaleozoic platforms, 7 – borders of the Cimmerian orogeny.

Глубина опускания территорий первичной перидотитовой коры и сопряженные с ней интенсивность вулканизма и скорость поступления эндогенной океанической воды были крайне неравномерны во времени. В начале мезозоя возникли мелководные морские бассейны (до 0.5–1 км) и мелководные осадочные породы. Но в начале кайнозоя скорость опусканий в Мировом океане резко возросла. Например, в поздней юре скорость опусканий океанического дна составляла 25–30 мм в 1000 лет, в позднем мелу – 50–60, в начале неогена – 180–200, а в антропогене – 600–640 мм в 1000 лет, т.е. увеличилась в 20 раз по сравнению с позднеюрским периодом (Орленок, 1983). Вследствие этого многие юрские мелководные осадки опустились на глубину 6–7 км.

Следует отметить кардинальную разницу между осадконакоплением на континентах и в Мировом океане, возникшем в мезозой-кайнозойское время. Геосинклинальные бассейны на континентах формировались вследствие циклических нисходяще-восходящих тектонических движений и отличались быстрым накоплением огромных по мощности толщ осадочных пород, затем собранных в крутые сладки и прорваных магматическими и рудоносными телами. Тогда как осадки в современном Мировом океане имеют малую мощность (0.2–1 км), горизонтальное залегание, часто вперемежку с покровами базальтов. Они лишь пассивно заполняли углубления в возникающих впадинах океанического дна (Шлезингер, 1991).



**Рис. 13.** Полный подъем материков в позднем неогене (Левитес, 1986).

1 – суши, 2 – моря на платформах, 3 – области проявления альпийского горообразования, 4 – области проявления эпиплатформенного орогенеза, 5 – области проявления вулканизма, 6 – границы древних и молодых платформ.

**Fig. 13.** Full lifting of the continents in the Late Neogene (Levites, 1986).

1 – land, 2 – Sea on the platforms, 3 – the region where are the Alpine orogeny, 4 – the region where are the epi-platformal orogeny, 5 – field of volcanism, 6 – the boundaries of ancient and young platforms.

Обобщенный разрез земной коры материков и дна Мирового океана приведен на рис. 14.

Тектонические впадины Мирового океана – это специфическое выражение компенсационной конtrakции земной коры, обусловленное сокращением жидкого земного ядра за длительную геологическую историю вывода из него огромных объемов кремний-водородных и металлоносных флюидов (Орленок, 2010; Zhirnov, 2014c). Принципиальным образом изменилось и место возбуждения земного ядра (на противоположное от прежнего места – под континентами). Изменился и состав ядерных флюидов из жидкого ядра планеты. Они стали главным образом кислород-водородными по составу, способными вызывать лишь плавление верхней мантии под дном Мирового океана и формирование базальтов и океанической воды.

Согласно геофизическим данным, корни континентов проникают в мантию до 400–700 км (рис. 15), что определяет их как специфические “якоря”, изначально и в течение всей геологической истории определяющие неподвижность материков.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геодинамика Земли, на всех этапах ее эволюции, определялась энергетикой ее газового, а затем газово-жидкого ядра. Неравновесные процессы дифференциации газово-жидкого вещества в ядре Протоземли (а затем и Земли) четырежды приводили к мощнейшим катастрофическим взрывным процессам: вначале была разорвана на части жидкотекущая Протоземля и образова-

