

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

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

ЛИТОСФЕРА

Том 21 № 6 2021 Ноябрь–Декабрь

Основан в 2001 году
Выходит 6 раз в год

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

LITHOSPHERE (Russia)

Volume 21 No. 6 2021 November–December

Founded in 2001
Issued 6 times a year

Литосфера, 2021. Том 21, № 6

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

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

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

Главные редакторы С.Л. Вотяков

Заместитель главного редактора В.В. Мурзин

Ответственный секретарь Г.А. Мизенс

ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

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

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

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

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

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

© Институт геологии и геохимии УрО РАН
© Авторы статей

Lithosphere (Russia), 2021. Volume 21, No. 6

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 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, Syktывkar, 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 Selmann (Natural History Museum, London, Great Britain); Efim S. Kontar' (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); Vladimir Kutcherov (Royal Institute of Technology, Department of Energy, Stockholm, Sweden); Mikhail G. Leonov (Geological Institute, RAS, Moscow, Russia); Petr S. Martyshko (Institute of Geophysics, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Valerii V. Maslennikov (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Andrei V. Maslov (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Fancong Meng (Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, China); Viktor M. Necheukhin (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Viktor N. Puchkov (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Sergei D. Sokolov (Geological Institute, RAS, Moscow, Russia); Rafael H. Sungatullin (Kazan Federal University, Institute of Geology and Petroleum Technologies, Kazan, Russia); Valerii N. Udachin (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Richard Herrington (Natural History Museum, London, Great Britain); Il'ya I. Chaikovskii (Mining Institute, UB of RAS, Perm, Russia); Richard Ernst (Department of Earth Sciences, Carleton University, Ottawa, Canada); Viktor L. Yakovlev (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia)

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

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

© Institute of Geology and Geochemistry
© Authors of articles

СОДЕРЖАНИЕ

Том 21, № 6, 2021

Особенности морфоструктуры новейшего орогена Тянь-Шаня <i>М. Г. Леонов, Е. С. Пржиялговский, А. К. Рыбин, Г. Г. Щелочков</i>	747
Геодинамические условия вулканизма и колчеданообразования в Магнитогорской мегазоне в позднеэмско-раннеэфельское время <i>А. М. Косарев, В. Н. Пучков, И. Б. Серавкин, Г. Т. Шафигуллина</i>	775
Проявление позднефаменского события Dasberg в области перехода от шельфа к батии (разрезы Пай-Хоя) <i>Д. А. Груздев, Д. Б. Соболев, А. Н. Плотицын, А. В. Журавлев</i>	805
Изотопно-геохимическая характеристика венлокских карбонатных и терригенно-карбонатных отложений Приполярного Урала и южной части гряды Чернышева <i>Д. Н. Шеболкин</i>	829
U-Pb возраст цирконов из комплекса параллельных даек в блоке офиолитов в структуре Ревдинского массива Платиноносного пояса Урала <i>С. В. Берзин, В. С. Червяковский</i>	849
Лавсонитовые эклогиты и метасоматиты Утарбаевской ассоциации максютовского комплекса <i>А. И. Русин, А. А. Зворыгина, П. М. Вализер</i>	867
Новые U-Pb изотопные данные для циркона из риолита Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал) <i>М. Е. Притчин, Е. И. Сорока, В. Н. Пучков</i>	884
Стистаиты Южного Урала <i>В. Г. Кориневский, В. А. Котляров, С. В. Колисниченко, Д. А. Артемьев</i>	894
Геохимическая неоднородность кристаллов полихронных реликтовых цирконов из реститогенных ультрамафитов Шаманского массива (Восточное Забайкалье) <i>Ф. П. Леснов, Н. С. Медведев, В. Н. Королюк</i>	912
Авторский указатель за 2021 г.	931

Вниманию читателей

Оформить подписку журнала на 1-е полугодие 2022 года можно во всех отделениях Почты России (подписной индекс издания в Общероссийском каталоге "Почта России" – ПР857)

Contents

Volume 21, No. 6, 2021

Features of the Tien Shan newest orogen morphostructure <i>M. G. Leonov, E. S. Przhivalgovskii, A. K. Rybin, G. G. Shchelochkov</i>	747
Geodynamic conditions of massive sulfide formation in the Magnitogorsk megazone <i>A. M. Kosarev, V. N. Puchkov, I. B. Seravkin, G. T. Shafgullina</i>	775
Manifestation of the Late Famennian Dasberg Event in the shelf-batial transition (Pai-Khoi sequences) <i>D. A. Gruzdev, D. B. Sobolev, A. N. Plotitsyn, A. V. Zhuravlev</i>	805
Isotope-geochemical characteristics of Wenlock carbonate and terrigenous-carbonate deposits of the Subpolar Urals and the southern part of the Chernyshev ridge <i>D. N. Shebolkin</i>	829
U-Pb zircon age of a sheeted dike complex in ophiolites in the structure of the Revdinsky massif, Ural Platinum Belt <i>S. V. Berzin, V. S. Chervyakovsky</i>	849
Lawsonite eclogites and metasomatites of the Utarbaev Association of the Maksyutov complex <i>A. I. Rusin, A. A. Zvorygina, P. M. Valizer</i>	867
Novel U-Pb isotopic zircon data on the rhyolite of the Saf'yanovskoe Cu-Zn deposit (Middle Urals) <i>M. E. Prytchin, E. I. Soroka, V. N. Puchkov</i>	884
Stistaites of the South Urals <i>V. G. Korinevsky, V. A. Kotlyarov, S. V. Kolisnichenko, D. A. Artemiev</i>	894
Geochemical heterogeneity of polychronous relict zircons from restitogenic ultramafic rocks of the Shaman massif (Eastern Transbaikalia region) <i>F. P. Lesnov, N. S. Medvedev, V. N. Korolyuk</i>	912
Author's Index for 2021	934

Subscription

The current and preceding issues of the Journal can be ordered at
15 Akad. Vonsovsky st., A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ekaterinburg 620110, Russia.
Tel.: (343) 287-90-45, Tel./fax: (343) 287-90-12. E-mail: lithosphere@igg.uran.ru

Особенности морфоструктуры новейшего орогена Тянь-Шаня

М. Г. Леонов¹, Е. С. Пржиялговский¹, А. К. Рыбин², Г. Г. Щелочков²

¹Геологический институт РАН, 109180, г. Москва, Пыжевский пер., 7, e-mail: mgleonov@yandex.ru

²Научная станция Российской академии наук в Бишкеке, Кыргызстан, Бишкек-49, 720049

Поступила в редакцию 26.02.2021 г., принята к печати 10.08.2021 г.

Объект исследований. Понятие “морфоструктура” подразумевает наличие коррелятивной связи между формами рельефа сегментов земной коры и их структурно-вещественным наполнением. В статье приведено описание геологических ансамблей Тянь-Шаньского орогена, тектоническая структура и современный рельеф которых отличаются по своим параметрам от генерального морфоструктурного плана и которые, следовательно, относятся к категории морфоструктурных аномалий. **Материалы и методы.** Приведенные в статье данные получены в процессе полевого структурно-геологического и морфоструктурного изучения ключевых сегментов Тянь-Шаньского орогена, а также анализа материалов предшествующих исследований, включая результаты геофизических зондирования земной коры и геодезического мониторинга относительных современных движений реперов на поверхности. **Результаты.** В статье продемонстрировано, что на фоне генеральной линейно-волновой морфоструктуры Тянь-Шаньского орогена выделяются участки, рельеф и тектоническая структура которых не согласуются с генеральным тектоническим планом горного сооружения. В пределах рассмотренного региона выделены и описаны разные типы морфоструктурных аномалий, отражающих специфику эволюции и геотектонического положения отдельных объемов верхнекоровых комплексов пород: зоны концентрированной деформации и тектонического сшивания; центрально-симметричные структуры, сформированные на месте палеоатоллов; неотектонические протрузии гранитного фундамента; трансрегиональная зона Таласо-Ферганского разлома. **Заключение.** Формирование морфоструктурных аномалий связано с наличием нетривиальных геодинамических обстановок, действующих на фоне общего для Тянь-Шаня тектонического режима. Современная морфоструктура Тянь-Шаня есть результат интерференции различных геодинамических режимов и обстановок: режима, общего для всей территории орогена, и частных режимов, проявляющихся спорадически и нашедших отражение в современном рельефе.

Ключевые слова: морфоструктуры, внутриконтинентальный ороген, альпийская активизация, тектоническое течение, зоны концентрированной деформации, самоблокирующаяся субдукция, Таласо-Ферганский разлом, Тянь-Шань

Источник финансирования

Работа выполнена по теме госзадания № 0135-2019-0047 ФГБУН Геологического института РАН; данные магнитотеллурического зондирования получены в рамках темы госзадания № 0155-2019-0001 ФГБУН Научной станции РАН в г. Бишкеке

Features of the Tien Shan newest orogen morphostructure

Mikhail G. Leonov¹, Evgeny S. Przhiyalgovskii¹, Anatoly K. Rybin²,
Gennady G. Shchelochkov²

¹Geological Institute (GIN) RAS, 7 Pyzhevsky line, Moscow 119017, Russia, e-mail: mgleonov@yandex.ru

²Research Station (RS) RAS in Bishkek, Bishkek 720049, Kyrgyzstan

Received 26.02.2021, accepted 10.08.2021

Research subject. The concept of morphostructure implies the presence of a relationship between the relief forms of segments of the Earth's crust and their structural and material content. This article describes the geological ensembles of the Tien Shan orogen, the tectonic structure and modern relief of which differ in their parameters from the general morphostructural plan and which, therefore, belong to the category of morphostructural anomalies. **Materials and methods.** The data presented in the article were obtained in the course of field structural-geological and morphostructural study of key segments of the Tien Shan orogen, as well as an analysis of materials from previous research, including the results of geophysical sounding of the Earth's crust and geodesical monitoring of relative modern movements of reference points on the surface. **Results.** The article demonstrates that, against the background of the general linear-wave morphostructure of the Tien

Для цитирования: Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Рыбин А.К., Щелочков Г.Г. (2021) Особенности морфоструктуры новейшего орогена Тянь-Шаня. *Литосфера*, 21(6), 747–774. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-6-747-774>

For citation: Leonov M.G., Przhiyalgovskii E.S., Rybin A.K., Shchelochkov G.G. (2021) Features of the Tien Shan newest orogen morphostructure. *Lithosphere (Russia)*, 21(6), 747–774. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-6-747-774>

© М.Г. Леонов, Е.С. Пржиялговский, А.К. Рыбин, Г.Г. Щелочков, 2021

Shan orogen, there are areas whose relief and tectonic structure do not agree with the general tectonic plan of the mountain. Within the considered region, different types of morphostructural anomalies are identified and described, reflecting the specifics of the evolution and geotectonic position of individual volumes of upper-crust rock complexes: zones of concentrated deformation and tectonic joining; centrally symmetric structures formed on the site of paleoatolls; neotectonic protrusions of the granite basement; trans-regional zone of the Talas-Ferghana Fault and other structures. *Conclusion.* The formation of morphostructural anomalies is associated with the presence of non-trivial geodynamic environments operating against the background of the tectonic regime common to the Tien Shan. The modern morphostructure of the Tien Shan is the result of interference between various geodynamic regimes and settings: a regime common to the entire territory of the orogen and particular regimes that manifest themselves sporadically and are reflected in the modern relief.

Keywords: *morphostructures, intracontinental orogen, Alpine activation, tectonic flow, zones of concentrated deformation, self-closing subduction, Talas-Fergana fault, Tien Shan*

Funding information

The work was carried out on the subject of the State assignment No. 0135-2019-0047 of the Geological Institute of the Russian Academy of Sciences; the data of magnetotelluric sounding were obtained within the framework of the theme of the State assignment No. 0155-2019-0001 of the Research Station of the Russian Academy of Sciences in Bishkek

ВВЕДЕНИЕ

Изучение морфоструктурных неоднородностей земной коры – одно из актуальных направлений геологии (Адаменко, 1971; Ласточкин, 1976; Герасимов, 1986; Уфимцев и др., 2009; Макаров и др., 2012), разработка которого, кроме научного, имеет и прикладное значение, содействуя оценке минерагенического потенциала и геологических рисков (Утиров, 2000; Дельво и др., 2001; Джечкураева, 2003; Максумова, Джечкураева, 2003; Геодинамика..., 2009; Проблемы..., 2014).

Морфоструктуры (от греч. *морφή* – форма и лат. *structure* – строение), согласно известным определениям (Герасимов, 1946; Герасимов, Мещеряков, 1967; Борисевич, 1970; Геологический словарь..., 1973; Толковый словарь..., 2002), – это крупные формы рельефа земной поверхности, обязанные своим происхождением взаимодействию экзогенного и эндогенного факторов при доминировании последнего. Понятие подразумевает наличие коррелятивной связи между формой рельефа характерных сегментов земной коры и их структурно-вещественным наполнением. Однако при выделении морфоструктур речь обычно идет об их внешнем морфологическом выражении – поднятие, впадина, синклиналь, антиклиналь и т. д. без расшифровки инфраструктуры выделяемого объекта. Примеры совокупного рассмотрения форм рельефа и внутренней его тектонической структуры единичны, например (Миколайчук и др., 2003; Пржиялговский, Лаврушина, 2017).

Взаимосвязь рельефа и тектонической структуры наиболее выразительна в пределах горных стран, в частности на Тянь-Шане (рис. 1), который образует центральный и западный сегменты палеозойского Центрально-Азиатского подвижного пояса, преобразованного во внутриконтинентальный ороген в процессе альпийского тектогенеза (Шульц, 1973; Чедия, 1986; Макаров, 1990; Трифо-

нов и др., 2008; Уфимцев и др., 2009). Тянь-Шань представляет собой гигантское сводовое поднятие (Арган, 1935; Костенко, 1970; Макаров, 1990), сопряженное с равновеликими отрицательными морфоструктурами: Ферганской и Чу-Илийской впадинами на севере и Афгано-Таджикско-Алайской и Таримской впадинами на юге. Эти пикативные деформации большого радиуса кривизны (изгибы надрегионального масштаба) осложнены изгибами более высокого порядка – мегаскладками основания (Арган, 1935), которые представлены двумя главными типами структур регионального уровня: мегантиклиналями и мегасинклиналями (рис. 2).

И те, и другие имеют соответствующее выражение в рельефе: мегантиклиналям отвечают горные сооружения (хребты), сложенные породами палеозойского фундамента, мегасинклиналям – межгорные впадины, выполненные отложениями плитного и орогенного чехлов. Складчатые морфоструктуры вытянуты в широтном направлении в соответствии с простираем горно-складчатого сооружения и имеют ромбовидную или линзовидную форму и расположены кулисами. Складки сопряжены между собой посредством моноклиналей или флексурных перегибов, часто осложненных разломами (надвигами, взбросо-сдвигами). Генеральная архитектура мегасвода определяется совокупностью этих элементов, закономерно чередующихся в поперечном сечении орогена, и выдержанностью линзовидно-линейного рисунка на всем протяжении горного сооружения (Арган, 1935; Костенко, 1970; Иванова и др., 1973; Шульц, 1973; Макаров, 1990; Садыбакасов, 1990; Трифонов и др., 2008; Уфимцев и др., 2009).

Дифференциация Тянь-Шаня на обширные высокогорные области (сводовые поднятия) и разделяющие или ограничивающие их котловины (межгорные впадины) находит отражение в соответствующих этим областям структурах литосферного ранга, выявляемых геофизическими методами

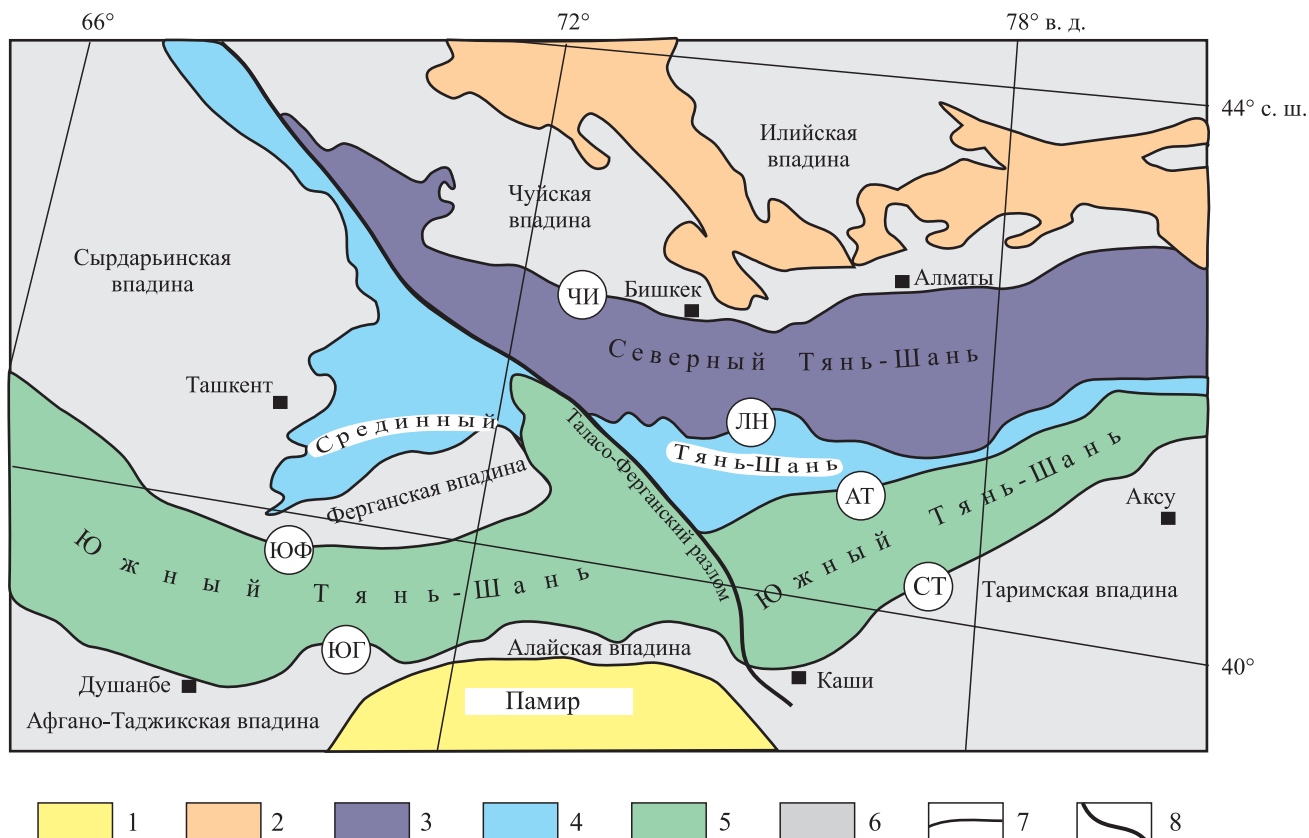


Рис. 1. Положение Тянь-Шаня в структуре Азии и его основные тектонические элементы (схема составлена с использованием представлений (Буртман, 2012; Алексеев и др., 2014)).

1 – структуры Памира; 2–4 – Казахстан-Тяньшаньский массив: 2 – с докембрийской континентальной корой, 3 – с докембрийско-каледонской континентальной корой (Северный Тянь-Шань), 4 – докембрийский микроконтинент и среднепалеозойская пассивная окраина Казахского континента (Срединный Тянь-Шань); 5 – герцинский покровно-складчатый пояс (Южный Тянь-Шань); 6 – эпиплатформенные и орогенные впадины, возникшие на коре Сырдарьинского, Казахского и Тарим-Туранского древних континентов; 7 – граничные тектонические швы: ЧИ – Чуйско-Илийский; ЛН – Линия Николаева; АТ – Атбаш-Иныльчекский; СТ – Северо-Таримский; ЮФ – Южно-Ферганский; ЮГ – Южно-Гиссарский; 8 – Таласо-Ферганский разлом.

Fig. 1. The position of the Tien Shan in the structure of Asia and its main tectonic elements (the scheme was drawn up using the concepts (Burtman, 2012; Alekseev et al., 2014)).

1 – structures of the Pamirs; 2–4 – Kazakhstan-Tien Shan massif: 2 – with Precambrian continental crust, 3 – with Precambrian-Caledonian continental crust (Northern Tien Shan), 4 – Precambrian microcontinent and Middle Paleozoic passive margin of the Kazakh continent (Middle Tien Shan); 5 – Hercynian nappe-fold belt (Southern Tien Shan); 6 – epiplatform and orogenic depressions that arose on the crust of the Syrdarya, Kazakh and Tarim-Turan ancient continents; 7 – boundary tectonic seams: ЧИ – Chu-Ili; ЛН – Nikolaev line; АТ – Atbashi-Inylchek; СТ – North-Tarim; ЮФ – South-Fergana; ЮГ – South-Gissar; 8 – Talas-Fergana fault.

(Юдахин, 1983; Погребной, Сабитова, 1989; Макаров, 1990; Roecker et al., 1993; Сабитова и др., 2006; Li et al., 2009; Molnar, Stoks, 2009). Областям современных поднятий соответствуют прогибы поверхности М и увеличение толщины нижнекорового слоя, под крупными впадинами фиксируются выступы разуплотненных пород подлитосферной мантии.

Формирование этих структур, как полагают, например (Макаров и др., 2012; Ребецкий, 2014), связано с проявлением адвективных или конвективных течений в подлитосферной мантии и обуслов-

ленным этими движениями перераспределением горных масс в наиболее пластичных горизонтах коры. Это, в свою очередь, является триггером для проявления вертикальных движений и формирования рельефа как поверхности фундамента, так и дневной поверхности. Общая тектоническая инфраструктура орогена при этом обладает в плане ячеисто-линзовидным строением с субширотным удлинением элементов.

Природа морфоструктурного облика Тянь-Шаня трактуется весьма различно (Чедия, 1986; Трифонов и др., 2008; Зубович, Мосиенко, 2009; Буслов и

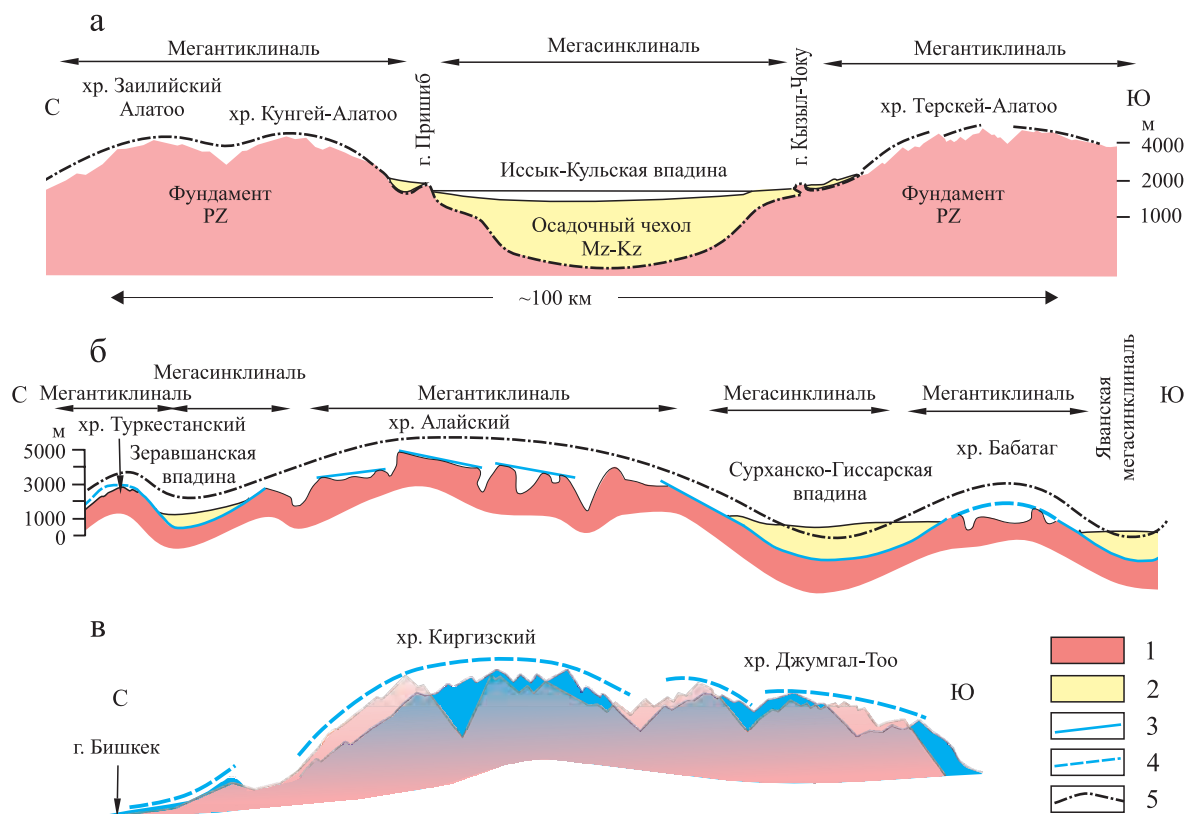


Рис. 2. Мегаскладки основания – основные морфоструктуры Тянь-Шаня, по (Юдахин, 1983; Уфимцев и др., 2009) (а), по (Костенко, 1970) (б), по (Уфимцев и др., 2009) (в), с изменениями.

1 – палеозойский фундамент; 2 – орогенные впадины; 3 – фрагменты поверхности выравнивания; 4 – реконструированная поверхность выравнивания; 5 – виртуальная линия, очерчивающая основные морфоструктуры.

Fig. 2. Megafolds of the base – the main morphostructures of the Tien Shan, after (Yudakhin, 1983; Ufimtsev et al., 2009) (a), after (Kostenko, 1970) (b), after (Ufimtsev et al., 2009) (v), with changes.

1 – Paleozoic basement; 2 – orogenic depressions; 3 – fragments of the alignment surface; 4 – reconstructed alignment surface; 5 – virtual line outlining the main morphostructures.

др., 2011; Буртман, 2012; Delvaux et al., 2013; Алексеев и др., 2014, Леонов и др., 2017; Бискэ, 2018). Анализировать этот вопрос в данной работе необходимости нет, однако отметим, что практически во всех вариантах решения причиной корового морфогенеза считаются тектоно-термальные процессы, происходящие в литосфере и подлитосферной мантии в результате взаимодействия Евразийской и Индостанской плит. Наиболее обстоятельно этот вопрос рассмотрен в работе (Delvaux et al., 2013), однако обсуждение его не входит в задачу данной публикации.

Линейно-волновая архитектура горного сооружения осложнена серией морфоструктурных ансамблей меньшего размера и глубинности, которые расположены неравномерно и иногда, в силу особенностей формирования или необычных структурно-реологических свойств геологических объектов, являются уникальными. В результате инфраструктура и рельеф подобных объектов отлича-

ются от окружающего фона и, следовательно, согласно устоявшейся терминологии (Толковый словарь..., 2002), они представляют собой морфоструктурные аномалии.

Морфоструктурные аномалии являются существенным элементом архитектуры Тянь-Шаня, однако этот аспект формирования морфоструктурного облика региона практически не освещен в геологической литературе, и данная работа в некоторой степени восполняет существующий пробел.

МОРФОСТРУКТУРНЫЕ АНОМАЛИИ

Зоны концентрированной деформации

Разрез Тянь-Шаньского орогена включает в себя два структурных этажа: палеозойский складчато-метаморфический фундамент и мезозойско-кайнозойский плитно-орогенный осадочный чехол, разделенные поверхностью углового (до 90°) и страти-

графического несогласия. В конце палеозоя – начале мезозоя на месте покровно-складчатой области была выработана поверхность выравнивания, которая подверглась пликативной деформации, зафиксированной в мощностях чехольных отложений и упомянутых выше мегантиклинальных и мегасинклинальных изгибах поверхности. Инициация изгибных деформаций на разных участках Тянь-Шаня происходила в различное время, но практически на всей рассматриваемой территории резко активизируется в середине олигоцена при смене плитного режима орогенным. В результате формируется линейно-волновая архитектура горного сооружения, линейность которой подчеркнута наличием протяженных структур, известных как зоны концентрированной деформации.

Зоны концентрированной деформации, известные также как структуры цветка, или пальмового дерева (Sanderson, Marching, 1984; Sylvester, 1988; Alvarez, Maurin, 1991; McCourt, Wilson, 1992; Колодяжный, 1993; Cunningham et al., 1996; Морозов, 2002; Леонов, 2008), являются одним из тектонических элементов Тянь-Шаня (рис. 3) (Коньгин и

др., 1988; Леонов, 1996; Миколайчук и др., 1996; Миколойчук, 2003; Морозов, Талицкий, 2006; Бачманов и др., 2008; Морозов и др., 2014; Леонов и др., 2018, 2020; Пржиалговский и др., 2020; Пржиалговский, Лаврушина, 2020), представляя собой узкие и протяженные зоны интенсивно дислоцированных пород, ограниченные разломами со сдвиговой и взбросо-сдвиговой кинематикой. Они характеризуются кулисно-линзовидным строением, более интенсивной, чем соседствующие участки коры, тектонизацией горных пород, крутым веерообразным залеганием слоев и структурных элементов, пятнистым низкотермобарическим динамометаморфизмом. Зонам концентрированной деформации не свойственны синтетектонические проявления вулканизма, в их пределах отсутствуют породы офиолитовой ассоциации и высокотермобарические метаморфиты.

Во избежание недопонимания подчеркнем, что не следует отождествлять зоны концентрированной деформации с разломами (см. рис. 1, 2). Зоны концентрированной деформации образуют трехмерные “тела”, которые возникают на месте само-

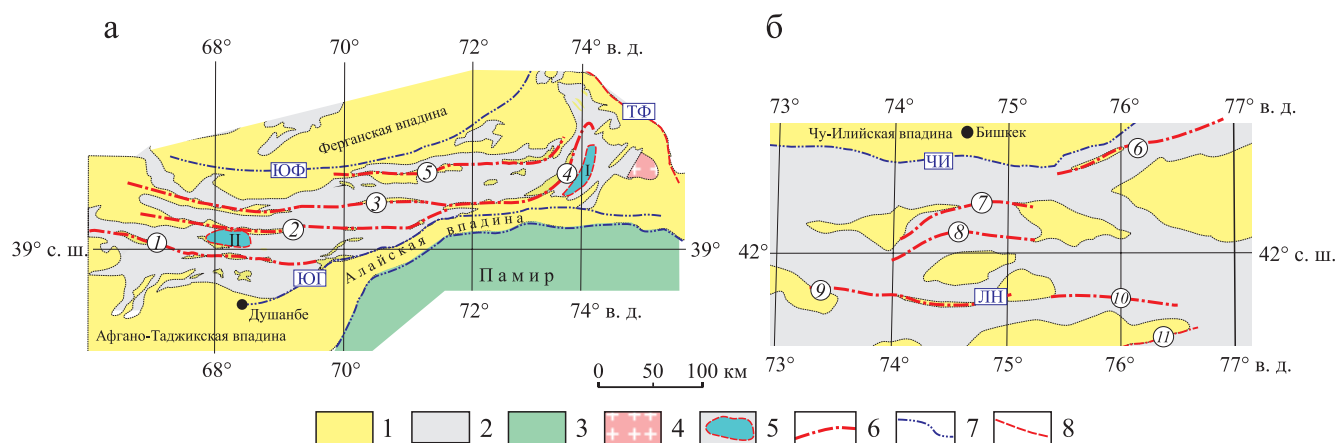


Рис. 3. Внутригорные впадины, зоны концентрированной деформации Тянь-Шаня и положение Ганза-Чимтаргинского и Сугутского массивов в структуре Гиссаро-Алая.

а – западный сегмент, б – фрагмент восточного сегмента (с использованием данных (Бачманов и др., 2008)).
1 – мезозойско-кайнозойские впадины; 2 – палеозойский фундамент; 3 – структуры Памира; 4 – Сулутерекский массив; 5 – центрально-симметричные структуры: I – Сугутский массив, II – Ганза-Чимтаргинский массив; 6 – зоны концентрированной деформации (цифры в кружках), западный сегмент: 1 – Каракуль-Зиддинская, 2 – Зеравшанская, 3 – Нуратау-Курганакская, 4 – Кулгеджелинская, 5 – Предгорий Алайского хребта; восточный сегмент: 6 – Чон-Кеминская, 7 – Каракольская, 8 – Узунбулак-Ойкаинская, 9 – Минкуш-Кокомеренская, 10 – Тессык-Сарыбулвская, 11 – Байбичетово; 7 – главные граничные разломы: ЮФ – Южно-Ферганский, ЮГ – Южно-Гиссарский, ЧИ – Чу-Илийский, ЛН – Линия Николаева; 8 – Таласо-Ферганский разлом (ТФ).

Fig. 3. Intra-mountain depressions and zones of concentrated deformation of the Tien Shan and the position of the Ganza-Chimtarga and Sugut massifs in the structure of the Gissar-Alai.

а – western segment, б – a fragment of the eastern segment (using data from (Bachmanov et al., 2008)).
1 – Mesozoic-Cenozoic depressions; 2 – Paleozoic basement; 3 – structures of the Pamirs; 4 – Suluterek massif; 5 – centrally symmetric structures: I – Sugut massif, II – Ganza-Chimtarga massif; 6 – zones of concentrated deformation (numbers in circles), western segment: 1 – the Karakul-Ziddy zone, 2 – Zeravshan zone, 3 – Nuratau-Kurganak zone, 4 – Kulgedzhelin zone, 5 – Foothills zone of the Alai ridge; eastern segment: 6 – Chon-Kemins zone, 7 – Karakol zone, 8 – Uzunbulak-Oiki zone, 9 – Minkush-Kokomeren zone, 10 – Tesyk-Sarybulvk zone, 11 – Baybitchetoo zone; 7 – main boundary faults: ЮФ – South Fergana, ЮГ – South Gissar, ЧИ – Chu-Iliyskiy, ЛН – Nikolaev's Line; 8 – Talas-Fergana fault (TF).

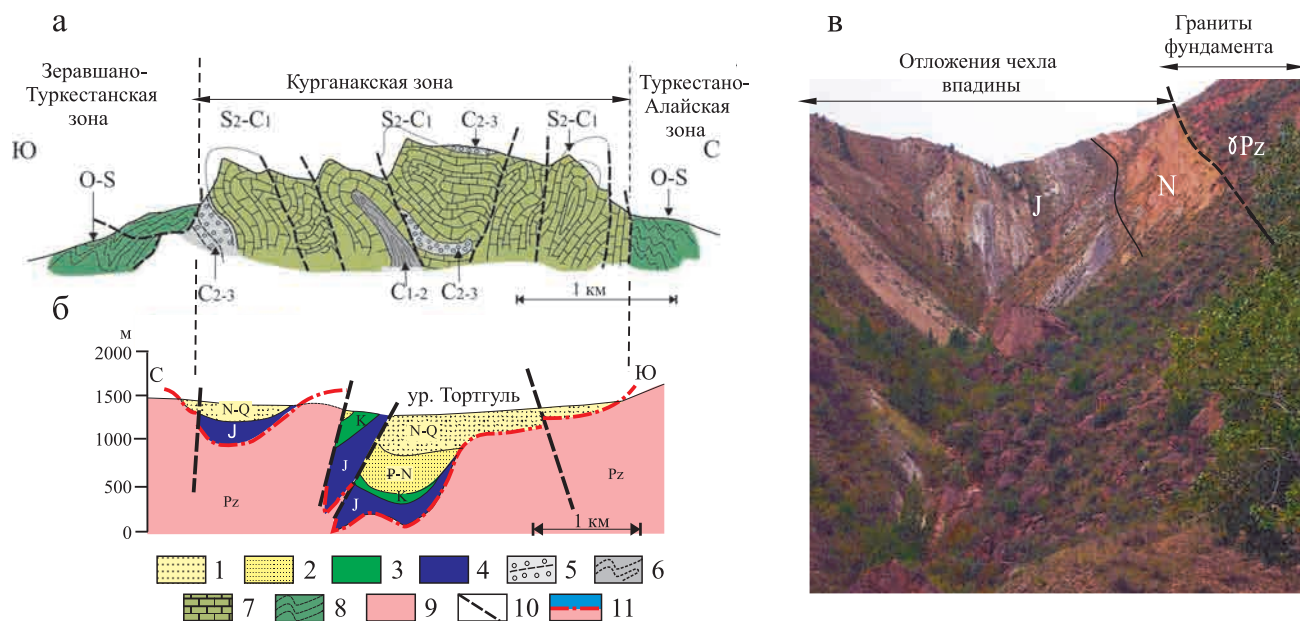


Рис. 4. Примеры строения зон концентрированной деформации.

а – антиклинальный тип (Курганакская зона); б, в – синклиальный тип: б – Шахристан-Ляйлякская впадина, по (Несмеянов, Бархатов, 1978), в – Минкуш-Кокомеренская зона.

1–4 – отложения внутригорных впадин: 1 – верхний неоген-квартер, 2 – палеоген-нижний неоген, 3 – мел, 4 – юра; 5–9 – породы палеозойского фундамента: 5 – средний-верхний карбон, 6 – нижний-средний карбон, 7 – верхний силур-нижний карбон, 8 – ордовик-силур, 9 – палеозой нерасчлененный; 10 – разломы; 11 – поверхность выравнивания (поверхность фундамента).

Fig. 4. Examples of the structure of zones of concentrated deformation.

а – anticlinal type (Kurganak zone); б, в – synclinal type: б – Shakhristan-Lyaylyak depression, after (Nesmeyanov, Barkhatov, 1978), в – Minkush-Kokomeren zone.

1–4 – deposits of intramontane depressions: 1 – Upper Neogene-Quaternary, 2 – Paleogene-Lower Neogene, 3 – Cretaceous, 4 – Jurassic; 5–9 – rocks of the Paleozoic basement: 5 – Middle-Upper Carboniferous, 6 – Lower-Middle Carboniferous, 7 – Upper Silurian-Lower Carboniferous, 8 – Ordovician-Silurian, 9 – undivided Paleozoic; 10 – faults; 11 – alignment surface (foundation surface).

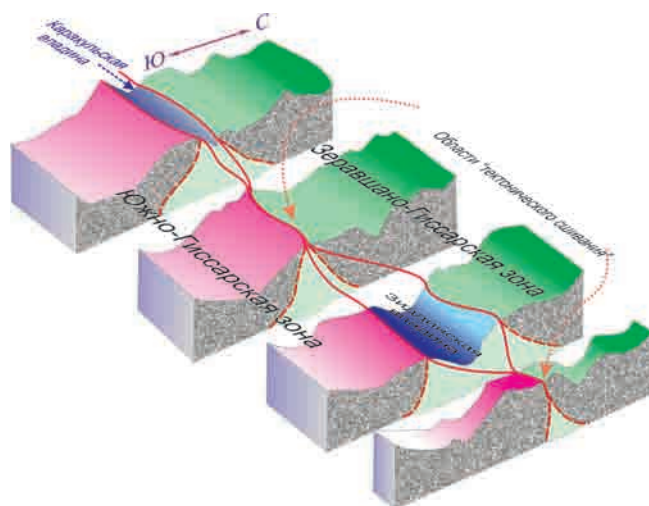


Рис. 5. Структуры тектонического сшивания в пределах Каракуль-Зиддинской зоны концентрированной деформации (западный сегмент Южного Тянь-Шаня).

Объяснения см. в тексте.

Fig. 5. Structures of tectonic cross-linking within the Karakul-Ziddy zone of concentrated deformation (western segment of the South Tien Shan).

Explanations see in the text.

стоятельных структурно-формационных провинций за счет структурно-вещественной переработки слагающих эти провинции породных комплексов. Зоны концентрированной деформации, за исключением участков тектонического сшивания, ограничены двумя краевыми разломами (рис. 4, 5). Разломы же представляют собой двухмерные плоскостные структуры, которые или рассекают единый блок земной коры или являются разделами между разными блоками. Разломы при приближении к дневной поверхности могут трансформироваться в структуры цветка (пальмового дерева), которые являются частным случаем зон концентрированной деформации.

В пределах зон концентрированной деформации наблюдается коррелятивная связь тектоники

и ее морфологического выражения как на уровне рельефа палеозойского основания, так и на уровне рельефа земной поверхности. В рельефе поверхности основания различаются синклинальные и антиклинальные тектонические структуры (см. рис. 4), представленные сжатыми, местами до изоклинальных, складками с субвертикальными осевыми плоскостями. Эти структуры осложнены дисгармоничными складками более высоких порядков. Порода рассланцованы и меланжированы, частично динамометаморфизованы, обладают структурными признаками сдвигового течения, (Коньгин и др., 1988; Морозов, Талицкий, 2006). Синклинальным изгибам поверхности фундамента в рельефе соответствуют линейно вытянутые четкообразные узкие отрицательные структуры (межгорные впадины), выполненные мезозойско-кайнозойскими чехольными отложениями и задавленные с бортов взброшенными (надвинутыми) породами фундамента (см. рис. 4). Антиклинальным перегибам отвечают цепочки вздыбленных скальных массивов, сложенных вертикально ориентированными пластами палеозойского фундамента или разобщенными ядрами каплевидных антиклиналей, выдавленных в верхние горизонты коры. Образуются морфоструктурные ансамбли, резко контрастирующие с широкими и относительно пологими мегаскладками основания, а также с общим обликом рельефа. В пределах зон концентрированной деформации антиклинального типа рельеф, в сравнении с фоновым, делается более высоким и контрастным, а в области синклинальных зон – напротив, более низким и сглаженным (см. рис. 4).

Как элементы современной морфоструктуры зоны концентрированной деформации возникли на этапе альпийской активизации, представляя собой области концентрации объемного сдвигового (в механическом смысле) течения пород фундамента и чехла эпигерцинской плиты и орогена Тянь-Шаня в условиях транстенсии (на плитном этапе) и транспрессии (на орогенном этапе) (Морозов, Талицкий, 2006; Морозов и др., 2014; Пржиялговский, Лаврушина, 2017, Пржиялговский и др., 2020)?

В восточном сегменте зоны концентрированной деформации возникли в альпийское время и не связаны – ни пространственно, ни генетически – с какими-либо более древними тектоническими формами и процессами. Деформация палеозойских пород в этих зонах и формирование соответствующих форм рельефа поверхности фундамента связаны с альпийской активизацией (Миколайчук и др., 2003; Морозов, Талицкий, 2006; Леонов, 2008; Морозов и др., 2014; Пржиялговский, Лаврушина, 2017, 2020). Исключением является Минкуш-Кокомеренская зона, которая пространственно наследует положение так называемой Линии Николаева, разделяющей палеозойские структуры Северного и Среднего Тянь-Шаня (Бачманов и др., 2008). Однако ин-

тенсивные проявления деформационного процесса здесь имели место не ранее плейстоцена. Протяженность зон концентрированной деформации в восточном сегменте от нескольких десятков до 100 км.

В пределах западного сегмента зоны концентрированной деформации имеют протяженность до 400–1000 км, и в большинстве случаев они маркируют границы крупных палеозойских структурно-формационных зон, определяющих продольную тектоническую палеоделимость этой части Центрально-Азиатского подвижного пояса. Антиклинальные морфоструктуры возникли на месте внутрибассейновых поднятий (карбонтаных банок и отmelей), а синклинальные наследуют участки прогибания, выполненные относительно глубоко-водными отложениями. В альпийское время, испытав активизацию и будучи дополнительно деформированы, и те, и другие становятся элементами современной морфоструктуры орогена.

Некоторые зоны концентрированной деформации западного сегмента, например Фан-Ягнобская зона, не наследуют каких-либо палеозойских структурных элементов, что позволяет сделать предположение об отсутствии их непосредственной генетической связи с палеозойскими структурами. Скорее, их заложение связано с наличием реологически ослабленных участков палеозойской коры на границе разнородных структурно-формационных элементов. Таким образом, зоны концентрированной деформации как элементы современной морфоструктуры возникли на этапе альпийской активизации, представляя собой области концентрации объемного сдвигового (в механическом смысле) течения (Морозов и др., 2014). Своеобразие этих морфоструктур выражено также в различном возрасте их заложения и степени унаследования от палеозойского этапа к западу и к востоку от Таласо-Ферганского разлома.

Структуры тектонического сшивания

Частным случаем морфоструктурной эволюции зон концентрированной деформации является формирование так называемых структур тектонического сшивания (Лукьянов, 1991), которые образуются в зонах конвергенции крупных структурно-формационных зон при схождении ограничивающих их разломов (надвигов, взбросо-сдвигов) (см. рис. 5).

При этом на поверхности образуется разломный шов, в глубине которого могут быть скрыты значительные объемы геологического пространства, как это наблюдается, например, в Каракуль-Зиддинской, Зеравшанской, Нуратау-Курганакской зонах Гиссаро-Алая (Леонов, 2008). Морфологически области тектонического сшивания (в том случае, если рельеф интенсивно расчленен) выглядят в плане как пунктирная цепь линзообразных впа-

дин, по простирацию отшнурованных друг от друга участками линейных поднятий (хребтов).

Зоны самоблокирующейся (замковой) субдукции

Пространственная приуроченность зон концентрированной деформации и структур тектонического сшивания к палеозойским морфоструктурным элементам указывает на возможную связь их возникновения с более глубинными явлениями, имевшими место в палеозойской истории региона. В отличие от многих других регионов в пределах Тянь-Шаня непосредственное изучение структуры и вещества коры возможно до глубин 4–6 км от поверхности Земли, что, наряду с использованием данных геофизических исследований, позволяет делать достаточно обоснованные реконструкции для горизонтов коры и литосферы, в настоящее время скрытых от прямого наблюдения. Это положение касается и описанных выше зон концентрированной деформации, которые пространственно соответствуют палеозойским безофиолитовым коллизионным швам Гиссаро-Алая (Леонов, 2008).

Начиная с кембрия–ордовика (более ранняя история региона весьма проблематична) Гиссаро-Алайский сегмент Туркестанского палеоокеана представлял собой достаточно единый бассейн, в котором происходило накопление терригенно-кремнисто-карбонатных отложений, прерываемое время от времени излияниями базальтов (Шванов, 1983; Мосаковский и др., 1993). Ложе бассейна было осложнено цепочками вулканов, образующих прерывистые поднятия. Положительные формы рельефа имели вулканический генезис. Формирование тектонического рельефа в пределах сегмента начинается на рубеже ранний/поздний силур – в условиях поперечного сжатия и сокращения пространства (Буртман, 1964, 2006, 2012; Куренков, 1983; Клишевич, Храмов, 1993; Мосаковский и др., 1993) возникает регулярная система поднятий и прогибов (Синицын, 1960; Шванов, 1983; Леонов, 2008).

Морфоструктурная дифференциация палеобассейна на систему поднятий и прогибов наиболее адекватное объяснение находит с позиций модели изгибной неустойчивости расслоенных сред, предложенной в (Лобковский, 1988), и происходит в результате дисгармоничной деформации коры: упруго-пластичной в габбро-базальтовом слое и вязко-пластичной – в ультрабазит-серпентинитовом (рис. 6). Образуются области оттока – им соответствуют отрицательные морфоструктуры (осадочные бассейны) – и области нагнетания – им соответствуют положительные морфоструктуры (авулканические подводные и островные гряды, карбонатные банки и мини-платформы). Зонам оттока соответствует билатеральное растекание глубин-

ных горных масс, зонам нагнетания – их встречное течение, смятие, тектоническое расслоение, вдавливание в нижние и выдавливание в верхние горизонты коры. Происходит тектоническое расслоение океанской литосферы, отслаивание осадочной оболочки от расположенного ниже корового слоя, зарождение дискретных зон внутрибассейновой конвергенции.

Поскольку в пределах Туркестанского палеоокеана, вероятно, не существовало единой зоны субдукции (Мосаковский и др., 1993), процесс поглощения коровых масс был рассредоточен и проявлялся на конвергентных границах крупных внутрибассейновых морфоструктурных элементов. В этих местах возникали “холодные” тектонические пробки, которые препятствовали проникновению в верхние горизонты фрагментов мафической океанической коры и продуктов магматизма. В результате были сформированы специфические зоны малоглубинной “самоблокирующейся” (замковой) субдукции (англ. *self-closing subduction*) (Леонов, 1996), поверхностным выражением которых являются морфоструктуры типа коллизионных швов, зон концентрированной деформации, зон тектонического сшивания. Этим поверхностным линейным морфоструктурам соответствуют линейные, узкие (15–20 км) и протяженные зоны флексуобразного и синформного изгиба поверхности М с относительно крутыми склонами, отмеченные в поле силы тяжести отрицательными аномалиями (Беккер и др., 1988). Совокупность этих глубинных и поверхностных ансамблей можно рассматривать как морфоструктурное выражение конвергенции, проявившейся как на этапе палеоокеанического развития (палеозой), так и в период новейшего орогенеза, когда коллизионные швы были трансформированы в морфологически выраженные зоны концентрированной деформации.

Центрально-симметричные морфоструктуры

В пределах Тянь-Шаня известны лишь единичные морфоструктуры этого типа. Наиболее выразительны Фанские горы и составляющий их центральную часть Ганза-Чимтаргинский массив, образующий в системе Зеравшанского хребта обособленный и своеобразный геологический ансамбль. Тектоническая структура Ганза-Чимтаргинского массива чрезвычайно своеобразна (рис. 7, 8) и представляет собой блюдцеобразную центрально-симметричную синформу, сформированную пакетом палеозойских отложений широкого стратиграфического диапазона – от ордовика до верхнего карбона включительно. Синформа образует овал ($\approx 30 \times 60$ км), длинная ось которого ориентирована в направлении ВЮВ–ЗСЗ, несколько косо по отношению к субширотному простираю хребтов Южного Тянь-Шаня.

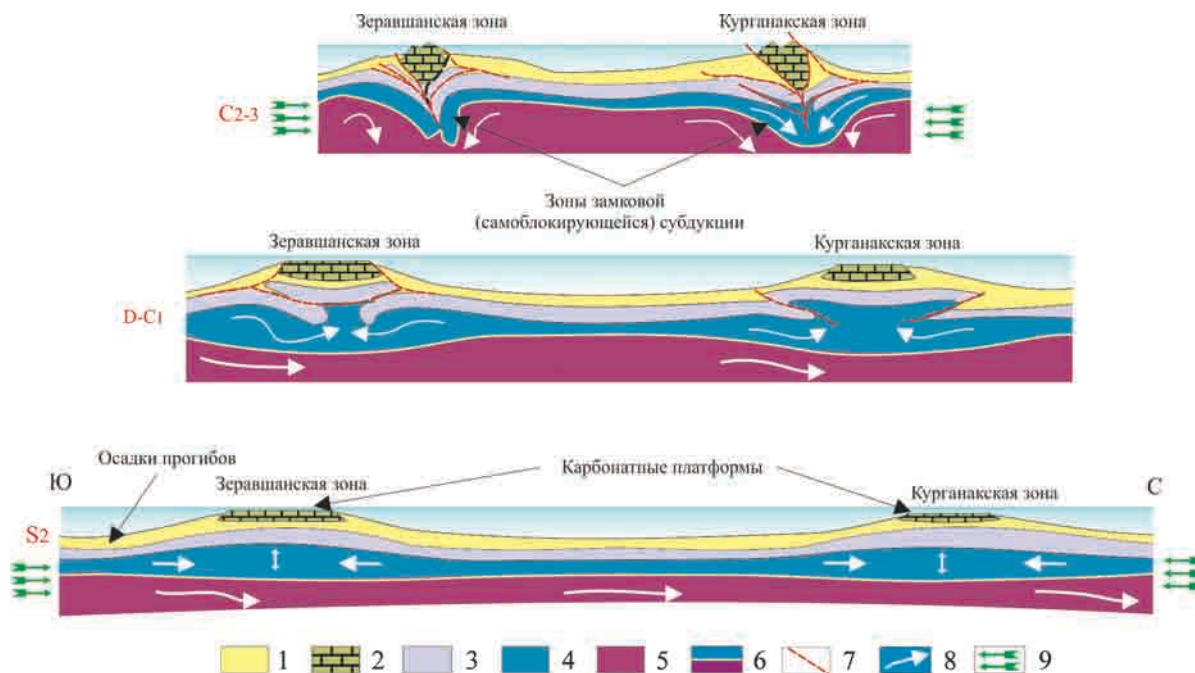


Рис. 6. Формирование зон самоблокирующей (замковой) субдукции (снизу вверх – последовательные этапы) в пределах Гиссаро-Алая. В основу геодинамической схемы положена модель изгибающей неустойчивости расслоенных сред Л.И. Лобковского (1988).

1 – осадочные отложения бассейнов (силур-карбон нерасчлененные), 2 – карбонатные отложения подводных отмелей (верхний силур-нижний карбон), 3 – упруго-пластичный габбро-базальтовый слой, 4 – пластичный ультрабазит-серпентинитовый слой, 5 – верхняя мантия, 6 – граница М, 7 – разломы, 8 – направления перемещения горных масс, 9 – ориентировка общего сжатия и сокращения пространства.

Fig. 6. Development of zones of self-blocking (lock) subduction (from bottom to top – consistent stages) within the Gissar-Alai. The geodynamic scheme is based on the model of bending instability of stratified substances by L.I. Lobkovsky (1988).

1 – sedimentary deposits of the basins (Silurian-Carboniferous, undivided), 2 – carbonate deposits of submarine shoals (Upper Silurian-Lower Carboniferous), 3 – elastic-plastic gabbro-basalt layer, 4 – plastic ultrabasic-serpentinite layer, 5 – upper mantle, 6 – Moho boundary, 7 – faults, 8 – direction of movement of rock masses, 9 – orientation of general compression and area's reduction.

Синформа имеет сложное строение и сформирована кольцевой системой многочисленных чешуй, тектонических надвигов и малоамплитудных покровов. Тела покровов и чешуй сложены породами одного и того же типа разреза палеозойских отложений. Все линейно-плоскостные элементы: осевые плоскости складок, зоны расланцевания, плоскости надвигов, положение тектонических чешуй, плоскости напластования, ориентировка линейности и пр. находятся в соответствии очертаниями и синклинальной формой массива. Крутые поперечные разломы (сбросы, сдвиги) в пределах синформы единичны и имеют очень незначительную амплитуду.

Тектоническая структура и вещественное выполнение разреза во многом определяют морфологию горного массива и характерные детали его рельефа. Ганза-Чимтаргинский массив представляет собой горный узел с максимальными для региона

высотами (г. Ганза – 5306 м, г. Чимтарга – 5489 м). Орография массива дисгармонична по отношению к общей орографии Гиссаро-Алая, так же как его тектоническая структура, дисгармоничная к генеральной структуре региона.

В плане массив имеет форму овала. Вершинная поверхность образует пологий купол, слегка прогнутый в центральной части в соответствии с общей синклинальной формой массива и наложенный на общую линейную конфигурацию орографических элементов Гиссаро-Алая.

Склоны купола представлены системой ступеней – куэст, число которых в разных местах от трех до пяти-семи и более (рис. 9). Наличие такого рельефа обусловлено тектонической чешуйчатонадвиговой структурой массива с многократным чередованием компетентных известняков и доломитов силура-девона и менее компетентных зеленых сланцев ордовика-нижнего силура и

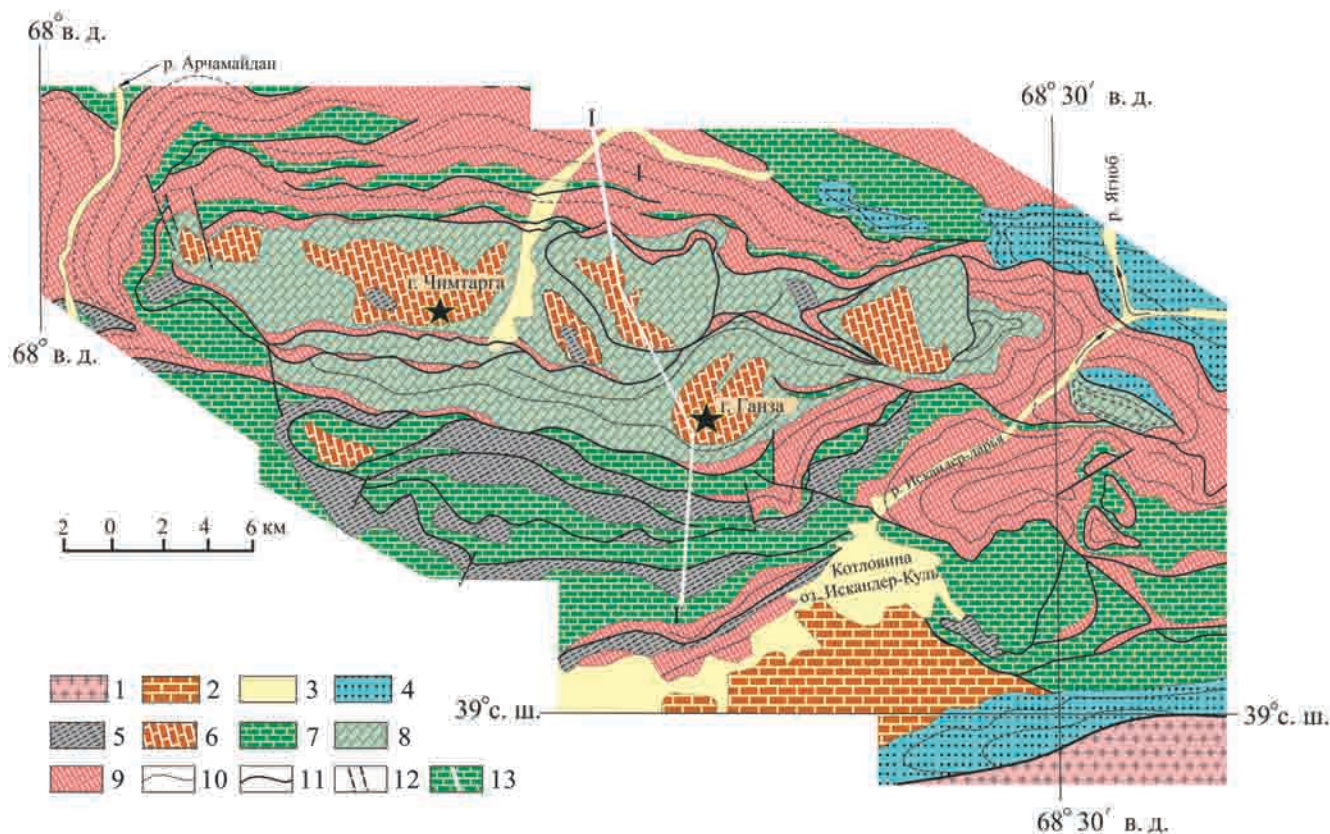


Рис. 7. Схематическая структурно-геологическая карта центральной части Фанских гор.

1 – Гиссарская структурно-формационная зона; 2 – Хазрет-Дукдонская структурно-формационная зона; 3 – четвертичные отложения; 4 – мезозойско-кайнозойские отложения; 5–9 – палеозойские комплексы Фанских гор (Ягнобская структурно-формационная зона): 5 – пушневатская свита (D_2-C_1), 6 – нижне-средне(?) девонские мраморизованные известняки, 7 – преимущественно рифогенные известняки и доломиты лудловского подотдела верхнего силура (сокращенный тип разреза), 8 – отложения лудловского подотдела верхнего силура (полный тип разреза), 9 – зеленые сланцы Ягнобского комплекса ($O-S_{1n-w}$); 10 – структурные линии; 11 – пологие разрывы; 12 – поперечные сдвиги и сбросы; 13 – линия профиля на рис. 8.

Fig. 7. Structural-geological scheme of the central part of the Fan Mountains.

1 – Gissar structural-formational zone; 2 – Khazret-Dukdon structural-formational zone; 3 – Quaternary deposits; 4 – Mesozoic-Cenozoic deposits; 5–9 – Paleozoic complexes of the Fan Mountains (Yagnob structural-formational zone): 5 – Pushnevat suite (D_2-C_1), 6 – Lower-Middle(?) Devonian marbled limestones, 7 – predominantly reef limestones and dolomites of the Ludlov subdivision of the Upper Silurian (reduced type of section), 8 – deposits of the Ludlov subdivision of the Upper Silurian and marbled Lower-Middle Devonian (full type of the section), 9 – green shales of the Yagnob complex ($O-S_{1n-w}$); 10 – structural lines; 11 – gently sloping faults; 12 – transverse shears and normal faults; 13 – line of cross section (Fig. 8).

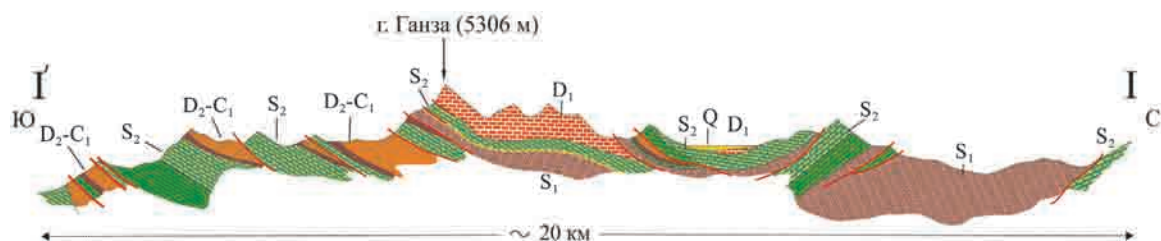


Рис. 8. Поперечный разрез через Ганза-Чимтаргинский массив.

Линия разреза на карте (см. рис. 7) указана ориентировочно. Условные обозначения – см. рис. 7.

Fig. 8. Cross section through the Ganza-Chimtarga massif.

The cut line on the map (see Fig. 7) is indicated roughly. Legend – see Fig. 7.

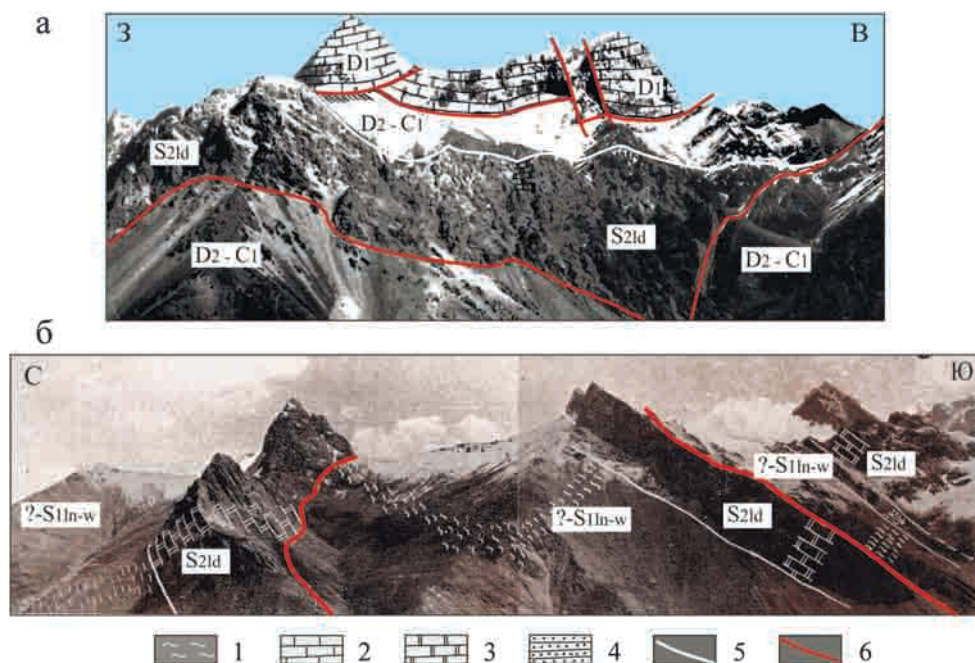


Рис. 9. Тектонические чешуи и ступенчато-куэстовый рельеф Ганза-Чимтаргинского массива.

а – южный склон (вид с юга), б – северный склон (вид с запада).

1 – зеленые сланцы Ягнобского комплекса, 2 – мраморизованные известняки, 3 – известняки и доломиты, 4 – кремнисто-терригенные отложения, 5 – стратиграфические границы, 6 – тектонические границы.

Fig. 9. Tectonic scales and stepped cuesta relief of the Ganza-Chimtarga massif.

а – southern slope (view from the south), б – northern slope (view from the west).

1 – green shales of Yagnob complex, 2 – marbled limestones, 3 – limestone and dolomites, 4 – siliceous-terrigenous deposits, 5 – stratigraphic limits, 6 – tectonic limits.

теригенно-кремнистых отложений девона–карбона. Чешуйчатая структура облегчает избирательную эрозию, и эти два фактора – тектонический и экзогенный – формируют чрезвычайно своеобразный рельеф Ганза-Чимтаргинского массива и Фанских гор. Рельеф массива – обращенный, так как он образует гигантскую синформу, наиболее прогнутые части которой проецируются в область наибольших высотных отметок массива, и вершинная поверхность является зеркальным отражением подошвы синформы.

Таким образом, совокупный облик геологического строения и морфологии указывает, что Ганза-Чимтаргинский массив является обособленной морфоструктурой, дисгармоничной по отношению к генеральному плану Тянь-Шаньского орогена. Этому же типу морфоструктур принадлежат Ягнобский (Зеравшанский хр.) и Сугутский (Восточно-Алайский хр.) массивы.

Ганза-Чимтаргинский массив и аналогичные морфоструктуры с момента зарождения и до новейшего этапа имели и имеют морфологическое выражение, будучи результатом длительной и сложной комбинации различных эндогенных и экзогенных геологических процессов (рис. 10) (Леонов, 2008; и др.).

В рифее–раннем палеозое в пределах ложа Туркестанского палеоокеана происходят лавовые извержения и начинается рост вулканических сооружений. С течением времени вершина вулканической постройки достигает поверхности океана. В какой-то момент извержения прекращаются (причины этого здесь не обсуждаются), на поверхности вулканической постройки начинается образование коралловых, брахиоподовых и водорослевых рифов. Их появление фиксирует начало продолжительного (порядка 80 млн лет) более или менее равномерного опускания кровли вулканической постройки, которое компенсируется накоплением более чем двухкилометровой толщи карбонатных рифовых отложений.

Перманентное опускание, как это следует из опыта изучения современных атоллов (Гэскэлл, 1963; Хесс, 1969), геологического строения и истории становления массива (Леонов, 1988, 2008) и данных моделирования (Краусс, 1973), связано с пластическим “расползанием” горных масс в условиях их гравитационной неустойчивости. Под действием вертикально направленных сил, обусловленных, с одной стороны, весом горного сооружения и, с другой стороны, выталкивающей архиме-

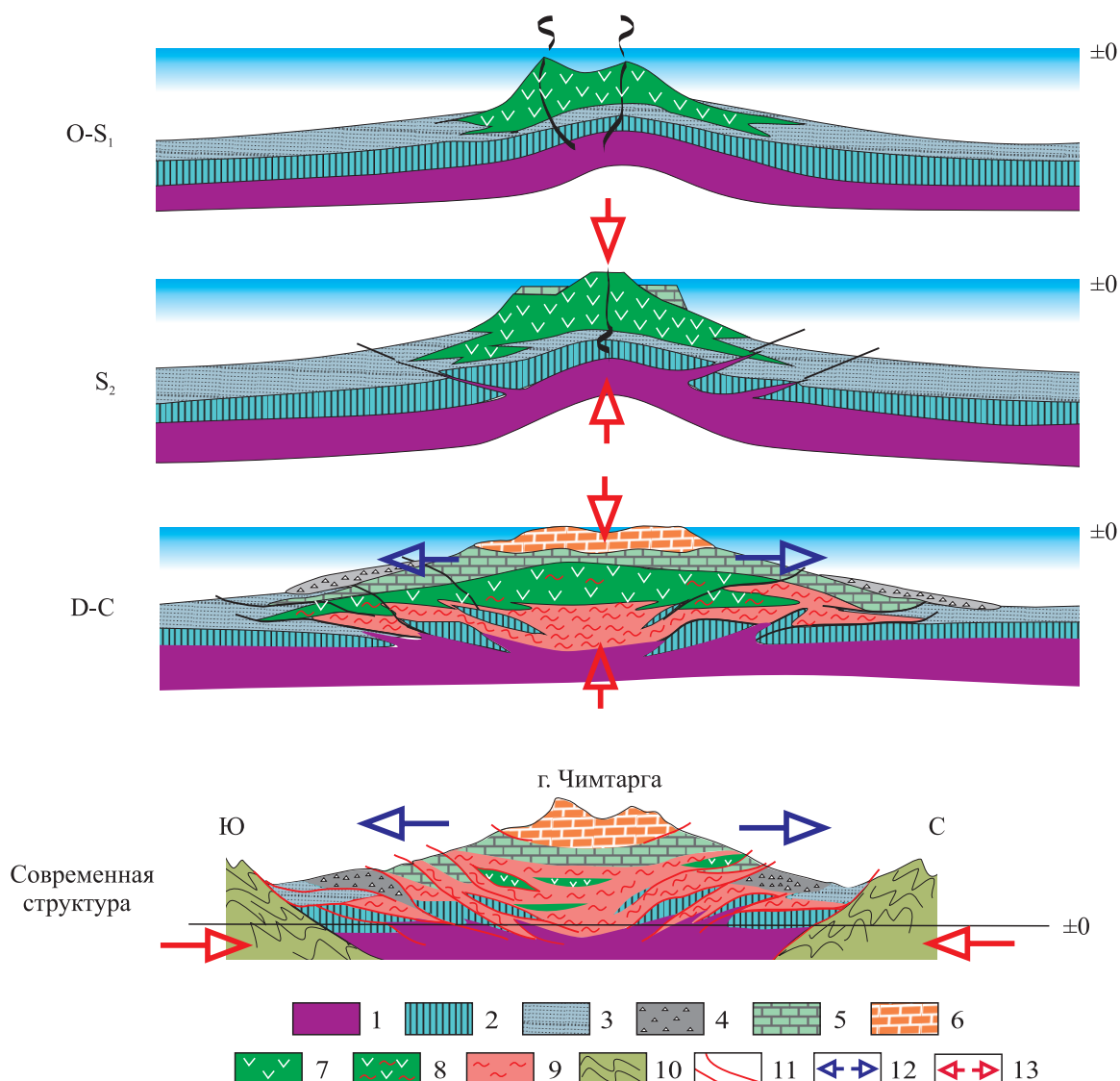


Рис. 10. Схема формирования морфоструктуры Ганза-Чимтаргинского массива.

1–3 – кора Туркестанского палеоокеана: 1 – 3-й слой (ультрабазитовый), 2 – 2-й слой (габбро-базальтовый), 3 – 1-й слой (осадочный); 4 – микститы; 5 – рифогенные известняки и доломиты (силур); 6 – рифогенные мраморизованные известняки и доломиты (девон); 7 – основные вулканиты (ордовик-нижний силур); 8 – основные вулканиты, частично в фации зеленых сланцев; 9 – зеленые сланцы по основным вулканитам и кремнисто-терригенным породам; 10 – палеозойские отложения обрамления массива; 11 – разломы; 12, 13 – направления: 12 – удлинения (растяжения), 13 – укорочения (сжатия).

Fig. 10. Scheme of the formation of the morphostructure of the Ganza-Chimtarga massif.

1–3 – crust of the Turkestan paleo-ocean: 1 – 3rd layer (ultrabasic), 2 – 2nd layer (gabbro-basalt), 3 – 1st layer (sedimentary); 4 – mixtites; 5 – reef limestones and dolomites (Silurian); 6 – reef marbled limestones and dolomites (Devonian); 7 – basic volcanics (Ordovician-Lower Silurian); 8 – basic volcanics, partly in the greenschist facies; 9 – greenschist rocks on basic volcanics and siliceous-terrigenous rocks; 10 – folded deposits of the sedimentary layer; 11 – faults; 12, 13 – directions: 12 – elongation (stretching), 13 – shortening (compression).

довой силой (ее существование следует из строения коры и принципа изостазии) происходят структурные преобразования горных пород и их плоскопараллельное пластическое течение. Происходит тектоническое расслоение массива, сопровождающееся значительным дифференциальным перемещением горных пород в субгоризонтальном на-

правлении. Замеры величины деформации показывают, что удлинение геологических тел (галеk в конгломератах, разорванных фрагментов пластов, минеральных зерен, колоний кораллитов) может достигать 200–300%, а местами до 1000% и более. Горизонтальное перераспределение горных пород в пределах вулканогенно-рифовых массивов

происходит в условиях катагенеза и относительно низкотемпературных зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма.

Проявление структурно-метаморфических процессов подчеркивает округлую блюдцеобразную форму этой морфоструктуры. “Расползание” горного массива приводит к медленному опусканию его кровли и постепенному наращиванию рифовой постройки. Нижние горизонты рифовых известняков и доломитов под действием веса вышележащих пород и вызванного этим вертикального утонения и латерального удлинения также испытывают пластическое течение. При погружении карбонатные породы в результате пластической деформации “перетекают” в более глубокие части бассейна и перекрываются там глубоководными отложениями. В центре же постройки в результате ее проседания продолжается рост рифа. В конечном счете формируется линзообразная двояковыпуклая внутренне расслоенная морфоструктура. В периоды общего сжатия и сокращения пространства (первый этап – средний-поздний карбон, второй этап – неоген-четвертичное время) происходит тектоническое выжимание “линзы” в верхние горизонты разреза, усложнение ее тектонической структуры, надвигание на соседствующие структурно-формационные элементы. На новейшем этапе осуществляется скульптурирование рельефа, а также возобновление центробежного пластического растекания породных масс, вызванного гравитационной неустойчивостью горного сооружения. Процесс расползания приводит к надвиганию палеозойских метаморфических сланцев на отложения мела–палеогена внутригорных впадин, а также к формированию современных тектоно-гравитационных микститов, маркирующих в Зеравшанской и Зиддинской впадинах северный и южный надвиговые фронты массива. К сходным аномальным центрально-симметричным структурам можно отнести также Сугутский массив Восточно-Алайской сигмиды (Коньгин, Леонов, 1985, 1987; Соловьев, 1990).

Морфоструктурное проявление тектоники гранитов

На территории Тянь-Шаня широко развиты граниты, входящие в состав палеозойского фундамента орогена. В частности, в пределах хребтов Терской-Алатоо, Сусамырского, Джумгалского, Гиссарского граниты занимают $\approx 60\text{--}80\%$ территории. Хребты соответствуют антиклинальным мегаскладкам основания, синклинальным складкам отвечают альпийские межгорные и внутригорные впадины. Хребты и впадины чередуются друг с другом, формируя современную морфоструктурный линейно-купольную морфоструктуру (Костенко, 1970; Шульц, 1973; Чедия, 1986; Макаров, 1990;

Уфимцев и др., 2009) (см. рис. 2). Формирование пликативной поверхности фундамента и чередование зон поднятия и опускания указывают на существование зависимости между реологией субстрата и тектоникой, допускающей объемное перераспределение пород в пространстве – отток из областей впадин и нагнетание в зоны поднятий (Миколайчук и др., 2003; Леонов и др., 2017, 2018).

Эта закономерная картина крупномасштабного рельефа поверхности фундамента местами нарушена формами более высокого порядка – куполами-антиклиналями и протрузивными телами с гранитным ядром (рис. 11) (Уфимцев и др., 2009; Леонов и др., 2018; Пржиялговский и др., 2018). В частности, эти структуры, образуют форберги в прибрежных частях Иссык-Кульской впадины и отчетливо выражены в рельефе в виде так называемых “островных гор”. Их размер составляет от нескольких сотен метров до 1–2 км. В плане они имеют форму овалов и линз с соотношением длин осей $1 : 1.5\text{--}1 : 10$, вытянутых в общем тянь-шаньском направлении, иногда несколько косо по отношению к генеральному структурному субширотному плану орогена.

В поперечном разрезе купола обычно асимметричны: наклон пологого крыла составляет $10\text{--}15^\circ$, крутого – $25\text{--}45^\circ$, редко до 60° , но наблюдаются и крутые наклоны поверхности фундамента вплоть до запрокинутого залегания. На пологих склонах отложения чехла залегают на гранитах стратиграфически, с корой выветривания в основании. Крутые контакты представлены или флексурными перегибами в сочетании с тектоническими срывами или малоамплитудными разломами и зонами тектонизации. Для гранитных тел протыкания характерна объемная дезинтеграция, выраженная в наличии большого числа разломов разной протяженности и кинематики, трещин, тектонических брекчий, катаклаза и рекристаллизации минеральных зерен.

Линейные дислокации организованы в решетчатую систему прямоугольных, ромбоэдрических, линзовидных или сфероидальных фрагментов (рис. 12). Деформации с той или иной степенью интенсивности проявлены практически по всему объему гранитных тел протыкания, создавая специфическую инфраструктуру гранитов. В разных блоках и доменах ориентировка систем трещин и полей напряжений может быть различна, что указывает на дифференциальную подвижность отдельных фрагментов в принципе единого геологического тела. Между фундаментом и осадочным чехлом наблюдается структурная дисгармония, возникающая на плитной и орогенной стадиях развития территории. Раздробленные, разрыхленные граниты в виде изолированных тел выведены на более высокий гипсометрический уровень, чем окружающие их отложения мел-палеогенового осадочного чехла, и создают в рельефе четко выраженные положительные

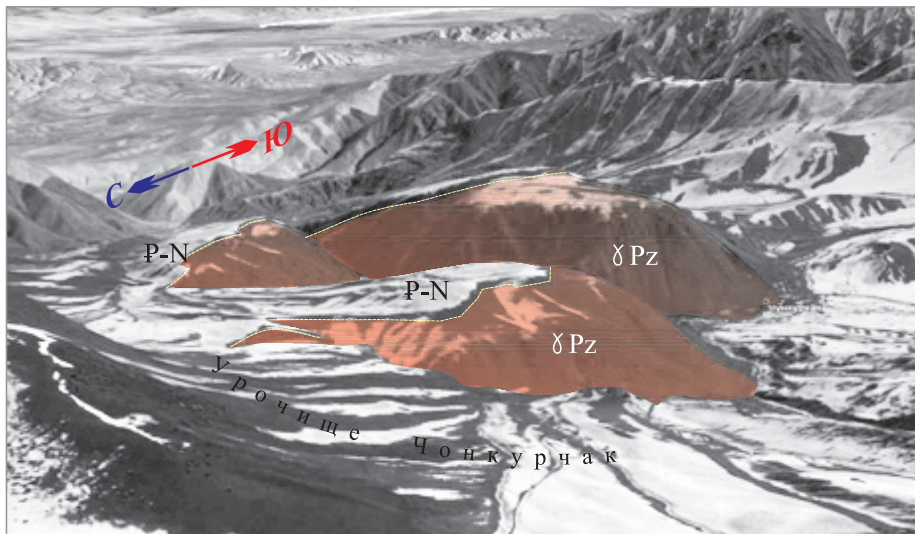


Рис. 11. Купол палеозойских гранитов в пределах мезозойско-кайнозойского прогиба. Урочище Чонкурчак (междуречье Аламедин–Ала–Арча).

Fig. 11. Paleozoic granite dome within the Mesozoic-Cenozoic trough. Chonkurchak locality (Alamedin–Ala–Archa interfluvium).



Рис. 12. Пример тектонической инфраструктуры гранитов (южный борт Кочкорской впадины).

Fig. 12. Example of tectonic infrastructure of granites (southern slope of the Kochkor depression).

формы; породы окружения слагают относительно пониженные участки рельефа. Таким образом, гранитные тела протыкания образуют морфоструктурные аномалии. Эксгумация гранитов происходила (Пржиялговский и др., 2017) уже после их вхождения в состав консолидированного слоя в несколько этапов. В новейшее время граниты воздымаются особенно активно и формируют положительные морфологические формы. Главными факторами, ответственными за эксгумацию гранитов на дневную поверхность, являются высокая объемная подвижность пород и действие механизма вязкостной инверсии (Леонов и др., 2018). Эти аномальные морфоструктуры зафиксированы и в геофизических полях (Пржиялговский, Лаврушина, 2017; Пржиялговский и др., 2018; Рыбин и др., 2018). Так, в пределах урочища Чонкурчак установлено наличие слоя повышенной электропроводности,

который идентифицирован, как массив катаклазированных гранитов (Рыбин и др., 2016).

Тела протыкания с гранитным ядром – купола и протрузии – одно из характерных явлений тектоники Тянь-Шаня, но при этом каждая из таких структур представляет собой морфологическую аномалию, нарушающую фоновую морфоструктуру региона (Леонов и др., 2018). Катаклазированные, раздробленные, разрыхленные граниты занимают более высокое гипсометрическое положение, чем окружающие породы, образуя так называемые “островные горы”.

Таласо-Ферганский разлом

При описании Фанских гор было подчеркнуто отсутствие сколько-нибудь значимых разломов (сбросов, сдвигов и пр.), поперечных к об-

щему простиранию Тянь-Шанских структур. Наличествуя непротяженные и малоамплитудные поперечные разломы, не нарушающие общего структурного плана горного сооружения. Эта особенность характерна и для Тянь-Шаня в целом, в чем легко убедиться, взглянув на геологические карты. Единственным дизъюнктивным нарушением, секущим структуры Тянь-Шаня, является Таласо-Ферганский разлом (в дальнейшем ТФР) – один из наиболее выразительных тектономорфологических элементов этого горного сооружения (рис. 13).

Дальнейшее описание зоны ТФР дано на основе анализа данных, содержащихся в (Огнев, 1954; Буртман, 1964, 2006, 2012; Верзилин, 1968; Макаров, 1990; Трифонов и др., 1990; Корженков, 1993; Бискэ, 1996; Корженков и др., 2007; Геодинамика..., 2009; Уфимцев и др., 2009; Батаев и др., 2012, 2013; Rolland et al., 2013; Vande et al., 2016; Алексеев и др., 2014, 2017; и др.) и наблюдений авторов статьи.

ТФР является правым сдвигом северо-западного – юго-восточного простирания с субвертикальной плоскостью сместителя. Разлом косо сечет Центрально-Азиатский подвижный пояс в пре-

делах Тянь-Шаня и примыкающих к нему структур (см. рис. 1, 2). На севере ТФР смыкается с Главным разломом Большого Каратау, по которому граничат структуры Каратау-Таласского и Срединно-Тяньшаньского сегментов. На юге ТФР кулисно надстраивается правым сдвигом западного Кунь-Луня, а также прослеживается под чехлом четвертичных отложений в западном Тариме, имея на юге продолжение в виде структур “пальмового дерева” в отложениях олигоцена и неогена. В генеральном плане ТФР имеет южное продолжение в виде кулисной системы правых сдвигов, отделяющих Таримский блок от складчатой области Памира (Шаче-Яндаманский, Момукский, Памиро-Каракорумский сдвиги) (Rolland et al., 2013).

Зона Каратаусского-Таласо-Ферганско-Западно-Таримского правого сдвига в совокупности имеет протяженность более 1500 км, являясь одним из крупнейших внутриконтинентальных разломов как сдвиговой системы Центральной Азии, так и в планетарном масштабе.

Существование правого сдвига вдоль зоны сочленения разнородных сегментов Тянь-Шаня и прилегающих к нему иных тектонических провинций (Памир, Тарим) фиксируется для палеозоя, мезо-

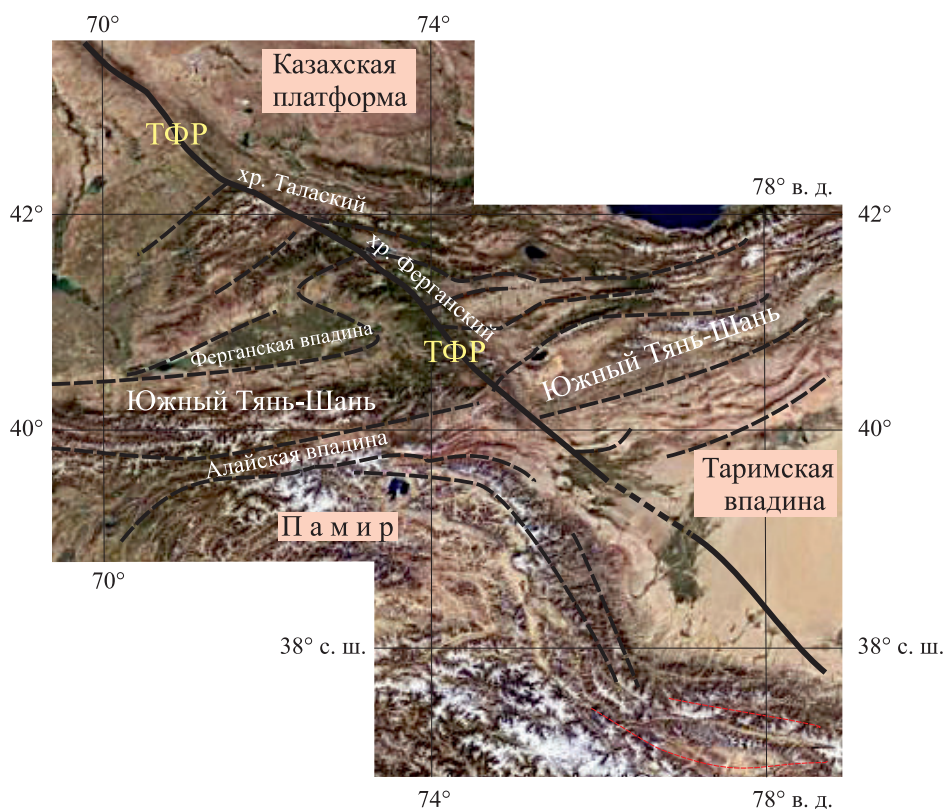


Рис. 13. Таласо-Ферганский разлом в структуре Центральной Азии. Трассирование ТФР, по (Bande et al., 2016) (основа – спутниковое изображение Google Earth Pro).