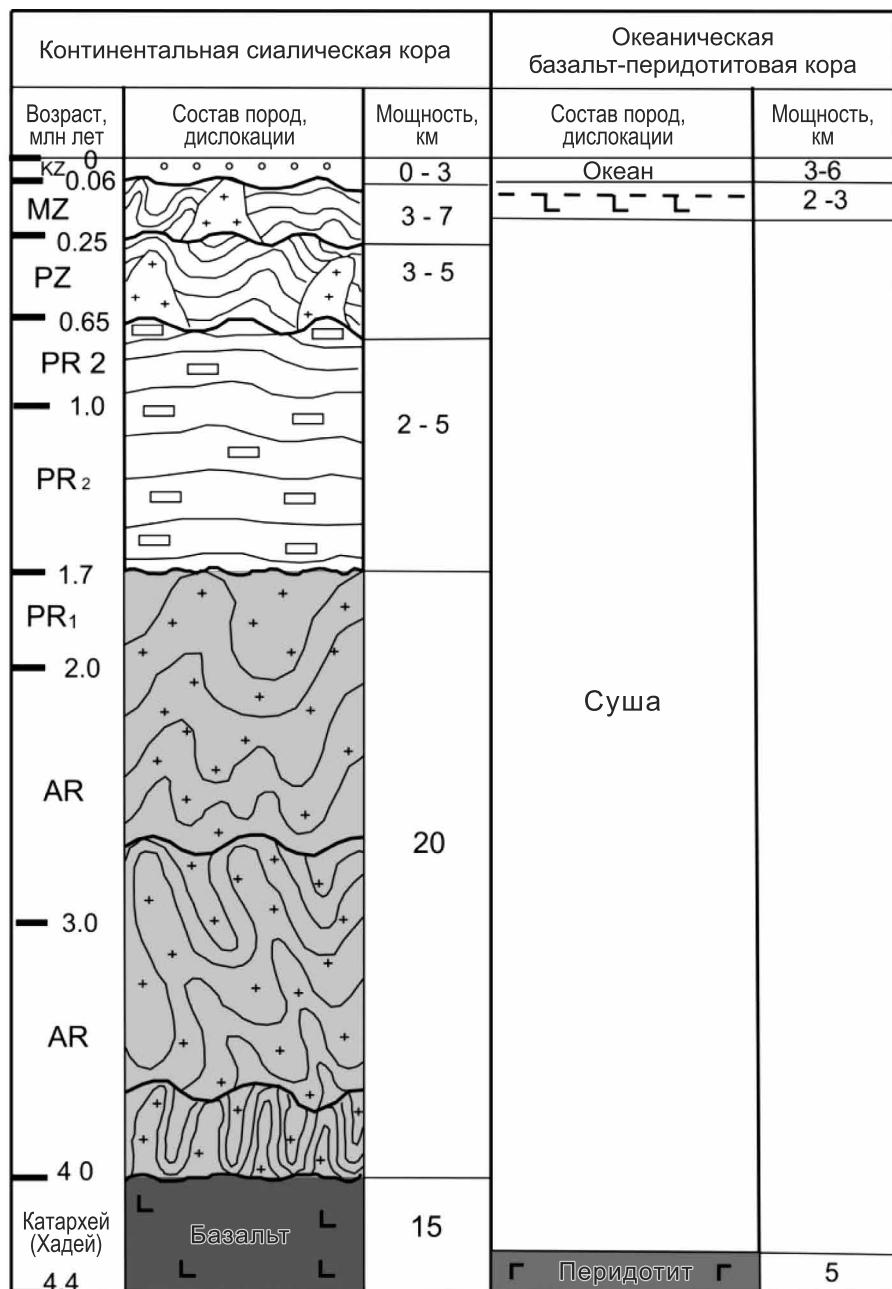


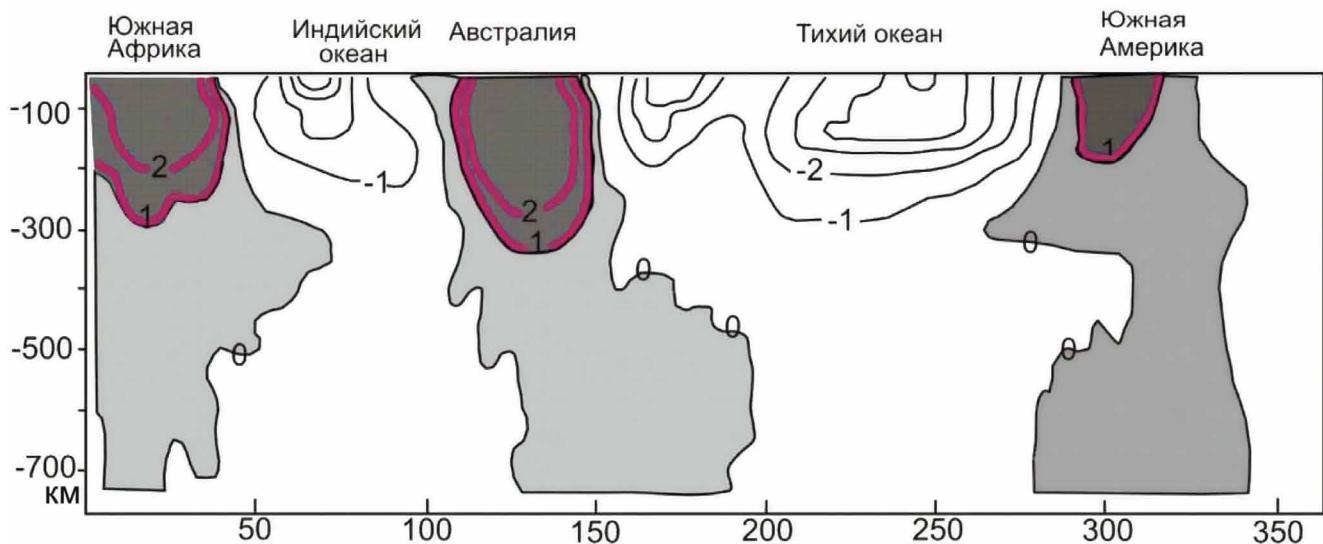
Рис. 14. Обобщенный разрез континентальной и океанической земной коры (Zhirnov, 2015).

Fig. 14. A generalized section of the continental and oceanic crust (Zhirnov, 2015).

на собственно планета Земля, а затем – на геологической стадии развития Земли – состоялись катархейский (Хадейский), архейский и мезозой-кайнозойский крупнейшие этапы катастрофизма, кардинальным образом преобразившие лик Земли и обусловившие ее современное состояние (Салоп, 1982; Левитес, 1986; Жирнов, 2011; Zhirnov, 2014b, с). Но все геологические процессы на континентах всегда происходили на древнем кристаллическом цоколе, определяя тем самым вертикальную подвиж-

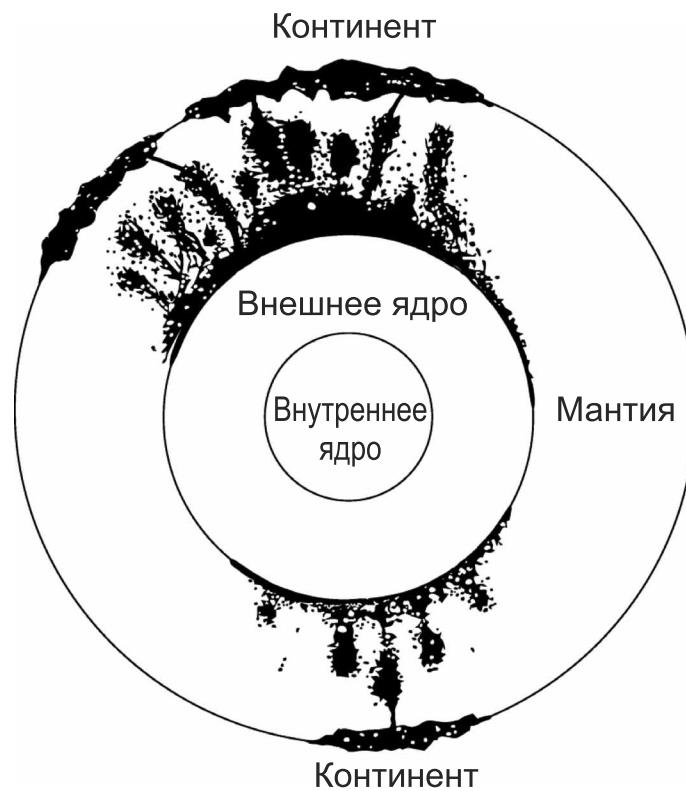
ность и вертикальный рост материков (континентов) как главную закономерность (закон) геологического развития Земли (рис. 16).