Fig. 13. Talas-Fergana fault in the structure of Central Asia. TFF position according to (Bande et al., 2016) (on Google Earth Pro space image).

зоя и кайнозоя, и новейшего этапа (Буртман, 1964, 2006; Трифонов и др., 1990, 2008; Корженков, 1993; Современная геодинамика..., 2005; Корженков и др., 2007; Уфимцев и др., 2009; Rolland et al., 2013; Алексеев и др., 2014, 2017; Bande et al., 2017). Согласно $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ определениям, документировано несколько деформационных эпизодов (Rolland et al., 2013): а) 312 ± 4 млн лет – инициальная праводвиговая транспрессия, синхронная позднекаменноугольным метаморфическим событиям Северного и Срединного Тянь-Шаня; б) 290–260 млн лет (пермь) – основная фаза правого сдвига по всей протяженности разлома; в) 240 и 210 млн лет (поздний–средний триас) – частичная перезагрузка изотопной системы в этом интервале, связанная, вероятно, со структурно-вещественной перестройкой фундамента в процессе становления эпипалеозойской платформы.

В пермо-триасовое время западное крыло разлома было перемещено на северо-запад относительно восточного крыла (правый сдвиг) на расстояние свыше 100 км. В юрское время вдоль отдельных участков разлома возникли грабены, в которых накапливались терригенные и угленосные отложения. Движения по разлому продолжаются и в настоящее время. Суммарная величина горизонтальных перемещений с позднего палеозоя до голоцена достигла 180 км, а с учетом пластической деформации крыльев разлома – 250 км. Вертикальные перемещения составляют несколько километров. Средняя скорость смещений в голоцене, по данным (Трифонов и др., 1990), составляла в Ферганском хребте от 5 мм/год на юго-востоке разлома до 7–15 мм/год в верховьях р. Чаткал. По направлению к северо-западу скорость уменьшается. Суммарный правый сдвиг по разлому за последние 0.7–1.8 млн лет равен 12–14 км. Зона разлома сейсмична, очаги землетрясений достигают глубины 50 км.

Зона ТФР четко выражена морфологически. Согласно (Уфимцев и др., 2009), разлом представляет собой основную разделительную линию в тектоническом рельефе горной области и приурочен к осевой линии цокольного поднятия, выраженного хребтами Большого Каратау, Таласским и Ферганским. Крылья разлома вздыблены навстречу друг другу (рис. 14), что указывает на встречное движение геоблоков, которое трансформируется в правосторонний сдвиг. Морфологические особенности рельефа и ансамбли неотектонических форм к западу и к востоку от линии разлома различны.

В северо-восточном крыле преимущественно проявлена сводово-глыбовая морфотектоника – чередование цепей поднятий (хребтов) и межгорных впадин с общим субширотным простираем. Неотектонические формы в пределах юго-западного крыла характеризуются структурами блокового торшения северо-восточного простираения, с перекосом блоков в сторону Ферганской впадины и их

погружением в западном направлении. Различия в морфотектонике западного и восточного крыльев ТФР особенно четко проявлены в рисунке речной сети (рис. 15) (Уфимцев и др., 2009). На северо-востоке от разлома плановый рисунок речной сети четко структурирован, и основные его элементы имеют билатеральную продольную симметрию.

Наблюдается центробежное распределение водотоков, рисунок которых позволяет реконструировать вытянутые в субширотном направлении овалы с дугообразными замыканиями на периклинальных окончаниях хребтов-сводов. Вблизи окончаний овалов, главным образом западных и юго-западных, происходит их сужение, сопряженное с правосторонними изгибами. Эти особенности являются признаками пликативной, сводовой природы водораздельных поднятий и объемной подвижности (текучести) горных масс. Форма и деформация овалов свидетельствуют об их согласованном развороте по часовой стрелке. Восточная часть Тянь-Шаня в морфоструктурном отношении это верхнекоровая брекчия (мегакатаклизит) – характерная форма сводово-глыбовых возрожденных орогенов (Уфимцев и др., 2009). На юго-западном крыле рисунок речной сети меняется при движении с северо-запада на юго-восток. В Чаткало-Кураминском районе рисунок близок по конфигурации к таковому северо-восточного блока (центробежные овалы). В части Ферганской впадины, прилегающей к ТФР, развиты центробежные полуовалы (структурные мысы), открытые к разлому, что свидетельствует о проявлении в четвертичное время глыбовой морфотектоники.

Таким образом, можно видеть, что зона ТФР представляет собой тектонический элемент, который выражен как структурно – в виде системы сдвигов и оперяющих разломов, так и морфологически – в виде системы хребтов, впадин и других сопутствующих форм рельефа, т. е. является обособленной морфоструктурой в прямом значении этого понятия. По своему размеру и геологической значимости зона ТФР находится в одном ряду с такими тектоническими линиями Тянь-Шаня, как Линия Николаева, Южно-Ферганский и Южно-Гиссарский разломы, зона Байбичетов и др. Но в отличие от перечисленных структур, имеющих продольное к оси складчатого сооружения положение, зона ТФР – единственная, которая расположена поперечно к простираению структур Тянь-Шаня, и в этом отношении она является морфоструктурной аномалией.

Зона ТФР находит отражение и в данных геофизических исследований. По данным спутниковой геодезии оценены величины современных движений. Показано (Зубович, Мосиенко, 2002, 2009; Современная геодинамика..., 2005; Зубович и др., 2007; Кузиков, Мухамедиев, 2010), что касательная к разлому компонента скорости в юго-западном

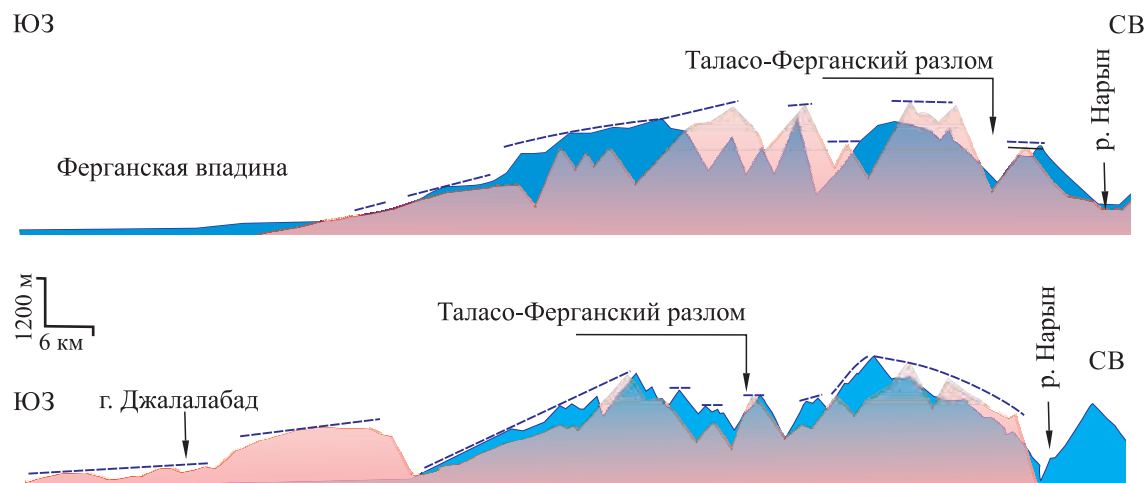


Рис. 14. Совмещенные морфологические профили вкост зоны Таласо-Ферганского разлома, по (Уфимцев и др., 2009), схематизовано.

Пунктирные линии – реконструированные участки доорогенной поверхности выравнивания.

Fig. 14. Combined morphological profiles across the Talas-Fergana fault zone, after (Ufimtsev et al., 2009), schematized.

The dashed lines are the reconstructed areas of the preorogenic alignment surface.

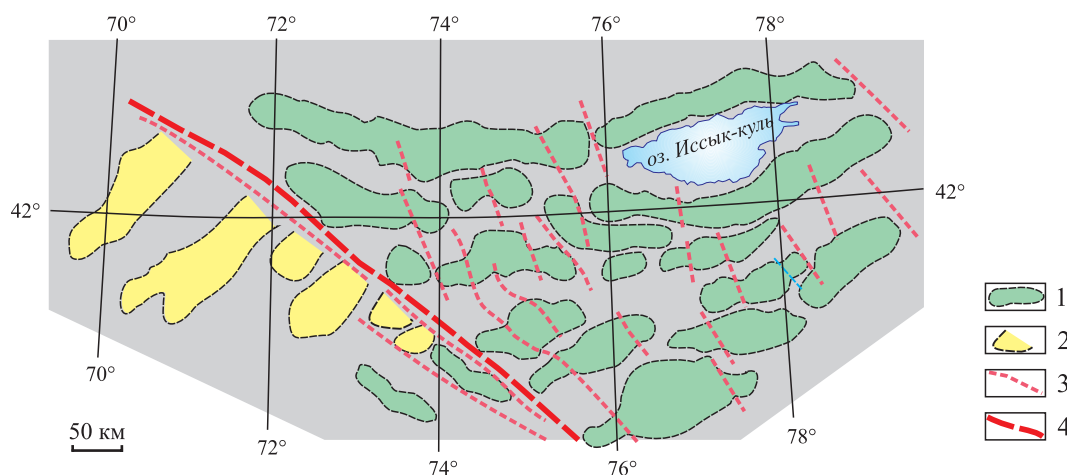


Рис. 15. Овалы с центробежным рисунком водотоков современной гидросети Тянь-Шаня, по (Уфимцев и др., 2009), схематизовано.

1 – овалы с центробежным рисунком водотоков, 2 – полуовалы гидросети, 3 – линии смещения овалов (линеаменты?), 4 – Таласо-Ферганский разлом.

Fig. 15. Oval areas with a centrifugal pattern of river's valleys of Tien Shan, after (Ufimtsev et al., 2009), schematized.

1 – ovals with a centrifugal pattern of valleys, 2 – semi-ovals of the hydraulic network, 3 – shearing lines of ovals (lineaments?), 4 – Talas-Fergana fault.

крыле разлома выше, чем в северо-восточном, что подтверждает правосторонний характер напряжений, деформаций и смещений в зоне разлома.

Величина смещений, которые рассредоточены в довольно широкой полосе, в среднем составляет ≈ 1 см/год, что значительно меньше величин, определенных по геологическим данным. Век-

торы скоростей к северо-востоку от разлома также имеют компоненты правостороннего сдвига, и правосторонние деформации и смещения проявляются в широкой полосе. Вдоль простирания ТФР выявлена тенденция движения реперов в северо-северо-западном направлении (рис. 16). Современных движений вдоль разрыва в пределах Чаткало-

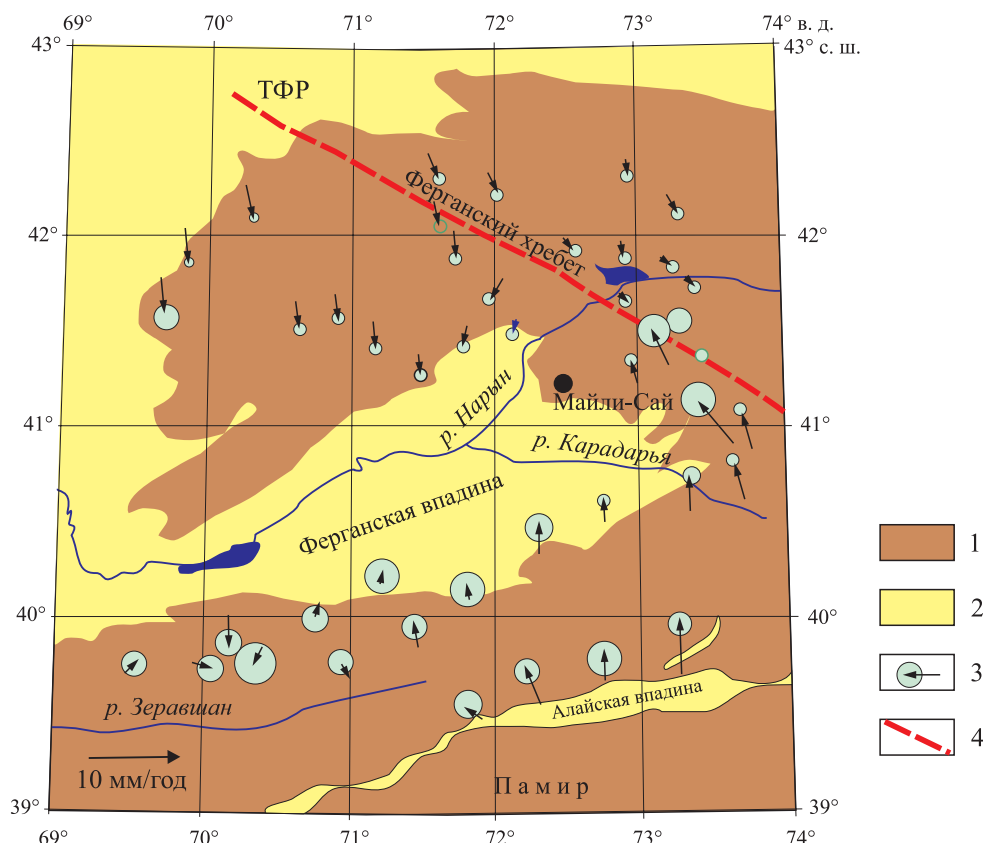


Рис. 16. Фрагмент карты векторов скоростей современных смещений реперов земной поверхности для территории Тянь-Шаня, по (Современная геодинамика..., 2005).

1 – горное сооружение; 2 – межгорные впадины; 3 – векторы скорости смещения, величина стрелок указывает значение скоростей в соответствии с масштабом в левом нижнем углу карты, размеры окружностей показывают доверительные области с точностью измерения 95%; 4 – Таласо-Ферагнский разлом.

Fig. 16. Fragment of the map of the velocity vectors of modern displacements of the earth's surface benchmarks for the Tien Shan, after (Modern Geodynamics..., 2005).

1 – mountain structure; 2 – intermontane depressions; 3 – displacement velocity vector, the size of the arrows indicates the value of the velocities in accordance with the scale in the lower left corner of the map, the sizes of the circles show confidence areas with a measurement accuracy of 95%; 4 – Talas-Feragha fault.

Кураминского сегмента, в отличие от существенных перемещений в голоцене, в настоящее время не зафиксировано. В юго-восточном направлении наблюдается постепенное увеличение скорости сдвига до 3 мм/год в противовес затухающему голоценовому правостороннему сдвигу западного сегмента Тянь-Шаня. Из чего следует, что восточное крыло ТФР (Центральный Тянь-Шань) отстаёт от западного.

Северная компонента скорости, рассчитанная относительно стабильной центральной части Евразии, по всему Тянь-Шаню убывает к северу, достигая разницы до 13–15 мм/год. Юго-западный сегмент Тянь-Шаня имеет западные склонения векторов скоростей с величинами 5–6 мм/год. К северо-западу от Чаткало-Кураминского блока происходит смена компоненты движения с северной на южную. В пределах восточного сегмента Тянь-Шаня

распределение горизонтальных компонент скорости организовано более сложно, чем на западе. Так, величины северной компоненты скорости выдержаны в направлении В–СВ. Восточная компонента скорости в районе меридиана 76° ВД испытывает смену склонений векторов скорости: к западу от этого меридиана она имеет западные склонения, а к востоку – восточные. Максимальные меридиональные укорочения до 6 мм/год наблюдаются в районе Иссык-Кульской впадины. Таким образом, данные космической геодезии указывают на определенное различие в проявлении современных горизонтальных движений в крыльях ТФР.

Методами магнитотеллурического зондирования (рис. 17) установлено различие характеристик коровой электропроводности восточнее и западнее ТФР (Рыбин, 2011; Матюков, Баталева, 2012; Баталев и др., 2013).

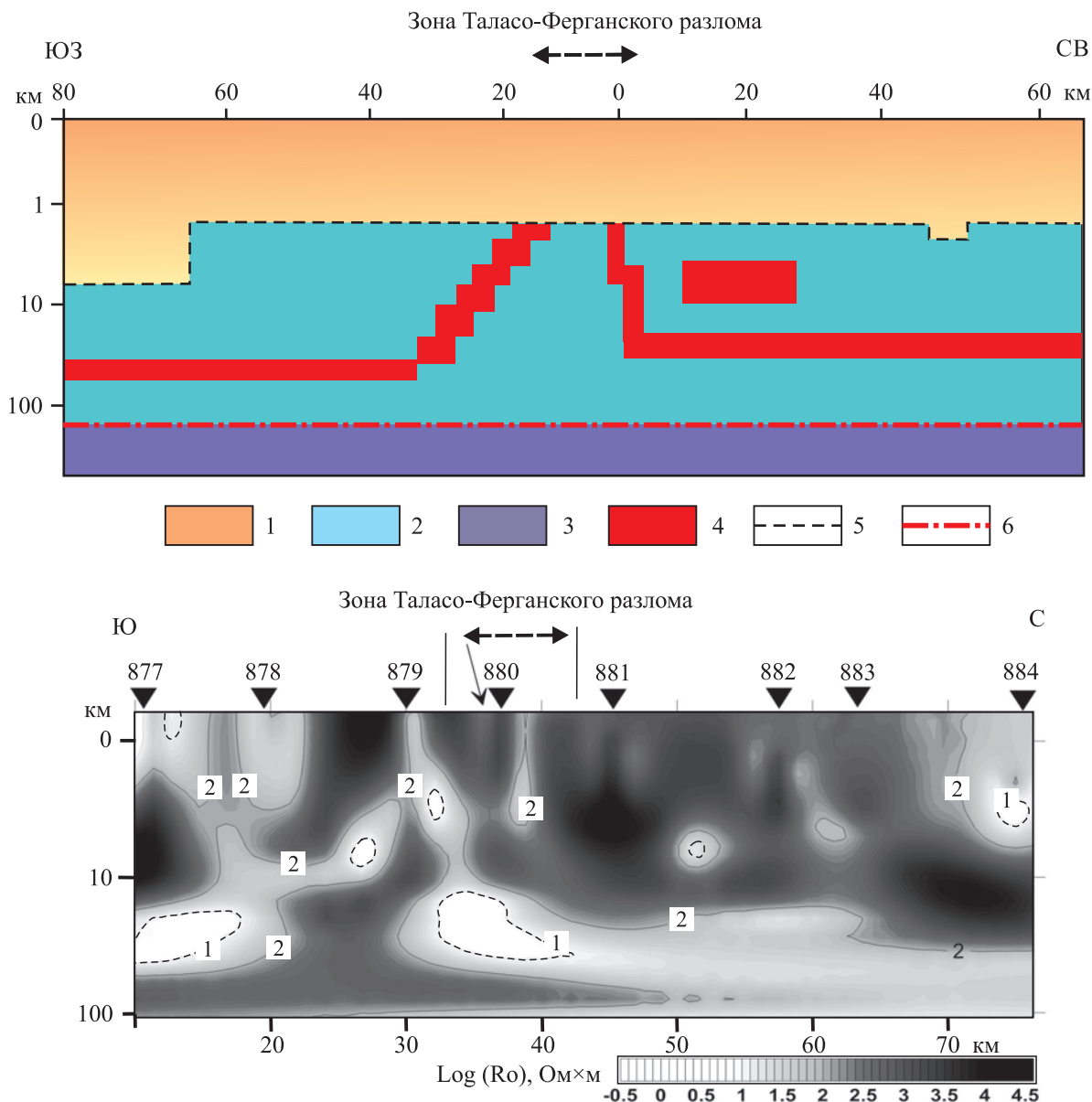


Рис. 17. Результаты 2D инверсии МТ-данных в поперечном сечении плоскости Таласо-Ферганского разлома.

1 – осадочный чехол, 2 – высокоомный фундамент, 3 – астеносфера, 4 – субвертикальные коровые проводники, 5 – граница чехла и фундамента, 6 – граница М.

Fig. 17. Results of 2D inversion of MT data in transverse section of Talas-Fergana fault plane.

1 – sediment cover, 2 – high-resistance basement, 3 – asthenosphere, 4 – sub-vertical conductive zones and crustal conductors, 5 – the cover-basement border, 6 – border M.

Различие заключается в изменении глубины залегания и суммарной продольной проводимости корового проводника. К востоку от ТФР кровля корового проводника залегает на глубинах около 20 км, к западу от ТФР глубина залегания кровли составляет 35–40 км. Продольная проводимость корового проводящего слоя соответственно около 2000 См к востоку и около 400 См к западу от зоны ТФР.

Данные по коровой электропроводности западнее ТФР подтверждены результатами 2D инверсии МТ и МВ данных по профилю “TIPAGE”. Зона ТФР в поперечном разрезе земной коры представлена высокоомным ядром, распространяющимся вдоль ТФР и разделяющим восточную и западную части корового проводника. Высокоомное ядро аномалии ТФР ограничено с востока собственно телом ТФР, а с запада – наклонной частью

корового проводника, имеющего форму листрического разлома. В региональном плане конфигурация и наклон коровых проводящих объектов свидетельствуют о вращении Ферганского блока западнее ТФР и пододвигании Тарима под Тянь-Шань к востоку от ТФР.

Расчеты глубинных геотерм с привлечением петрофизических данных по литосферной мантии для района ТФР указывают на более значительный прогрев Ферганского блока по отношению к Нарынской и Токтогульской впадинам (Шварцман, 1986, 1991).

О различном физическом состоянии земных недр к западу и к востоку от линии ТФР свидетельствуют данные сейсмических и сейсмологических исследований, в том числе с использованием методов сейсмической томографии (Погребной, Сабитова, 1989; Roecker et al., 1993; Сабитова и др., 2006; Земная кора..., 2006; Li et al., 2009; Багманова, 2014).

Верхняя мантия к западу от ТФР (под Ферганской впадиной и ее горным обрамлением) более высокоскоростная, чем к востоку от ТФР. К западу от ТФР наблюдается относительно равномерное увеличение скорости с глубиной, достигающей 8.4–8.6 км/с. К востоку от ТФР в нижней коре и верхней мантии фиксируется чередование областей с аномально высокими ($V_p = 8.4$ км/с) и аномально низкими ($V_p = 7.8$ –8.1 км/с) скоростями. Разделенный субвертикальными границами. Тянь-Шанский блок делится ТФР на две части и по распределению в них скоростей Р- и S-волн в переходном слое кора-мантия (50–65 км). На этих глубинах скорости Р- и S-волн к востоку от ТФР ниже (7.0–7.2 и 4.4 км/с), чем к западу от него (7.8–8.0 и 4.7 км/с).

Глубины залегания поверхности Мохо и их градиенты довольно отчетливо следуют простиранию области разлома, хотя и не показывают наличия жестко детерминированной разломной линии.

В нижнекоровом слое (35–50 км) скоростное строение также различается к западу и к востоку от ТФР. К востоку от ТФР низкие скорости ($V_p = 6.0$ –6.3 км/с) развиты под горными хребтами. В южной части восточного крыла ТФР на глубинах 25–35 км присутствует узкая субпараллельная разлому полоса аномально низких скоростей продольных волн ($V_p = 5.4$ –6.0 км/с). К западу от ТФР (за исключением Алайской зоны) области аномально низких скоростей практически отсутствуют. В среднекоровом интервале глубин (25–35 км) скорости Р-волн к западу от ТФР выше таковых к востоку от него. Таким образом, к западу и к востоку от ТФР земные недра, по-видимому, находятся в различном агрегатном и реологическом (вещество + структура) состоянии. Различно к западу и к востоку от ТФР распространение и положение волноводов: к востоку от разлома волноводы широко развиты на глубинах

25–50 и 50–65 км, на западе волноводы практически отсутствуют.

Данные сейсмологии позволяют проследить положение зоны ТФР и на больших глубинах (рис. 18). Виртуальная область раздела между восточным и западным сегментами, на поверхности отвечающая зоне ТФР, находит выражение в распределении аномалий скоростей Р-волн до глубин порядка 130 км. С нарастанием глубины рисунок распределения объемов с различными скоростями меняется. Раздел между западным и восточным сегментами становится менее четким и на глубинах 230 км и глубже не фиксируется.

На разных глубинных срезах наблюдается несоответствие пространственного расположения аномалий и их плавно закругленные формы. Аномалии имеют трехмерную амебообразную конфигурацию. Обращает на себя внимание и пространственная перемежаемость объемов вещества с различными характеристиками скоростей сейсмических волн. Такая картина практически полностью исключает разломные границы между разноскоростными объемами и может быть, судя по конфигурации, объяснена трехмерной перемежаемостью плоских латеральных потоков и объемов с турбулентным течением вещества.

ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛА

Итак, в пределах рассматриваемого отрезка Тянь-Шаньский ороген представляет собой гигантский мегасвод, осложненный перегибами более высокого порядка: мегантиклиналями и мегасинклиналями, которые имеют соответствующее орографическое выражение. Общая морфоструктура мегасвода определяется чередованием этих элементов в поперечном сечении орогена и закономерным линзовидно-линейным их расположением.

На фоне этой генеральной линейно-волновой морфоструктуры выделяются участки, рельеф и тектоническая структура которых не согласуются с генеральным тектоническим планом горного сооружения. Эти участки соответствуют индивидуализированным, спорадически проявляющимся морфоструктурным ансамблям, которые, согласно современной понятийно-терминологической классификации (Герасимов, 1967; Адаменко, 1971; Ласточкин, 1976; Уфимцев и др., 2009; Макаров и др., 2012), могут быть отнесены к категории *морфоструктурных аномалий*. Морфоструктурные аномалии резко неоднородны в том, что касается времени их заложения, принадлежности к тому или иному глубинному уровню коры и литосферы, продолжительности существования и пр. Так, существуют морфоструктуры, заложившиеся на коре океанического типа, такие как центрально-симметричная синформа Ганза-Чимтаргинского массива или зоны самоблокирующейся субдукции. Возникнув на ран-

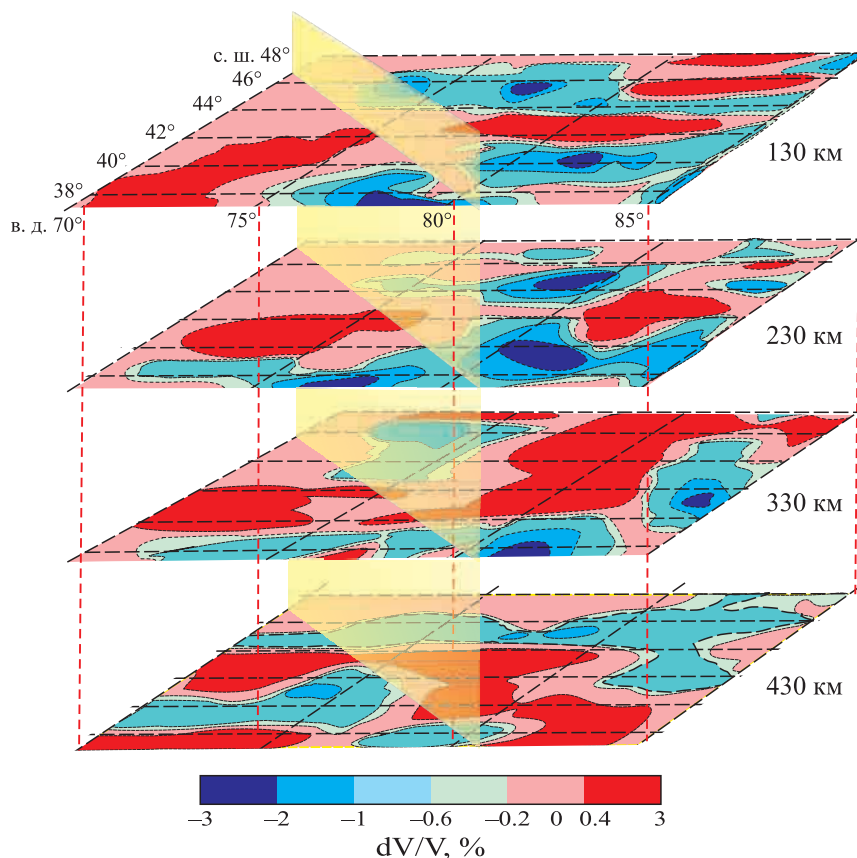


Рис. 18. Блок-диаграмма, отражающая распределение аномалий скоростей Р-волн по данным сейсмотомографии и проекция зоны Таласо-Ферганского сдвига на срезы разной глубинности литосферы, по (Тычков и др., 2006), с изменениями и дополнениями.

Fig. 18. Block-diagram showing the distribution of P-wave velocity anomalies according to seismic tomography data and the projection of the Talas-Fergana strike-slip zone onto levels of different depth of the lithosphere, after (Tychkov et al., 2006), with changes and additions.

них этапах существования подвижного пояса, эти морфоструктуры, испытав определенные трансформации, продолжают существовать в виде зон концентрированной деформации и на этапе формирования складчато-покровной области и на этапе современного орогенеза, т. е. являются “сквозными”. Другая категория морфоструктурных аномалий – “неоморфоструктуры”. К ним относятся зоны концентрированной деформации Киргизского сегмента Северного и Среднего Тянь-Шаня и гранитные купольно-протрузивные морфоструктуры. Эта разновидность аномальных морфоструктур возникла в мезозое–кайнозое на плитном и орогенном этапах, на консолидированной коре эпигерцинской платформы.

Формирование морфоструктурных аномалий связано с существованием нетривиальных геодинамических обстановок: гравитационной неустойчивостью горных масс (центрально-симметричные морфоструктуры), вязкостной инверсией

(гранитные протрузии), самоблокирующейся субдукцией (зоны концентрированной деформации) и специфических процессов: деформационным метаморфизмом, объемным катаклизмом, динамической рекристаллизацией, реидным течением горных масс (Соловьев, 1990; Колодяжный, 1993; Леонов, 2008). Эти обстановки и механизмы существуют и действуют на фоне общего для Тянь-Шаня геодинамического режима, создающего однотипный морфоструктурный облик всего горного сооружения. Геодинамическая природа этого режима неоднозначна: она связывается с механическим раздавливанием между Евразийской и Индостанской плитами (Буслов и др., 2011; Бискэ, 2018), действием астеносферных плюмов (Артюшков, 1978), совокупным действием контракции и преобразования вещества подлитосферной мантии (Трифонов и др., 2008; Molnar, Stock, 2008), взаимодействием горизонтального сжатия и внутрилитосферного течения (Delvaux et al., 2013),

в том числе в условиях напряженного состояния, вызванного гравитацией (Ребецкий, 2014) и пр. и пр. Рассмотрение этого вопроса не входит в задачу статьи, но одно ясно: современная морфоструктура Тянь-Шаня есть результат интерференции, наложения различных геодинамических режимов и обстановок как общих для всей территории орогена, так и частных, проявляющихся спорадически и неравномерно и нашедших отражение в морфоструктурных аномалиях.

В то же время существуют морфоструктурные аномалии сквозного типа, пронизывающие всю кору региона и связанные с проявлением межрегиональной геодинамики. Одной из таких структур является Таласо-Ферганский разлом. По мнению некоторых исследователей, например (Roland et al., 2013), ТФР входит в систему “диагональных” (СЗ–ЮВ простирания) разломов Центрально-Азиатского пояса и его обрамления: Главного Каратауского, Джунгарского, Джалаир-Найманского, Иртышского, Каржантауского, Северо-Копетдагского, Северо-Нуратинского, Харауснуурского, Центрально-Казахстанского, Чимкентского, и других крупных сдвигов Центральной Азии. Однако большинство из этих разломов следуют простиранию структурно-формационных элементов подвижного пояса и при движении к юго-востоку испытывают совместный изгиб с северо-западного до субширотного направления. В отличие от этой серии разломов Таласо-Ферганский разлом – сквозной, секущий все элементы Тянь-Шаня, и он является разделом, определяющим поперечную структурно-геологическую сегментацию этого горного сооружения.

Значение зоны ТФР не ограничивается Тянь-Шанем – совокупность сдвига Большого Каратау, собственно Таласо-Ферганского сдвига и Западно-Таримских и Памирско-Каракарумских сдвигов образует единую трансрегиональную сдвиговую систему, которая рассекает разнородные сегменты коры и литосферы Азии: континентальные массы Казахско-Киргизского (на севере) и Таримского (на юге) континентов, каледонско-герцинские аккреционные структуры, зажатые между этими континентами, и альпийский ороген. Но вся эта система сдвигов с центральным Таласо-Ферганским сегментом является лишь поверхностным выражением зоны, которая по своим параметрам (протяженности, положению в структуре земной коры, кинематике, продолжительности функционирования, взаимодействию литосферных и подлитосферных потоков) может быть отнесена к категории трансформных разделов субглобального ранга, отделяющих друг от друга различные корово-мантийные геодинамические провинции, что было также обосновано в (Леонов и др., 20176).

ВЫВОДЫ

Таким образом, изложенный в статье материал позволяет сделать следующие выводы.

- В пределах Тянь-Шаньского внутриконтинентального орогена существуют участки (морфоструктурные аномалии), рельеф и тектоническая структура которых не согласуются с генеральным тектоническим планом горного сооружения.

- Морфоструктурные аномалии резко неоднородны относительно времени их заложения, принадлежности к тому или иному глубинному уровню коры и литосферы, продолжительности существования и др.

- Современная морфоструктура Тянь-Шаня есть результат интерференции, различных геодинамических режимов и обстановок: режима, общего для всей территории орогена и частных режимов, проявляющихся спорадически и нашедших отражение в формировании морфоструктурных аномалий.

- Существуют морфоструктурные аномалии “сквозного” типа, одной из которых является единая трансрегиональная система секущих сдвигов Большого Каратау, Таласо-Ферганского, Западно-Таримских и Памирско-Каракарумских, которая рассекает разнородные сегменты коры и литосферы Азии. По своим параметрам: протяженности, положению в структуре земной коры, кинематике, продолжительности функционирования, характеру литосферных и подлитосферных потоков, эта зона может быть отнесена к категории трансформных разделов субглобального ранга, отделяющих друг от друга различные корово-мантийные геодинамические провинции.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Адаменко О.М. (1971) Морфоструктура Сибирской платформы. *Геоморфология*, (1), 12-21.
- Алексеев Д.В., Бискэ Ю.С., Ван Бо, Дженчураева А.В. (2014) Геологическое строение и эволюция Южного Тянь-Шаня: сопоставление центрального и восточного секторов пояса (трансекты MANAS и Джунгария-Тарим). *Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Тез. докл. 6-го Междунар. симпозиума*. Бишкек: НС РАН, 7-10.
- Алексеев Д.В., Быкадоров В.А., Волож Ю.А., Сапожников Р.Б. (2017) Кинематический анализ юрских грабенов Южного Тургая и роль юрского этапа в истории Каратау-Таласо-Ферганского сдвига (Южный Казахстан и Тянь-Шань). *Геотектоника*, (2), 3-20.
- Арган Э. (1935) Тектоника Азии. М.: ОНТИ, 192 с.
- Артюшков Е.В. (1978) Геодинамика. М.: Наука, 327 с.
- Багманова Н.Х., Гребенникова В.В., Миркин Е.Л., Малосиева М.Т., Погребной В.Н. (2014) Geophysical methods for studying seismic hazardous zones of the Tien Shan orogen. *Вестн. Института сейсмологии НАН КР*, (4), 41-50. (Англ.)
- Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Рыбин А.К. (2012) Геотермальная характеристика разломной зоны Таласо-

- Ферганского разлома. *Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Мат-лы Пятого Междунар. симпоз. Т. 2.* Бишкек: НС РАН, 17-22.
- Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Матюков В.Е., Рыбин А.К. (2013) Глубинное строение западной части зоны Таласо-Ферганского разлома по результатам магнитотеллурических исследований. *Литосфера*, (4), 136-145.
- Бачманов Д.М., Трифонов В.Г., Миколайчук А.В., Вишняков Ф.А., Зарщиков А.А. (2008) Минкуш-Кекемеренская зона новейшей транспресии в Центральном Тянь-Шане. *Геотектоника*, (3), 30-50.
- Беккер Я.А., Мучаидзе Д.Р., Коновалов Ю.Ф. (1988) Геолого-геофизическая модель строения земной коры Душанбинского прогностического полигона. *Прогноз землетрясений*. Душанбе: Дониш, 206-218.
- Бискэ Ю.С. (1996) Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. СПб.: Изд-во СПбГУ, 192 с.
- Бискэ Ю.С. (2018) Южный Тянь-Шань: к новому геологическому синтезу. *Вестн. СПбГУ. Науки о Земле*, 63(4), 416-462.
- Борисевич Д.В. (1970) Генетическая интерпретация форм рельефа. *Геоморфология*, (3), 15-23.
- Буртман В.С. (1964) Таласо-Ферганский сдвиг (Тянь-Шань). *Тр. ГИН АН СССР, вып. 104*. М.: Наука, 144 с.
- Буртман В.С. (2006) Тянь-Шань и Высокая Азия: тектоника и геодинамика в палеозое. М.: Геос, 215 с.
- Буртман В.С. (2012) Геодинамика Тибета, Тарима и Тянь-Шаня в позднем кайнозое. *Геотектоника*, (3), 18-46.
- Буслов М.М., Де Гравэ И., Солобоева Е.В., Кох Д.А. (2011) Тектоника и геодинамика формирования мезозойско-кайнозойских внутриконтинентальных орогенов Центральной Азии. *Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов*. (Ред. Ю.Г. Леонов). Т. 2. Бишкек: Науч. станция РАН, 183-185.
- Верзилин Н.Н. (1968) К вопросу о Таласо-Ферганском сдвиге. *Проблемы региональной геологии*. (Ред. В.Н. Огнев). Л.: Изд-во ЛГУ, 67-70.
- Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы. (2009) *Мат-лы 4-го Междунар. симпоз.* М.; Бишкек: НС РАН, 478 с.
- Геологический словарь. Т. 1. (1973) М.: Недра, 488 с.
- Герасимов И.П. (1946) Структурные и скульптурные особенности рельефа Казахстана. *Вопр. географии*, (1), 34-47.
- Герасимов И.П. (1986) Проблемы глобальной геоморфологии. *Современная геоморфология и теория мобилизма в геологической истории Земли*. (Ред. Д.А. Лилленберг). М.: Наука, 208 с.
- Герасимов И.П., Мещеряков Ю.А. (1967) Понятия морфоструктура и морфоскульптура и использование их в целях геоморфологического анализа. *Рельеф Земли*. М.: Наука, 331 с.
- Гэскелл Т.Ф. (1963) Под глубинами океанов. М.: Мир, 139 с.
- Дельво Д., Абдрахматов К.Е., Лемзин И.Н., Стром А.Л. (2001) Оползни и разрывы Кеминского землетрясения 1911 г. с М 8,2 в Киргизии. *Геология и геофизика*, 42, 1667-1677.
- Дженчураева Р.Д. (2003) Глубинные неоднородности Земли и их роль при формировании крупных место-рождений. *Изв. НАН КР*, (4), 18-27.
- Земная кора и мантия Тянь-Шаня в связи с геодинамикой и сейсмичностью. (2006) Бишкек: Илим, 116 с.
- Зубович А.В., Мосиенко О.И. (2002) Распределение современных деформаций в Тянь-шаньском регионе. *Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорных регионов*. Бишкек: Билд, 105-107.
- Зубович А.В., Мосиенко О.И. (2009) Особенности деформационных процессов Тянь-Шаня. *Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы. Мат-лы 4-го Междунар. симпоз. Вып. 4*. М.; Бишкек: НС РАН, 20-11.
- Зубович А.В., Макаров В.И., Кузиков С.И., Мосиенко О.И., Щелочков Г.Г. (2007) Внутриконтинентальное горообразование в центральной Азии по данным спутниковой геодезии. *Геотектоника*, (1), 16-29.
- Иванова М.Ф., Макаров В.И., Макарова Н.В. и др. (1973) Предорогненная поверхность выравнивания и условия ее сохранности в Тянь-Шане. *Вестн. МГУ, Сер. 4. Геол.*, (6), 75-79.
- Клишевич В.Л., Храмов А.Н. (1993) Реконструкция Туркестанского палеоокеана (Южный Тянь-Шань) в раннем девоне. *Геотектоника*, (4), 66-76.
- Колодяжный С.Ю. (1993) Структурно-вещественные преобразования горных пород в западной части Нуратау-Курганацкой шовной зоны. *Докл. АН*, 333(1), 66-69.
- Коныгин В.Г., Леонов М.Г. (1985) К проблеме происхождения Восточно-Алайской сигмной. *Докл. АН СССР*, 282, 675-679.
- Коныгин В.Г., Леонов М.Г. (1987) Тектоника Сугутского метаморфического блока. *Бюлл. МОИП. Отд. геол.*, 62(6), 19-35.
- Коныгин В.Г., Леонов М.Г., Лошманов Е.В. (1988) Тектоническая структура Курганской зоны Южного Тянь-Шаня. *Геотектоника*, (6), 76-85.
- Корженков А.М. (1993) О неотектонике северо-западного звена Таласо-Ферганского разлома. *Актуальные вопросы геологии, геофизики и сейсмологии*. Бишкек: Илим, 53-64.
- Корженков А.М., Бобровский А.В., Мамыров Э., Поволоцкая И.Э., Фортун А.Б. (2007) Характер и особенности строения мезозойско-кайнозойских отложений на территории, прилегающей к центральной части Таласо-Ферганского разлома, Тянь-Шань. *Изв. вузов, Сер. Геол.*, 1-2, 59-73.
- Костенко Н.П. (1970) Развитие рельефа горных стран (на примере Средней Азии). М.: Мысль, 148 с.
- Краусс М.С. (1973) Возможные причины опускания гайотов. *Изостазия*. М.: Наука, 139-152.
- Кузиков С.И., Мухамедиев Ш.А. (2010) Структура поля современных скоростей земной коры в районе Центрально-Азиатской GPS сети. *Физика Земли*, (7), 33-51.
- Куренков С.А. (1983) Тектоника офиолитовых комплексов Южного Тянь-Шаня. М.: Наука, 96 с.
- Ласточкин А.Н. (1976) Тектонические движения, структуры и морфоструктуры платформенных равнин. *Геоморфология*, (3), 15-25.
- Леонов М.Г. (1988) Зеленосланцевый метаморфизм – опыт геодинамического анализа. *Тр. ГИН РАН, вып. 433*. М.: Наука, 104 с.
- Леонов М.Г. (1996) Интрабассейновые (внутриплитные) коллизионные швы и самоблокирующаяся субдук-

- ция (selfclosing subduction). *Докл. АН*, **350**(1), 97-100.
- Леонов М.Г. (2008) Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 454 с.
- Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В. (2018) Граниты. Постмагматическая тектоника и углеводородный потенциал. (Отв. ред. К.Е. Дегтярев). М.: ГЕОС, 331 с.
- Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Никитин А.В. (2017а) Гранитные островные горы: морфология, тектоническая структура и генезис. *Геоморфология*, (3), 3-15.
- Леонов М.Г., Рыбин А.К., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Матюков В.Е., Щелочков Г.Г. (2017б) Гиссаро-Алай и Памир. Сравнительно-тектонический анализ и геодинамика. М.: ГЕОС, 132 с.
- Лобковский Л.И. (1988) Геодинамика зон спрединга, субдукция и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 241 с.
- Лукиянов А.В. (1991) Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 144 с.
- Макаров В.И. (1990) Структура горных областей Альпийско-Центральноазиатского пояса новейшего горообразования: опыт сравнительного анализа. *Геодинамика внутриконтинентальных горных областей*. Новосибирск: Наука СО, 91-96.
- Макаров В.И., Рыбин А.К., Матюков В.Е., Пушкерева П.Ю., Щербина Ф.А. (2012) Особенности глубинной структуры депрессионных областей Центрального Тянь-Шаня. *Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Мат-лы 5-го Междунар. симпоз.* (Ред. М.Г. Леонов, Н.В. Шаров). Т. 2. Бишкек: НС РАН, 36-45.
- Максумова Р.А., Дженчурасва Р.Д. (2003) Тектоническое районирование и металлогения каледонид Тянь-Шаня. *Изв. НАН КР*, (4), 59-73.
- Матюков В.Е., Баталева Е.А. (2012) Исследование глубинной электропроводности литосферы Северного Тянь-Шаня. *Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Мат-лы 5-го Междунар. симпоз.* (Ред. М.Г. Леонов, Н.В. Шаров). Т. 2. Бишкек: НС РАН, 65-71.
- Миколайчук А.В., Санькова В.П., Лесик О.М. (1996) Парагенез сдвиговых структур в новейшей тектонике Тянь-Шаня. *Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов. Мат-лы XXIX тектон. совещ.* М.: РАН, Геол. ф-т МГУ, 98-99.
- Миколайчук А.В., Губренко М.В., Богомолов Л.М. (2003) Складчатые деформации предгорного пенеппена в новейшей структуре Центрального Тянь-Шаня. *Геотектоника*, (1), 36-42.
- Морозов Ю.А. (2002). Структурообразующая роль транспрессии и транстенсии. *Геотектоника*, (6), 3-24.
- Морозов Ю.А., Леонов М.Г., Алексеев Д.В. (2014) Пуллапартный механизм формирования кайнозойских впадин Тянь-Шаня и их транспрессивная эволюция: структурные и экспериментальные свидетельства. *Геотектоника*, (1), 29-61.
- Морозов Ю.А., Талицкий В.Г. (2006) Структурно-кинематические аспекты эволюции Киргизатинской синформной структуры Южного Тянь-Шаня. *Геотектоника*, (1), 44-62.
- Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. (1993) Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования. *Геотектоника*, (6), 3-32.
- Несмеянов С.А., Бархатов И.И. (1978) Новейшие и сейсмогенерирующие структуры западного Гиссаро-Алая. М.: Наука, 120 с.
- Огнев В.Н. (1954) Тектоника хребтов Южной зоны Тянь-Шаня. *Геология СССР. Т. 25: Киргизская ССР. Ч. 1: Геологическое описание*. М.: Госгеолтехиздат, 631-646.
- Погребной В.Н., Сабитова Т.М. (1989) Блоковое строение Высокой Азии и сопредельных территорий по сейсмологическим и магнитометрическим данным. *Физика Земли*, (8), 25-30.
- Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В. (2017) Складчатые деформации кровли палеозойского фундамента Чункурчакского прогиба, Киргизский хребет. *Геотектоника*, (3), 31-50. <https://doi.org/10.7868/S0016853X17030092>
- Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В. (2020) Структуры Алайской и Кичи-Каракольской впадин и обстановки новейших деформаций в их горном обрамлении (Южный Тянь-Шань). *Литосфера*, **20**(6), 771-790. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-6-771-790>
- Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Леонов М.Г., Рыбин А.К. (2018) Структуры чехла и поверхности фундамента Кочкорской впадины (Тянь-Шань) по геологическим и геофизическим данным. *Геология и геофизика*, **59**(4), 417-436.
- Пржиялговский Е.С., Морозов Ю.А., Леонов М.Г., Рыбин А.К., Лаврушина Е.В. (2020) Тектоническая структура и развитие переходных зон "впадина/поднятие" Северного Тянь-Шаня. *Вестн. СПбУ. Науки о Земле*, **65**(4), 760-781. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2020.409>
- Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. (2014) *Тез. докл. 6-го Междунар. симпоз.* Бишкек: НС РАН, 452 с.
- Ребецкий Л.Ю. (2014) Особенности механизма горообразования внутриконтинентальных орогенов. *Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Тез. докл. 6-го Междунар. симпоз.* Бишкек: НС РАН, 39-10.
- Рыбин А.К. (2011) Глубинное строение и современная геодинамика Центрального Тянь-Шаня по результатам магнитотеллурических исследований. М.: Науч. мир, 232 с.
- Рыбин А.К., Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Брагин В.Д., Морозов Ю.А., Щелочков Г.Г. (2016) Природа верхнекоровых электропроводящих горизонтов и инфраструктура гранитов центрального Тянь-Шаня. *Докл. АН*, **470**(2), 215-218. <https://doi.org/10.7868/S0869565216260194>
- Сабитова Т.М., Меджитова З.А., Багманова Н.Х. (2006) Отражение геодинамических процессов в скоростной структуре земной коры и верхнемантийного слоя Тянь-Шаня. *Геодинамика и геоэкология высокогорных регионов в XXI веке.* (Ред. М.Г. Леонов). Мат-лы 3-го Междунар. симпоз. Вып. 1. М.; Бишкек: НС РАН, 101-107.
- Садыбакасов И. (1990) Неотектоника Высокой Азии. М.: Наука, 180 с.
- Синицын Н.М. (1960) Тектоника горного обрамления Ферганы. Л.: Изд-во ЛГУ, 218 с.

- Современная геодинамика областей внутриконтинентального горообразования. (2005) (Ред. В.И. Макаров). М.: Науч. мир, 400 с.
- Соловьев А.Ю. (1990) Деформация и метаморфизм в структурах зеленосланцевого комплекса Восточного Алая (Южный Тянь-Шань). *Геотектоника*, (4), 102-111.
- Толковый словарь английских геологических терминов. (2002) (Ред. Дж.А. Джексон). Т. 1. М.: Геокарта, 536 с.
- Трифонов В.Г., Макаров В.И., Скобелев С.Ф. (1990) Таласо-Ферганский активный правый сдвиг. *Геотектоника*, (5), 81-92.
- Трифонов В.Г., Артюшков Е.В., Додонов А.Е., Бачманов Д.М., Миколайчук А.В., Вишняков Ф.А. (2008) Плиоцен-четвертичное горообразование в Центральном Тянь-Шане. *Геология и геофизика*, **49**(2), 128-145.
- Тычков С.А., Кучай О.А., Бушенкова Н.А., Брагин В.Д., Кальметьева З.А. (2006) Деформации земной коры Северного Тянь-Шаня по геодезическим и сейсмологическим данным. *Геодинамика и геоэкология высокогорных регионов в XXI веке. Вып. 1*. М.; Бишкек: НС РАН, 126-135.
- Утиров Ч.У. (2000) О влиянии латентных продольно-поперечных геологических поднятий мантийного заложения на природно-катастрофические явления. *Вестн. Междунар. ун-та Кыргызстана*, **4**(12), 66-83.
- Уфимцев Г.Ф., Корженков А.М., Мамыров Э.М. (2009) Очерки рельефа и морфотектоники Тянь-Шаня. Новосибирск: Гео, 130 с.
- Хесс Х. (1969) Срединно-океанические хребты и тектоника дна океана. *Геология и геофизика морского дна*. М.: Мир, 128 с.
- Чедия О.К. (1986) Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 315 с.
- Шванов В.Н. (1983) Литоформационные корреляции терригенных и метаморфических толщ: Южный Тянь-Шань. Л.: Изд-во ЛГУ, 214 с.
- Шварцман Ю.Г. (1986) Геотермический режим и тепловая энергетика коры и верхней мантии. *Литосфера Тянь-Шаня*. М.: Наука, 90-91.
- Шварцман Ю.Г. (1991) Геотермический разрез. *Современная геодинамика литосферы Тянь-Шаня*. М.: Наука, 40-51.
- Шульц С.С. (1973) Тектоника земной коры. Л.: Недра, 272 с.
- Юдахин Ф.Н. (1983) Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 247 с.
- Alvarez Ph., Maurin J.-C. (1991) Evolution du bassin Proterozoique superieur de Comba. *Precamb. Res.*, **50**(1-2), 139-152.
- Bande A., Sobel E.R., Mikolaichuk A., Acosta V.T. (2016) Talas-Fergana Fault Cenozoic timing of deformation and its relation to Pamir indentation. (Eds M.-F. Brunet, T. McCann, E.R. Sobel). *Geological Evolution of Central Asian Basins and the Western Tien Shan Range. Geol. Soc., London. Spec. Publ.*, **427**. doi:10.1144/SP427.1
- Cunningham W.D., Windley B.F., Dorjnamjaa D., Badamgarov G., Sandaar M. (1996) Late Cenozoic transpression in southwestern Mongolia and the Gobi Altai-Tien Shan connection. *Earth Planet. Sci. Let.*, **140**, 67-82.
- Delvaux D., Cloetingh S., Beekman F. et al. (2013) Basin evolution in folding lithosphere: Altai-Sayan and Tien Shan belts in Central Asia. *Tectonophysics*, **602**, 194-222.
- McCourt S., Wilson J.F. (1992) Late Archaean and Early Proterozoic Tectonics of the Limpopo and Zimbabwe Provinces, Southern Africa. *Geol. Dept. Univ. West. Austral.*, **22**, 237-245.
- Molnar P., Stock J.M. (2009) Decreased convergence rate between India and Eurasia at ≈ 10 million years ago. *Geodynamics of intracontinental orogenes and geocological problems. Proc. 4th Int. simp.* Moscow; Bishkek, NS RAS Publ., 4-11.
- Roecker S.W., Sabitova T.M., Vinnik L.P., Burmakov Y.A., Golvanov M.I., Mamatkanova R., Munirova L., Sabitova T.M., Vinnik L.P. (1993) Three-dimensional elastic wave velocity structure of the western and central Tien Shan. *J. Geophys. Res.*, **98**, 15779-15795.
- Rolland Y., Alexeiev D.V., Kröner A., Corsini M., Loury C., Monié P. (2013) Late Palaeozoic to Mesozoic kinematic history of Talas-Ferghana strike-slip Fault (Kyrgyz West Tianshan) as revealed by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of syn-kinematic phengite. *J. Asian Earth Sci.*, **67-68**, 76-92.
- Sanderson D.J., Marchini W.R.D. (1984) Transpression. *J. Geol. Struct. Geo.*, (6), 449-458.
- Sylvester A.G. (1988) Strike-slip faults. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **100**(11), 1666-1703.
- Zhiwei Li, Roecker S., Zhihai Li, Bin Wei, Haitao Wang, Schelochkov G., Bragin V. (2009) Tomographic image of the crust and upper mantle beneath the western Tien Shan from the MANAS broadband deployment: Possible evidence for lithospheric delamination. *Tectonophysics*, **477**(1-2), 1-102. doi:10.1016/j.tecto.2009.05.007

REFERENCES

- Adamenko O.M. (1971) Morphostructure of the Siberian platform. *Geomorfologiya*, (1), 12-21. (In Russ.)
- Alekseev D.V., Biske Yu.S., Van Bo, Dzhenchuraeva A.V. (2014) Geological structure and evolution of the Southern Tien Shan: comparison of the central and eastern sectors of the belt (MANAS and Dzungaria-Tarim Transects). *Problems of Geodynamics and Geocology of intracontinental orogens. Abst. 6-th Int. simp.* Bishkek, NS RAN Publ., 7-10. (In Russ.)
- Alekseev D.V., Bykadorov V.A., Volozh Yu.A., Sapozhnikov R.B. (2017) Kinematic analysis of the Jurassic grabens of the Southern Turgai and the role of the Jurassic Stage in the history of the Karatau-Talas-Ferghana fault (Southern Kazakhstan and Tien Shan). *Geotektonika*, (2), 3-20. (In Russ.)
- Alvarez Ph., Maurin J.-C. (1991) Evolution du bassin Proterozoique superieur de Comba. *Precamb. Res.*, **50**(1-2), 139-152.
- Argan E. (1935) Tectonics of Asia. Moscow, ONTI Publ., 192 p. (In Russ.)
- Artyushkov E.V. (1978) Geodynamics. Moscow, Nauka Publ., 327 p. (In Russ.)
- Bachmanov D.M., Trifonov V.G., Mikolaichuk A.V., Vishnyakov F.A., Zarshchikov A.A. (2008) Minkush-Keke-meren zone of the latest transpression (Central Tien Shan). *Geotektonika*, (3), 30-50. (In Russ.)
- Bagmanova N.H., Grebennikova V.V., Mirkin E.L., Malosieva M.T., Pogrebnoi V.N. (2014) Geophysical methods for studying seismic hazardous zones of the Tien Shan

- orogen. *Vestn. Instituta seismologii NAN KR*, (4), 41-50. (In Russ.)
- Bande A., Sobel E.R., Mikolaichuk A., Acosta V.T. (2016) Talas-Fergana Fault Cenozoic timing of deformation and its relation to Pamir indentation. (Eds M.-F. Brunet, T. McCann, E.R. Sobel). *Geological Evolution of Central Asian Basins and the Western Tien Shan Range. Geol. Soc., London. Spec. Publ.*, **427**. doi:10.1144/SP427.1
- Batalev V.Yu., Bataleva E.A., Matyukov V.E., Rybin A.K. (2013) Deep structure of the western part of the Talas-Fergana fault zone based on the results of magnetotelluric studies. *Lithosphere (Russia)*, (4), 136-145. (In Russ.)
- Batalev V.Yu., Bataleva E.A., Rybin A.K. (2012) Geothermal characteristics of the Talas-Fergana fault zone. *Modern problems of geodynamics and geoecology of intracontinental orogens. Abstr. 5th Int. symp.*, 2. Bishkek, NS RAN Publ., 17-22. (In Russ.)
- Bekker Ya.A., Muchaidze D.R., Kononov Yu.F. (1988) Geological and geophysical model of the structure of the Earth's crust of the Dushanbe prognostic polygon. *The prediction of earthquakes*. Dushanbe, Donish Publ., 206-218. (In Russ.)
- Biske Yu.S. (1996) Paleozoic structure and history of the Southern Tien Shan. St.Petersburg, St.Petersburg State University Publ., 192 p. (In Russ.)
- Biske Yu.S. (2018) Southern Tien-Shan: towards a new geological synthesis. *Vestn. SPGU. Nauki o Zemle*, **63**(4), 416-462. (In Russ.)
- Borisevich D.V. (1970) Genetic interpretation of relief forms. *Geomorfologiya*, (3), 15-23. (In Russ.)
- Burtman V.S. (1964) Talas-Ferghana shear zone (Tien-Shan). Moscow, Nauka Publ., 144 p. (In Russ.)
- Burtman V.S. (2006) Tien Shan and High Asia: tectonics and geodynamics in the Paleozoic. Moscow, Geos Publ., 215 p. (In Russ.)
- Burtman V.S. (2012) Geodynamics of Tibet, Tarim, and Tien Shan in the Late Cenozoic. *Geotektonika*, (3), 18-46. (In Russ.)
- Buslov M.M., De Grave I., Soloboeva E.V., Koh D.A. (2011) Tectonics and geodynamics of the formation of the Mesozoic-Cenozoic intracontinental orogens in Central Asia. *Modern problems of geodynamics and geoecology of inland orogens*. (Ed. Yu.G. Leonov). V. 2. Bishkek, Research Station RAN, 183-185. (In Russ.)
- Chediya O.K. (1986) Morphostructures and the latest tectogenesis of the Tien Shan. Frunze, Ilim Publ., 315 p. (In Russ.)
- Cunningham W.D., Windley B.F., Dorjnamjaa D., Badamgarov G., Sandaar M. (1996) Late Cenozoic transpression in southwestern Mongolia and the Gobi Altai-Tien Shan connection. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **140**, 67-82.
- Delvaux D., Cloetingh S., Beekman F. et al. (2013) Basin evolution in folding lithosphere: Altai-Sayan and Tien Shan belts in Central Asia. *Tectonophysics*, **602**, 194-222.
- Del'vo D., Abdrahmatov K.E., Lemzin I.N., Strom A.L. (2001) Landslides and ruptures of the Kemin earthquake of 1911 with M 8.2 in Kyrgyzstan. *Geol. Geofiz.*, **42**, 1667-1677. (In Russ.)
- Dzhenchuraeva R.D. (2003) Deep inhomogeneities of the Earth and their role in the formation of large ore deposits. *Izv. NAN KR*, (4), 18-27. (In Russ.)
- Explanatory Dictionary of English Geological Terms. (2002) (Ed. J.A. Jackson). V. 1. Moscow, Geokarta Publ., 536 p. (In Russ.)
- Geodynamics of intracontinent orogens and geoecological problems). (2009) *Proc. 4th Int. Symp.* Moscow; Bishkek, NS RAN Publ., 478 p. (In Russ.)
- Geological Dictionary. (1973) V. 1. Moscow, Nedra Publ., 488 p. (In Russ.)
- Gerasimov I.P. (1946) Structural and sculptural features of the relief of Kazakhstan. *Voprosy Geografii*, (1), 34-47. (In Russ.)
- Gerasimov I.P. (1986) Problems of global geomorphology. Modern geomorphology and the theory of mobilism in the geological history of the Earth. Moscow, Nauka Publ., 208 p. (In Russ.)
- Gerasimov I.P., Meshcheryakov Yu.A. (1967) The concepts of morphostructure and morphosculpture and their use for the purpose of geomorphological analysis. Relief of the Earth. Moscow, Nauka Publ., 331 p. (In Russ.)
- Gaskell T.F. (1963) Beneath the Oceans. Moscow, Mir Publ., 139 p. (In Russ.)
- Hess H. (1969) Mid-ocean ridges and tectonics of the ocean floor. *Geology and Geophysics of the sea floor*. Moscow, Mir Publ., 128 p. (In Russ.)
- Ivanova M.F., Makarov V.I., Makarova N.V. et al. (1973) Pre-orogenic surface of alignment and conditions of its preservation in the Tien Shan. *Vestn. Mosk. Univ. Ser. 4. Geol.*, (6), 75-79. (In Russ.)
- Klishevich V.L., Khramov A.N. (1993) Reconstruction of the Turkestan paleocean (South Tien Shan) in the Early Devonian. *Geotektonika*, (4), 66-76. (In Russ.)
- Kolodyazhnyi S.Yu. (1993) Structural and material transformations of rocks in the western part of the Nuratau-Kurganak suture zone. *Dokl. AN*, **333**(1), 66-69. (In Russ.)
- Konygin V.G., Leonov M.G. (1985) To the problem of the origin of the East Alai sigmoid. *Dokl. AN SSSR*, **282**, 675-679. (In Russ.)
- Konygin V.G., Leonov M.G. (1987) Tectonics of the Sugut metamorphic block. *Byull. MOIP. Otd. geol.*, **62**(6), 19-35. (In Russ.)
- Konygin V.G., Leonov M.G., Loshmanov E.V. (1988) Tectonic structure of the Kurgank zone of the Southern Tien Shan. *Geotektonika*, (6), 76-85. (In Russ.)
- Korzhnikov A.M. (1993) On the neotectonics of the north-western link of the Talas-Fergana fault. *Topical issues of geology, geophysics and seismology*. Bishkek, Ilim Publ., 53-64. (In Russ.)
- Korzhnikov A.M., Bobrovskii A.V., Mamyrov E., Povolotskaya I.E., Fortuna A.B. (2007) The nature and structural features of the Mesozoic-Cenozoic sediments in the territory adjacent to the central part of the Talas-Fergana fault. *Izv. Vyssh. Uchebn. Zaved., Ser. Geol.*, **1-2**, 59-73. (In Russ.)
- Kostenko N.P. (1970) Development of the relief of mountainous countries (on the example of Central Asia). Moscow, Mysl' Publ., 148 p. (In Russ.)
- Krass M.S. (1973) Possible Reasons for Lowering Guyots. Isostasy. Moscow, Nauka Publ., 139-152. (In Russ.)
- Kurenkov S.A. (1983) Tectonics of ophiolite complexes of the Southern Tien Shan. Moscow, Nauka Publ., 96 p. (In Russ.)
- Kuzikov S.I., Mukhamediev Sh.A. (2010) Structure of the field of modern velocities of the Earth's crust in the region of the Central Asian GPS network. *Fizika Zemli*, (7), 33-51. (In Russ.)
- Lastochkin A.N. (1976) Tectonic movements, structures and morphostructures of platform plains. *Geomorfologiya*,

- (3), 15-25. (In Russ.)
- Leonov M.G. (1988) Greenschist metamorphism – an experience in geodynamic analysis. Moscow, Nauka Publ., 104 p. (In Russ.)
- Leonov M.G. (1996) Intrabassin (intra-plate) collision sutures and self-locking subduction (self-closing subduction). *Dokl. AN*, **350**(1), 97-100. (In Russ.)
- Leonov M.G. (2008) Tectonics of consolidated Earth crust. Moscow, Nauka Publ., 454 p. (In Russ.)
- Leonov M.G., Przhivalgovskii E.S., Lavrushina E.V. (2018) Granites. Postmagmatic tectonics and hydrocarbon potential). (Ed. K.E. Degtyarev). Moscow, GEOS Publ., 331 p. (In Russ.)
- Leonov M.G., Przhivalgovskii E.S., Lavrushina E.V., Nikitin A.V. (2017) Granite island mountains: morphology, tectonic structure and genesis. *Geomorfologiya*, (3), 3-15. (In Russ.)
- Leonov M.G., Rybin A.K., Batalev V.Yu., Bataleva E.A., Matyukov V.E., Shchelochkov G.G. (2017) Gissar-Alai and Pamir. Comparative tectonic analysis and geodynamics. Moscow, GEOS Publ., 331 p. (In Russ.)
- Lobkovskii L.I. (1988) Geodynamics of spreading zones, subduction and double-tiered plate tectonics. Moscow, Nauka Publ., 241 p. (In Russ.)
- Luk'yanov A.V. (1991) Plastic deformation and tectonic flow in the lithosphere. Moscow, Nauka Publ., 144 p. (In Russ.)
- Makarov V.I. (1990) The structure of the mountainous regions of the Alpine-Central Asian belt of the latest mountain building: a comparative analysis experience. *Geodynamics of intralands mountainous regions*. Novosibirsk, Nauka SB Publ., 91-96. (In Russ.)
- Makarov V.I., Rybin A.K., Matyukov V.E., Pushkarev P.Yu., Shcherbina F.A. (2012) Features of the deep structure of the depression areas of the Central Tien Shan. *Modern problems of geodynamics and geoecology of intracontinental orogens. Proc. 5th Int. symp.* (Eds M.G. Leonov, N.V. Sharov). V. 2. Bishkek, NS RAN Publ., 36-45. (In Russ.)
- Maksumova R.A., Dzhenchuraeva R.D. (2003) Tectonic zoning and metallogeny of the Tien Shan Caledonian. *Izv. NAN KR*, (4), 59-73. (In Russ.)
- Matyukov V.E., Bataleva E.A. (2012) Study of the deep electrical conductivity of the lithosphere of the Northern Tien Shan. *Modern problems of geodynamics and geoecology of intracontinental orogens. Proc. 5th Int. symp.* (Eds M.G. Leonov, N.V. Sharov). V. 2. Bishkek, NS RAN Publ., 65-71. (In Russ.)
- McCourt S., Wilson J.F. (1992) Late Archaean and Early Proterozoic Tectonics of the Limpopo and Zimbabwe Provinces, Southern Africa. *Geol. Dept. Univ. West. Austral.*, **22**, 237-245.
- Mikolaichuk A.V., Gubrenko M.V., Bogomolov L.M. (2003). The role of the folded deformation of pre-orogen peneplain in the neotectonic structure of Central Tien Shan. *Geotektonika*, (1), 36-42. (In Russ.)
- Mikolaichuk A.V., San'kova V.P., Lesik O.M. (1996) Paragenesis of strike-slip structures in recent tectonics of the Tien Shan. *Neotectonics and modern geodynamics of continents and oceans*. XXIX Tectonic Meeting. Abstracts of reports. Moscow, RAS, Geol. Faculty of Moscow State Univ. Publ., 98-99. (In Russ.)
- Modern Geodynamics of Inland Mountain Building Regions. (2005) (Ed. V.I. Makarov). Moscow, Nauchnyi Mir Publ., 400 p. (In Russ.)
- Molnar P., Stock J.M. (2009) Geodynamics of continental orogens: the latest tectonic structures, modern movements; the influence of pre-orogeny structures on the development of neotectonic processes. *Geodynamics of intracontinental orogens and geoecological problems. Proc. 4th Int. simp.* Moscow; Bishkek, NS RAS Publ., 4-11. (In Russ.)
- Morozov Yu.A., Leonov M.G., Alekseev D.V. (2014) Pull-apart mechanics in forming of Cenozoic basins of the Tien-Shan and their transpressiv evolution: structural and experimental evidence. *Geotektonika*, (1), 29-61. (In Russ.)
- Mossakovskii A.A., Ruzhentsev S.V., Samygin S.G., Khe-raskova T.N. (1993) Central Asian fold belt: geodynamic evolution and history of formation. *Geotektonika*, (6), 3-32. (In Russ.)
- Nesmeyanov S.A., Barkhatov I.I. (1978) Newest and seismogenic structures of western Gissar-Alai). Moscow, Nauka Publ., 120 p. (In Russ.)
- Ognev V.N. (1954) Tectonics of ridges in the Southern zone of the Tien Shan. *Geology of the USSR. V. 25: Kyrgyz SSR. Pt 1: Geological description*. Moscow, Gosgeoltekhizdat Publ., 631-646. (In Russ.)
- Pogrebnoi V.N., Sabitova T.M. (1989) Block structure of High Asia and adjacent territories according to seismological and magnetometric data. *Fizika Zemli*, (8), 25-30 (In Russ.)
- Problems of geodynamics and geoecology of inland orogens. (2014) *Abstracts of the 6th Int. symp.* Bishkek, NS RAN Publ., 452 p. (In Russ.)
- Przhivalgovskii E.S., Lavrushina E.V. (2017) Folded deformations of the roof of the Paleozoic basement of the Chunkurchak trough, Kyrgyz Ridge. *Geotektonika*, (3), 31-50. (In Russ.) <https://doi.org/10.7868/S0016853X17030092>
- Przhivalgovskii E.S., Lavrushina E.V. (2020) Structures of the Alai and Kichi-Karakol depressions and the setting of recent deformations in their mountain frame (Southern Tien Shan). *Lithosphere (Russia)*, **20**(6), 771-790. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-6-771-790>
- Przhivalgovskii E.S., Lavrushina E.V., Batalev V.Yu., Bataleva E.A., Leonov M.G., Rybin A.K. (2018) Structure of the basement surface and sediments in the Kochkor basin (Tien Shan): geological and geophysical evidence. *Geol. Geofiz.*, **59**(4), 417-436. (In Russ.) doi:10.1016/j.rgg.2017.09
- Przhivalgovskii E.S., Morozov Yu.A., Leonov M.G., Rybin A.K., Lavrushina E.V. (2020) Tectonic structure and development of transition zones “depression/uplift” of the Northern Tien Shan. *Vestn. SPGU. Nauki o Zemle*, **65**(4), 760-781. (In Russ.) <https://doi.org/10.21638/spbu07.2020.409>
- Rebetskii L.Yu. (2014) Features of the mechanism of mountain building in inland orogens. *Problems of geodynamics and geoecology of inland orogens. Abstr. 6th Int. symp.* Bishkek, NS RAN Publ., 39-10. (In Russ.)
- Roecker S.W., Sabitova T.M., Vinnik L.P., Burmakov Y.A., Golvanov M.I., Mamatkanova R., Munirova L., Sabitova T.M., Vinnik L.P. (1993) Three-dimensional elastic wave velocity structure of the western and central Tien Shan. *J. Geophys. Res.*, **98**, 15779-15795.
- Rolland Y., Alexeiev D.V., Kröner A., Corsini M., Loury C.,

- Monié P. (2013) Late Palaeozoic to Mesozoic kinematic history of Talas-Ferghana strike-slip Fault (Kyrgyz West Tianshan) as revealed by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of syn-kinematic phengite. *J. Asian Earth Sci.*, **67-68**, 76-92.
- Rybin A.K. (2011) Deep structure and modern geodynamics of the Central Tien Shan based on the results of magnetotelluric studies. Moscow, Nauchnyi Mir Publ., 232 p. (In Russ.)
- Rybin A.K., Leonov M.G., Przhivalgovskii E.S., Batalev V.Yu., Bataleva E.A., Bragin V.D., Morozov Yu.A., Shchelochkov G.G. (2016) The nature of the upper crustal electrically conductive horizons and the infrastructure of granites of the central Tien Shan. *Dokl. AN*, **470**(2), 215-218. (In Russ.) <https://doi.org/10.7868/S0869565216260194>
- Sabitova T.M., Medzhitova Z.A., Bagmanova N.H. (2006) Reflection of geodynamic processes in the velocity structure of the Earth's crust and the upper mantle layer of the Tien Shan. *Geodynamics and geoecology of high mountain regions in the XXI century*. (Ed. M.G. Leonov). *Proc. 3rd Int. symp. Iss. 1*. Moscow; Bishkek, NS RAN Publ., 101-107. (In Russ.)
- Sadybakasov I. (1990) Neotectonics of Haute Asia. Moscow, Nauka Publ., 180 p. (In Russ.)
- Sanderson D.J., Marchini W.R.D. (1984) Transpression. *J. Geol. Struct. Geo.*, **(6)**, 449-458.
- Shul'ts S.S. (1973) Tectonics of the Earth's crust. Leningrad, Nedra Publ., 272 p. (In Russ.)
- Shvanov V.N. (1983) Lithological and formation's correlations of terrigenous and metamorphic strata: Southern Tien-Shan. Leningrad, Leningrad State Univ. Publ., 214 p. (In Russ.)
- Shvartsman Yu.G. (1986) Geothermal regime and thermal energy of the crust and upper mantle. *Lithosphere of the Tien Shan*. Moscow, Nauka Publ., 90-91. (In Russ.)
- Shvartsman Yu.G. (1991) Geothermal section. *Modern geodynamics of the Tien-Shan lithosphere*. Moscow, Nauka Publ., 40-51. (In Russ.)
- Sinityn N.M. (1960) Tectonics of the Fergana mountain frame. Leningrad, Leningrad State Univ. Publ., 218 p.
- Solov'ev A.Yu. (1990) Deformation and metamorphism in the structures of the greenschist complex of the Eastern Alai (Southern Tien Shan). *Geotektonika*, **(4)**, 102-111. (In Russ.)
- Sylvester A.G. (1988) Strike-slip faults. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **100**(11), 1666-1703.
- The Earth's crust and mantle of the Tien Shan in connection with geodynamics and seismicity. (2006) Bishkek, Ilim Publ., 116 p. (In Russ.)
- Trifonov V.G., Artyushkov E.V., Dodonov A.E., Bachmanov D.M., Mikolaichuk A.V., Vishnyakov F.A. (2008) Pliocene-Quaternary mountain building in the Central Tien Shan. *Geol. Geofiz.*, **49**(2), 128-145. (In Russ.)
- Trifonov V.G., Makarov V.I., Skobelev S.F. (1990) Talas-Fergana active right shift. *Geotektonika*, **(5)**, 81-92. (In Russ.)
- Tychkov S.A., Kuchai O.A., Bushenkova N.A., Bragin V.D., Kal'met'eva Z.A. (2006) Deformations of the Earth's crust of the Northern Tien Shan according to geodesic and seismological data. *Geodynamics and geoecology of high-mountain regions in the XXI century. Iss. 1*. Moscow; Bishkek, NS RAN Publ., 126-135. (In Russ.)
- Ufimtsev G.F., Korzhenkov A.M., Mamurov Ye.M. (2009) Sketch of relief and morphotectonics of Tien Shan. Novosibirsk, GEO Publ., 130 p. (In Russ.)
- Utirov Ch.U. (2000) On the influence of latent longitudinal-transverse geological uplifts of the mantle formation on natural-catastrophic phenomena. *Vestn. Mezhdunar. Universiteta Kyrgyzstana*, **4**(12), 66-83. (In Russ.)
- Verzilin N.N. (1968) On the question of the Talas-Fergana shift. *Problems of Regional Geology* (Ed. V.N. Ognev). Leningrad, Leningrad State Univ. Publ., 67-70. (In Russ.)
- Yudahin F.N. (1983) Geophysical fields, deep structure and seismicity of the Tien Shan. Frunze, Ilim Publ., 247 p. (In Russ.)
- Zhiwei Li, Roecker S., Zhihai Li, Bin Wei, Haitao Wang, Shchelochkov G., Bragin V. (2009) Tomographic image of the crust and upper mantle beneath the western Tien Shan from the MANAS broadband deployment: Possible evidence for lithospheric delamination. *Tectonophys.*, **477**(1-2), 1-102. doi:10.1016/j.tecto.2009.05.007
- Zubovich A.V., Makarov V.I., Kuzikov S.I., Mosienko O.I., Shchelochkov G.G. (2007) Intra-continent mountain building in Central Asia from satellite geodesy. *Geotektonika*, **(1)**, 16-29. (In Russ.)
- Zubovich A.V., Mosienko O.I. (2002) Distribution of modern deformations in the Tien Shan region. *Geodynamics and geoecological problems of high mountain regions*. Bishkek, Bild Publ., 105-107. (In Russ.)
- Zubovich A.V., Mosienko O.I. (2009) Features of deformation processes in the Tien Shan. *Geodynamics of intracontinental orogens and geoecological problems. Proc. 4th Int. symp.* Moscow; Bishkek, NS RAS, 20-11. (In Russ.)

Геодинамические условия вулканизма и колчеданообразования в Магнитогорской мегазоне в позднеэмско-раннеэфельское время

А. М. Косарев¹, В. Н. Пучков^{1,2}, **И. Б. Серавкин¹**, Г. Т. Шафигуллина¹

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

²Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15

Поступила в редакцию 13.10.2020 г., принята к печати 15.08.2021 г.

Объект исследований. Обобщение геодинамических условий и колчеданообразования в среднепалеозойское время в палеостроводужной Магнитогорской мегазоне (ММЗ) Южного Урала. **Материалы и методы.** По большей части колчеданных месторождений исследуемой площади авторами проведены маршрутные исследования, включая геологическую съемку отдельных рудных полей и карьеров месторождений, изучен керн глубоких скважин и прозрачные шлифы, сделаны представительные анализы петрогенных и микроэлементов методами мокрой химии и ICP-MS в аналитических центрах России и Европы. Геодинамические реконструкции проводились с учетом региональных данных по гравитке, тепловому полю, магнитометрии и сейсмическим исследованиям, включая “Ур-сейс-95”. Наряду с авторскими данными использованы и аналитические материалы, опубликованные в российских и зарубежных изданиях. **Результаты.** В ходе геодинамических реконструкций установлено, что главными элементами палеоструктуры Южного Урала в девоне была зона субдукции восточного падения и астеносферные диапиры, внедрявшиеся в “slab-window”, которые определяли тип вулканических поясов, состав и объем вулканитов колчеданосных комплексов и рудного вещества колчеданных месторождений. В ММЗ нами выделены следующие геодинамические зоны: 1 – полихронная аккреционная призма; 2 – фронтальная и развитая островные дуги (D_{1e2} – D_{2ef1}); 3 – зона задугового спрединга (D_{1e2}); 4 – тыловая островная дуга (D_{2ef1}). **Заключение.** Для каждой зоны и рудных районов характерны автономное развитие вулканизма, особое глубинное строение, разный состав, и объем колчеданных месторождений, различающихся соотношениями Cu и Zn, количествами Pb, Ba, Au. В вулканических комплексах ММЗ выделены три группы базальтов плюмовых источников. Результаты исследования могут быть использованы при прогнозно-оценочных и поисковых работах на колчеданное оруденение.

Ключевые слова: островные дуги, зона субдукции, геохимия, геодинамика, металлогения, базальты, кислые породы, колчеданные месторождения

Источник финансирования

Работа выполнена в рамках программы государственного задания ИГ УФИЦ РАН (№ 0246-2019-0078) и программы РАН № 8

Geodynamic conditions of massive sulfide formation in the Magnitogorsk megazone

Alexandr M. Kosarev¹, Victor N. Puchkov^{1,2}, **Igor B. Seravkin¹**, Gulnara T. Shafigullina¹

¹Institute of Geology of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences, 16/2 K. Marx st., Ufa 450077, Russia, e-mail: amkosarev@mail.ru

²A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of Russian Academy of Sciences, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia

Received 13.10.2020, accepted 15.08.2021

Research subject. Volcanism, rock geochemistry, geodynamics, and massive sulfide formation in the Magnitogorsk megazone (MMZ) of the Southern Urals in the Middle Paleozoic. **Materials and Methods.** Across the largest part of the massive sulfide deposits under investigation, the authors conducted route studies, including geological surveys of individual

Для цитирования: Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б., Шафигуллина Г.Т. (2021) Геодинамические условия вулканизма и колчеданообразования в Магнитогорской мегазоне в позднеэмско-раннеэфельское время. *Литосфера*, 21(6), 775–804. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-6-775-804>

For citation: Kosarev A.M., Puchkov V.N., Seravkin I.B., Shafigullina G.T. (2021) Geodynamic conditions of massive sulfide formation in the Magnitogorsk megazone. *Lithosphere (Russia)*, 21(6), 775–804. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-6-775-804>

© А.М. Косарев, В.Н. Пучков, И.Б. Серавкин, Г.Т. Шафигуллина, 2021

ore fields and quarries of deposits, core samples of deep wells and transparent sections. Representative analyses of petrogenic and microelements were performed using wet chemistry and ICP-MS in analytical centers in Russia and Europe. Along with the authors' data, analytical materials published by Russian and foreign researchers were used. Geodynamic reconstructions were carried out taking into account regional data on gravities, thermal field, magnetometry, and seismic studies, including "Urseis-95". **Results.** The geodynamic reconstructions established that the main elements of the paleostructure of the Southern Urals in the Devonian were the subduction zone of the eastern dip and asthenospheric diapirs that penetrated into the "slab-window", which determined the type of volcanic belts, the composition and volume of volcanic rocks of pyrite-bearing complexes, and ore matter of pyrite deposits. The following geodynamic zones in the MMZ were identified: 1 – polychronous accretion prism; 2 – frontal and developed island arcs (D_{1e2} – D_{2ef1}); 3 – zone of back-arc spreading (D_{1e2}); 4 – rear island arc (D_{2ef1}). **Conclusions.** All investigated zones and ore areas are characterized by an autonomous development of volcanism, a special deep structure and a different composition, as well as by a different volume of massive sulfide deposits that vary in the Cu and Zn ratios and Pb, Ba, Au amounts. In the MMZ volcanic complexes, three groups of plume source basalts are distinguished. The results can be used in predictive-estimation and search operations for massive sulfide mineralization.

Keywords: island arcs, subduction zone, geochemistry, geodynamics, metallogeny, basalts, acidic rocks, massive sulfide deposits

Funding information

The work was performed in the framework of the state task of the Institute of Geology of the Ufa Federal Research Centre of the RAS (No. 0246-2019-0078) and the RAS Programme No. 8

ВВЕДЕНИЕ

Работа представляет собой обобщение многолетних исследований вулканизма, колчеданной металлогении и геодинамики Южного Урала (Серавкин, 1986; Вулканизм..., 1992; Пучков, 2000, 2010; Spadea et al., 2002; Косарев и др., 2005, 2009, 2010, 2018; Косарев, Артюшкова, 2007).

На базе новых данных охарактеризованы колчеданосные комплексы Магнитогорской мегазоны Южного Урала: 1) эмского возраста – ивановский (зоны Главного Уральского разлома (ГУР)), бурибайский, баймакский, макан-октябрьский, гайский (Тубинско-Гайского пояса, Западно-Магнитогорской зоны (ЗМЗ)), домбаровский (ЮВ части Восточно-Магнитогорской зоны (ВМЗ)); 2) раннеэйфельского возраста – подольский, восточно-подольский (восточной части ЗМЗ) и джусинский (западной части ВМЗ) (рис. 1).

Проблемы тектоники, вулканизма и металлогении Южного Урала изучаются авторами в течение многих десятилетий (Вулканизм..., 1992; Пучков, 2000, 2010; Косарев и др., 2005, 2018; и др.).

В развитии продуктивного на колчеданное оруждение вулканизма в Магнитогорской мегазоне выделяются два этапа: I – эмско-раннеэйфельский и II – позднеэйфельско-живетский. Первый из них подразделяется на два подэтапа – (D_{1e2}) и (D_{2ef1}), которые контролировались субдукционной геодинамической обстановкой. Зона субдукции имела восточное падение (рис. 2). На раннем этапе формирования бурибайского комплекса в субдуцирующей плите возникло "slab-window", с которым связано появление в разрезе эффузивных базальтов, близких по составу к океаническим плато-базальтам.