При этом в конце архея, в конце палеозоя (пермь) и в неоген-плейстоцене – трижды в геологической истории Земли – единый мегаконтинент приподнимался и представлял собой почти повсеместную трехлучевую сушу (Левитес, 1986). В остальное время он периодически прогибался в локальных местах, в которых формировались водные бас-



**Рис. 15.** Корни материков до нижней мантии Земли: положительные – под материками, отрицательные – под океанами (по разрезу 22° южной широты). По данным скоростей распространения поперечных сейсмических волн ( $V_s$ , %) (Grand et al., 1997; Маракушев, 2004).

**Fig. 15.** The roots of continents to the lower mantle: the positive – under the continents, negative – under the oceans (the section 22° south latitude). According transverse propagation velocities of seismic waves ( $V_s$ , %) (Grand et al., 1997; Marakushev, 2004).



**Рис. 16.** Направления движения ядерных флюидов в катархее–архее и палеозое к поверхности планеты (модель формирования континентов Земли) (Zhirnov, 2014a, c; Жирнов, 2015a).

**Fig. 16.** Directions of movement of nuclear fluids to the surface of the planet in the Katarchean–Archean and Paleozoic (model of the formation of the Earth's continents) (Zhirnov, 2014a, c; Zhirnov, 2015a).

сейны с сопровождающим комплексом осадочных горных пород.

Характерно, что динамическая активность ядра Земли последовательно уменьшалась во времени. Это хорошо доказано данными геологического строения земной коры, накопленными за последнее столетие. Площади распространения геологических образований различного возраста и их толщина закономерно уменьшаются от наиболее древних к более молодым периодам геологического развития. В результате геологических процессов Неогея на древнем фундаменте сформировался третий, самый верхний, слой земной коры континентов, названный осадочным слоем (см. рис. 8, 10).

С крупнейшими тектономагматическими эпохами докембрия и фанерозоя связаны, по В.И. Смирнову, этапы формирования разнообразных эндогенных полезных ископаемых. Поскольку магматизм эпох катастрофизма развивался обычно в две стадии – базальтоидную раннюю и гранитоидную позднюю, то и тип месторождений существенно различался. С ультрабазитовым магматизмом верхней мантии связаны мантийные месторождения – железо, платина, алмазы, уран, хром, сера, ртуть. С гранитоидным магматизмом земной коры парагенетически формируются месторождения олова, молибдена, золота и других полезных ископаемых (Жирнов, 2008). Это также специфическая особенность материков, поскольку на дне океанов подобные месторождения не образуются.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белоусов В.В. (1989). Основы геотектоники. М.: Недра, 382 с.
- Васильев Б.И. (2009). Геологическое строение и происхождение Тихого океана. Владивосток: Дальннаука, 560 с.
- Войткевич Г.В. (1979). Основы теории образования Земли. М.: Недра, 135 с.
- Глуховский М.З., Павловский Е.В. (1973) О ранних стадиях развития Земли. *Геотектоника*, (2), 3-8.
- Деменицкая Р.М. (1975) Кора и мантия Земли. М.: Недра, 256 с.
- Жирнов А.М. (2008) Линеаментная тектоника и металлогения Дальнего Востока. *Тихоокеанский рудный пояс: материалы новых исследований*. Владивосток: ДВГИ, 266-277.
- Жирнов А.М. (2011) Континенты Земли как следствие преобразования особых участков верхней мантии направленными флюидными пульсациями жидкого ядра планеты. *Научная мысль Кавказа*, **66**(2), 181-186.
- Жирнов А.М. (2015а) История представлений об автономном геологическом развитии континентов Земли. *История науки и техники*, (3), 72-83.
- Жирнов А.М. (2015б) Северный трехлучевой мегаконтинент Земли: новые данные. *Отеч. геология*, (4), 79-84.
- Кац Я.Г., Рябухин А.Г. (1984) Космическая геология. М.: Просвещение, 80 с.
- Куликов К.А., Сидоренков Н.С. (1977) Планета Земля. М.: Наука, 191 с.
- Кучин Е.С. (2009) Состояние геологической науки и перспективы ее развития. *Отеч. геология*, (4), 84-87.
- Левитес Я.М. (1986) Общая геология с основами исторической геологии и геологии СССР. М.: Недра, 336 с.
- Летников Ф.А. (2009) Автономные флюидные системы континентальной земной коры. *Докл. АН*, **427**(6), 810-813.
- Магнитцкий В.А. (1953) Основы физики Земли. М.: Госгеолтехиздат, 290 с.
- Маракушев А.А. (2002) Проблемы энергетики Земли и Луны. Система “Планета Земля”. X науч. семинар “Нетрадиционные вопросы геологии”. Геол. факультет. МГУ. М.: Изд-во МГУ, 290-302.
- Маракушев А.А. (2004) Геологическое строение и петрологические модели формирования земной коры. *Тихоокеан. геология*, **23**(5), 3-24.
- Михайлов А.Е. (1988) Эволюция континентальной земной коры. *Основные научные направления в создании и освоении минерально-сырьевой базы страны*. М.: Недра, 57-68.
- Муратов М.В. (1975) Происхождение материков и океанических впадин. М.: Наука, 176 с.
- Орленок В.В. (1983) Палеогеография Мирового океана позднего фанерозоя. *Тихоокеан. геология*, **2**(4), 88-100.
- Орленок В.В. (2010) Глобальный вулканализм и океанизация Земли и планет. Калининград. Изд-во Росс. гос. ун-та им. И. Канта, 196 с.
- Павловский Е.В. (1975) Происхождение и развитие земной коры материков. *Геотектоника*, (6), 3-14.
- Резанов И.А. (1987) О научных законах в геологии. *Бюлл. МОИП. Отд. геол.*, **62**(3), 3-13.
- Резанов И.А. (1995) О происхождении и ранней эволюции Земли по данным геологии. *Тихоокеан. геология*, **14**(2), 139-144.
- Резанов И.А. (2006) Этапы эволюции Земли. *Вестник РАН*, (10), 918-926.
- Салоп Л.И. (1982) Геологическое развитие Земли в докембрий. Л.: Недра, 343 с.
- Серпухов В.И., Билибина Т.В., Шалимов А.И., Пустовалов И.Ф., Борковский П.М., Мороховский В.Н., Андреяновская К.Н., Марков И.Я., Дзевановский Ю.К. (1976) Курс общей геологии. Л.: Недра, 535 с.
- Сурдин В.Г. (2007) Астрономия: век XXI. М.: Век 2, 608 с.
- Тектоническая карта Мира. (1984) М-б 1 : 45 000 000 (Отв. ред. Ю.Г. Леонов, В.Е. Хайн). Л.: ВСЕГЕИ.
- Филатьев В.П. (2005) Механизм формирования зоны перехода между азиатским континентом и северо-западной Пацифики. Владивосток: Дальннаука, 273 с.
- Хайн В.Е. (1971) Региональная геотектоника (Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка). М.: Недра, 548 с.
- Хайн В.Е. (1973) Общая геотектоника. М.: Недра, 512 с.
- Хайн В.Е., Ломизе М.Г. (2005) Геотектоника с основами геодинамики. М.: Книжн. мир, 560 с.
- Шлезингер А.Е. (1991) Геосинклинальные бассейны и бассейны Мирового океана. *Тихоокеан. геология*, **10**(1), 96-99.
- Штилле Г. (1964) Избранные труды. М.: Мир, 887 с.
- Щеглов А.Д., Говоров И.Н. (1985) Нелинейная металлогенез и глубины Земли. М.: Наука, 324 с.
- Grand S.P., Van der Hilst R.D., Widjiantoro S. (1997) Global seismic tomography: a snapshot of convection in the Earth. *Geol. Soc. Amer. Today*, (7), 1-7.