Для оценки возможного участия плюмового вещества в петрогенезе колчеданосных и безруд-

ных вулканических комплексов позднеэмско-раннеэйфельского возраста (фронтальная и развитая островные дуги) были построены диаграммы Nb/Yb–Th/Yb (Pearce, 2008) и Zr/Y–Nb/Y (Fitton et al., 1997; Condie, 2003; Ernst et al., 2006), которые использованы для выделения в составе комплексов плюмовой, субдукционной и других неплюмовых составляющих.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОРОД

В работе использованы авторские и опубликованные количественные аналитические материалы. Анализы ICP-MS методом сделаны в ИГЕМ (Москва), ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург), ИГМ СО РАН (г. Новосибирск), в Университете г. Гранады (Испания); рентгено-флюоресцентный анализ – в ИГЕМ (Москва); силикатный, атомно-абсорбционный и рентгено-флюоресцентный анализы – в ИГ УФИЦ РАН (г. Уфа) и в Институте минералогии УрО РАН (г. Миасс); ICP-AES метод – в Музее Естественной истории (г. Лондон).

Колчеданосные комплексы эмско-раннеэйфельского возраста

Колчеданосные комплексы Магнитогорской мегазоны различаются по особенностям составов руд и стратиграфическому положению групп или отдельных колчеданных месторождений. Выделены следующие типы колчеданосных комплексов эмско-раннеэйфельского возраста: ивановский, бурибайский, баймакский, макан-октябрьский, гайский, подольский, джусинский, домбаровский. В эмское время начинается главная фаза островодужного вулканизма, в результате которой форми-

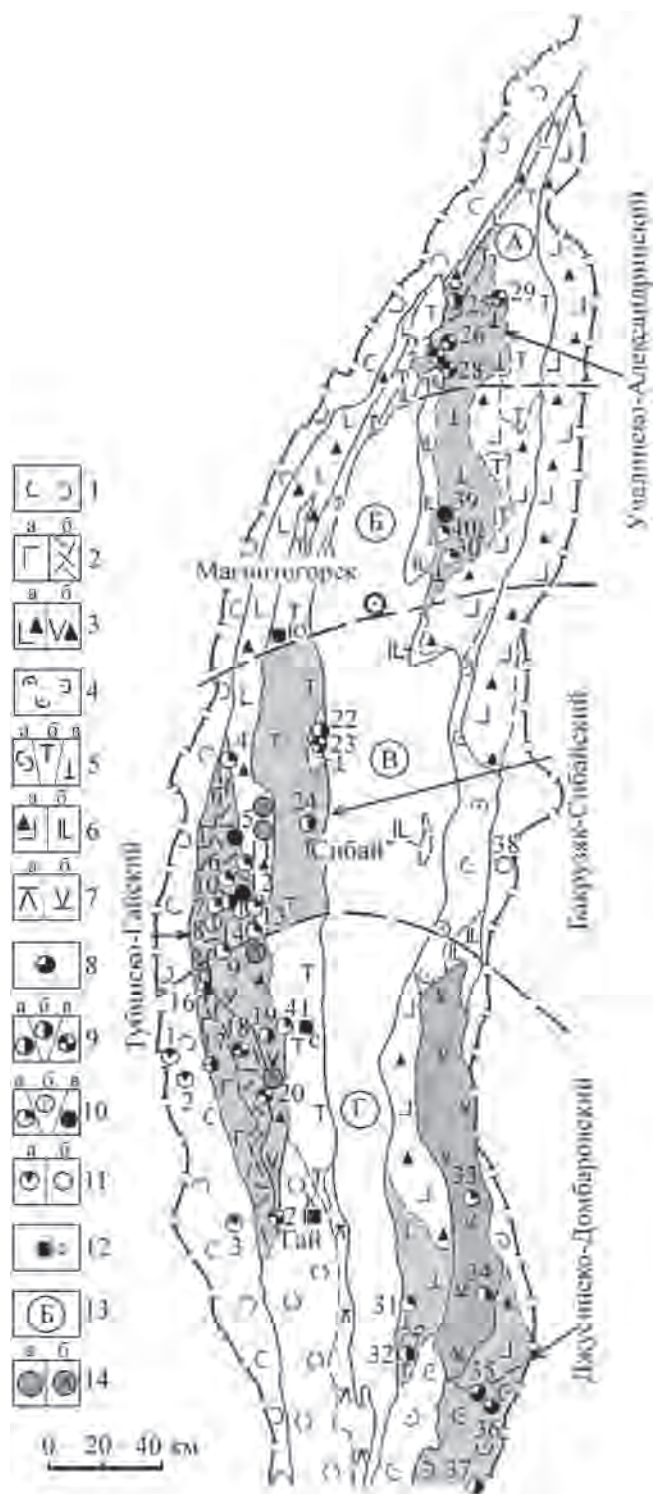


Рис. 1. Размещение колчеданных месторождений в вулканических комплексах ММЗ, по (Серавкин, 1986, 2007), с дополнениями А.М. Косарева.

Формации: 1 – базальтовая (O-S) с включениями субщелочной базальт-трахитовой (D_{1e1}) и базальт-риолитовой (D_{1e2}); 2 – бонинито-базальт-риолитовая (D_{1e2}): контрастный (а) и непрерывно дифференцированный (б) комплексы; 3 – андезит-базальтовая (D_{2ef1}): базальт-андезит-базальтовый (а) и гибридный базальт-кварцевый андезит-риодацитовый (б) комплексы; 4 – пиллоу-базальтовая (D_{2ef2}); 5 – базальт-риодацитовая

(D_{2ef2}): базальтовый (а), базальт-риодацитовый (б) и непрерывно дифференцированный (в) комплексы; 6 – андезит-базальтовая (D_2) (а), базальт-андезит-базальтовая (D_{2f}) (б); 7 – базальт-андезит-риодацитовая: юсинский (а) (D_2) и субщелочной джусинский (б) (D_{2ef}) комплексы.

Колчеданные месторождения: 8 – медноколчеданные (домбаровский тип); 9 – медно-цинковоколчеданные ($Cu < Zn$), уральский I подтип (а), цинково-медноколчеданные ($Cu > Zn$), уральский II подтип (б) и цинково-медноколчеданные с полиметаллической минерализацией, уральский III подтип (в); 10 – золото-колчеданно-полиметаллические (а), золото-барит-полиметаллические (б) и золото-колчеданные (в) (баймакский тип); 11 – кобальт-медноколчеданные (ивановский тип) и (б) – цинково-колчеданные (филизчайский тип); 12 – безрудные участки: С – Савельевский, К – Калиновский, Ю – Юлдашевский.

Названия колчеданных месторождений: 1 – Ивановское, 2 – Дергамышское, 3 – Ишкининское, 4 – Тубинская группа, 5 – Куль-Юрт-тау, 6 – Уваряж, 7 – Бакр-тау, 8 – Горная Байкара, 9 – Майское, 10 – Таш-тау, 11 – Таналык-Баймакское, 12 – Семёновское, 13 – Юлалинское, 14 – Туба-Кайн, 15 – Балта-тау, 16 – Юбилейное, 17 – Бурибайское, 18 – Маканская группа, 19 – Подольское, 20 – Мамбетовское, 21 – Гайское, 22 – Бакр-Узяк, 23 – Южный Бакр-Узяк, 24 – Сибайское, 25 – Учалинское, 26 – Озерное, 27 – Узельгинское, 28 – Молодежное, 29 – Таш-Яр, 30 – Александринское, 31 – Иссиргузинское, 32 – Западно-Ашебутакское, 33 – Джусинское, 34 – Барсучий Лог, 35 – Летнее, 36 – Осеннее, 37 – Весеннее, 38 – Амурское, 39 – Сабановское, 40 – Бабарыкинское, 41 – Восточно-Подольское.

Схема районирования: 13 – поперечные блоки: А – Учалинский, Б – Магнитогорско-Верхнеуральский, В – Баймакско-Кацбахский, Г – Орско-Джусинский; 14 – вулканические сооружения в Ирландско-Гадилевской зоне (а) и анкармит-содержащие постройки (б). Серым показаны колчеданосные палеовулканические пояса.

Fig. 1. Location of massive sulfide deposits in volcanic complexes of MMZ, by (Seravkin, 1986, 2007), with additions by A.M. Kosarev.

Rock formations: 1 – basaltic (O-S) with inclusions of subalkaline basalt-trachyte (D_{1e1}) and basalt-rhyolitic (D_{1e2}) strata; 2 – basalt-boninite-rhyolitic (D_{1e2}): contrast (a) and continuously differentiated (b) complexes; 3 – andesite-basalt (D_{2ef1}): basalt-basaltic andesite (a) and hybrid basalt-quartz-andesite-rhyodacite (b) complexes; 4 – pillow-basaltic (D_{2ef2}); 5 – basalt-rhyodacite (D_{2ef2}): basaltic (a), basalt-rhyodacite (b), and continuously differentiated (v) complexes; 6 – andesite-basalt (D_2) (a), basalt-basaltic andesite (D_{2f}) (b); 7 – basalt-andesite-rhyodacite: Yusa (a) (D_2) and subalkaline Djusinsk (b) (D_{2ef}) complexes.

Massive sulfide deposits: 8 – Cu massive sulfide (Dombarovka type); 9 – Cu-Zn massive sulfide, $Cu > Zn$, Urals type, subtype I (a), Zn-Cu massive sulfide, $Cu < Zn$, Urals type, subtype II (b), and Zn-Cu massive sulfide with polymetallic mineralization, Urals type, subtype III (v); 10 – gold massive sulfide polymetallic (a), gold-barite-polymetallic (b), and gold-massive sulfide (b) (Baymak type); 11 – Co-Cu massive sulfide (Ivanovka) (a) and Zn massive sulfide (Filizchai type) (b); 12 – barren areas: C – Savel'evka, K – Kalinovka, and Ю – Yuldashevo.

Massive sulfide deposits: 1 – Ivanovka, 2 – Dergamysh, 3 – Ishkinino, 4 – Tubinsk Group, 5 – Kul'-Yurt-Tau, 6 – Uvaryazh, 7 – Bakr-Tau, 8 – Gornaya Baikara, 9 – Maiskoe, 10 – Tash-Tau, 11 – Tanalyk-Baymak, 12 – Semenovka, 13 – Yulaly, 14 – Tubinsk-Kain, 15 – Balta-Tau, 16 – Yubileiny, 17 – Buribay, 18 – Makan Group, 19 – Podolsk, 20 – Mambet, 21 – Gai, 22 – Bakr-Uzyak, 23 – Southern Bakr-Uzyak, 24 – Sibay, 25 – Uchaly, 26 – Ozerne, 27 – Uzel'ga, 28 – Molodezhnoe, 29 – Tash-Yar, 30 – Aleksandrino, 31 – Issirguzhi, 32 – Western Ashchebutak, 33 – Djusinsk, 34 – Barsuchy Log, 35 – Letnee, 36 – Osennee, 37 – Vesennoe, 38 – Amurskoe, 39 – Sabanovka, 40 – Babaryk, 41 – Eastern Podolsk.

Zoning scheme: 13 – transverse blocks: A – Uchaly, B – Magnitogorsk-Verkhneuralsk, V – Baymak-Katsbakh, G – Orsk-Dzhusinsk; 14 – volcanic structures in Irendyk-Godilevsky zone (a) and ankaramites containing volcanic buildings (b). Massive sulfide paleovolcanic belts are indicated in gray.

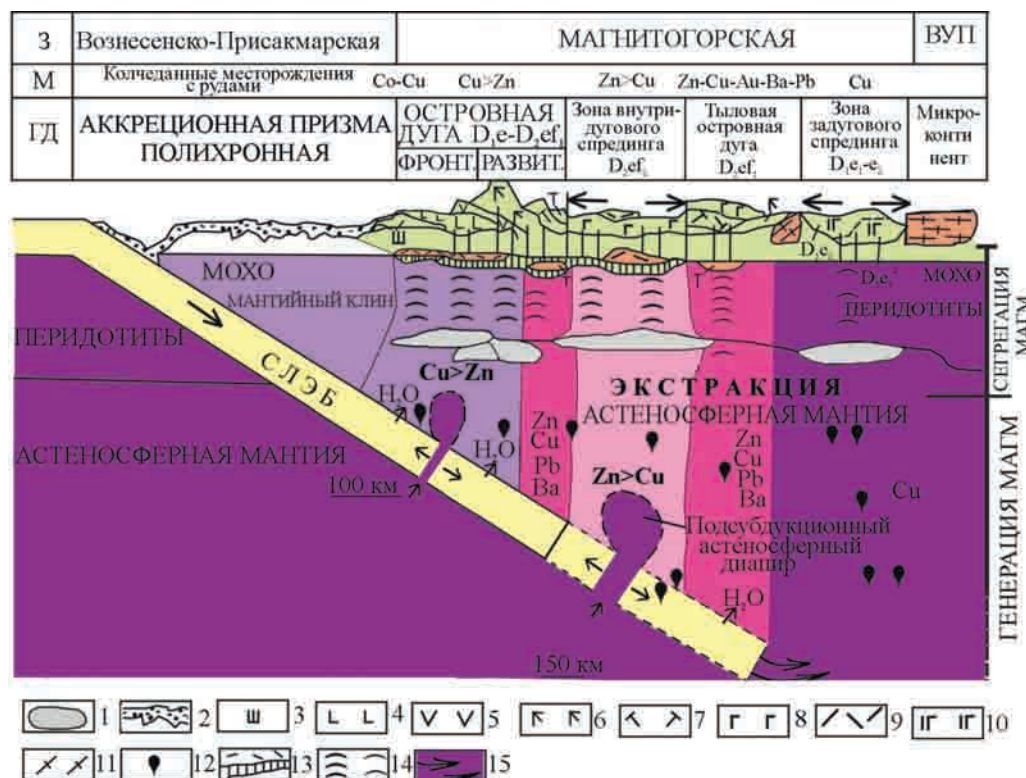


Рис. 2. Схема развития надсубдукционного вулканизма и колчеданообразования в ММЗ. В зависимости от глубины погружения слэба в верхнюю мантию меняется состав водных субдукционных флюидов, интенсивность экстракции рудогенных элементов (Cu, Zn, Pb, Ba) из мантийного субстрата в ходе парциального выплавления магм в надсубдукционной зоне, что влияет на состав и объем рудного вещества в колчеданных месторождениях (пояснения см. в тексте).

1 – зоны магнеобразования в мантийном клине; 2 – серпентинитовый меланж; 3–10 – базальтовые магмы, исходные для петрогенетических серий и соответствующих магматических комплексов: 3 – шошонитовая серия, мостостроевский комплекс (D_{1e1}); 4 – бонинитовая серия, бурибайский комплекс (D_{1e2}); 5 – известково-щелочная серия, верхнетаналыкский комплекс (D_{1e2}); 6 – известково-щелочная и толеитовая серии, ирендыкский комплекс (D_{2ef1}); 7 – шошонитовая серия с известково-щелочным уклоном, сукраковский и джусинский комплексы (D_{2ef1}); 8 – толеитовая островодужная серия, карамалыташский комплекс и его возрастные аналоги (D_{2ef2}); 9 – кремнекислые породы в составе карамалыташского комплекса; 10 – базальты субконтинентальные, джайланский комплекс (D_{1e2}) и базальты субокеанические, киембаевский комплекс (D_{1e2}); 11 – кристаллические сланцы Восточно-Уральского микроконтинента; 12 – генерация магм; 13 – очаги базальтовых и кислых магм на границе нижняя кора–верхняя мантия; 14 – поднимающиеся мантийные диапиры; 15 – направление миграции субдукционных флюидов в зону задугового спрединга. Сокращения: 3 – зоны, М – металлогения колчеданная, ГД – геодинамические обстановки, ВУП – Восточно-Уральское поднятие.

Fig. 2. Scheme of development of suprasubduction volcanism and massive sulfide formation of the MMZ. Depending on the depth of the slab sinking into the upper mantle, the composition of water subduction fluids and the intensity of extraction of ore elements (Cu, Zn, Pb, Ba) from the mantle substrate during partial melting of magmas in the suprasubduction zone change, which affects the composition and volume of ore matter in massive sulfide deposits (explanations in the text).

1 – magma formation zones in mantle wedge; 2 – serpentinite melange; 3–10 – basaltic magmas, primary for petrogenetic series and corresponding magmatic complexes: 3 – shoshonite series, Mostostroy complex (D_{1e1}), 4 – boninite series, Buribay complex (D_{1e2}), 5 – calcalkaline series, Upper Tanalyk complex (D_{1e2}), 6 – calc-alkaline and tholeiitic series, Irendyk Complex (D_{2ef1}), 7 – shoshonite series with calc-alkaline trend, Sukrakov and Djusinsk complexes (D_{2ef1}), 8 – tholeiitic island-arc series, Karamalytash complex and its age analogues (D_{2ef2}), 9 – silicic rocks in Karamalytash complex, 10 – subcontinental basalts of Djalga complex (D_{1e2}) and suboceanic basalts of Kiembai complex (D_{1e2}); 11 – the schists of East-Uralian Microcontinent; 12 – magma generation; 13 – basaltic and felsic magma chambers at lower crust–upper mantle boundary; 14 – uplifting mantle diapirs; 15 – direction of migration of subduction fluids to the zone of back-arc spreading. Abbreviations: 3 – zones, М – massive sulfide metallogeny, ГД – geodynamic settings, ВУП – East Ural Uplift.

ровались фронтальная островная дуга (D_{1e2}), развита и тыловая островные дуги (D_{2ef1}), зона задугового спрединга (D_{1e2}). В позднейфельское вре-

мя формируется колчеданосная внутридуговая карамалыташско-шуулдакская спрединговая зона, которая в данной статье не рассматривается.

Комплексы эмского возраста

Ивановский колчеданосный комплекс расположен преимущественно в южной части зоны ГУР. Он включает в себя Дергамышское, Ишкининское и Ивановское Ni-Co-Cu-колчеданные месторождения (см. рис. 1) с рудными телами, состоящими из обломков руд пирит-пирротинового и халькопирит-пирротинового состава и из блоков и обломков серпентинитов. Севернее в зоне ГУР залегают Кизникеевское месторождение и рудопроявления того же типа (Красная жила, Кутуевское и др.). Главный Уральский разлом представляет собой зону меланжа, включающую в себя блоки, обломки и пластины серпентинитов, разновозрастных базальтов, латитов (D_{1e1} ?), вулканогенно-осадочных и кремнистых пород, редко углеродистых пород, содержащих силурийский граптолиты (Зайков и др., 2009; Косарев и др., 2018). Оруденение ивановского комплекса залегает главным образом в пачке эдафогенных серпентинито-обломочных брекчий, иногда перекрывающих пластину массивных серпентинизированных гипербазитов со стратиграфическим контактом. Возраст ивановского комплекса определяется по результатам изучения конодонтовой фауны как поздний эмс (D_{1e2}) (Маслов, Артющкова, 2000) и сопоставляется с баймак-бурибайской свитой, но нижняя граница его не датирована. В разрезах Гайского рудного района на Репинском участке, ниже вулканогенной толщи, соответствующей баймак-бурибайской свите, располагаются толщи мостостроевского трахибазальт-трахитового комплекса раннеэмского возраста (Стратиграфия и корреляция..., 1993). Верхние рудные тела серноколчеданных руд на Ивановском месторождении расположены среди базальтов, образующих вышележащую пластину. В вулканитах комплекса, наряду с базальтами, присутствуют бониниты, магнезиальные андезиты, дациты и риолиты. С вулканитами ассоциируют интрузивные породы габбро-диорит-плагиогранитного ряда, близкие к ним по петро-геохимическим свойствам.

Базальты ивановского комплекса относятся к низкотитанистому островодужному типу, они детально изучались В.А. Симоновым и В.В. Зайковым, П. Йонасом (Зайков и др., 2001, 2009; Jonas, 2004; Nimis et al., 2010) и авторами данной статьи. Представительность выборок вулканитов различной основности в пределах отдельных рудных полей неравномерна. Базальты преобладают в верхней части разреза Ивановского месторождения, ассоциируясь с серноколчеданной минерализацией. Базальты относятся к магнезиальному типу: MgO – 5.92–12.02 мас. %, коэффициент магнезиальности $Mg\#$ – 59.47–75.44; натриевому: Na_2O – 2.08–5.08 мас. %, низкокалиевому: K_2O – 0.04–1.17 с умеренными содержаниями Al_2O_3 – 13.85–15.48 мас. %. Присутствуют выщелоченные разновидности ба-

зальтов с низким Na_2O – 0.01–0.99 мас. %. Большая часть вулканитов основного и среднего состава принадлежит к бонинитовой серии (рис. 3г), которые на диаграмме (рис. 3в) располагаются в поле известково-щелочной серии. На спайдер-диаграмме (рис. 3е) виден преобладающий хондритовый тип распределения РЗЭ. Общее пониженное содержание РЗЭ при обогащении ЛРЗЭ и дефиците СРЗЭ и ТРЗЭ, обнаруживается у ожелезненного базальта с раложенным плагиоклазом и, соответственно, низкими CaO , Na_2O и K_2O . Кремнекислые породы эффузивной фации (рис. 3а, б) относятся к известково-щелочной и толеитовой сериям, в небольших объемах присутствует умереннощелочная серия. Концентрации K_2O в последней достигают 0.97 мас. %, в субщелочных разновидностях – 1.87 при Na_2O – 6.7 мас. %. Кремнекислые породы, представленные интрузивной фацией, обогащены РЗЭ. В кварцевых диоритах и субщелочных гранитах видны повышенные концентрации ЛРЗЭ по сравнению с СРЗЭ и ТРЗЭ.

Главными геохимическими особенностями базальтов являются их высокая магнезиальность, низкая титанистость и калиевость (см. рис. 3), хондритовый тип распределения РЗЭ (см. рис. 3е). Присутствуют также низкомагнезиальные вулканиты андезибазальт-андезитового состава, принадлежащие к островодужной толеитовой и известково-щелочной сериям. Кислые породы ивановского комплекса обогащены ЛРЗЭ и обеднены ТРЗЭ, повышены концентрации Zr (73.8–155 г/т) (Jonas, 2004).

Габброиды из эдафогенных брекчий горы Див (д. Байгускарово) обнаруживают комагматичность с бонинитовыми базальтами и бонинитами Ишкининского и Ивановского рудных районов (см. рис. 3а–г), выделяются разновидности с повышенной щелочностью (см. рис. 3а).

На диаграммах (рис. 4а, б) базальты ивановского комплекса в координатах Nb/Yb–Th/Yb (см. рис. 4а) в большинстве своем приурочены к полю бонинитов (БОН Br) бурибайского вулканического комплекса, что подтверждает правильность выделения баймак-бурибайской свиты в Вознесенско-Присакмарской зоне. Фигуративная точка одной из проб располагается близко к пробе Т-4Б и к стандарту ОРВ (океанических плато-базальтов). В координатах Zr/Y–Nb/Y большинство точек базальтов ивановского комплекса расположены вблизи стандарта NMORB и бонинитовых базальтов бурибайского комплекса в поле плюмовых источников. Три фигуративные точки базальтов ивановского комплекса попадают в поле плюмовых источников вблизи разделительной линии и рядом со стандартом ОРВ. Эти данные позволяют предполагать возможность смешения магм надсубдукционного типа бонинитовой серии с магмами типа ОРВ. Причем в ивановском комплексе участие плюмового источника выражено более определенно.

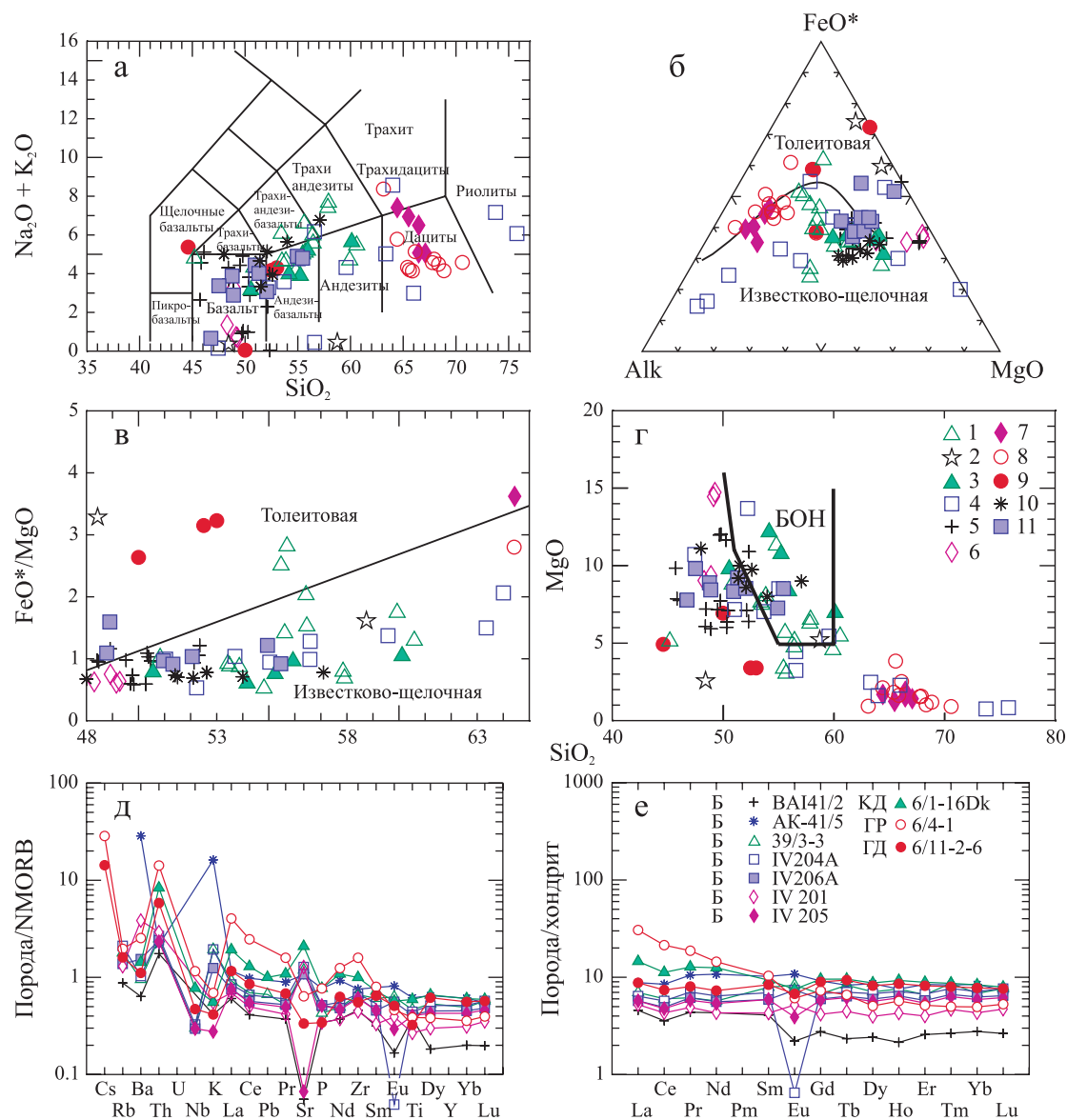


Рис. 3. Особенности химизма вулканитов ивановского вулcano-интрузивного комплекса. Диаграммы: TAS (а), AFM (б), $\text{SiO}_2\text{--FeO}^*/\text{MgO}$ (в) и $\text{SiO}_2\text{--MgO}$ (г). Распределение микроэлементов, нормированных по NMORB (д) (Sun, McDonough, 1989), и РЗЭ, нормированных по хондриту (е) (Nakamura, 1974), в вулканитах ивановского комплекса.

Ишкининское рудное поле: 1, 2 – эффузивные породы: 1 – базальты и андезибазальты, 2 – базальты и андезибазальты выщелоченные; 3 – дайки тонкозернистых габброидов и диоритов; 4 – интрузивные породы (Jonas, 2004). Ивановское рудное поле: 5 – базальты (Nimis et al., 2010). Дергамышское рудное поле: 6 – габбро; 7 – эффузивные породы (Nimis et al., 2010); 8 – кислые лавы Дергамышского месторождения (Зайков и др., 2009); 9 – базальты баймак-бурибайской толщи района д. Казанки и надрудной толщи Дергамышского месторождения; 10 – габброиды и диориты из обломков олистостромовой толщи района д. Байгускарово; 11 – базальты баймак-бурибайской свиты из района д. Чингизово.

BA141/2, AK-41/5 – базальты баймак-бурибайской толщи района д. Казанки и из надрудной толщи Дергамышского месторождения (коллекция А.М. Косарева); 39/3-3, IV204A, IV206A, IV201, IV205 – базальты Ивановского рудного поля (Nimis et al., 2010); 6/1-16Dk, 6/4-1, 6/11-2-6 – кислые интрузивные породы Ишкининского рудного поля (Jonas, 2004).

Сокращения: БОН – бонинитовая серия, Б – базальт, КД – кварцевый диорит, ГР – гранит, ГД – гранодиорит.

Fig. 3. Petrochemical features of volcanites of the Ivanovka intrusive-volcanic complex. Diagrams: TAS (a), AFM (b), $\text{SiO}_2\text{--FeO}^*/\text{MgO}$ (v) and $\text{SiO}_2\text{--MgO}$ (g). Distribution of trace elements, normalized by NMORB (d) (Sun, McDonough, 1989) and rare-earth elements normalized by chondrites (e) (Nakamura, 1974) in the volcanic rocks of the Ivanovo complex.

Ishkinino ore field: 1, 2 – effusive rocks: 1 – basalts and andesibasalts, 2 – basalts and andesibasalts leached; 3 – dikes of fine-grained gabbroids and diorites; 4 – intrusive rocks (Jonas, 2004). Ivanovka ore field: 5 – basalts (Nimis et al., 2010). Dergamysh

ore field: 6 – gabbro; 7 – effusive rocks (Nimis et al., 2010); 8 – acid lavas of the Dergamysh deposit (Zaikov et al., 2009); 9 – basalts Baymak-Buribay strata of the district Kazanka and supra-ore strata of the Dergamysh deposit; 10 – gabbroids and diorites of the fragments olistostrome strata of the district Baiguskarovo village; 11 – basalts of the Baymak-Buribay formation from district Chingizovo village.

BAI41/2, AK-41/5 – basalts Baymak-Buribay strata of the district Kazanka and supra-ore strata of the Dergamysh deposit (collection of A.M. Kosarev); 39/3-3, IV204A, IV206A, IV201, IV205 – basalts of Ivanovo ore field (Nimis et al., 2010); 6/1-16Dk, 6/4-1, 6/11-2-6 – acidic intrusive rocks of Ishkinino ore field (Jonas, 2004).

Abbreviations: БОН – boninitic series, Б – basalt, КД – quartz diorite, ГР – granite, ГД – granodiorite.

Ассоциация эдафогенных брекчий и конглобратов серпентинитов, габбро-диоритов и кремнистых пород характеризует фацию склона глубоководного желоба фронтальной островной дуги. По всей площади Вознесенско-Присакмарской зоны пачка серпентинообломочных пород и эффузивных базальтов вмещает Со-Си-колчеданные преимущественно мелкие рудные залежи, представляя собой в Магнитогорской мегазоне ранний ($D_{1e(1-2)}$) этап колчеданообразования.

Колчеданосные комплексы Тубинско-Гайского пояса

В северной части пояса (см. рис. 1) расположен баймакский палеовулканический комплекс, вмещающий месторождения Баймакского рудного района. В средней части пояса, с запада на восток располагаются бурибайский и макан-октябрьский комплексы. К южному замыканию пояса приурочено суперкрупное Гайское колчеданное ($Cu > Zn$) месторождение и рудный район. Тубинско-Гайский пояс сложен главным образом отложениями бурибайского ($D_{1e_2^{1b-br}}$) и верхнетаналыкского ($D_{1e_2^{2vtn}}$) комплексов, соответствующими баймак-бурибайской и верхнетаналыкской свитами в современном объеме (Вулканизм..., 1992; Маслов, Артющкова, 2010).

Первый из них (нижний) является контрастной базальт-риолитовой, второй – непрерывно дифференцированной базальт-андезит-риолитовой, формациями.

Бурибайский комплекс ($D_{1e_2^1}$) содержит месторождения медноцинково-колчеданного типа ($Cu > Zn$): Юбилейное и Бурибайское (см. № 16 и 17 на рис. 1). Рудоконтролирующее значение имеют щитовидные вулканы, кальдерные депрессии диаметром 1.5–2.0 км. Ранние медные руды отлагаются на поверхности базальтовой толщи ($b-br_2$), более поздние цинковые руды залегают среди кислых вулканитов $b-br_3$. Комплекс слагают нижняя, средняя и верхняя толщи (снизу вверх): 1) долерито-базальтовая, 2) пиллоу-базальт-бонинит-вариолитовая и 3) базальт-риодацитовая.

Долерито-базальты *нижней толщи* имеют мелкозернистую структуру. Преобладают базальты умереннощелочной натриевой серии с колебаниями $\Sigma K_2O + Na_2O$ (5.62–6.56 мас. %) и широким интервалом вариации количеств MgO (4.2–9.1

мас. %), связанным, скорее всего, с фракционированием оливина (Spadea et al., 2002). На диаграмме $Nb/Yb-Th/Yb$ (см. рис. 4) (Pearce, 2008) эта порода попадает в краевую часть поля бонинитов бурибайского комплекса. На границе первой и второй толщ залегает пачка пиллоу-базальтов мощностью 20–30 м с умеренными концентрациями TiO_2 (1.54 мас. %) и с количеством микроэлементов (см. рис. 4), близким к таковому плато-базальтов океанов (ОПВ) (Симонов и др., 2004).

Средняя толща пиллоу-базальт-бонинитовых вариолитов содержит нормальные по щелочности и субщелочные магнезиальные базальты, бонинитобазальты, бониниты, магнезиальные андезиты (Косарев и др., 2018).

Бонинито-базальты (рис. 5) содержат 46–52 мас. % SiO_2 , высокие содержания MgO (10.26–16.65), умеренные и низкие Al_2O_3 (10.11–15.68) и CaO (2.88–9.87), низкие TiO_2 (0.29–0.53), Na_2O (0.43–3.68) и K_2O (0.02–0.39) (все в мас. %). В бонинито-базальтах установлены невысокие концентрации (в г/т) Co (28–47) и V (137–274), низкие содержания Zr (24–79), Ba (26–85), большой разброс содержаний Cr (169–1011), Ni (56–381), Cu (16–184), Zn (38–332), Sr (36–203). В бонинито-базальтах установлены также низкие концентрации Yb и пониженные значения отношения La/Yb (0.5–1.67), что позволяет предполагать высокую степень плавления мантийного субстрата при формировании исходных магм бонинитовой серии бурибайского комплекса, варьирующую от 16 до 30% и, возможно, даже превышающую 30% (Косарев и др., 2005).

Составы бонинитов бурибайского комплекса приведены в ряде работ (Кузьмин, Кабанова, 1991; Spadea et al., 2002; Косарев и др., 2005, 2018; Chistyakova et al., 2011) и вынесены на петрохимические (см. рис. 5а–г) и геохимические (см. рис. 5д, е) диаграммы. В поле “бонинитов” (БОН) располагаются фигуративные точки бонинитов, андезибазальтов и часть наиболее лейкократовых бонинито-базальтов. Бонинито-базальты с пониженными SiO_2 группируются за пределами поля бонинитов, образуя группу пород, переходных к пикробазальтам. Небонинитовая составляющая бурибайского комплекса представлена низкомагнезиальными базальтами умереннощелочной серии нижней толщи, сконцентрированными в левом нижнем углу диаграммы SiO_2-MgO . Эти данные показывают, что первые выплав-

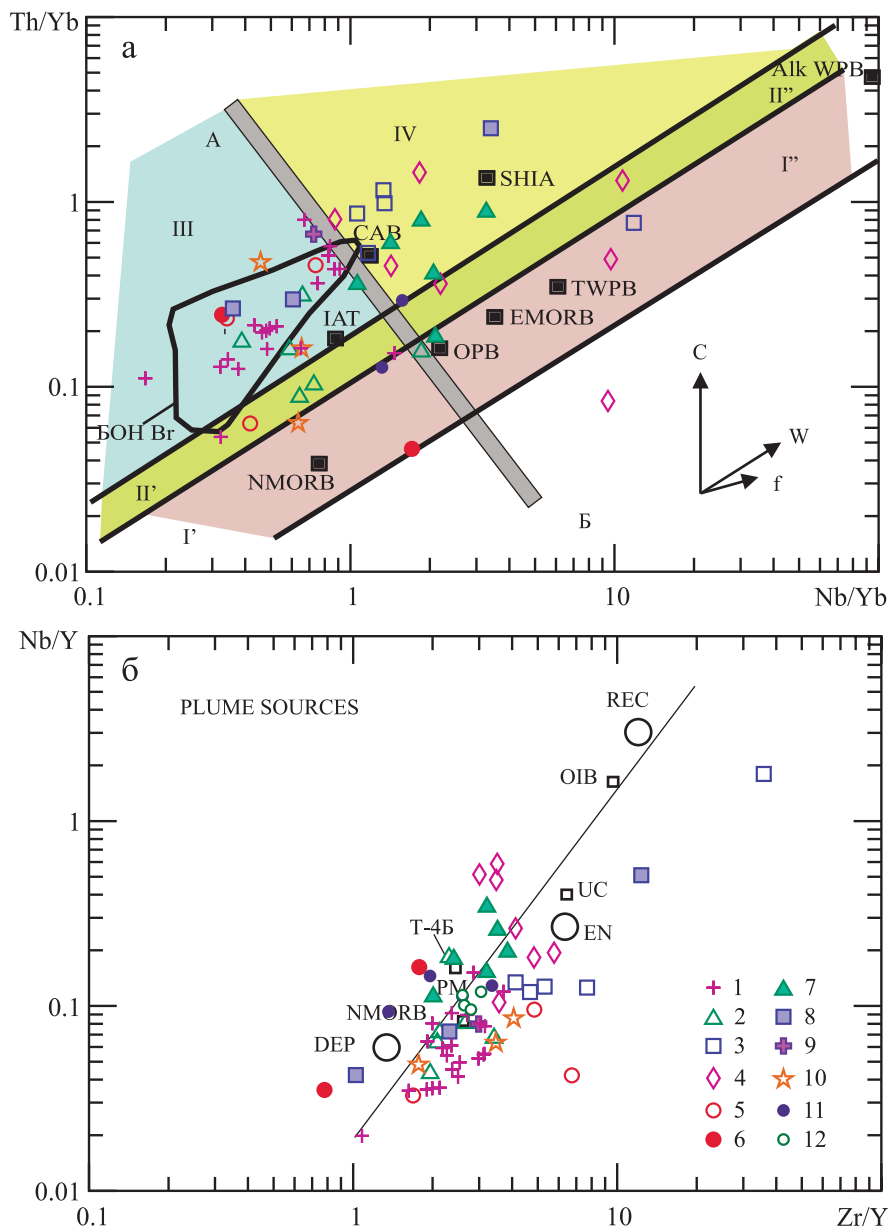


Рис. 4. Соотношения Nb/Yb–Th/Yb (a) (Pearce, 2008), Zr/Y–Nb/Y (б) (Fitton et al., 1997; Condie, 2003) в базальтах вулканических комплексов позднеэмско-раннеэйфельского возраста Магнитогорской палеоостроводужной мегазоны.

а – стандартные составы базальтов различных геодинамических обстановок: NMORB – нормальные толеитовые базальты COX, EMORB – обогащенные базальты COX. Стандартные составы островных дуг: IAT – толеитовые базальты островных дуг, CAB – известково-щелочные базальты, SHIA – шошонитовая серия, OPB – базальты подводных океанических плато (Богатиков и др., 2010), TWPB – внутриплитные базальты переходного типа, Alk WPB – щелочные внутриплитные базальты, BOHBr – бонинитовая серия бурибайского комплекса. Поля: I'–I'' – поле океанических базальтов, II'–II'' – поле переходных составов от океанических к островодужным, III – поле островодужных составов с океанической и мало-мощной островодужной корой, IV – поле островодужных составов с мощной островодужной и переходной к континентальной корой.

б – источники (сокращения): DEP – деплетированный, REC – рециклинговый, EN – обогащенный, OIB – базальты океанических островов, UC – состав верхней коры, PM – примитивная мантия. Палеовулканические комплексы: 1 – ивановский, 2 – бурибайский, 3 – баймакский, 4 – макан-октябрьский, 5 – гайский, 6 – подольский, 7 – гадельшинский, 8 – гадилевский, 9 – джусинский, 10 – домбаровский, 11 – тылаиты Платиноносного пояса Урала (Пушкарев, 2018), 12 – анкармиты Гадельшинского и Кунакайского вулканов (Пушкарев и др., 2017).

Fig. 4. Ratios of Nb/Yb–Th/Yb (a) (Pearce, 2008), Zr/Y–Nb/Y (б) (Fitton et al., 1997; Condie, 2003) in volcanic complexes of the Late Emsian–Early Eifelian age of the Magnitogorsk paleostructure megazone.

a – standard compositions of various geodynamic settings basalts: NMORB – normal tholeiitic basalts MOR, EMORB – enriched basalts MOR. Standard compositions of island arcs: IAT – tholeiitic basalts of island arcs, CAB – calc-alkali basalts, SHIA – shoshonite series, OPB – oceanic submarine basalts plateau (Bogatikov et al., 2010), TWPB – intraplate basalts of transitional type, Alk WPB – alkaline within-plate basalts, BOHBr – boninites series Buribay complex. Field: I'–I'' – the field of oceanic basalts, II'–II'' – the field of transitional compositions from oceanic to island-arc, III – the field of island arc compositions of oceanic and of low-thickness island-arc crust, IV – the field of island arc compositions with thick island-arc and transition to the continental crust. 6 – the sources (reduction): DEP – depleted, REC – recycling, EN – enriched, OIB – basalts of oceanic islands, UC – composition of the upper crust, PM – primitive mantle. Paleovolcanic complexes: 1 – Ivanovka, 2 – Buribay, 3 – Baymak, 4 – Makano-October, 5 – Gay, 6 – Podolsk, 7 – Gadelsha, 8 – Godilewo, 9 – Djusa, 10 – Dombarovka, 11 – tylaite of the Ural Platinum-bearing belt (Pushkarev, 2018), 12 – ankaramites of the Gadelsha and Kunakay volcanoes (Pushkarev et al., 2017).

ки магм бурибайского комплекса формировались при пониженных степенях плавления мантийного субстрата (Рябчиков, 1987; Косарев и др., 2005), вызванного поступлением в зону магмообразования субдукционных флюидов.

На границе нижней толщи умереннощелочных натриевых базальтов и средней толщи магнезиальных пиллоу базальтов и вариолитовых бонинитов залегает пачка пиллоу базальтов мощностью около 30 м с умеренными концентрациями TiO_2 (1.51 мас. %). По геохимическим характеристикам умереннотитанистые базальты близки к океаническим плато-базальтам, что видно на диаграммах рис. 4. На рис. 4б фигуративная точка пробы Т-4Б располагается в поле плюмовых составов.

Породы, типоморфные для бонинитовой серии, охватывают интервал бонинитов SiO_2 – 52–58%, MgO – 8–13% – и магнезиальных андезитов SiO_2 – 56–60%, MgO – 5–10% (см. рис. 5б). Объемы средних пород невелики. Бонинитовые вариолиты нередко образуют маломощные линзочки среди бонинито-базальтов (Косарев и др., 2018).

В вариолях бонинитовых вариолитов присутствует кислое, существенно альбитовое стекло. От кислых пород бурибайского комплекса оно отличается более высокой глиноземистостью, суммарной щелочностью, натриевостью и иногда калиевостью (Косарев и др., 2018).

Верхняя базальт-риолитовая толща в большей части разреза у д. Хворостянки сложена кислыми эффузивами с прослоями тefрогенных пород и пироксеновых базальтов. В кислых эффузивных породах K_2O варьирует от 0.05 до 1.68%, Na_2O – от 4.3 до 8.65%. В наиболее щелочных разновидностях установлен повышенный уровень содержания РЗЭ и обогащение ЛРЗЭ, что говорит об изначальной субщелочной их специфике.

Колчеданные месторождения бурибайского комплекса (Бурибайское и Юбилейное) относятся к медно-цинковому типу ($\text{Cu} > \text{Zn}$) и залегают на границе базальтов (br_2) и перекрывающих руды кислых вулканитов (br_3). Главные особенности комплекса следующие.

1. Подрудные базальт-бонинитовые вулканиты второй толщи бурибайского комплекса (br_2) представляют собой ассоциацию с преобладанием бонинитовой серии.

2. На границе br_1 - br_2 выявлены базальты, сходные по геохимическим характеристикам с базальтами, слагающими океанические плато. Появление этих базальтов можно связывать с разрывом слэба и проявлением вулканизма, близкого к внутриплитному, генетически связанному с подсубдукционным астеносферным диапиром (см. рис. 2).

3. Необходимо отметить сходство химизма вулканитов бурибайского комплекса с ивановским комплексом.

Основные породы бурибайского вулканического комплекса ($\text{D}_{1\text{e}_2\text{br}}$) представлены тремя типами: 1 – бонинитовые базальты с низкими TiO_2 ; 2 – магнезиальные субщелочные натриевые низкотитанистые базальты; 3 – умереннотитанистые низкомагнезиальные толеитовые базальты. Третий тип базальтов (умереннотитанистых) генетически связан с астеносферным диапиром “slab-window”. На диаграмме Nb/Y-Zr/Y (см. рис. 4) точка (Т-4Б) располагается в поле плюмового источника, рядом с фигуративной точкой РМ (примитивной мантии).

Кислые породы бурибайского комплекса представлены нормальнощелочными и умереннощелочными разновидностями. Последние сопоставимы с кислым существенно альбитовым стеклом вариолей из бонинитов. Возможно, присутствуют два генетических типа кислых пород: 1 – умереннощелочные с повышенным Na_2O , редко K_2O , продукты ликвации пикробазальт-бонинит-базальтового расплава; 2 – выплавки кислых магм из амфиболизированной нижней коры (Малпас, 1983).

Баймакский, макан-октябрьский и гайский колчеданосные комплексы, расположенные с севера на юг в Тубинско-Гайском колчеданосном поясе, сложены большей частью вулканитами верхнетаналыкской свиты ($\text{D}_{1\text{e}_2^2\text{vtn}}$), представленной базальт-андезит-дацит-риолитовой формацией.

Баймакский комплекс вмещает более 20-и мелких колчеданных барит-золото-полиметаллических месторождений (№ 4–15 на рис. 1) (Колчеданные..., 1973; Серавкин, 1986). Рудоконтролирующее значение имеют мелкие вулканокупольные постройки кислого состава, палеовулканические депрессии, экструзивные и субвулканические тела кислого состава. Основным объемом баймакского комплекса слагают две толщи верхнетаналыкской

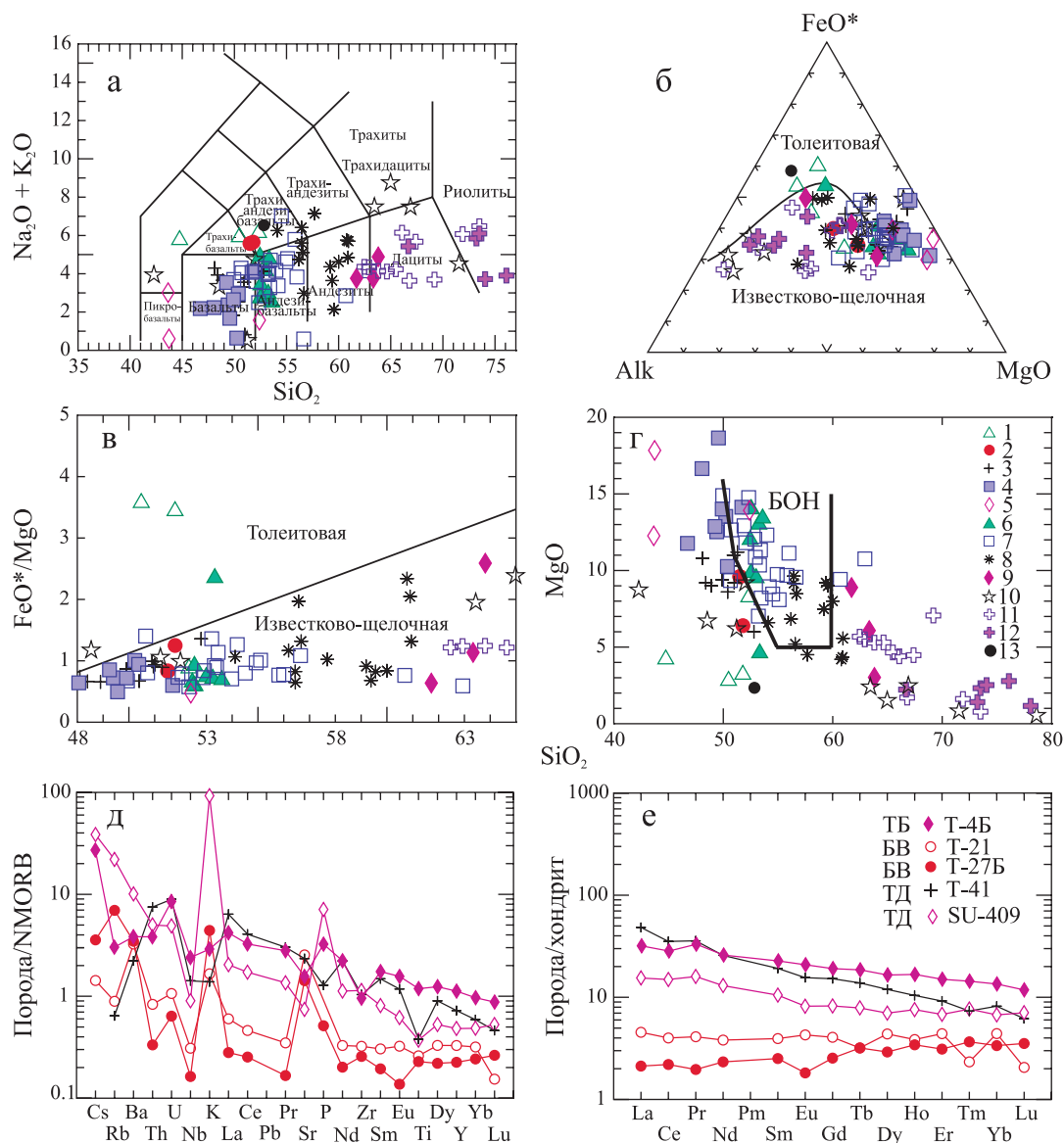


Рис. 5. Особенности химизма пород бурибайского комплекса.

Диаграммы: TAS (а), AFM (б), SiO_2 - FeO^*/MgO (в) и MgO - SiO_2 (г). 1–5 – базальты различных типов: 1 – низкотитанистые, умереннощелочные с низким MgO (br_1), 2 – субщелочные магнезиальные (br_{1-2}), 3 – магнезиальные нормальнощелочные (br_2), 4 – бонинито-базальты (br_2), 5 – пикробазальты и бонинито-базальты Юбилейного рудного поля (br_2); 6 – бониниты высококальциевые из разреза у д. Хворостянка (br_2) (Spadea et al., 2002; Косарев и др., 2005, 2018); 7 – бониниты из разрезов по р. Таналык у пос. Самарское и ручью Шанхай (Chistyakova, Latypov, 2011) (br_2); 8 – андезибониниты (br_2), д. Хворостянка; 9 – магнезиальные андезидациты (br_2); 10 – базальты, андезиты и кислые эффузивы у д. Хворостянка (br_3); 11 – кислые породы из даек в урочище Шанхай (Зайков и др., 2001); 12 – кислые породы Юбилейного рудного поля (коллекция М.Ю. Аржавитиной); 13 – умереннотитанистые субщелочные базальты (проба Т-4Б, br_{1-2}), близкие к ОРВ.

Тренды распределения редких и редкоземельных элементов на спайдер-диаграммах порода/NMORB (д) (Sun, McDonough, 1989) и порода/хондрит (е) (Nakamura, 1974). ТБ – трахибазальт; БВ – бонинитовый вариолит; ТД – трахидацит; Т-4Б – пиллоу базальт умереннотитанистый, верхняя часть разреза br_1 , разрез по р. Таналык южнее д. Хворостянки; Т-21, Т-27Б – бонинитовые вариолиты, br_2 , разрез по р. Таналык на юго-восточной окраине д. Хворостянки; Т-41 – трахидацит, br_3 , разрез по р. Таналык выше плотины Хворостянского водохранилища (Косарев и др., 2005); SU-409 – трахидацит, дайка, ручей Шанхай (Spadea et al., 1998).

Fig. 5. Chemical features of rocks of the Buribay complex.

Diagrams: TAS (a) AFM (b), SiO_2 - FeO^*/MgO (c) and MgO - SiO_2 (d). 1–5 – basalts of various types: 1 – low-titanic subalkaline with low MgO (br_1), 2 – subalkaline magnesian (br_{1-2}), 3 – magnesian of normal alkaline (br_2), 4 – boninitic basalts (br_2), 5 – picrobasalts and boninitic basalts of Yubileyny ore field (br_2); 6 – boninites high calcic near Khvorostyanka vil. (br_2) (Spadea et al., 2002; Kosarev et al., 2005, 2018); 7 – boninites of the sections of Tanalyk near vil. Samarsk and river Shanghai (Chistyakova, Latypov, 2011) (br_2); 8 – andesiboninites (br_2), vil. Khvorostyanka; 9 – magnesian andesidacite (br_2); 10 – basalts, andesites and acid

dic effusive rocks from the vil. Khvorostyanka (br₃); 11 – acid rocks from the dykes in the tract of Shanghai (Zaykov et al., 2001); 12 – acidic rocks of the Yubileiny deposit (collection of M.Yu. Arzhavina); 13 – moderate titanitic subalkaline basalts (sample T-4Б, br₁₋₂) close to OPB.

Distribution of rare and rare earth elements in rocks spiderdiagram the rocks/NMORB (д) and the rock/chondrite (е) (Nakamura, 1974). БВ – boninitic variolite; ТД – trachydacite; ТБ – trachybasalt; Т-4Б – pillow basalt of moderate TiO₂, upper part of the section br₁, section along the Tanalyk River south of Khvorostyanka vil.; Т-21, Т-27Б – boninite variolites, br₂, section along the Tanalyk River on the south-eastern edge of Khvorostyanka vil.; Т-41 – trachydacite, br₃, section along the Tanalyk River upstream of the Khvorostyanka reservoir dam (Kosarev et al., 2005); SU-409 – trachydacite, dike, Shankhai Creek (Spadea et al., 1998).

свиты. Нижнюю из них составляют вулканы базальтового, андезибазальтового и андезитового, редко кислого состава и тефроида того же типа. В верхней толще главенствуют кислые вулканы в сочетании с андезитами и тефроидами с прослоями яшм. Колчеданно-полиметаллические месторождения локализованы как в нижней толще, занимая положение в кровле кислых пород (Бакр-тау и Тубинское), так и в верхней толще, располагаясь в пачках вулканитов андезитового состава.

К петро-геохимическим особенностям баймакского интрузивно-вулканического комплекса относятся следующие (рис. 6).

1. Вулканы баймакского комплекса (Косарев и др., 2005) относятся к известково-щелочной серии с повышенной магнезиальностью. Единичные пробы в разрезе комплекса представлены бонинитами (см. рис. 6а–б, г), мас. %: SiO₂ – 52–60, MgO – 6.6–10.63, Al₂O₃ – 14.53–17.0, FeO_t – 7.4–9.12%; г/т: Ва – 87–132, Sr – 57–251, Zr – 33–75. Базальты баймакского комплекса располагаются в поле плюмовых источников (см. рис. 4б).

2. Кислые породы баймакского комплекса в основном вписываются в ту же известково-щелочную серию (см. рис. 6а–в), содержания K₂O в них колеблется 0.1–3.15 мас. % (Сопко и др., 1973) при максимальной встречаемости проб с количествами K₂O – 0.5–0.9 мас. %.

3. На спайдер-диаграммах (см. рис. 6 д–е) на графиках видно обогащение пород ЛРЗЭ и обеднение ТРЗЭ.

На спайдер-диаграмме Порода/NMORB проявлены отрицательные геохимические аномалии Ti, Y, P, Nb, реже U и Th, La, Ce, Pr, часто (см. рис. 6в) обнаруживаются положительные аномалии K, Sr, Zr, Ва, свидетельствующие об участии субдукционных флюидов в процессе магнезиализации.

4. На диаграмме Nb/Yb–Th/Yb (см. рис. 4а) базальты баймакского комплекса приурочены к полю IV, соответствующему площади с корой островодужного типа повышенной мощности. На диаграмме Zr/Y–Nb/Y (см. рис. 4б) точки базальтов баймакского комплекса располагаются в поле плюмовых источников.

5. Главные отличия баймакского комплекса от бурибайского заключаются в отсутствии в первом бонинитов и толеитовых базальтов с хондритовым типом распределения РЗЭ и в существенно больших объемах в составе баймакского комплекса

кислых полифациальных вулканогенно-интрузивных пород. Эти данные находят подтверждение на геологической карте и в низкой интенсивности аномалий гравитационного поля (Серавкин, Цветкова, 1986) в Баймакском районе.

6. Месторождения Баймакского рудного района относятся к Au-колчеданно-полиметаллическому типу (Zn > Cu + Au). Все месторождения по запасам мелкие, с количеством Cu и Zn от 58.1 до 100.0 тыс. т.

Макан-октябрьский комплекс, вмещающий одноименные месторождения (№ 18 на рис. 1), занимает положение в Тубинско-Гайском поясе между Баймакским и Гайским рудными районами. Макан-Октябрьский комплекс составляет одноименный стратовулкан с диаметром основания около 17 км и с вершинной кальдерой, размером 4 × 5 км, выполненной кислыми породами и вмещающей рудные тела колчеданного месторождения. Комплекс состоит из трех толщ: нижней, базальт-андезибазальтовой, средней, андезит-андезибазальтовой и верхней, дацит-риолитовой (Среднепалеозойский вулканизм..., 1983). Преобладающая масса вулканитов макан-октябрьского колчедановосного комплекса принадлежит, как и в Баймакском районе, к известково-щелочной магнезиальной серии (рис. 7а–г). В подчиненном количестве присутствуют вулканы бонинитовой (см. рис. 7г) умереннощелочной серии, а также толеитовой магнезиальной серии, что подтверждается хондритовым типом распределения РЗЭ (см. рис. 7е) в пробах 097/5 и 097/7.

Кислые породы, близкие по составу к описанным в Баймакском районе, но с высоким содержанием калия (K₂O > 3 мас. %) здесь отсутствуют.

В макан-октябрьском комплексе на Северо-Маганском участке нижнюю часть разреза составляют низкотитанистые островодужные магнезиальные толеитовые базальты с повышенными концентрациями Nb и Y, пониженными количествами Zr, Th, Yb, которые соответствуют полю плюмовых источников (см. рис. 4). Часть точек составов базальтов Макан-Октябрьского комплекса располагается в поле плюмовых вулканитов. Эти породы занимают то же стратиграфическое положение, что и первая группа (плюмовых составов), но отличаются пониженными концентрациями MgO и Nb. Кроме того, плюмовые базальты залегают в более восточном разрезе в пределах Подольского

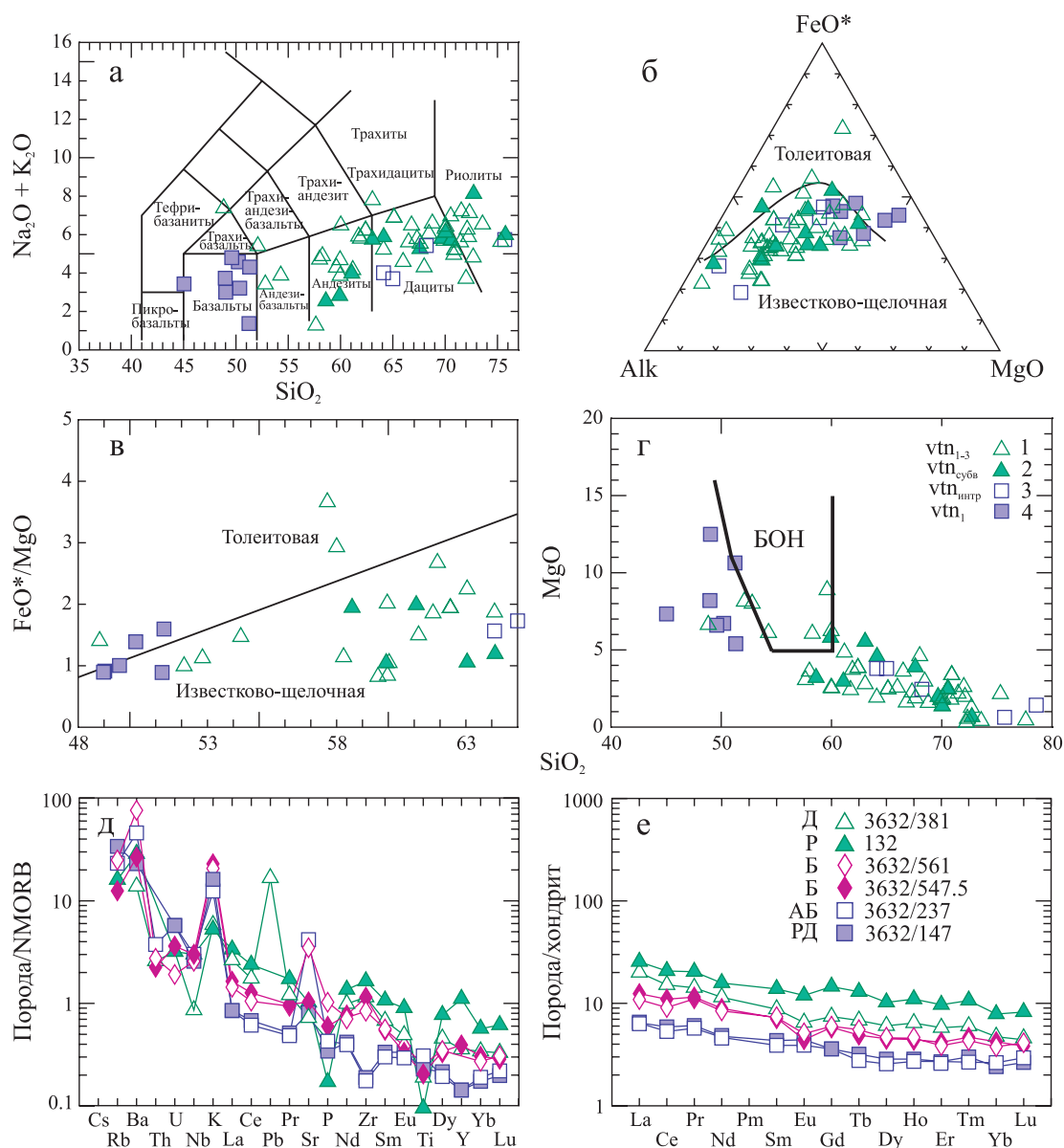


Рис. 6. Особенности химизма пород баймакского комплекса (Колчеданные..., 1973; авторская коллекция).

Диаграммы: TAS (а), AFM (б), $\text{SiO}_2\text{--FeO}^*/\text{MgO}$ (в) и MgO--SiO_2 (г). 1 – эффузивные породы различной основности; 2 – субвулканические андезиты, дациты, риолиты; 3 – гиповулканические гранодиориты и плагииграниты; 4 – базальты. БОН – поле бонинитов.

Тренды распределения редких и редкоземельных элементов на спайдер-диаграммах. Порода/NMORB (д) (Sun, McDonough, 1989) и порода/хондрит (е) (Nakamura, 1974). Д – дацит, Р – риолит, Б – базальт, АБ – андезибазальт, РД – риодацит.

Fig. 6. Chemical features of Baymak complex volcanites (The massive sulfide..., 1973; author's data).

Diagrams: TAS (a), AFM (б), $\text{SiO}_2\text{--FeO}^*/\text{MgO}$ (в) and MgO--SiO_2 (г). 1 – effusive rocks different basicity; 2 – subvolcanic andesites, dacites, rhyolite; 3 – intrusive granodiorites and plagiogranites; 4 – basalts. BOH – field of boninites.

Distribution rare and rare earth elements in rocks spiderdiagram the rocks/NMORB (д) (Sun, McDonough, 1989) and the rock/chondrite (е) (Nakamura, 1974). Д – dacite, Р – rhyolite, Б – basalt, АБ – andesibasalt, РД – rhyodacite.

блока. Мы предполагаем, что плюмовые и неплюмовые базальты генетически различны. Группа базальтов с плюмовыми характеристиками могла возникнуть в результате смешения базальтовых магм известково-щелочной серии (неплюмовых) с ба-

зальтами близкими к ОРВ (см. рис. 4а, б), продуцируемыми астеносферным диапиром.

Гайский комплекс, вмещающий суперкрупное медноцинковое ($\text{Cu} > \text{Zn}$) Гайское месторождение (№ 21 на рис. 1), контролируется крупной кольце-

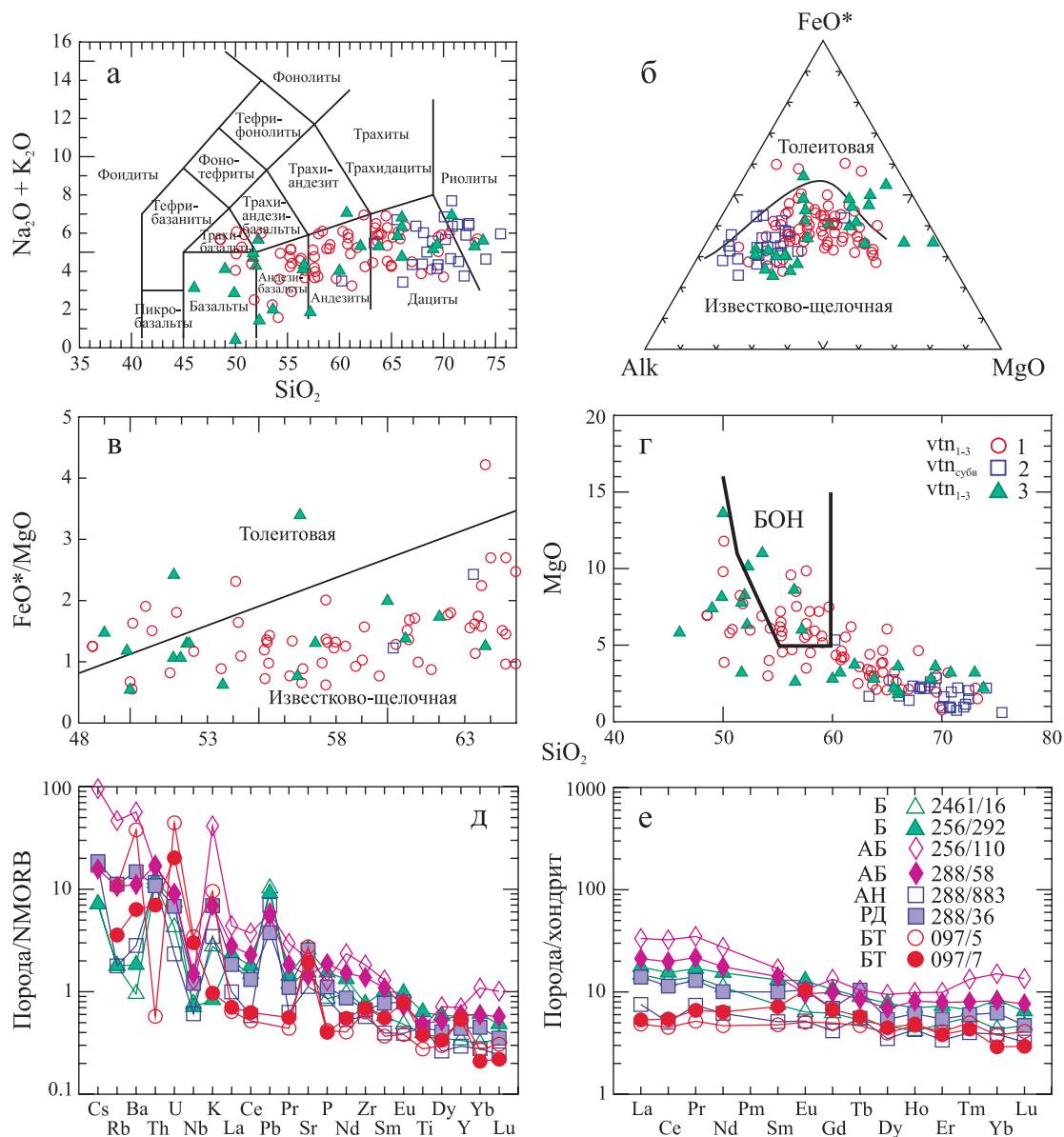


Рис. 7. Особенности химизма пород макан-октябрьского комплекса.

Диаграммы: TAS (а), AFM (б), $\text{SiO}_2\text{--FeO}^*/\text{MgO}$ (в) и MgO--SiO_2 (г). 1 – эффузивные породы, 2 – субвулканические и экструзивные породы, 3 – эффузивные породы (неопубликованные материалы А.М. Косарева).

Тренды распределения редких и редкоземельных элементов на спайдер-диаграммах: порода/NMORB (д) (Sun, McDonough, 1989) и порода/хондрит (е) (Nakamura, 1974). Б – базальт, АБ – андезибазальт, АН – андезит, РД – риодацит, БТ – базальт толетовый, РД – риодацит.

Fig. 7. Chemical features of Makan-October complex volcanites.

Diagrams: TAS (a), AFM (б), $\text{SiO}_2\text{--FeO}^*/\text{MgO}$ (в) и MgO--SiO_2 (г). 1 – effusive rocks, 2 – subvolcanic and extrusive rocks, 3 – effusive rocks (unpublished materials by A.M. Kosarev).

Distribution rare and rare earth elements in spiderdiagram: the rocks/NMORB (д) (Sun, McDonough, 1989) and the rock/chondrite (е) (Nakamura, 1974). Б – basalt, АБ – andesibasalt, АН – andesite, РД – rhyodacite, БТ – basalt tholeiitic, РД – rhyodacite.

вой структурой диаметром около 50 км, внутри которой по геофизическим данным (Прокин и др., 2004) отмечается куполообразное поднятие диаметром 22–32 км. Это поднятие представляет собой деформированный стратовулкан с сохранившей-

ся кратерной депрессией (Серавкин, 2007). Крупные размеры Гайского вулканического сооружения, значительные мощности кислых и средних вулканитов, коррелируются с уникальными запасами колчеданных руд и металлов, составляющих

8970.7 тыс. т Cu + Zn. По данным геолого-разведочных и научно-исследовательских работ (Бордаевская и др., 1979; Прокин и др., 2004), гайский комплекс слагают две толщи: 1) нижняя базальтовая; 2) рудовмещающая андезит-дацит-риодацитовая, соответствующие бурибайскому и верхнетаналыкскому вулканическим комплексам.

По петрохимическим материалам оренбургских геологов и авторским петрогеохимическим данным (рис. 8а–г) в составе гайского комплекса выделяются преобладающие нормальнощелочные толеитовая островодужная и известково-щелочная магнезиальная и в меньшем объеме в основных вулканитах умереннощелочная серии. Толеитовые островодужные базальты имеют следующий состав, мас. %: SiO₂ – 45.2–53.28, TiO₂ – 0.5–0.75, Al₂O₃ – 15.0–20.1, FeO_т – 9.0–12.85%, MgO – 2.33–6.0, CaO – 3.18–9.76, Na₂O – 1.05–4.32, K₂O – 0.04–1.77; и г/т: Rb – 2–9, Cr – 60.1, Co – 38.1, Ni – 28.6, Cu – 10.3, Zn – 102, Y – 7.84, Nb – 0.4, Zr – 12.9, Th – 0.7, La – 1.7, Yb – 0.2, La/Yb 1.6. На спайдер-диаграммах, где использованы нормированные концентрации микроэлементов (рис. 8д–з), толеитовые базальты характеризуются низкими количествами Rb, Nb, Zr, Th, отрицательными аномалиями Nb, Zr, La, Ce и положительными – Sr, Pb. Понижены также содержания Cr, Ni, Cu, повышен Zn.

Таким образом, гайский комплекс совмещает вулканиты умереннощелочной, толеитовой островодужной, бонинитовой и известково-щелочной серий. По сравнению с Баймакским районом и Макан-Октябрьским рудным полем в вулканитах Гайского района заметно возрастает доля базальтов, средних и кислых вулканитов толеитовой островодужной серии (см. рис. 8б, в). Присутствие в небольших объемах бонинито-базальтов, бонинитов и субщелочных базальтов в нижней части разреза Гайского рудного поля (см. рис. 8г) позволяет предположить, что этот разрез включает в себя редуцированный фрагмент нижней части разреза баймак-бурибайской свиты и главный по объему фрагмент верхнетаналыкской свиты.

Базальты гайского комплекса охарактеризованы лишь тремя ICP-MS анализами. Все пробы на диаграмме Nb/Yb–Th/Yb (см. рис. 4а) приурочены к полю III с маломощной островодужной корой в пределах контура бонинитов и вблизи его. На диаграмме Zr/Y–Nb/Y (см. рис. 4б) все пробы базальтов попадают в поле плюмового источника, частично совпадая с ореолом точек бурибайского комплекса.

Киембаевский комплекс (D_{1e2}) Домбаровского рудного района расположен в ЮВ части Магнитогорского мегасинклинария и представляет собой зону задугового спрединга, примыкающую к микроконтиненту Восточно-Уральского поднятия (см. рис. 1, 2).

Базальты киембаевского комплекса залегают на кремнисто-базальтовой толще джаилганского ком-

плекса раннедевонского–раннеэмского возраста (Косарев, 2007), который включается авторами геологической карты масштаба 1 : 200 000 А.С. Лисовым и П.В. Лядским в состав раннедевонской тюлькубайской толщи. Базальты (тефриты) джаилганского комплекса имеют высокие содержания (мас. %): TiO₂ – 2.2–4.19, FeO_{общ} – 9.8–16.6, K₂O + Na₂O – 3.3–7.69, что сближает их с базальтами континентальных рифтовых зон. Западнее поля развития джаилганского комплекса присутствует толща амфибол-гранат-дистеновых гранито-гнейсов и толщи зеленосланцевой и амфиболитовой фаций метаморфизма. Аналогичные породы слагают западный край Восточно-Мугоджарской зоны, продолжающей на юг Восточно-Уральское поднятие, интерпретируемое как микроконтинент (Вулканизм..., 1992).

Рудовмещающий киембаевский комплекс (рис. 9), содержащий Летнее, Осеннее и Весеннее колчеданные месторождения, образует серию щитовых базальтовых вулканов, иногда осложненных рудоносными кальдерами, сложен преимущественно базальтами и в верхней части содержит небольшие линзы натриевых, низкокалиевых кислых пород. Все разновидности базальтов содержат высокие концентрации TiO₂, варьирующие от 1.1 до 2.08%.

На диаграмме Nb/Yb–Th/Yb (см. рис. 4а) две фигуративные точки базальтов киембаевского комплекса расположены в поле III с маломощной океанической корой, переходной к островодужной. Одна из точек находится вблизи стандарта NMORB. На рис. 4б все точки базальтов киембаевского комплекса приурочены к полю плюмовых составов, вблизи стандарта NMORB.

По соотношениям Zr и Ti, Ti и Cr, Cr и Ni, Ni и Co базальты киембаевского комплекса близки к толеитам COX (Вулканизм..., 1992), обладающим островодужным уклоном (Косарев, 2009). Последний проявлен на спайдер-диаграммах в положительных нормированных по NMORB геохимических аномалиях U, Th, Pb и меньших значениях положительных аномалий Sr, K, Rb. Намечаются также отрицательные геохимические аномалии Nb, La, Ce, Pr, Zr. Все эти признаки, вместе с интенсивным проявлением колчеданного рудогенеза, можно рассматривать как показатель участия в процессе магмообразования и рудообразования субдукционных флюидов.

Летнее и Осеннее месторождения имеют типичный медноколчеданный состав.

Состав рудовмещающих пород позволяет сделать ряд выводов об условиях их образования.

1. По повышенным концентрациям (мас. %): TiO₂ (0.81–2.2), умеренным MgO (4.29–8.63, редко до 9.74) и повышенным Yb (1.8–3.09 г/т), умеренным и повышенным значением La/Yb (1.12–4.3), степень плавления мантийного субстрата (Bailey et

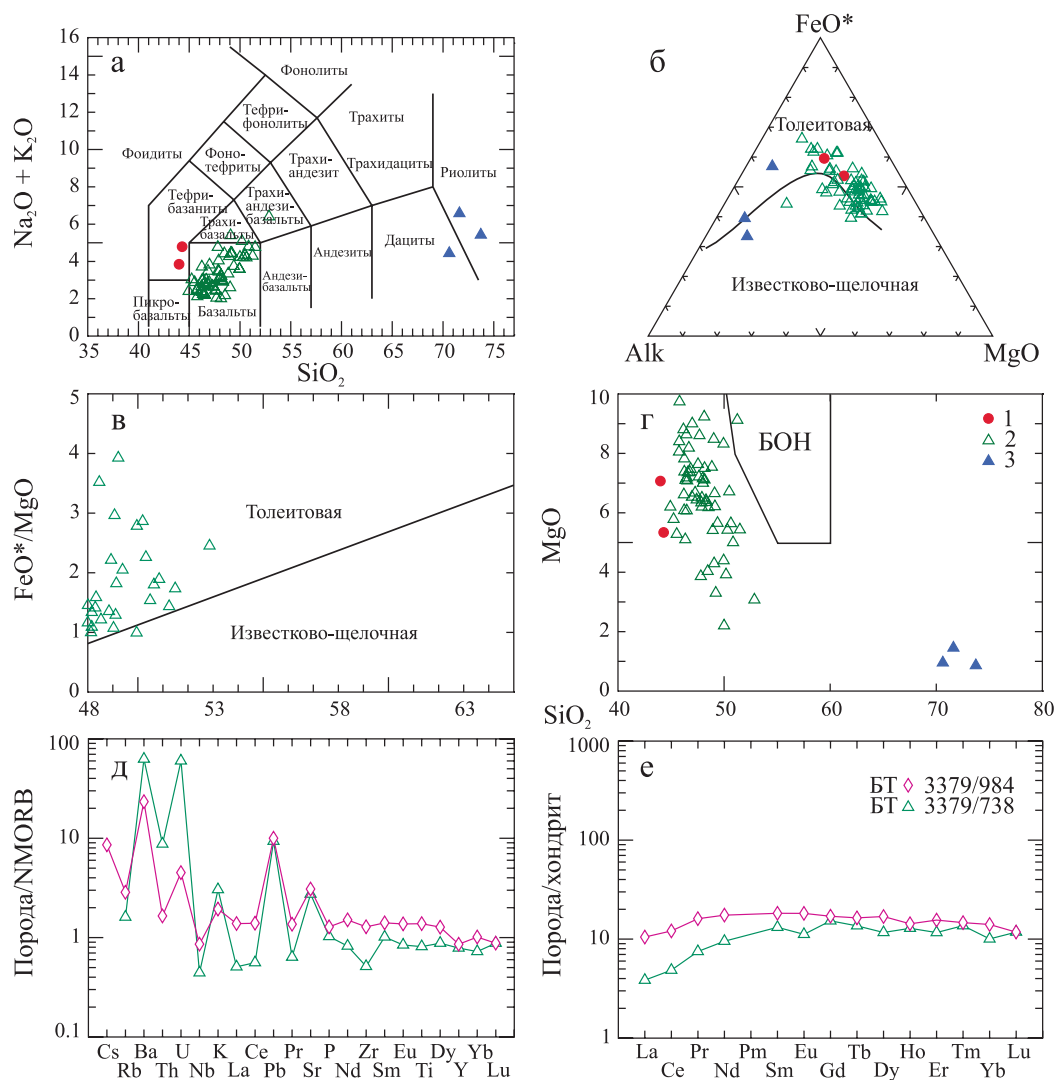


Особенности распределения редких и редкоземельных элементов на спайдер-диаграммах: порода/NMORB (д, ж) (Sun, McDonough, 1989) и порода/хондрит (е, з) (Nakamura, 1974); д, е – основные породы: Б_{сщ} – базальт субщелочной, БТ – базальт толeutовый; ж, з – кислые породы: Д – дацит, РД – риодацит.

Fig. 8. Chemical features of volcanics of the Gay complex.

Diagrams: TAS (a), AFM (б), $\text{SiO}_2\text{--FeO}^*/\text{MgO}$ (в) and MgO--SiO_2 (г). 1 – basalts and andesites of the lower stratum; 2 – volcanites of the basalt-andesite-boninite-dacite-rhyolite composition of the lower sub-stratum of the second stratum; 3 – volcanites of the dacite-rhyolite composition of the upper sub-stratum of the second stratum; 4 – trondjemites, by Malpas (Trondjemites..., 1983); 5 – БТ ОД (basalt of tholeiitic island arcs), БОН – field of boninites.

Distribution rare and rare earth elements in rocks spiderdiagram the rocks/NMORB (д, ж) (Sun, McDonough, 1989) and the rock/chondrite (е, з) (Nakamura, 1974). д, е – basic rocks: Б_{сщ} – basalt subalkaline, БТ – basalt tholeiitic; ж, з – acid rocks: Д – dacite, РД – rhyodacite.

**Рис. 9.** Особенности химизма киембаевского комплекса.

Диаграммы: TAS (а), AFM (б), $\text{SiO}_2\text{--FeO}^*/\text{MgO}$ (в) и MgO--SiO_2 (г). 1 – базальты (тефриты) джайлганского комплекса (D_{1e1}) высокотитанистые щелочные; 2 – базальты толентовые (БТ) киембаевского комплекса (D_{1e2}) субокеанические, близкие к NMORB с островодужным уклоном; 3 – кислые породы дацит-риолитового состава надрудной существенно базальтовой толщи киембаевской свиты.

Особенности распределения редких и редкоземельных элементов на спайдер-диаграммах порода/NMORB (д) (Sun, McDonough, 1989) и порода/хондрит (е) (Nakamura, 1974). в, г – основные породы: БТ – базальты толентовые нормальной щелочности, субокеанические.

Fig. 9. Chemical features of volcanics of the Kiembay complex.

Diagrams: TAS (a), AFM (б), $\text{SiO}_2\text{--FeO}^*/\text{MgO}$ (в) and MgO--SiO_2 (г). 1 – basalts (tephrite) of Dzailgan complex (D_{1e1}) high-titanic, alkaline; 2 – tholeiitic basalts (БТ) of the Kiembay complex (D_{1e2}), suboceanic, close to NMORB with an island-arc slope; 3 – acidic rocks of the dacite-rhyolite composition of the over-ore and basaltic strata of the Keimbay formation.

Distribution rare and rare earth elements in rocks spiderdiagram the rocks/NMORB (д) (Sun, McDonough, 1989) and the rock/chondrite (е) (Nakamura, 1974). в, г – basic rocks: БТ – basalt tholeiitic normal alkalinity, suboceanic.

al., 1989) при выплавлении исходных магм достигала 9–15%, в единичных случаях – 25%. Эти цифры гораздо ниже подобных значений для бурибайского и карамалыташского колчеданосных комплексов (Косарев и др., 2005, 2006).

2. На диаграмме $Zr/Y-Nb/Y$ базальты киембаевского комплекса располагаются вблизи стандарта NMORB, в поле неплюмовых составов.

3. По мере эволюции вулканизма Магнитогорской палеоостроводужной мегазоны, особенно в периоды формирования задуговых и внутридуговых спрединговых бассейнов, размеры мегазоны увеличивались и расстояние от глубоководного желоба (зона ГУР) до Восточно-Уральского поднятия (микроконтинента) возрастало. К концу эмского времени это расстояние могло составлять первые сотни км.

Комплексы раннеэфельского возраста

Комплексы этого возраста (D_{2ef_1}) расположены как в ЗМЗ (Подольский и Восточно-Подольский), где с востока примыкают к Тубинско-Гайскому поясу, так и в ВМЗ (Джусинский), располагаясь к СЗ от Домбаровского рудного района (см. рис. 1).

Подольский колчеданосный комплекс ($D_{2ef_{1pd}}$) локализован в Южно-Ирендыкской структурно-формационной зоне, восточнее Макан-Октябрьского рудного поля (см. рис. 1), в пределах Подольского кальдера-вулкана, в котором залегают крупное медно-цинковое Подольское и ряд более мелких медно-цинковых месторождений, а также серноколчеданных и сфалеритовых рудопроявлений. В строении кальдера-вулкана выделяются четыре толщи (снизу вверх): 1 – дацит-риолит-кварцево-андезитовая (вмещающая Подольское месторождение) и содержащая обломки кварцевых андезитов среди кремнекислого кластического материала, 2 – кварцевых андезитов и андезибазальтов (гибридная), 3 – пиллоу-базальт-дацит-риодацитовая, 4 – андезибазальт-кварцево-андезит-риодацитовая. На северо-восточном и восточном флангах рудного поля залегают посткальдерная пятая толща К-На трахидацит-риолитов, вмещающая Восточно-Подольское барит-полиметаллическое месторождение.

По геохимическим материалам вулканы четырех толщ внутрикальдерного комплекса относятся к переходной между толеитовой и известково-щелочной сериями (рис. 9а–г). Исключение составляют надрудные пиллоу-базальты третьей толщи, которые принадлежат к островодужной толеитовой серии (см. рис. 9б, в). Примером таких серий в кайнозойских островных дугах могут служить вулканы дуги Фиджи (Петрология и геохимия..., 1987).

Руды крупного (2780.4 тыс. т. $Cu + Zn$) Подольского месторождения уральского-1 ($Cu > Zn$) типа

образуют колчеданную залежь, расположенную в апикальной зоне экструзивного купола, венчающей нижнюю толщу подольского комплекса.

Таким образом, подольский рудосносный комплекс (D_{2efpd}) находится в Южно-Ирендыкской подзоне, в области развития гибридной базальт-андезит-риолитовой формации ирендыкской свиты ($D_{2ef_{1ir_{1-4}}}$). Базальты третьей толщи ирендыкской свиты Подольского месторождения на диаграмме $Zr/Y-Nb/Y$ (см. рис. 4) располагаются в поле плюмовых источников вблизи деплетированного мантийного источника (DEP) и примитивной мантии (PM).

В связи с этим следует отметить, что в ЗМЗ в 20 км к югу от Подольского рудного поля открыт Гадилевский базальтовый вулкан, а к северу в 30 и 80 км откартированы Кунакайский и Гадельшинский стратовулканы (Вулканизм..., 1992), в которых в больших объемах присутствуют анкарамиты, выделенные Е.В. Пушкаревым с коллегами (2009, 2011, 2017, 2018). Анкарамиты – это высокомагнезиальные и высококальциевые оливин-пироксен-порфировые породы, содержащие хромдиопсид, высокохромистую шпинель, что позволяет включать их в группу пород, родственных Платиноносному вулканоплутоническому поясу Среднего Урала. Анкарамиты Южного Урала и их интрузивные аналоги Среднего Урала присутствуют на диаграмме $Zr/Y-Nb/Y$ (см. рис. 4б) по обе стороны разделительной линии в большинстве своем в поле неплюмовых источников. В поле плюмовых источников располагаются две пробы тылаитов и одна проба анкарамитов на разделительной линии плюмовых и неплюмовых источников. Более представительна информация о геохимических особенностях пироксен-плагиоклазовых базальтов, толщи которых перекрывают анкарамиты и составляют основание разреза горы Траташ, представляющего верхи разреза северо-восточного фланга стратовулкана Гадельшинского. Базальты Гадельшинского вулкана, залегающие в верхней части разреза ирендыкской свиты, в 14 км на северо-запад от города Сибая, показаны на диаграммах рис. 4. На рис. 4а ($Nb/Yb-Th/Yb$) базальты Гадельшинского вулкана располагаются преимущественно в поле IV, соответствующем области с островодужной корой повышенной мощности, характерной для вулканитов известково-щелочной и шошонитовой петрохимических серий и в пограничной полосе между полями III и IV.

На TAS диаграмме анкарамиты ($CaO/Al_2O_3 > 1$) располагаются в поле нормальной щелочности ($Na_2O + K_2O < 3$ мас. %). На диаграмме распределения SiO_2-MgO (рис. 10б) часть анкарамитов попадает в поле бонинитов (БОН), две пробы находятся за пределами поля бонинитов в зоне пикритовидных составов. По суммарной щелочности и по концентрациям MgO (см. рис. 10а, б) поле анкара-

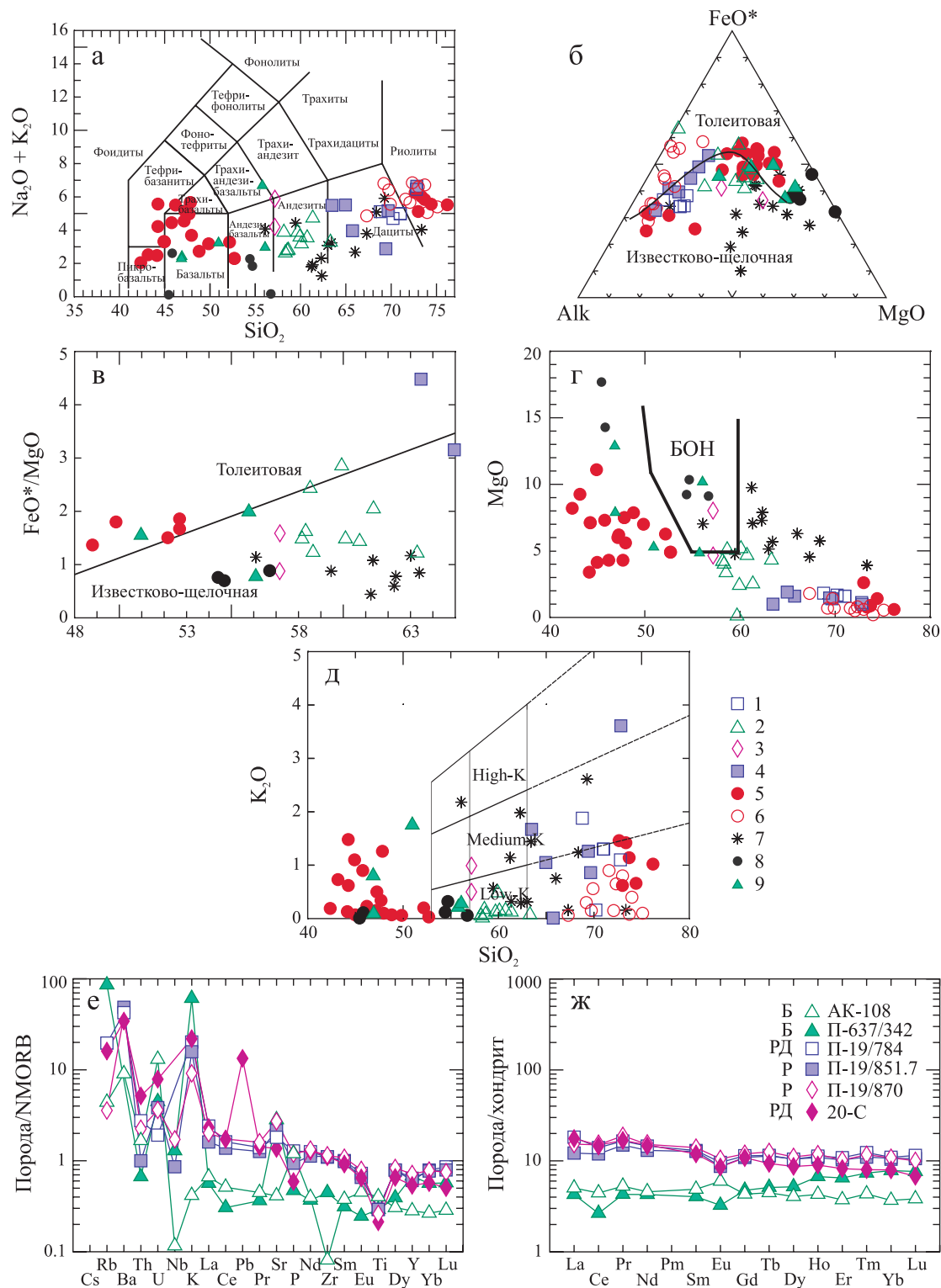


Рис. 10. Петролого-геохимические особенности пород подольского, гадельшинского и кунакайского палеовулканических комплексов.

Диаграммы: TAS (а), AFM (б), SiO₂-FeO*/MgO (в), MgO-SiO₂ (г), SiO₂-K₂O (д) (Яковлев, 1979). 1 – дациты и риодациты нижней толщ ирендыкской (ir) свиты; 2 – кварцевые андезиты первой (нижней) и второй толщ ir свиты; 3 – кварцевые андезиты месторождения Балта-тау; 4 – кислые породы второй и третьей толщ ir свиты; 5 – базальты и риолиты третьей толщ ir свиты; 6 – риодациты и риолиты экструзивные и субвулканические; 7 – габбро-диориты и плагиограниты; 8 – анкарамиты ирендыкской свиты (CaO/Al₂O₃ > 1), Гадельшинский и Кунакайский вулканы (Пушкарев и др., 2017); 9 – базальты того же вулкана с CaO/Al₂O₃ < 1 (коллекция А.М. Косарева).

Тренды распределения редких и редкоземельных элементов на спайдер-диаграммах порода/NMORB (е) (Sun, McDonough, 1989) и порода/хондрит (ж) (Nakamura, 1974). Б – базальт, РД – риодацит, Р – риолит.

Fig. 10. Petrology-geochemical features of rocks of the Podol'sk, Gadelsha and Kunakay paleovolcanic complex.

Diagrams: TAS (а), AFM (б), $\text{SiO}_2\text{--FeO}^*/\text{MgO}$ (в), MgO--SiO_2 (г) and $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$ (д) (Yakovlev, 1979). 1 – dacites and rhyodacites of the lower stratum of the Irendyk (Ir) suite; 2 – quartz andesites of the first (lower) and second strata of the Ir suite; 3 – quartz andesites of the Balta-tau deposit; 4 – acid rocks of the second and third layers of the Ir suite; 5 – basalts and rhyolites of the third thickness of the Ir suite; 6 – rhyodacites and rhyolites, extrusive and subvolcanic; 7 – gabbrodiorites and plagiogranites; 8 – ankaramites of Irendyk Formation ($\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$), Gadelsha and Kunakay paleovolcanoes (Pushkarev et al., 2017); 9 – basalts of the same volcano with $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 < 1$.

Distribution rare and rare earth elements in rocks spiderdiagram the rocks/NMORB (е) (Sun, McDonough, 1989) and the rock/chondrite (ж) (Nakamura, 1974). Б – basalt, РД – rhyodacite, Р – rhyolite.

митов трассируется в область составов диоритов-гранодиоритов-плагиогранитов Подольского интрузивного комплекса.

На диаграмме $\text{Zr}/\text{Y--Nb}/\text{Y}$ (см. рис. 4б) большинство фигуративных точек анкармитов с $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$ и ассоциирующихся с последними, вышележащих пироксен-порфировых и пироксен-плагиоклазовых базальтов с $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 < 1$, расположено в поле плюмовых составов, рядом со стандартом РМ (примитивная мантия). В анкармитах Гадельшинского вулкана обнаружены также реликты ранних минералов платиновой группы (Пушкарёв, 2009). В дунитах Платиноносного пояса отмечается присутствие флогопита (Ферштатер, 2013), что обусловлено метасоматическим изменением пород под воздействием глубинных флюидов, богатых летучими компонентами. Такие перидотиты слагают вещество мантийных плюмов (Богатиков и др., 2010). Подольский колчеданосный комплекс выделяется среди вулканов ирендыкской развитой островной дуги присутствием больших объемов кислых дацит-риолитовых вулканитов нормальной щелочности, высокой колчеданосностью, крупным размером вулканического сооружения и его необычным типом, классифицированным нами как кальдера-вулкан (Среднепалеозойский вулканизм..., 1983).

Таким образом, в Ирендыкской структурно-формационной зоне выделяется ряд вулканических сооружений (Гадельшинский, Файзуллинский и Кунакайский стратовулканы и Подольский кальдера-вулкан), в которых присутствуют анкармиты и базальты, связанные плюмовым источником. В других вулканических сооружениях (Рысужинский, Гадиловский, Эльбашский вулканы) базальты с составом, близким к плюмовому источнику, не обнаружены.

Восточно-подольский (сукраковский) комплекс (D_2ef_1), вмещающий одноименное месторождение (№ 41 на рис. 1), расположен на северо-восточном фланге Подольского кальдера-вулкана, сложен вулканитами и тефроидами пятой толщи ирендыкской свиты ($\text{D}_2\text{ef}_1\text{ig}_3$).

Вулканисты сукраковского комплекса варьируют по кислотности от андезитов до риолитов

($\text{SiO}_2 - 58.14\text{--}75.58$ мас. %). По щелочности состав вулканитов этой толщи варьирует от известково-щелочной до субщелочной серий.

Большая часть кислых пород (около 65%) относится к низкоглиноземистому типу ($\text{Al}_2\text{O}_3 < 15\%$) и около 35% к высокоглиноземистому типу ($\text{Al}_2\text{O}_3 > 15\%$). Литофильные элементы Sr, Zr, Ba, La и величины La/Yb имеют пониженные значения и по соотношениям Sr–Rb, $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$, $\text{SiO}_2\text{--Zr}$ эти породы близки к островодужным кислым вулканитам и приближаются к континентальным трондьемитам и гранофирам, по Р.Г. Колман и М.М. Данато (Трондьемиты..., 1983).

На спайдер-диаграммах порода/NMORB и порода/хондрит вулканитов сукраковской толщи хорошо проявлены отрицательные геохимические аномалии по Nb, P, Ti и положительные аномалии Rb, Ba, K, Pb (рис. 11 в, г), указывающие на надсубдукционный островодужный тип вулканитов. Концентрации Sr в кислых породах на диаграммах показывают широкий размах (90–300 г/т). Высокие содержания Sr типичны для надсубдукционных образований. Отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в кислых породах сукраковского подкомплекса варьируют от 0.7029 до 0.7046 (Бобохов и др., 1989), соответствуя интервалу мантийных составов.

По совокупности характеристик кислые породы сукраковской толщи (ig_3) относятся к переходному типу от высококальцевой известково-щелочной серии к шошонитовой.

Восточно-Подольское месторождение залегает среди вулканических брекчий и тефроидов сукраковского комплекса, образующих вулкан центрального типа. Этот вулкан и месторождение перекрыты гадиловской толщей (ig_6) и улутаускими отложениями. По запасам руд Восточно-Подольское месторождение относится к среднему колчеданному барит-полиметаллическому с золотом типу. Соотношение Pb : Cu : Zn соответствует 1 : 1.9 : 2, количество бария в 2.5 раза превышает суммарные запасы Pb, Cu, Zn. По этим параметрам месторождение сопоставимо с барит-полиметаллическим типом месторождений Рудного Алтая (Гаськов, 2015).

Таким образом, на западном крыле ММЗ имеет место ассоциация сукраковского дацит-трахидаци-

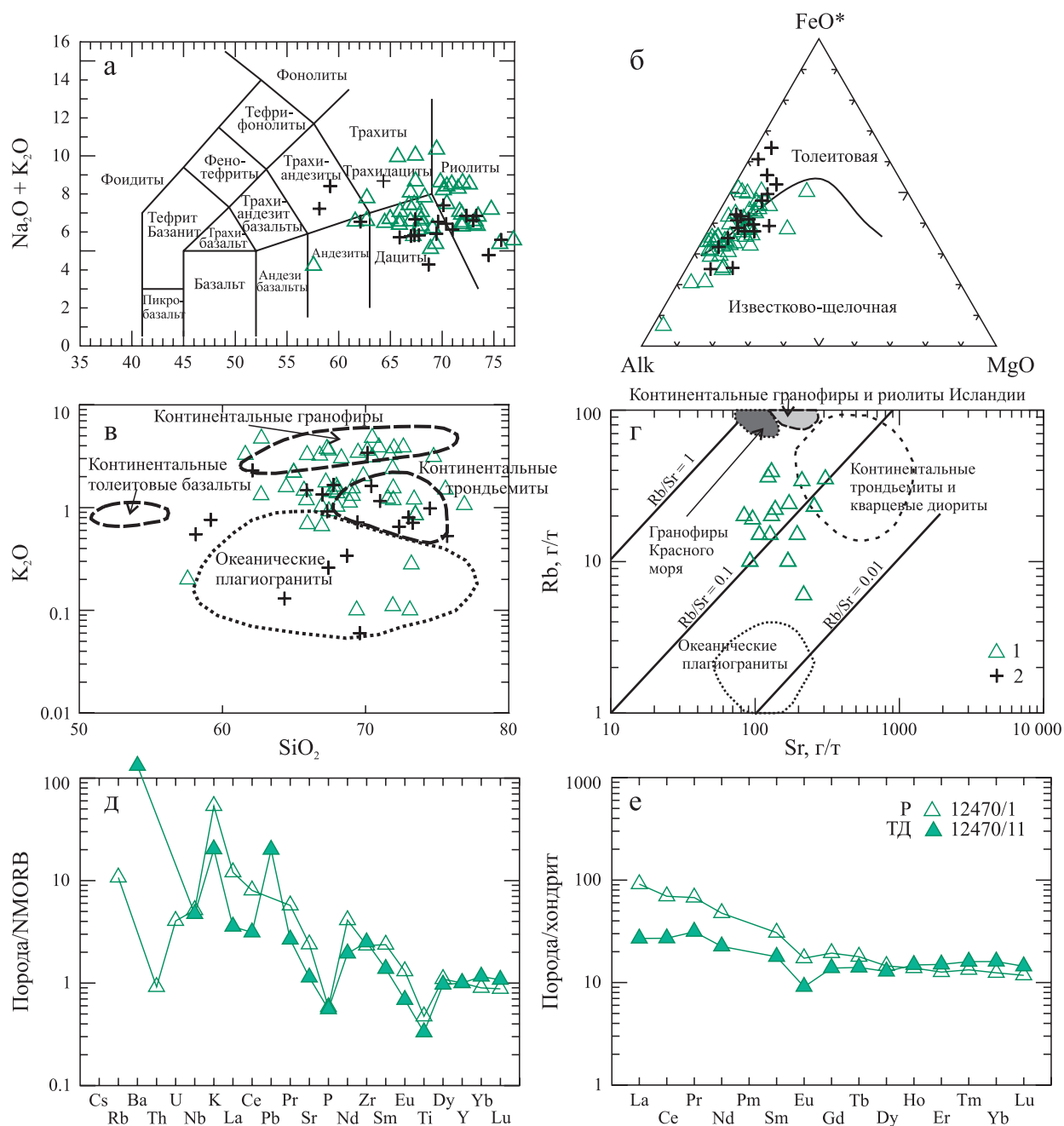


Рис. 11. Распределение элементов в вулканитах сукраковского комплекса.

Диаграммы: TAS (а), AFM (б), SiO_2 - K_2O (в) и соотношения Sr и Rb (г/т) (г), по Р.Г. Колман и М.М. Донато (Тронджемиты..., 1983) в кислых вулканитах сукраковского комплекса: 1 – трахидациты и риодациты северного фланга Подольского кальдера-вулкана; 2 – то же, в надрудной зоне Подольского колчеданного месторождения. Распределение микроэлементов, нормированных по NMORB (д) (Sun, McDonough, 1989), и редкоземельных элементов, нормированных по хондриту (е) (Nakamura, 1989), в кислых вулканитах сукраковского комплекса. Р – риолит, ТД – трахидацит.

Fig. 11. Distribution of the elements in volcanites of Sukrakov complex.

Diagrams: TAS (a), AFM (b), SiO_2 - K_2O (v) and ratio of Sr and Rb (ppm) (g), by R.G. Kolman and M.M. Donato (Trondjemites..., 1983) in the acid volcanites of Sukrakov complex: 1 – trachydacites and rhyodacites in the northern flank of Podolsk caldera-volcano; 2 – the same, in the over-ore zone of Podolsk sulphide massive deposit. Distribution of trace elements, normalized by NMORB (d) (Sun, McDonough, 1989) and rare earth elements, normalized by chondrite (e) (Nakamura, 1989) in the acid volcanic rocks of Sukrakov complex. P – rhyolite, ТД – trachydacite.

риолитового комплекса (рис. 12а) с баритовым колчеданным полиметаллическим месторождением. Это свидетельствует о том, что сукраковский комплекс и Восточно-Подольское месторождение фиксируют зону сочленения Ирландской островной дуги с тыловой Джусинской островной дугой, для которой уже специфичны субщелочной шошонитовый вулканизм и барит-полиметаллическое колчеданное оруденение.

Джусинский комплекс (D_2ef_1), расположенный в южной части ВМЗ (см. рис. 1), залегает на киембаевском комплексе (D_1e_2). Геологический разрез джусинского комплекса состоит из четырех толщ (снизу вверх): 1 – базальт-андезит-базальтовой, 2 – андезит-дацитовой, 3 – базальт-андезит-базальтовой, 4 – трахидацит-риолитовой.

В поле развития джусинского вулканического комплекса (Вулканизм..., 1992; Тальнов, 2003) расположены два крупных колчеданосных вулканических сооружения: стратовулканы Джусинский и Барсучий Лог, размерами соответственно 25×10 и 20×8 км.

Джусинский базальт-андезит-дацит-риолитовый вулканический комплекс (D_2ef_1) гомогенного типа обладает повышенной общей щелочностью при наличии пород умереннощелочного (80%) и нормального ряда (Тальнов, 2003; Косарев, Артюшкова, 2007). Вулканиды относятся к низкотитанистому островодужному типу (Вулканизм..., 1992) шошонитовой и известково-щелочной калиево-натриевой петрохимической серии. Среди вулканогенных пород повышенной щелочности присутствуют как натриевые ($Na_2O - 4-7\%$; $K_2O - 0.3-2.5\%$), так и калиево-натриевые ($Na_2O - 3.0-7.7\%$; $K_2O - 2.6-6.0\%$) разновидности (Тальнов, 2003). Ряд пород повышенной щелочности джусинского комплекса (см. рис. 12а–б, д) включает в себя тефриты, шошониты, латиты, трахиты, трахидациты, при наличии нормальнощелочных типов различной основности.

В северной части ВМЗ нами выделен нижнезингейский безрудный базальт-андезит-базальтовый вулканический комплекс известково-щелочной серии, аналог ирландской свиты ЗМЗ (Фролова, Бурикова, 1977) и возрастной аналог джусинского комплекса (Косарев и др., 2017).

На спайдер-диаграмме порода/NMORB (рис. 13) четко проявлены отрицательные аномалии Ta, Nb и положительные аномалии крупноионных литофильных элементов K, Rb, Ba, Cs, U и Th (см. рис. 13а). Концентрация калия и бария широко варьируют, что, может быть, связано с вторичными процессами. На графике нормализованных по хондриту содержаний РЗЭ хорошо видно (см. рис. 13б) обогащение вулканидов легкими РЗЭ и обеднение их тяжелыми. Отношение La/Yb для базальтов варьирует от 4.76 до 5.65, что соответствует абсарокитам Камчатки (Петрология и геохимия..., 1987).

Весьма наглядны также соотношения Sr и Ti, характерные для островодужных комплексов. В пробах базальтов, проанализированных автором, значение отношения Ni/Co составляет 1.47–1.48, что выше, чем в основных породах шошонитовой серии Камчатки (Петрология..., 1987). В целом джусинский вулканический комплекс имеет геохимические характеристики, позволяющие предполагать его формирование в надсубдукционной зоне (Косарев, Артюшкова, 2007) тыловой островной дуги.

Повышенная щелочность джусинского комплекса, видимо, является отражением геохимического тренда, обусловленного восточным погружением субдукционной плиты. Кроме того, эти сведения позволяют сделать вывод о том, что в верхнеэмско-нижнеэйфельское время Магнитогорская мегазона представляла собою единый вулканический пояс, включающий в себя ЗМЗ и ВМЗ.

Колчеданное оруденение Джусинской островной дуги представлено колчеданными полиметаллическими с баритом месторождениями. Стратиграфическое положение оруденения определяется раннеэйфельским возрастом рудовмещающей формации (Косарев, Артюшкова, 2007).

В джусинском комплексе известны два месторождения: Барсучий Лог и Джусинское. Рудное тело *месторождения Барсучий Лог* имеет Z-образную форму с западной вергентностью главных элементов структуры.

Колчеданные руды халькопирит-сфалеритовые полосчатые. В северной стенке карьера на поверхности рудного тела лежат песчаники и алевролиты, сложенные обломками кислых вулкаников. Контакт параллелен полосчатости руды. По этим данным очевидно, что рудная залежь залегает в основном в пределах второй (кислой) толщи джусинского комплекса.

Джусинское колчеданное полиметаллическое месторождение располагается, по данным В.Л. Черкасова с соавторами (Медноколчеданные месторождения..., 1988), в жерловой зоне деформированного вулкана. Рудовмещающими являются вулканиды второй кислой толщи джусинского комплекса, представленные туфами, лавами и игнибритовидными туфами кислого состава. Залегание рудных тел согласное с вулканидами. Месторождение представлено 16 рудными телами линзовидной формы. Главный объем руд составляет пирит (60–90%), присутствуют халькопирит, сфалерит, галенит, блеклые руды.

Соотношение рудогенных элементов в рудах колчеданных полиметаллических месторождений Теренсайского рудного района $Pb : Cu : Zn = 1.0 : 5.1 : 5.25$. На Джусинском месторождении $Cu : Zn = 1.57 : 1.0$, на месторождении Барсучий Лог $Cu : Zn = 0.61 : 1.0$. Очевидны лишь повышенные запасы Pb, а соотношения $Pb : Cu : Zn$ подвержены широким колебаниям.

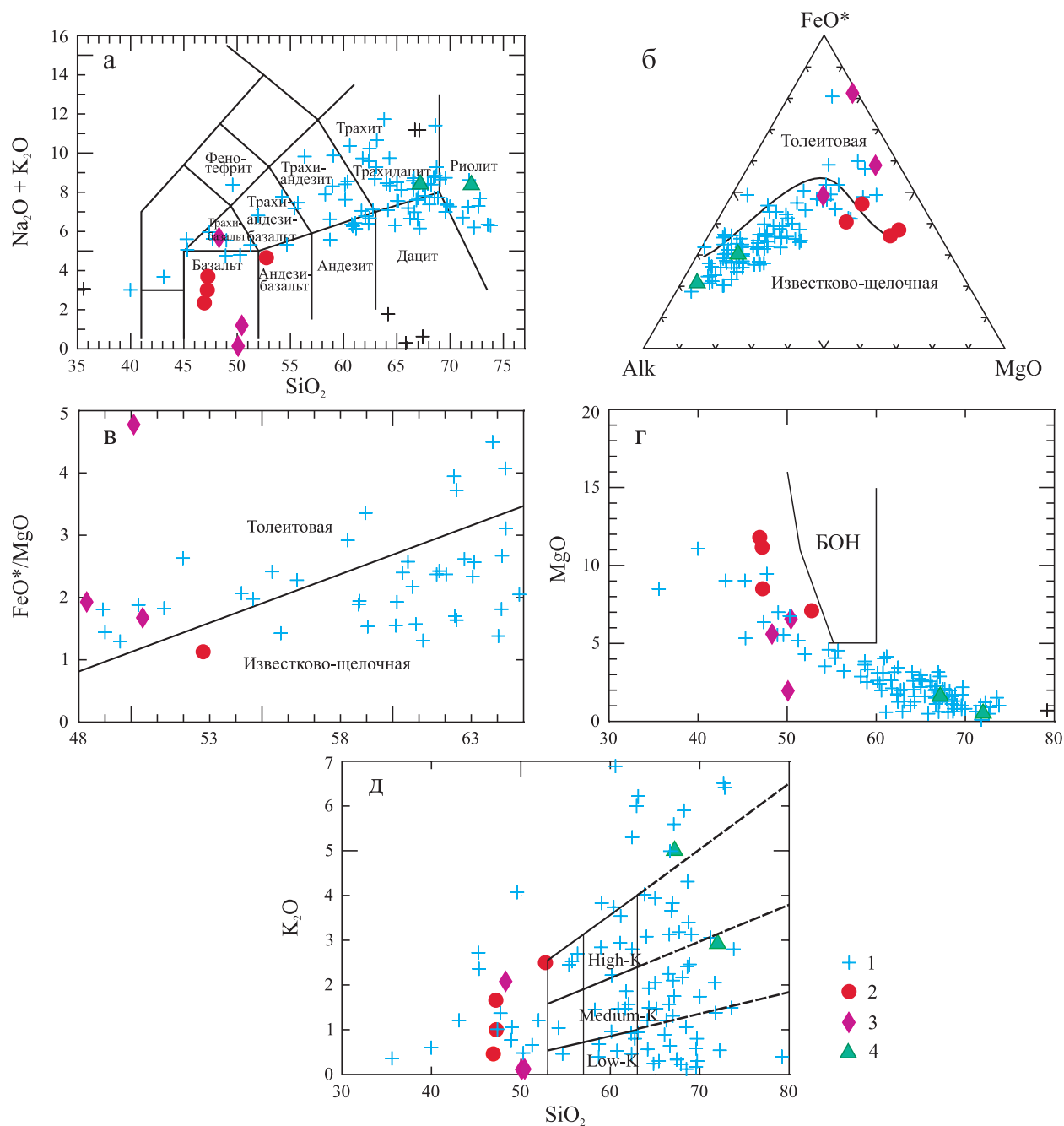


Рис. 12. Распределение петрогенных оксидов в вулканитах джусинского и нижнезингейского раннеэйфельских вулканических комплексов ВМЗ.

Диаграммы: TAS (а), AFM (б), $\text{SiO}_2\text{--FeO}^*/\text{MgO}$ (в), $\text{SiO}_2\text{--MgO}$ (г) и $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$ (д) (Яковлев, 1979). 1 – вулканиты базальт-андезит-риодацитового состава умереннощелочной и известково-щелочной серий джусинского комплекса (Вулканизм..., 1992); 2 – вулканиты базальт-андезитбазальтового состава нижнезингейского комплекса (BM-3/1, BM-3/2, BM-3/3, BM-8/3); 3 – вулканиты основного состава джусинского комплекса месторождения Барсучий Лог и Карабутакской антиклинали (20/184, 20/197.5, KY-19/3); 4 – вулканиты кислого состава джусинского комплекса (KY-8, CD-10-59/1).

Fig. 12. Distribution of major oxides in volcanites of Djusinsk and Niznezingeisk Early Eifelian volcanic complexes EMZ.

Diagrams: TAS (a), AFM (б), $\text{SiO}_2\text{--FeO}^*/\text{MgO}$ (в), $\text{SiO}_2\text{--MgO}$ (г) and $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$ (д) (Yakovlev, 1979). 1 – volcanites of basalt-andesit-rhyodacite composition of the moderate-alkaline and calc-alkaline series of Djusinsk complex (Vulkanizm..., 1992); 2 – volcanites of basalt-andesitbasalt composition of Niznezingeisk complex (BM-3/1, BM-3/2, BM-3/3, BM-8/3); 3 – volcanites of basic composition of Djusinsk complex in Barsuchy Log and Karabutak anticline (20/184, 20/197.5, KY-19/3); 4 – volcanites of acid composition of Djusinsk complex (KY-8, CD-10-59/1).

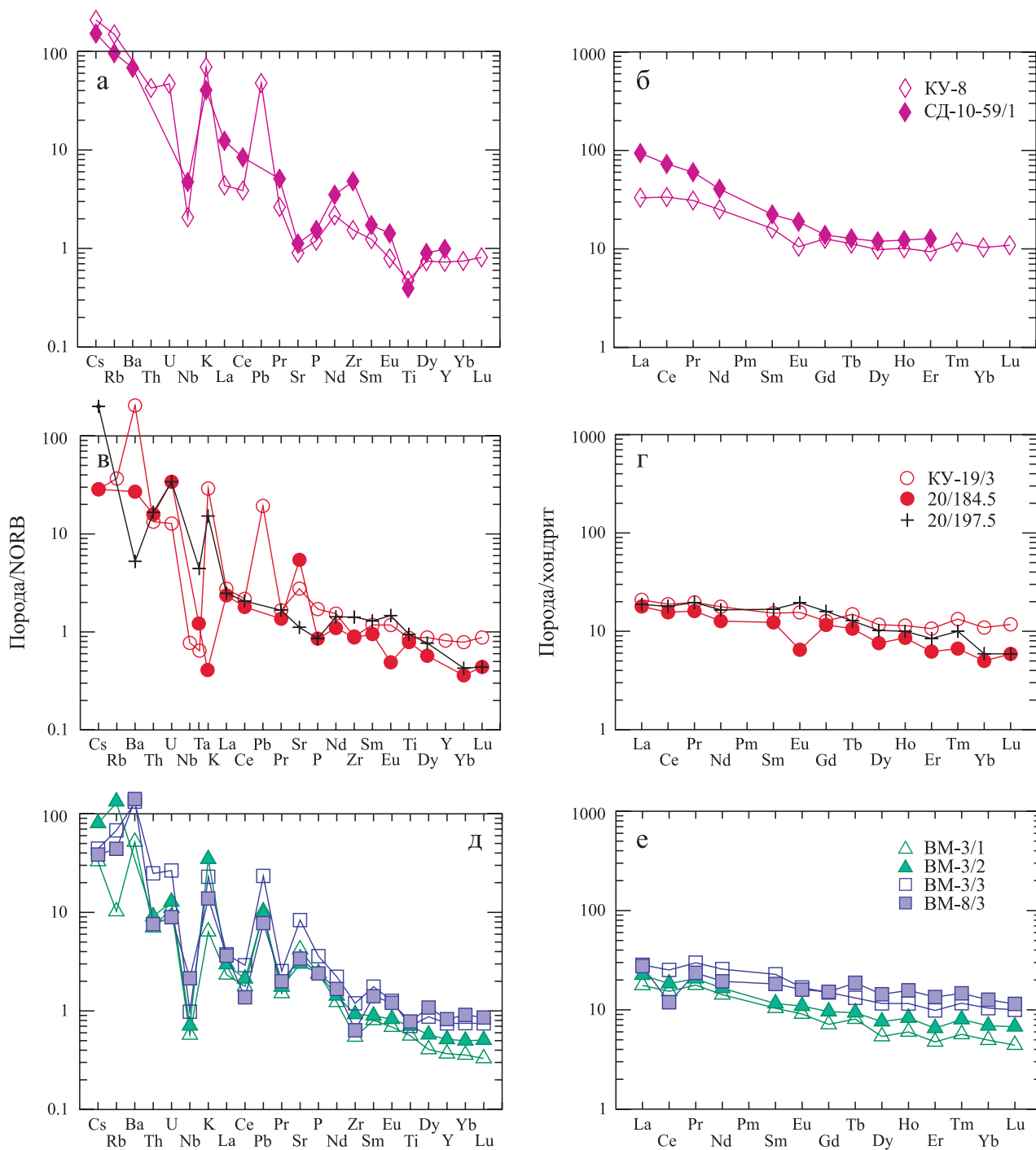


Рис. 13. Распределение микроэлементов, нормированных по NMORB (а, в, д) и по хондриту (б, г, е), в вулканитах джусинского и нижнезингейского вулканических комплексов ВМЗ (аналитические материалы А.М. Косарева).

а, б – вулканиты кислого состава джусинского комплекса; в, г – вулканиты основного состава джусинского комплекса месторождения Барсучий Лог и Карабутакской антиклинали; д, е – вулканиты базальт-андезибазальтового состава нижнезингейского комплекса.

Fig. 13. The distribution of trace elements, normalized by NMORB (a, в, д) and by chondrite (б, г, е) in the rocks of Djusinsk and Niznezingeisk volcanic complexes EMZ (analytical materials by A.M. Kosarev).

а, б – volcanites of acid composition of Djusinsk complex; в, г – volcanites of basic composition of Djusinsk complex in Barsuchy Log and Karabutak anticline; д, е – volcanites of basalt-andesibasalt composition of Niznezingeisk complex.

ОБСУЖДЕНИЕ

О возможной связи процессов парциального плавления ультрабазитов надсубдукционного мантийного клина, астеносферного диапиризма и колчеданного рудообразования в девонских вулканогенных комплексах Магнитогорской палеостроводужной мегазоны

Основными причинами возникновения вулканогенных формаций и колчеданного оруденения в Магнитогорской мегазоне были процессы субдукции раннепалеозойской океанической плиты, образование “slab-window”, внедрение астеносферного подсубдукционного диапира. Поступательное движение литосферной плиты в верхнюю мантию формировало градиентную по *PT*-условиям структурную зону. В ее пределах происходили взаимосвязанные геологические процессы: растяжение в верхней мантии и сжатие в слэбе, обусловившее дегидратацию водосодержащих минералов слэба, формировавших субдукционные, богатые H_2O флюиды, мигрировавшие в мантийный клин. Приток этих флюидов способствовал началу парциального плавления перидотитов мантийного клина и образованию флюидно-магматического мантийного диапира (Tatsumi et al., 1986; Bailey et al., 1989; Авдейко и др., 2006; Богатиков и др., 2010) и экстракции рудогенных элементов. Степень плавления мантийного субстрата в зоне магнообразования в мантийном клине определялась по соотношениям $Yb-La/Yb$ (Bailey et al., 1989; Косарев и др., 2005) и по другим геохимическим характеристикам базальтов.

Наиболее крупные по запасам ($Cu > Zn$) колчеданные месторождения залегают в разрезах баймак-бурибайской свиты (D_1e_2b-br) в составе фронтальной островной дуги (Юбилейное, Бурйбайское, Гайское, Маканское, Октябрьское), имеющей характеристики надсубдукционных образований, с абсолютным преобладанием вулканитов нормальной щелочности всего ряда базальт-андезитбазальт-андезит-риолит.

1. Начальный этап образования мантийного диапира позднеэмского возраста зафиксирован в проявлении в бурибайском комплексе низкотитанистых субщелочных натриевых базальтов, образовавшихся при участии небольшого количества субдукционных водных флюидов, обусловивших невысокие степени плавления мантийного субстрата.

2. Последовавший за этим разрыв слэба сопровождался внедрением в “slab-window” астеносферного диапира, появлением эффузивных умеренотитанистых базальтов, близких к океаническим плато-базальтам (Соболев и др., 1993). Следствием внедрения астеносферного диапира было, видимо, повышение температуры магнообразования мантийного клина.

3. После этого в зону магнообразования поступила значительная порция субдукционного водного флюида, стимулировавшего выплавление главных объемов астеносферных магм бонинитовой серии при высоких степенях плавления мантийного субстрата (20–50%) (Косарев и др., 2005).

4. Значительные объемы флюидов и, вероятно, их высокий окислительный потенциал (Рябчиков и др., 1987) способствовали активной экстракции рудогенных элементов ($Cu > Zn$) и движению мантийного диапира вверх. В периферических зонах мантийных диапиров формировались тела горнблендитов, обогащенных Cu (Пушкарев, 2000).

5. Пути движения мантийных диапиров проходили в зонах рифтогенеза и растяжения, которые на поверхности фиксируются дайковыми поясами, узлами пересечения разломов, вулканическими сооружениями, ветвящимися дайками, форма и мощность которых свидетельствуют о преобладающем на этих участках режиме растяжения и сдвиговых напряжений (Разрывная тектоника..., 2001). Таким образом, подъему мантийного надсубдукционного диапира способствовал режим преобладающего растяжения и, вероятно, пониженных давлений на всем пути его движения, включая и приповерхностные структуры.

6. Формированию крупных и суперкрупных колчеданных месторождений способствовали высокая интенсивность рудогенных процессов и большой объем задействованного вещества (Прокин и др., 2004), что хорошо видно на примере Гайского суперкрупного месторождения. Отражением интенсивности и масштабов магматических и рудогенных процессов являются следующие показатели: 1 – Гайское рудное поле располагается в центре кольцевой структуры концентрического строения диаметром около 50 км; один из концентров диаметром около 30 км, по мнению В.А. Прокина с соавторами (2004), фиксирует рудоносное сооружение, наиболее крупное из известных колчеданосных вулканических структур (крупные Макан-Октябрьский и Подольский вулканы имеют диаметр основания 17–20 км); 2 – Гайский рудный район приурочен к региональному Орскому максимуму силы тяжести; по глубинному строению он выделяется самой большой, в пределах Тубинско-Гайского вулканического пояса, мощностью базальтового слоя и слоя коро-мантийной смеси (Серавкин, Цветкова, 1986), минимальной мощностью “гранитного” слоя; 3 – время формирования Гайского рудоносного вулканического сооружения протекало в пределах позднего эмса (ранееэйфельские отложения ирендыкской свиты безрудны); 4 – Гайское рудное поле входит в площадь эмпирического регионального Южно-Уральского минимума теплового поля (Косарев и др., 2009); 5 – островодужные толеитовые базальты нижней толщи Гайского рудного района и месторождения содержат

самые низкие концентрации Th. Это хорошо увязывается с высокой степенью плавления мантийного субстрата при выплавлении островодужных толеитовых базальтов и большими объемами базальтов в нижней толще Гайского рудного района.

7. Совокупность изложенных материалов по геохимическим особенностям колчеданосных комплексов и колчеданной металлогении Магнитогорской островодужной мегазоны в позднеэмско-раннеэйфельское время позволяет выделить два крупных этапа развития вулканизма и рудогенеза: 1 – позднеэмский-раннеэйфельский этап с нормальнощелочным вулканизмом натриевой спецификации фронтальной и отчасти развитой островной дуги ($D_1e_2^1$ – $D_2ef_1^1$) с колчеданным оруденением $Cu > Zn$; 2 – позднеэйфельский этап с умереннощелочным вулканизмом калиево-натриевой спецификации тыловой островной дуги ($D_2ef_1^2$) с колчеданным оруденением барит-полиметаллического типа. В тыловой островной дуге с вулканизмом шошонитовой серии сопряжена известково-щелочная базальт-андезитобазальтовая субформация, продукты которой выделены нами в нижнезингейский комплекс.

Баймакский район, по времени соответствующий фронтальной островной дуге, по значительным объемам кислых пород, их несколько повышенной калиевости и по развитию золото-полиметаллического колчеданного оруденения представляет собой зону переходную от первого ко второму типу вулканизма и колчеданного оруденения.

8. Геодинамическая позиция и геохимические характеристики базальтов колчеданосных комплексов коррелируются с продуктивностью и типами колчеданного оруденения на Южном Урале (Косарев и др., 2010). В свою очередь, концентрации в магмах литофильных (высокозарядных, крупноионных, редкоземельных) элементов зависят от объема водной флюидной фазы и степени плавления мантийного субстрата в надсубдукционном мантийном клине. Установлена зависимость отношений La/Yb , концентрации TiO_2 , Zr , Th от степени плавления ультрабазитов мантийного клина и R_{H_2O} в зоне магнезиального образования. Названные геохимические характеристики коррелируются также с запасами рудного вещества ($Cu + Zn$) в рудных районах Южного Урала. Приведенные данные (Косарев и др., 2010) позволили классифицировать колчеданосные зоны Южного Урала, выделив среди них высокопродуктивные, умереннопродуктивные и низкопродуктивные, а также безрудные.

9. В процессе изучения особенностей распределения U , Th , K_2O в палеозойских вулканогенных формациях Южного Урала установлена обратная корреляционная зависимость между концентрациями Th в базальтах рудоносных комплексов и количествами колчеданных руд в рудных районах. Наиболее низкие концентрации Th присутствуют в то-

леитовых базальтах Гайского рудного района ($Th = 0.14$ г/т) и в бонинито-базальтах бурибайского комплекса и одноименного рудного района. Высокие концентрации Th имеют место в базальтах магнетиальной известково-щелочной серии Баймакского рудного района ($Th = 0.76$ г/т) и Теренсайского (Джусинского) рудного района в трахитобазальтах шошонитовой серии ($Th = 1.84$ г/т) (Косарев и др., 2009).

10. В ЗМЗ установлены вулканические сооружения и соответствующие комплексы, содержащие вулканические породы с геохимическими характеристиками плюмовых источников.

Первый тип пород, эффузивные умереннотитанистые ($TiO_2 = 1.51\%$) пиллоу-базальты, близкие к океаническим плато-базальтам, залегают в нижней части разреза бурибайского комплекса.

Второй тип пород, эффузивные толеитовые островодужные базальты с повышенной магнетиальностью, повышенными концентрациями Nb и Y , залегают в нижней части разреза Маканского стратовулкана на Северо-Маканском участке ($D_1e_2^2$ – vt_{n1-2}). От известково-щелочных базальтов толеитовые магнетиальные отличаются пониженными значениями отношения La/Yb , варьирующими в толеитовых базальтах от 0.9 до 2.7 (Косарев и др., 2005). Базальты с характеристиками плюмовых источников присутствуют также в Файзуллинском и Подольском вулканических сооружениях.

Третий тип вулканитов с геохимическими характеристиками плюмовых источников представлен анкарамидами, выделенными Е.В. Пушкарёвым (2009), представляющими собой низкотитанистые оливин-пироксен-порфировые породы с высокими концентрациями MgO и CaO , присутствующие в Ирендыкской структурной зоне ЗМЗ в Гадельшинском, Кунакайском и Гадиловском вулканических сооружениях.

В Ирендыкской зоне анкарамиды и вулканы с базальтами плюмовых источников образуют меридиональную цепочку (см. рис. 1) протяженностью около 100 км. Формирование подобной гирлянды вулканов с анкарамидами и базальтами плюмового типа должно быть связано с протяженностью по простиранию “slab-window” или кулисной серией разрывов сдвигового типа в субдукционной плите и надсубдукционных комплексах. Различная степень открытости “окон” в слэбе свидетельствует о колебаниях режима растяжения до режима относительного сжатия. В связи с этим могли возникать в условиях растяжения колчеданосные структуры типа Подольского кальдера-вулкана и безрудные вулканоструктуры в условиях относительного сжатия, сложенные значительными объемами пироксенпорфировых анкарамидов. Мантийные диапиры последних содержали мало флюидов, не достигали зоны МОХО, не продуцировали больших объемов кислых выплавов из нижней базальтовой

коры и не могли способствовать образованию колчеданного оруденения, но содержали платиновые минералы. Платиноиды, известные в золотоносных россыпях Гадельшинского участка, скорее всего, генетически связаны с анкарамидами.

ВЫВОДЫ

Изложенные выше сведения о составе и строении колчеданосных и некоторых берудных комплексов Магнитогорского мегасинклиория позволяют сделать выводы о причинах связей между вулканизмом и колчеданным оруденением.

1. Главной причиной формирования колчеданосных комплексов являлось поступательное движение субдуцирующей плиты в верхнюю мантию, формировавшее градиентную по *РТ*-условиям структурную зону, которая осложнялась разрывами субдукционной плиты, образованием “slab-window” (окон), в которые внедрялись подсубдукционные астеносферные диапиры. Объемы и тип колчеданного оруденения коррелируются с геохимическим составом вулканических серий, с расстоянием от поверхности Земли до кровли субдукционной плиты, определяющих подвижность в рудно-магматической системе *Cu* и *Zn*, а также *Pb*, *Ba*, *Au*. Концентрации в базальтах *Th*, *Ti*, *Yb*, а также *La/Yb* обнаруживают корреляцию с объемами рудного вещества в рудных районах и степенью плавления мантийного субстрата при выплавлении магм. Чем ниже значения названных характеристик, тем выше степень плавления и объемы колчеданных руд. Эти сведения рекомендуются использовать при прогнозной оценке площадей на колчеданное оруденение.

2. В составе бурибайского (1), верхнетаналыкского (2) и ирендыкского (3) вулканических комплексов установлено присутствие трех типов основных пород плюмовых источников. Первый тип – базальты умереннотитанистые, близкие к океаническим плато-базальтам и *E-MORB*; второй тип – базальты толеитовые островодужные низкотитанистые, магнезиальные (Макан-Октябрьское рудное поле) и умеренномагнезиальные (Подольское месторождение); третий тип – анкарамиды и близкие к ним базальты оливин-пироксен-порфировые высококальциевые и высокомагниевого, близкие к базитам Платиноносного пояса Среднего Урала.

3. В составе фронтальной островной дуги верхнюю часть разреза составляет верхнетаналыкская свита ($D_1e_2^2vtn$). На Макан-Октябрьском рудном поле, наряду с преобладающими вулканитами базальт-андезит-дацит-риолитового состава магнезиальной известково-щелочной серии, присутствуют толеитовые низкотитанистые магнезиальные базальты с геохимическими характеристиками плюмового источника. Их образование могло быть связано со смешением магм, близких к плато-базальтам с

известково-щелочными базальтами, характерными для верхнетаналыкской свиты.

4. Выделяемые в пределах Ирендыкской вулканической зоны постройки центрального типа, содержащие анкарамиды, нуждаются в дальнейшем изучении для уточнения генезиса слагающих эти вулканы пород и оценки перспектив на коренные залежи и россыпи, содержащие платиноиды.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А. (2006) Геодинамические условия вулканизма и магнезиализации Курило-Камчатской островодужной системы. *Петрология*, 14(3), 248-265.
- Бобохов А.С., Горожанин В.М., Кузьмин С.А. (1989) Стронциево-изотопные данные для кислых вулканических Магнитогорского мегасинклиория Южного Урала. Уфа. Препр. доклада Президиуму БНЦ УрО АН СССР. 24 с.
- Богатиков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. (2010) Магматизм, тектоника, геодинамика Земли. Связь во времени и в пространстве. М.: Наука, 606 с.
- Бородаевская М.Б., Кривцов А.И., Ширай Е.П. (1979) Изменения раннегеосинклинального вулканизма по латерали в связи с проблемой колчеданосности. *Латеральные ряды магматических формаций*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 22-44.
- Вулканизм Южного Урала. (1992) (И.Б. Серавкин, А.М. Косарев, Д.Н. Салихов, С.Е. Знаменский, З.И. Родичева, М.В. Рыкус, В.И. Сначев). М.: Наука, 197 с.
- Гасков И.В. (2015) Особенности развития колчеданных рудно-магматических систем в островодужных обстановках Рудного Алтая и Южного Урала. *Литосфера*, (2), 17-39.
- Зайков В.В., Масленников В.В., Зайкова Е.В., Херрингтон Р. (2001) Рудно-формационный и рудно-фациальный анализ колчеданных месторождений Уральского палеоокеана. Миасс: ИМин УрО РАН, 315 с.
- Зайков В.В., Мелекесцева И.Ю., Артемьев Д.А., Юминов А.М., Симонов В.А., Дунаев А.Ю. (2009) Геология и колчеданное оруденение южного фланга Главного Уральского разлома. Миасс: ИМин УрО РАН, 376 с.
- Колчеданные месторождения Баймакского рудного района. (1973) (П.Ф. Сопко, М.И. Исмаилов, И.Б. Серавкин, Л.Н. Сопко). М.: Наука, 224 с.
- Косарев А.М. (2007) Умереннощелочной и щелочной вулканизм раннеэмского времени на Южном Урале: геохимические особенности и геодинамические реконструкции. *Литосфера*, (6), 54-70.
- Косарев А.М. (2009) Вулканизм позднеэмского возраста Домбаровской зоны задугового спрединга: петролого-геохимические и геодинамические аспекты. *Геол. сборник*, (9). Уфа: ИГ УНЦ РАН, 112-119.
- Косарев А.М., Артющкова О.В. (2007) Джусинский палеовулканический комплекс: стратиграфическое положение, геохимические особенности, геодинамические реконструкции. *Геол. сборник*, (6). Уфа: ИГ УНЦ РАН, 174-180.
- Косарев А.М., Голованова И.В., Шафигуллина Г.Т. (2009) Особенности распределения оксида калия,

- урана и тория в вулканитах Южного Урала в связи с проблемой генезиса минимума теплового потока. *Литосфера*, (6), 17-32.
- Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. (2005) Петролого-геохимические особенности раннедевонско-эйфельских островодужных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте. *Литосфера*, (4), 22-42.
- Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. (2006) Петролого-геохимические особенности среднедевонско-раннекаменноугольных островодужных и коллизионных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте. *Литосфера*, (1), 3-21.
- Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин А.М. (2010) Колчеданосность Южного Урала: корреляция запасов Cu и Zn с геохимическими характеристиками базальтов рудных районов. *Докл. АН*, **434**(6), 658-662.
- Косарев А.М., Светов С.А., Чаженгина С.Ю., Шафигуллина Г.Т. (2018) Бонинитовые вариолиты Бурибайского вулканического комплекса Южного Урала: минералогия, геохимия и условия образования. *Литосфера*, **18**(2), 246-279. DOI: <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-2-246-279>
- Косарев А.М., Серавкин И.Б., Шафигуллина Г.Т. (2017) Субщелочной и известково-щелочной вулканизм раннеэйфельского возраста и связанные полиметаллическое оруденение в Магнитогорской мегазоне Южного Урала. *Литосфера*, **17**(3), 29-58. DOI: <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2017-3-029-058>
- Кузьмин М.И., Кабанова Л.Я. (1991) Бонинитовые серии Южного Урала: геологическое и петрографическое описание, особенности состава и проблемы происхождения. *Потенциальная рудоносность, геохимические типы и формации магматических пород*. Новосибирск: Наука. Сиб. отд., 156-173.
- Малпас Дж. (1983) Две контрастирующие трондьемитовые ассоциации из перемещенных офиолитов в западном Ньюфаундленде: первое сообщение. *Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы* 9. (Ред. Ф. Баркер). М.: Мир, 339-353.
- Маслов В.А., Артюшкова О.В. (2000) Стратиграфия палеозойских образований Учалинского района Башкирии. Уфа: ИГ Уф НЦ РАН, 140 с.
- Маслов В.А., Артюшкова О.В. (2010). Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 288 с.
- Медноколчеданные месторождения Урала. Геологическое строение. (1988) (В.А. Прокин, Ф.П. Буслаев, М.И. Исмагилов и др.). Свердловск: УрО АН СССР, 241 с.
- Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. (1987) (Под ред. О.А. Богатикова и др.). М.: Наука, 335 с.
- Прокин В.А., Буслаев Ф.П., Виноградов А.М., Молошаг В.П., Кузнецов С.И. (2004) Гайский ГОК; Геология Гайского и Подольского медно-цинковых колчеданных месторождений на Урале. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 148 с.
- Пучков В.Н. (2000) Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 146 с.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- Пушкарёв Е.В. (2000) Петрология Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Средний Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 296 с.
- Пушкарёв Е.В. (2009) Анкарамиты – родоначальные расплавы дунит-клинопироксенит-тылаитовых комплексов Урало-Аляскинского типа. Аналоги анкарамитов на Урале. *Петрогенез и рудообразование*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 110-111.
- Пушкарёв Е.В. (2018) Тылаиты в массивах платиноносного пояса Урала как интрузивные аналоги анкарамитов. *Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 165*, 162-171.
- Пушкарёв Е.В., Готтман И.А., Прибавкин С.В., Косарев А.М. (2011) Эффузивные и субвулканические анкарамиты девонских островодужных свит Урала: вещественная характеристика, генезис и геологические следствия. *Тектоника, рудные месторождения и глубинное строение земной коры*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 219-223.
- Пушкарёв Е.В., Рязанцев А.В., Готтман И.А. (2017) Анкарамиты Присакмаро-Вознесенской зоны на Южном Урале – геологическое положение и состав. *Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 164*, 166-175.
- Пушкарёв Е.В., Рязанцев А.В., Готтман И.А., Дегтярев К.Е., Каменецкий В.С. (2018) Анкарамиты – новый тип магнезиальных, высококальциевых примитивных расплавов в Магнитогорской островодужной зоне на Южном Урале. *Докл. АН*, **479**(4), 433-437.
- Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. (2001) Уфа: Полиграфкомбинат, 318 с.
- Рябчиков И.Д. (1987) Процессы мантийного магмообразования. *Магматические горные породы. Эволюция магматизма в истории земли*. Т. 6. М.: Наука, 349-372.
- Рябчиков И.Д., Орлова Г.П., Каленчук Г.Е., Ганеев И.И., Муравицкая Г.Н. (1987) Экспериментальное изучение мобилизации сульфидов меди, никеля водно-щелочными флюидами при высоких температурах под давлением 20 кбар. *Докл. АН СССР*, **296**(2), 437-440.
- Серавкин И.Б. (1986) Вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. М.: Наука, 268 с.
- Серавкин И.Б. (2007) Вулканогенные колчеданные месторождения Южного Урала. *Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Сб. науч. трудов*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 638-669.
- Серавкин И.Б., Цветкова А.А. (1986) Типы колчеданосных районов Магнитогорского мегасинклинория в связи с его глубинным строением. *Глубинные условия эндогенного рудообразования*. (Отв. ред. акад. В.И. Смирнов). М.: Наука, 157-172.
- Симонов В.А., Золотухин В.В., Ковязин С.В. Альмухамедов А.И., Медведев А.Я. (2004) Петрогенезис базальтовых серий подводного плато Онтонг Джава-Науру, Тихий океан. *Петрология*, **12**(2), 191-205.
- Соболев А.В., Портнягин М.В., Дмитриев Л.В., Цамерян О.П., Данюшевский Л.В., Кононкова Н.Н., Шимизу Н., Робинсон П. (1993) Петрология ультрамафитовых магм и ассоциирующих пород массива Троодос, о. Кипр. *Петрология*, **1**(4), 379-412.
- Среднепалеозойский вулканизм Башкирского Зауралья и связь с ним колчеданного оруденения. (1983) (П.Ф. Сопко, И.Б. Серавкин, А.С. Бобохов, А.М. Косарев). Уфа: БФАН СССР, 116 с.

- Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала. (1993) (В.А. Маслов, В.А. Черкасов, В.Т. Тищенко и др.). Уфа: УНЦ РАН, 217 с.
- Тальнов Е.С. (2003) Особенности эволюции палеозойского вулканизма и колчеданного оруденения Южного Урала (на примере Джусинской островодужной системы). *Тр. НИИГео СГУ им. Н.Г. Чернышевского. Нов. сер.* Т. XV. Саратов: Науч. книга, 175 с.
- Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. (1983) М.: Мир, 488 с.
- Ферштатер Г.Б. (2013) Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 368 с.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А. (1977) Геосинклинальный вулканизм. М.: Изд-во Моск. гос. ун-та, 279 с.
- Яковлев Г.Ф. (1979) Вулканогенные структуры рудных полей. *Геология рудн. месторождений*, (3), 3-18.
- Bailey J.C., Frolova T.I., Burikova I.A. (1989) Mineralogy, geochemistry and petrogenesis of Kurile island-arc basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **102**, 265-280.
- Chistyakova S.Yu., Latypov R.M. (2011) Small Dacite Dyke, Southern Urals, Russia: Rapidly Quenched Liquid or Fine-Grained Cumulate? (Ed. R.K. Srivastava). *Dyke Swarms: Keys for Geodynamic Interpretation*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 69-582.
- Condie K.C. (2003) Incompatible element ratios in oceanic basalts and komatiites: Tracking deep mantle sources and continental growth rates with time. *Geochem., Geophys., Geosys.*, **4**(1), 1-28. DOI: 10.1029/2002GC000333
- Ernst R.E., Pease V., Puchkov V.N., Kozlov V.I., Sergeeva N.D., Hamilton M. (2006) Geochemical characterization of Precambrian magmatic suites of the Southeastern margin of the East European Craton, Southern Urals, Russia. *Геол. сборник*, (5). Уфа: ИГ УНЦ РАН, 119-161.
- Fitton J.G., Saunders A.D., Norry M.J., Hardarson B.S., Taylor R.N. (1997) Thermal and chemical structure of the Iceland plume: *Earth Planet. Sci. Lett.*, **153**, 197-208.
- Jonas P. (2004) Tectonostratigraphy of oceanic crustal terranes hosting serpentinite-associated massive sulfide deposits in the Main Uralian Fault Zone (South Urals). PhD Dissertation. Freiburger Forschungshefte C. Freiberg University, 123 p.
- Nakamura N. (1974) Determination of REA, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Magma-tism in the Oceanic Basins*. Geol. Soc. Spec. Publ., **38**(5), 757-775.
- Nimis P., Omenetto P., Buschmann B., Jonas P., Simonov V.A. (2010) Geochemistry of igneous rocks associated with ultramafic-mafic-hosted Cu (Co, Ni, Au) VMS deposits from the Main Uralian Fault (Southern Urals, Russia). *Contrib. Mineral. Petrol.*, **100**(3-4), 201-214. DOI: 10.1007/s00710-010-0134-6
- Pearce J.A. (2008) Geochemical finger printing of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, **100**, 14-48. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>
- Spadea P., Kabanova L., Scarrow J.H. (1998) Petrology, geochemistry and geodynamic significance of Mid-Devonian boninitic rocks from the Baimak-Buribai area (Magnetogorsk zone, Southern Urals). *Ophioliti*, **23**(1), 17-36.
- Spadea P., D'Antonio M., Kosarev A., Gorozhanina Y., Brown D. (2002) Arc-continent collision in the Southern Urals: Petrogenetic aspects of the Forearc-arc Complex. *Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present. Geophysical Monograph*, (132), 101-134. DOI: 10.1029/132GM07
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the Oceanic Basins*. Geol. Soc. Spec. Publ., **42**, 313-345. DOI: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19
- Tatsumi Y., Hamilton D.L., Nesbitt R.W. (1986) Chemical Characteristics of Phase Released from a Subducted Lithosphere and Origin of Arc Magmas: Evidence from High-Pressure Experiments and Natural Rocks. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **29**, 293-309. DOI: [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(86\)90049-1](https://doi.org/10.1016/0377-0273(86)90049-1)

REFERENCES

- Avdeyko G.P., Palueva A.A., Khleborodova O.A. (2006) Geodynamic conditions of volcanism and magma formation in the Kurile-Kamchatka island arc system. *Petrology*, **14**(3), 248-265 (translated from *Petrologiya*, **14**(3), 230-246). DOI: <https://doi.org/10.1134/S0869591106030027>
- Bailey J.C., Frolova T.I., Burikova I.A. (1989) Mineralogy, geochemistry and petrogenesis of Kurile island-arc basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **102**, 265-280.
- Bobokhov A.S., Gorozhanin V.M., Kuz'min S.A. (1989) Strontium isotope data for acid volcanic rocks of the Magnetogorsk megasynclinalorium of the Southern Urals. Ufa, BNTs UrO AN SSSR, 24 p. (In Russ.)
- Bogatikov O.A., Kovalenko V.I., Sharkov E.V. (2010) Magmatism, Tectonics, Geodynamics of Earth. Time and Space Relationship. Moscow, Nauka Publ., 606 p. (In Russ.)
- Borodaevskaya M.B., Krivtsov A.I., Shirai E.P. (1979) Lateral changes in early geosynclinal volcanism in connection with the problem of massive sulfide ore productivity. *Lateral ore magmatic formation*. Sverdlovsk, UNTs AN SSSR, 22-44 (In Russ.)
- Chistyakova S.Yu., Latypov R.M. (2011) Small Dacite Dyke, Southern Urals, Russia: Rapidly Quenched Liquid or Fine-Grained Cumulate? (Ed. R.K. Srivastava). *Dyke Swarms: Keys for Geodynamic Interpretation*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 569-582.
- Condie K.C. (2003) Incompatible element ratios in oceanic basalts and komatiites: Tracking deep mantle sources and continental growth rates with time. *Geochem., Geophys., Geosyst.*, **4**(1), 1-28. doi: 10.1029/2002GC000333
- Ernst R.E., Pease V., Puchkov V.N., Kozlov V.I., Sergeeva N.D., Hamilton M. (2006) Geochemical characterization of Precambrian magmatic suites of the Southeastern margin of the East European Craton, Southern Urals, Russia. *Geological Collection*, (5). Ufa, IG UNTs RAN, 119-161.
- Fault tectonics and ore deposits of the Trans-Uralian Bashkiria. (2001) Ufa, Poligraphkombinat Publ., 318 p. (In Russ.)
- Fershtater G.B. (2013) Paleozoic intrusive magmatism of the Middle and Southern Urals. Ekaterinburg, RIO UrO RAN Publ., 368 p. (In Russ.)
- Fitton J.G., Saunders A.D., Norry M.J., Hardarson B.S.,

- Taylor R.N. (1997) Thermal and chemical structure of the Iceland plume. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **153**, 197-208.
- Frolova T.I., Burikova I.A. (1977) Geosynclinal volcanism. Moscow, Moscow St. Univ. Publ., 279 p. (In Russ.)
- Gas'kov I.V. (2015) Specific features of pyrite ore-magmatic systems development in the island arc environments of Rudny Altai and Southern Urals. *Lithosphere (Russia)*, (2), 17-39. (In Russ.)
- Jonas P. (2004) Tectonostratigraphy of oceanic crustal terranes hosting serpentinite-associated massive sulfide deposits in the Main Uralian Fault Zone (South Urals). PhD Dissertation. Freiburger Forschungshefte C. Freiberg University, 123 p.
- Kosarev A.M. (2007) Subalkaline volcanism of the Lower Emsian of the Southern Urals: geochemical peculiarities and geodynamic reconstructions. *Lithosphere (Russia)*, (6), 54-70. (In Russ.)
- Kosarev A.M. (2009) The Late Emsian volcanism in the Dombrovka zone of backarc spreading: petrology, geochemistry and geodynamic aspects. *Geological Collection*, (8). Ufa, IG UNTs RAN, 112-119. (In Russ.)
- Kosarev A.M., Artyushkova O.V. (2007) Djusinsk paleovolcanic complex: stratigraphic position, geochemical features, geodynamic reconstruction. *Geological Collection*, (6). Ufa, IG UNTs RAN, 174-180. (In Russ.)
- Kosarev A.M., Golovanova I.V., Shafigullin G.T. (2009) Features of the distribution of potassium, uranium, and thorium oxide in the volcanites of the Southern Urals in connection with the problem of the genesis of the minimum heat flow. *Lithosphere (Russia)*, (6), 17-32. (In Russ.)
- Kosarev A.M., Puchkov V.N., Seravkin I.B. (2005) Petrological-geochemical features of the Early Devonian-Eifelian island-arc volcanites of the Magnitogorsk zone in a geodynamic context. *Lithosphere (Russia)*, (4), 22-42. (In Russ.)
- Kosarev A.M., Puchkov V.N., Seravkin I.B. (2006) Petrological-geochemical features of the Middle Devonian–Early Carboniferous island-arc and collision volcanites of the Magnitogorsk zone in a geodynamic context. *Lithosphere (Russia)*, (1), 3-21. (In Russ.)
- Kosarev A.M., Puchkov V.N., Seravkin I.B. (2010) Pyrite potential of the Southern Urals: Correlation of Cu and Zn resources with geochemical characteristics of basalts of ore regions. *Dokl. Earth Sci.*, **435**(2), 1633-1636 (translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **435**(5), 658-662). DOI: 10.1134/S1028334X10120172
- Kosarev A.M., Seravkin I.B., Shafigullina G.T. (2017) Subalkalic and calc-alkalic Early-Eifelian volcanicity and related pyrite-polymetallic mineralization in the Magnitogorsk Megazone, the Southern Urals. *Lithosphere (Russia)*, **17**(3), 29-58. DOI: <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2017-3-029-058>
- Kosarev A.M., Svetov S.A., Chazhengina C.Yu., Shafigullina G.T. (2018) Boninitic variolites of the Buribay volcanic complex the Southern Urals: mineralogy, geochemistry and formation conditions. *Lithosphere (Russia)*, **18**(2), 246-279. DOI: <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-2-246-279>
- Kuzmin M.I., Kabanova L.Ya. (1991) Boninite series of the Southern Urals: geological and petrographic description, of the features of the composition and origin of the problem. *Potential ore content, geochemical types and formations of magmatic rocks*. Novosibirsk, Nauka Publ., 156-173. (In Russ.)
- Malpas J. (1983) Two Contrasting Trondhjemite Associations from Transported Ophiolites in Western Newfoundland: Initial Report. *Trondhjemites, Dacites, and Related Rocks*. (Ed. F. Barker). Moscow, Mir Publ., 339-353. (In Russ.)
- Maslov V.A., Artyushkova O.V. (2000) Stratigraphy of the Paleozoic Complexes of the Uchaly area, Bashkiria. Ufa, IG UNTs RAN, 140 p. (In Russ.)
- Maslov V.A., Artyushkova O.V. (2010) Stratigraphy and correlation of Devonian sedimentary rocks in the Magnitogorsk megazone of the Southern Urals). Ufa, Dizayn-PoligrafServis Publ., 288 p. (In Russ.)
- Massive sulfide deposits of the Baimak ore district. (1973) (P.F. Sopko, M.I. Ismagilov, I.B. Seravkin, L.N. Sopko). Moscow, Nauka Publ., 224 p. (In Russ.)
- Massive sulfide deposits of the Urals: Geological structure. (1988) (V.A. Prokin, F.P. Buslaev, M.I. Ismagilov et al.). Sverdlovsk, UrO AN SSSR, 241 p. (In Russ.)
- Middle Paleozoic volcanism of Bashkir Trans Ural region and related massive sulfide mineralization. (1983) Ufa, BFAN SSSR, 116 p. (In Russ.)
- Nakamura N. (1974) Determination of REA, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Magma-tism in the Oceanic Basins: Geol. Soc. Spec. Publ.*, **38**(5), 757-775.
- Nimis P., Omenetto P., Buschmann B., Jonas P., Simonov V.A. (2010) Geochemistry of igneous rocks associated with ultramafic–mafic-hosted Cu (Co, Ni, Au) VMS deposits from the Main Uralian Fault (Southern Urals, Russia). *Contrib. Mineral. Petrol.*, **100**(3-4), 201-214. DOI: 10.1007/s00710-010-0134-6
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>
- Petrology and geochemistry of island arcs and marginal seas. (1987) (Ed. O.A. Bogatkov et al.). Moscow, Nauka Publ., 335 p. (In Russ.)
- Prokin V.A., Buslaev F.P., Vinogradov A.M., Moloshag V.P., Kuznetsov S.I. (2004) Gaisky GOK; Geology of Gai and Podolsk copper-zinc massive sulfide deposits in the Urals. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 148 p. (In Russ.)
- Puchkov V.N. (2000) Paleogeodynamics of the Southern and the Middle Urals. Ufa, Dauriya Publ., 146 p. (In Russ.)
- Puchkov V.N. (2010) Geology of the Urals and Cis-Urals (actual problems of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny). Ufa, DizaynPoligrafServis Publ., 280 p. (In Russ.)
- Pushkarev E.V. (2000) Petrology of the Uktus dunite-clinopyroxenite-gabbro massif (the Middle Urals). Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 296 p. (In Russ.)
- Pushkarev E.V. (2009) Ankaramites – ancestral melts of dunite-clinopyroxenite-tylaite complexes of the Ural-Alaskan type. Analogs of ankaramites in the Urals. *Petrogenesis and ore formation*. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 110-111. (In Russ.)
- Pushkarev E.V. (2018) Tylaites in the massif of the Ural platinum-bearing belt as intrusive analogues of ankaramites. *Tr. IGG UrO RAN. Vyp.* **165**, 162-171. (In Russ.)
- Pushkarev E.V., Gottman I.A., Pribavkin S.V., Kosarev A.M. (2011) Effusive subvolcanic ankaramites of the Devonian island-arc formations of the Urals: material characteristics, genesis and geological consequences. *Tectonics*,

- ore deposits and deep structure of the earth's crust. Materials of the all-Russian scientific conference dedicated to the 100th anniversary of S.N. Ivanov. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 219-223. (In Russ.)
- Pushkarev E.V., Ryazantsev A.V., Gottman I.A. (2017) Ankaramites of the Sakmara-Voznesenka zone in the South Urals – geological position and composition. *Tr. IGG UrO RAN. Vyp. 164*, 166-175. (In Russ.)
- Pushkarev E.V., Ryazantsev A.V., Gottman I.A., Degtyarev K.E., Kamenetskii V.S. (2018) Ankaramite: a new type of high-magnesium and high-calcium primitive melt in the Magnitogorsk island-arc zone (Southern Urals). *Dokl. Earth Sci.*, **479**(2), 463-467 (translated from *Dokl. AN*, **479**(4), 433-437). DOI: 10.1134/S1028334X18040062
- Ryabchikov I.D. (1987) Processes of mantle magma formation. *Magmatic rocks. Evolution of magmatism in the history of the Earth*. Vol. 6. Moscow, Nauka Publ., 349-372. (In Russ.)
- Ryabchikov I.D., Orlova G.P., Kalenchuk G.E., Ganeev I.I., Muravitskaya G.N. (1987) Experimental study of copper and nickel sulfide mobilization by aqueous alkaline fluid at high temperatures and 20 kb. *Dokl. AN SSSR*, **296**(2), 437-440. (In Russ.)
- Seravkin I.B. (1986) Volcanism and VMS deposits of the Southern Urals. Moscow, Nauka Publ., 268 p. (In Russ.)
- Seravkin I.B. (2007) Volcanogenic massive sulfide deposits of the Southern Urals. *Geodynamics, Magmatism, and Ore Formation*. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 638-669. (In Russ.)
- Seravkin I.B., Tsvetkova A.A. (1986) Types of sulfide areas of the Magnitogorsk megasynclinalorium in relation with its deep structure. *Deep Conditions of Endogenous Ore Formation*. Moscow, Nauka Publ., 157-172. (In Russ.)
- Simonov V.A., Zolotukhin V.V., Kovyazin S.V., Al'mukhamedov A.I., Medvedev A.Ya. (2004) Petrogenesis of Basaltic Series of the Ontong Java Oceanic Plateau and the Nauru Basin, Pacific Ocean. *Petrology*, **12**(2), 163-175 (translated from *Petrologiya*, **12**(2), 191-205).
- Sobolev A.V., Portnyagin M.V., Dmitriev L.V., Tsameryan O.P., Danyushevskiy L.V., Kononkova N.N., Shimizu N., Robinson P. (1993) Petrology of ultramafic lavas and associated rocks of the Troodos massif, Cyprus. *Petrologiya*, **1**(4), 379-412. (In Russ.)
- Spadea P., Kabanova L., Scarrow J.H. (1998) Petrology, geochemistry and geodynamic significance of Mid-Devonian boninitic rocks from the Baimak-Buribai area (Magnitogorsk zone, Southern Urals). *Ophioliti*, **23**(1), 17-36.
- Spadea P., D'Antonio M., Kosarev A., Gorozhanina Y., Brown D. (2002) Arc-continent collision in the Southern Urals: Petrogenetic aspects of the Forearc-arc Complex. *Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present. Geophysical Monograph*, (132), 101-134. DOI: 10.1029/132GM07
- Stratigraphy and correlation of Middle Paleozoic volcanic complexes of main copper-massive sulfide districts of the South Urals. (1993) (V.A. Maslov, V.A. Cherkasov, V.T. Tishchenko et al.). Ufa, UNTs RAN, 217 p. (In Russ.)
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the Oceanic Basins*. Geol. Soc. Spec. Publ., (42), 313-345. DOI: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19
- Tal'nov E.S. (2003) Features of evolution of the Paleozoic volcanism and massive sulfide mineralization of the Southern Urals (on the example of Dzhusinsky island-arc system). *Tr. NIIGeo SGU im. N.G. Chernyshevskogo. Nov. ser.*, **XV**. Saratov, Nauchnaya kniga Publ., 175 p. (In Russ.)
- Tatsumi Y., Hamilton D.L., Nesbitt R.W. (1986) Chemical Characteristics of Phase Released from a Subducted Lithosphere and Origin of Arc Magmas: Evidence from High-Pressure Experiments and Natural Rocks. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **29**, 293-309. DOI: [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(86\)90049-1](https://doi.org/10.1016/0377-0273(86)90049-1)
- Trondhjemites, Dacites, and Related Rocks. (Ed. F. Barker) (1983) Moscow, Mir Publ., 488 p. (In Russ.)
- Volcanism of Southern Urals. (1992) (I.B. Seravkin, A.M. Kosarev, D.N. Salikhov, S.E. Znamensky, Z.I. Rodicheva, M.V. Rykus, V.I. Snachev). Moscow, Nauka Publ., 197 p. (In Russ.)
- Yakovlev G.F. (1979) Volcanogenic structures of ore fields. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, (3), 3-18. (In Russ.)
- Zaykov V.V., Maslennikov V.V., Zaykova E.V., Kherington R. (2001) Ore-formation and ore-facial analysis of base metal massive sulphide deposits of the Ural PaleoOcean. Miass, IMin UrO RAN, 315 p. (In Russ.)
- Zaykov V.V., Melekestseva I.Yu., Artem'ev D.A., Simonov V.A., Yuminov A.M., Dunaev A.Yu. (2009) Geology and massive sulphide mineralization of the southern flank of the Main Ural Fault. Miass, IMin UrO RAN, 376 p. (In Russ.)

УДК 551.734.5

DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-6-805-828

Проявление позднефаменского события Dasberg в области перехода от шельфа к батии (разрезы Пай-Хоя)

Д. А. Груздев, Д. Б. Соболев, А. Н. Плотницын, А. В. Журавлев

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 167982, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54, e-mail: dag79@yandex.ru

Поступила в редакцию 10.12.2020 г., принята к печати 19.03.2021 г.

Объект исследования. В статье рассматриваются региональные проявления в шельфовых и батимальных разрезах Пай-Хоя эвстатического события Dasberg, приуроченного к интервалу зон Lower–Middle *expansa* фаменского яруса верхнего девона. В задачи исследования входила оценка проявлений этого события в области перехода от мелководно-отмельных отложений Пай-Хойского карбонатного паравтохтона к глубоководным (батимальным) разрезам Карского сланцевого аллохтона. **Материалы и методы.** В качестве основы исследования выступает серия разнофациальных разрезов верхнего фамена, расположенных в разных частях Пай-Хоя: на р. Силовая-Яха и руч. Тальбейшор (юго-западный Пай-Хой), реках Лымбадьяха и Песчаная (северный Пай-Хой). Фациальная интерпретация и реконструкция трансгрессивно-регрессивных последовательностей основаны на разработанных ранее седиментационных моделях отмельной и батимальной зон. В качестве стратиграфической основы использованы данные по конодонтам, а также выявленные максимумы трансгрессий и особенности изотопной записи карбонатного углерода. **Результаты.** В пайхойских разрезах в интервале зон Lower–Middle *expansa* установлены четыре трансгрессивно-регрессивных последовательности. Максимум третьей, наиболее высокоамплитудной, трансгрессии отвечает эвстатическому событию Dasberg. В рассматриваемом регионе данное событие не сопровождается признаками бескислородных условий. Изотопно-геохимические данные по разрезу р. Силовая-Яха демонстрируют наличие в изотопной записи углерода структуры, аналогичной полученной ранее для североамериканских разрезов. Вероятной причиной вариации $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ в этом интервале являются изменения климата и глобальной океанической циркуляции. **Выводы.** Стратиграфический интервал Lower–Middle *expansa* или Lower–Upper *expansa* (*expansa* s. l.) опознается по конодонтам в разрезах Пай-Хоя в различных фациях. Его более детальное расчленение и достоверная корреляция в этом регионе возможны на базе прослеживания проявлений эвстатического события Dasberg: характерной трансгрессивно-регрессивной последовательности и вариаций изотопного состава карбонатного углерода.

Ключевые слова: событие Dasberg, фаменский ярус, верхний девон, конодонты, остракоды, Пай-Хой

Manifestation of the Late Famennian Dasberg Event in the shelf-bathyal transition (Pai-Khoi sequences)

Denis A. Gruzdev, Dmitrii B. Sobolev, Artem N. Plotitsyn, Andrei V. Zhuravlev

N.P. Yushkin Institute of Geology Komi SC UB RAS, 54 Pervomaiskaya st., Syktyvkar 167982, Russia, e-mail: dag79@yandex.ru

Received 10.12.2020, accepted 19.03.2021 г.

Research subject. Regional manifestations of the Dasberg eustatic event in the shelf and bathyal Pai-Khoi successions. The event appears in the Lower-Middle *expansa* zones interval (Upper Devonian, Famennian). **Aim.** To evaluate the manifestations of the event in the realm of transition from the shallow-water shoal succession of the Pai-Khoi carbonate parautochthon towards the deep-water (bathyal) successions of the Kara shale allochthon. **Materials and methods.** A number of successions comprising different facies and located in different parts of Pai-Khoi were studied: the Silova-Yakha River section and Tal'beyshor Creek section (south-western Pai-Khoi), the Lymbad'yakha section and the Peschanaya River section (northern Pai-Khoi). The interpretation of facies and the reconstruction of transgression-regression couplets were conducted based on the previously developed models of shoal and bathyal sedimentation. The stratigraphic framework comprised data on conodonts, transgression acmes, and carbonate carbon isotopic record. **Results.** The Pai-Khoi successions comprising Lower–Middle *expansa* zones demonstrate four transgression-regression cycles. The transgression acme of the third

Для цитирования: Груздев Д.А., Соболев Д.Б., Плотницын А.Н., Журавлев А.В. (2021) Проявление позднефаменского события Dasberg в области перехода от шельфа к батии (разрезы Пай-Хоя). *Литосфера*, 21(6), 805–828. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-6-805-828>

For citation: Gruzdev D.A., Sobolev D.B., Plotitsyn A.N., Zhuravlev A.V. (2021) Manifestation of the Late Famennian Dasberg Event in the shelf-bathyal transition (Pai-Khoi sequences). *Lithosphere (Russia)*, 21(6), 805–828. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-6-805-828>

© Д.А. Груздев, Д.Б. Соболев, А.Н. Плотницын, А.В. Журавлев, 2021

cycle marks the Dasberg eustatic event. The absence of anoxia is characteristic of this event in the region under consideration. The carbonate carbon isotope record of the Silova-Yakha River section shows a structure similar to that of North American successions. Variations in $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ were likely to be caused by climate changes and perturbations of the global oceanic circulation. *Conclusions.* The stratigraphic interval comprising Lower–Middle *expansa* or Lower–Upper *expansa* (*expansa* s. l.) zones is detected clearly in different facies. A more detailed subdivision and correlation in the region under consideration is possible on the basis of evaluating manifestations of the Dasberg eustatic event: a characteristic eustatic succession and variations of the carbonate carbon isotopic composition.

Keywords: *Dasberg Event, Famennian, Late Devonian, conodonts, ostracodes, Pai-Khoi*

ВВЕДЕНИЕ

Глобальным событиям различной природы в девонской системе посвящено много исследований (Walliser, 1996; Sandberg et al., 2002; Qie et al., 2019; и др.). Как правило, их характеристика приводится в двух аспектах – биотическом и абиотическом. При этом делаются попытки увязать различные проявления события между собой и реконструировать причины, вызвавшие резкие изменения в ландшафтах и биоте. Большая часть таких исследований проводилась в области палеошельфа. Проявлениям событий в глубоководных областях (области континентального склона) посвящено гораздо меньше исследований. В этом плане относительно хорошо изучены силурийские события, многие из которых связываются с изменениями в океанической циркуляции вследствие климатических перестроек (Jeppsson, 1990; Johnson, 2006; Calner, 2008). Из девонских с подобной детальностью исследованы уровни, отвечающие таким событиям первого порядка, как Kellwasser (самые верхи франского яруса) и Hangenberg (самые верхи фаменского яруса) (Algeo et al., 1995; Walliser, 1996; Smith, Bustin, 2000; Kaiser et al., 2009, 2011, 2015; Carmichael et al., 2014; Kump et al., 2015; Becker et al., 2016; Piszarska et al., 2020; и др.). При этом событиям более низкого порядка уделяется гораздо меньше внимания. Например, в пределах стратиграфического интервала между событиями Kellwasser и Hangenberg выделяется ряд событий более низких порядков: Nehden (интервал зон Middle–Uppermost *crepida*), Condroz (зона Lower *rhomboides*), Enkeberg (зона Lower *marginifera*), Annulata (зона Upper *trachytera*) и Dasberg (зона Lower *expansa*) (Becker et al., 2004).

Одним из недостаточно изученных событий фамена представляется событие Dasberg. Впервые оно было охарактеризовано Т. Бекером как отвечающее значительным изменениям в таксономическом составе аммоноидей (Becker, 1993): радиации некоторых аммоноидей, приведшей к возникновению ряда клименид (*Costaclymenia* Schindewolf, *Sellacylmenia* Hyatt, *Nanoclymenia* Korn и др.) и гониатид (некоторых Posttornoceratidae, Prionoceratidae и др.) (Hartenfels, Becker, 2009). Оно приурочено к нижней части Dasberg–Stufen, сопоставляе-

мого с интервалом от верхней части конодонтовой зоны Lower *expansa* до средней части зоны Upper *expansa*. По данным Ч. Сандберга с соавторами, влияние события на планктонно-нектонную биоту в целом (в том числе конодонтов) выразилось в увеличении таксономического разнообразия и, вероятно, биомассы как таковой (Sandberg et al., 2002). Построенный на основе глобальной базы данных график динамики разнообразия конодонтов демонстрирует существенное повышение количества видов в фазе ранняя *expansa* (соответствует зоне Lower *expansa*) и значительное преобладание числа появившихся видов над числом вымерших (Журавлев, 2019). Основной прирост разнообразия связан с появлением новых видов полигнатид (*Polygnathus* Hinde, *Pseudopolygnathus* Branson et Mehl) и спатогнатид (*Bispathodus* Müller и *Branmehla* Hass).