- Zhirnov A.M. (2014a) The geological law of the continents and “oceans” autonomous development. *Discov. Sci.*, **8**(18), 6-15.
- Zhirnov A. (2014b) Northern three-radial megacontinent of Earth: Outstanding geologic-geophysical discovery of the XXI century. *Discovery*, **22**(74), 72-85.
- Zhirnov A. (2014c) The law of decreasing dynamic pulsation activity of the Earth’s core as the main factor of the planet’s evolution. *Discovery*, **24**(84), 71-91.
- Zhirnov A.M. (2015) Fixed vertically mobile continents: The birth and growth in deep pits on the planet’s surface. *Discovery*, **33**(147), 48-55.

## REFERENCES

- Belousov V.V. (1975) *Osnovy geotektoniki* [Foundations of geotectonics]. Moscow, Nedra Publ., 289 p. (In Russian)
- Glukhovskii M.Z., Pavlovskii E.V. (1973) On the early stages of the Earth’s development. *Geotektonika*, (2), 3-8. (In Russian)
- Grand S.P., Van der Hilst R.D., Widjiantoro S. (1997) Global seismic tomography: a snapshot of connection in the Earth. *Geol. Soc. Amer. Today*, (7), 1-7.
- Demenitskaya R.M. (1975) *Kora i mantiya Zemli* [The crust and the Earth’s mantle]. Moscow, Nedra Publ., 256 p. (In Russian)
- Filat’ev V.P. (2005). *Mekhanizm formirovaniya zony perekhoda mezhdu aziatskim kontinentom i severo-zapadnoi Patsifikoi* [The mechanism of formation of the zone of transition between the Asian continent and the Northwest Pacific]. Vladivostok, Dal’nauka Publ., 273 p. (In Russian)
- Kats Ya.G., Ryabukhin A.G. (1984) *Kosmicheskaya geologiya* [Space geology]. Moscow, Prosveshchenie Publ., 80 p. (In Russian)
- Khain V.E. (1971) *Regional’naya geotektonika (Severnaya i Yuzhnaya Amerika, Antarktida i Afrika)* [Regional Geotectonics (North and South America, Antarctica and Africa)]. Moscow, Nedra Publ., 548 p. (In Russian)
- Khain V.E. (1973) *Obshchaya geotektonika* [General geotectonics]. Moscow, Nedra Publ., 512 p. (In Russian)
- Khain V.E., Lomise M.G. *Geotektonika s osnovami geodinamiki* [Geotectonics with the basics of Geodynamics]. Moscow, Knizhnyi mir Publ., 560 p. (In Russian)
- Kuchin E.S. (2009) State geological science and the prospects of its development. *Otech. Geologiya*, (4), 84-87. (In Russian)
- Kulikov K.A., Sidorenkov N.S. (1977) *Planeta Zemlya* [Planet Earth]. Moscow, Nauka Publ., 19 p. (In Russian)
- Letnikov F.A. (2009) Stand-alone fluid systems of the continental crust. *Dokl. Akad. Nauk*, **427**(6), 810-813. (In Russian)
- Levites Ya.M. (1986) *Obshchaya geologiya s osnovami istoricheskoi geologii i geologii SSSR*. [General Geology with bases of historical geology and Geology of the USSR]. Moscow, Nedra Publ., 336 p. (In Russian)
- Magnitskii V.A. (1953) *Osnovy fiziki Zemli* [Fundamentals of the Earth’s Physics]. Moscow, Gosgeoltekhnizdat Publ., 290 p. (In Russian).
- Marakushev A.A. (2002) Energy Problems of the Earth and the Moon. Sistema “planeta Zemlya”. X nauch. seminar. “Netraditsionnye voprosy geologii”. *Geol. fakul’tet MGU* [X scientific. Seminar “Non-traditional issues of
- geology”. Geol. faculty. Moscow State University Publ., 290-302. (In Russian)