На шельфах событие Dasberg связывается с трансгрессией, сопровождавшейся аноксией (начало цикла If (Johnson et al., 1985); событие 16 (Sandberg et al., 2002); начало цикла fm4 (Журавлев, 2012a)). В некоторых шельфовых осадочных последовательностях Лавруссии событию отвечает пачка “черных сланцев” – высокоуглеродистых карбонатно-глинистых пород темно-серого и черного цвета, что обусловлено развитием аноксии (Sandberg et al., 2002). По данным этих авторов, событие связано с межледниковым эпизодом, вызвавшим потепление, гляциоэвстатическую трансгрессию и сопутствующие изменения в бентосных сообществах. Вариации $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ в интервале, включающем событие Dasberg, по мнению К. Стока и Ч. Сандберга (Stock, Sandberg, 2019), вызваны изменениями климата и глобальной океанической циркуляции.

Исследование С. Хартенфельса и Т. Бекера (Hartenfels, Becker, 2009) показало, что под событием Dasberg понимается последовательность седиментационных (две высокоамплитудные трансгрессии) и фаунистических изменений в промежутке от верхней части зоны *Bispathodus stabilis* до основания *Bisp. aculeatus aculeatus* (сопоставимо с верхами зоны Lower *expansa* и низами зоны Middle *expansa*). Для этой последовательности предложено использование термина “кризис” (Dasberg Crisis). Поскольку причинно-следственная связь эвстати-

ческих изменений и биотических преобразований в некоторых группах организмов не всегда очевидна и не носит событийного характера (Hartenfels, Becker, 2009), следует различать эвстатическое событие Dasberg (гляциоэвстатическая трансгрессия и изменение океанической циркуляции) и, возможно, спровоцированный им кризис Dasberg в морской биоте. Поскольку в настоящей статье в качестве события рассматривается наиболее высокоамплитудная трансгрессия в интервале Lower–Middle *expansa*, то авторы считают целесообразным сохранение названия событие Dasberg или эвстатическое событие Dasberg. Учитывая предполагаемую гляциоэвстатическую природу этой трансгрессии, ее проявления в разрезах всего мира можно считать изохронными. Указанная С. Хартенфельсом и Т. Бекером (Hartenfels, Becker, 2009) биостратиграфическая “диахронность” события Dasberg, скорее, обусловлена невысокой точностью биостратиграфического метода как такового (несоответствие первой/последней находки первому появлению/вымиранию; фациальный и палеогеографический контроль распределения органических остатков).

Важно отметить, что на территории Пай-Хоя исследования проявлений фаменских событий ранее не проводились. На северо-востоке европейской части России в целом событие Dasberg ранее изучалось лишь на Приполярном Урале в пределах достаточно узкой фациальной зоны (отложения центральных частей впадин на шельфе) (Плотицын, 2016). Ввиду слабой литологической, палеонтологической и геохимической проявленности данного события в пределах этого фациального пояса автором были сделаны выводы о его низком корреляционном потенциале в глубоководно-шельфовых фациях относительно событий более высокого порядка (события Hangenberg и Mid-Tournaisian (= события Lower Alum Shale)) (Плотицын, 2016).

Данная работа призвана частично восполнить пробел в исследованиях девонских событий за счет анализа проявлений эвстатического события Dasberg в шельфовых и батимальных отложениях на примере разрезов Пай-Хоя (рис. 1). В задачи исследования входила оценка проявлений этого события в области перехода от мелководно-отмельных отложений Пай-Хойского карбонатного паравтохтона к глубоководным разрезам Карского сланцевого аллохтона.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В качестве основы настоящего исследования выступает серия разнофациальных разрезов верхнего фамена, расположенных в различных частях Пай-Хоя (см. рис. 1).

Мелководно-шельфовые (изолированная карбонатная платформа) отложения вскрываются в пределах севера Пай-Хойского карбонатного па-



Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов.

1 – изученные разрезы, 2 – населенные пункты.

Fig. 1. Locality map of the studied sections.

1 – studied sections, 2 – towns.

равтохтона и представлены средней частью лымбаджыхинской свиты (D_3-C_1lb) (Журавлев и др., 2015). Разрез, вскрывающий относительно глубоководные отложения фронтального склона изолированной карбонатной платформы, был изучен в бассейне р. Силова-Яха, в правом борту долины безымянного ручья (правый приток р. Силова-Яха в 2 км выше устья р. Буреданью) и представлен нижней частью сибирчатояхинской толщи (D_3-C_1sb). Глубоководный (батимальный) тип разреза был исследован в бассейне р. Песчаная (СВ Пай-Хой, район пос. Амдерма). Здесь верхний девон представлен нижней частью силовых свиты (D_3-C_1sl). Промежуточное положение занимает кремнисто-карбонатный разрез, охватывающий часть ховратывисской толщи (D_3ht), вскрытый в долине руч. Тальбейшор (юго-восточный Пай-Хой). Основу биостратиграфических построений составили данные по конодонтам. Характерные таксоны представлены на рис. 2.

В разделе “Результаты исследования” приводится палеонтолого-литологическая характеристика



Рис. 2. Характерные конодонты разрезов рек Силова-Яха (маркировка проб SI) и Песчаная (маркировка проб 2088).

1 – *Palmatolepis gracilis sigmoidalis* Ziegler, колл. № 512/5-16, проба SI-24; 2 – *Palmatolepis gracilis gracilis* Branson et Mehl, колл. № 508/8, проба 2088/13; 3 – *Palmatolepis gracilis gracilis* Branson et Mehl, колл. № 512/5-4, проба SI-23; 4 – *Palmatolepis gracilis expansa* Sandberg et Ziegler, колл. № 512/5-1, проба SI-53; 5 – *Palmatolepis postera* Ziegler, колл. № 512/5-7, проба SI-23; 6 – *Palmatolepis glabra* Ulrich et Bassler, колл. № 512/5-19, проба SI-20 (переотложенный элемент); 7 – *Mehlina strigosa* (Branson et Mehl), колл. № 512/5-6, проба SI-23; 8 – *Branmehla* aff. *suprema* (Ziegler), колл. № 512/5-17, проба SI-41; 9 – *Palmatolepis rugosa ampla* Muller, колл. № 512/5-3, проба SI-23; 10 – *Palmatolepis rugosa ampla* Muller, колл. № 512/5-29, проба SI-23; 11 – *Bispathodus stabilis* (Branson et Mehl), колл. № 512/5-2, проба SI-23; 12 – *Branmehla bohlenana* (Helms), колл. № 508, проба 2088/3; 13 – *Branmehla inornata* (Branson et Mehl), колл. № 512/5-30, проба SI-23; 14 – *Branmehla inornata* (Branson et Mehl), колл. № 508/10, проба 2088/8; 15 – *Polygnathus granulosus* Branson et Mehl, колл. № 512/5-8, проба SI-41; 16 – *Polygnathus granulosus* Branson et Mehl, колл. № 508/9, проба 2088/13; 17 – *Polygnathus styriacus* Ziegler, колл. № 512/5-12, проба SI-38; 18 – *Bispathodus stabilis* aff. *zizensis* Hartenfels, колл. № 512/5-15, проба SI-24; 19 – *Polygnathus extralobatus* Schafer, колл. № 508/11, проба 2088/16; 20 – *Hindeodus albus* Deulin, колл. № 512/5-31, проба 2726/2; 21 – *Branmehla weneri* (Ziegler), колл. № 512/5-20, проба SI-23; 22 – *Pseudopolygnathus micropunctatus* Bishoff et Ziegler, колл. № 512/5-13, проба SI-24; 23 – *Franconina* cf. *franconica* (Schanemmann), колл. № 512/5-28, проба SI-19; 24 – *Pluckidina purnelli* Dzik, колл. № 512/5-22, проба SI-25; 25 – *Apatognathus varians* Branson et Mehl, колл. № 512/5-23, проба SI-18; 26 – *Uncadina uncinoides* (Dzik), колл. № 512/5-25, проба SI-18; 27 – *Polygnathus marginolatus* Gedik, колл. № 512/5-11, проба SI-20; 28 – *Polygnathus* sp. A, колл. № 512/5-10, проба SI-28; 29 – *Planodina plana* (Helms), колл. № 512/5-24, проба SI-18; 30 – *Jablonnodus oistodiformis* Dzik, колл. № 512/5-21, проба SI-25; 31 – *Jablonnodus erectus* Dzik, колл. № 512/5-27, проба SI-19; 32 – *Polygnathus* sp. B, колл. № 512/5-9, проба SI-41; 33 – *Polygnathus* sp. C, колл. № 512/5-5, проба SI-23. Длина мерной линейки 0.2 мм.

Fig. 2. Characteristic conodonts from the Silova-Yakha River section (samples' prefix SI) and the Peschanaya River section (samples' prefix 2088).

1 – *Palmatolepis gracilis sigmoidalis* Ziegler, specimen No. 512/5-16, sample SI-24; 2 – *Palmatolepis gracilis gracilis* Branson et Mehl, specimen No. 508/8, sample 2088/13; 3 – *Palmatolepis gracilis gracilis* Branson et Mehl, specimen No. 512/5-4, sample SI-23; 4 – *Palmatolepis gracilis expansa* Sandberg et Ziegler, specimen No. 512/5-1, sample SI-53; 5 – *Palmatolepis postera* Ziegler, specimen No. 512/5-7, sample SI-23; 6 – *Palmatolepis glabra* Ulrich et Bassler, specimen No. 512/5-19, sample SI-20 (переотложенный элемент); 7 – *Mehlina strigosa* (Branson et Mehl), specimen No. 512/5-6, sample SI-23; 8 – *Branmehla* aff. *suprema* (Ziegler), specimen No. 512/5-17, sample SI-41; 9 – *Palmatolepis rugosa ampla* Muller, specimen No. 512/5-3, sample SI-23; 10 – *Palmatolepis rugosa ampla* Muller, specimen No. 512/5-29, sample SI-23; 11 – *Bispathodus stabilis* (Branson et Mehl), specimen No. 512/5-2, sample SI-23; 12 – *Branmehla bohlenana* (Helms), specimen No. 508, sample 2088/3; 13 – *Branmehla inornata* (Branson et Mehl), specimen No. 512/5-30, sample SI-23; 14 – *Branmehla inornata* (Branson et Mehl), specimen No. 508/10, sample 2088/8; 15 – *Polygnathus granulosus* Branson et Mehl, specimen No. 512/5-8, sample SI-41; 16 – *Polygnathus granulosus* Branson et Mehl, specimen No. 508/9, sample 2088/13; 17 – *Polygnathus styriacus* Ziegler, specimen No. 512/5-12, sample SI-38; 18 – *Bispathodus stabilis* aff. *zizensis* Hartenfels, specimen No. 512/5-15, sample SI-24; 19 – *Polygnathus extralobatus* Schafer, specimen No. 508/11, sample 2088/16; 20 – *Hindeodus albus* Deulin, specimen No. 512/5-31, sample 2726/2; 21 – *Branmehla weneri* (Ziegler), specimen No. 512/5-20, sample SI-23; 22 – *Pseudopolygnathus micropunctatus* Bishoff et Ziegler, specimen No. 512/5-13, sample SI-24; 23 – *Franconina* cf. *franconica* (Schanemmann), specimen No. 512/5-28, sample SI-19; 24 – *Pluckidina purnelli* Dzik, specimen No. 512/5-22, sample SI-25; 25 – *Apatognathus varians* Branson et Mehl, specimen No. 512/5-23, sample SI-18; 26 – *Uncadina uncinoides* (Dzik), specimen No. 512/5-25, sample SI-18; 27 – *Polygnathus marginolatus* Gedik, specimen No. 512/5-11, sample SI-20; 28 – *Polygnathus* sp. A, specimen No. 512/5-10, sample SI-28; 29 – *Planodina plana* (Helms), specimen No. 512/5-24, sample SI-18; 30 – *Jablonnodus oistodiformis* Dzik, specimen No. 512/5-21, sample SI-25; 31 – *Jablonnodus erectus* Dzik, specimen No. 512/5-27, sample SI-19; 32 – *Polygnathus* sp. B, specimen No. 512/5-9, sample SI-41; 33 – *Polygnathus* sp. C, specimen No. 512/5-5, sample SI-23. Scale bar 0.2 mm.

каждого из указанных разрезов. Выделенным в разрезах литологическим комплексам присвоен фациальный (литологический) тип. Для фациальной интерпретации использовалась авторская седиментационная модель (рис. 3).

Интерпретация отменного разреза базируется на модифицированной модели мелководной карбонатной седиментации М.Л. Ирвина (Irwin, 1965; Zaton et al., 2014). По текстурно-структурным характеристикам отложений выделяется следующий ряд фациальных типов.

УВ – доломиты известковистые, серые, тонкодетритовые с волнисто-комковатой текстурой. Тонкие (первые сантиметры) намывы мелкого до среднего детрита. Резкие границы. Единичные микробально-водорослевые и строматопоровые желваки размером 2–5 см. Формирование отложений происходило в условиях подвижного мелководья края отмели, где за счет волнового воздействия

на дне шло образование мелких аккумулятивных форм (знаков ряби).

УС – доломиты известковые и известняки доломитовые, серые, тонко-мелкодетритовые, с водорослевыми желваками, волнисто-комковатой текстурой и прослоями пелит-тонкодетритового доломита. Формирование отложений происходило в условиях интенсивного воздействия волн на дно, приводивших к образованию крупных аккумулятивных форм (подводных валов).

ЗВ – известняки доломитистые, серые, до темно-серых, пелитоморфные, с рассеянным мелким и тонким детритом. Текстура пологоволнистая, до субпараллельной, местами комковатая. Отмечаются гнездовидно-рассеянные скопления мелкого детрита, отдельных раковин брахиопод и микробально-водорослевых желваков. Встречаются единичные крупные раковины гастропод. Отложения формировались в условиях слабоподвиж-

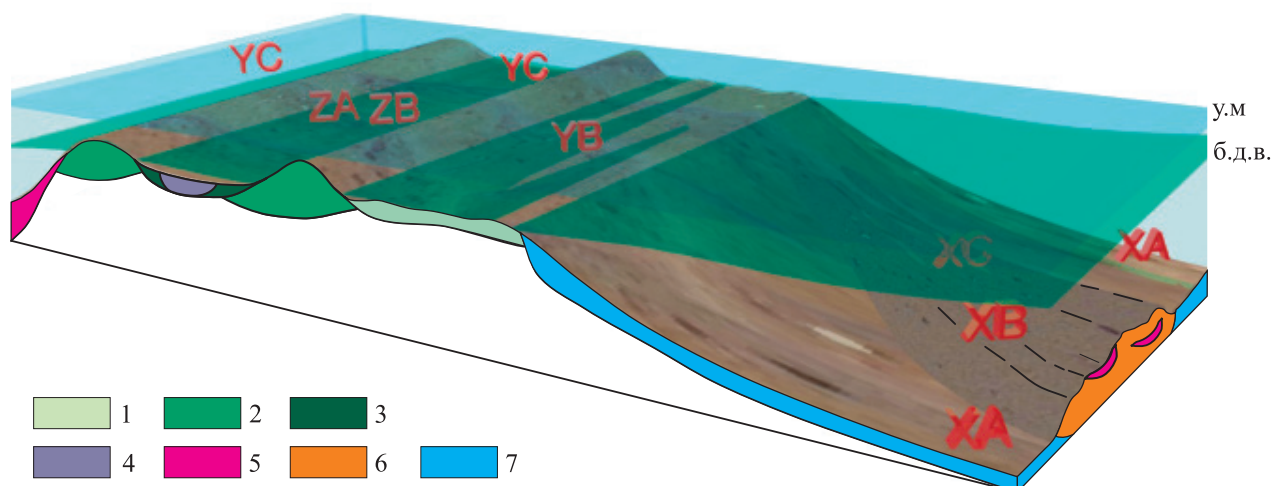


Рис. 3. Седиментационная модель.

1–4 – седиментационная система отмели: 1 – зона подвижного мелководья с мелкими аккумулятивными формами (YB), 2 – зона формирования подводных валов (YC), 3 – зона слабоподвижного закрытого мелководья (ZB), 4 – тиховодная зона закрытого мелководья (ZA); 5, 6 – седиментационная система конусов выноса плотностных потоков: 5 – проксимальные карбонатные турбидиты (XC), 6 – дистальные карбонатные турбидиты (XB); 7 – седиментационная система пелагического осадконакопления: фоновые глинистые и глинисто-карбонатные отложения (XA). Сокращения: у.м. – уровень моря, б.д.в. – база действия волн.

Fig. 3. Model of sedimentation.

1–4 – sedimentation system of shoal: 1 – belt of agitated water with small accumulative forms (YB), 2 – belt of bars (YC), 3 – restricted belt of moderately agitated water (ZB), 4 – restricted belt of quiet water (ZA); 5, 6 – sedimentation system of density flow fans: 5 – proximal calciturbidites, 6 – distal calciturbidites; 7 – pelagic sedimentation system, pelagic clayey, siliceous, and carbonate deposits (XA). Abbreviations: у.м. – sea level, б.д.в. – wave base.

ного закрытого мелководья со слабой сортировкой форменных элементов волнами.

ZA – известняки доломитистые, от светло-серых до серых, пелитоморфные, субпараллельно-слоистые. Формирование отложений происходило в условиях тиховодной зоны закрытого мелководья центральной части отмели.

Для фацальной характеристики глубоководных разрезов использована предложенная ранее литолого-генетическая типизация (Еременко, Журавлев, 2013). В разрезах на реках Силова-Яха, Тальбейшор и Песчаная выделяются следующие фацальные типы.

XA – пелагические осадки. Силициты, глинистые силициты, карбонатные силициты, микро-волнисто-слоистые, с радиоляриями и редкими кремнистыми спикулами. Аргиллиты кремнистые, известняки пелитоморфные, сильно кремнистые, субпараллельно микрослоистые, с редкими радиоляриями и кремнистыми спикулами, часто с микровкрапленностью сульфидов.

XB – дистальные карбонатные турбидиты. Известняки от мелко- до среднетеритовых, литобластические с волнистой или однонаправленной косослоистой текстурой, часто кремнистые, содержат микровкрапленность сульфидов. Биокласты представлены разрушенными остатка-

ми мелководно-морских организмов. Литокласты сложены преимущественно известняком, плохо окатаны.

XC – проксимальные карбонатные турбидиты. Известняки от тонко-крупнодетритовых до валунного конгломерата, литобластические с волнистой или однонаправленной косослоистой текстурой. В различной степени глинистые и кремнистые известняки содержат микровкрапленность сульфидов. Органогенный детрит часто представлен разрушенными остатками мелководно-морских организмов. Литокласты сложены преимущественно известняком, плохо окатаны.

Для разреза р. Силова-Яха в качестве дополнительного материала при фацальном анализе использовались результаты изучения распределения и сохранности раковинного материала остракод и другого органогенного детрита в шлифах. По толщине стенок раковины остракоды разделялись на две группы: тонкостенные (до 0.06 мм) и толстостенные (более 0.06 мм). Кроме того, учитывалась разрозненность створок. Предполагается, что тонкостенные раковины характерны для обитателей глубоководья, а толстостенные – для относительно мелководных форм, которые встречаются в рассматриваемых отложениях в качестве аллохтонной составляющей комплексов.

Присутствие наряду с глубоководными формами мелководных остракод интерпретируется как свидетельство поступления на регрессиях материала с относительного мелководья. При этом в аллохтонных комплексах доля разрозненных створок увеличивается. Такие признаки наблюдаются в слоевых последовательностях разреза р. Силова-Яха, интерпретируемых как проксимальные карбонатные турбидиты (фациальный тип ХС).

Для получения достоверных результатов оценки уровня таксономического разнообразия конодонтов подсчет количества таксонов производился для каждой пробы индивидуально, с учетом состава комплекса конодонтов и литологических особенностей вмещающих пород. Если отдельно взятая проба содержит в комплексе конодонтов таксоны, часть которых определена до рода, вторая – до вида, а третья – до подвида (например, *Palmatolepis* sp., *Palmatolepis gracilis* ssp., *Palmatolepis gracilis gracilis*), то в анализ включались только те формы, которые удалось диагностировать до наиболее низкого ранга. Близкие или родственные вид и форма (например, *Palmatolepis gracilis* и *Palmatolepis* aff. *gracilis*), при сонахождении в комплексе одной пробы рассматривались в качестве двух разных таксонов. Вид и похожую форму (например, *Palmatolepis gracilis* и *Palmatolepis* cf. *gracilis*) анализировали как один таксон. Кроме того, исключались данные о формах, характерных для более древних относительно возраста вмещающих отложений стратиграфических интервалов. При этом появление в пробах аллохтонной микрофауны объяснялось перетолжением.

Изотопный состав углерода карбонатов изучался только в разрезе на р. Силова-Яха. Определение изотопного состава углерода производилось по пробам карбонатов, которые извлекались из образцов стальным микробуром. Исследования осуществлялись в ЦКП “Геонаука” (ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар; аналитик И.В. Смолева) на масс-спектрометре DELTA V Advantage с линией пробоподготовки Gas Bench II, изотопные соотношения вычислялись относительно стандарта PDB. Ошибка определения составляла 0.04‰.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Характеристика разрезов

Сводный разрез лымбадяхинской свиты

Интервал разреза, включающий в себя следы события Dasberg, сложен следующей слоевой последовательностью (пачки 3 и 4 лымбадяхинской свиты (Журавлев и др., 2015), стратиграфическая последовательность нормальная (рис. 4).

Слой 1. Доломиты известковистые, серые до темно-серых, тонкодетритовые с неотчетливой

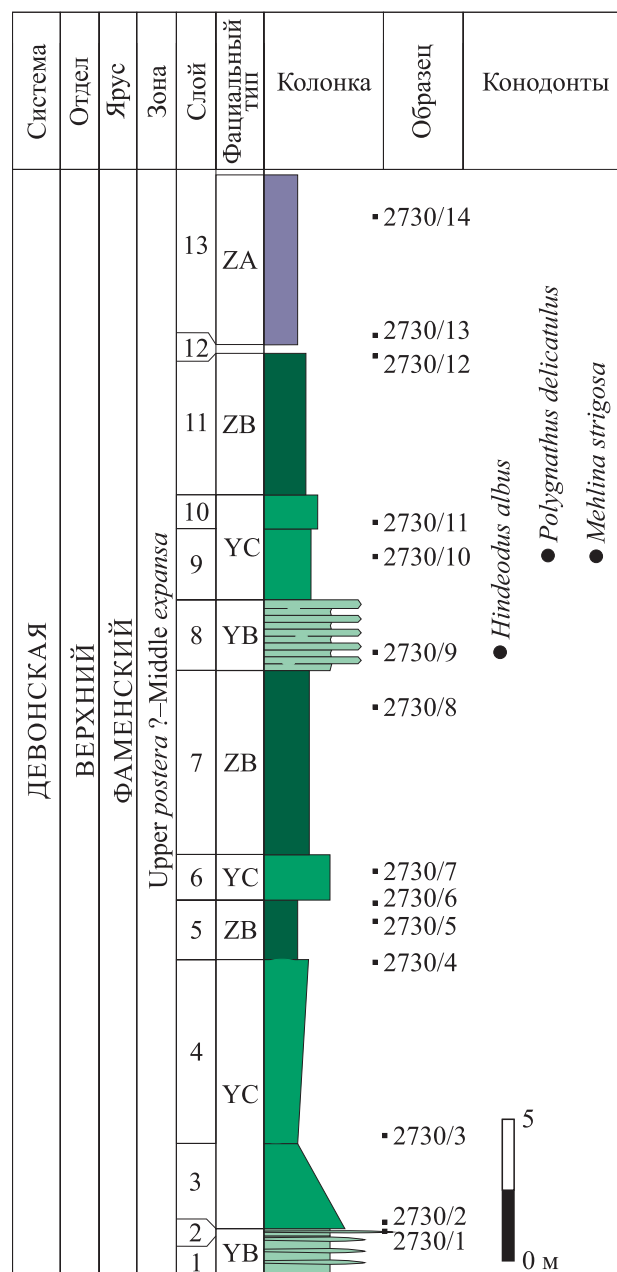


Рис. 4. Сводный разрез лымбадяхинской свиты.

Fig. 4. Log of the Lymbada Formation.

волнистой слойчатостью, неравномерно распределенной кремнистостью и линзовидно-рассеянным распределением мелкого детрита. Единичные выделения белого кальцита. Мощность 1.5 м. Фациальный тип YB.

Слой 2. Доломиты известковистые, серые, тонкодетритовые с волнисто-комковатой текстурой. Тонкие (первые сантиметры) намывы от мелкого до среднего детрита с резкими границами. Единичные округлые выделения белого кальцита до 3 см. Редкие водорослевые и строматопоровые желваки

до 5 см, разрозненные створки брахиопод. Мощность 0.2 м. Фациальный тип YB.

Слой 3. Доломит известковый, серый, тонко-мелкодетритовый с волнисто-комковатой текстурой, с прослоями пелитового-тонкодетритового доломита (до 0.2 м), с водорослевыми желваками. Вверх по слою доломит становится пелитоморфным и сильно известковым, до известняка. Единичные округлые выделения белого кальцита (2–3 см). Бугристый контакт. Мощность 3 м. Фациальный тип YC.

Слой 4. Известняк, серый, доломитистый, пелитоморфный, до пелит-тонкодетритового, с рассеянным тонким и мелким детритом, подчеркивающим пологоволнистую слойчатость. Тонкие (10–15 см) намывы створок брахиопод, ориентированные по напластованию в пелит-тонкодетритовом матриксе через 10–15 см, границы нечеткие. В нижней части отмечены два горизонта с кремнистыми стяжениями черного цвета, 2–3 см по мощности. Единичные округлые выделения белого кальцита (2–3 см). В 2 м от подошвы – массивные колонии (до 0.2 м) и корки строматопороидей. В прикровельной части количество брахиопод и строматопороидей увеличивается. Бугристый контакт. Мощность 6 м. Фациальный тип YC.

Слой 5. Известняки доломитистые, серые, до темно-серых, пелитоморфные с рассеянным мелким и тонким детритом. Распределение доломитистости намечает комковатую текстуру. Гнездовидно-рассеянные скопления мелкого детрита, отдельных раковин брахиопод и водорослевых желваков (1–2 см). Единичные крупные гастроподы. Послойно упорядоченные округлые выделения белого кальцита (3–5 см), местами серого цвета с сульфидами. Мощность 2.1 м. Фациальный тип ZB.

Слой 6. Известняки доломитовые, серые, тонкодетритовые с “узорчатой” текстурой, намеченной распределением доломита и кремнистости. Реликты пологоволнистой слойчатости. Отдельные горизонты с микробиально-водорослевыми желваками и корками (до 10–20 см). Бугристый контакт. Мощность 1.6 м. Фациальный тип YC.

Слой 7. Известняки серые, доломитовые, кремнистые с “узорчатой” текстурой, с многочисленными линзовидно-рассеянно распределенными водорослевыми желваками. Многочисленные округлые выделения белого и серого кальцита от 1 до 10–30 см. Размер кальцитовых выделений возрастает вверх по слою. Окремненные органические остатки (желваки, одиночные ругозы). Мощность 6.5 м. Фациальный тип ZB.

Слой 8. Известняки доломитистые, серые, образующие неотчетливое чередование тонко- и мелкодетритовых разностей (масштаб чередования 0.2–0.5 м). Текстура волнистая, до комковатой, из-за распределения доломитистости. Редкие округлые включения белого кальцита до 1–2 см. В ниж-

ней части определены конодонты *Hindeodus albus* (Deulin) верхнего фамена. Мощность 2.5 м. Фациальный тип YB.

Слой 9. Известняки доломитовые, от серых до темно-серых, тонкодетритовые-пелитоморфные, пологоволнисто-слойчатые за счет распределения детрита и доломита; местами встречается вторичная комковатая текстура из-за распределения доломита; корки и желваки водорослей и строматопороидей, отдельные остатки гастропод, брахиопод. Окремнение по органическим остаткам. В нижней части определены конодонты зоны *expansa*: *Polygnathus delicatulus* Ulrich et Bassler, *Mehlina strigosa* (Branson et Mehl). Мощность 2.5 м. Фациальный тип YC.

Слой 10. Известняки доломитистые, от светло-серых до серых, тонкодетритовые в пелитоморфном матриксе, пологоволнисто-микрослойчатые. Бугристый контакт. Мощность 1.2 м. Фациальный тип YC.

Слой 11. Известняки доломитовые, серые, тонкодетритово-пелитоморфные, неотчетливо пологоволнисто-слойчатые, с кремнистыми стяжениями темно-серого цвета неправильной формы (от 5 до 20–30 см). Горизонтами по 0.4–0.5 м – комковатая текстура за счет распределения доломита и кремнистости. Мощность 5.0 м. Фациальный тип ZB.

Слой 12. Закрыто современными пляжевыми отложениями мощностью 0.3 м.

Слой 13. Известняки доломитистые, от светло-серых до серых, субпараллельно-слойчатые, пелитоморфные. В 3–4 м от подошвы – горизонт темно-серых кремнисто-карбонатных конкреций и округлых выделений белого кальцита 1–3 см. Мощность 6.0 м. Фациальный тип ZA.

Разрез на р. Силова-Яха

Описание фаменского интервала разреза дается в нормальной стратиграфической последовательности (рис. 5).

Пачка 1. Известняки темно-серые, мелко-тонкозернистые, с массивной текстурой. Реликты цельных тонкостенных раковин остракод, подвергшихся тектоническим деформациям. Почти повсеместно отмечаются спикулы губок. Фациальный тип XB.

В средней части пачки встречены два маломощных прослоя темно-серых, почти черных, глинистых, средне-мелкозернистых, литобиокластовых известняков с микролинзовидно-слоистой текстурой. Реликты толстостенного раковинного детрита. Поверхность напластования пологоволнистая. Фациальный тип XC.

Выше известняки мелко-тонкозернистые. Фациальный тип XB. В кровле пачки слой известняка темно-серого, средне-мелкозернистого, литобиокластового, с микроволнисто-слоистой текстурой.

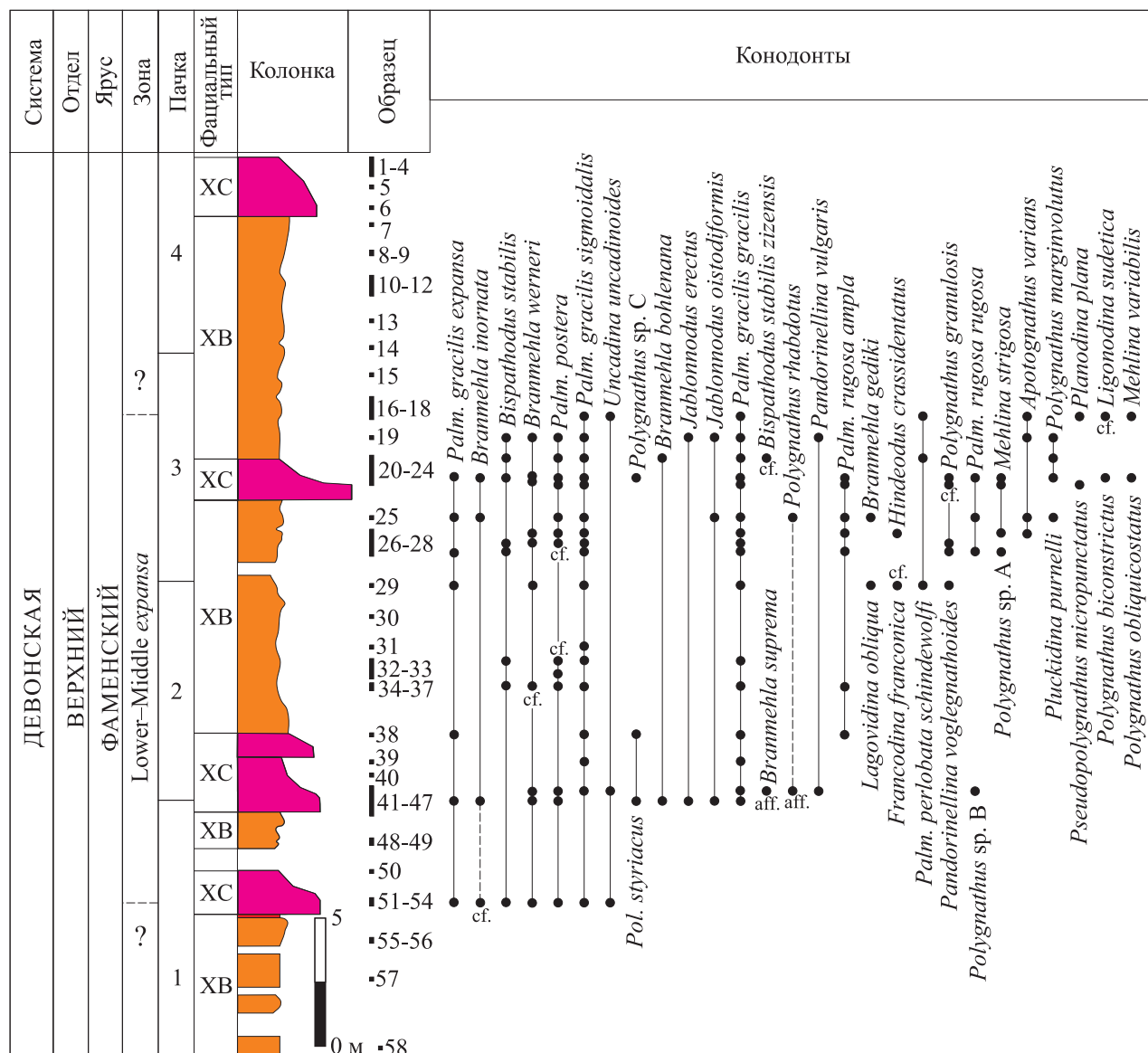


Рис. 5. Разрез сибирчатояхинской толщи на р. Силова-Яха.

Fig. 5. Log of the Sibirchatoyakha Formation, the Silova-Yakha River section.

В подошве слоя текстура массивная. Поверхность напластования пологоволнистая. Детрит представлен остатками иглокожих, сколекодонтами, остракодами. Толщина стенок раковин от средней до толстой. В обр. SI-43 единичные цельные тонкостенные раковины остракод. Встречены конодонтовые элементы, среди которых диагностированы *Bispathodus stabilis* (Branson et Mehl), *Brammehla* cf. *inornata* (Branson et Mehl), *Br. werneri* (Ziegler), *Palmatolepis gracilis expansa* Sandberg et Ziegler, *Pal. gracilis gracilis* Branson et Mehl, *Pal. gracilis sigmoidalis* Ziegler, *Pal. postera* Ziegler, *Polygnathus styriacus* Ziegler, *Uncadina uncadinoides* (Dzik), а также переотложенные *Palmatolepis rugosa trachytera* Ziegler и *Polygnathus glaber* Ulrich et Bassler (более

подробная информация о распространении и количестве конодентов содержится в табл. 1). Фациальный тип XC. В подошве пачки и выше отмечают-ся жилы кальцита мощностью до 5 см с зеркалами скольжения. В средней и верхней частях пачки встречаются известняки с псевдоконгломератовой структурой. В верхней части – тектониты с реликтами раковинного детрита.

Мощность пачки 10.4 м.

Пачка 2. В нижней части слой известняка темно-серого, средне-мелкозернистого, литобиокластового, с микроволнисто-слоистой текстурой. Фациальный тип XC.

Выше залегают известняки темно-серые, мелко-тонкозернистые, шламовые, массивные. Поверх-

Таблица 1. Таксономическая таблица конодонтов из разреза р. Силова-Яха

Table 1. Taxonomic table of conodonts from the section of the Silova-Yakha River

№ образца	SI-53	SI-45	SI-41	SI-39	SI-38	SI-37	SI-35	SI-34	SI-33	SI-32
Фациальный тип	XC	XC	XC	XC	XC	XB	XB	XB	XB	XB
<i>Ap. varians</i>										
<i>Bisp. stabilis</i>	2					1				2
<i>Bisp. stabilis zizensis</i>										
<i>Br. bohlenana</i>			1							
<i>Br. gediki</i>										
<i>Br. inornata</i>	3		1							
<i>Br. suprema</i>			1							
<i>Br. werneri</i>	2	1	2				1			
<i>Fr. franconica</i>										
<i>Hind. crassidentatus</i>										
<i>Jabl. erectus</i>			2							
<i>Jabl. oistodiformis</i>			2							
<i>Lag. obliqua</i>										
<i>Lig. sudetica</i>										
<i>Mehl. strigosa</i>										
<i>Mehl. variabilis</i>										
<i>Palm. glabra prima</i>										
<i>Palm. gracilis expansa</i>	2		1		1					
<i>Palm. gracilis gracilis</i>		1	4	1	1	1	1	1		2
<i>Palm. gracilis sigmoidalis</i>	2		8	1	2	2				1
<i>Palm. perlobata perlobata</i>										
<i>Palm. perlobata schindewolfi</i>										
<i>Palm. postera</i>	1	5	6				1	1	2	1
<i>Palm. rugosa ampla</i>					1		1	1		
<i>Palm. rugosa grossi</i>			1							
<i>Palm. rugosa rugosa</i>										
<i>Palm. rugosa trachytera</i>	1							1		
<i>Pand. vogelgnathoides</i>										
<i>Pand. vulgaris</i>			1							
<i>Plan. plana</i>										
<i>Pluc. purnelli</i>										
<i>Pol. auriformis</i>										
<i>Pol. biconstrictus</i>										
<i>Pol. glaber</i>	1				1					
<i>Pol. granulosus</i>										
<i>Pol. marginvolutus</i>										
<i>Polygnathus sp. A</i>										
<i>Polygnathus sp. B</i>			1							
<i>Polygnathus sp. C</i>										
<i>Pol. rhabdotus</i>			2							
<i>Pol. styriacus</i>		1			1					
<i>Ps. micropunctatus</i>										
<i>Unc. uncadinoides</i>	1		3							
<i>Ap. sp.</i>										2
<i>Bisp. sp.</i>										
<i>Br. sp.</i>	4		3							
<i>Jabl. sp.</i>			3							
<i>Lig. sp.</i>	1	1								
<i>Mehl. sp.</i>										
<i>Palm. sp.</i>			1						1	
<i>Pand. sp.</i>										1
<i>Pluc. sp.</i>			2							
<i>Pol. sp.</i>			1		1			2		
<i>Ps. sp.</i>										
<i>Unc. sp.</i>										
<i>Palm. gracilis ssp.</i>										1
<i>Palm. perlobata ssp.</i>			1							
<i>Palm. rugosa ssp.</i>		2	7							1
Количество таксонов	7	6	15	2	5	3	4	3	1	6

Переотложенные
формы

Aff. Cf.

Ap. – *Apatognathus*, *Bisp.* –
Bispathodus, *Br.* – *Branmehla*,
Fr. – *Franconina*, *Hind.* –
Hindeodus, *Jabl.* –
Jablonnodus,

Lag. – *Lagovidina*, *Lig.* –
Ligonodina, *Mehl.* – *Mehlina*,
Palm. – *Palmatolepis*, *Pand.* –
Pandorinellina, *Plan.* –
Planodina, *Pluc.* – *Pluckidina*,
Pol. – *Polygnathus*, *Ps.* –
Pseudopolygnathus,
Unc. – *Uncadina*

Таблица 1. Окончание

Table 1. Ending

№ образца	SI-31	SI-29	SI-28	SI-27	SI-26	SI-25	SI-24	SI-23	SI-20	SI-19	SI-18
Фациальный тип	XB	XB	XB	XB	XB	XB	XC	XC	XC	XB	XB
<i>Ap. variants</i>					1	1				2	1
<i>Bisp. stabilis</i>			1	1				1	1	3	
<i>Bisp. stabilis zizensis</i>							1				
<i>Br. bohlenana</i>							1				
<i>Br. gediki</i>						1					
<i>Br. inornata</i>						3		2			
<i>Br. suprema</i>											
<i>Br. werneri</i>		1		1	1		1	1		2	
<i>Fr. franconica</i>		1									
<i>Hind. crassidentatus</i>						1					
<i>Jabl. erectus</i>										1	
<i>Jabl. oistodiformis</i>						5				1	
<i>Lag. obliqua</i>		3									
<i>Lig. sudetca</i>											1
<i>Mehl. strigosa</i>					1		1	2			
<i>Mehl. variabilis</i>											1
<i>Palm. glabra prima</i>		1							1		
<i>Palm. gracilis expansa</i>		1	1			2		1			
<i>Palm. gracilis gracilis</i>		3	2	10	6	3	8	6	5	3	4
<i>Palm. gracilis sigmoidalis</i>	1	23	1	7	6	8	3	8	7	15	5
<i>Palm. perl. perlobata</i>					1						
<i>Palm. perl. schindewolfi</i>		7							1		1
<i>Palm. postera</i>				3	1	1	11	4	2	2	
<i>Palm. rugosa ampla</i>			4		1	1	6	12			
<i>Palm. rugosa grossi</i>				1							
<i>Palm. rugosa rugosa</i>			1			1		2			
<i>Palm. rugosa trachytera</i>			2		2	1	2	5		1	
<i>Pand. vogelnathoides</i>		1									
<i>Pand. vulgaris</i>										2	
<i>Plan. plana</i>											1
<i>Pluc. purnelli</i>						1					
<i>Pol. auriformis</i>											1
<i>Pol. biconstrictus</i>								1			
<i>Pol. glaber</i>											
<i>Pol. granulosus</i>			1	1			1	1			
<i>Pol. marginvolutus</i>								2	2	1	
<i>Polygnathus sp. A</i>			1								
<i>Polygnathus sp. B</i>											
<i>Polygnathus sp. C</i>								1			
<i>Pol. rhabdotus</i>						1					
<i>Pol. styriacus</i>											
<i>Ps. micropunctatus</i>							1				
<i>Unc. uncadinoides</i>											3
<i>Ap. sp.</i>							1			3	
<i>Bisp. sp.</i>										5	3
<i>Br. sp.</i>		2				5	1	1	2		
<i>Jabl. sp.</i>					1						
<i>Lig. sp.</i>						2					1
<i>Mehl. sp.</i>				1	2						
<i>Palm. sp.</i>	1	1	1	1	2	5			2		
<i>Pand. sp.</i>	1	1							1		
<i>Pluc. sp.</i>						2					1
<i>Pol. sp.</i>								2	3	1	1
<i>Ps. sp.</i>					1		1				
<i>Unc. sp.</i>				1	3					2	
<i>Palm. gracilis ssp.</i>		2									
<i>Palm. perlobata ssp.</i>											
<i>Palm. rugosa ssp.</i>		1	2				6	3	2		1
Количество таксонов	2	8	8	8	11	14	11	14	8	11	11

ности напластования стилолитоподобные. Биокласты представлены остатками спикул, кальцисферами, обломками криноидей, кониконхий (?). Обломки в целом сортированы и ориентированы. Реже встречаются целые раковины остракод, беззамковых брахиопод, конодонтовые элементы. В верхней части пачки встречен комплекс конодонтов, представленный следующими таксонами: *Bispathodus stabilis* (Branson et Mehl), *Branmehla bohlenana* (Helms), *Br. inornata* (Branson et Mehl), *Br. aff. suprema* Ziegler, *Br. wernerii* (Ziegler), *Franconodina cf. franconica* (Sannemann), *Jablonnodus erectus* Dzik, *Jabl. oistodiformis* Dzik, *Lagovidina obliqua* Dzik, *Mehlina* sp., *Palmatolepis gracilis expansa* Sandberg et Ziegler, *Pal. gracilis gracilis* Branson et Mehl, *Pal. gracilis sigmoidalis* Ziegler, *Pal. perlobata schindewolfi* Muller, *Pal. postera* Ziegler, *Palmatolepis rugosa ampla* Muller, *Pandorinellina cf. voglegnathoides* Dzik, *Polygnathus aff. glaber* Ulrich et Bassler, *Polygnathus styriacus* Ziegler, *Uncadina uncadinoides* (Dzik) и переотложенные *Palmatolepis glabra prima* Ziegler et Huddle, *Pal. rugosa grossi* Ziegler и *Pal. rugosa trachytera* Ziegler. Фациальный тип XB.

Повсеместно присутствуют вторичная (за счет неравномерной доломитизации) псевдоконгломератовая структура и вторичная микрослоистая волнистая текстура. В нижней части пачки встречаются зоны послойного срыва с многочисленными кальцитовыми прожилками.

Мощность пачки 8 м.

Пачка 3. В нижней части известняки темно-серые, мелко-тонкозернистые, массивные, с органическим шламом, кальцисферами и пелоидами. Опознаются остатки водорослей, обломки иглокожих, конодонтовые элементы. Реже встречаются тонкостенные створки остракод, брахиопод. Фациальный тип XB.

Выше залегает линзовидный прослой известняка мелко-среднедетритового, с пологоволнистой поверхностью напластования. Определимый детрит представлен остатками криноидей. В подчиненном количестве присутствуют литокласты мелкозернистого известняка. Матриком служит тонкозернистая пелоидная масса. Над ним залегает темно-серый, тонко-мелкозернистый известняк с редкими литокластами среднезернистой размерности. Фациальный тип XC.

Перекрывается слоем известняка черного, глинистого, тонкозернистого. Из органических остатков присутствуют спикулы (?), радиолярии, брахиоподы (?) со средней или тонкостенной цельной раковиной, а также конодонты. Среди конодонтов определены *Apatognathus varians* Branson et Mehl, *Bispathodus stabilis* (Branson et Mehl), *Bispathodus aff. stabilis zizensis* Hartenfels, *Branmehla cf. gediki* Capkinoglu, *Br. inornata* (Branson et Mehl), *Br. wernerii* (Ziegler), *Hindeodus crassidentatus* (Branson et

Mehl), *Jablonnodus erectus* Dzik, *Jabl. oistodiformis* Dzik, *Ligonodina cf. sudetica* Dzik, *Mehlina strigosa* Branson et Mehl, *Palmatolepis gracilis expansa* Sandberg et Ziegler, *Pal. gracilis gracilis* Branson et Mehl, *Pal. gracilis sigmoidalis* Ziegler, *Pal. perlobata perlobata* Ulrich et Bassler, *Pal. perlobata schindewolfi* Muller, *Pal. postera* Ziegler, *Pal. rugosa ampla* Muller, *Pal. rugosa rugosa* Branson et Mehl, *Pandorinellina vulgaris* Dzik, *Planadina plana* (Helms), *Pluckidina purnelli* Dzik, *Polygnathus cf. biconstrictus* Gedik, *Pol. granulosus* Branson et Mehl, *Pol. marginvolutus* Gedik, *Pol. sp. A*, *Pol. rhabdotus* Schafer, *Pol.? variabilis* Bischoff et Ziegler и *Pseudopolygnathus micropunctatus* Bischoff and Ziegler, а также переотложенные *Palmatolepis glabra prima* Ziegler et Huddle, *Pal. rugosa grossi* Ziegler, *Pal. rugosa trachytera* Ziegler и *Polygnathus auriformis* Drygant. Фациальный тип XB.

В подошве пачки темно-серые мелкозернистые известняки имеют вторичную псевдоконгломератовую текстуру, вызванную, вероятно, неравномерной доломитизацией. Отмечаются конкреционные плиты и отдельные изометричные конкреции черных кремней. В верхней части пачки присутствуют кремнисто-кальцитовые жилы, маркирующие, вероятно, зоны послойного срыва.

Мощность пачки 9.1 м.

Пачка 4. Нижняя и средняя часть сложена известняками темно-серыми, мелко-тонкозернистыми, с детритом, шламовой размерности в тонкозернистом пелоидном карбонатном матриксе, массивными. Органические остатки представлены остатками спикул, кальцисферами, обломками криноидей, кониконхий (?). Обломки в целом сортированы и ориентированы. Реже встречаются остатки *Renalcis* (?), цельные раковины остракод, конодонтовые элементы. Фациальный тип XB.

Встречаются конкреционные плиты и стяжения черных кремней, а также гнезда вторичной доломитизации. Поверхности напластования стилолитоподобные.

В кровле пачки известняк средне-мелкозернистый, с редкими разрозненными фрагментами створок раковин брахиопод и остатками иглокожих. Фациальный тип XC.

Мощность пачки 7.4 м.

Разрез в долине руч. Тальбейшор

Здесь интервал, включающий в себя событие Dasberg, представлен следующей последовательностью (описание снизу вверх по разрезу начиная со слоя 8 (рис. 6)).

Слой 8. Циклически построенная пачка. Элементарный цикл состоит из известняка биолитокластического (от крупнодетритового до валунного конгломерата), светло-серого, волнисто-линзовидно-слоистого; известняка (от крупно- до

ющийся следующим таксономическим составом: *Apatognathus varians* Branson et Mehl, *Bispathodus stabilis* (Branson et Mehl) M1, *Branmehla bohlena* (Helms), *Br. inornata* (Branson et Mehl), *Br. suprema* (Ziegler), *Mehlina* cf. *strigosa* (Branson et Mehl), *Neopolygnathus communis* (Branson et Mehl), *Palmatolepis gracilis gracilis* Branson et Mehl, *Palm. gracilis sigmoidalis* Ziegler, *Polygnathus* cf. *styriacus* Ziegler, *Pol. granulosus* Branson et Mehl и *Pol. obliquicostatus* Ziegler. Мощность 1 м. Фациальный тип ХА.

Слой 10. Слой с градиционным переходом от известняковой литокластической конглобрекции (матрикс – тонкодетритовый серый известняк), массивной до волнисто-линзовидно-слоистой к известняку детритовому, серому и темно-серому, неотчетливо волнисто-слоистому. Подошва отчетливая, волнистая. В верхней части слоя отмечаются черные кремнистые стяжения неправильной формы. Мощность 2.5 м. Фациальный тип ХС.

Слой 11. Известняк тонкодетритовый, темно-серый, субпараллельно-слоистый. Конкреции и конкреционные плиты кремня от темно-серого до черного. Подошва ровная. Комплекс конодонтов представлен такими таксонами, как *Bispathodus stabilis* (Branson et Mehl) M2, *Branmehla bohlena* (Helms), *Bran. inornata* (Branson et Mehl), *Mehlina strigosa* (Branson et Mehl), *Palmatolepis gracilis gracilis* Branson et Mehl, *Palm. gracilis sigmoidalis* Ziegler, *Polygnathus* sp. и *Pol. styriacus* Ziegler. Мощность 2.8 м. Фациальный тип ХА.

Слой 12. Известняк литокластический, серый, с массивной текстурой. Матрикс органогенно-детритовый с неясным детритом. Подошва резкая, волнистая. Мощность 1.2 м. Фациальный тип ХВ.

Слой 13. Известняк мелкоорганогенно-детритовый, серый, волнисто-линзовидно-слоистый. Обильный органогенный детрит (членики криноидей) распределен послойно. Конкреционные плиты черного кремня. Подошва ровная. Таксономический состав конодонтов следующий: *Branmehla inornata* (Branson et Mehl), *Palmatolepis gracilis gracilis* Branson et Mehl, *Polygnathus styriacus* Ziegler, *Pol. experplexus* Sandberg et Ziegler, *Pol. perplexus* Thomas и *Pol. semicostatus* Branson et Mehl. Мощность 1.2 м. Фациальный тип ХА.

Слой 14. Известняк мелко-среднедетритовый, неотчетливо комковато-волнисто-слоистый. Органогенный детрит неясный, рассеянный. В нижних 0.3 м литокласты пелитоморфного известняка. Подошва пологоволнистая, резкая. Диагностированы *Branmehla* aff. *inornata* (Branson et Mehl) и *Palmatolepis* sp. Мощность 1.3 м. Фациальный тип ХВ.

Слой 15. Известняк литокластический (плохо сортированный галечно-валунный конгломерат), серый, массивный. Литокласты известняка пелитоморфного, темно-серого, хорошо окатанные (1–10 см и более). Количество литокластов снижается вверх по слою. Органогенный детрит рассеянный,

неориентированный. Кремнистые стяжения темно-серого и черного цвета. Подошва резкая, волнистая. Определены конодонты *Branmehla inornata* (Branson et Mehl), *Mehlina strigosa* (Branson et Mehl), *Palmatolepis gracilis sigmoidalis* Ziegler и *Polygnathus* cf. *depressus* Metzger. Мощность 3.7 м. Фациальный тип ХВ.

Слой 16. Тонкое (1–3 см) чередование известняков пелитоморфных, серых, волнисто-линзовидно-слоистых и известняков глинистых, темно-серых, буроватых волнисто-слоистых. Пластообразные и четковидные кремнистые стяжения. Среди конодонтовых элементов диагностированы *Palmatolepis gracilis gracilis* Branson et Mehl, *Palm. gracilis sigmoidalis* Ziegler, *Polygnathus extralobatus* Schaffer, *Bispathodus stabilis* (Branson et Mehl) M2, *Branmehla* sp., *Mehlina strigosa* (Branson et Mehl), *Mehl. aff. strigosa* (Branson et Mehl), *Hibbardella* sp., *Pseudopolygnathus marburgensis marburgensis* Ziegler, а также переотложенные *Palmatolepis glabra* Ulrich et Bassler и *Palm. glabra lepta* Ziegler et Huddle. Подошва ровная. Мощность 8 м. Фациальный тип ХА.

Слой 17. Известняк биолитокластический, серый, неотчетливо линзовидно-слоистый. Неотчетливое уменьшение размера литокластов вверх по слою. Редкие стяжения кремня черного. Подошва резкая, пологоволнистая. Конодонты *Bispathodus aculeatus plumulis* (Rhodes, Austin et Druce), *Bisp. stabilis* (Branson et Mehl) M2, *Branmehla inornata* (Branson et Mehl), *Hindeodus abbreviatus* (Branson et Mehl), *Mehlina strigosa* Ziegler, *Neopolygnathus carinus* (Hass), *Neopol. communis* (Branson et Mehl), *Neopol. lectus* (Kononova), *Palmatolepis gracilis gracilis* Branson et Mehl, *Palm. gracilis sigmoidalis* Ziegler, *Polygnathus vogesi* Ziegler, *Pol. znepolensis* Spasov, *Pseudopolygnathus marburgensis marburgensis* Ziegler, *Pseud.* sp. определены из этого слоя. Мощность 9 м. Фациальный тип ХС.

Разрез в бассейне р. Песчаная

Интервал разреза, включающий в себя следы события Dasberg, сложен следующими слоями (описание снизу вверх по разрезу (рис. 7)).

Нижняя часть представлена следующими слоями.

Слой 1. Тонкое (1–2 см), близкое к равномерно-му, чередование с резкими границами черных, массивных силицитов, темно-серых, известковистых, горизонтально-слоистых силицитов и темно-серых до черных, глинистых, горизонтально-слоистых силицитов. В верхней и нижней частях – прослои известняков сильно кремнистых, пелитоморфных, волнисто-слоистых, с рассеянным тонким детритом в приподошвенной части. Мощности прослоев 0.1–0.2 м. Из карбонатных разностей выделены конодонтовые элементы, среди которых

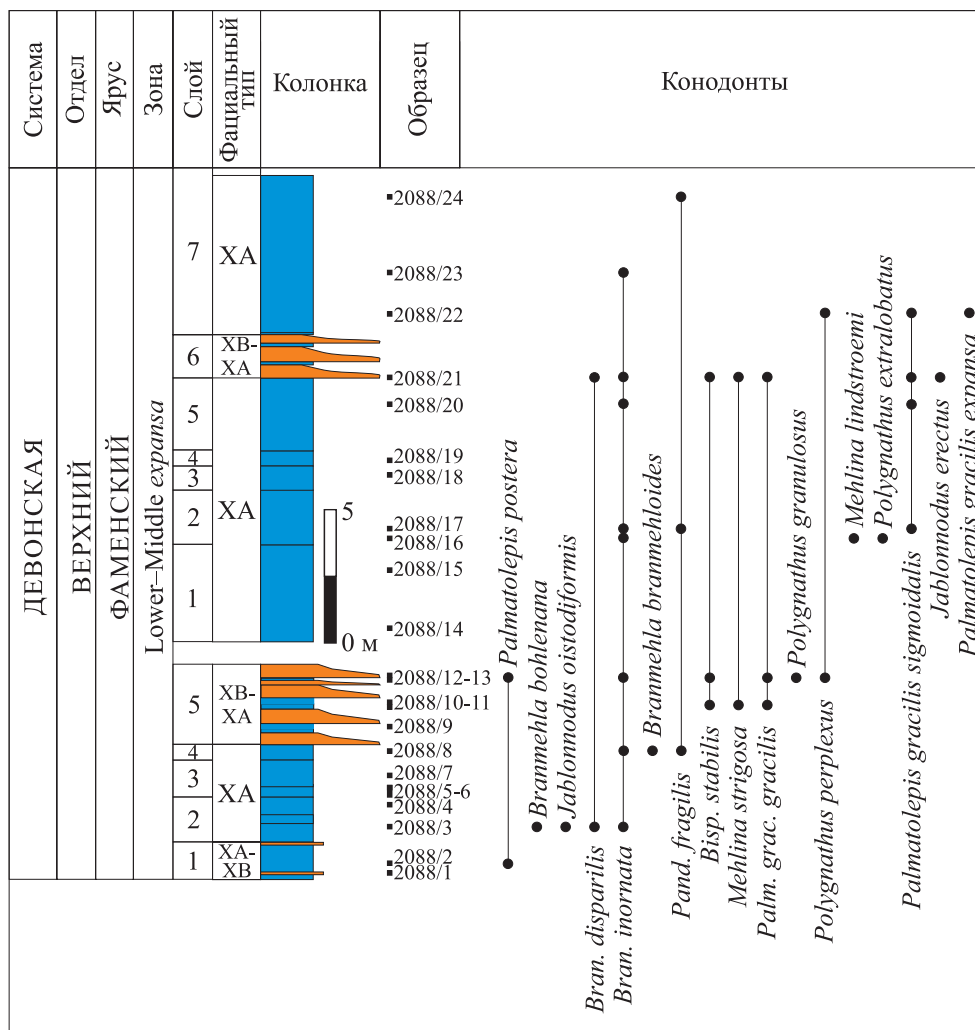


Рис. 7. Разрез силваяхинской свиты на р. Песчаная.

Fig. 7. Log of the Silovayakha Formation, the Peschanaya River section.

диагностирован *Palmatolepis postera* Ziegler (более подробная информация о распространении и количестве конодонт содержится в табл. 2). Неполная мощность слоя 1.2 м. Фациальный тип XA.

Слой 2. Тонкое (до 5–7 см), близкое к равномерному, чередование силицитов темно-серых и серых, субпараллельно-слоистых, с глинистыми примазками черного цвета (фациальный тип XA). В средней части слоя примазки формируют отдельные более глинистые прослои до 5–10 см. Определены конодонты *Branmehla bohlenana* (Helms), *Br. disparilis* (Branson et Mehl), *Br. inornata* (Branson et Mehl) и *Jablonnodus oistodiformis* Dzik. Мощность 1.5 м.

Слой 3. Силициты темно-серые до черных, субгоризонтально-слоистые, с глинистыми примазками, образующими сгущения в нижней части слоя. Вверх по слою частота примазок снижается. Мощность 1.2 м. Фациальный тип XA.

Слой 4. Неравномерное чередование (масштаб 0.2 м) силицитов от светло-серых до серых, известковистых, волнисто-слоистых (преобладают) и силицитов, темно-серых, известковистоглинистых, субпараллельно-слоистых. Диагностированы конодонты *Branmehla brannemehloides* (Dzik), *Br. inornata* (Branson et Mehl), *Pandorinella fragilis* Dzik. Мощность 0.5 м. Фациальный тип XA.

Слой 5. Градационные циклиты с волнистыми резкими подошвами, состоящие из трех элементов: а) известняка от серого до светло-серого, сильно кремнистого, от мелко-тонкодетритового до тонкодетритово-пелитоморфного, от волнисто- до субпараллельно-слоистого (фациальный тип XB); б) тонкого (первые миллиметры), параллельного чередования силицитов от темно-серых до серых, известковистых и глинистых (фациальный тип XA); в) силицита от серого до темно-серого, параллельно-слоистого (фациальный тип XA).

Таблица 2. Таксономическая таблица конодонтов из разреза р. Песчаная**Table 2.** Taxonomic table of conodonts from River Peshchanaya section

№ Образца	2	3	8	10	13	16	17	20	21	22	23	24
Фациальный тип	XA	XA	XA	XA	XB	XA	XA	XA	XB	XA	XA	XA
<i>Bisp. stabilis</i>				1	1				2			
<i>Br. bohlenana</i>		1										
<i>Br. branmehloides</i>			5									
<i>Br. disparilis</i>		7							1			
<i>Br. inornata</i>		2	2		1	1	1	1	2		1	
<i>Jabl. erectus</i>									3			
<i>Jabl. oistodiformis</i>		3										
<i>Mehl. lindstroemi</i>						1						
<i>Mehl. strigosa</i>				1					1			
<i>Palm. gracilis</i>						1				1		
<i>Palm. gracilis expansa</i>										2		
<i>Palm. gracilis gracilis</i>				1	1				2			
<i>Palm. gracilis sigmoidalis</i>							1	2	1	5		
<i>Palm. postera</i>	1				1							
<i>Pandorinellina fragilis</i>			1				2					1
<i>Pol. buzmakovi</i>									1			
<i>Pol. extralobatus</i>						1						
<i>Pol. granulosus</i>					1							
<i>Pol. lagowiensis</i>					1							
<i>Pol. perplexus</i>					1					1		
<i>Pol. planirostratus</i>						2						
<i>Bisp. sp.</i>									1			
<i>Br. sp.</i>										5		
<i>Jabl. sp.</i>		2										
<i>Palm. sp.</i>		1			2		1					
<i>Pol. sp.</i>							1					
Количество таксонов	1	5	3	3	7	5	4	2	8	5	1	1

Примечание. Условные обозначения и сокращения – см. табл. 1.

Note. For Legend – see Table 1.

Диагностированы следующие таксоны конодонтов: *Bispathodus stabilis* (Branson et Mehl), *Branmehla inornata* (Branson et Mehl), *Mehlina strigosa* (Branson et Mehl), *Palmatolepis gracilis gracilis* Branson et Mehl, *Pal. postera* Ziegler, *Polygnathus granulosus* Branson et Mehl, *Pol. lagowiensis* Helms et Wolska и *Pol. perplexus* Thomas. Видимая мощность 2.75 м. Чередование фациальных типов XA и XB.

Верхняя часть разреза, после небольшого необнаженного участка, представлена следующей последовательностью.

Слой 1. Силициты серые, зеленовато-серые, с глинистыми примазками темно-серого цвета через 5–7 см, параллельно-слоистые. С интервалом 0.4–0.7 м наблюдаются сгущения глинистых примазок мощностью около 5 см. Вверх по разрезу глинистость слабо снижается. Кварцевые прожилки, секущие слоистость. Видимая мощность 3.2 м. Фациальный тип XA.

Слой 2. Силициты зеленовато-серые, с частыми (через 3–4 см) глинистыми примазками темно-серого цвета. Рассеянная вкрапленность сульфидов.

дов. Остатки радиолярий и конодонтовые элементы. Из последних диагностированы *Branmehla inornata* (Branson et Mehl), *Mehlina lindstroemi* Matveeva, Zhuravlev, Eremenko, *Palmatolepis gracilis* ssp., *Pal. gracilis sigmoidalis* Ziegler, *Pandorinellina fragilis* Dzik, *Polygnathus extralobatus* Schafer и *Pol. planirostratus* Dreesen et Duser. Мощность 1.8 м. Фациальный тип ХА.

Слой 3. Силициты зеленовато-серые, с тонкими глинистыми прослоями (через 2–3 см), параллельно-слоистые. Частота глинистых прослоев снижается вверх по разрезу. Мощность 0.8 м. Фациальный тип ХА.

Слой 4. Силициты зеленовато-серые, с редкими тонкими глинистыми прослоями (через 0.1–0.2 см), параллельно-слоистые. Мощность 0.5 м. Фациальный тип ХА.

Слой 5. Силициты зеленовато-серые, параллельно-слоистые, с частыми (через 1–5 см) тонкими глинистыми прослоями черного цвета. Обильная вкрапленность сульфидов. Резкий волнистый верхний контакт. Определены конодонты *Branmehla inornata* (Branson et Mehl) и *Pal. gracilis sigmoidalis* Ziegler. Мощность 2.4 м. Фациальный тип ХА.

Слой 6. Градационные циклиты от известняка серого, сильно кремнистого, мелкодетритового, волнисто-слоистого до известняка серого, сильно кремнистого, пелитоморфного, субпараллельно-слоистого (фациальный тип ХВ) и до силицита темно-серого, с глинистыми примазками (фациальный тип ХА). Вкрапленность сульфидов. Наблюдаются кварц-хлоритовые согласные прожилки. Диагностированы конодонты *Bispathodus stabilis* (Branson et Mehl), *Branmehla disparilis* (Branson et Mehl), *Br. inornata* (Branson et Mehl), *Jablonnodus erectus* Dzik, *Mehlina strigosa* (Branson et Mehl), *Palmatolepis gracilis gracilis* Branson et Mehl, *Pal. gracilis sigmoidalis* Ziegler и *Polygnathus buzmakovi* Kuzmin. Мощность 1.5 м. Чередование фациальных типов ХА и ХВ.

Слой 7. Силициты зеленовато-серые, прослоями до темно-серых, субпараллельно-слоистые, с тонкими глинистыми прослоями через 1–10 см. Рассеянная вкрапленность сульфидов с увеличением содержания вверх по разрезу. Остатки радиолярий и конодонты *Branmehla inornata* (Branson et Mehl), *Palmatolepis gracilis* ssp., *Pal. gracilis expansa* Sandberg et Ziegler, *Pal. gracilis sigmoidalis* Ziegler и *Polygnathus perplexus* Thomas. Мощность 5 м. Фациальный тип ХА.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Фациальная интерпретация

Рассматриваемые разрезы принадлежат к единому осадочному бассейну, но формировались в различных фациальных зонах.

Для разрезов средней части лымбадьяхинской свиты по текстурно-структурным характеристикам проведено выделение ряда фациальных типов на основе модифицированной модели мелководной седиментации Ирвина (см. раздел “Материал и методы исследования”). Нижняя часть разреза (слои 1 и 2) формировалась в зоне подвижного мелководья (УВ). Образование слоев 3 и 4 происходило в зоне волнового воздействия (УС). Смена гидродинамического режима фиксируется в слоях 5 и 7 и рассматривается как условия закрытого слабоподвижного мелководья (ЗВ). Их становление, вероятно, было обусловлено падением уровня моря, когда окружающие крупные положительные формы рельефа выступали в качестве физического барьера, нивелирующего волновое воздействие. Осадки слоя 6 формировались в зоне волнового воздействия. В зоне подвижного мелководья (УВ), на время существования которой приходится трансгрессия события Dasberg, формировались осадки слоя 8. Вышезалегающие слои 9 и 10 аккумулировали осадок в зоне волнового воздействия, на фоне падения относительного уровня моря. Слой 11 накапливался в зоне слабоподвижного закрытого мелководья (ЗВ). Дальнейшее понижение уровня моря привело к образованию тихоходной зоны закрытого мелководья (ЗА), в которой формировались осадки слоев 12, 13.

Таким образом, максимумы трансгрессии рассматриваются как периоды формирования фациального типа УВ–УС в условиях подвижного мелководья с образованием малых и крупных аккумулятивных форм рельефа, а установление тихоходной и слабоподвижной среды закрытого мелководья интерпретируется как признак регрессии (фациальные типы ЗА, ЗВ). Распределение литолого-генетических типов в разрезе средней части лымбадьяхинской свиты показано на рис. 8.

Для разрезов глубоководного ряда, таких как на реках Силова-Яха, Песчаная и Тальбейшор, при интерпретации слоевых последовательностей использовались общие представления о пелагической седиментации (см. раздел “Материал и методы исследования”).

Интервал разреза р. Силова-Яха представляет собой цикличное чередование отложений, отвечающих дистальным и проксимальным частям карбонатных турбидитов. Отложения проксимальных частей турбидитов отмечаются в верхней части пачки 1, нижней части пачки 2, а также в верхних частях пачек 3 и 4. Остальная часть разреза характеризуется отложениями, сформированными в пределах дистальных частей конусов выноса (ХС) мутьевых потоков.

В разрезе р. Тальбейшор слой 8 представлен циклитами, интерпретируемыми как проксимальные карбонатные турбидиты (ХС). Вышележащая часть разреза (слой 9) формируется фоновыми глинистыми

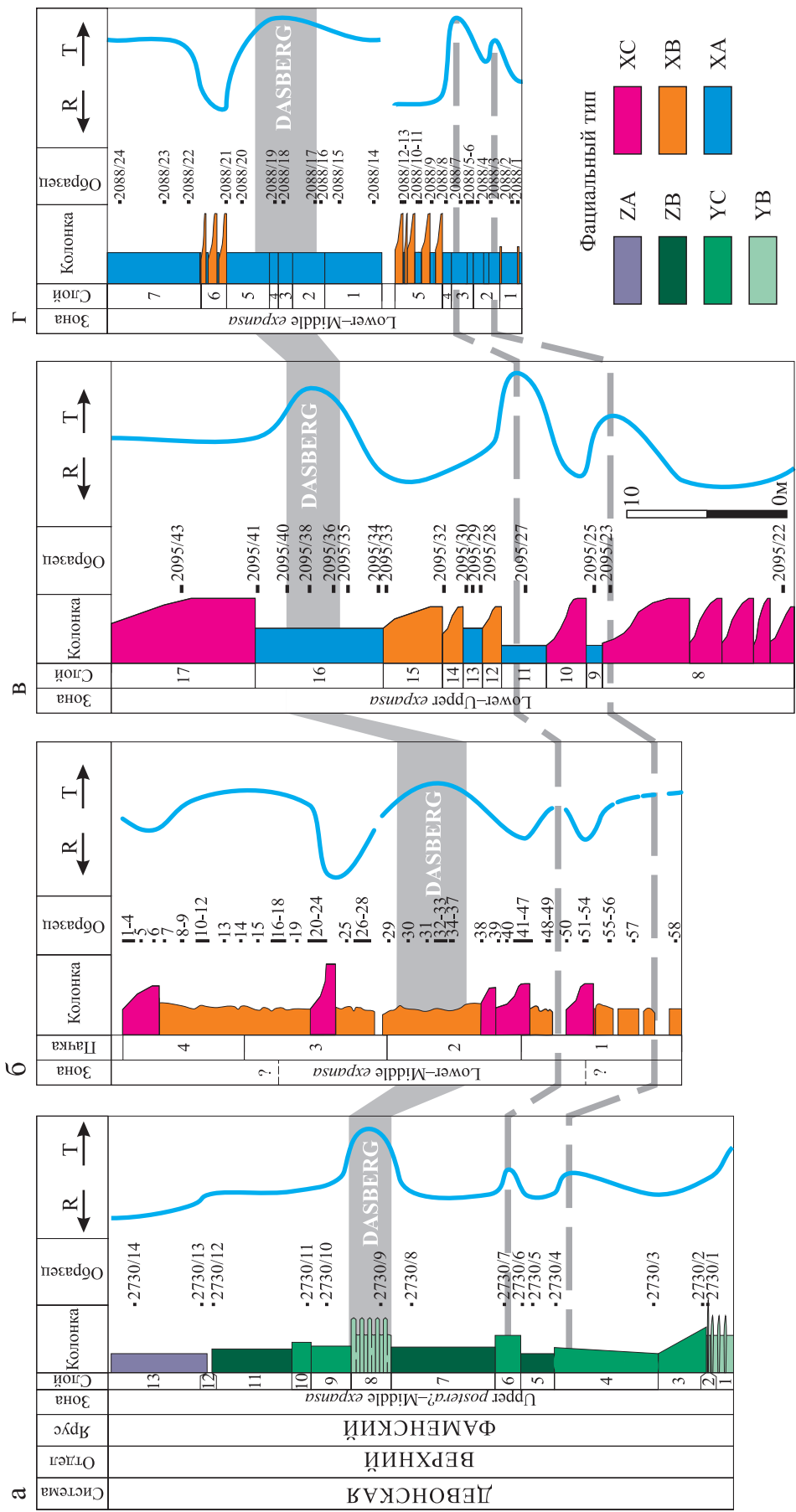


Рис. 8. Схема корреляции изученных разрезов.
а – Лыбедь, б – Силова-Яха, в – Тальбейшор, г – Песчаная.
Сокращения: R – регрессия, T – трансгрессия. Серая штриховая линия обозначает максимумы трансгрессии.

Fig. 8. Correlation of the studied sections.
а – Lymbada, б – Silova-Yakha, в – Tal'beyshor, г – Peschanaya.
Abbreviations: R – regression, T – transgression. Grey dashed line indicate the transgression acmes.

ми и глинисто-карбонатными отложениями (ХА), чередующимися с проксимальными карбонатными турбидитами (ХС). Такая последовательность сохраняется до слоя 12, который интерпретируется как дистальные карбонатные турбидиты (ХВ). Вышезалегающий слой 13 представлен фоновыми карбонатными отложениями (ХА). Слои 14 и 15 рассматриваются как отложения дистальной части конусов выноса. Далее, в слое 16, осадки представлены фоновым карбонатно-глинистым и карбонатным материалом (ХА), накопление которых вызвано, вероятно, трансгрессивной фазой события. Завершается разрез отложениями, интерпретируемыми как проксимальные карбонатные турбидиты (ХС, ХД).

В разрезе р. Песчаная наблюдается результаты фонового глинисто-карбонатного и карбонатного осадконакопления (фациальный тип ХА) с эпизодическим поступлением на регрессивных фазах обломочного карбонатного материала, формирующего дистальные карбонатные турбидиты (фациальный тип ХВ), что зафиксировано в слоях 5 и 6 (см. рис. 8).

В целом, как было показано, строение разрезов имеет специфическую двучленную (реже трехчленную) карбонатную, глинисто-карбонатную цикличность, сформировавшуюся при наложении карбонатных турбидитов на глубоководные известковые илы. При различии в формировании тех или иных частей конусов выноса мутьевых потоков выявлен общий инъекционный режим седиментации, вероятно отражающий колебания относительного уровня моря (см. рис. 8). Предположительно, регрессиям отвечают этапы образования систем конусов выноса, причем на максимумы регрессий приходится формирование дистальных частей конусов, а накопление фоновых осадков сопоставляется с трансгрессивными фазами развития бассейна.

На основе указанных признаков для всех рассматриваемых разрезов реконструированы изменения относительного уровня моря. Анализ построенных кривых по каждому разрезу позволил выделить характерную трансгрессивно-регрессивную последовательность с общим максимумом, сопоставляемым с глобальным событием Dasberg.

Выделенные во всех разрезах трансгрессивно-регрессивные циклы хорошо прослеживаются благодаря характерной морфологии. Две сближенные по времени трансгрессии с возрастающей амплитудой, проявления которых отмечаются вблизи подошвы зоны *expansa* в разрезах р. Силова-Яха, р. Песчаная и руч. Тальбейшор, распознаются и в разрезе Лымбадяхинской свиты. Максимумы трансгрессии отмечаются в верхней части слоя 4 и в слое 6 разреза Лымбадяха (см. рис. 8). Следующий максимум трансгрессии, сопоставляемый с событием Dasberg, также прослеживается во всех изучен-

ных разрезах. Ему отвечает слой 8 в разрезе Лымбадяхинской свиты, пачка 3 в разрезе р. Силова-Яха с условным максимумом в средней части, средняя часть слоя 16 в разрезе руч. Тальбейшор и интервал от слоя 2 до нижней части слоя 5 в разрезе р. Песчаная. В целом трансгрессивно-регрессивные последовательности, реконструированные в стратиграфическом интервале Lower–Middle *expansa* для разрезов Пай-Хоя, совпадают с таковыми Западной Европы, в том числе с типовой для события Dasberg последовательностью (Hartenfels, Becker, 2009).

Биостратиграфия по конодонтам

Изученные фрагменты разрезов приблизительно сопоставлены биостратиграфическим методом – все они содержат конодонтовые комплексы зоны *expansa* s. l. (интервал зон Lower–Upper *expansa* (Ziegler, Sandberg, 1984)). Наиболее полные биостратиграфические данные получены по разрезам р. Силова-Яха и руч. Тальбейшор. В разрезе р. Силова-Яха зона *expansa* выделяется по первой находке индекса-вида (*Palmatolepis gracilis expansa* Ziegler et Sandberg) в середине пачки 1. Комплекс конодентов в целом соответствует интервалу зон Lower–Middle *expansa* (Плотицын и др., 2018).

В разрезе руч. Тальбейшор зона *expansa* устанавливается по сонахождению ряда таксонов: *Bispathodus stabilis* (Branson et Mehl) M2 (пачка 8), *Branmehla suprema* Ziegler (слой 9), развитых неополлигнатид (*Neopolygnathus carinus* (Hass), *Neoplectus* (Kononova)) и биспатодид (*Bispathodus* aff. *spinulicostatus* (Branson), *Bisp. aculeatus plumulus* (Rhodes, Austin et Druce)) (слой 16, 17).

В разрезе р. Песчаная конодонты менее разнообразны, комплексы беднее и в количественном плане, и в таксономическом. Здесь нижняя граница зоны *expansa* проведена по появлению *Branmehla disparilis* (Branson et Mehl) в подошве слоя 1, а вид-индекс зоны обнаружен гораздо выше по разрезу, в нижней части слоя 7. Комплекс конодентов в целом позволяет датировать отложения интервалом зон Lower–Middle *expansa*.

В разрезах Лымбадяхинской свиты находки конодентов крайне редки и не позволяют распознавать зональные подразделения. Примерным стратиграфическим аналогом зоны *expansa* может считаться описанная выше часть разреза, содержащая в слоях 8 и 9 конодонты *Polygnathus delicatulus* Ulrich et Bassler, *Hindeodus albus* (Deulin), *Mehlina strigosa* (Branson et Mehl). Эта датировка косвенно подтверждается тем, что стратиграфически нижележащие отложения содержат специфический, вероятно эндемичный, комплекс конодентов, который условно отнесен к интервалу зон Lower *marginifera*–Lower *expansa* (Груздев и др., 2020).

Динамика таксономического разнообразия конодонтов

Анализ таксономического разнообразия конодонтов на видовом уровне, проведенный для каждого образца, содержащего конодонтовые элементы, позволил построить графики изменения разнообразия для трех из изученных разрезов (рис. 9). Для разреза лымбадьяхинской свиты ввиду лишь единичных находок конодонтов анализ разнообразия не проводился.

Изменения разнообразия в комплексах конодонтов из глубоководных разрезов демонстрируют сходные тенденции. В интервале, сопоставляемом с событием Dasberg, отмечается существенное снижение разнообразия конодонтов. Кроме того, во всех глубоководных разрезах наблюдается снижение разнообразия на трансгрессиях и его по-

вышение на регрессиях. Отмеченные в глубоководных разрезах вариации разнообразия, скорее всего, отражают тафономические особенности конодонтовых комплексов из трансгрессивных и регрессивных частей разреза. Трансгрессивные части разреза, представленные пелагическими карбонатно-глинисто-кремнистыми отложениями (фациальный тип ХА) и дистальными карбонатными турбидитами (фациальный тип ХВ), содержат относительно бедные субавтохтонные комплексы конодонтов. Регрессивным частям отвечают проксимальные карбонатные турбидиты (фациальный тип ХС), в которых происходит обогащение породы конодонтовыми элементами за счет как гидродинамического фракционирования, так и привноса аллохтонного материала (в том числе конодонтовых элементов) с верхней части подводного склона (Журавлев, 2012б).

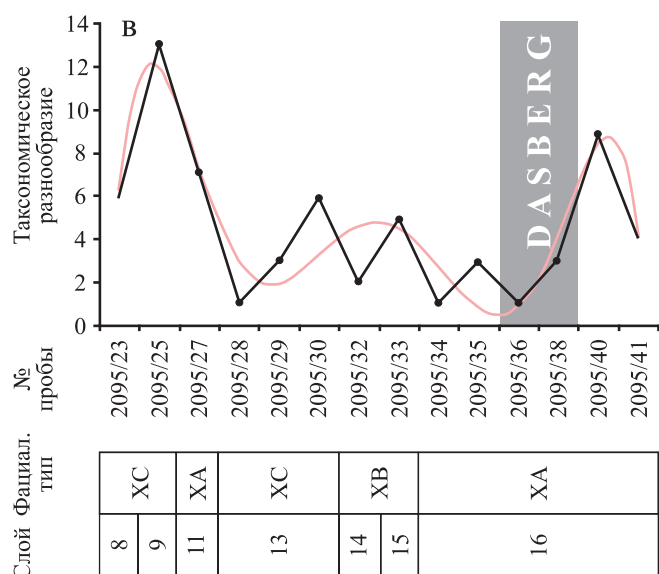
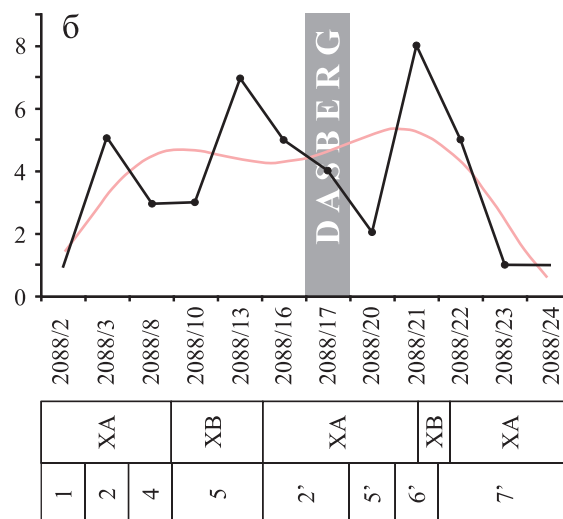
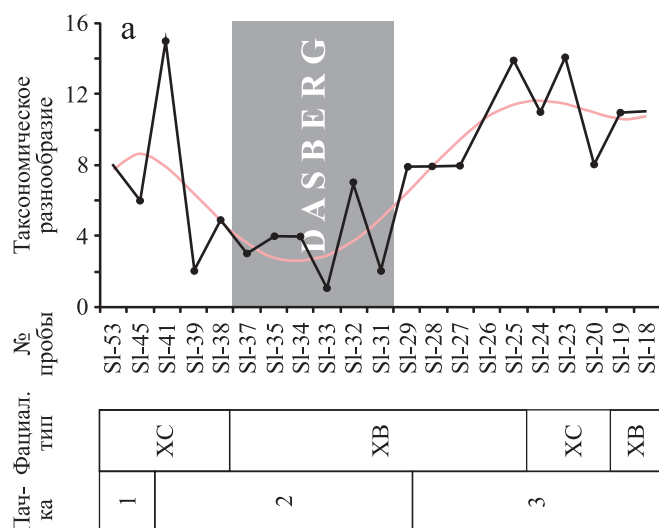


Рис. 9. Динамика таксономического разнообразия конодонтов в разрезах рек Силова-Яха (а), Песчаная (б) и Тальбейшор (в).

Fig. 9. Dynamics of taxonomic diversity of conodonts in the Silova-Yakha River section (a), the Peschanaya River section (b), and the Tal'beyshor River section (v).

Изотопно-геохимические данные

Наблюдаемые в разрезе на р. Силова-Яха изменения изотопного состава углерода карбонатов позволяют выделить интервал повышенных (до 3–4‰) значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$. Этот интервал охватывает часть разреза от границы пачек 1 и 2 до средней части пачки 4. В соответствии с фациальной интерпретацией, ему отвечают два трансгрессивно-регрессивных циклита (см. рис. 6). Нижний максимум трансгрессии, сопоставляемый с началом события Dasberg, характеризуется некоторым снижением значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ (примерно на 1‰). Выше следует протяженное “плато” со средними значениями $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ около 3.2‰, которое завершается положительным экскурсом (более 4 ‰) и последующим снижением до 2.5–3.0‰ (рис. 10).

Сходная структура изотопной записи углерода в интервале зон Lower–Middle *expansa* отмечалась в североамериканских разрезах (Stock, Sandberg, 2019). Как и в разрезе на р. Силова-Яха, там ин-

тервал повышенных значений ограничен двумя отрицательными экскурсами – в нижней части зоны Lower *expansa* и в зоне Middle *expansa* (Stock, Sandberg, 2019) (см. рис. 10). В отличие от пайхойских разрезов между отрицательными экскурсами в североамериканских разрезах отмечается положительный тренд в изменениях $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ (см. рис. 10). Отрицательный сдвиг, предшествующий событию Dasberg, указывается и в разрезах Западной и Центральной Европы (Pisarzowska, Racki, 2020).

Вариации $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ в рассматриваемом интервале связываются К. Стоком и Ч. Сандбергом (Stock, Sandberg, 2019) с изменениями климата и глобальной океанической циркуляции, а высокоамплитудная трансгрессия, отвечающая событию Dasberg, – с гляциоэвстатическим подъемом уровня моря вследствие потепления (межледниковье). Наши данные в целом укладываются в эту модель, а локальные особенности в изотопной записи углерода могут быть связаны со спецификой водных масс Уральского палеоокеана.

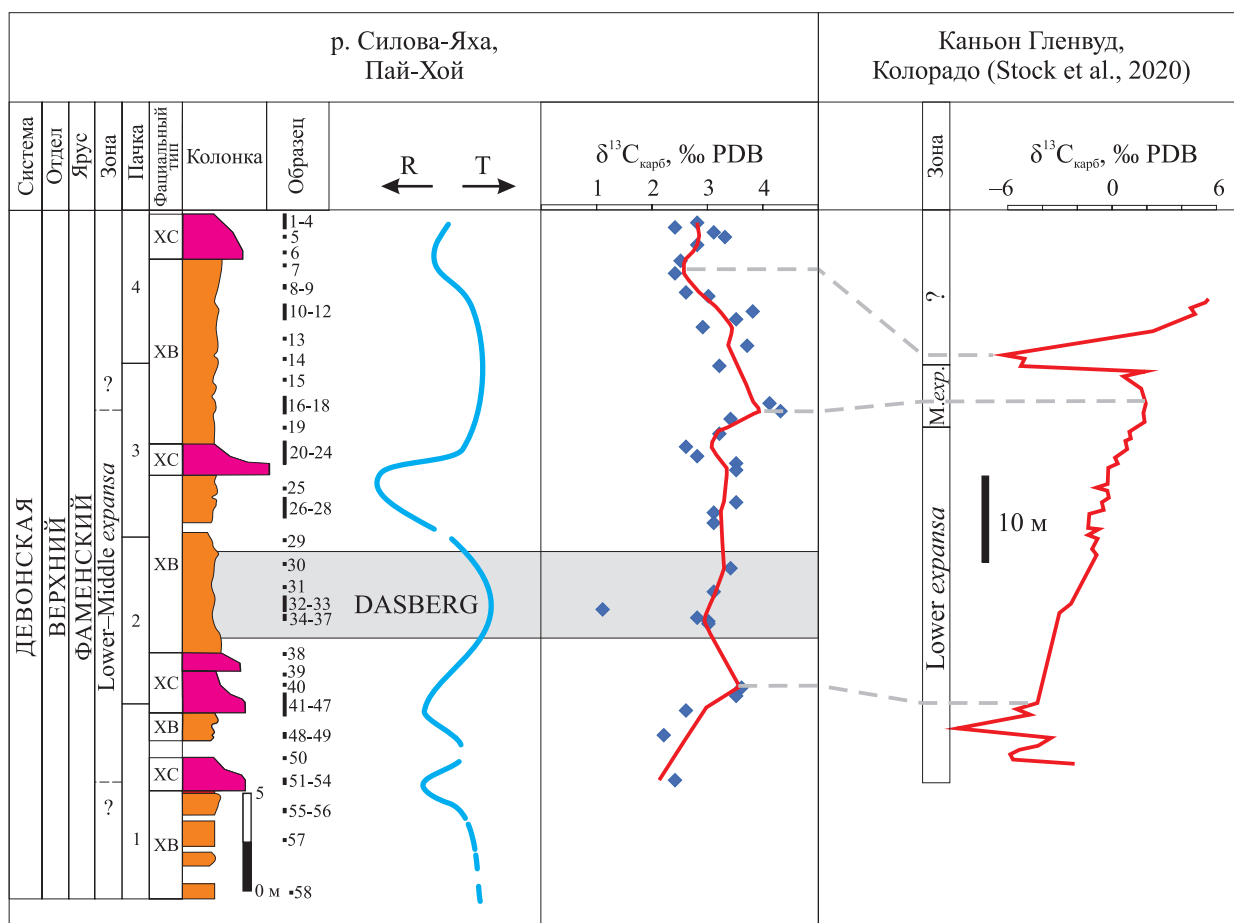


Рис. 10. Вариации изотопного состава углерода в событийном интервале Dasberg в разрезах р. Силова-Яха (Пай-Хой) и Каньон Гленвуд (Колорадо).

Fig. 10. Variations of the carbon isotopic composition of Dasberg Event in the Silova-Yakha River section (Pai-Khoi) and Glenwood Canyon section (Colorado).

ВЫВОДЫ

В статье рассмотрены региональные проявления позднефаменского (поздний девон) эвстатического события Dasberg в разнофациальных разрезах Пай-Хоя. Изученные разрезы характеризуются различными условиями формирования от мелководно-морских обстановок в пределах изолированной карбонатной платформы (р. Лымбадьяха, северо-западный Пай-Хой) до относительно глубоководья – склона края шельфа (р. Силова-Яха, юго-западный Пай-Хой, руч. Тальбейшор, юго-восточный Пай-Хой), вплоть до батинальных фаций (р. Песчаная, северо-восточный Пай-Хой). Событие Dasberg прослеживается здесь в пределах нерасчлененных зон *Upper postera?*–*Middle expansa*, *Lower-Middle-Middle expansa* и *Lower-Upper expansa* (*expansa* s. l.). Невозможность расчленения интервалов зон связана с отсутствием видов-индексов в комплексах конодонтов. Кроме того, надежность биостратиграфических построений снижается за счет диахронного переотложения конодонтов в карбонатных турбидитах. Учитывая описанное, на основе биостратиграфического метода проведена приблизительная корреляция разрезов, которая затем была уточнена циклостратиграфическим методом. Трансгрессия, отвечающая эвстатическому событию Dasberg, ввиду ее предполагаемой гляциоэвстатической природы носит глобальный характер. Таким образом, максимум трансгрессии можно рассматривать в качестве надежного изохронного корреляционного уровня, который можно использовать при сопоставлении разнофациальных разрезов не только на региональном уровне, но и на межрегиональном и глобальном.

Согласно разработанной нами седиментационной модели (см. рис. 3), в мелководной зоне максимуму трансгрессии, который сопоставляется с эвстатическим событием Dasberg, отвечает чередование тонко- и мелкодетритовых разностей серых известняков фациального типа УВ. В склоновых фациях они сменяются известняками темно-серыми, мелко-тонкозернистыми, шламовыми, относимыми к фациальному типу ХВ. В нижней части склона максимуму трансгрессии соответствуют пелагические отложения – силициты зеленовато-серые с редкими глинистыми прослоями (фациальный тип ХА).

Следует отметить, что как в мелководных, так и в глубоководных разрезах на максимуме трансгрессии не отмечено существенного обогащения отложений органическим веществом и раннедиагенетическими сульфидами, которое можно было бы интерпретировать как следствие эвксинных условий. Вероятно, “бескислородное событие Dasberg”, отмечаемое в ряде европейских разрезов, было региональным и не связанным с экспансией океанических вод. Изотопно-геохимические данные по разрезу р. Силова-Яха демонстрируют вариации в

изотопном составе карбонатного углерода, аналогичные зафиксированным в североамериканских разрезах. Вероятной причиной изменений $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ в этом интервале являются изменения климата и глобальной океанической циркуляции.

Конодонты в глубоководных разрезах показывают снижение таксономического разнообразия на трансгрессии эвстатического события Dasberg. Ведущую роль в уменьшении таксономического разнообразия конодонтов, по мнению авторов, играет тафономический фактор.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Груздев Д.А., Плотицын А.Н., Журавлев А.В., Антропова Е.В., Ерофеевский А.В. (2020) Лымбадьяхинская свита верхнего девона севера Пай-Хойского карбонатного паравтохтона: новые данные. *Изв. Коми НЦ УрО РАН*, **41**(1), 5-15.
- Еременко Н.М., Журавлев А.В. (2013) Литолого-генетическая типизация среднепалеозойских глубоководных отложений. Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории. Мат-лы VII Всерос. литол. совещ. Т. I. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 290-294.
- Журавлев А.В. (2008) Стратиграфическая характеристика верхнедевонских отложений среднего течения р. Кары (ЮЗ Пай-Хой). *Нефтегазовая геология. Теория и практика*, **3**(4), URL: http://www.ngtp.ru/rub/2/48_2008.pdf
- 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*, **7**(4), URL: http://www.ngtp.ru/rub/2/59_2012.pdf
- Журавлев А.В. (2012б) Тафономия конодонтовых элементов в позднедевонско-раннекаменноугольных турбидитах севера Урала и Пай-Хоя. *Литосфера*, (3), 14-21.
- Журавлев А.В. (2019) Динамика таксономического разнообразия конодонтов в позднем девоне–раннем карбоне (фаменский–серпуховский века). *Литосфера*, **19**(1), 81-91. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2019-19-1-81-91>
- Журавлев А.В., Герасимова А.И., Вевель Я.А. (2015) Местная стратиграфическая схема верхнедевонско-среднекаменноугольного интервала севера Пай-Хойского карбонатного паравтохтона. *Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН*, (4), 8-13.
- Плотицын А.Н. (2016) Корреляционные уровни в верхнем фамене и турне севера Урала и гряды Чернышева. *Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН*, (7), 46-53.
- Плотицын А.Н., Вевель Я.А. (2019) Биостратиграфия верхнедевонско-нижнекаменноугольных отложений опорного разреза на р. Кожим (Приполярный Урал) по конодонтам. *Нефтегазовая геология. Теория и практика*, **14**(3), http://www.ngtp.ru/rub/2019/25_2019.html DOI https://doi.org/10.17353/2070-5379/25_2019
- Algeo T.J., Berner R.A., Maynard J.B., Scheckler S. (1995) Late Devonian oceanic anoxic events and biotic crises:

- “Rooted” in the evolution of vascular plants. *GSA Today*, **5**(3), 64-66.
- Becker R.T. (1993) Anoxia, eustatic changes, and Upper Devonian to Lowermost Carboniferous global ammonoid diversity. *The Ammonoidea: Environment, Ecology, and Evolutionary Change*. (Ed. M.R. House). Spec. vol. 47, 115-164.
- Becker R.T., Ashouri A.R., Yazdi M. (2004) The Upper Devonian *Annulata* Event in the Shotori Range (eastern Iran). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, **231**, 119-143.
- Becker R.T., Kaiser S.I., Aretz M. (2016) Review of chrono-, litho- and biostratigraphy across the global Hangenberg Crisis and Devonian–Carboniferous Boundary. Devonian Climate, Sea Level and Evolutionary Events. (Eds R.T. Becker, P. Königshof, C.E. Brett). *J. Geol. Soc.*, **423**, 355-386.
- Calner M. (2008) Silurian global events – at the tipping point of climate change. Mass extinctions. (Ed. M.T. Ashraf). Berlin; Heidelberg, Springer-Verlag, 21-58.
- Carmichael S.K., Waters J.A., Suttner T.J., Kido E., DeReuil A.A. (2014) A new model for the Kellwasser Anoxia Events (Late Devonian): Shallow water anoxia in an open oceanic setting in the Central Asian Orogenic Belt. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, **399**, 394-403.
- Hartenfels S., Becker R.T. (2009) Timing of the global Dasberg Crisis – implications for Famennian eustasy and chronostratigraphy. *Studies in Devonian Stratigraphy: Proc. 2007 Int. Meet. of the Subcommittee on Devonian Stratigraphy and IGCP 499. Palaeontogr. Amer.*, **63**, 69-95.
- Irwin M.L. (1965) General theory of epeiric clear water sedimentation. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **49**, 445-459.
- Jeppsson L. (1990) An oceanic model for lithological and faunal changes tested on the Silurian record. *J. Geol. Soc.*, **147**, 663-674.
- Johnson M.E. (2006) Relationship of Silurian sea-level fluctuations to oceanic episodes and events. *GFF*, **128**, 115-121.
- Johnson J.G., Klapper G., Sandberg C.A. (1985) Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **96**, 567-587.
- Kaiser S.I., Aretz M., Becker R.T. (2015) The global Hangenberg Crisis (Devonian–Carboniferous transition): review of a first-order mass extinction. *Devonian Climate, Sea Level and Evolutionary Events*. (Ed. R.T. Becker, P. Königshof, C.E. Brett). *Geol. Soc., London, Spec. Publ.*, **423**.
- Kaiser S.I., Becker R.T., Spaletta C., Steuber T. (2009) High-resolution conodont stratigraphy, biofacies, and extinctions around the Hangenberg Event in pelagic successions from Austria, Italy, and France. *Palaeontogr. Amer.*, **63**, 99-143.
- Kaiser S.I., Becker R.T., Steuber T., Aboussalam Z.S. (2011) Climate-controlled mass extinctions, facies, and sea-level changes around the Devonian–Carboniferous boundary in the eastern Anti-Atlas (SE Morocco). *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, **310**, 340-364.
- Kumpan T., Bábek O., Kalvoda J., Matys G.T., Frýda J., Becker R.T., Hartenfels S. (2015) Petrophysical and geochemical signature of the Hangenberg Events: an integrated stratigraphy of the Devonian–Carboniferous boundary interval in the Northern Rhenish Massif (Avalonia, Germany). *Bull. Geosci.*, **90**(3), 667-694.
- Pisarzowska A., Becker R.T., Aboussalam Z.S., Szczerba M., Sobiech K., Kremer B., Owoc K., Racki G. (2020) Middlesex/punctata event in the Rhenish Basin (Padberg section, Sauerland, Germany) – Geochemical clues to the early-middle Frasnian perturbation of global carbon cycle. *Glob. Planet. Change*, **191**, DOI: 10.1016/j.gloplacha.2020.103211
- Pisarzowska A., Racki G. (2020) Comparative carbon isotope chemostratigraphy of major Late Devonian biotic crises. *Stratigr. Timescal.*, **5**, 387-466.
- Qie W., Algeo T.J., Herrmann A. (2019) Global events of the Late Paleozoic (Early Devonian to Middle Permian): A review. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, (531), 109-259.
- Sandberg C.A., Morrow J.R., Ziegler W. (2002) Late Devonian sea-level changes, catastrophic events, and mass extinctions. *Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impacts and Beyond*. (Ed. C. Koeberl, K.G. MacLeod). Boulder. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **356**, 473-487.
- Smith M.G., Bustin R.M. (2000) Late Devonian and Early Mississippian Bakken and Exshaw Black Shale Source Rocks, Western Canada Sedimentary Basin: A Sequence Stratigraphic Interpretation. *AAPG Bull.*, **84**(7), 940-960.
- Stock C.W., Sandberg C.A. (2019) Latest Devonian (Famennian, expansa Zone) conodonts and sponge-microbe symbionts in Pinyon Peak Limestone, Star Range, southwestern Utah, lead to reevaluation of global Dasberg Event. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, **534**, 109-271.
- Walliser O.H. (1996) Global events in the Devonian and Carboniferous. *Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic*. (Ed. O.H. Walliser). Berlin; Heidelberg, Springer-Verlag, 225-250.
- Zatoń M., Zhuravlev A.V., Rakociński M., Filipiak P., Borszcz T., Krawczyński W., Wilson M.A., Sokiran E.V. (2014) Microconchid-dominated cobbles from the Upper Devonian of Russia: Opportunism and dominance in a restricted environment following the Frasnian-Famennian biotic crisis. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, **401**, 142-153. DOI: 10.1016/j.palaeo.2014.02.029
- Ziegler W., Sandberg C.A. (1984) Palmatolepis – based revision of upper part of standard Late Devonian conodont zonation. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **196**, 179-194.

REFERENCES

- Algeo T.J., Berner R.A., Maynard J.B., Scheckler S. (1995) Late Devonian oceanic anoxic events and biotic crises: “Rooted” in the evolution of vascular plants. *GSA Today*, **5**(3), 64-66.
- Becker R.T. (1993) Anoxia, eustatic changes, and Upper Devonian to Lowermost Carboniferous global ammonoid diversity. *The Ammonoidea: Environment, Ecology, and Evolutionary Change*. (Ed. M.R. House). Spec. vol. 47, 115-164.
- Becker R.T., Ashouri A.R., Yazdi M. (2004) The Upper Devonian *Annulata* Event in the Shotori Range (eastern Iran). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, **231**, 119-143.
- Becker R.T., Kaiser S.I., Aretz M. (2016) Review of chrono-, litho- and biostratigraphy across the global Hangenberg Crisis and Devonian–Carboniferous Boundary. Devonian Climate, Sea Level and Evolutionary Events. (Ed. R.T. Becker, P. Königshof, C.E. Brett). *J. Geol. Soc.*, **423**, 355-386.
- Calner M. (2008) Silurian global events – at the tipping point of climate change. Mass extinctions. (Ed. M.T. Ashraf). Berlin; Heidelberg, Springer-Verlag, 21-58.
- Carmichael S.K., Waters J.A., Suttner T.J., Kido E., DeReuil A.A. (2014) A new model for the Kellwasser Anoxia Events (Late Devonian): Shallow water anoxia in an open oceanic setting in the Central Asian Orogenic Belt. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, **399**, 394-403.

- il A.A. (2014) A new model for the Kellwasser Anoxia Events (Late Devonian): Shallow water anoxia in an open oceanic setting in the Central Asian Orogenic Belt. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, **399**, 394-403.
- Eremenko N.M., Zhuravlev A.V. (2013) Lithological-genetic typization of the Middle Paleozoic deep-water deposits. *Sedimentary basins, sedimentation and post-sedimentation processes in geological history. Materialy VII Vseros. Lithol. Soveshch. V. 1*. Novosibirsk, INGG SB RAS, 290-294. (In Russ.)
- Gruzdev D., Plotitsyn A.N., Zhuravlev A.V., Antropova E.V., Erofeevsky A.V. (2020) Lymbada formation of the Upper Devonian of north of Pay-Khoy carbonate parautochthone: new data. *Izv. Komi SC UB RAS*, **41**(1), 5-15. (In Russ.)
- Hartenfels S., Becker R.T. (2009) Timing of the global Dasberg Crisis – implications for Famennian eustasy and chronostratigraphy. *Studies in Devonian Stratigraphy: Proc. 2007 Int. Meet. of the Subcommittee on Devonian Stratigraphy and IGCP 499. Palaeontogr. Amer.*, **63**, 69-95.
- Irwin M.L. (1965) General theory of epeiric clear water sedimentation. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **49**, 445-459.
- Jeppsson L. (1990) An oceanic model for lithological and faunal changes tested on the Silurian record. *J. Geol. Soc.*, **147**, 663-674.
- Johnson M.E. (2006) Relationship of Silurian sea-level fluctuations to oceanic episodes and events. *GFF*, **128**, 115-121.
- Johnson J.G., Klapper G., Sandberg C.A. (1985) Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **96**, 567-587.
- Kaiser S.I., Aretz M., Becker R.T. (2015) The global Hangenberg Crisis (Devonian–Carboniferous transition): review of a first-order mass extinction. *Devonian Climate, Sea Level and Evolutionary Events*. (Ed. R.T. Becker, P. Konigshof, C.E. Brett). *Geol. Soc., London, Spec. Publ.*, **423**.
- Kaiser S.I., Becker R.T., Spaletta C., Steuber T. (2009) High-resolution conodont stratigraphy, biofacies, and extinctions around the Hangenberg Event in pelagic successions from Austria, Italy, and France. *Palaeontogr. Amer.*, **63**, 99-143.
- Kaiser S.I., Becker R.T., Steuber T., Aboussalam Z.S. (2011) Climate-controlled mass extinctions, facies, and sea-level changes around the Devonian–Carboniferous boundary in the eastern Anti-Atlas (SE Morocco). *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, **310**, 340-364.
- Kumpan T., Bábek O., Kalvoda J., Matys G.T., Frýda J., Becker R.T., Hartenfels S. (2015) Petrophysical and geochemical signature of the Hangenberg Events: an integrated stratigraphy of the Devonian–Carboniferous boundary interval in the Northern Rhenish Massif (Avalonia, Germany). *Bull. Geosci.*, **90**(3), 667-694.
- Pisarzowska A., Becker R.T., Aboussalam Z.S., Szczerba M., Sobiech K., Kremer B., Owoc K., Racki G. (2020) Middlesex/punctata event in the Rhenish Basin (Padberg section, Sauerland, Germany) – Geochemical clues to the early-middle Frasnian perturbation of global carbon cycle. *Glob. Planet. Change*, **191**, DOI: 10.1016/j.gloplacha.2020.103211
- Pisarzowska A., Racki G. (2020) Comparative carbon isotope chemostratigraphy of major Late Devonian biotic crises. *Stratigr. Timescal.*, **5**, 387-466.
- Plotitsyn A.N. (2016) Correlation levels in upper Famennian–Tournaisian deposits of the north of Urals and Cherenyshev swell. *Vestn. IG Komi SC UB RAS*, **7**, 46-53. (In Russ.) DOI: 10.19110/2221-1381-2016-7-46-53
- Plotitsyn A.N., Vevel Ya.A. Conodonts of the Devonian–Carboniferous boundary deposits of Kozhim River key section (Subpolar Urals). *Neftegazovaya Geologiya. Teoriya i Praktika*, **14**(3). (In Russ.) http://www.ngtp.ru/rub/2019/25_2019.html DOI https://doi.org/10.17353/2070-5379/25_2019
- Qie W., Algeo T.J., Herrmann A. (2019) Global events of the Late Paleozoic (Early Devonian to Middle Permian): A review. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, **531**, 109-259.
- Sandberg C.A., Morrow J.R., Ziegler W. (2002) Late Devonian sea-level changes, catastrophic events, and mass extinctions. *Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impacts and Beyond*. (Ed. C. Koeberl, K.G. MacLeod). Boulder. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **356**, 473-487.
- Smith M.G., Bustin R.M. (2000) Late Devonian and Early Mississippian Bakken and Exshaw Black Shale Source Rocks, Western Canada Sedimentary Basin: A Sequence Stratigraphic Interpretation. *AAPG Bull.*, **84**(7), 940-960.
- Stock C.W., Sandberg C.A. (2019) Latest Devonian (Famennian, expansa Zone) conodonts and sponge-microbe symbionts in Pinyon Peak Limestone, Star Range, southwestern Utah, lead to reevaluation of global Dasberg Event. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, **534**, 109-271.
- Walliser O.H. (1996) Global events in the Devonian and Carboniferous. *Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic*. (Ed. O.H. Walliser). Berlin; Heidelberg, Springer-Verlag, 225-250.
- Zatoń M., Zhuravlev A.V., Rakociński M., Filipiak P., Borszcz T., Krawczyński W., Wilson M.A., Sokiran E.V. (2014) Microconchid-dominated cobbles from the Upper Devonian of Russia: Opportunism and dominance in a restricted environment following the Frasnian–Famennian biotic crisis. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, **401**, 142-153, DOI: 10.1016/j.palaeo.2014.02.029
- Zhuravlev A.V. (2008) Stratigraphic characteristic of the Upper Devonian deposits in the Kara river middle course (SW Pay-Khoy). *Neftegazovaya Geologiya. Teoriya i Praktika*, **3**(4), URL: http://www.ngtp.ru/rub/2/48_2008.pdf (In Russ.)
- 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), URL: http://www.ngtp.ru/rub/2/59_2012.pdf (In Russ.)
- Zhuravlev A.V. (2012b) Conodont element taphonomy in the Late Devonian–Early Carboniferous turbidites of the north of Urals and Pay-Khoy. *Lithosphere (Russia)*, **3**(3), 14-21. (In Russ.)
- Zhuravlev A.V. (2019) Dynamics of the conodont diversity in the Late Devonian–Early Carboniferous (Famennian–Serpukhovian). *Lithosphere (Russia)*, **19**(1), 81-91. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2019-19-1-81-91>
- 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 SC UB RAS*, **4**(4), 8-13. (In Russ.)
- Ziegler W., Sandberg C.A. (1984) Palmatolepis – based revision of upper part of standard Late Devonian conodont zonation. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **196**, 179-194.

УДК 552.143:551.733.3(470.1)

DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-6-829-848

Изотопно-геохимическая характеристика венлокских карбонатных и терригенно-карбонатных отложений Приполярного Урала и южной части гряды Чернышева

Д. Н. Шеболкин

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 167982, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54, e-mail: drk80@mail.ru

Поступила в редакцию 03.01.2021 г., принята к печати 16.06.2021 г.

Объект исследований. Венлокские карбонатные и терригенно-карбонатные отложения Приполярного Урала и южной части гряды Чернышева. **Материалы и методы.** Карбонатные и терригенно-карбонатные породы из разрезов Приполярного Урала (обн. 212, 217) и южной части гряды Чернышева (обн. 479). Основным методом являлся изотопный анализ карбонатного углерода и кислорода. **Результаты.** Изотопный состав карбонатных и терригенно-карбонатных пород имеет широкий диапазон значений $\delta^{13}\text{C}$ (–6.4...–0.05‰) и $\delta^{18}\text{O}$ (20.0–26.9‰). По этим данным выделяются три временных интервала, обладающие отличительными изотопными характеристиками и примерно соответствующие раннему шейнвуду (I), позднему шейнвуду (II) и гомеру (III). I интервал характеризуют только породы обн. 479 с $\delta^{13}\text{C}$ = –3.6...–3.0‰ и $\delta^{18}\text{O}$ = 22.4–23.6‰. Во II интервале средние значения изотопных характеристик пород обн. 479 показывают тенденцию к утяжелению по углероду (–5.5...–3.5‰), по кислороду (23.2–25.2‰). В породах обн. 212 средние изотопные значения по углероду варьируют от –2.9 до –1.3‰, а по кислороду – от 21.9 до 24.3‰. В обн. 217 средние значения $\delta^{13}\text{C}$ составляют –1.8...–0.8‰, а $\delta^{18}\text{O}$ – 22.4–25.4‰. В III интервале в породах обн. 479 средние значения изотопного состава углерода утяжеляются от –2.5 до –0.7‰. В породах обн. 212 изотопные значения кислорода (21.9–23.1‰) и углерода (–4.9...–2.5‰) имеют тенденцию к утяжелению, тогда как в породах обн. 217 средние изотопные значения $\delta^{13}\text{C}$ (–1.9...–0.5‰) и $\delta^{18}\text{O}$ (22.3–24.5‰) фактически не изменяются. Как показывают литолого-фациальные исследования, облегчение изотопного состава углерода в пределах –6.4...–3.0‰ связано с повышением микробной активности в осадках, проявлением вадозно-фреатических обстановок, а также поступлением облегченной углекислоты с привносом терригенного материала с суши. В последнем случае изотопные величины кислорода также наиболее облегченные (20.0–23.0‰). **Выводы.** Полученные изотопные характеристики венлокских пород свидетельствуют о логичности выделения трех временных интервалов и их корреляции с палеогеографическими реконструкциями венлокского осадконакопления в Тимано-Североуральском морском бассейне.

Ключевые слова: карбонатные породы, $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, условия осадконакопления, венлок, Приполярный Урал, гряда Чернышева

Isotope-geochemical characteristics of Wenlock carbonate and terrigenous-carbonate deposits of the Subpolar Urals and the southern part of the Chernyshev ridge

Dmitriy N. Shebolkin

N.P. Yushkin Institute of Geology Komi SC UB RAS, 54 Pervomayskaya st., Syktывkar 167982, Russia, e-mail: drk80@mail.ru

Received 03.01.2021, accepted 16.06.2021

Research subject. Wenlock deposits in the Subpolar Urals and southern part of the Chernyshev Ridge. **Materials and methods.** Carbonate and terrigenous-carbonate rock samples from sections of the Subpolar Urals (outcrops 212, 217) and the southern part of the Chernyshev Ridge (outcrop 479) were studied by isotope analysis of carbonate carbon and oxygen. **Results.** The isotopic composition of the studied sections varies across a wide range of $\delta^{13}\text{C}$ (–6.4...–0.05‰) and $\delta^{18}\text{O}$ (20.0–26.9‰). Therefore, three time intervals characterized by distinctive isotopic characteristics can be distinguished,

Для цитирования: Шеболкин Д.Н. (2021) Изотопно-геохимическая характеристика венлокских карбонатных и терригенно-карбонатных отложений Приполярного Урала и южной части гряды Чернышева. *Литосфера*, 21(6), 829–848. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-6-829-848>

For citation: Shebolkin D.N. (2021) Isotope-geochemical characteristics of Wenlock carbonate and terrigenous-carbonate deposits of the Subpolar Urals and the southern part of the Chernyshev ridge. *Lithosphere (Russia)*, 21(6), 829–848. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-6-829-848>

© Д.Н. Шеболкин, 2021

roughly corresponding to early Sheinwoodian (I), late Sheinwoodian (II) and Homerian (III). Interval I is characterized exclusively by the rocks of outcrop 479 with $\delta^{13}\text{C}$ (–3.6...–3.0‰) and $\delta^{18}\text{O}$ (22.4–23.6‰). In Interval II, the average values of isotopic characteristics of outcrop 479 indicate a tendency to weighting carbon (–5.5...–3.5‰) and somewhat heavier oxygen (23.2–25.2‰) isotopes. In outcrop 212, the average isotopic values for carbon and oxygen vary from –2.9 to –1.3‰ and from 21.9 to 24.3‰, respectively. In outcrop 217, the average values are $\delta^{13}\text{C}$ (–1.8...–0.8‰) and $\delta^{18}\text{O}$ (22.4–25.4‰). In Interval III, the average values of carbon isotopic composition in outcrop 479 are becoming heavier from –2.5 to –0.7‰. In outcrop 212, the isotopic values of oxygen (21.9–23.1‰) and carbon (–4.9...–2.5‰) tend to become weighting; however, in outcrop 217, the average isotopic values of $\delta^{13}\text{C}$ (–1.9...–0.5‰) and $\delta^{18}\text{O}$ (22.3–24.5‰) remain constant. The conducted litho-facial studies showed that the weighting carbon isotopic composition ranging from –6.4...to –3.0‰ is associated with an increase in microbial activity in sediments, the manifestation of vadose-phreatic conditions, and the intake of light carbon dioxide with a flow of terrigenous material from the earth. In the latter case, oxygen isotopic values are also the most lightweight (20.0–23.0‰). *Conclusions.* The obtained isotopic characteristics of the Wenlock rocks under study indicate the expedience of identifying three time intervals and their correlation with paleogeographic reconstructions of Wenlockian sedimentation in the Timan-northern Ural region.

Keywords: carbonate rocks, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$, sedimentation conditions, wenlock, Subpolar Urals, Chernyshev ridge

Acknowledgements

The author expresses gratitude to A.I. Antoshkina and V.I. Silaev for consultations, valuable comments and useful recommendations in preparing the article for publication.

ВВЕДЕНИЕ

Основные выходы отложений венлокского отдела Тимано-Североуральского региона расположены на западном склоне Северного Урала, на грядках Чернышева и Чернова (Палеозойское осадконакопление..., 2011). В стратиграфической корреляционной схеме силура Западного Урала (Стратиграфические схемы..., 1993) венлок включает в себя маршрутинскую и устьдурную свиты. Позднее при анализе распространения коралловой и конодонтовой фауны, а также изотопных данных по углероду было установлено, что маршрутинская и нижняя часть устьдурной свиты относятся к телическому ярусу верхнего лландоверия (Antoshkina et al., 2000; Männik et al., 2000). На основании изучения фауны и геологических данных установлено, что венлоку соответствует только верхняя часть устьдурной свиты (Антошкина, 2003; Шеболкин, 2008). По данным предыдущих исследователей (Männik, Martma, 2000; Männik et al., 2000), изотопии ($\delta^{13}\text{C}$) и распределению конодонтовой фауны выявлено, что в стратотипической местности на западном склоне Приполярного Урала отсутствует часть нижневенлокских отложений. Дополнением к палеонтолого-геохимическим характеристикам неполноты разрезов венлокских отложений в Тимано-Североуральском регионе является присутствие в средневеянской подсвете Хорейверской впадины красноцветных кор выветривания (по неопубликованным данным Р.В. Хипели) (Antoshkina, 2007). Т.М. Безносовой и В.Ю. Лукиным (2009) было предложено нижнюю часть устьдурного горизонта включить в состав маршрутинского горизонта телического яруса лландоверийского отдела, верхнюю часть устьдурного горизонта в составе венлокского отдела вы-

делять как новый “войвывский горизонт”, а название “устьдурная свита” в дальнейшем не использовать.

Позднее, в южной части гряды Чернышева был выявлен разрез на р. Изъяю, где венлокские отложения представлены в полном объеме (Шеболкин, Мянник, 2014), в связи с чем здесь в объеме венлокского отдела выделено новое местное стратиграфическое подразделение – джигунская свита (Шеболкин, 2017). Автор данной работы все же считает необходимым использовать для разрезов венлока Приполярного Урала верхнеустьдурную подсвету, а не войвывский горизонт, так как там был установлен неполный разрез венлока (Männik, Martma, 2000; Männik et al., 2000), а для разреза гряды Чернышева – джигунскую свиту. В течение последних лет карбонатные породы венлока в этих разрезах были детально изучены, что позволило существенно расширить представления об их составе и условиях образования. Определяемый ранее хемогенный генезис для некоторых типов карбонатных пород в последние годы ставится под сомнение. Использование новых методов, физических исследований с высокой разрешающей способностью (в частности, сканирующего электронного микроскопа) показало, что многие пелитоморфные известняки, ранее рассматриваемые как хемогенные, на самом деле являются продуктом глубокой дезинтеграции остатков водорослей и других организмов и относятся к биохемогенным образованиям (Зуйкова, Ботвинник, 1986; Кузнецов, 2003). Хотя эти авторы не отрицают полностью хемогенный способ осаждения карбонатов, но отводят ему существенно меньшую роль. Другие авторы выявляют широкое участие бактерий в пелитоморфных и микрозернистых известняках и доломитах (Антошкина, 2011; Канева и др., 2013).

Цель данной статьи – уточнение истории осадконакопления и выявление геохимических особенностей карбонатакопления в течение венлокской эпохи на основании изотопных данных.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Фактический материал составляют более 420 образцов карбонатных и терригенно-карбонатных пород венлока, отобранных при детальном изучении разрезов во время полевых работ автором в 2001–2011 гг. на разрезах р. Изъюю южной части гряды Чернышева (обн. 479 (Тимонин, 1975)) и р. Кожым Приполярного Урала (обн. 212, 217 (Першина и др., 1971)) (рис. 1, 2). Карбонатные породы исследовались в шлифах, анализировался их химический состав. Для выявления генезиса доломитов изучались параметры их элементарных решеток. Рентгеноструктурные исследования выполнены на дифрактометре Shimadzu XRD-6000 Cu-анод, ток – 30 мА, напряжение – 30 кВ, фильтр Ni, шаг сканирования 2 гета – 0.05, скорость съемки – 1 гр/мин (аналитик Б.А. Макеев). Для изучения микроструктуры ооидов и доломитов, а также химического состава доломитов использовались оптическая микроскопия (компьютеризированный комплекс OLIMPUS BX 51), аналитическая СЭМ (JSM-6400 Jeol) и микрозонд Tescan Vega 3.2 (аналитики С.С. Шевчук, Е.А. Тропников). Исследование органического вещества по сколам пород, в петрографических шлифах и регистрация спектров комбинационного рассеяния света (КР) для установления структуры органического вещества методом рамановской спек-

троскопии проводились на высокоразрешающем микроспектрометре LabRam HR800 (Horiba, Jobin Yvon). Параметры регистрации спектров: He-Ne-лазер (мощность – 0.2–2.0 мВт, $\lambda = 633$ нм), решетка спектрометра – 600 ш/мм, размер конфокального отверстия – 300 мкм, щели – 100 мкм, время накопления сигнала – от 1 до 10 с, количество измерений на одном участке спектрального диапазона – от 3 до 10. Регистрация спектров осуществлялась при комнатной температуре (аналитик С.И. Исаенко). Изучение изотопного состава углерода и кислорода в карбонатах проводилось на аналитическом комплексе, включающем в себя систему подготовки и ввода проб Gas Bench II, соединенную с масс-спектрометром DELTA V Advantage фирмы Thermo Fisher Scientific (Бремен, Германия) (аналитик И.В. Смолева). Значения $\delta^{13}\text{C}$ даны в промилле относительно стандарта PDB, $\delta^{18}\text{O}$ – относительно стандарта SMOW. При калибровке использованы международные стандарты МАГАТЭ NBS18 (calcite) и NBS19 (TS-limestone). Ошибка определения для $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ составляет $\pm 0.1\%$ (аналитик И.В. Смолева). Исследования осуществлялись в ЦКП “Геонаука” Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН.

Вариации величин $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ для исходно осадочных морских карбонатов, по данным разных исследователей, колеблются в интервале от $-3...3$ до $-2...1\%$ и определяются разными условиями и разнообразием исходных изотопных характеристик сред в бассейнах седиментации (Галимов, 1968; Кулешов, 2001; Маслов, 2005). Утяжеление значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ может указывать на проявление крупных

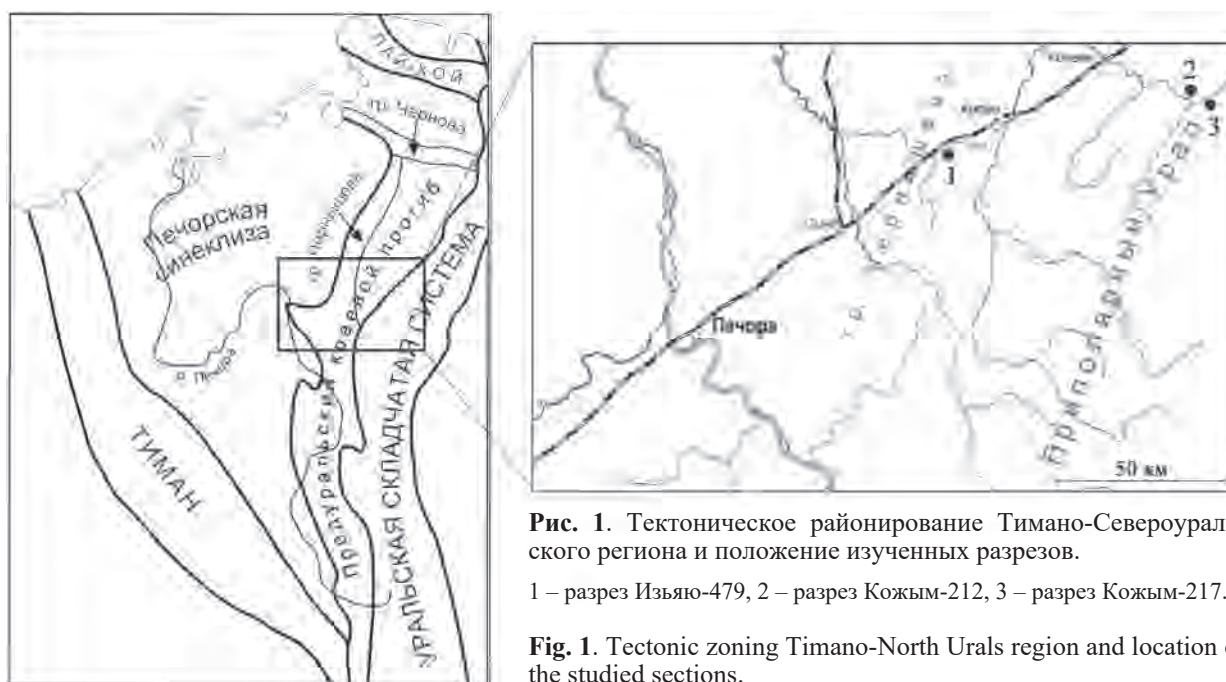
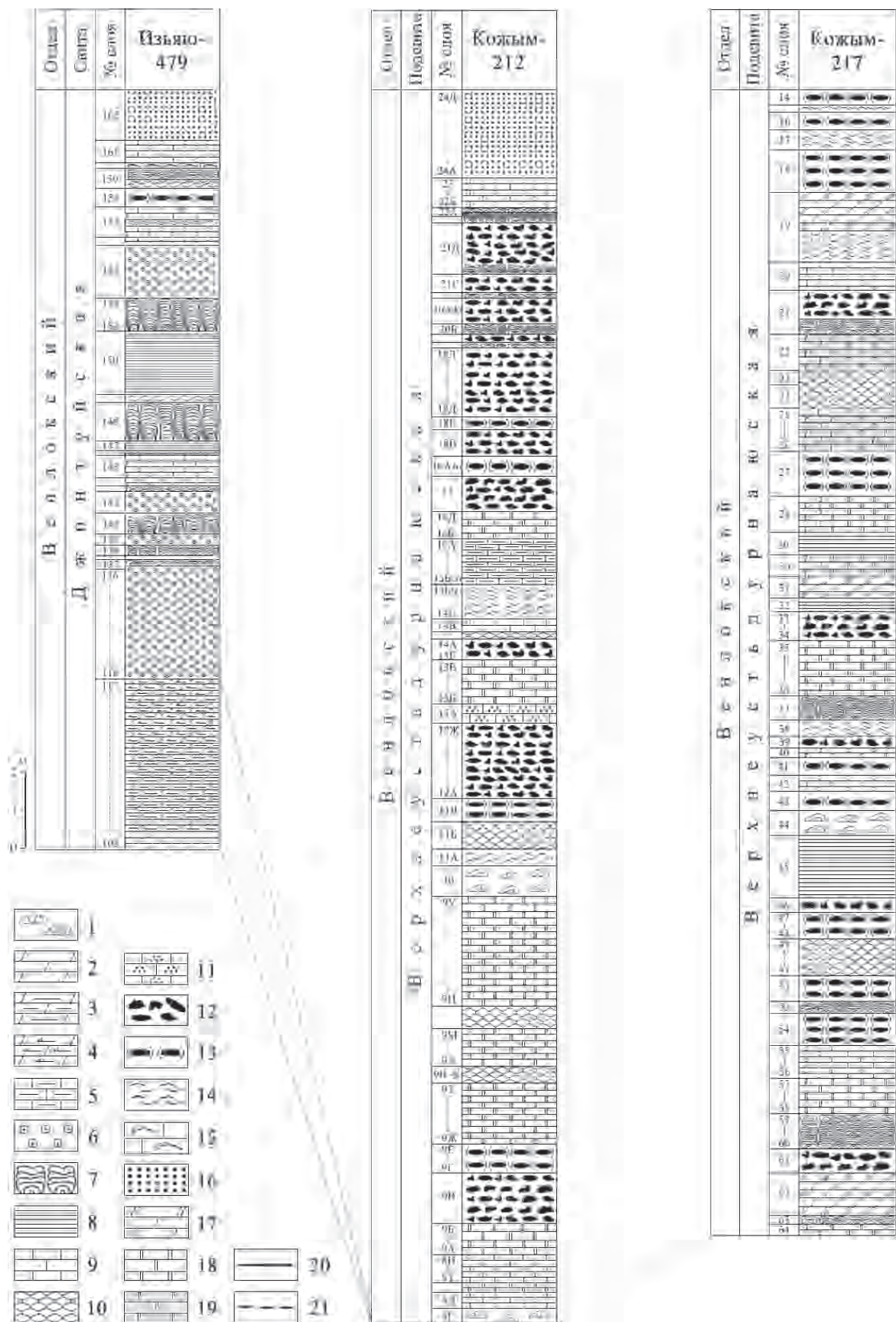


Рис. 1. Тектоническое районирование Тимано-Североуральского региона и положение изученных разрезов.

1 – разрез Изъюю-479, 2 – разрез Кожым-212, 3 – разрез Кожым-217.

Fig. 1. Tectonic zoning Timano-North Urals region and location of the studied sections.

1 – section Iz'yayu-479, 2 – section Kozym-212, 3 – section Kozym-217.



1 – известняк биоморфный кораллово-строматопоровый, 2 – доломит с пелитоморфным кальцитовым цементом, 3 – доломит алевритистый с полосчатой текстурой, 4 – доломит алевритистый с пятнистой текстурой, 5 – доломит известковый глинистый, 6 – известняк ооидный, 7 – известняк строматолитовый, 8 – известняк микрозернистый слоистый, 9 – известняк микрозернистый с текстурой биотурбации, 10 – известняк сгустково-комковатый, 11 – известняк пелитоморфный алеврито-песчаный, 12 – известняковый алевролит-песчаник, 13 – известняк биолитокастовый, 14 – известняк полибиокластовый, 15 – известняк биокластовый остракодовый, 16 – глинисто-алевритисто-карбонатная порода (микстолит), 17 – доломит разномзернистый с реликтами первичной структуры, 18 – известняк микрозернистый неравномерно доломитовый, 19 – известняк пелитоморфный доломитовый, 20 – корреляция венлокских отложений, 21 – корреляция нижневенлокских отложений.

Fig. 2. Structure and composition of the Wenlock deposits of the studied sections.

1 – biomorphic coral-stromatoporous limestone, 2 – dolostone with pelitomorphic calcitic cement, 3 – dolostone banded texture, 4 – dolostone spotty texture, 5 – clay dolostone, 6 – ooids limestone, 7 – stromatolite limestone, 8 – layered microgranular limestones, 9 – microgranular limestones with bioturbation texture, 10 – clotty-crumby limestone, 11 – silt-sandy mudstones, 12 – calcareous siltstone-sandstone, 13 – bio-litoclastic limestone, 14 – bioclastic limestone, 15 – bioclastic ostracods limestone, 16 – clay-siltstone-carbonate rock (mixtolite), 17 – dolostone multigranular with relics primary structures, 18 – microgranular limestones unevenly dolomitic, 19 – dolomitic mudstones, 20 – correlation wenlock deposits, 21 – correlation lower wenlock deposits.

геологических событий – климатических и биотических. Для карбонатных пород осадочного генезиса фанерозоя характерен широкий разброс значений $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ – 20–30‰ (Фор, 1989). Для современных морских карбонатов значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ равны 28–30‰ (Кулешов, 2001), однако с увеличением геологического возраста значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ постепенно уменьшаются (Keith, Weber, 1964). Изотопный состав кислорода зависит от некоторых причин, важнейшие из которых – температура и изотопный состав среды карбонатообразования (Кулешов, Седаева, 2009). Карбонаты в морских бассейнах с понижением солености от нормально-морской характеризуются несколько облегченными величинами изотопного состава кислорода и углерода. Это обусловлено поступлением в бассейн седиментации изотопно-легких пресных вод и наличием углекислоты биогенного происхождения (Кулешов, 2001). В работе В.И. Силаева и А.Ф. Хазова (2003) по изотопному диспропорционированию карбонатного углерода на обширном геологическом материале и экспериментальных исследованиях доказано, что морские карбонатолиты фанерозойского возраста отличаются стабильностью изотопного состава углерода на фоне широкого варьирования изотопии кислорода: $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}} = -2...2\text{‰}$. Поэтому в данном исследовании используется именно такой диапазон для нормально-осадочных карбонатов. При переходе от морских пород к пресноводным фиксируется заметное облегчение углерода (Носик и др., 1988), что, возможно, связано с поступлением изотопно-легкой углекислоты за счет окисления большего количества захороненной органики либо из-за поступления пресных грунтовых или атмосферных вод. Серьезной проблемой изотопной геохимии карбонатного вещества является корреляция эффектов диспропорционирования изотопов углерода и кислорода в карбонатах. Анализ (Силаев, Хазов, 2003) показал, что статистически примерно в половине рассмотренных природных объектов изотопные вариации углерода и кислорода не кор-

релируют, в четверти объектов – коррелируют прямо, в другой четверти – обратно.

В изотопно-геохимическом анализе не использовались данные из пород с выраженными вторичными преобразованиями (доломитов эпигенетических с реликтами первичной структуры, известняков микрозернистых неравномерно доломитизированных, известняков пелитоморфных доломитовых). Вторичные карбонаты, в частности доломиты, как правило, распознаваемые при микроскопическом изучении в шлифах, часто присутствуют в изученных разрезах, формируясь на разных этапах постседиментационного преобразования исходных пород (ранний и поздний диагенез, гипергенез). Наличие таких типов карбонатов приводит к искажению изотопных данных, поскольку они обычно характеризуются более легким изотопным составом углерода и особенно кислорода (Маслов, 2005; Виноградов, 2008).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В изученных разрезах Приполярного Урала и южной части гряды Чернышева отложения венлока имеют разнообразие типов карбонатных и терригенно-карбонатных тел, различающихся по составу, строению и форме. Проведенные нами электронно-микроскопические и рентгеноструктурные исследования тонкозернистых доломитов из разрезов рек Изья и Кожым характеризуют их как первично-осадочные (Антошкина и др., 2019), хотя первоначально автором они выделялись в хемогенную генетическую группу (Шеболкин, 2018). При макро- и микроскопическом изучении венлокских пород отчетливо распознаются 16 литотипов (ЛТ), которые объединены в три генетические группы (ГГ): биогенную (БГ), биохемогенную (БХГ) и механогенную (МГ). Краткая характеристика литотипов и их изотопный состав приведены в табл. 1. На рис. 3, 4 в координатах $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ указаны значения для литотипов и генетических групп

Таблица 1. Характеристика литологических типов и изотопного состава венлокских отложений**Table 1.** Characteristics of the Wenlockian lithotypes and their isotopic data

Литотип	Краткая литологическая характеристика	Изотопный состав, ‰		
		№ пробы	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$
Биогенная генетическая группа				
Известняк биоморфный кораллово-строматопоровый (ЛТ-1)	Структура биоморфная, текстура массивная, цвет серый, темно-серый. Состоит преимущественно из пластинчатых строматопороидей, ветвистых табулят и биокластового материала. Обломки строматопороидей и другие биокласты заполняют пространство между колониями	Ko212-8Г	−0.7	23.0
		Ko217-44-1	−0.3	23.6
		Ko217-44-2	−0.4	23.1
Биохеогенная генетическая группа				
Доломит с пелитоморфным кальцитовым цементом (ЛТ-2)	Структура микро-мелкозернистая, текстура массивная, цвет желтовато-серый. Цемент – пелитоморфный кальцит	Из479-107-1	−2.8	23.4
Доломит алевритистый с полосчатой текстурой (ЛТ-3)	Структура микро-мелкозернистая, текстура линзовидно-полосчатая, подчеркнутая глинистым и алевритистым материалом, цвет желтовато-серый. Цемент – пелитоморфный кальцит. Зерна кварца неокатанные и слабоокатанные	Из479-108-2	−3.5	22.5
		Из479-108-3	−3.3	22.4
		Из479-109-1	−3.0	23.1
		Из479-109-2	−3.1	22.8
		Из479-109-3	−3.2	22.9
		Из479-110-1	−3.2	23.3
		Из479-110-3	−3.2	23.3
Доломит алевритистый с пятнистой текстурой (ЛТ-4)	Структура микро-мелкозернистая, текстура полосчато-пятнистая, подчеркнутая алевритистым и глинистым материалом, цвет желтовато-серый и светло-коричневый. Зерна кварца неокатанные и слабоокатанные, скоплениями в виде линз и пятен	Из479-112	−3.2	24.1
		Из479-116	−3.2	23.7
		Из479-117	−3.3	24.0
Доломит известковый глинистый (ЛТ-5)	Структура микрозернистая, текстура пятнистая, подчеркнутая глинистым материалом, цвет желтовато-коричневый и светло-серый. Глинистый материал рассеян в карбонатном веществе или сконцентрирован. Биокластовый материал – фрагменты створок остракод	Ko212-16A3	−2.1	25.6
Известняк ооидный (ЛТ-6)	Структура ооидная, цвет серый и темно-серый. Ооиды имеют шаровидную, уплощенную, эллипсоидальную и бисфероидальную форму. Ядра представлены пелоидами, биокластами, литокластами, зернами кварца. Вокруг ядер образована кальцитовая оболочка (кортекс) разной толщины, строения и структуры. Пространство между ооидами и биокластами заполнено пелитоморфным кальцитовым матриксом или цементом разных генераций. Отмечается присутствие вадозного цемента	Из479-120	−4.6	23.4
		Из479-121	−4.8	23.3
		Из479-122	−5.3	22.7
		Из479-124	−5.0	23.1
		Из479-125	−5.5	22.6
		Из479-126	−5.3	22.8
		Из479-127	−4.8	22.8
		Из479-130-1	−5.5	23.0
		Из479-131-1	−6.0	22.5
		Из479-132-1	−5.5	22.9
		Из479-132-2	−6.4	23.0
		Из479-133	−6.0	24.6
		Из479-134	−5.3	25.2
		Из479-135	−6.0	24.6
		Из479-136	−4.7	25.3
Из479-140	−4.8	24.2		
Из479-142	−5.5	25.0		
Из479-155	−3.7	25.3		

Таблица 1. Продолжение

Table 1. Continuation

Литотип	Краткая литологическая характеристика	Изотопный состав, ‰		
		№ пробы	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$
Известняк строматолитовый (ЛТ-7)	Структура строматолитовая, цвет серый и темно-серый. Выделяются четыре морфотипа построек: куполообразные, каравасеобразные, мелкие каравасеобразные, крупные каравасеобразные, образующие биостром. Биокластовый материал представлен фрагментами остракод и гастропод	Из479-137С	−3.9	24.0
		Из479-139	−4.3	24.6
		Из479-141	−3.9	24.4
		Из479-143	−4.2	24.4
		Из479-146	−3.8	23.7
		Из479-148-1	−3.0	24.2
		Из479-148-2	−3.0	24.6
		Из479-148-3	−3.5	24.0
		Из479-152	−4.2	24.0
		Из479-153	−3.6	24.5
		Из479-154	−3.6	24.1
		Ko212-19Б	−4.7	22.8
		Ko212-20Б4	−5.4	22.7
		Ko212-21Е1	−3.1	23.1
		Ko217-63	−1.7	22.5
		Ko217-60Б1	−1.8	24.2
Известняк микрозернистый слоистый (ЛТ-8)	Структура микрозернистая, текстура слоистая из чередования прослоев известняков микро-тонкозернистой структуры, с прослоями с кварцевого алевролита, био- и литокластового материала, с участками доломитизации. Цвет серый и темно-серый	Из479-147	−3.1	26.9
		Из479-150	−3.7	25.5
		Ko217-32-1	−0.8	24.1
		Ko217-32-2	−0.7	23.9
		Ko217-45Б1	−0.9	25.7
		Ko217-45Б2	−0.6	24.8
Известняк микрозернистый с текстурой биотурбации (ЛТ-9)	Структура микрозернистая, текстура пятнистая, с ходами илоедов, выполненными глинистым материалом. Цвет темно-серый. Биокластовый материал распределен неравномерно и представлен остатками остракод, реже встречаются фрагменты трилобитов, гастропод, пелеципод, брахиопод, члеников криноидей	Из479-156	−1.6	24.7
		Из479-157	−1.4	23.0
		Из479-161	−0.8	25.3
		Ko212-83	−1.2	22.8
		Ko212-14В2	−2.8	23.0
		Ko212-22Б3	−2.3	22.4
		Ko212-23-1	−2.3	22.5
		Ko217-56	−1.6	24.1
		Ko217-55	−1.7	24.1
		Ko217-42	−1.7	22.7
		Ko217-20-2	−1.1	22.0
Известняк сгустково-комковатый (ЛТ-10)	Структура комковатая, текстура массивная и биотурбированная. Цвет темно-серый. Сгустки и комки микрит-микробиальные, округлой или вытянутой форм, пеллеты. Биокластовый материал представлен фрагментами остракод, брахиопод, гастропод	Ko212-9И	−1.4	23.0
		Ko212-9К	−1.8	22.4
		Ko212-9О	−1.4	22.0
		Ko217-51	−1.2	25.4
		Ko217-49-1	−1.6	24.1
		Ko217-24	−0.05	23.8
		Ko217-23	−0.1	22.5
Известняк пелитоморфный алевроито-песчаный (ЛТ-11)	Структура пелитоморфная, текстура неравномерно волнисто-слоистая. Цвет серый. Основная масса пелитоморфного кальцита включает зерна кварца алевроито-песчаной размерности. Зерна кварца неокатанные и слабоокатанные, неравномерно распределены по породе. Биокластовый материал представлен остракодами	Ko212-13А	−3.8	20.3

Таблица 1. Продолжение

Table 1. Continuation

Литотип	Краткая литологическая характеристика	Изотопный состав, ‰		
		№ пробы	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$
Известняковый алеволито-песчаник (ЛТ-12)	Механогенная генетическая группа Структура тонко-мелкозернистая, текстура массивная. Цвет серый и темно-серый. Литокласты представлены разнокатанными обломками микрозернистых известняков, но преимущественно имеют псаммитовую размерность. Более крупные обломки включают в себя биокласты и ооиды. Биокластовый материал представлен фрагментами остракод, гастропод, трилобитов. Как компонент присутствуют ооиды. Цемент – разнокристаллический кальцит преимущественно базального типа	Ko212-9В	–2.2	23.8
		Ko212-12А	–1.5	22.6
		Ko212-12Б	–2.7	23.1
		Ko212-12Г	–2.3	22.5
		Ko212-12Е	–2.4	22.5
		Ko212-12Ж	–3.5	22.6
		Ko212-13Г	–3.0	23.3
		Ko212-17-2	–3.7	22.6
		Ko212-18В4	–4.0	22.0
		Ko212-18Д2	–4.8	21.5
		Ko212-18Е1	–3.6	23.0
		Ko212-18Ж	–3.7	22.9
		Ko212-18З2	–3.8	23.7
		Ko212-18И1	–4.2	23.1
		Ko212-20А1	–5.7	23.0
		Ko212-21А1	–5.2	22.3
		Ko212-21Б2	–4.8	23.2
		Ko212-21Г3	–3.2	22.5
		Ko212-21Д2	–2.8	23.0
		Ko217-61	–2.9	24.5
		Ko217-39	–1.4	22.8
		Ko217-34-2	–0.6	22.0
		Ko217-33	–1.0	20.0
		Ko217-21Г	–1.4	22.5
Известняк биолито-кластовый (ЛТ-13)	Структура биолитокластовая, текстура массивная или пятнистая. Цвет серый и темно-серый. Литокласты полуокатанной, реже угловатых форм, состоят из обломков микрозернистых известняков, крупные обломки включают фрагменты биокластового материала и мелкие обломки. Биокластовый материал представлен фрагментами остракод, гастропод, пелеципод, брахиопод, трилобитов. Как компонент присутствуют ооиды. Цемент – разнокристаллический кальцит, преимущественно базального типа	Из479-158	–3.1	24.3
		Ko212-9Е	–2.8	23.6
		Ko212-11В	–2.1	21.8
		Ko212-18А2	–4.0	22.3
		Ko212-18Б1	–4.1	22.2
		Ko212-18В4	–4.0	22.0
		Ko217-54Г	–1.7	23.8
		Ko217-54В2	–1.3	23.8
		Ko217-54Б	–1.3	24.3
		Ko217-52Б	–1.1	25.7
		Ko217-52А2	–1.3	25.0
		Ko217-48	–1.5	25.1
		Ko217-47	–1.2	25.3
		Ko217-43-1	–0.8	23.0
		Ko217-41-2	–1.4	23.0
		Ko217-41-1	–2.6	21.6
		Ko217-27Б	–0.9	23.8
		Ko217-27А	–0.8	25.1
		Ko217-18Б2	–3.4	21.6
		Ko217-18А2	–2.1	23.6
		Ko217-14	–1.5	23.4

Таблица 1. Окончание

Table 1. Ending

Литотип	Краткая литологическая характеристика	Изотопный состав, ‰		
		№ пробы	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$
Известняк полибио- кластовый (ЛТ-14)	Структура биокластовая, текстура массивная или полосчатая. Цвет серый и темно-серый. Биокластовый материал – несортированные фрагменты остракод, трилобитов, гастропод, пелеципод, редко брахиопод, ветвистых табулят. Скелетный материал микритизирован сверлящими микроорганизмами, иногда до пелоидов	Из479-149	–3.7	25.1
		Ko212-11A	–1.1	23.3
		Ko212-14Г	–2.1	23.0
		Ko212-15A1	–3.6	20.3
		Ko212-15B1	–2.8	21.2
		Ko217-38	–1.3	24.4
		Ko217-19Б	–1.5	25.0
		Ko217-19A	–1.3	25.3
		Ko217-17B2	–1.9	23.6
		Ko217-17B1	–1.9	24.0
Известняк биокла- стовый остракодо- вый (ЛТ-15)	Структура биокластовая, текстура массивная, тонкоплитчатого сложения. Цвет серый. Биокластовый материал состоит из тонких перекристаллизованных створок остракод и редких гастропод	Из479-160	–1.3	22.8
Глинисто-алеври- тisto-карбонатная порода (миксто- лит) (ЛТ-16)	Структура псаммо-алевритовая, текстура биотурбированная, с пятнисто-полосчатыми скоплениями неокатанных зерен кварца. Цвет желтовато-коричневатый. Биокластовый материал – фрагменты табулят, остракод, трилобитов. Цемент – пелитоморфный кальцит	Из479-162	–0.5	24.0
		Ko212-24B2	–2.2	22.2
		Ko212-24Г4	–2.6	22.2
		Ko212-24Д3	–0.8	21.2

соответственно. Как видно из рис. 3, изотопные значения пород в изученных разрезах имеют широкие вариации $\delta^{13}\text{C}$ (–6.4...–0.05‰) и $\delta^{18}\text{O}$ (20.0–26.9‰). Детальная характеристика литотипов и обстановки их формирования рассмотрены в работе автора (Шеболкин, 2018). Далее кратко проанализированы значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, свойственные литотипам в этих генетических группах.

Биогенная генетическая группа включает в себя известняки биоморфные кораллово-строматопоровые (ЛТ-1). Механизм формирования этих отложений – биогенный: кораллово-строматопоровые заросли формировались за счет прикрепления к субстрату обширных по площади скоплений строматопороидей *Ecclimadictyon explanatum* Vog. и табулят *Parastriatopora commutabilis* Klam. и *Favosites*, прижизненно нараставших друг на друга, за счет чего возникали подводные заросли (биостромы). Пространство между отдельными видами заселялось другими организмами или заполнялось первичным пелитоморфным кальцитом. Величины $\delta^{13}\text{C}$ (–0.3...–0.7‰) и $\delta^{18}\text{O}$ (23.0–23.6‰) в этой генетической группе различаются менее чем на 0.5‰. В отличие от нормально-морских осадочных карбонатов по изотопному составу кислорода они могут характеризовать обстановку с пониженной соленостью или повышением температуры вод.

Биохеогенная генетическая группа включает в себя доломиты микро-мелкозернистые с межзерновым пелитоморфным кальцитовым цемен-

том (ЛТ-2), микро-мелкозернистые алевритистые с линзовидно-полосчатой текстурой (ЛТ-3), микро-мелкозернистые алевритистые с пятнистой текстурой (ЛТ-4), микро-тонкозернистые известковые глинистые (ЛТ-5); известняки ооидные (ЛТ-6), строматолитовые (ЛТ-7), микрозернистые неравномерно слоистые (ЛТ-8), микрозернистые с неравномерной текстурой биотурбации (ЛТ-9), сгустково-комковатые (ЛТ-10), пелитоморфные алевролитопесчаные (ЛТ-11). Механизм образования этой генетической группы определяется участием микроорганизмов (бактерий) в качестве катализатора, способствовавшего выпадению цианобактериальными организмами карбонатного ила из придонных вод.

Распределение величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в породах данной генетической группы характеризует рис. 5. *Седиментационно-диагенетические доломиты* (ЛТ-2–ЛТ-4), представленные только в разрезе Изьяю-479, имеют облегченные значения $\delta^{13}\text{C}$ (–3.5...–2.8‰) и $\delta^{18}\text{O}$ (22.4–24.1‰) и располагаются в области некоторого опреснения вод. *Доломит известковый глинистый* (ЛТ-5), представленный прослоем мощностью 1 м в разрезе Кожым-212 (обр. Ko212-16A-3), имеет значения $\delta^{13}\text{C}$ –2.1 и $\delta^{18}\text{O}$ 25.6‰ и на схеме располагается в области, свойственной морским карбонатам, образованным в бассейнах с нормальной соленостью морских вод. *Известняки ооидные* (ЛТ-6), также представленные только в разрезе Изьяю-479, имеют облегченный изотопный состав углерода (–6.4...–3.7‰) и кислорода (22.5–

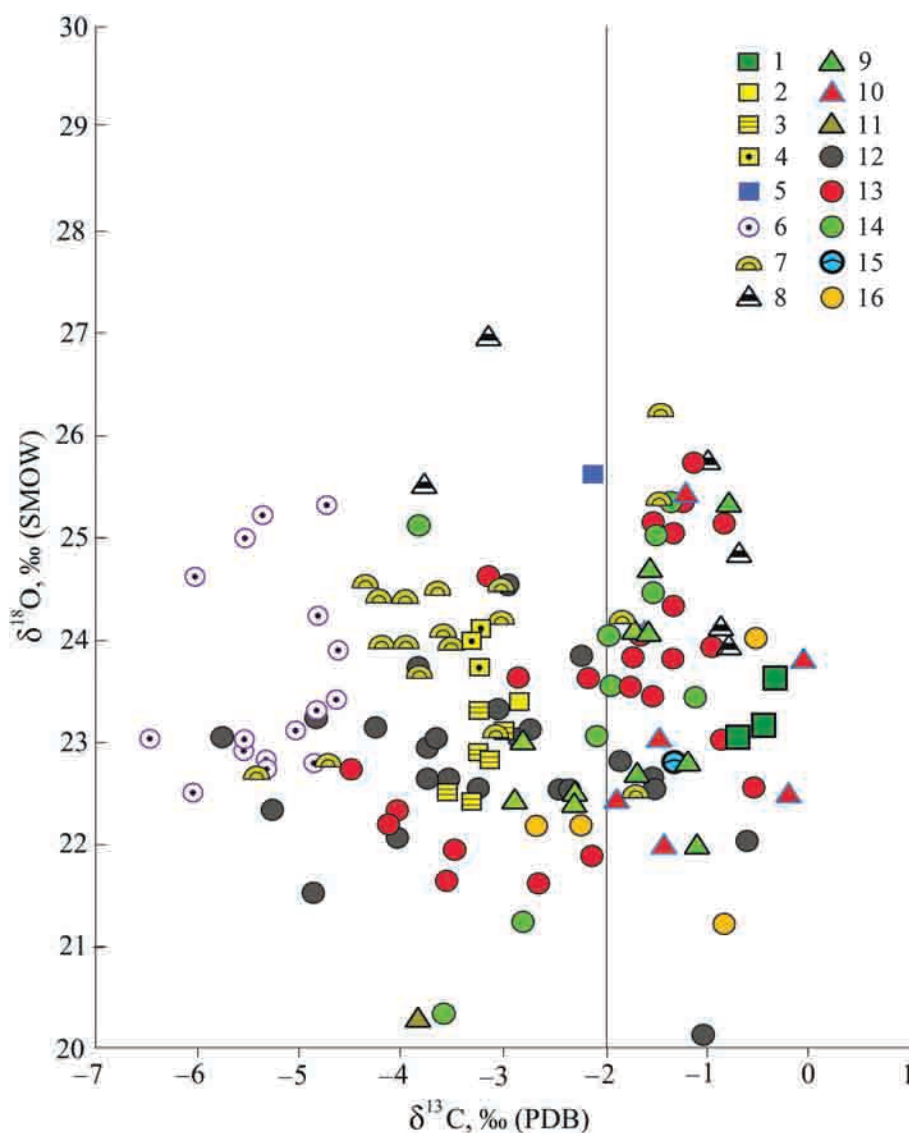


Рис. 3. $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в литотипах карбонатных и терригенно-карбонатных пород.

1 – известняк биоморфный кораллово-строматопоровый, 2 – доломит с пелитоморфным кальцитовым цементом, 3 – доломит алевритистый с полосчатой текстурой, 4 – доломит алевритистый с пятнистой текстурой, 5 – доломит известковый глинистый, 6 – известняк ооидный, 7 – известняк строматолитовый, 8 – известняк микрозернистый слоистый, 9 – известняк микрозернистый с текстурой биотурбации, 10 – известняк сгустково-комковатый, 11 – известняк пелитоморфный алеврито-песчаный, 12 – известняковый алевролит-песчаник, 13 – известняк биолитокластовый, 14 – известняк полибиокластовый, 15 – известняк биокластовый остракодовый, 16 – глинисто-алевритисто-карбонатная порода (микстолит).

Fig. 3. $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ in lithotypes of carbonate and terrigenous-carbonate rocks.

1 – biomorphic coral-stromatoporous limestone, 2 – dolostone with pelitomorphic calcitic cement, 3 – dolostone banded texture, 4 – dolostone spotty texture, 5 – clay dolostone, 6 – ooids limestone, 7 – stromatolite limestone, 8 – layered microgranular limestones, 9 – microgranular limestones with bioturbation texture, 10 – clotty-crumby limestone, 11 – silt-sandy mudstones, 12 – calcareous siltstone-sandstone, 13 – bio-litoclastic limestone, 14 – bioclastic limestone, 15 – bioclastic ostracods limestone, 16 – clay-siltstone-carbonate rock (mixtolite).

25.3‰). Значения $\delta^{18}\text{O}$ увеличиваются вверх по разрезу. Известняки строматолитовые (ЛТ-7) имеют величины $\delta^{13}\text{C}$ (–5.4...–1.4‰), среди которых можно отчетливо выделить две области их распространения. Первая с более легкими значениями $\delta^{13}\text{C}$ (–5.4...–3.1‰) характерна для разреза Изьяю-479,

где строматолитовые постройки разных размеров ассоциируют с ооидными известняками, в разрезе Кожым-212 эти ассоциации также прослеживаются, но существенно реже (Шеболкин, 2015). Вторая область распространения строматолитовых построек со значениями $\delta^{13}\text{C}$ = –1.8...–1.4‰ и

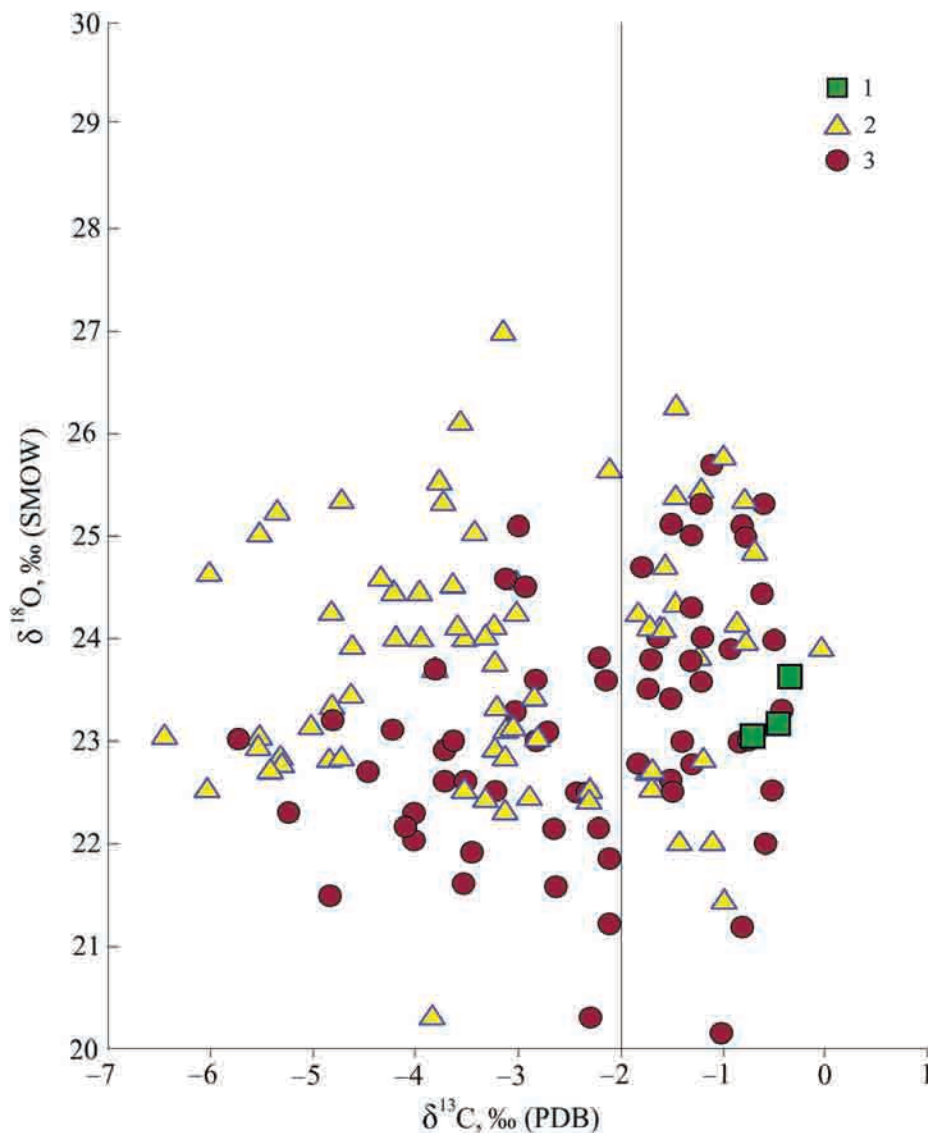


Рис. 4. $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в генетических группах.

1 – биогенная генетическая группа, 2 – биохеогенная генетическая группа, 3 – механогенная генетическая группа.

Fig. 4. $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ in genetic groups.

1 – biogenic genetic group, 2 – biochemogenic genetic group, 3 – mechanogenic genetic group.

$\delta^{18}\text{O} = 22.5\text{--}26.2\text{‰}$ характерна для пород из разреза Кожым-217. Известняки микрозернистые слоистые (ЛТ-8) характеризуются значениями $\delta^{13}\text{C} = -3.7\text{...}-0.6\text{‰}$ и $\delta^{18}\text{O} = 23.9\text{--}26.9\text{‰}$. Среди них можно также выделить две области распространения. Первая представлена данными из разреза Изьяю-479, со значениями $\delta^{13}\text{C} = -3.7\text{...}-3.1\text{‰}$ и $\delta^{18}\text{O} = 25.5\text{--}26.9\text{‰}$. Породы этого типа в разрезе переслаиваются с ооидными и строматолитовыми разностями известняков. Вторая область со значениями $\delta^{13}\text{C} = -0.9\text{...}-0.6\text{‰}$ и $\delta^{18}\text{O} = 23.9\text{--}25.7\text{‰}$ представлена образцами из разреза Кожым-217. Изотопные характеристики по пробам известня-

ков микрозернистых (ЛТ-9) – $\delta^{13}\text{C} = -2.9\text{...}-0.8\text{‰}$ и $\delta^{18}\text{O} = 22.0\text{--}25.3\text{‰}$ и известняков сгустково-комковатых (ЛТ-10) – $\delta^{13}\text{C} = -1.8\text{...}-0.05\text{‰}$ и $\delta^{18}\text{O} = 22.0\text{--}25.4\text{‰}$ из разрезов Приполярного Урала имеют величины изотопов кислорода, несколько пониженные по сравнению со значениями изотопного состава нормально-морских осадочных карбонатов (Кулешов, 2001). Известняк пелитоморфный алевроито-песчаный (ЛТ-11), образующий прослой в средней части разреза Кожым-212 (обр. Ко212-13А), имеет изотопные значения углерода -3.8‰ и наиболее низкие значения кислорода 20.3‰ , характеризующие обстановки, близкие к пресноводным.

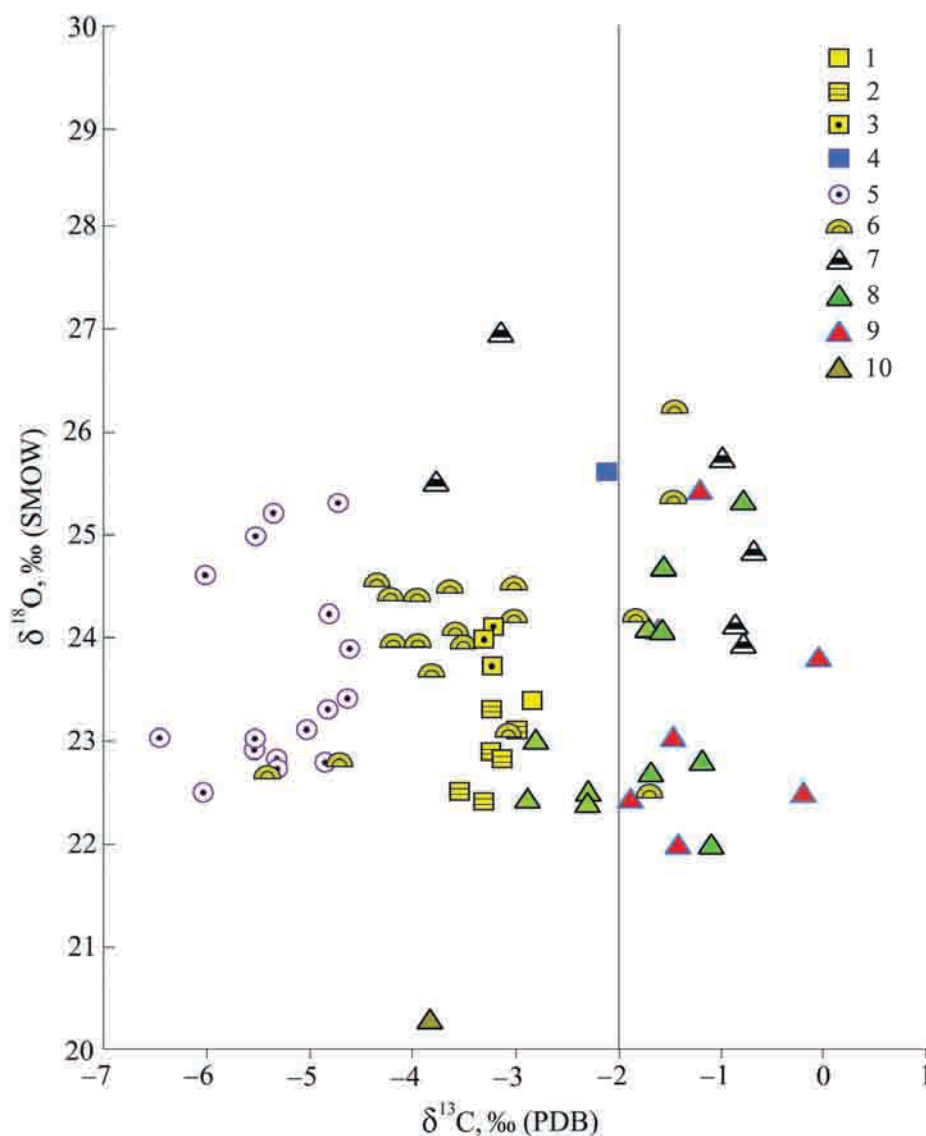


Рис. 5. $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в литотипах биохеогенной генетической группы.

1 – доломит с пелитоморфным кальцитовым цементом, 2 – доломит алевритистый с полосчатой текстурой, 3 – доломит алевритистый с пятнистой текстурой, 4 – доломит известковый глинистый, 5 – известняк ооидный, 6 – известняк строма-толитовый, 7 – известняк микрозернистый слоистый, 8 – известняк микрозернистый с текстурой биотурбации, 9 – известняк сгустково-комковатый, 10 – известняк пелитоморфный алеврито-песчаный.

Fig 5. $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ in lithotypes biochemogenic genetic group.

1 – dolostone with pelitomorph calcitic cement, 2 – dolostone banded texture, 3 – dolostone spotty texture, 4 – clay dolostone, 5 – ooids limestone, 6 – stromatolite limestone, 7 – layered microgranular limestones, 8 – microgranular limestones with bioturbation texture, 9 – clotty-crumby limestone, 10 – silt-sandy mudstones.

Механогенная генетическая группа включает в себя известняковые алевролитопесчаники (ЛТ-12), известняки биолитокластовые (ЛТ-13), известняки полибиокластовые (ЛТ-14), известняки биокластовые остракодовые (ЛТ-15), глинисто-алевритисто-карбонатные породы (микстолиты) (ЛТ-16). Механизм формирования этого генотипа механогенный. Образование известняковых алевролитопесчаников происходило в обстановках, ха-

рактеризовавшихся неустойчивым режимом осадконакопления, что подтверждается сонахождением обломочного материала, эрозионных поверхностей и неразмытых слоев. Образование известняковых биолитокластовых, полибиокластовых и биокластовых остракодовых происходило в мелководной части шельфа, с подвижной гидродинамикой. В результате волнового воздействия на органогенный материал и слаболитифицированный осадок

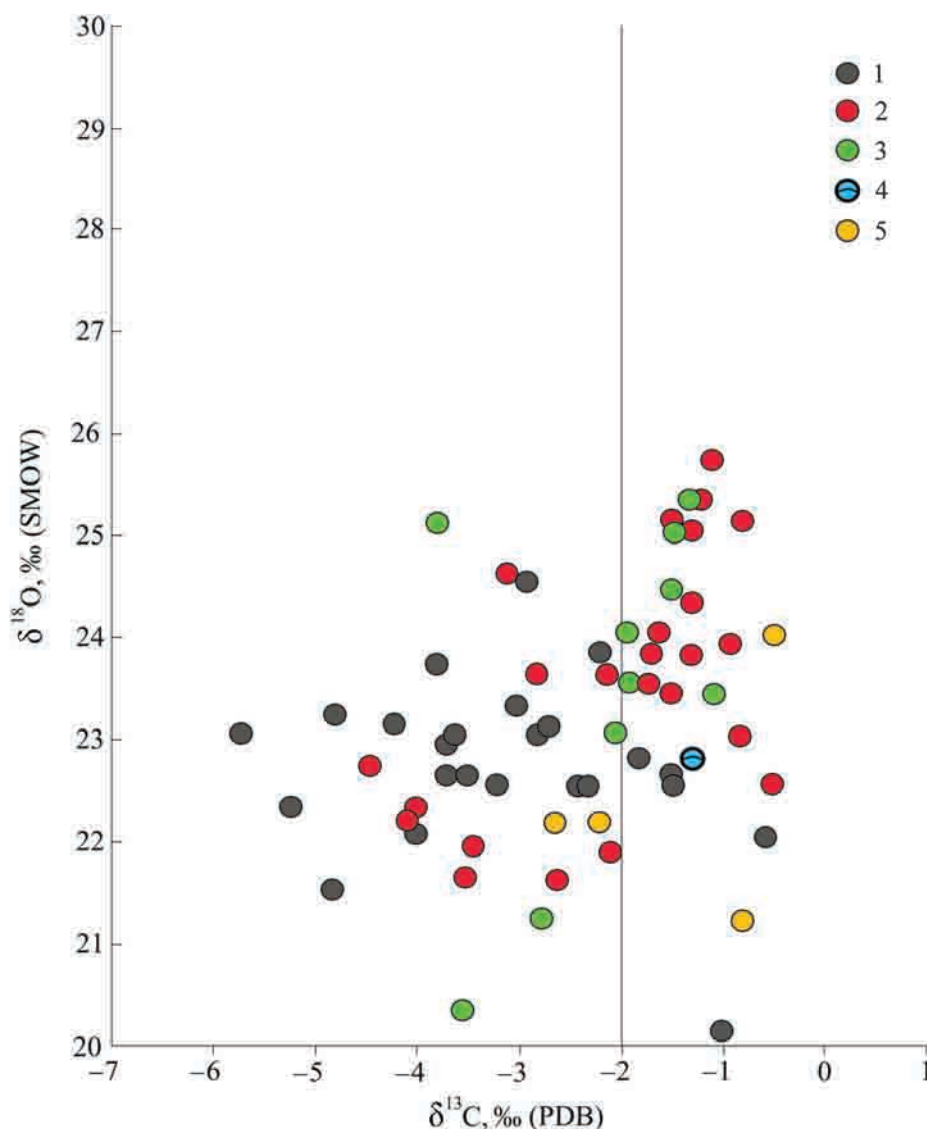


Рис. 6. $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в литотипах механогенной генетической группы.

1 – известняковый алевролитопесчаник, 2 – известняк биолитокластовый, 3 – известняк полибиокластовый, 4 – известняк биокластовый остракодовый, 5 – глинисто-алевритисто-карбонатная порода (микстолит).

Fig 6. $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ in lithotypes mechanogenic genetic group.

1 – calcareous siltstone-sandstone, 2 – bio-litoclastic limestone, 3 – poly-bioclasic limestone, 4 – bioclastic ostracods limestone, 5 – clay-siltstone-carbonate rock (mixtolite).

образовывался биокластовый и обломочный материал. Глинисто-алевритисто-карбонатные породы (микстолиты) возникли в результате поступления генетически разнородного осадочного материала, вероятнее всего, в зоне сублиторали, в составе алевритовой части зерна метаморфических пород. Детально обстановки формирования литотипов этой группы рассмотрены в работе (Шебошкин, 2018).