- Marakushev A.A. (2004) Geologic structure and petrological models of the Earth’s crust formation. *Tikhookean. Geol.*, **23**(5), 3-24. (In Russian)
- Mikhailov A.E. (1988) The evolution of the continental crust. *Osnovnye nauchnye napravleniya v sozdani i osvoenii mineral’no-syr’evoi bazy strany* [The main scientific directions in the creation and development of the country’s mineral resource base]. Moscow, Nedra Publ., 57-68. (In Russian)
- Muratov M.V. (1975) *Proiskhozhdenie materikov i okeanicheskikh vpadin* [The origin of continents and ocean basins]. Moscow, Nauka Publ., 176 p. (In Russian)
- Orlenok V.V. (1983) Paleogeography World Ocean late Phanerozoic. *Tikhookean. Geol.*, **2**(4), 88-100. (In Russian)
- Orlenok V.V. (2010) *Global’nyi vulkanizm i okeanizatsiya Zemli i planet* [Global Volcanism and the Earth and the planets oceanization]. Kaliningrad, Ross state University named after Immanuel Kant Publishing House, 196 p. (In Russian)
- Pavlovskii E.V. (1975) The origin and development of the continents’ crust. *Geotektonika*, (6), 3-14. (In Russian)
- Rezanov I.A. (1987) On the scientific laws in geology. *Bull. MOIP. Otd. Geol.*, **62**(3), 3-13. (In Russian)
- Rezanov I.A. (1995) The origin and early evolution of the Earth according to geology. *Tikhookean. Geol.*, **14**(2), 139-144. (In Russian)
- Rezanov I.A. (2006) Stages of the Earth’s evolution. *Vestn. RAN*, (10), 918-926. (In Russian)
- Salop L.I. (1982) *Geologicheskoe razvitiye Zemli v dokembrii* [The geological evolution of the Earth in the Precambrian]. Leningrad, Nedra Publ., 343 p. (In Russian)
- Serpukhov V.I., Bilibina T.V., Shalimov A.I., Pustovalov I.F., Borkovskii P.M., Morokhovskii V.N., Andreyanovskaya K.N., Markov I.Ya., Dzevanovskii Yu.K. (1976) *Kurs obshchei geologii* [General Geology Course]. Leningrad, Nedra Publ., 535 p. (In Russian)
- Shcheglov A.D., Govorov I.N. (1985) *Nelineinaya metallogeniya i glubiny Zemli* [Nonlinear metallogeny and the depths of the Earth]. Moscow, Nauka Publ., 324 p. (In Russian)
- Shlezinger A.E. (1991) Geosynclinal basins and basins of World ocean. *Tikhookean. Geol.*, **10**(1), 96-99. (In Russian)
- Shtille G. (1964) *Izbrannye trudy* [Selected works]. Moscow, Mir Publ., 887 p. (In Russian)
- Surdin V.G. (2007) *Astronomiya: vek XXI* [Astronomy: Century XXI]. Moscow, Vek-2 Publ., 608 p. (In Russian)
- Tektonicheskaya karta Mira [Tectonic Map of the World]. (1984) M-b 1 : 45 000 000 (Chief red.: Yu.G. Leonov, V.E. Khain). Leningrad, VSEGEI Publ. (In Russian)
- Vasil’ev B.I. (2009) *Geologicheskoe stroenie i proiskhozhdenie Tikhogo okeana* [The geological structure and origin of the Pacific]. Vladivostok, Dal’nauka Publ., 560 p. (In Russian)
- Voitkevich G.V. (1979) *Osnovy teorii obrazovaniya Zemli* [Fundamentals of the theory of the Earth’s formation]. Moscow, Nedra Publ., 135 p. (In Russian)
- Zhirnov A.M. (2008) Lineament tectonics and metallogeny of the Far East. *Tikhookeanskii rudnyi poyas: materialy novykh issledovanii* [Pacific ore belt: materials of new research]. Vladivostok, DVGU, 266-277. (In Russian)
- Zhirnov A.M. (2011) The continents of the Earth as a consequence of the conversion of special sections of the up-