Распределение величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в породах данной генетической группы показано на рис. 6. Наиболее представительный литотип в этой груп-

пе – известняковые алевролитопесчаники (ЛТ-12), имеющие широкий диапазон значений $\delta^{13}\text{C}$ ($-5.7 \dots -0.6\text{‰}$) и $\delta^{18}\text{O}$ ($20.0 \dots 24.5\text{‰}$). Для этого литотипа наиболее низкие значения $\delta^{13}\text{C}$ ($-5.7 \dots -3.2\text{‰}$) характерны для верхней части разреза Кожым-212 (обр. Ко212-17–Ко212-21Г-3), где известняковые алевролитопесчаники переслаиваются с известняками биолитокластовыми и строматолитовыми, в которых, в свою очередь, как компонент присутствуют оолиты. В области со значениями $\delta^{13}\text{C} = -3.0 \dots -2.2\text{‰}$ и $\delta^{18}\text{O} = 22.5 \dots 24.5\text{‰}$ располагаются известняковые алевролитопесчаники из ниж-

ней части разрезов Кожым-212 и Кожым-217, а в области значений $\delta^{13}\text{C} = -1.5\ldots-0.6\text{‰}$ и значений $\delta^{18}\text{O} = 20.0\text{--}22.8\text{‰}$ попадают их разности из средней части разреза Кожым-217. Известняки биолитокластовые (ЛТ-13) также широко представлены в этой генетической группе. Порода из верхней части разреза Изьяю-479 и Кожым-212 имеют значения $\delta^{13}\text{C} = -4.1\ldots-2.8\text{‰}$ и $\delta^{18}\text{O} = 22.0\text{--}24.3\text{‰}$. Однако наиболее широко данный литотип со значениями $\delta^{13}\text{C} = -1.7\ldots-0.8\text{‰}$ и $\delta^{18}\text{O} = 21.6\text{--}25.7\text{‰}$ распространен в нижней и средней частях разреза Кожым-217. Известняки полибиокластовые (ЛТ-14) из слоя 149 разреза Изьяю-479 с изотопным составом $\delta^{13}\text{C}$ (-3.7‰) и кислорода $\delta^{18}\text{O}$ (25.1‰) переслаиваются со строматолитовыми и слоистыми разностями известняков, имеющими сходный изотопный состав. В разрезе Кожым-212 значения изотопного состава этого литотипа по углероду ($-3.6\ldots-2.1\text{‰}$) и кислороду ($20.3\text{--}23.0\text{‰}$) характеризуют также обстановки с несколько пониженными значениями по сравнению с изотопным составом для нормально-морских осадочных карбонатов (Кулешов, 2001). Некоторое утяжеление $\delta^{13}\text{C}$ ($-1.9\ldots-1.1\text{‰}$) и $\delta^{18}\text{O}$ ($23.3\text{--}25.3\text{‰}$) отмечено в карбонатах разреза Кожым-217 и нижней части разреза Кожым-212. Изотопные значения известняка биокластового остракодового (ЛТ-15) – $\delta^{13}\text{C}$ (-1.3‰) и $\delta^{18}\text{O}$ (22.8‰) – из верхней части разреза Изьяю-479 соответствуют изотопной характеристике обстановок с некоторым понижением солености в отличие от нормально-морских осадочных карбонатов. Глинисто-алевритисто-карбонатные породы (микстолиты) (ЛТ-16) отмечены в самой кровле венлока на границе с лудловом, в разрезах Изьяю-479 со значениями $\delta^{13}\text{C} = -0.5\text{‰}$ и $\delta^{18}\text{O} = 24.0\text{‰}$, а также Кожым-212 со значениями $\delta^{13}\text{C} = -2.6\ldots-0.8\text{‰}$ и $\delta^{18}\text{O} = 21.2\text{--}22.2\text{‰}$.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Силурийский бассейн на северо-востоке Европейской платформы располагался в северных приэкваториальных областях (Scotese, 2004) и характеризовался мелководными обстановками в условиях преобладающего гумидного климата, в определенные периоды сменявшегося аридным (Jeppsson, 1997; Calner, 2008). В венлокское время на окраине карбонатного шельфа (Приполярный Урал) формировался риф Балбанью и создавал закрытошельфовые обстановки в зарифовом водоеме (Антошкина, 2003).

Исходя из полученных аналитических данных, рассмотрим особенности условий образования изученных венлокских пород. Как известно, на рубеже лландовери–венлок проявляется биотическое событие вымирания Иревикен (*Ireviken Event*) (Jeppsson, 1997; Calner, 2008; Cramer et al., 2010), с которым связана глобальная регрессия, обусловленная

фазой оледенения на Гондване и сменой аридного климата на гумидный. Глобальные биосферные изменения в раннем палеозое в первую очередь связаны с периодами похолодания на Гондване, проявлявшимися периодически в позднем ордовике–раннем силуре и, возможно, кратковременно в позднем силуре, что отражалось в эвстатических колебаниях уровня моря и геохимических изменениях гидросферы (Caputo, 1998; Kaljo et al., 2003; Lehnert et al., 2007). Глобальные регрессии в результате похолодания вызывали экспозицию карбонатных платформ – эродирование поверхности как рифов, так и зарифовых шельфов, создавая стрессовые ситуации в бентосных экосистемах (Kaljo et al., 2003; Lehnert et al., 2007; Antoshkina, 2007), что нашло отражение в разрезах Приполярного Урала и Хорейверской впадины (Антошкина, 2015). Как показано во многих регионах мира, на этой границе отмечается положительный экскурс ($\delta^{13}\text{C}$) во время биотического события *Ireviken Event*, характеризующий начало раннего шейнвудия венлока (Kaljo et al., 2003; Cramer, Saltzman, 2005). Данный факт установлен впервые в регионе в разрезе Изьяю-479 на гряде Чернышева (Шеболкин, Мянник, 2014).

Ранее были построены литофациальные модели для условно выделенных стратиграфических интервалов развития морского бассейна в венлоке, обоснованные литологическими и палеоэкологическими данными (Шеболкин, 2018). Эти интервалы соответствуют: I – раннему шейнвуду, II – позднему шейнвуду, III – гомеру (рис. 7). Так как на Приполярном Урале и гряде Чернышева не имеется достоверных палеонтологических данных, граница между II и III интервалами проведена условно. На их основе рассмотрены статистические параметры распределения изотопного состава углерода и кислорода в этих профилях (табл. 2).

На I этапе (см. рис. 7, I) сохранялись фактически изолированные крайне мелководные водоемы, где накапливались седиментационно-диагенетические доломиты, с отсутствием или крайне редким присутствием мелких органических остатков, с периодическим поступлением атмосферных и пресных вод с близлежащих участков суши, в условиях гумидизации климата (Jeppsson, 1990; Bicker et al., 1997). Средние значения ($\bar{x}$) $\delta^{13}\text{C}$ (-3.3‰) и $\delta^{18}\text{O}$ (23.0‰) незначительно варьируют ($S_x = 0.29$ и 0.60‰ соответственно). Рентгеноструктурные исследования доломитов соответствуют стандартным данным осадочного доломита: $a = 4.810\text{Å}$, $c = 16.02\text{Å}$, $\text{cell vol} = 321.02\text{Å}^3$. Спектроскопические исследования выявили присутствие фаз углеродистого вещества. Крайне низкая степень упорядоченности его структуры в доломитах отражает низкую степень вторичных преобразований, соответственно изотопный состав доломитов отражает первичные изотопные характеристики бассейна седиментации (Антошкина и др., 2019).

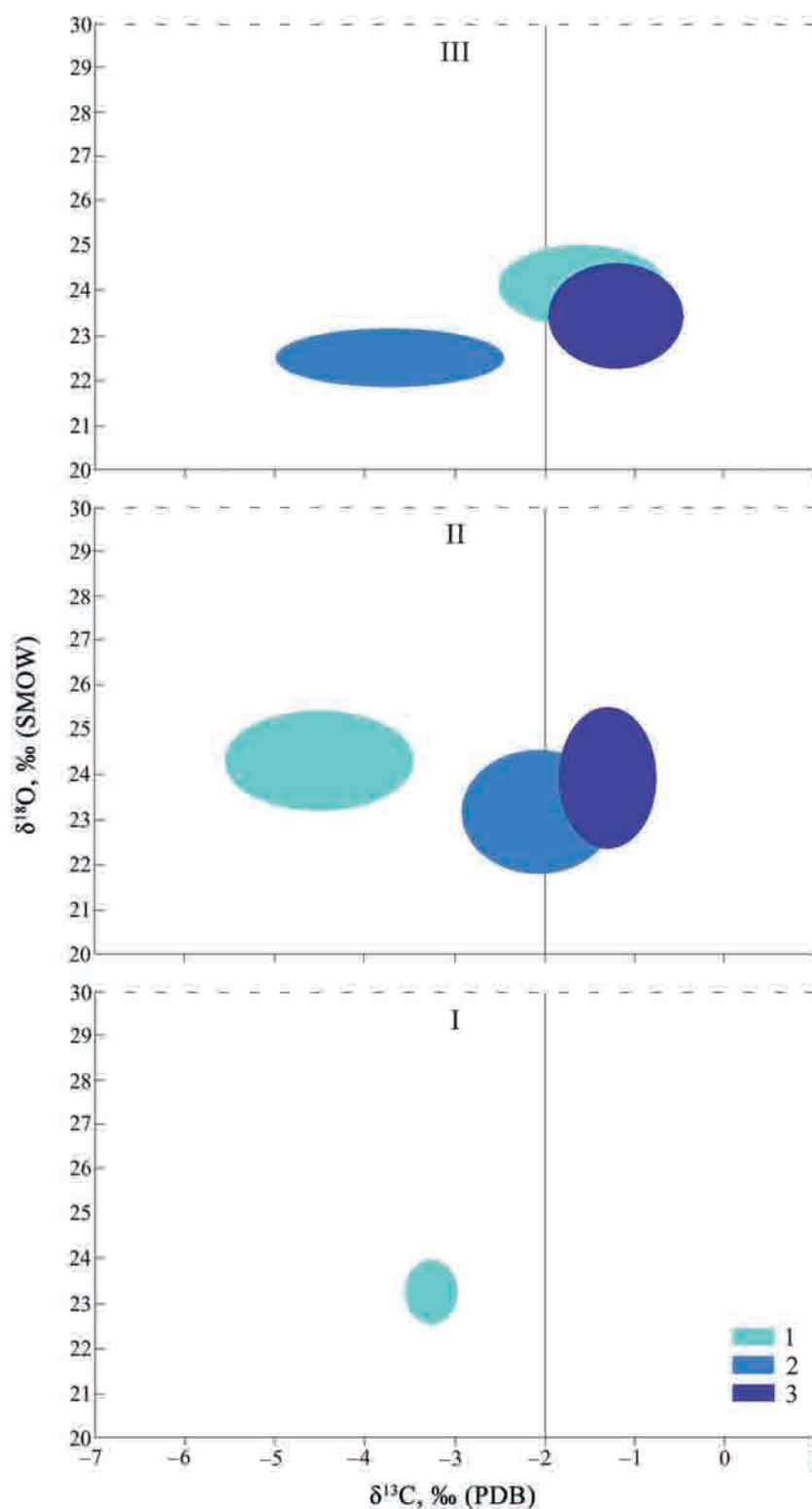


Рис. 7. Вариации изотопного состава углерода и кислорода для раннего шейнвуда (I), позднего шейнвуда (II) и гомера (III).

1 – разрез Изъяю-479, 2 – разрез Кожым-212, 3 – разрез Кожым-217.

Fig. 7. Variations isotopic data of carbon and oxygen for the early sheinwoodian (I), late sheinwoodian (II) and home-rian (III).

1 – section Iz'yayu-479, 2 – section Kozym-212, 3 – section Kozym-217.

Таблица 2. Статистические параметры распределения изотопного состава углерода и кислорода в карбонатах венлока**Table 2.** Statistical parameters of carbon and oxygen isotopic composition distribution in the Wenlockian carbonate rocks

Интервал	Разрез	Среднее содержание x , ‰		Среднее квадратичное отклонение S_x , ‰		Коэффициент вариации V_x , %	
		$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
III	Ко-217	-1.2	23.4	0.72	1.08	59.6	4.6
	Ко-212	-3.7	22.5	1.17	0.58	31.6	2.6
	Из-479	-1.6	24.1	0.92	0.92	57.5	3.8
II	Ко-217	-1.3	23.9	0.50	1.46	37.6	6.1
	Ко-212	-2.1	23.1	0.83	1.17	40.3	5.1
	Из-479	-4.5	24.2	0.96	1.05	21.2	4.3
I	Из-479	-3.3	23.0	0.29	0.60	8.9	2.6

На II этапе (рис. 7, II) отложения в южной части гряды Чернышева формировались в основном в условиях спокойно-водного режима, иногда с проявлением аноксии придонных вод (Антошкина и др., 2015). Подтверждением могут служить ооидно-строматолитовые ассоциации и слоистые разности микрозернистых известняков со средними значениями (x) $\delta^{13}\text{C} = -4.5\text{‰}$ ($S_x = 0.96\text{‰}$) и $\delta^{18}\text{O} = 24.2\text{‰}$ ($S_x = 1.05\text{‰}$). Образование венлокских ооидов происходило в водоеме с низкой гидродинамикой, периодически нарушаемой поступлением терригенного материала, вокруг которого, как и вокруг скелетных фрагментов в придонном осадке, начинала формироваться своеобразная радиальная оболочка. Кроме того, можно наблюдать возникновение вадозного цемента. Крайнее мелководье водоема с присутствием ооидов даже при небольших колебаниях уровня вод приводило к выводу осадков в вадозно-фреатические обстановки, а в западных районах Тимано-Печорского региона (Печорская синеклиза) – вплоть до образования каолиновых кор выветривания в основании венлока. В результате малоподвижного водного режима происходила экспансия микробных и бактериальных сообществ, создавших эвтрофные условия. Существование затрудненного водообмена в венлокском морском бассейне обусловлено развитием на окраине шельфа рифов, что подтверждается крайне скудным таксономическим составом эврифациального и эвригалинного бентосного сообщества с преобладанием остракодовой фауны (Антошкина, Шеболкин, 2014).

В восточной части осадочного бассейна (обн. 212, см. рис. 7, II) довольно широко варьируют значения $\delta^{13}\text{C} = -3.8\text{‰} \dots -0.79\text{‰}$ и $\delta^{18}\text{O} = 20.3\text{‰} \dots 25.6\text{‰}$, но среднее содержание (x) $\delta^{13}\text{C} = -2.1\text{‰}$ ($S_x = 0.96\text{‰}$) и $\delta^{18}\text{O} = 23.1\text{‰}$ ($S_x = 1.05\text{‰}$), где распространены известняки микрозернистые, сгустково-комковатые и редкие кораллово-строматопоровые биостромы, что указывает на спокойно-водные обстановки. В начале и конце этого временного интервала отмечается формирование известняковых алевролитов

песчаников, известняков полибиокластовых и биолитокластовых, что можно объяснить активизацией гидродинамики и колебаниями уровня моря (Шеболкин, 2018). Из общей картины выбиваются известняки пелитоморфные алевроито-песчаные с самыми облегченными в этом профиле значениями: $\delta^{13}\text{C} = -3.8\text{‰}$ и $\delta^{18}\text{O} = 20.3\text{‰}$ и, возможно, они могут указывать на кратковременную активизацию течений, во время которых происходило поступление с суши кварцевого материала и пресных вод. Отсутствие окатанности зерен кварца свидетельствует о близких источниках сноса (Шеболкин, 2018).

Для углубленной части бассейна (обн. 217, см. рис. 7, II) среднее содержание (x) $\delta^{13}\text{C} = -1.3\text{‰}$ ($S_x = 0.50\text{‰}$), $\delta^{18}\text{O} = 23.9\text{‰}$, с довольно широким разбросом значений ($S_x = 1.46\text{‰}$). Здесь преобладали обстановки с активной гидродинамикой (известняки биолитокластовые, известняковые алевролитопесчаники), которые прерывались условиями спокойной гидродинамики нижней сублиторали (известняки слоистые с единичными кораллово-строматопоровыми биостромами). В нижней части разреза обн. 217 отмечены биокластовые известняки с мелкими строматолитовыми постройками, как и в обн. 212, со значениями $\delta^{13}\text{C} = -1.8\text{‰} \dots -1.4\text{‰}$ и $\delta^{18}\text{O} = 22.5\text{‰} \dots 26.2\text{‰}$. Возможно, это связано с наступлением венлокского моря, когда на эрозийных поверхностях лландоверийских отложений образовывались крайне мелководные водоемы, что могло быть обусловлено нарушением циркуляции вод. Можно сказать, что средневенлокские осадки в районе обн. 217 формировались в нормально-морских условиях бассейна седиментации с периодическим понижением солености вод.

На III этапе (см. рис. 7, III) в южной части гряды Чернышева спокойно-водные обстановки седиментации сменились на обстановки верхней сублиторали с более активной гидродинамикой. Отложения этого периода имеют средние изотопные величины (x) $\delta^{13}\text{C} = -1.6\text{‰}$ ($S_x = 0.92\text{‰}$) и $\delta^{18}\text{O} = 24.1\text{‰}$ ($S_x = 0.92\text{‰}$). Здесь преобладают известняки полибиокластовые, биокластовые остракодовые и биолито-

кластовые. Залегающие в кровле разреза глинисто-алевритисто-карбонатные микстолиты показывают смену обстановок на завершающей стадии венлокского этапа осадконакопления. Так как в породах сохранялся иловый матрикс, в который поступал терригенный материал, формирование этих осадков можно отнести к условиям иловой литорали.

В этот же период в области обн. 212 (см. рис. 7, III) средние изотопные величины (x) пород следующие: $\delta^{13}\text{C} = -3.7\text{‰}$ с широким разбросом значений ($S_x - 1.17\text{‰}$) и $\delta^{18}\text{O} = 22.5\text{‰}$ ($S_x - 0.58\text{‰}$). Здесь распространены известняковые алевритопесчаники в ассоциации с ооидами и мелкими куполообразными строматолитами, имеющими высоту до 0.15 м и диаметр до 0.15 м, что указывает на обмеление морского бассейна. Также отмечается, что поверхность строматолитов часто разбита трещинами, образующими промоины в рельефе колоний, что может быть связано с растрескиванием колоний при попадании их в надприливные обстановки. Для кровли разреза, как и в разрезе Изъяю-479, характерны глинисто-алевритисто-карбонатные микстолиты. Их распространение в верхней части разреза верхнего венлока свидетельствует о довольно резкой смене условий осадконакопления. Формирование этих осадков предположительно отнесено к обстановкам переходным от лагунной зоны к отмельной в пределах литорали. Преобладание крайне мелководных литоральных осадков на окраине шельфовой лагуны может свидетельствовать о резком понижении уровня моря в конце венлока и возможном кратковременном перерыве в осадконакоплении. В настоящее время мы не можем достоверно подтвердить существование этого перерыва из-за отсутствия палеонтологического обоснования по другим разрезам в пределах платформы. Проведенная предыдущими исследователями корреляция силурийских разрезов Урала и Эстонии свидетельствует о возможном существовании этого перерыва (Antoshkina et al., 2000).

В области обн. 217 (см. рис. 7, III) отложения представлены биолитокластовыми и полибиокластовыми ассоциациями известняков и имеют средние изотопные величины (x): $\delta^{13}\text{C} = -1.2\text{‰}$ ($S_x - 0.72\text{‰}$) и $\delta^{18}\text{O} = 23.4\text{‰}$ ($S_x - 1.08\text{‰}$). Исходя из полученных литологических и изотопных характеристик пород в изученных разрезах, в конце поздневенлокского времени обстановки седиментации были более разнообразными на территории Приполярного Урала, чем на территории южной части гряды Чернышева, что отчетливо проявилось при построении литофациальных моделей венлокского осадконакопления (Шеболкин, 2018).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Осадконакопление в венлокскую эпоху на территории южной части гряды Чернышева и Припо-

лярного Урала происходило в крайне мелководном зарифовом бассейне с различной гидродинамикой, колебанием уровня вод и нестабильным тектоническим режимом, что подтверждается широким разбросом изотопных характеристик $\delta^{13}\text{C}$ (-6.4‰ – 0.05‰) и $\delta^{18}\text{O}$ (20.0‰ – 26.9‰).

В джигунтуйской свите гряды Чернышева бассейн в раннем венлоке характеризовался условиями изолированного крайнего мелководья с низкой гидродинамикой и активизацией микробного карбонатакопления. Все это нашло отражение в преобладании ооидно-строматолитовой ассоциации. Только в позднем венлоке, ближе к лудловской эпохе, условия осадконакопления приблизились к нормально-морским. Крайнее мелководье данного водоема даже при малоамплитудных колебаниях уровня вод приводило к выводу части осадков в вадозно-фреатические обстановки, а в некоторых районах Печорской синеклизы – вплоть до образования кор выветривания на границе лландовери и венлока.

На Приполярном Урале в разрезе Кожым-212 верхнеустурнаюской подсвиты можно отметить тот факт, что в условиях тектонической неустойчивости внутренней окраины карбонатной платформы (Антошкина, 2011) и, соответственно, дна морского бассейна при проявлении трансгрессивно-регрессивных циклов седиментации происходила периодическая смена обстановок с колебаниями солености вод. Восточнее отложения разреза Кожым-217 формировались в более глубоководной части бассейна с нормально-морской соленостью.

Полученные изотопные характеристики венлокских пород свидетельствуют о логичности выделения трех временных интервалов и их корреляции с палеогеографическими реконструкциями венлокского осадконакопления в Тимано-Североуральском морском бассейне (Шеболкин, 2018).

Благодарности

Автор выражает благодарность А.И. Антошкиной и В.И. Силаеву за консультации, ценные замечания и рекомендации при подготовке статьи к публикации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антошкина А.И. (2003) Рифообразование в палеозое (на примере севера Урала и сопредельных территорий). Екатеринбург: УрО РАН, 303 с.
- Антошкина А.И. (2011) Бактериальное порообразование – реальность современных методов исследований. *Уч. зап. Казан. ун-та. Сер.: Естеств. науки*, **153**(4), 114–126.
- Антошкина А.И. (2015) Ассоциации ооидов и строматолитов – стресс для бентосных экосистем. *Изв. вузов. Геология и разведка*, (3), 19–25.
- Антошкина А.И., Салдин В.А., Никулова Н.Ю., Юрь-

- ва З.П., Пономаренко Е.С., Сандула А.Н., Канева Н.А., Шмелева Л.А., Шеболкин Д.Н., Шадрин А.Н., Инкина Н.С. (2015) Реконструкция осадконакопления в палеозое Тимано-Североуральского региона: направления исследований, результаты, проблемы и задачи. *Изв. Коми НЦ УрО РАН*, 1(21), 55-72.
- Антошкина А.И., Шеболкин Д.Н. (2014) Генетическая интерпретация ооидных образований (на примере венлокских отложений южной части гр. Чернышева). *Геохимия литогенеза. Мат-лы Всерос. совещ. с междунар. участием*. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 165-168.
- Антошкина А.И., Шеболкин Д.Н., Шмелева Л.А., Исаенко С.И. (2019) Биохемогенные известняки и доломиты в нанометровом масштабе: значение для геологической летописи. *Вестн. ИГ Коми НЦ*, (8), 3-13.
- Безносова Т.М., Лукин В.Ю. (2009) Войвывский горизонт – новое стратиграфическое подразделение. *Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России. Мат-лы XV Геолог. съезда Республики Коми. Т. II*. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 15-18.
- Виноградов В.И. (2008) Изотопный состав углерода и кислорода венд-кембрийских карбонатных пород и палеоэкологические реконструкции. *Литология и полезн. ископаемые*, (1), 51-65.
- Галимов Э.М. (1968) Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 226 с.
- Зуйкова О.Н., Ботвинник П.В. (1986) Коррелятивные значения кальцисферид при стратиграфии верхнемеловых отложений восточной части Терско-Сунженской нефтегазоносной области. *Вопросы геологии и нефтегазоносности северо-восточного Кавказа*, (45), 14-17.
- Канева Н.А., Пономаренко Е.С., Шевчук С.С. (2013) Проблема генетической интерпретации *Calcisphaera incertae sedis* (на примере верхнедевонских отложений Тимано-Печорского региона). *Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН*, (12), 15-19.
- Кузнецов В.Г. (2003) Эволюция карбонатонакопления в истории Земли. М.: ГЕОС, 259 с.
- Кулешов В.Н. (2001) Эволюция изотопных углекислотных систем в литогенезе. Сообщ. 1. Седиментогенез и диагенез. *Литология и полезн. ископаемые*, (5), 491-508.
- Кулешов В.Н., Седаева К.М. (2009) Геохимия изотопов ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) и условия образования верхнеказанских карбонатных отложений Волго-Вятского междуречья. *Литология и полезн. ископаемые*, (5), 508-526.
- Маслов А.В. (2005) Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. Екатеринбург: УГГУ, 289 с.
- Носик Л.П., Кучер М.Н., Носик В.Л., Серов Л.С. (1988) Особенности фракционирования изотопного состава химических элементов в физических и химических процессах. *Эксперимент в минералогии. Тр. XI Всесоюз. совещ. по экспериментальной минералогии*. М.: Наука, 35-43.
- Палеозойское осадконакопление на внешней зоне шельфа пассивной окраины северо-востока Европейской платформы. (2011) (Отв. ред. А.И. Антошкина, В.А. Салдин). Сыктывкар: Геопринт, 200 с.
- Першина А.И., Цыганко В.С., Щербаков Э.С., Боринцев Н.А. (1971) Биостратиграфия силурийских и девонских отложений Печорского Урала. Л.: Наука, 130 с.
- Силаев В.И., Хазов А.Ф. (2003) Изотопное диспропорционирование карбонатного углерода в процессах гипргенно-экзогенной перегруппировки вещества земной коры. Сыктывкар: Геопринт, 41 с.
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). (1993) (Ред. Н.Я. Анцыгина, Б.А. Попова, Б.И. Чувашова и др.). Екатеринбург: Урал. геол.-съем. экспедиция, 152 л.
- Тимонин Н.И. (1975) Тектоника гряды Чернышева. Л.: Наука, 130 с.
- Фор Г. (1989) Основы изотопной геологии. М.: Мир, 590 с.
- Шеболкин Д.Н. (2008) Новые данные по границе лландовери и венлока на р. Изьяю (гр. Чернышева). *Молодежь и наука на Севере. Мат-лы докл. I Всерос. молодеж. науч. конф. Т. I*. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 165-166.
- Шеболкин Д.Н. (2015) Разнообразие строматолитовых построек как отражение специфики венлокского осадконакопления в Тимано-Североуральском регионе. *Геология рифов. Мат-лы Всерос. литол. совещ.* Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 157-159.
- Шеболкин Д.Н. (2017) Джинтуйская свита венлока на р. Изьяю (гряда Чернышева). *Природное геологическое наследие европейского севера России. Мат-лы Всерос. науч. конф.* Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 97-100.
- Шеболкин Д.Н. (2018) Литогенетическая типизация и условия образования венлокских отложений Приполярья Урала и гряды Чернышева. *Нефтегаз. геология. Теория и практика*, 13(2), 22. http://www.ngtp.ru/rub/2/20_2018.pdf
- Шеболкин Д.Н., Мянник П. (2014) Венлокские отложения южной части гряды Чернышева (Тимано-Североуральский регион). *Литосфера*, (1), 33-40.
- Antoshkina A.I. (2007) Silurian sea-level and biotic events in the Timan-northern Ural region: sedimentological aspects. *Acta Palaeontol. Sin.*, 46, 23-27.
- Antoshkina A.I., Beznosova T.M., Männik P., Matukhin R.G., Menner V.V., Modzalevskaya T.L. (2000) Correlation of the Silurian sequence of the Timan-northern Ural region with the Baltic sections and with the international Standard. *Pan-Artic Palaeozoic Tectonics, Evolution of Basins and Fauna. Ichthyolith Issue, Spec. Publ.* 6, 17-21.
- Bickert T., Patzold J., Samtleben C., Munnecke A. (1997) Paleoenvironmental changes in the Silurian indicated by stable isotopes in brachiopod shells from Gotland, Sweden. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61, 2717-2730.
- Calner M. (2008) Silurian global events at the tipping point of climate change. *Mass extinctions*. Berlin, Heidelberg, Springer-Verlag, 21-58.
- Caputo M.V. (1998) Ordovician-Silurian glaciation and global sea-level changes. *Silurian cycles – Linkages of dynamic stratigraphy with atmospheric, oceanic, and tectonic changes*. (Ed. E. Landing, M.E. Johnson). *N. Y. St. Mus. Bull.*, 491, 15-25.
- Cramer B.D., Loydell D.K., Samtleben C., Munnecke A., Kaljo D., Männik P., Martma T., Jeppsson L., Kleffner M.A., Barrick J.E., Johnson C.A., Emsbo P.,

- Joachimsk M.M., Bickert T., Saltzman M.R. (2010) Testing the limits of Paleozoic chronostratigraphic correlation via high-resolution (<500 kyr) integrated conodont, graptolite, and carbon isotope ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) bio-chemostratigraphy across the Llandovery-Wenlock (Silurian) boundary: Is a unified Phanerozoic time scale achievable? *GSA Bull.*, **122**, 700-1716.
- Cramer B.D., Saltzman M.R. (2005) Sequestration of ^{12}C in the deep ocean during the early Wenlock (Silurian) positive carbon isotope excursion. *Palaeogeog. Palaeoclim. Palaeoecol.*, **219**, 333-349.
- Jeppsson L. (1990) An oceanic model for lithological and faunal changes tested on the Silurian record. *J. Geol. Soc., Lond.*, **147**, 663-667.
- Jeppsson L. (1997) A new latest Telychian, Sheinwoodian and Early Homerian (Early Silurian) standard conodont zonation. Transactions of the Royal Society of Edinburgh. *Earth Sci.*, **88**, 91-114.
- Kaljo D., Martma T., Männik P., Viira V. (2003) Implications of Gondwana glaciations in the Baltic Later Ordovician and Silurian and a carbon isotopic test of environmental cyclicity. *Bull. de la Societe geologique de France*, **174**, 59-66.
- Keith M.L., Weber J.N. (1964) Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **28**, 1787-1816.
- Lehnert O., Eriksson M.J., Calner M. et al. (2007) Concurrent sedimentary and isotopic indications for global climatic cooling in the Late Silurian. *Acta Palaeontol. Sin.*, **46**, 249-255.
- Männik P., Antoshkina A.I., Beznosova T.M. (2000) The Llandovery – wenlock boundary in the Russian Arctic. *Proc. Eston. Acad. Sci. Geol.*, **49**, 104-111.
- Männik P., Martma T. (2000) The Llandovery – wenlock boundary in Subpolar Urals. *Pan-Artic Palaeozoic Tectonics, Evolution of Basins and Fauna: Ichthyolith Iss., Spec. Publ.*, **6**, 64-67.
- Scotese C.R. (2004) Paleogeographic Atlas. Paleomap Project. Calgary.
- Antoshkina A.I. (2003) Reef formation in the Paleozoic (Northern Urals and adjacent areas). Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 304 p. (In Russ.)
- Antoshkina A.I. (2007) Silurian sea-level and biotic events in the Timan-northern Ural region: sedimentological aspects. *Acta Palaeontol. Sin.*, **46**, 23-27.
- Antoshkina A.I. (2011) Bacterial sedimentation – the reality of modern research methods. *Uch. zap. Kazanskogo univ. Ser. Estest. nauki*, **153**(4), 114-126. (In Russ.)
- Antoshkina A.I. (2015) Ooids and stromatolites associations-stress for benthic ecosystems. *Izv. Vysch. Uchebn. Zaved. Geologia i Razvedka*, **3**, 19-25. (In Russ.)
- Antoshkina A.I., Beznosova T.M., Männik P., Matukhin R.G., Menner V.V., Modzalevskaya T.L. (2000) Correlation of the Silurian sequence of the Timan-northern Ural region with the Baltic sections and with the international Standard. *Pan-Artic Palaeozoic Tectonics, Evolution of Basins and Fauna. Ichthyolith Issue, Spec. Publ.*, **6**, 17-21.
- Antoshkina A.I., Saldin V.A., Nikulova N.Yu., Yur'eva Z.P., Ponomorenko E.S., Sandula A.N., Kaneva N.A., Shmeleva L.A., Shebolkin D.N., Shadrin A.N., Inkina N.A. (2015) Reconstruction of sedimentation in the Paleozoic Timan-North Ural region: research directions, results, problems and tasks. *Izv. Komi NTs UrO RAN*, **1**(21), 55-72. (In Russ.)
- Antoshkina A.I., Shebolkin D.N. (2014) Genetic interpretation of ooid formations (on the example of wenlock deposits in the southern part of Chernyshev swell). *Geochemistry of lithogenesis*. Syktyvkar, IG Komi NTs UrO RAN, 165-168. (In Russ.)
- Antoshkina A.I., Shebolkin D.N., Shmeleva L.A., Isaenko S.I. (2019) Biochemogenic limestones and dolomites at the nanometer scale: value for the geological chronicle. *Vestn. IG Komi NTs UrO RAN*, **8**, 3-13. (In Russ.)
- Beznosova T.M., Lukin V.Yu. (2009) Voivv Regional Stage – a new stratigraphic unit. *Geology and mineral resources of the European North-East of Russia. Proc. XV Geol. Conf.* Syktyvkar, IG Komi NTs UrO RAN, 15-18. (In Russ.)
- Bickert T., Patzold J., Samtleben C., Munnecke A. (1997) Paleoenvironmental changes in the Silurian indicated by stable isotopes in brachiopod shells from Gotland, Sweden. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **61**, 2717-2730.
- Calner M. (2008) Silurian global events at the tipping point of climate change. *Mass extinctions*. Berlin, Heidelberg, Springer-Verlag, 21-58.
- Caputo M.V. (1998) Ordovician-Silurian glaciation and global sea-level changes. *Silurian cycles – Linkages of dynamic stratigraphy with atmospheric, oceanic, and tectonic changes*. (Ed. E. Landing, M.E. Johnson). *N. Y. St. Mus. Bull.*, **491**, 15-25.
- Cramer B.D., Loydell D.K., Samtleben C., Munnecke A., Kaljo D., Männik P., Martma T., Jeppsson L., Klefner M.A., Barrick J.E., Johnson C.A., Emsbo P., Joachimsk M.M., Bickert T., Saltzman M.R. (2010) Testing the limits of Paleozoic chronostratigraphic correlation via high-resolution (<500 kyr) integrated conodont, graptolite, and carbon isotope ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) bio-chemostratigraphy across the Llandovery-Wenlock (Silurian) boundary: Is a unified Phanerozoic time scale achievable? *GSA Bull.*, **122**, 700-1716.
- Cramer B.D., Saltzman M.R. (2005) Sequestration of ^{12}C in the deep ocean during the early Wenlock (Silurian) positive carbon isotope excursion. *Palaeogeog. Palaeoclim. Palaeoecol.*, **219**, 333-349.
- For G. (1989) Fundamentals of isotope Geology. Moscow, Mir Publ., 590 p. (In Russ.)
- Galimov E.M. (1968) Geochemistry of stable carbon isotopes. Moscow, Nedra Publ., 226 p. (In Russ.)
- Graf D.L. (1961) Crystallographic tables for the rhombohedral carbonates. *Amer. Miner.*, **46**, 1283-1316.
- Jeppsson L. (1990) An oceanic model for lithological and faunal changes tested on the Silurian record. *J. Geol. Soc., Lond.*, **147**, 663-667.
- Jeppsson L. (1997) A new latest Telychian, Sheinwoodian and Early Homerian (Early Silurian) standard conodont zonation. Transactions of the Royal Society of Edinburgh. *Earth Sci.*, **88**, 91-114.
- Kaljo D., Martma T., Männik P., Viira V. (2003) Implications of Gondwana glaciations in the Baltic Later Ordovician and Silurian and a carbon isotopic test of environmental cyclicity. *Bull. de la Societe geologique de France*, **174**, 59-66.
- Kaneva N.A., Ponomarenko E.S., Shevchuk S.S. (2013) The problem of genetic interpretation of *Calcisphaera incerta*

REFERENCES

- tae sedis* (on the example of the upper Devonian deposits of the Timan-Pechora region). *Vestn. IG Komi NTs UrO RAN*, **12**, 15-19. (In Russ.)
- Keith M.L., Weber J.N. (1964) Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **28**, 1787-1816.
- Kuznetsov V.G. (2003) Evolution of carbonation accumulation in the history of the Earth. Moscow, GEOS Publ., 259 p. (In Russ.)
- Kuleshov V.N. (2001) Evolution of isotopic carbon dioxide-water systems in lithogenesis. Report 1. Sedimentogenesis and diagenesis. *Litol. Polezn. Iskop.*, (5), 491-508. (In Russ.)
- Kuleshov V.N., Sedaeva K.M. (2009) Geochemistry of isotopes ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) and conditions of formation of upper Kazanian carbonate deposits of the Volga-Vyatka interfluve. *Litol. Polezn. Iskop.* (5), 508-526. (In Russ.)
- Lehnert O., Eriksson M.J., Calner M. et al. (2007) Concurrent sedimentary and isotopic indications for global climatic cooling in the Late Silurian. *Acta Palaeontol. Sin.*, **46**, 249-255.
- Männik P., Antoshkina A.I., Beznosova T.M. (2000) The Llandovery – wenlock boundary in the Russian Arctic. *Proc. Eston. Acad. Sci. Geol.*, **49**, 104-111.
- Männik P., Martma T. (2000) The Llandovery–Wenlock boundary in Subpolar Urals. *Pan-Artic Palaeozoic Tectonics, Evolution of Basins and Fauna: Ichthyolith Iss., Spec. Publ.*, **6**, 64-67.
- Maslov A.V. (2005) Sedimentary rocks: methods for studying and interpreting the data obtained. Ekaterinburg, UGGU, 289 p. (In Russ.)
- Nosik L.P., Kucher M.N., Nosik V.L., Serov L.S. (1988) Features of fractionation of the isotopic composition of chemical elements in physical and chemical processes. *An experiment in mineralogy. Proc. XI All-Union. meeting on experimental mineralogy*. Moscow, Nauka Publ., 35-43. (In Russ.)
- Paleozoic sedimentation on the outer shelf zone of the passive margin of the North-East of the European platform. (2011) (Eds A.I. Antoshkina, V.A. Saldin). Syktyvkar, Geoprint Publ., 200 p. (In Russ.)
- Pershina A.I., Tsyganko V.S., Shcherbakov E.S., Borintseva N.A. (1971) Silurian and Devonian deposits biostratigraphy of the Pechora Urals. Leningrad, Nauka Publ., 130 p. (In Russ.)
- Scotese C.R. (2004) Paleogeographic Atlas. Paleomap Project. Calgary.
- Shebolkin D.N. (2008) New data on the boundary of Llandovery–Wenlock on the Iz'yayu river (Chernyshev swell). *Young people and science in the North. Proc. Conf. V. 1*. Syktyvkar, Komi NTs UrO RAN, 165-166. (In Russ.)
- Shebolkin D.N. (2015) Variety of stromatolite structures as a reflection of the specifics Wenlockian sedimentation in the Timan-North Ural region. *Geology of the reefs. Proc. All-Russian Lithol. Conf.* Syktyvkar, IG Komi NTs UrO RAN, 157-159. (In Russ.)
- Shebolkin D.N. (2017) Dzintui formation of the Wenlock on Iz'yayu river (Chernyshev Swell) *Natural geological heritage of the European North of Russia. Proc. All-Russian Sci. Conf.* Syktyvkar, IG Komi NTs UrO RAN, 97-100. (In Russ.)
- Shebolkin D.N. (2018) Lithogenetic typification and formation conditions Wenlockian deposits of the Subpolar Urals and Chernyshev swell. *Neftegazovaya Geologiya. Teoriya i Praktika*, **13**(2), http://www.ngtp.ru/rub/2/20_2018.pdf
- Shebolkin D.N., Männik P. (2014). Wenlock deposits in the southern part of the Chernyshev Swell (Timan-Northern Ural region). *Lithosphere (Russia)*, (1), 33-40. (In Russ.)
- Silaev V.I., Khazov A.F. (2003) Isotopic disproportionation of carbonate carbon in the processes of hypergenic-exogenous regrouping of substances of the earth's crust. Syktyvkar, Geoprint Publ., 41 p. (In Russ.)
- Stratigraphic diagrams of the Urals (Precambrian, Paleozoic). (1993) (Eds N.Ya. Antsygin, B.A. Popov, B.I. Chuvashov). Ekaterinburg, UGSE Publ., 152 p. (In Russ.)
- Timonin N.I. (1975) Tectonics of the Chernyshev swell. Leningrad, Nauka Publ., 130 p. (In Russ.)
- Vinogradov V.I. (2008) Carbon and oxygen isotope composition of the Vendian-Cambrian carbonate rocks and paleoecological reconstructions. *Litol. Polezn. Iskop.*, (1), 51-65. (In Russ.)

УДК 551.73(470.5)

DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-6-849-866

U-Pb возраст цирконов из комплекса параллельных даек в блоке офиолитов в структуре Ревдинского массива Платиноносного пояса Урала

С. В. Берзин, В. С. Червяковский

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

Поступила в редакцию 22.04.2021 г., принята к печати 24.06.2021 г.

Объект исследований. Изучался тектонический блок офиолитов, соответствующий уровню корневой зоны комплекса параллельных даек, в восточной части Ревдинского массива Платиноносного пояса Урала (ППУ). **Материалы и методы.** U-Pb-датирование цирконов выполнено методом LA-ICP-MS на квадрупольном масс-спектрометре NexION 300S с приставкой для лазерной абляции NWR 213. **Результаты.** Цирконы с возрастом 425.6 ± 2.9 млн лет характеризуются первично-магматической зональностью и, по всей видимости, отвечают времени внедрения комплекса параллельных даек. В цирконах с возрастом 404.0 ± 2.9 млн лет зафиксированы включения метаморфогенных минералов (амфибола, шамозита, кварца, клиноцоизита), и, вероятно всего, они фиксируют перекристаллизацию породы или метаморфизм, например, при внедрении более поздних жильных пород диорит-тоналитовой серии или параллельных даек второй генерации. Три точки определения показали более молодой возраст – 362 ± 5.6 млн лет. **Выводы.** Впервые получен силурийский U-Pb возраст цирконов (LA-ICP-MS) из блока офиолитов (корневая зона комплекса параллельных долеритовых даек) в структуре Ревдинского массива ППУ. Полученный возраст внедрения комплекса параллельных даек (425.6 ± 2.9 млн лет) совпадает с возрастом цирконов (428.5 ± 3.7 млн лет) из скринов габбро в параллельных дайках Восточно-Уральской зоны, полученном В.Н. Смирновым и К.С. Ивановым в 2010 г., и отвечает времени прохождения спрединга над зоной субдукции на Среднем Урале.

Ключевые слова: комплекс параллельных даек, офиолиты, Платиноносный пояс Урала, циркон, U-Pb возраст, LA-ICP-MS

Источник финансирования

Исследование выполнено в рамках госбюджетной темы ИГГ УрО РАН, номер госрегистрации АААА-А18-118052590032-6, и при финансовой поддержке РФФИ и правительства Ханты-Мансийского автономного округа–Югры в рамках научного проекта № 18-45-860008

U-Pb zircon age of a sheeted dike complex in ophiolites in the structure of the Revdinsky massif, Ural Platinum Belt

Stepan V. Berzin, Vasily S. Chervyakovskiy

A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia, e-mail: sbersin@ya.ru

Received 22.04.2021, accepted 24.06.2021

Research subject. A tectonic block of ophiolites, corresponding to the root zone of a sheeted dike complex, in the eastern part of the Revdinsky massif of the Platinum-bearing belt of the Urals (UPB). **Materials and methods.** Zircons for dating were collected in the first-generation dolerite dikes of the sheeted dike complex under study, which had been previously considered as Ordovician. U-Pb dating of zircons was performed by LA-ICP-MS on a NexION 300S quadrupole mass spectrometer with a laser ablation attachment NWR 213. **Results.** Zircons with an age of 425.6 ± 2.9 Ma are characterized by primary magmatic zoning and apparently correspond to the time of intrusion of the sheeted dike complex. In zircons with an age of 404.0 ± 2.9 Ma, inclusions of metamorphogenic minerals (amphibole, chamosite, quartz, clinozoisite) were

Для цитирования: Берзин С.В., Червяковский В.С. (2021) U-Pb возраст цирконов из комплекса параллельных даек в блоке офиолитов в структуре Ревдинского массива Платиноносного пояса Урала. *Литосфера*, **21**(6), 849–866. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-6-849-866>

For citation: Berzin S.V., Chervyakovskiy V.S. (2021) U-Pb zircon age of a sheeted dike complex in ophiolites in the structure of the Revdinsky massif, Ural Platinum Belt. *Lithosphere (Russia)*, **21**(6), 849–866. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-6-849-866>

© С.В. Берзин, В.С. Червяковский, 2021

discovered. This age reflects rock recrystallization or metamorphism, for example, during the intrusion of later vein rocks of the diorite-tonalite series or dolerite dikes of the second generation. Three points of determination showed a younger age of 362 ± 5.6 Ma, probably reflecting the time of metamorphism at the beginning of collisional processes. *Conclusions.* For the first time, the Silurian U-Pb age of zircons (LA-ICP-MS) was obtained for the ophiolite block (root zone of the sheeted dike complex) in the structure of the Revdinsky massif UPB. The obtained age of intrusion of the sheeted dike complex (425.6 ± 2.9 Ma) coincides with the age of zircons (428.5 ± 3.7 Ma) from gabbro screens in sheeted dikes of the East Ural zone determined earlier (Smirnov, Ivanov, 2010) and corresponds to the time of spreading over the subduction zone in the Middle Urals.

Keywords: sheeted dike complex, ophiolite, Ural Platinum Belt, zircon, U-Pb age, LA-ICP-MS

Funding information

This work was carried out within the framework of the state assignment of IGG UB RAS, project No. AAAA-A18-118052590032-6, and was funded by the Russian Foundation for Basic Research and the Government of the Khanty-Mansiysk Autonomous Okrug–Yugra of the Russian Federation, grant No. 18-45-860008

ВВЕДЕНИЕ

Комплекс параллельных долеритовых даек маркирует зоны спрединга в условиях срединно-океанических хребтов или в обстановках над зоной субдукции (задуговой, междуговой, внутридуговой или преддуговой спрединг) и является составной частью офиолитового разреза. Нами изучен тектонический блок офиолитов в восточной части Ревдинского массива (рис. 1), сложенный комплексом параллельных даек со скринами габбро. Массив расположен на Среднем Урале и является самым южным в цепочке массивов Платиноносного пояса Урала (ППУ).

Долеритовый дайковый комплекс в восточной части Ревдинского массива был описан в ходе геологосъемочных работ под руководством И.И. Зенкова в 1973 г. Позднее И.В. Семеновым с соавторами эти долериты были определены как комплекс параллельных даек (Семенов и др., 1978, 1999; Коротеев, Семенов, 2008). Впоследствии нами было показано, что по ряду геохимических признаков данный комплекс параллельных даек сформировался в результате спрединга над зоной субдукции, а вмещающие его габброиды по геохимическим характеристикам относятся к офиолитовой ассоциации (Берзин, 2014; Берзин, Дугушкина, 2020). Фактически в восточной части Ревдинского массива выделяется блок надсубдукционных офиолитов, соответствующих уровню корневой зоны комплекса параллельных даек.

Присутствие блока офиолитов в структуре концентрически-зональных массивов Платиноносного пояса Урала вызывает ряд вопросов о времени и условиях формирования данных офиолитов, а также о времени их сочленения с породами Платиноносного пояса Урала. Долгое время параллельные долеритовые дайки условно считались ордовикскими и при составлении геологических карт традиционно относились к мариинскому комплексу (O_{2-3}) (Петров и др., 2011; Водолазская и др., 2015; Калугина и др., 2017). Попытка определить возраст

Sm-Nd методом ранее была сделана И.В. Семеновым и Ю.Л. Ронкиным, при этом были получены позднесилурийские возрасты с достаточно высокой погрешностью: для долеритов – 426 ± 51 млн лет, для вмещающих габбро – 429 ± 23 млн лет (Семенов, 2007). Данные датировки охватывали весь раннепалеозойский этап формирования Уральского складчатого пояса от ордовика до девона, т. е., по сути, все время существования Тагильской островной палеодуги, и не вносили существенных уточнений в возраст дайкового комплекса. Кроме того, данные изохроны были построены по трем точкам и их истинная неопределенность возраста может значительно превышать расчетную погрешность. Задача данной работы – определение возраста комплекса параллельных даек в тектоническом блоке офиолитов в структуре Ревдинского массива ППУ.

ОБНАЖЕНИЯ КОМПЛЕКСА ПАРАЛЛЕЛЬНЫХ ДАЕК

Обнажения пород офиолитовой ассоциации (габбро, прорываемые комплексом параллельных даек) прослеживаются в узкой зоне шириной не более 1–2 км, протянувшейся вдоль восточной границы Ревдинского массива от горы Ельчевишной на севере до горы Балабан на юге (см. рис. 1). Наиболее представительные обнажения наблюдаются на вершинах гор Балабан, Груберские, Бритая, Липовая и Ельчевишная, на высотах с абсолютными отметками 489.3 и 442.0 м в окрестностях г. Дегтярск.

Во всех изученных обнажениях габбро прорываются комплексом параллельных долеритовых даек двух генераций, пересекающихся под углами $40\text{--}70^\circ$, между внедрением которых происходило формирование пород жильной диорит-тоналит-плагиогранитной серии. Вмещающие породы представлены средне- и крупнозернистыми массивными габбро, габбродиоритами и кварцевыми диоритами. Вмещающие диориты и кварцевые диори-

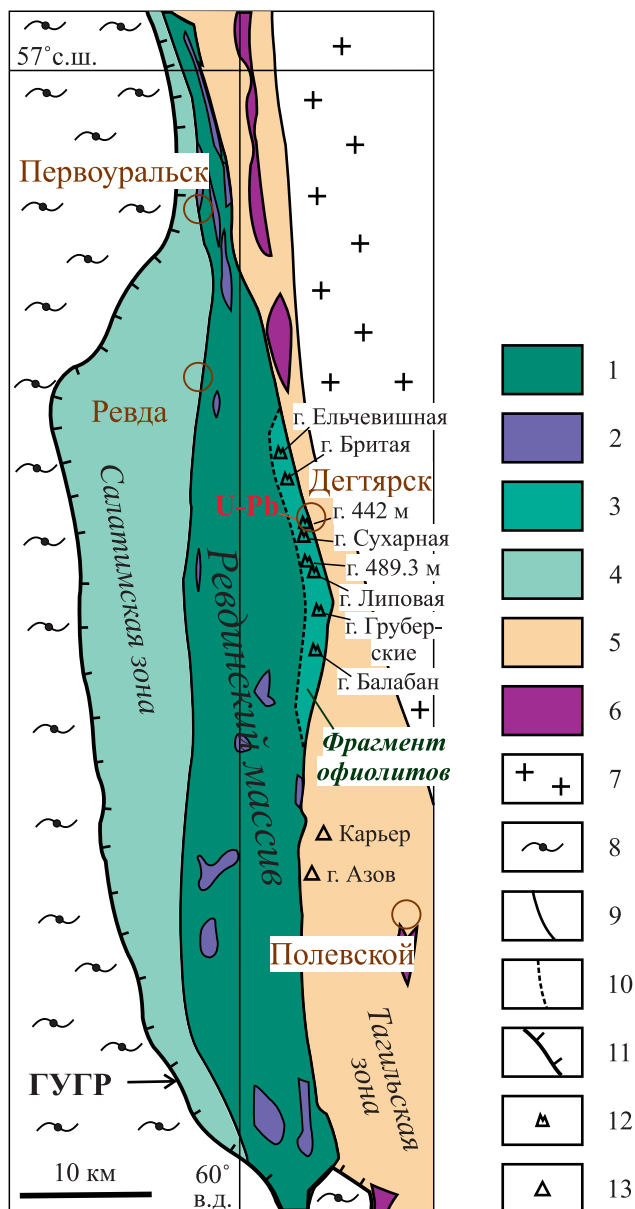


Рис. 1. Геологическая схема Ревдинского массива ППУ и положение на ней блока оphiолитов внутри массива и точки отбора пробы на U-Pb датирование по данным ГТК 1 : 1 000 000 и 1 : 200 000, по (Петров и др., 2011; Водолазская и др., 2015; Калугина и др., 2017), с упрощениями и дополнениями.

1, 2 – породы Ревдинского массива: 1 – габбро, габбро-нориты, оливковые габбро, габбро-амфиболиты, 2 – дуниты, верлиты, клинопироксениты, горнблендиты; 3 – фрагменты оphiолитов внутри Ревдинского массива (габро, параллельные долеритовые дайки); 4 – метаморфизованные вулканиты и вулканогенно-осадочные породы Салатимской зоны; 5 – вулканогенные и осадочные породы Тагильской палеоостроводужной зоны; 6 – тела серпентинитов Серовско-Маукского оphiолитового пояса; 7 – гранитоиды Верх-Исетского массива; 8 – выступ кристаллических пород Западно-Уральской мегазоны; 9, 10 – границы: 9 – тектонические, 10 – предполагаемая западная тектоническая граница бло-

ка оphiолитов; 11 – Главный Уральский глубинный разлом (ГУГР); 12 – изученные обнажения пород оphiолитовой ассоциации внутри Ревдинского массива (параллельные долеритовые дайки, секущие габбро); 13 – обнажения комплекса параллельных долеритовых даек, секущих подушечные лавы в восточном обрамлении Ревдинского массива (Иванов и др., 2012; Иванов, Берзин, 2013; Иванов и др., 2019).

Fig. 1. Schematic geological map of the Revdinsky massif of the Ural Platinum Belt and the position of the ophiolite block within the massif with the sampling point for U-Pb dating according to the State Geological Map with scale 1 : 1 000 000 and 1 : 200 000, by (Petrov et al., 2011; Vodolazskaya et al., 2015; Kalugina et al., 2017), with simplifications and additions.

1, 2 – rocks of the Revdinsky massif: 1 – gabbro, gabbro-norite, olivine gabbro, gabbro-amphibolite, 2 – dunite, wehrlite, clinopyroxenite, hornblende; 3 – fragments of ophiolites within the Revdinsky massif (gabbro, sheeted dike complex); 4 – metamorphosed volcanics and volcanogenic-sedimentary rocks of the Salatimskaya zone; 5 – volcanic and sedimentary rocks of the Tagil paleo-island arc zone; 6 – serpentinites of the Serovsko-Mauksky ophiolite belt; 7 – granit of the Verkh-Isetsy massif; 8 – crystalline rocks of the West Ural megazone; 9, 10 – boundaries: 9 – tectonic; 10 – assumed; 11 – Main Ural deep-seated fault; 12 – studied outcrops of ophiolite association rocks within the Revdinsky massif (sheeted dike complex intersecting gabbro); 13 – outcrops of a complex of sheeted dike complex intersecting pillow lavas in the eastern framing of the Revdinsky massif (Ivanov et al., 2012; Ivanov, Berzin, 2013; Ivanov et al., 2019).

ты (SiO_2 – 55.8–56.3 мас. %) встречаются нами в обнажениях на горе Ельчевишная. Долеритовые дайки 1-й генерации мощностью 2–6 м (рис. 2а) имеют северо-восточное простирание по азимуту 30–45°, крутое падение и сложены полнокристаллическими мелко-среднезернистыми долеритами. В обнажениях встречаются структуры типа “дайка в дайке” с односторонними зонами закалки. Породы жильной диорит-тоналит-плагиигранитной серии слагают дайки и маломощные прожилки, пересекающие под углом долеритовые дайки 1-й генерации со скринами габбро. Кроме того, лейкократовые диориты, плагииоклазиты и тоналиты жильной серии слагают цемент тектонических брекчий, прослеживающихся в виде линейных круто падающих зон мощностью 1–2 м. Все перечисленные породы прорываются параллельными дайками долеритов 2-й генерации, имеющими мощность 0.3–1.5 м (рис. 2б), азимут простирания 320–350°. Дайки долеритов 2-й генерации образуют тесно сближенные рои. В обнажениях повсеместно наблюдаются структуры типа “дайка в дайке” с односторонними зонами закалки. Долериты 2-й генерации имеют зеленовато-серую окраску, скрытокристаллическую, тонкозернистую или мелкопорфировую структуру с вкрапленниками плагииоклаза и амфибола.

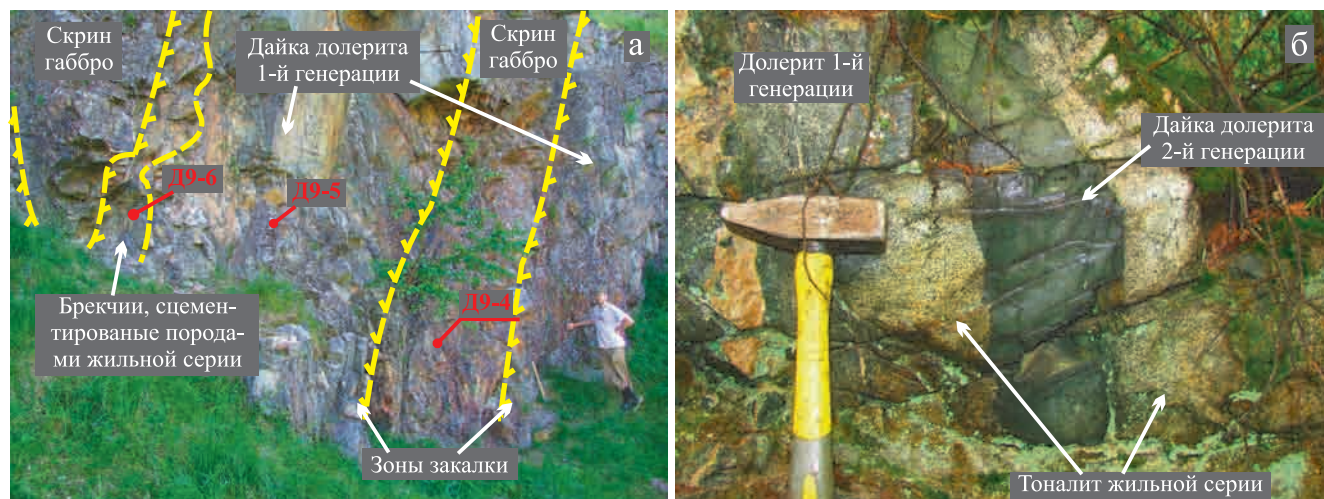


Рис. 2. обнажения комплекса параллельных долеритовых даек, прорывающих габбро в блоке офиолитов в восточной части Ревдинского массива.

а – дайки долеритов 1-й генерации со скринами габбро, в. 442 м, в черте г. Дегтярска (место отбора пробы для U-Pb датирования). Красным показаны точки отбора образцов для геохимических исследований.

б – долеритовая дайка 2-й генерации пересекает брекцию из обломков долеритов 1-й генерации, сцементированных тоналитом жильной серии, гора Брита.

Fig. 2. Outcrops of a sheeted dike complex cutting through gabbro in the ophiolite block in the structure of the Revdinsky massif.

а – dolerite dikes of the 1st generation with gabbro screens, Mt. 442 m, within Degtyarsk town (place of sampling for U-Pb dating). The red points are samples location for research.

б – Dolerite dike of 2nd generation intersects the breccia of the 1st generation dolerite fragments cemented with tonalite of the vein series, Mt. Britaya.

ОБРАЗЦЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Анализ на порообразующие окислы проводился методом РФА на CPM-35 и EDX-8000. Элементный анализ выполнен методом ICP-MS на "ELAN-9000" (ЦКП "Геоаналитик", ИГГ УрО РАН). Съемка катодолюминесцентных изображений цирконов и электронно-зондовый анализ производились на микроанализаторе Cameca SX100.

Для определения возраста были выделены цирконы из пробы долеритов параллельных даек 1-й генерации, отобранной из обнажения на горе 442 м в черте г. Дегтярск (56°42'7.5" с. ш., 60°4'47.2" в. д.). Проба представлена массивным мелкозернистым долеритом, сложенным амфиболизированным клинопироксеном и полностью сосюритизированным плагиоклазом.

Изучение цирконов проводилось в ЦКП "Геоаналитик" ИГГ УрО РАН. U-Pb-датирование цирконов выполнено методом LA-ICP-MS на квадрупольном масс-спектрометре NexION 300S с приставкой для лазерной абляции NWR 213. Диаметр кратера 25 мкм. Методика измерения Pb/U-изотопных отношений и алгоритм расчета возраста опубликованы в (Зайцева и др., 2016).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Минералого-петрографическая характеристика пород

Все перечисленные породы метаморфизованы в условиях низов амфиболитовой–зеленосланцевой фаций метаморфизма. Клинопироксен сохранился только в виде реликтовых центральных частей зерен в некоторых образцах габбро и долеритов гор Груберские и на горе 489.3 м (рис. 3а, в, табл. 1). При этом клинопироксен замещается каймами амфибола двух генераций: высокотемпературным амфиболом 1-й генерации (магнезиогастингситом) с температурой образования 840–970°C по геотермометру (Otten, 1984) и по внешней кайме низкотемпературным амфиболом 2-й генерации (тремолитом) с температурой образования 580°C по тому же геотермометру (см. рис. 3в, табл. 2). В большинстве образцов габбро и долеритов 1-й генерации пироксен полностью замещен низкотемпературными амфиболами (тремолитом или магнезиальной роговой обманкой) с температурами образования 550–650°C по геотермометру (Otten, 1984) (табл. 2), что соответствует низам амфиболитовой (эпидот-

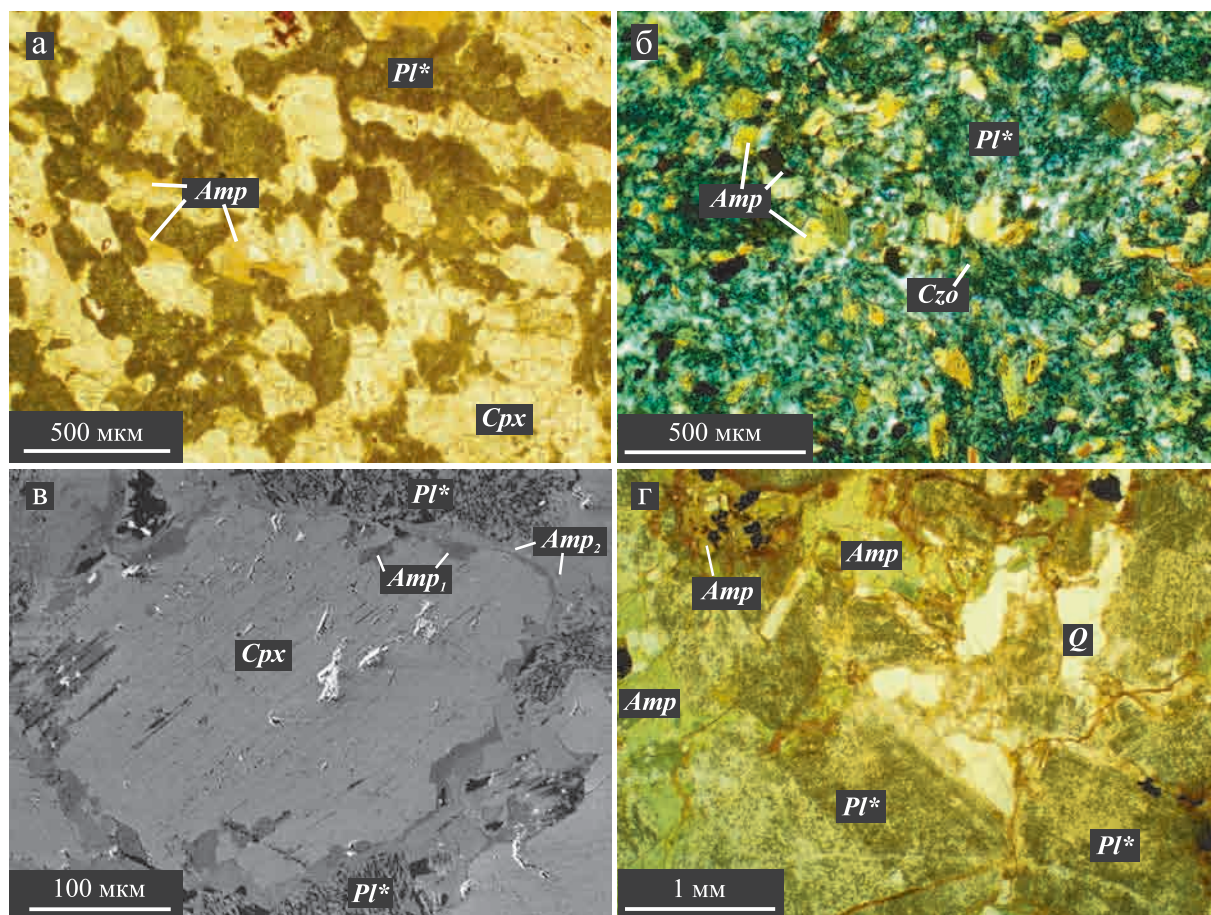


Рис. 3. Строение долеритов комплекса параллельных даек (а–в) и пород жильной диорит-тоналитовой серии (г).

а – слабо метаморфизованный долерит 1-й генерации из комплекса параллельных даек, горы Груберские (обр. Д18-1); б – долерит из дайки 2-й генерации, гора 489.3 м (обр. Д6-1); в – клинопироксен (Cpx), замещаемый высокотемпературным амфиболом (Amp_1) и низкотемпературной роговой обманкой (Amp_2) в долерите из дайки 1-й генерации, карьер гор Груберские (обр. Д18-1); г – диорит жильной серии, цементирующий тектоническую брекчию, гора Бритая (обр. Р31-2). Pl^* – сосюритизированный плагиоклаз, Amp – амфибол, Q – кварц. а, б, г – фотографии в проходящем свете, в – изображение в обратно-отраженных электронах (BSE).

Fig. 3. Dolerites of a sheeted dike complex (a–v) and rocks of the vein diorite-tonalite series (г).

а – weakly metamorphosed dolerite of the 1st generation from a sheeted dike complex, Mt. Gruberskie (sample Д18-1); б – dolerite from a 2nd generation dike, Mt. 489.3 m (sample Д6-1); в – clinopyroxene (Cpx), replaced by high temperature amphibole (Amp_1) and low temperature hornblende (Amp_2) in the dolerite from the 1st generation dike, open pit at Mt. Gruberskie (sample Д18-1); г – diorite of the vein series cementing tectonic breccia, Mt. Britaya (sample Р31-2). Pl^* – saussuritized plagioclase, Amp – amphibole, Q – quartz. а, б, г – photos in transmitted light, в – back-scattered electrons (BSE) image.

амфиболитовой) фации метаморфизма. Плагиоклаз замещается альбитом и клиноцоизитом. В долеритах 2-й генерации клинопироксен полностью замещен амфиболом (магнезиальной роговой обманкой, реже чермакитом), плагиоклаз полностью сосюритизирован.

В породах жильной диорит-тоналит-плагиогранитной серии из темноцветных минералов присутствуют амфибол (магнезиальная роговая обманка, тремолит) и биотит, замещаемый шамозитом (см. рис. 3). Плагиоклаз сосюритизирован. В слабо измененных жильных тоналитах фиксируются зональные зерна альбита-олигоклаза (An_{2-20}).

Хромовая шпинель в виде единичных акцессорных зерен встречена в пикродолерите из параллельных даек 2-й генерации на вершине 489.3 м (обр. Д30-2 и Д3-4), а также в долерите из параллельных даек 1-й генерации на горе Сухарная (обр. Д16-4) (рис. 4а). Зерна хромовой шпинели имеют размер 50–80 мкм. В обоих образцах они идиоморфные, иногда со скругленными углами. По составу хромовая шпинель отвечает хромиту, отношение $Cr/(Cr + Al + Fe^{3+})$ варьирует от 0.55 до 0.88. В хромите отмечены примеси (мас. %): ZnO – до 2.85, MnO – 0.96–1.82, TiO_2 – 0.20–0.91 и V_2O_3 – до 0.17 (табл. 3). На диаграмме $TiO_2-Al_2O_3$ (рис. 4б)

Таблица 1. Состав клинопироксена (мас. %) из долеритов параллельных даек и вмещающих габбро**Table 1.** Composition of clinopyroxene (wt %) from dolerites of sheeted dike complex and host gabbro

Обнажение	Горы Груберские										Гора 489.3 м
Порода	Долериты 1-й генерации					Габбро					
Образец	Д18-1		Д18-2	Д18-3	Д18-4		Д18-5	Д19-5		Д3-5	
№ анализа	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	50.2	50.4	50.2	51.6	51.8	49.6	51.1	49.8	50.5	53.5	55.0
TiO ₂	0.87	1.00	0.74	0.61	0.12	0.94	0.84	1.00	0.40	0.21	Н.о.
Al ₂ O ₃	2.57	2.66	2.67	1.69	1.21	4.16	2.20	4.67	2.46	0.85	1.44
Cr ₂ O ₃	0.13	0.19	0.18	0.14	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.28	0.29	Н.о.	Н.о.
FeO	7.79	8.44	7.88	6.57	7.05	7.84	6.88	7.32	7.02	6.34	11.0
MnO	0.27	0.25	0.26	0.25	0.22	0.20	0.19	0.18	0.20	0.23	0.33
MgO	14.1	14.8	14.0	14.3	14.5	13.9	14.9	14.6	14.9	15.1	16.8
CaO	22.3	20.6	22.3	24.2	24.1	21.7	23.0	19.9	22.3	24.6	13.1
Na ₂ O	0.47	0.40	0.44	0.44	0.22	0.70	0.35	0.67	0.35	0.17	0.24
K ₂ O	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.03	Н.о.	Н.о.	0.03
Сумма	98.8	98.7	98.7	99.7	99.2	98.9	99.5	98.4	98.4	101.0	98.1
Fe/(Mg + Fe) _{мол}	0.16	0.19	0.16	0.13	0.15	0.14	0.14	0.18	0.13	0.16	0.27
Содержание миналов, %											
W	49	45	49	50	50	49	49	45	49	50	29
En	43	45	43	43	42	44	44	46	45	42	52
Fs	8	11	8	7	8	7	7	10	7	8	19

Примечание. Здесь и далее сумма Fe³⁺ и Fe²⁺ представлена в виде FeO. Состав минералов определен методом EPMA на Cameca SX100 (ИГТ УрО РАН). Н.о. – содержание элемента ниже пределов обнаружения.

Note. Hereafter the sum of Fe³⁺ and Fe²⁺ is represented as FeO. The composition of the minerals was determined by EPMA on a Cameca SX100 (IGG UB RAS). Н.о. – element content below the detection limits.

Таблица 2. Состав амфибола из долеритов комплекса параллельных даек**Table 2.** Composition of amphibole from dolerite of the sheeted dike complex

Обнажение	Горы Груберские				Гора 489.3						Гора 442 м		Гора Ельчевишная			
Порода	Долерит 1-й генерации				Долерит 2-й генерации						Долерит 1-й генерации		Долерит 2-й генерации			
Образец	Д18-2	Д18-1	Д18-3	Д3-3	Д3-1	Д3-4	Д3-6	Д10-4	Д13-5	Д13-3	Д10-4	Д13-5	Д13-3	Д10-4	Д13-5	Д13-3
№ анализа	1	2	3	4	5	6	9	10	7	8	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	41.7	43.7	55.0	52.9	43.2	50.7	46.5	58.1	49.9	48.7	50.9	51.7	45.7	49.6	40.0	39.7
TiO ₂	3.03	2.20	0.26	0.29	1.52	0.35	0.09	0.01	0.35	0.68	0.75	0.10	0.80	0.57	1.21	1.08
Al ₂ O ₃	11.5	10.7	1.73	2.70	11.3	4.56	8.73	0.21	5.85	5.50	4.45	4.29	8.46	5.25	12.8	12.5
Cr ₂ O ₃	0.17	0.14	0.12	0.03	0.01	0.08	0	0	0	0.01	0.06	0.18	0	0.19	0	0.01
FeO	11.9	10.9	5.96	9.05	15.7	12.8	14.7	2.62	8.82	17.2	10.1	10.6	16.5	13.4	19.2	19.7
MnO	0.16	0.19	0.16	0.17	0.38	0.28	0.35	0.20	0.15	0.56	0.21	0.16	0.44	0.41	0.63	0.66
MgO	13.1	14.3	20.3	17.7	10.9	14.9	12.4	22.6	18.6	12.0	16.2	16.3	11.9	14.6	8.00	8.07
CaO	11.5	11.7	12.7	13.1	11.3	11.9	12.2	13.2	11.5	11.5	12.9	12.8	11.6	11.8	12.0	12.0
Na ₂ O	2.51	2.30	0.36	0.48	1.96	0.89	1.25	0.08	0.73	0.97	0.61	0.60	1.00	0.55	1.31	1.18
K ₂ O	0.32	0.24	0.02	0.02	0.17	0.18	0.33	0.02	0.05	0.23	0.27	0.23	0.33	0.18	0.75	0.87
Сумма	95.8	96.4	96.6	96.5	96.4	96.6	96.5	97.0	95.9	97.3	96.4	96.9	96.7	96.5	95.9	95.8
Mg/(Mg + Fe) _{мол}	0.73	0.78	0.92	0.79	0.64	0.74	0.66	0.95	1.00	0.64	0.75	0.76	0.69	0.77	0.50	0.51
Минеральный вид	Магнезиогастингсит		Тремолит		Чермакит		Магнезиальная роговая обманка								Чермакит	
T, °C, по (Otten, 1984)	970	836	579	583	747	591	557	546	591	636	643	558	652	620	710	694

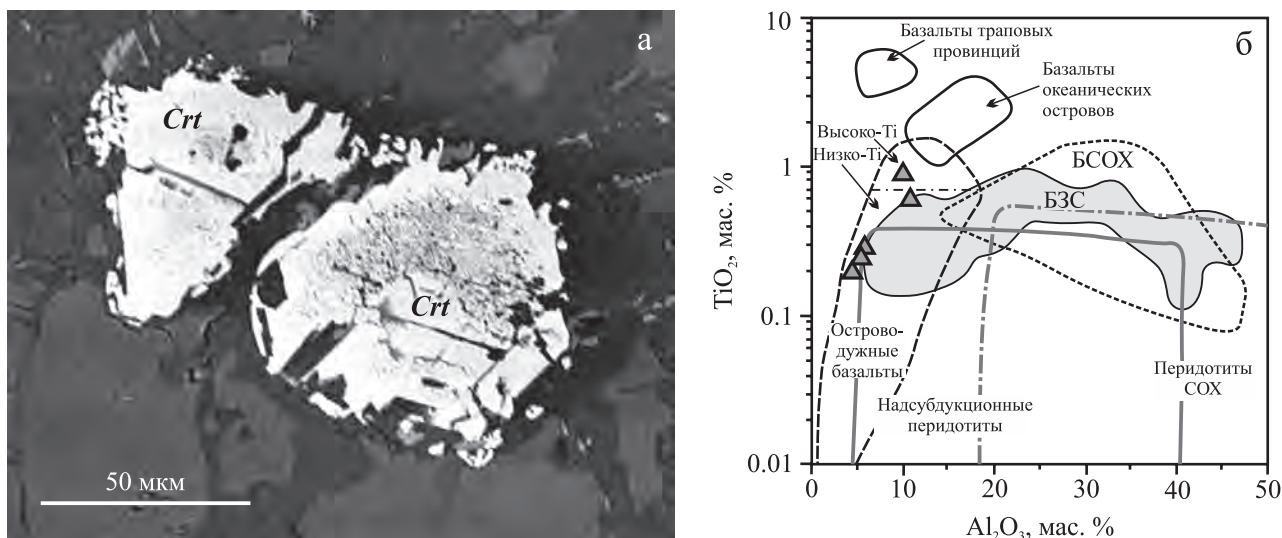


Рис. 4. Хромовая шпинель в долеритах параллельных даек.

а – зерна хромовой шпинели (Crt) в долерите из даек 1-й генерации, гора Сухарная, обр. Д16-4, изображение в обратно-отраженных электронах (BSE); б – состав хромовых шпинелей из параллельных даек на диаграмме с полями составов для хромовой шпинели из вулканитов различных геодинамических обстановок, а также из перидотитов зон СОХ и из надсубдукционных перидотитов, по (Kamenetsky et al., 2001). БСОХ – базальты срединно-океанических хребтов, БЗС – базальты зон задугового спрединга.

Fig. 4. Chromium spinel in dolerites of sheeted dikes.

а – chromium spinel (Crt) in dolerite from dikes of the 1st generation, Mt. Sukharnaya, sample Д16-4, backscattered electron (BSE) image; б – composition of chromium spinel from sheeted dikes on diagram with fields for chromium spinel from volcanic rocks of different geodynamic settings, as well as from peridotites of MOR and of suprasubduction peridotites after (Kamenetsky et al., 2001). БСОХ – basalts of mid-oceanic ridges (MORB), БЗС – basalts of back-arc spreading zones (BABB).

Таблица 3. Состав хромовой шпинели из долеритов комплекса параллельных даек

Table 3. Composition of chromite from dolerites of sheeted dike complex

Долериты	1-й генерации		2-й генерации		
Обнажение	Гора Сухарная		Гора 489.3 м		
Образец	Д16-4		Д30-2		Д3-4
№ анализа	1	2	3	4	5
SiO ₂	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
TiO ₂	0.62	0.91	0.24	0.28	0.20
Al ₂ O ₃	10.8	9.88	5.17	5.55	4.40
Cr ₂ O ₃	35.5	31.3	55.2	54.4	59.5
V ₂ O ₃	0.17	0.16	Н.о.	Н.о.	Н.о.
FeO*	46.0	50.5	31.4	32.4	33.0
MnO	1.82	1.24	0.96	1.05	1.02
MgO	0.21	0.27	0.85	0.88	0.88
CaO	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
NiO	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
ZnO	2.85	2.06	1.18	1.10	Н.о.
Сумма	97.9	96.4	95.2	95.8	99.0

точки анализов попадают в поле составов хромовой шпинели островодужных толеитов и частично в поле составов хромовой шпинели задугово-спрединговых базальтов по данным (Kamenetsky et al., 2001).

Геохимические особенности пород

Долериты параллельных даек и габбро соответствуют низкокалийным толеитовым базальтам и андезибазальтам нормальной щелочности. Параллельные дайки 2-й генерации сложены гипабиссальными породами, по составу варьирующими от пикродолеритов до андезидацитов (SiO₂ – 43–63 мас. %) (табл. 4). Долериты параллельных даек характеризуются пониженными содержаниями TiO₂, пологими спектрами распределения РЗЭ, на спайдерграммах наблюдаются минимумы по Ta, Nb, Th, Zr, Ti, максимумы по Sr, K, Ba, Cs (табл. 5, рис. 5). В пробе долерита из дайки 1-й генерации на горах Груберские наблюдается пониженное содержание легких РЗЭ и слабая положительная Eu-аномалия (Eu/Eu* = 1.46) (см. рис. 5). В долеритах 1-й генерации, по сравнению с долеритами 2-й генерации, наблюдается обогащение Ti, Mg и Ni и большие вариации в содержаниях ряда некогерентных элементов

Таблица 4. Химический состав комплекса параллельных даек

Table 4. Chemical composition of sheeted dike complex

Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма
Параллельные дайки 1-й генерации													
Д4-2	55.49	0.82	16.04	5.49	2.30	0.10	4.55	8.63	4.42	0.14	0.18	1.90	100.06
Д5-3	52.09	0.86	14.22	6.81	3.90	0.15	6.69	10.02	2.24	0.18	0.18	2.80	100.13
Д6-2	48.51	1.48	14.27	5.15	5.50	0.18	9.15	9.32	3.32	0.72	0.25	2.30	100.15
Д9-8	50.80	0.95	15.15	4.15	5.30	0.15	6.86	9.34	3.92	0.81	0.19	2.30	99.92
Д10-4	50.62	0.65	14.68	3.32	3.30	0.13	10.08	11.43	2.17	1.05	0.16	2.20	99.78
Д13-8	52.48	0.53	16.52	4.89	3.60	0.18	5.85	8.90	3.45	1.05	0.16	2.70	100.31
Д21-2	47.17	1.83	13.65	5.64	7.80	0.25	7.36	7.23	3.51	1.20	0.30	4.00	99.95
Д18-1	48.95	0.79	14.39	2.89	4.90	0.14	10.12	12.32	2.70	0.10	0.17	2.50	99.97
Д20-3	46.90	1.37	14.58	8.58	6.10	0.19	5.57	10.11	3.79	0.13	0.28	2.40	99.99
Параллельные дайки 2-й генерации													
Д4-4	46.19	0.72	14.04	7.03	5.90	0.17	9.58	10.60	2.46	0.18	0.17	2.90	99.94
Д5-2	54.16	0.71	13.7	5.91	4.50	0.12	5.90	9.08	3.09	0.13	0.16	2.60	100.06
Д20-1	47.66	0.63	19.01	5.09	4.50	0.15	5.40	8.62	5.17	0.09	0.17	3.50	99.99
Д3-1	45.31	0.89	15.08	10.36	4.20	0.19	6.36	11.77	3.00	0.19	0.16	3.10	100.61
Д3-2	46.98	0.77	17.00	8.05	4.00	0.18	6.10	10.87	2.80	0.16	0.15	3.60	100.66
Д3-3/1	47.17	0.67	16.79	6.03	5.70	0.19	6.41	11.08	2.50	0.42	0.09	3.40	100.45
Д3-3/2	47.69	0.79	16.46	8.83	3.90	0.19	6.22	9.95	3.00	0.28	0.11	3.20	100.61
Д3-4	43.16	0.54	8.73	6.70	6.20	0.20	19.18	9.32	1.00	0.28	0.08	5.00	100.39
Д30-2	44.17	0.48	9.52	6.07	4.90	0.19	19.19	9.88	0.72	0.43	0.15	4.10	99.80
Д3-6	62.46	1.41	14.52	6.18	2.30	0.15	1.74	5.12	4.80	0.21	0.31	1.40	100.60
Д15-1	47.07	2.61	14.03	6.47	7.40	0.20	5.56	9.89	3.79	0.27	0.39	2.30	99.98
Д16-5	57.37	1.43	15.77	4.48	4.30	0.17	2.69	5.93	5.15	0.55	0.38	1.90	100.12
Д22-2	46.14	0.91	17.10	8.17	5.70	0.22	6.03	6.31	3.48	1.75	0.19	4.10	100.08
Д13-7	49.97	0.61	16.75	6.13	4.10	0.18	5.83	8.91	3.35	0.77	0.16	3.20	99.96
Д13-6	63.13	0.78	15.01	5.59	2.20	0.16	1.62	4.06	5.10	0.49	0.23	1.95	100.31

Примечание. Места отбора проб: гора Балабан (обр. Д4-2, Д5-3, Д4-4, Д5-2), гора 483.9 (обр. Д6-2, Д3-1, Д3-2, Д3-3/1, Д3-3/2, Д3-4, Д30-2, Д3-6), гора 442 м (обр. Д9-8, Д10-4, Д15-1), гора Сухарная (обр. Д16-5), гора Ельчевишная (обр. Д13-8, Д13-7, Д13-6), гора Липовая (обр. Д21-2, Д22-2), горы Груберские (обр. Д18-1, Д20-3, Д20-1).

Note. Places of sampling: Mt. Balaban (samples Д4-2, Д5-3, Д4-4, Д5-2), Mt. 483.9 (samples Д6-2, Д3-1, Д3-2, Д3-3/1, Д3-3/2, Д3-4, Д30-2, Д3-6), Mt. 442 m (samples Д9-8, Д10-4, Д15-1), Mt. Suharnaya (sample Д16-5), Mt. Yelchevishnaya (samples Д13-8, Д13-7, Д13-6), Mt. Lipovaya (samples Д21-2, Д22-2), Mts. Gruberskie (samples Д18-1, Д20-3, Д20-1).

(Ta, Nb, Th, U и др.). Долериты 2-й генерации, по сравнению с внедрившимися ранее габбро, долеритами 1-й генерации и породами жильной серии, характеризуются большей железистостью.

Долериты из параллельных даек обеих генераций отчасти близки по составу к долеритам параллельных даек восточного обрамления Ревдинского массива (гора Азов и другие обнажения), по данным (Иванов, Берзин, 2013; Берзин, 2016), однако отличаются от них большими вариациями содержания TiO₂, K₂O и ряда некогерентных элементов (см. рис. 5).