- per mantle by directed fluid pulsations of the planet's liquid core. *Nauchnaya Mysl' Kavkaza*, **66**(2), 181-186. (In Russian)
- Zhirnov A.M. (2014a) The geological law of the continents and 'oceans' autonomous development. *Discov. Sci.*, **8**(18), 6-15.
- Zhirnov A. (2014b) Northern three-radial megacontinent of Earth: Outstanding geologic-geophysical discovery of the XXI century. *Discovery*, **22**(74), 72-85.
- Zhirnov A. (2014c) The law of decreasing dynamic pulsation activity of the Earth's core as the main factor of the planet's evolution. *Discovery*, **24**(84), 71-91.
- Zhirnov A.M. (2015a) The history of ideas about autonomous geological development of the Earth continents. *Istoriya Nauki i Tekhniki*, (3), 72-83. (In Russian)
- Zhirnov A.M. (2015b) North three-beam megacontinent of the Earth: new data. *Otech. Geologiya*, (4), 79-84. (In Russian)
- Zhirnov A.M. (2015c) Fixed vertically mobile continents: The birth and growth in deep pits on the planet's surface. *Discovery*, **33**(147), 48-55.

## ЛИТОСФЕРА Том 20 № 5

Сентябрь–Октябрь 2020

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

Учредитель  
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки  
Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого  
Уральского отделения Российской академии наук

Свидетельство о регистрации ПИ № ФС77-77043 от 21 октября 2019 г.  
в Министерстве цифрового развития, связи и массовых коммуникаций  
Российской Федерации

Технический редактор Е.И. Богданова  
Корректор Н.М. Катаева  
Оригинал-макет А.Ю. Одинцовой  
Макет обложки А.Ю. Савельевой

---

РИО ИГГ УрО РАН № 104      Дата выхода в свет 30.10.2020      Формат 60 × 84½      Печать офсетная  
Усл. печ. л. 18,25      Уч.-изд. л. 18,25      Тираж 120      Цена 990 руб. 00 коп.      Заказ \_\_\_\_\_

---

Институт геологии и геохимии УрО РАН

Екатеринбург, 620016, ул. Акад. Вонсовского, 15

Отпечатано с готового оригинал-макета в типографии  
ООО Универсальная Типография “Альфа Принт”  
620049, г. Екатеринбург, переулок Автоматики, 2ж  
Тел.: 8 (800) 330-16-00  
[www.alfaprint24.ru](http://www.alfaprint24.ru)

**LITHOSPHERE (Russia) Vol. 20 No. 5**

September–October 2020

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

Founder

The Federal State Institution of Science  
the Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry  
Russian Academy of Sciences Ural Branch

Registration certificate PI No. FS77-77043 from October 21, 2019  
Ministry of Digital Development, Communications and Mass Media  
of the Russian Federation

Technical editor E.I. Bogdanova  
Corrector N.M. Kataeva  
Original-layout A.Yu. Odintsova  
Cover layout A.Yu. Savelieva

---

IPD IGG UB RAS № 104      Signed in print 30.10.2020      Format 60 × 84½      Offset print  
Cond. print. sh. 18,25      Found.-publ. sh. 18,25      Circulation 120      Price 990 rub. 00 kopecks      Order \_\_\_\_\_

---

Institute of Geology and Geochemistry UB RAS

15 Acad. Vonsovsky st., Ekaterinburg, 620016

Printed from the ready-made original layout in typography  
OOO Universal Printing House “Alpha Print”  
2Ж Automation Lane, Ekaterinburg, 620049  
Тел.: 8 (800) 300-16-00  
[www.alfaprint24.ru](http://www.alfaprint24.ru)