На дискриминационной диаграмме AFM (Kuno, 1968) точки составов долеритов попадают на границу полей составов толеитов и известково-щелочных базальтов, при этом заметно перекрываясь с полем составов долеритов параллельных даек горы Азов (рис. 6а). На диаграмме MnO–P₂O₅–TiO₂ (Mullen, 1983) точки анализов группируются вблизи поля составов толеитов островных дуг и также значительно перекрываются с полем долеритов го-

ры Азов (рис. 6б). На диаграмме Th–Zr/117–Nb/16 (Wood, 1980) точки анализов попадают в поле составов базальтов островных дуг и частично в поля составов базальтов срединно-океанических хребтов (рис. 6в). На диаграмме Y–Cr (Pearce, 1982) точки составов образуют большой разброс, попадая преимущественно в поле составов толеитов островных дуг (рис. 6г). Таким образом, изученные долериты параллельных даек по геохимическим особенностям наиболее близко соответствуют базальтам обстановки спрединга над зоной субдукции.

Породы жильной серии также относятся к низкокалиевой нормальнощелочной серии (K₂O – 0.08–0.53, Na₂O + K₂O – 3.16–6.85 мас. %) и по содержанию кремнезема (SiO₂ – 45–73 мас. %) варьируют от лейкократовых габбро-диоритов до тоналитов и плагиогранитов.

Вмещающие габбро и диориты из изученных обнажений характеризуются вариациями содержания SiO₂ – от 42–45% в меланократовых габбро до

Таблица 5. Микроэлементный состав комплекса параллельных даек, г/т

Table 5. Element composition of dolerites from a sheeted dike complex, ppm

Порода	Долериты 1-й генерации				Долериты 2-й генерации			
Образец	Д6-2	Д18-1	Д10-4	Д13-8	Д3-2	Д30-2	Д15-2	Д13-7
Sc	32.417	42.729	34.065	22.722	26.148	51.695	26.188	26.517
V	215.32	223.81	161.28	186.83	268.47	271.01	268.91	248.69
Cr	316.67	350.49	269.86	53.783	20.421	1307.6	4.6012	3.2543
Mn	708.39	790.27	518.63	962.13	623.94	1242.2	598.91	967.52
Co	44.013	64.738	46.023	48.869	37.977	80.114	28.620	49.400
Ni	108.91	83.434	70.605	26.390	17.809	426.79	5.2662	7.3509
Cu	47.036	66.747	12.280	69.517	93.421	45.989	276.10	101.46
Zn	62.785	45.109	34.722	72.711	50.938	84.006	186.99	61.305
Rb	10.4950	0.2925	15.505	13.907	2.0067	5.2832	4.4162	9.9962
Sr	148.40	225.58	263.40	371.79	418.89	92.048	337.62	559.18
Y	23.811	11.448	11.550	12.134	9.5471	8.5825	12.651	11.756
Zr	28.008	15.658	26.251	31.565	11.645	23.647	22.674	17.047
Nb	3.8015	0.4841	1.3029	2.0089	1.0526	0.9546	1.1475	1.0246
Mo	0.1418	0.0937	0.0844	0.5091	0.0458	0.3855	0.8167	0.5616
Ag	0.0909	0.0612	0.3151	0.1321	5.8880	0.0432	0.5065	0.0797
Cd	0.0668	0.0704	0.0324	0.1111	0.1494	0.0762	0.7734	0.0957
Cs	0.1393	0.0281	0.2749	0.2710	0.0626	0.1524	0.0878	0.2402
Ba	76.472	7.510	99.917	179.77	31.120	76.163	39.061	133.22
La	5.2688	1.0842	3.1017	9.3821	3.1444	4.3105	5.9432	6.8285
Ce	15.684	3.8051	8.7982	22.846	8.1492	11.3459	15.251	16.162
Pr	2.5588	0.7113	1.3656	3.1018	1.2451	1.6128	2.3422	2.3246
Nd	12.905	3.7812	6.9244	12.786	6.0172	7.3037	11.605	9.9410
Sm	3.9983	1.6563	2.0210	2.9359	1.7738	1.9994	2.8907	2.5128
Eu	1.3189	0.8989	0.6753	1.0748	0.7722	0.7365	1.0274	0.9529
Gd	4.3784	2.1255	2.1441	2.5613	1.7713	1.9007	2.5927	2.4396
Tb	0.7003	0.3573	0.3322	0.3904	0.2846	0.3002	0.3905	0.3822
Dy	4.7325	2.4728	2.2602	2.4561	1.9471	1.8133	2.5185	2.3890
Ho	0.9661	0.5094	0.4637	0.4947	0.4221	0.3524	0.5129	0.4820
Er	2.9403	1.3819	1.3505	1.4049	1.2032	1.0366	1.4814	1.5175
Tm	0.3761	0.1932	0.1886	0.2208	0.1540	0.1488	0.1978	0.2175
Yb	2.5453	1.2284	1.2152	1.4872	1.0077	0.9936	1.2566	1.4815
Lu	0.3448	0.1669	0.1726	0.2304	0.1412	0.1366	0.1850	0.2311
Hf	1.2833	0.6303	0.9844	0.9318	0.4324	0.7183	0.7423	0.5593
Ta	0.2426	0.0462	0.1037	0.1214	0.0698	0.0340	0.0509	0.0700
Pb	0.4124	0.2615	0.6322	4.3828	1.1134	1.0705	9.4456	1.7156
Bi	0.0105	0.0047	0.0022	0.0309	0.0051	0.0211	0.0655	0.0189
Th	0.3118	0.0231	0.2793	1.0922	0.1811	0.2330	0.6171	0.4189
U	0.0798	0.0132	0.0846	0.3169	0.1060	0.1507	0.2290	0.1189

Примечание. Места отбора проб: гора 489.3 м (обр. Д6-2, Д3-2, Д30-2), горы Груберские (обр. Д18-1), гора 442 м (обр. Д10-4, Д15-2), гора Ельчевишная (обр. Д13-8, Д13-7).

Note. Places of sampling: Mt. 489.3 m (samples Д6-2, Д3-2, Д30-2), Mts. Gruberskie (sample Д18-1), Mt. 442 m (samples Д10-4, Д15-2), Mt. Yelchevishnaya (samples Д13-8, Д13-7).

53–56 мас. % в лейкократовых габбро и в кварцевых диоритах (гора Ельчевишная). По сравнению с габброидами массивов Платиноносного пояса габбро из скринов комплекса параллельных даек характеризуется повышенным содержанием MgO – 5.8–12.0 мас. %, преимущественно низкой железистостью ($Fe/(Fe + Mg)_{\text{мол}} - 0.40$) и пониженным содержанием Sr (180–260 г/т), что соответствует габбро офиолитовой ассоциации. Кварцевые диориты горы Ельчевишная также относятся к нормально-

щелочной низкокалевой серии, характеризуются умеренной железистостью ($Fe/(Fe + Mg)_{\text{мол}} - 0.54–0.56$) и умеренными содержаниями Sr (532 г/т). Диориты и кварцевые диориты являются достаточно нетипичными породами для офиолитового разреза.

U-Pb возраст цирконов из параллельных даек

Цирконы представлены короткопризматическими кристаллами и их осколками размером от

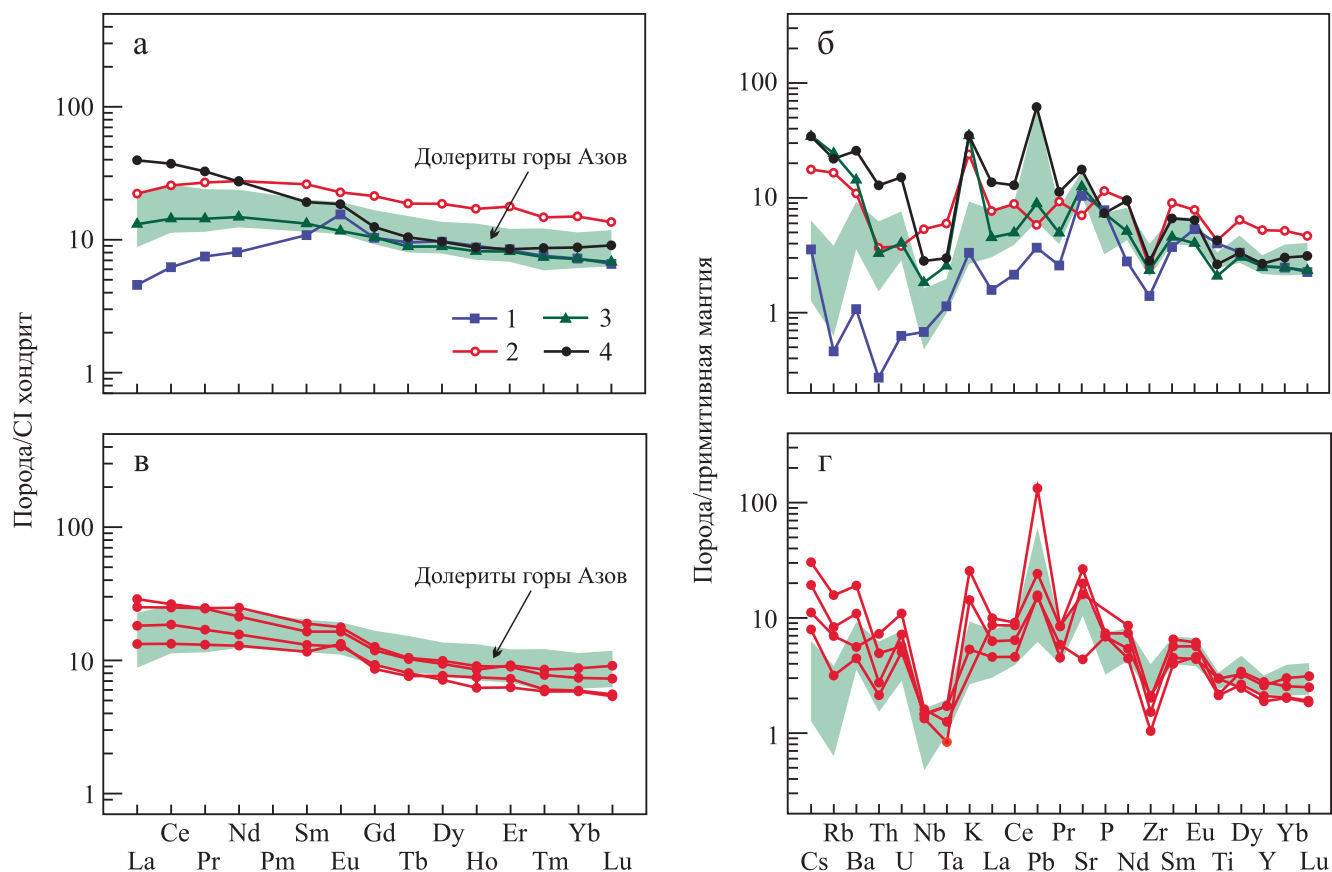


Рис. 5. Спайдерграмма распределения редкоземельных (а, в) и редких элементов (б, г) для долеритов комплекса параллельных даек, нормированных соответственно по CI хондриту и примитивной мантии, по (Sun, McDonough, 1989).

а, б – долеритовые дайки 1-й генерации (1 – обр. Д18-1, горы Груберские, 2 – обр. Д6-2, гора 489.3 м, 3 – обр. Д10-4, гора 442 м, 4 – обр. Д13-7, гора Ельчевишная); в, г – параллельные дайки 2-й генерации. Серое поле – составы долеритов параллельных даек и базальтов в блоке офиолитов в восточном обрамлении Ревдинского массива (гора Азов и др. обнажения) (Иванов, Берзин, 2013; Берзин, 2016).

Fig. 5. Diagram of the distribution of rare earth (a, в) and trace elements (б, г) for dolerites of the complex of sheeted dikes, normalized to CI chondrite and primitive mantle respectively, according to (Sun, McDonough, 1989).

а, б – dolerite dykes of the 1st generation (1 – sample Д18-1, Mts. Gruberskie, 2 – sample Д6-2, Mt. 489.3 m, 3 – sample Д10-4, Mt. 442 m, 4 – sample Д13-7, Mt. Yelchevishnaya). в, г – dolerite dykes of the 2nd generation. Gray field – compositions of dolerites of sheeted dikes and basalts in the ophiolites block in the eastern frame of the Revdinsky massif (Ivanov, Berzin, 2013; Berzin, 2016).

100 до 300 мкм (рис. 7). U-Pb возраста цирконов преимущественно группируются в два кластера (табл. 6, рис. 8). Первый кластер со средним конкордантным возрастом 425.6 ± 2.9 млн лет ($N = 9$, СКВО = 2.2, вероятность = 0.14) соответствует лудловскому отделу силура. Второй кластер с возрастом 404.0 ± 2.9 млн лет ($N = 9$, СКВО = 0.14, вероятность = 0.71) отвечает нижнему девону. Кроме того, три кратера в цирконах 4 и 17 показали более молодые датировки с конкордантным возрастом 362.0 ± 5.6 млн лет ($N = 3$, СКВО = 0.063, вероятность = 0.80), соответствующим верхнему девону. Ядро циркона 23 (точка 23-1) имеет более древний $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст – 452 млн лет (см. табл. 6, рис. 7).

В других цирконах не выявилась разница в возрасте между ядерной частью и каймой. Несколько анализов в цирконах показали дискордантные возрасты (см. табл. 6, рис. 8).

Цирконы с возрастом 425.6 ± 2.9 млн лет имеют тонкую осциляторную зональность (см. рис. 7, цирконы 15, 18, 23, 31 и 32) или секториально-зональное строение (см. рис. 7, цирконы 6 и 22). В цирконе 31 выявлено включение размером около 10 мкм, сложенное плагиоклазом An_{54} (рис. 9), вероятно захваченное при кристаллизации магматического расплава. Все эти данные позволяют интерпретировать возраст 425.6 ± 2.9 млн лет как время внедрения параллельных долеритовых да-

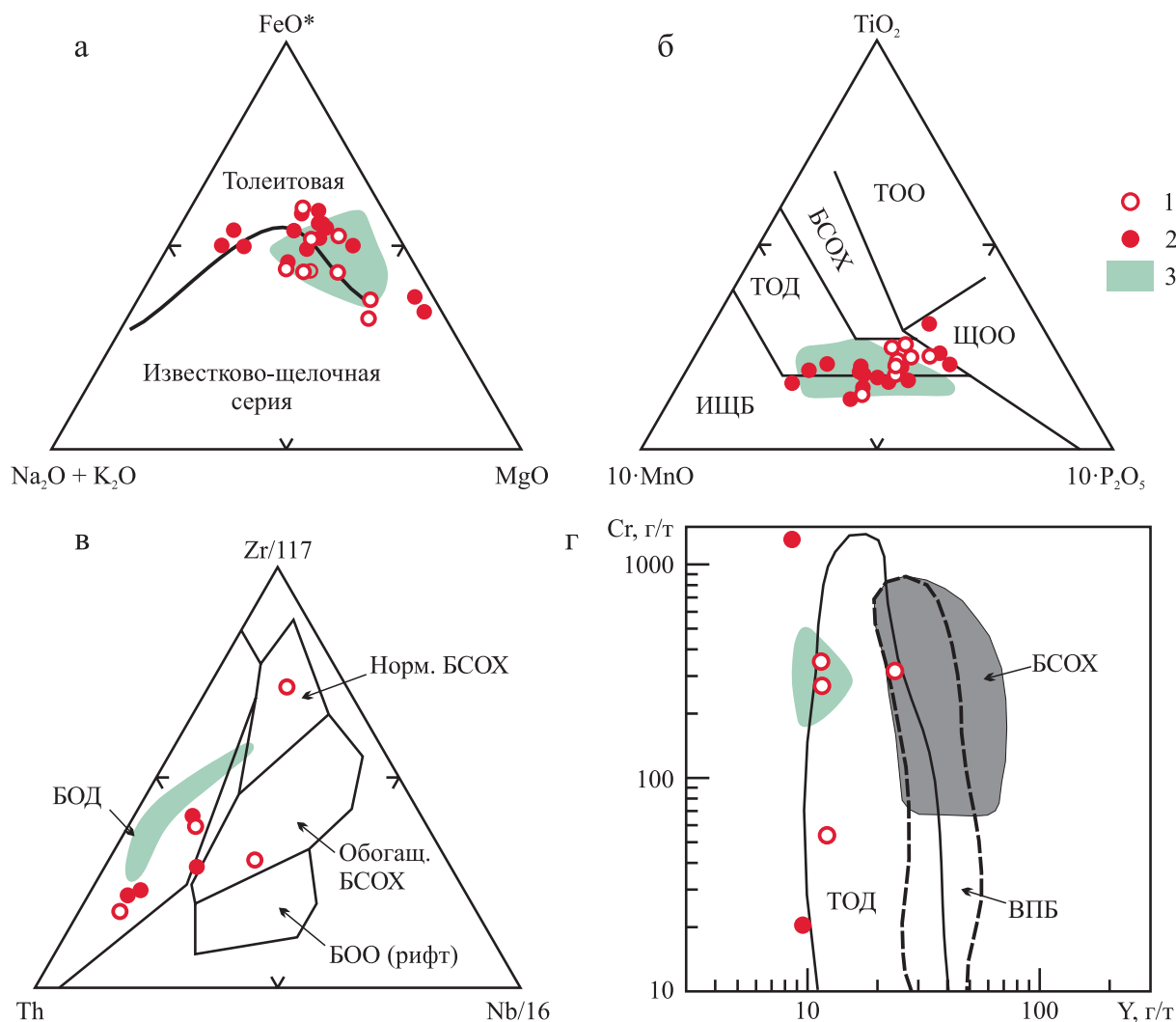


Рис. 6. Положение точек составов долеритов параллельных даек на дискриминационных диаграммах. а – AFM (Kuno, 1968), б – $\text{MnO}-\text{P}_2\text{O}_5-\text{TiO}_2$ (Mullen, 1983), в – $\text{Th}-\text{Zr}/117-\text{Nb}/16$ (Wood, 1980), г – $\text{Y}-\text{Cr}$ (Pearce, 1982).

1 – долеритовые дайки 1-й генерации, 2 – параллельные дайки 2-й генерации, 3 – составы долеритов параллельных даек и базальтов в блоке офиолитов в восточном обрамлении Ревдинского массива (гора Азов и другие обнажения) (Иванов, Берзин, 2013; Берзин, 2016).

Fig. 6. Composition points of dolerites of sheeted dikes on discrimination diagrams. а – AFM (Kuno, 1968), б – $\text{MnO}-\text{P}_2\text{O}_5-\text{TiO}_2$ (Mullen, 1983), в – $\text{Th}-\text{Zr}/117-\text{Nb}/16$ (Wood, 1980), г – $\text{Y}-\text{Cr}$ (Pearce, 1982).

1 – dolerite dykes of the 1st generation, 2 – sheeted dikes of the 2nd generation, 3 – compositions of dolerites of sheeted dikes and basalts in the ophiolites at east frame of the Revdinsky massif (Ivanov, Berzin, 2013; Berzin, 2016).

ек 1-й генерации. В цирконе 32 наблюдается линейная зона рекристаллизации (залеченная трещина). На наш взгляд, омоложенный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст 412 млн точки 32.1 связан с частичным попаданием в кратер абляции данной зоны рекристаллизации. Поэтому данное определение возраста не было использовано при расчете конкордантного возраста кластера T_2 .

Цирконы из возрастного кластера 404.0 ± 2.9 млн лет имеют как ритмично-зональное строение, так и следы наложенной перекристаллизации (см.

рис. 7). Например, в цирконах 3 и 10 на катодолюминесцентных снимках отсутствует зональность или секториальное строение, их строение можно охарактеризовать как блоковое или микрозернистое (см. рис. 7). В данных цирконах присутствуют многочисленные флюидные включения, а также включения низкотемпературных метаморфогенных минералов (магнезиальная роговая обманка, шамозит, клиноцоизит, кварц) (см. рис. 9). Исходя из этого, можно предположить, что данные цирконы сформировались в результате перекристаллиза-

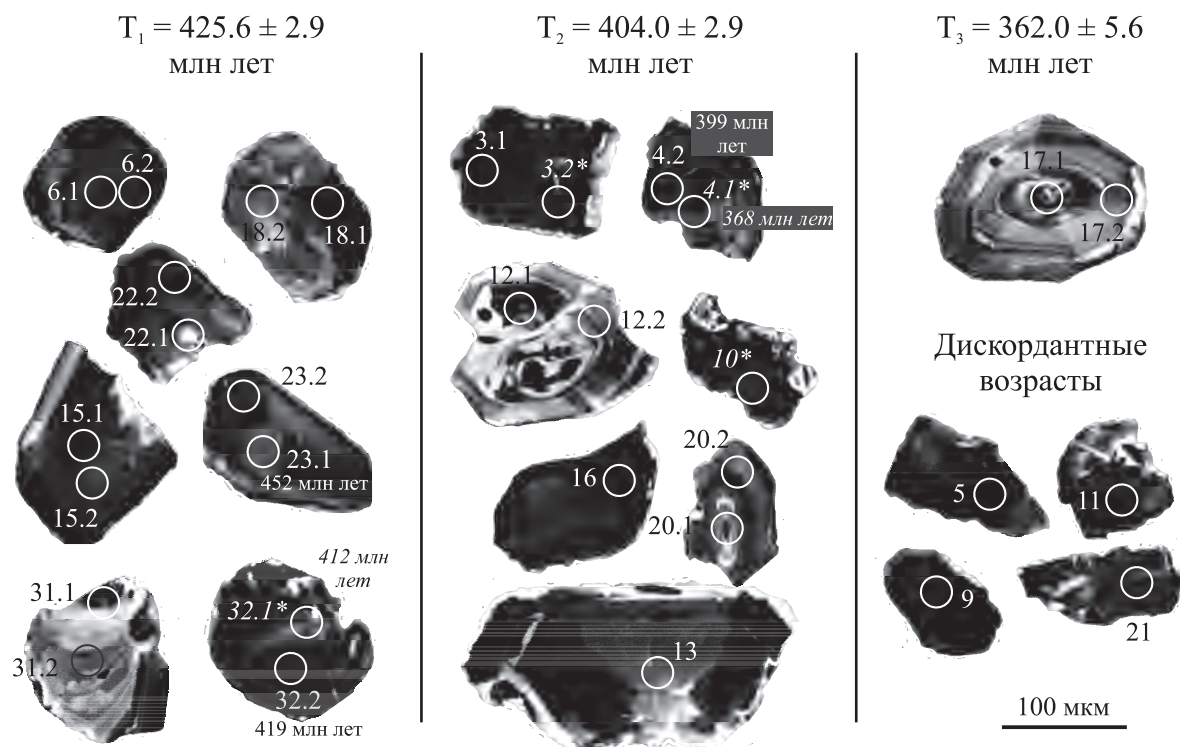


Рис. 7. Катодолюминесцентные (CL) изображения цирконов из долеритов комплекса параллельных даек блока офиолитов в структуре Ревдинского массива.

Кружками показаны точки измерения U-Pb возраста. Номера кратеров соответствуют номерам в табл. 1. Звездочкой (*) и курсивом отмечены омоложенные возрасты в зонах перекристаллизации в цирконах 32, 3, 4, 10.

Fig. 7. Cathodoluminescent (CL) images of zircons from dolerites of a sheeted dike complex from an ophiolite block in the structure of the Revdinsky massif.

The circles indicate the measurement points of the U-Pb age. The crater numbers correspond to the numbers in Table 1. An asterisk (*) and italics indicate rejuvenated ages in recrystallization zones in zircons 32, 3, 4, 10.

ции ранее сформировавшихся кристаллов циркона под действием флюидных растворов на этапе метаморфизма или внедрения более молодых жильных комплексов.

В центральной части циркона 12 наблюдаются зоны рекристаллизации (светлые на катодолюминесцентном изображении, см. рис. 7, 9), пересекающие вкрест ритмичную зональность. Зоны рекристаллизации имеют сложную криволинейную форму с “разветвлениями” и, по всей видимости, сформировались при рекристаллизации (залечивании) трещин в кристалле циркона. В данном цирконе встречены включения, сложенные андезином (An_{36}), кварцем и клиноцоизитом (см. рис. 9). Последние два минерала приурочены к зоне рекристаллизации в кристалле циркона. Кратеры для определения возраста в цирконе 12 были выставлены в участки с ритмично-зональным строением и не попали в зоны рекристаллизации. Поэтому полученный в данном зерне $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст 406 и 408 млн лет интерпретируется нами как время кристаллизации данного циркона.

В цирконе 4 отмечены включения амфибола (магнезиальная роговая обманка) и калиевого полевого шпата (см. рис. 9). Вблизи включений наблюдается нечетко очерченная осветленная зона, вероятно представляющая собой зону рекристаллизации (см. рис. 7). $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст кратера 4.2, расположенного в ритмично-зональной зоне, составляет 400 млн лет и, по всей видимости, соответствует времени образования циркона. Возраст $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ кратера в осветленной зоне вблизи включений составил 361 млн лет, он попадает в возрастную кластер T_3 и, возможно, отвечает времени рекристаллизации под действием метаморфических флюидов.

Возрасты цирконов 3 и 10 со следами перекристаллизации составляют 400–410 млн лет (см. табл. 6) и перекрываются возрастными цирконов “магматического” облика из кластера T_2 . Вероятно, это связано с перекристаллизацией цирконов под влиянием флюидов при внедрении более поздних жильных пород диорит-тоналитовой серии или параллельных даек 2-й генерации.

Таблица 6. Результаты LA-ICP-MS U-Pb-датирования цирконов

Table 6. Results of LA-ICP-MS U-Pb dating of zircons

№ образ- ца	Изотопные отношения							Возраст, млн лет					
	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	Rh ₀	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ
Древнее ядро													
23-1	0.057	0.003	0.57	0.03	0.073	0.001	0.33	475	123	455	22	452	8
T ₁ = 425.6 ± 2.9 млн лет													
6-1	0.057	0.003	0.53	0.03	0.067	0.001	0.34	491	96	431	17	420	7
6-2	0.055	0.003	0.51	0.03	0.067	0.001	0.33	420	113	420	19	420	7
15-1	0.059	0.003	0.55	0.03	0.068	0.001	0.34	585	106	448	19	422	7
18-1	0.056	0.004	0.53	0.04	0.069	0.002	0.30	446	153	434	26	432	9
18-2	0.055	0.005	0.51	0.05	0.068	0.002	0.29	402	196	421	32	424	11
22-1	0.055	0.003	0.53	0.03	0.069	0.001	0.31	432	139	432	23	432	9
23-2	0.060	0.003	0.57	0.03	0.070	0.001	0.33	589	117	460	21	434	8
31-1	0.057	0.008	0.56	0.08	0.070	0.003	0.30	509	294	448	50	437	17
32-2	0.058	0.005	0.53	0.04	0.067	0.002	0.31	514	168	434	30	419	10
T ₂ = 404.0 ± 2.9 млн лет													
12-1	0.054	0.004	0.49	0.04	0.065	0.001	0.29	376	157	402	25	406	9
12-2	0.055	0.005	0.49	0.05	0.065	0.002	0.25	393	200	406	31	408	9
13	0.055	0.004	0.48	0.03	0.063	0.001	0.30	399	144	396	23	395	8
16	0.057	0.003	0.51	0.03	0.065	0.001	0.34	477	103	417	17	407	7
20-1	0.055	0.005	0.49	0.05	0.064	0.002	0.27	414	202	402	32	400	10
20-2	0.055	0.006	0.48	0.06	0.064	0.002	0.28	397	253	400	40	400	13
3-1	0.055	0.004	0.49	0.04	0.065	0.002	0.31	421	180	408	29	406	10
4-2	0.055	0.003	0.48	0.03	0.064	0.001	0.32	407	125	400	20	399	8
10	0.056	0.003	0.51	0.03	0.066	0.001	0.33	444	121	416	20	411	8
T ₃ = 362 ± 5.6 млн лет													
17-1	0.054	0.005	0.41	0.04	0.056	0.002	0.28	350	215	349	31	349	10
17-2	0.054	0.008	0.44	0.07	0.059	0.003	0.28	353	301	368	47	370	15
4-1	0.053	0.004	0.43	0.03	0.059	0.001	0.30	320	147	361	21	368	8
Дискордантные определения возраста													
3-2	0.061	0.003	0.55	0.02	0.065	0.001	0.34	631	91	443	16	407	6
5	0.060	0.003	0.53	0.03	0.065	0.001	0.34	587	101	434	18	406	7
9	0.059	0.003	0.52	0.03	0.065	0.001	0.34	560	101	427	18	403	7
11	0.060	0.003	0.52	0.02	0.064	0.001	0.35	600	92	428	16	397	6
15-2	0.060	0.003	0.56	0.03	0.067	0.001	0.33	618	112	452	20	421	8
22-2	0.062	0.004	0.56	0.03	0.066	0.001	0.33	670	125	452	23	411	8
21	0.064	0.004	0.61	0.04	0.069	0.002	0.32	739	140	481	27	429	9
32-1	0.055	0.006	0.50	0.06	0.066	0.002	0.29	409	253	411	40	412	14
31-2	0.065	0.006	0.59	0.05	0.066	0.002	0.30	759	182	472	34	415	11

Три точки определения в цирконах 4 и 17 показали более молодые датировки с конкордантным возрастом 362 ± 5.6 млн лет ($N = 3$, СКВО = 0.063, вероятность = 0.8), соответствующим фаменскому ярусу верхнего девона. Циркон 17 имеет ритмично-зональное строение и содержит включения кварца (см. рис. 7, 9).

Более древнее ядро в цирконе 23 с ²⁰⁶Pb/²³⁸U возрастом 452 млн лет отчетливо выделяется на катодолуминесцентном изображении. В отличие от призматического габитуса конечного кристалла циркона ядро имеет изометричный облик с преобладанием граней дипирамиды. Вероятнее всего, ядро является ксеногенным и было захвачено из источника формирования магмы.

Дискордантные цирконы имеют секториальное строение (с темной окраской на катодолуми-

несцентных изображениях) или сложное блочное строение, которое можно интерпретировать как результат перекристаллизации.

ВЫВОДЫ И ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В структуре Ревдинского массива Платиноносного пояса Урала присутствуют тектонические блоки офиолитов, соответствующие уровню корневой зоны комплекса параллельных даек, сложенные низкостроениевыми габброидами офиолитовой ассоциации, прорываемыми двумя генерациями параллельных долеритовых даек, между становлением которых происходило внедрение пород жильной диорит-тоналитовой серии. Формирование офиолитов в данных тектонических блоках происходило в обстановке спрединга над зоной

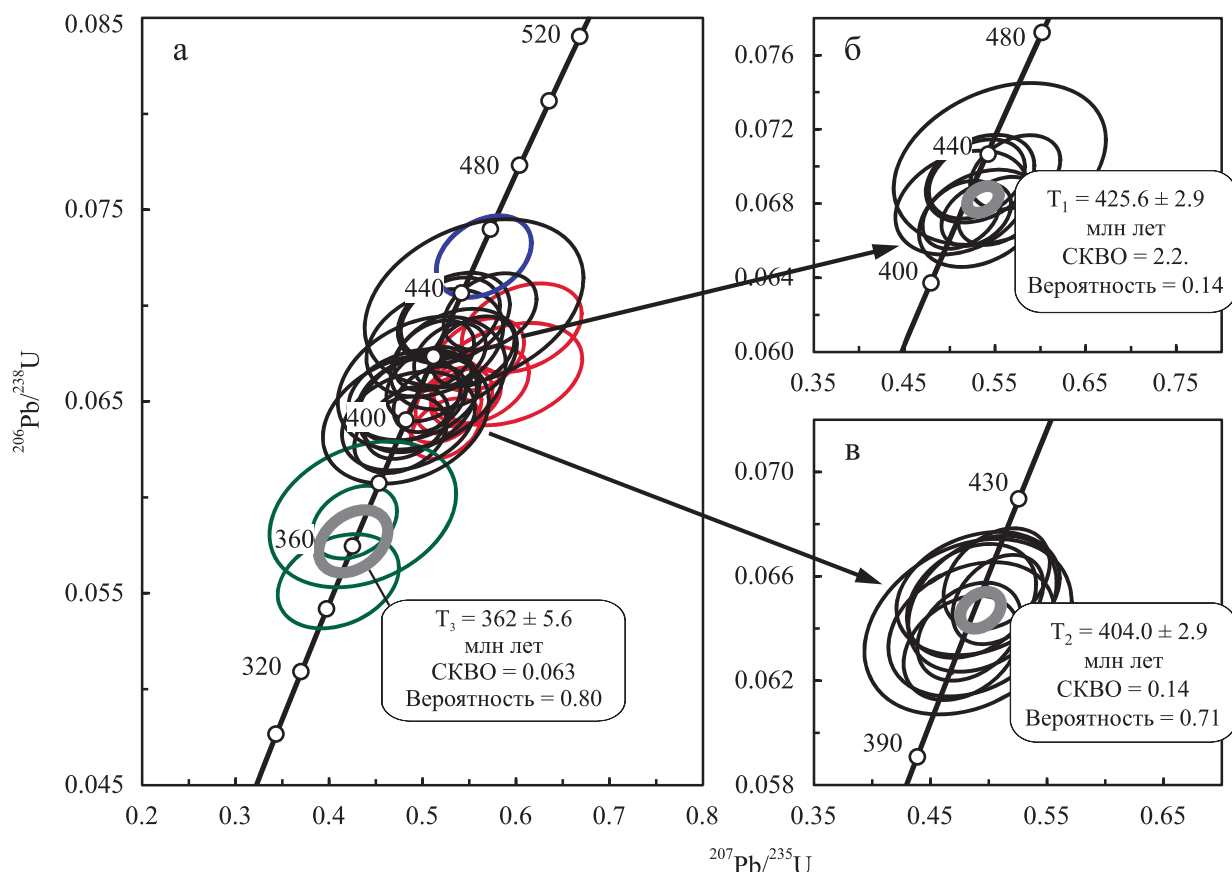


Рис. 8. Диаграмма $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ с конкордией для цирконов из долеритов комплекса параллельных даек из блока офиолитов в структуре Ревдинского массива.

а – все определения возраста; серым кружком показан конкордантный возраст 362.0 ± 5.6 млн лет по трем точкам (зеленые кружки), синим выделен возраст древнего ядра в цирконе 23, красным – дискордантные определения возраста; б, в – возрастные кластеры 425.6 ± 2.9 и 404.0 ± 2.9 млн лет (без дискордантных определений возраста).

Fig. 8. Diagram $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ with concordia for zircons from dolerites of the sheeted dike complex from the ophiolite block in the structure of the Revdinsky massif.

а – all age determinations; the gray circle shows the concordant age of 362.0 ± 5.6 Ma at three points (green circles), blue indicates the age of the ancient core in the zircon 23, red indicates discordant age definitions; б, в – age clusters 425.6 ± 2.9 and 404.0 ± 2.9 Ma (without discordant age definitions).

субдукции. Между внедрением параллельных даек 1-й и 2-й генераций произошел относительный разворот оси спрединга на $40\text{--}70^\circ$ и некоторое изменение геохимических характеристик внедряющихся базальтовых магм.

Исходя из полученных данных о строении цирконов и минералогии включений в цирконах, возраст цирконов 425.6 ± 2.9 млн лет определен нами как время внедрения комплекса параллельных даек в тектоническом блоке офиолитов. Ранее данный комплекс параллельных даек условно считался ордовикским. Фактически возраст 425.6 ± 2.9 млн лет отвечает времени прохождения спрединга над зоной субдукции в Тагильской палеоостровной дуге.

Возраст цирконов 404.0 ± 2.9 млн лет обусловлен наложенными вторичными изменениями доле-

ритов в ходе последующих тектоно-магматических событий. Вероятнее всего, он связан с внедрением в непосредственной близости жильных пород диорит-тоналитовой серии и внедрением параллельных даек 2-й генерации. Включения метаморфогенных минералов в цирконах данного возраста могли сформироваться в результате замещения магматических включений или могли быть захвачены при росте цирконов в процессе метаморфизма. Датированные нами долериты из даек 1-й генерации метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и низов амфиболитовой фации регионального метаморфизма. В них не сохранилось заметных следов ороговикования или перекристаллизации в ходе контактового метаморфизма. Поэтому, вероятнее всего, решающую роль в перекристалли-

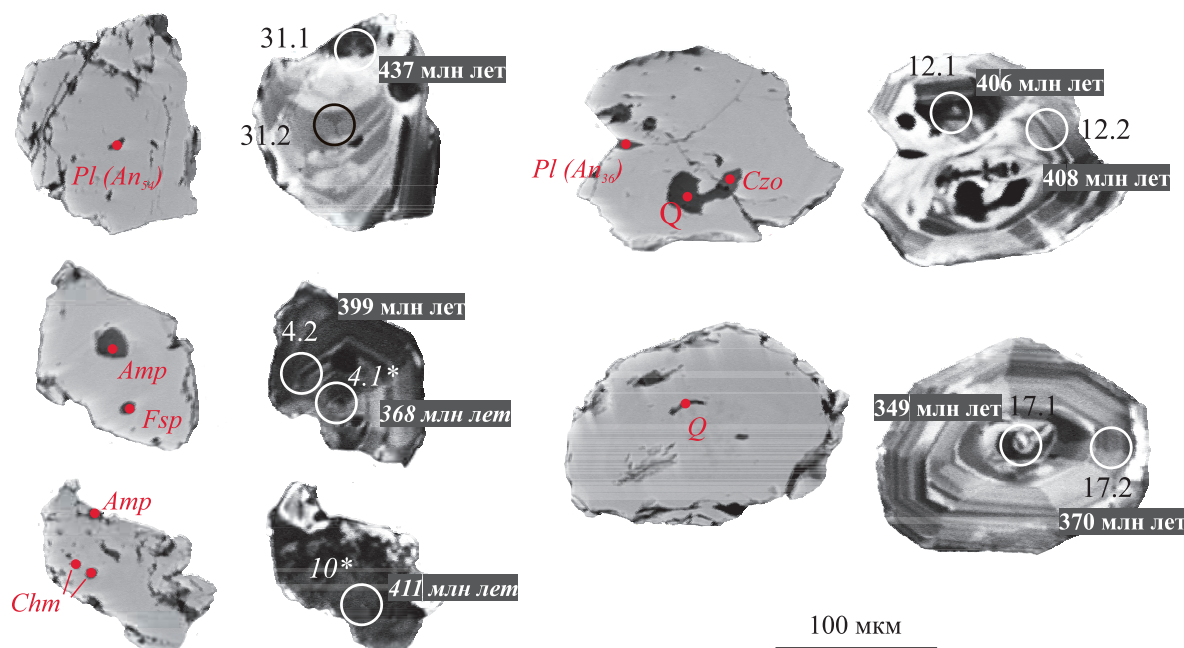


Рис. 9. Включения в цирконах. Изображения в обратно-отраженных электронах (BSE) (слева) и катодолюминесцентные изображения (CL) (справа).

Красным цветом показаны точки электронно-зондового анализа. Кружками отмечены кратеры (как на рис. 7), указаны их номера и их $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрасты. Минералы: *Amp* – амфибол (магнезиальная роговая обманка), *Chm* – шамозит, *Czo* – клиноцоизит, *Fsp* – калиевый полевой шпат, *Pl* – плагиоклаз, *An* – содержание анортитового минала в плагиоклазе, *Q* – кварц.

Fig. 9. Inclusions in zircons. Backscattered electron (BSE) images (left) and cathodoluminescence (CL) images (right).

The red dots indicate the points of electron probe micro analysis. The circles mark the craters (as in Fig. 7), their numbers and $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age. Abbreviations of minerals: *Amp* – amphibole (magnesian hornblende), *Chm* – chamosite, *Czo* – clinozoisite, *Fsp* – potassium feldspar, *Pl* – plagioclase, *An* – content of anorthite in plagioclase, *Q* – quartz.

зации цирконов играли метаморфические флюидные растворы.

Следует отметить, что возрасты цирконов из двух данных кластеров частично перекрываются в пределах погрешности, что вызывает некоторые сложности в разграничении сближенных во времени тектоно-магматических событий. Поэтому возраст внедрения жильных пород диоритоналитовой серии и параллельных даек 2-й генерации нуждается в дополнительном уточнении. Возраст цирконов 362.0 ± 5.6 млн лет соответствует времени существования активной континентальной окраины на Среднем Урале (Смирнов и др., 2014, 2016).

Полученный возраст внедрения долеритовых даек в блоке офиолитов в структуре Ревдинского массива (425.6 ± 2.9 млн лет) совпадает в пределах погрешности с U-Pb возрастом цирконов (428.5 ± 3.7 млн лет) из габбро в скринах параллельных даек в тектоническом блоке в пределах Рефтинского массива (Восточная зона Среднего Урала), определенным В.Н. Смирновым и К.С. Ивановым (2010). Таким образом, подтверждается одинаковое время прохождения процессов спрединга над зоной суб-

дукции в Восточно-Уральской и в Тагильской зонах Среднего Урала. На Среднем Урале в лудловское время происходило излияние островодужных вулканитов (базальтов, андезибазальтов, трахибазальтов) Тагильской островной дуги с формированием именовской свиты и гороблаготатской толщи (Бороздина и др., 2010; Пучков, 2010; Петров и др., 2011; Водолазская и др., 2015).

Для параллельных долеритовых даек, секущих подушечные лавы, горы Азов в восточном обрамлении Ревдинского массива ранее были получены более молодые U-Pb (SHRIMP-II) возрасты цирконов (382.3 ± 4.4 , 387.1 ± 4.1 и 374.3 ± 6.2 млн лет) (Иванов, Берзин, 2013). Однако данные датировки, вероятнее всего, являются “омоложенными” в результате метаморфизма, поскольку в цирконах данного возраста зафиксированы включения метаморфогенных минералов, а Sm-Nd возраст данных пород указывает на их более древнее раннепалеозойское время формирования (Иванов и др., 2019). Несмотря на то что параллельные дайки горы Азов и изученные обнажения параллельных даек, секущих габбро, образуют близко расположенные тектонические блоки, разница в U-Pb возрасте цирконов

пока что не позволяет рассматривать их как разноглубинные уровни одного офиолитового разреза.

В пределах Тагильской зоны на широтном уровне Ревдинского массива прослеживаются тектонические блоки серпентинитов, относимые к Серовско-Маукскому офиолитовому поясу. Гипотетически изученные нами тектонические блоки офиолитов в структуре Ревдинского массива могут быть связаны с ультрамафитами Серовско-Маукского офиолитового пояса, однако прямые доказательства этого на настоящий момент отсутствуют. В качестве аргумента против такой интерпретации выступает тот факт, что севернее офиолиты Серовско-Маукского офиолитового пояса прослеживаются в восточной части Тагильской зоны. Соответственно, блоки офиолитов на границе Тагильской зоны и массивов Платиноносного пояса по их положению в структуре Урала можно выделить в отдельный офиолитовый пояс.

Совмещение изученных блоков пород офиолитовой ассоциации и габброидов Платиноносного пояса в рамках Ревдинского массива, по всей видимости, произошло в результате тектонического сочленения. Остается неизвестным время совмещения данных пород разного генезиса. Возможно, данному событию отвечает возрастной кластер цирконов 362.0 ± 5.6 млн лет. Если рассматривать Ревдинский массив по границам тектонических разломов, отделяющих его с запада от метаморфизованных вулканитов Салатимской зоны, а с востока – от вулканитов Тагильской зоны, то Ревдинский массив можно рассматривать как полиформационный, сложенный породами двух генетически разных ассоциаций. В то же время, поскольку изученные фрагменты офиолитов приурочены к восточному тектоническому контакту Ревдинского массива, их можно рассматривать как тектонические блоки офиолитов, маркирующие крупный тектонический разлом. Последнее вполне типично для Урала и в целом для многих складчатых поясов мира. Однако в этом случае стоит обратить внимание на то, что западная тектоническая граница блока офиолитов достоверно не была прослежена ни в результате предшествующих геологосъемочных работ, ни авторами в ходе полевых исследований. Ее положение только предполагается по косвенным признакам (отрицательным формам рельефа). В этой связи изученные фрагменты офиолитов рассмотрены нами в структуре Ревдинского массива, пока достоверно не установлена их обособленная тектоническая природа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Берзин С.В. (2014) Фрагменты офиолитов мариинского комплекса в обрамлении и в структуре Ревдинского массива (Средний Урал). *VII Сибирская науч.-практ. конф. молодых ученых по наукам о Земле (с участ. иностранных специалистов)*. Новосибирск: Новосибирский гос. ун-т., 8-9.
- Берзин С.В. (2016) Офиолиты мариинского комплекса в восточном и западном обрамлении Ревдинского массива. *Литосфера*, (1), 88-106.
- Берзин С.В., Дугушкина К.А. (2020) Комплекс параллельных даек в обрамлении и в структуре Ревдинского массива Платиноносного пояса Урала. *Металлогения древних и современных океанов*. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 191-193.
- Бороздина Г.Н., Иванов К.С., Богоявленская В.М. (2010) Стратиграфия вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений Салатимской и Тагильской зон Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 152 с.
- Водолазская В.П., Тетерин И.П., Кириллов В.А., Лукьянова Л.И., Петров Г.А., Стефановский В.В., Морозов Г.Г., Жданов А.В., Жиганов А.В., Стряпунина Е.В., Еськин А.Г., Петрова Т.А., Вербицкий И.В., Вербицкая Н.В. (2015) Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист О-40. Пермь. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 497 с.
- Зайцева М.В., Пупышев А.А., Шапова Ю.В., Вотяков С.Л. (2016) U-Pb-датирование цирконов с помощью квадрупольного масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой NexION300S и приставки для лазерной абляции NWR213. *Аналитика и контроль*, 20(4), 294-306.
- Иванов К.С., Берзин С.В. (2013) Первые данные о U-Pb возрасте цирконов из реликтовой зоны задугового спрединга горы Азов (Средний Урал). *Литосфера*, (2), 92-104.
- Иванов К.С., Берзин С.В., Ерохин Ю.В. (2012) Первые данные об U-Pb возрасте цирконов из реликтовых зон спрединга на Среднем Урале. *Докл. АН*, 443(1), 78-83.
- Иванов К.С., Берзин С.В., Ерохин Ю.В., Ронкин Ю.Л., Хиллер В.В. (2019) Время задугового спрединга Уральской палеоостровной дуги (по результатам Sm-Nd и U-Pb датирования долеритов и изучения состава включений в цирконе). *Докл. АН*, 484(3), 340-343.
- Калугина Р.Д., Копанев В.Ф., Стороженко Е.В., Лукин В.Г., Степанов А.Е., Михалева Е.Н., Рапорт М.С., Ильясова Г.А., Суслов Д.Л., Шуб И.З., Михайлов А.П., Глазырина Н.С., Герасименко Б.Н. (2017) Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1 : 200 000. Изд. 2-е. Сер.: Среднеуральская. Лист О-41-XXXI. Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ ВСЕГЕИ, 180 с.
- Коротеев В.А., Семенов И.В. (2008) Влияние конвекционно-спрединговых и мантийно-плумовых процессов в формировании химического состава базальтов и плутонических пород рифта палеоуральского океана. *Литосфера*, (5), 54-83.
- Петров Г.А., Жиганов А.А., Стефановский В.В., Шалагинов В.В., Петрова Т.А., Овчинников Р.А., Гертман Т.А. (2011) Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист О-41. Екатеринбург. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 492 с.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (акту-

- альные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- Семенов И.В. (2007) Влияние мантийных плюмов на сегментарность, химический состав базальтов и плутонов рифта Уральского палеоокеана. *Геология Урала и сопредельных территорий*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 75-97.
- Семенов И.В., Шилов В.А., Верховский А.М. (1978) О структурных и возрастных соотношениях рифтогенного комплекса параллельных базальтовых даек с габбро-гипербазитовыми массивами Платиноносного пояса Урала. *Докл. АН СССР*, **243**(1), 187-190.
- Семенов И.В., Шилов В.А., Ронкин Ю.Л. (1999) Структурные и относительно-возрастные соотношения комплекса параллельных долеритовых даек с породами Ревдинского габбрового массива (Средний Урал). *Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 146*, 132-139.
- Смирнов В.Н., Иванов К.С. (2010) Первая силурийская U-Pb-датировка (SHRIMP-II) офиолитов на Урале. *Докл. АН*, **430**(2), 218-221.
- Смирнов В.Н., Иванов К.С., Ларионов А.Н. (2014) Возраст и геодинамические условия формирования гранитоидов Верхисетского батолита, восточный склон Среднего Урала (по результатам U-Pb SIMS-датирования цирконов). *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **22**(6), 26-44.
- Смирнов В.Н., Иванов К.С., Шокальский С.П. (2016) Новые данные о времени существования окраинно-континентальной зоны субдукции на Среднем Урале. *Докл. АН*, **471**(4), 455-458.
- Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S. (2001) Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. *J. Petrol.*, **42**, 655-671.
- Kuno H. (1968) Differentiation of basalt magmas. *Basalts: The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition. V. 2*. N. Y., Interscience, 623-688.
- Mullen E.D. (1983) MnO-TiO₂-P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **62**, 53-62.
- Otten M.T. (1984) The origin of brown hornblende in the Artfjallet gabbro and dolerites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **86**, 189-199.
- Pearce J.A. (1982) Trace element characteristics of lavas from destructive plate margins. *Andesites: Orogenic andesites and related rocks*. John Wiley and Sons, 525-548.
- Sun S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **42**, 313-345.
- Wood D.A. (1980) The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **50**(1), 11-30.
- Берзин С.В. (2014) Fragments of ophiolites of the Mariinsky complex in the frame and structure of the Revdinsky massif (Middle Urals). *VII Siberian Scientific and Practical Conference of Young Scientists on Earth Sciences (with the participation of foreign experts)*. Novosibirsk, Novosibirsk State Univ. Publ., 8-9. (In Russ.)
- Berzin S.V. (2016) Ophiolites of Mariinsky complex at east and west frames of Revdinsky Massif. *Lithosphere (Russia)*, (1), 88-106. (In Russ.)
- Berzin S.V., Dugushkina K.A. (2020) A sheeted dike complex in the frame and structure of the Revdinsky massif of the Ural Platinum Belt. *Metallogeny of ancient and modern oceans*. Miass, SU FSC MG UB RAS, 191-193. (In Russ.)
- Borozdina G.N., Ivanov K.S., Bogoyavlenskaya V.M. (2010) Stratigraphy of volcanic and volcano-sedimentary rocks of the Salatimskaya and Tagil'skaya zones of the Ural. Ekaterinburg, UB RAS Publ., 152 p. (In Russ.)
- Ivanov K.S., Berzin S.V. (2013) The first data on the U-Pb age of zircons from dolerites of the relic zone in Azov mountain back-arc spreading (Middle Urals). *Lithosphere (Russia)*, (2), 92-104. (In Russ.)
- Ivanov K.S., Berzin S.V., Erokhin Y.V. (2012) The first U-Pb age data of zircons from relic spreading zones in the Middle Urals. *Dokl. Earth Sci.*, **443**(1), 302-307.
- Ivanov K.S., Berzin S.V., Erokhin Yu.V., Ronkin Yu.L., Khiller V.V. (2019) Timing of Back-Arc Spreading of the Paleozoic Island Arc of the Urals: Implication of Sm-Nd and U-Pb Dating of Dolerites and the Composition of Inclusions in Zircon. *Dokl. Earth Sci.*, **484**(1), 97-100.
- Kalugina R.D., Kopanov V.F., Storozhenko E.V., Lukin V.G., Stepanov A.E., Mikhaleva E.N., Rapoport M.S., Il'yasova G.A., Suslov D.L., Shub I.Z., Mikhailov A.P., Glazyrina N.S., Gerasimenko B.N. (2017) State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1 : 200 000. Ed. 2nd. Ser.: Sredneural'skaya. Sheet O-41-XXXI. Explanatory letter. Moscow, Moscow branch of FSBI VSEGEI Publ., 180 p. (In Russ.)
- Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S. (2001) Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. *J. Petrol.*, **42**, 655-671.
- Koroteev V.A., Semenov I.V. (2008) Influence of convection-spreading and mantle-plume processes on the chemical composition of Paleourals ocean rift's basalts and plutonic rocks. *Lithosphere (Russia)*, (5), 54-83. (In Russ.)
- Kuno H. (1968) Differentiation of basalt magmas. *Basalts: The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition. V. 2*. N. Y., Interscience, 623-688.
- Mullen E.D. (1983) MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **62**, 53-62.
- Otten M.T. (1984) The origin of brown hornblende in the Artfjallet gabbro and dolerites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **86**, 189-199.
- Pearce J.A. (1982) Trace element characteristics of lavas from destructive plate margins. *Andesites: Orogenic andesites and related rocks*. John Wiley and Sons, 525-548.
- Petrov G.A., Zhiganov A.A., Stefanovsky V.V., Shalaginov V.V., Petrova T.A., Ovchinnikov R.A., Gertman T.A. (2011) State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1 : 1 000 000 (third generation). Ural series. Sheet O-41, Ekaterinburg. Explanatory letter. St.Petersburg, Cartographic factory VSEGEI Publ., 492 p. (In Russ.)

REFERENCES

- Puchkov V.N. (2010) Geology of the Urals and Cis-Uralian (topical issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny). Ufa, DesignPoligrafService Publ., 280 p. (In Russ.)
- Semenov I.V. (2007) Influence of mantle plumes on the segmentation and chemical composition of basalts and plutonites of the rift of the Ural paleocean. *Geology of the Urals and adjacent territories*. Ekaterinburg, IGG UB RAS, 75-97. (In Russ.)
- Semenov I.V., Shilov V.A., Ronkin Yu.L. (1999) Structural and relative-age relationships of the sheeted dike complex with the rocks of the Revdinsky gabbro massif (Middle Urals). *Proc. IGG UB RAS. V. 146*, 132-139. (In Russ.)
- Semenov I.V., Shilov V.A., Verkhovsky A.M. (1978) Structural and age relationships of the riftogenic complex of sheeted basaltic dikes with gabbro-hyperbasite massifs of the Ural Platinum Belt. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **243**(1), 187-190. (In Russ.)
- Smirnov V.N., Ivanov K.S. (2010) The first zircon U-Pb dating (SHRIMP II) for the Silurian ophiolites in the Urals. *Dokl. Earth Sci.*, **430**(1), 15-18.
- Smirnov V.N., Ivanov K.S., Larionov A.N. (2014) The U-Pb SIMS zircon age and geodynamic conditions of formation of granitoides of the Verkhisetsk batholith, the Eastern slope of the Middle Urals. *Stratigr. Geol. Correl.*, **22**(6), 576-593.
- Smirnov V.N., Ivanov K.S., Shokalsky S.P. (2016) New data on the period of existence of the continental margin subduction zone in the Middle Urals. *Dokl. Earth Sci.*, **471**(2), 1226-1229.
- Sun S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **42**, 313-345.
- Vodolazskaya V.P., Teterin I.P., Kirillov V.A., Luk'yanova L.I., Petrov G.A., Stefanovsky V.V., Morozov G.G., Zhdanov A.V., Zhiganov A.V., Stryapunina E.V., Es'kin A.G., Petrova T.A., Verbitsky I.V., Verbitskaya N.V. (2015) State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1 : 1 000 000 (third generation). Ural series. Sheet O-40. Perm. Explanatory letter. St.Petersburg, Cartographic factory VSEGEI Publ., 497 p. (In Russ.)
- Wood D.A. (1980) The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectono-magmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **50**(1), 11-30.
- Zaitseva M.V., Pupyshev A.A., Shchapova Yu.V., Votyakov S.L. (2016) Dating of zircons using NexION 300S quadrupole mass spectrometer with inductively coupled plasma and NWR213 attachment for laser ablation. *Analytics and Control*, **20**(4), 294-306. (In Russ.)

УДК 549.6:552.48

DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-6-867-883

Лавсонитовые эклогиты и метасоматиты Утарбаевской ассоциации максютовского комплекса

А. И. Русин¹, А. А. Зворыгина¹, П. М. Вализер²

¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, e-mail: anj1789@rambler.ru

²Ильменский государственный заповедник, ЮУ ФНЦ МуГ УрО РАН, 456317, г. Миасс, e-mail: valizer@ilmeny.ac.ru

Поступила в редакцию 31.05.2021 г., принята к печати 24.08.2021 г.

Объект исследований. Лавсонитовые эклогиты и метасоматиты Утарбаевской ассоциации максютовского комплекса. Утарбаевская ассоциация составляет самостоятельное подразделение в аккреционной структуре максютовского комплекса. Она представлена глыбообразными телами диопсид-гроссуляровых и разнообразных лавсонит-содержащих пород, включенных в антигрит-серпентинитовый меланж. Отсутствие в минеральных парагенезисах лавсонитсодержащих пород голубых амфиболов отличает Утарбаевскую ассоциацию от типичных лавсонит-голубосланцевых комплексов коллизионных орогенов. **Методы.** Микрозондовый анализ состава минералов выполнен на микроанализаторе Cameca SX-100. Содержание петрогенных, редких и редкоземельных элементов определено рентгеноспектральным методом (CPM-18) и методом масс-спектропии (ICP-MS, ELAN-90). **Результаты.** Обнаружен индикаторный минеральный парагенезис ($Grt + Omp + Lws + Di$) $\pm$ ($Coe - Qz + Ttn$), характеризующий лавсонитовый эклогит. Омфацит (Jd_{38-44}) и неизменный лавсонит ($H_2O - OH - 11.8\%$, $Ca/Al = 0.48 - 0.51$ и $Fe/Al = 0.01 - 0.02$) представлены в виде включений в гроссуля-альмандиновом гранате ($Alm_{39-46}Grs_{41-51}$), коэсит – в виде микровключений в омфаците. Термобарометрия ($Grt - Omp$, $Grt - Omp - Ph$) показывает следующие PT -условия образования лавсонитового парагенезиса: $T = 495 - 622^\circ C$ при $P = 2.2 - 2.4$ ГПа. Возраст кристаллизации лавсонитового эклогита нижнепалеозойский (471–444 млн лет). **Выводы.** Лавсонитовый эклогит Утарбаевской ассоциации имеет определенное сходство с комплексами “холодных” эклогитов, образующихся в условиях очень низкого геотермического градиента и редко сохраняющихся при выведении их в верхнюю кору. В последнем обзоре, сделанном в “Journal of Metamorphic Geology” в 2014 г., указывалось 19 пунктов находок лавсонитовых эклогитов на поверхности Земли. $HP - UHP$ лавсонитсодержащая Утарбаевская породная ассоциация дополняет этот список.

Ключевые слова: лавсонитовые эклогиты, серпентинитовый меланж, лавсонит, коэсит, Утарбаевская ассоциация, максютовский комплекс

Источник финансирования

Исследование проведено в рамках государственного задания № АААА-А19-119072990020-6 ИГГ УрО РАН и “Геологическое строение и эволюция структурных единиц южного сегмента зоны ГУР” ИГЗ ЮУ ФНЦ МуГ УрО РАН

Lawsonite eclogites and metasomatites of the Utarbaev Association of the Maksyutov complex

Anatoliy I. Rusin¹, Anna A. Zvorygina¹, Petr M. Valizer²

¹A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia, e-mail: anj1789@rambler.ru

²Ilmen State Reserve, SU FRC MG UB RAS, Ilmeny State Reserve, Miass 456317, Russia, e-mail: valizer@ilmeny.ac.ru

Received 31.05.2021, accepted 24.08.2021

Research subject. This article presents mineralogical, petrological and geochemical studies of lawsonite eclogites and metasomatites of the Utarbayev Association of the Maksyutov complex. The Utarbayev Association forms an independent unit in the Maksyutovsky complex accretion structure. This Association features a variety of lawsonite-bearing metasomatites that form zonal halos in the frame of block-like diopside-grossular bodies included in the antigorite-serpentine melange. The Utarbayev Association differs from typical lawsonite-blue shale complexes of collisional oro-

Для цитирования: Русин А.И., Зворыгина А.А., Вализер П.М. (2021) Лавсонитовые эклогиты и метасоматиты Утарбаевской ассоциации максютовского комплекса. *Литосфера*, 21(6), 867-883. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-6-867-883>

For citation: Rusin A.I., Zvorygina A.A., Valizer P.M. (2021) Lawsonite eclogites and metasomatites of the Utarbaev Association of the Maksyutov complex. *Lithosphere (Russia)*, 21(6), 867-883. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-6-867-883>

© А.И. Русин, А.А. Зворыгина, П.М. Вализер, 2021

genes by the absence of mineral parageneses of lawsonite-bearing rocks of blue amphibolites. *Methods.* A microprobe analysis of the mineral composition was performed using a Cameca SX-100 microanalyzer. The content of petrogenic, rare and rare-earth elements was determined by X-ray spectroscopy (CPM-18) and mass spectroscopy (ICP-MS, ELAN-90). *Results.* An indicator mineral paragenesis ($Grt + Omp + Lws + Di$) $\pm$ ($Coe-Qz + Ttn$) that characterizes lawsonite eclogite was found. Omphacite (Jd_{38-44}) and unchanged lawsonite ($H_2O-OH - 11.8\%$, $Ca/Al = 0.48-0.51$ и $Fe/Al = 0.01-0.02\%$) are represented as inclusions in grossular-almandine garnet ($Alm_{39-46}Grs_{41-51}$), coesite – as microinclusions in omphacite. Thermobarometry ($Grt-Omp$, $Grt-Omp-Ph$) showed the following formation conditions of lawsonite paragenesis: $T = 495-622^\circ C$ under $P = 2.2-2.4$ GPa. The age of crystallization of lawsonite eclogite was found to be Lower Paleozoic (471–444 Ma). *Conclusions.* The lawsonite eclogite of the Utarbayev Association is similar to the complexes of “cold” eclogites, which are formed under the conditions of a very low geothermal gradient and are rarely preserved when removed into the upper crust. The latest review published in the “Journal of Metamorphic Geology” (2014) mentions 19 sites, where lawsonite eclogites were discovered on the earth’s surface. The HP-UHP lawsonite-bearing Utarbayev Rock Association complements this list.

Keywords: lawsonite eclogites, serpentinite melange, lawsonite, coesite, Utarbaev Association, Maksyutov complex

Funding information

This work was carried out within the framework of the state assignment No. AAAA-A19-119072990020-6 IGG UB RAS and “Geological structure and evolution of structural units of southern segment of UMF” of SU FRC MG UB RAS

ВВЕДЕНИЕ

Лавсонитсодержащие метаморфические и метасоматические породы, включающие в себя ассоциацию *жадеит + кварц*, являются типоморфными для голубосланцевых поясов Тихоокеанского типа, формирующихся в условиях низкого геотермического градиента (Miyashiro, 1961; Ernst, 1977). PT-область кристаллизации минеральных парагенезисов лавсонит-голубосланцевой фации оценивалась параметрами, не превышающими $400-500^\circ C$ и $1.3-1.5$ ГПа. Однако находка лавсонита в эклогитовых ксенолитах из кимберлитовых трубок плато Колорадо (Helmstaedt, Doig, 1975; Helmstaedt, Schulze, 1991) послужила основанием для предположения о существовании проградной метаморфической зональности и выделения лавсонитовых эклогитов в качестве наиболее высокотемпературной субфации лавсонит-голубосланцевой фации. Обнаружение коэсита в лавсонитовых и цоизитовых эклогитах плато Колорадо (Usui et al., 2006) стало надежным минералогическим подтверждением кристаллизации их в ультравысокобарических (UHP) условиях, превышающих 2.5 ГПа. Кианитсодержащие UHP эклогиты с псевдоморфозами лавсонита были описаны в коллизионных террейнах Восточного и Центрального Китая, не содержащих офиолитов (Castelli et al., 1998). Многообразие обстановок нахождения лавсонитсодержащих пород (Wei, Clarke, 2011; Tsujimori, Ernst, 2014) допускает предположение об их полигенности, что вступает в противоречие с устоявшимися представлениями о природе HP-UHP эклогит-голубосланцевого метаморфизма коллизионных орогенов.

Экспериментальные исследования синтетических (CASH) и природных систем при высоких и ультравысоких давлениях (Pawley, 1994; Schmidt, Poli, 1994; Schmidt, 1995; Comodi, Zanazzi, 1996;

Poli, Schmidt, 1998; Okamoto, Maruyama, 1999) позволили установить фазовые отношения лавсонита, цоизита, гроссуляра, кианита, коэсита и чрезвычайно высокие пределы устойчивости водных Ca-Al силикатов. При температурах $750-900^\circ C$ максимальное давление дегидратации цоизита составляет около 7 ГПа, а лавсонита – может значительно превышать $8-10$ ГПа. Если связывать такие давления с литостатической нагрузкой, то достигаться они могут на глубинах $200-300$ км и более. Водные Ca-Al силикаты большинством исследователей рассматриваются в качестве основных контейнеров, доставляющих воду в глубокую мантию и тем самым обеспечивающих генерацию флюидонасыщенных магм и глубинных метасоматических процессов. Большинство же водных магнезиальных минералов гидратированной океанической коры (хлорит, тальк, антигорит и др.) обезвреживаются при холодной субдукции на глубинах, не превышающих $100-110$ км (менее 4 ГПа), а при теплой субдукции – около 60 км ($1.8-1.9$ ГПа). В том и другом случае плотности погружающейся плиты оказывается выше плотности вмещающей мантии, что должно препятствовать возможности возвращения дегидратированных ассоциаций в верхнюю кору (Bromiley, Pawley, 2003; Chen et al., 2013).

Несмотря на редкую встречаемость HP-UHP лавсонитовых и/или цоизитовых эклогитов в голубосланцевых поясах, количество мест их обнаружения в последние годы заметно увеличилось (Tsujimori et al., 2006a; Wei, Clarke, 2011; Brovarone et al., 2011, 2014; Tsujimori, Ernst, 2014). Петрографическим индикатором, используемым для заключения о достижении условий эклогитовой фации, является сохранность первичных включений лавсонита в зональных альмандин-гроссуляровых гранатах, ассоциированных с омфацитом. Однако в природе голубосланцевые фации обычно от-

делены от эклогитовой и никаких конкретных реакций обезвоживания в переходной зоне не обнаруживается, а парагенезис *омфациит* + *гранат* может существовать в широком диапазоне лавсонит-голубосланцевого равновесия. Термодинамическое моделирование *PT*-путей проградной кристаллизации гидратированной океанической литосферы в зонах холодной и теплой субдукции показывает, что большинство фазовых изменений в поле стабильности лавсонита в базальтовых породах происходит непрерывно и не содержит критических парагенезисов, отмечающих проградную смену метаморфических фаций (Enami et al., 2004; Wei, Clarke, 2011; Tsujimori, Ernst, 2014).

Характерной особенностью лавсонит-голубосланцевых поясов является редкая сохранность первичного лавсонита в голубых сланцах и эклогитах (Ballevre et al., 2003; Clarke et al., 2006). В большинстве случаев в породах обнаруживаются идиоморфные либо субидиоморфные кристаллы, замещенные полиминеральным агрегатом клиноцоизита, альбита, граната, хлорита, белых слюд и титаниита. В современных моделях метасоматические преобразования лавсонита связываются с изотермической гидратацией глубинных блоков при декомпрессионном подъеме их в верхнюю кору в субдукционном серпентинитовом канале. Что заставляет субдуцируемую плиту либо ее фрагменты возвращаться с контрастной сменой флюидного режима на более высокие гипсометрические уровни? Вопрос о механизмах эксгумации является одним из наиболее дискуссионных не только для лавсонит-содержащих пород (Clarke et al., 2006; Chen et al., 2013), но и вообще для всех типов *HP-UHP* комплексов коллизионных орогенов (Dobretsov, 2000). Альтернативой унифицированным субдукционно-коллизионным моделям высокобарического метаморфизма могут стать представления, учитывающие особенности метаморфического петрогенезиса в глубинных зонах континентальных рифтов (Ivanov et al., 1986; S. Ivanov, K. Ivanov, 1993; Ivanov, Rusin, 1997; Русин и др., 2014), которые практически не обсуждаются в мировой литературе, но вполне согласуются с новыми данными о природе *HP-UHP* метаморфических ассоциаций максютковского комплекса.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАКСЮТОВСКОГО КОМПЛЕКСА

Максютовский комплекс слагает аккреционный клин, протягивающийся на 180 км вдоль главной сутуры на западном склоне Южного Урала. Его исследованию посвящен ряд монографий (Добрецов, 1974; Ленных, 1977; Вализер, Ленных, 1988; и др.) и большое количество статей, краткий обзор которых приведен в работе (Русин, 2007). В составе

комплекса было принято выделять две структурно-вещественные единицы: нижнюю – “метатерригенную эклогитсодержащую” – и верхнюю – “офиолитоподобную винчит-зеленосланцевую”, разделенные зоной высокобарического меланжа. Предполагалось, что эклогитовый метаморфизм был связан с коллизией типа дуга–континент во временном интервале 380–370 млн лет. Допускалось, что этому событию мог предшествовать *UHP* коэситовый метаморфизм, а синхронно с эклогитовой кристаллизацией либо несколько позднее проявился голубосланцевый диафторез, частично затронувший и винчит-зеленосланцевую единицу (Русин, 2007).

Полученные в последнее время новые геологические, структурные и изотопно-хронологические данные (Valizer et al., 2011, 2013; Вализер и др., 2013, 2015; Русин и др., 2014) позволяют утверждать, что формирование максютковского комплекса произошло при аккреции не двух, а значительно большего числа структурно-вещественных единиц.

1. *UHP* эклогит-перидотитовая ассоциация ((533 ± 4.6)–(485 ± 4) млн лет; $T = 633\text{--}740^\circ\text{C}$, $P = 3.1\text{--}4.4$ ГПа) – оливин-энстатитовые породы и “горячие” жадеитовые и жадеит-госсуляровые эклогиты.

2. *HP-UHP* лавсонитсодержащая (Утарбаевская) породная ассоциация ((824 ± 21)–(471 ± 8) млн лет; $T = 554\text{--}762^\circ\text{C}$, $P = 1.5\text{--}3.6$ ГПа) – антигоритовые серпентиниты, гранат-клинопироксеновые и лавсонитсодержащие породы, включающие в себя реликтовые парагенезисы лавсонитовых “холодных” эклогитов.

3. Метатерригенная – кварцито-сланцевая ассоциация с телами “теплых” гранат-омфациит-глаукофановых эклогитов, гранат-глаукофановых и хлормелонитовых пород (410–370 млн лет; $T = 550\text{--}650^\circ\text{C}$, $P = 1.5\text{--}2.5$ ГПа).

4. Винчит-зеленосланцевая ($T = 320\text{--}358^\circ\text{C}$, $P = 0.5\text{--}0.7$ ГПа) – метавулканисты, слюдяные и графитистые кварцитосланцы.

5. Ташлинский блок ((444.9 ± 4.7)–(393.1 ± 3.8) млн лет; $T = 455\text{--}544^\circ\text{C}$, $P = 0.9\text{--}1.2$ ГПа) – антигоритовые серпентиниты с включениями гранатовых клинопироксенитов, подстилаемые пластичной гранат-кроссит-эпидотовых и гранат-фенгит-глаукофановых сланцев.

Данная статья посвящена детальной характеристике лавсонитсодержащей Утарбаевской ассоциации, в составе которой в последнее время были впервые обнаружены индикаторные парагенезисы лавсонитовых эклогитов. Кроме того, выявленные в составе аккреционного клина новые структурно-вещественные единицы, сформированные в очень широком временном интервале при значительных колебаниях *PT*-параметров, не только вводят ограничения в традиционные представления о высокобарическом метаморфизме максютковского комплекса, но и позволяют высказать принципиально

новые соображения о последовательности и геодинамических обстановках проявления *HP-UHP* метаморфизма в Уральском эпоксидном коллизионном орогене.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Силикатный анализ пород проводился рентгеноспектральным методом (СРМ-18, ЦКП “Геоаналитик”, ИГГ УрО РАН, аналитики Н.П. Горбунова и др.). Геохимические характеристики пород получены методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) (ELAN-90, аналитики Н.Н. Адамович, Д.В. Киселева, Н.В. Чередниченко, ЦКП “Геоаналитик”, ИГГ УрО РАН). Химический состав минералов изучен методом электронно-зондового микроанализа (Самса SX-100, ЦКП “Геоаналитик”, ИГГ УрО РАН, аналитики Д.А. Замятин и В.В. Хиллер).

ПЕТРОГРАФИЯ ПОРОД УТАРБАЕВСКОЙ АССОЦИАЦИИ

Утарбаевская ассоциация представлена антигритовыми серпентинитами, содержащими глыбообразные включения гранат-клинопироксеновых и разнообразных лавсонитсодержащих пород (рис. 1). Гранатовые, цоизитовые и хлорит-клиноцоизитовые разновидности лавсонитсодержащих пород пространственно связаны с телами гранат-клинопироксеновых пород, а хлоритовые, гранат-хлоритовые и хлорит-клиноцоизитовые породы, не содержащие лавсонита, характеризуются приуроченностью к контактам антигритовых серпентинитов. Влияние температурного фактора на их формирование не обнаруживается, и свидетельств фазового перехода лавсонита в цоизитсодержащую ассоциацию не наблюдалось. С поздними деформациями связано формирование разнообразных гидротермальных и гидротермально-метасоматических гранатитовых, гранат-лавсонитовых и лавсонит-хлоритовых жил. В участках с повышенной флюидонасыщенностью происходит кристаллизация крупных (до 10–12 см) кристаллов лавсонита, содержание которых может достигать 70–80%.

Лавсонитсодержащие породы характеризуются разнообразием структурно-текстурных особенностей, минеральных парагенезисов и количественных соотношений минералов. Они обладают различной зернистостью, имеют массивную, реже полосчатую текстуру и порфировластовую структуру. Порфировласты представлены различными псевдоморфозами по лавсониту размером от 0.5 до 1–2 см, крупными зернами граната переменного состава и призматическими кристаллами цоизита. В основной массе присутствуют реликтовые (диопсид, альмандин-гроссуляр) и новообразованные зерна гроссуляр-альмандинового граната и омфа-

цита, в значительной степени замещенного хлоритом, пумпеллиитом и другими водными минералами, игольчатые кристаллы клиноцоизита и чешуйки белой слюды. Многоэтапность флюидной обработки пород затрудняет реконструкцию общей последовательности минералообразования, но допускает предположение о том, что кристаллизация лавсонитсодержащего эклогитового парагенезиса происходила на ранней стадии их формирования.

Гранат-клинопироксеновые породы и лавсонитовые эклогиты сохраняются только в центральных частях глыбообразных тел. Это плотные породы массивной текстуры с переменным количеством (10–30%) порфировласт Fe-Са граната, содержащего от 48 до 73 мол. % гроссуляра (Valizer et al., 2013). Матрикс состоит главным образом из зерен зеленого клинопироксена (диопсида), характеризующегося очень высокой магнезиальностью ($\#Mg = 71\text{--}82\%$). При декомпрессии в матриксе происходит замещение диопсида клиноцоизитом, хлоритом, небольшим количеством титанита, кианита, альбита и кальцита. Предполагается, что эти изменения гранат-клинопироксеновых пород, как и частичное преобразование антигритовых серпентинитов в тальковые, хлорит-тальковые, актинолитовые и другие породы, происходили после кристаллизации лавсонитсодержащих пород. Признаки многократной инфильтрации водного флюида и наличие первичных включений идиоморфных кристаллов лавсонита в эклогитовых гранатах свидетельствуют о том, что эклогитовая кристаллизация, вероятно, была обусловлена не глубиной погружения, а активностью свободного водного флюида и “автоклавным эффектом”.

СОСТАВ МИНЕРАЛОВ И ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА

Состав минералов гранат-клинопироксеновых пород, лавсонитовых эклогитов и метасоматитов представлены в табл. 1.

Лавсонит в лавсонитовом эклогите и разнообразных лавсонитсодержащих породах образует кристаллы размером от 30 мкм до 10–12 см с характерными ромбовидными и прямоугольно-квадратными сечениями, в основном представленными псевдоморфозами, состоящими из белой слюды (фенгит, мусковит, парагонит), минералов группы эпидота, хлорита, альбита, кальцита, титанита и менее распространенных – граната, кианита и омфацита. Различное соотношение этих минералов обуславливает значимые колебания в валовом составе псевдоморфоз таких компонентов, как TiO_2 (1.0–1.3), FeO^* (3.2–5.8), MgO (1.8–2.2), K_2O (2.4–4.3) (все в мас. %).

Неизменный лавсонит определен в виде включений размером 30–200 мкм в краевых зонах

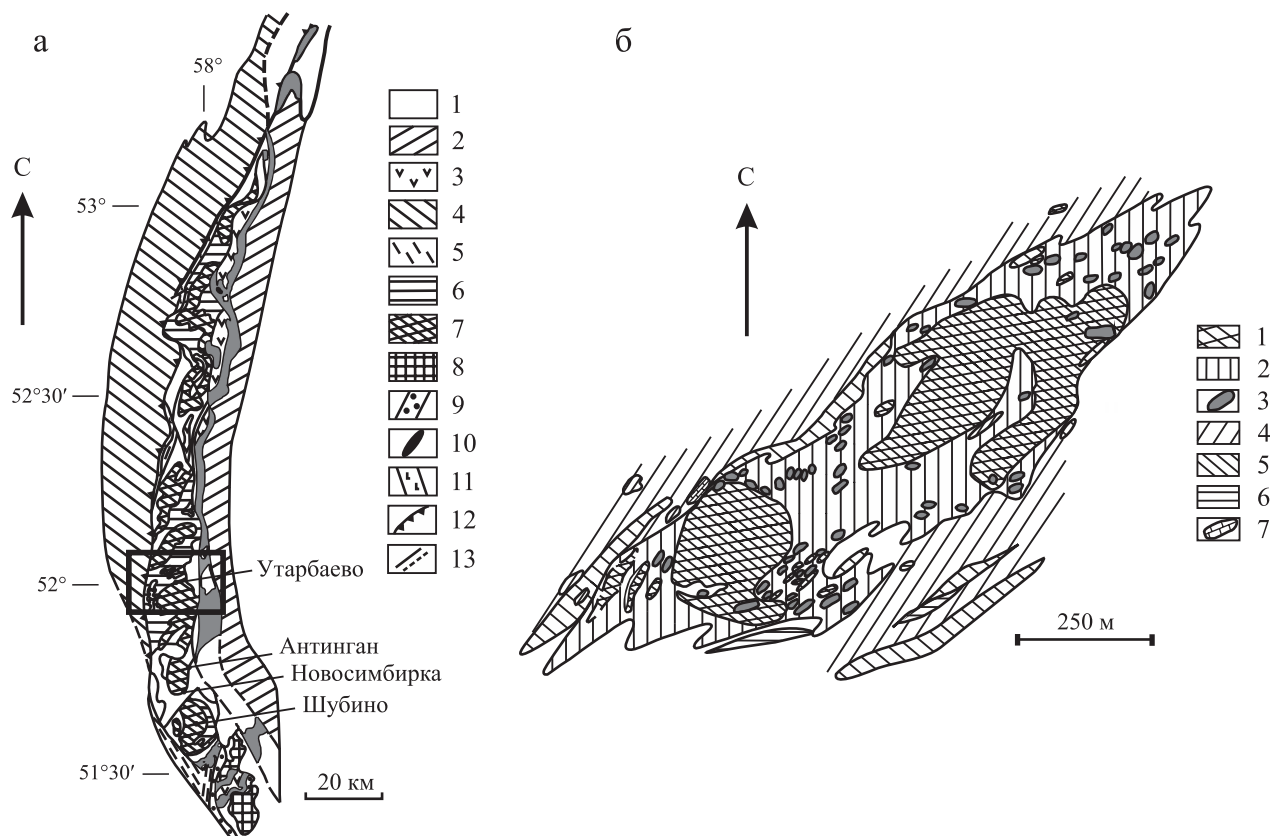


Рис. 1. Структурная схема максютовского комплекса (Lennykh, Valizer, 1999) (а) и схематическая геологическая карта фрагмента меланжа в районе д. Караяново (б).

а. 1 – мезозойские и кайнозойские отложения, 2 – зилаирский флиш (D_3-C_1), 3 – силурийские отложения и вулканиты, 4 – кварцито-сланцевые толщи суваянского комплекса, 5 – бластомилониты, 6 – верхняя осадочно-вулканогенная единица максютовского комплекса, 7 – нижняя эклогитсодержащая единица максютовского комплекса, 8 – ультрамафиты Халиловского массива, 9 – амфиболиты, 10 – серпентиниты и серпентинитовый меланж, 11 – дайки долеритов, 12 – Янтышевско-Юлукский надвиг, 13 – разрывные нарушения (достоверные и скрытые под вышележащими образованиями).
б. 1 – антигортитовые серпентиниты; 2 – зона меланжа; 3 – гранат-клинопироксеновые и гранат-лавсонитовые породы; 4–7 – верхняя единица максютовского комплекса: 4 – зеленокаменные породы, зеленые сланцы, метаморфизованные горнблендиты, габбро, диабазы; 5 – графитистые кварциты; 6 – слюдяные сланцы; 7 – мрамора.

Fig. 1. Structure map of the Maksyutov Complex after (Lennykh, Valizer, 1999) (a) and geological sketch map of mélangé fragment at Karayanovo locality (b).

а. 1 – Mesozoic and Cenozoic sediments, 2 – Zilairflysch (D_3-C_1), 3 – Silurian sediments and volcanites, 4 – quartz-schist strata of the Suvanyak Complex, 5 – blastomylonites, 6 – upper volcanosedimentary unit of the Maksyutov Complex, 7 – lower eclogitic unit of the Maksyutov Complex, 8 – ultramafic rocks of the Khalilovo massif, 9 – amphibolites, 10 – serpentinites and serpentinite mélangé, 11 – dykes of dolerites, 12 – Yantyshevo-Yuluk thrust, 13 – discontinuous violations (reliable / hidden under the overlying formations).
б. 1 – antigorite serpentinite; 2 – mélangé zone; 3 – garnet-clinopyroxene and garnet-lawsonite rocks; 4–7 – upper unit of Maksyutov Complex: 4 – greenstone, greenschist, metamorphosed hornblende, gabbro, diabase; 5 – graphitic quartzite; 6 – mica schist; 7 – marble.

кристаллов зонального (с – $Alm_{42-46}Sps_{4-10}Grs_{43-45}$, r – $Alm_{39-46}Sps_{5-7}Grs_{41-51}$)grossуляр-альмандинового граната. В ассоциации с лавсонитом отмечаются включения омфацита (Jd_{36-41}) и титанита (см. табл. 1, рис. 2). Лавсонит содержит как структурно-связанную H_2O , так и OH , в среднем 11.8% (10.1–13.6%). В его составе установлено незначительное количество FeO^* – до 0.91, TiO_2 – до 0.91, Cr_2O_3 – до 0.11 (все в мас. %) (табл. 2). По отношению Ca/Al

(0.48–0.51) и Fe/Al (0.01–0.02) лавсонит сопоставим с лавсонитами лавсонитовых эклогитов (рис. 3).

Коэзит определен в лавсонитовом эклогите по рамановскому спектру. Он присутствует в виде включений размером до 20–30 мкм в омфаците (Jd_{38-41}), который, в свою очередь, является включением в grossуляр-альмандиновом гранате (рис. 4).

Гранат в гранат-клинопироксеновой породе представлен порфиروбластиками размером 1–4 мм,

Таблица 1. Химический состав (мас. %) и кристаллохимические формулы (к.ф.) минералов из пород Утарбаевской ассоциации

Table 1. Chemical composition (wt %) and chemical formulas (f.u.) of minerals from of the Utarbayev Association rocks

Порода		Гранат-пироксеновая порода							Гранат-пироксеновая порода с лавсонитом (неизменным)													
№ п.п.		1	2	3	4	5	6			7	8	9	10	11	12	13	14					
Минерал		Grt		Di	Di	Grt		Omp	Grt			Omp		Grt		Lws	вкл в Grt	Ph	Di	Ms	Chl	
Компонент		г	с	г	г	г	с	г	г	с	г	г	г	с	г	с	г	г	г	г	г	
SiO ₂	37.8	37.7	38.4	49.7	49.5	37.7	38.1	54.0	38.0	37.8	38.1	55.8	55.7	38.4	38.5	50.1	54.5	50.2	27.4			
TiO ₂	0.14	0.23	0.15	1.44	1.63	0.23	0.22	0.14	0.15	0.24	0.15	0.05	0.07	0.04	0.65	0.10	—	0.04	—			
Al ₂ O ₃	20.8	20.7	21.0	3.93	3.45	21.1	21.2	7.69	20.8	20.8	21.1	8.59	9.33	32.4	31.9	25.1	1.46	31.2	19.7			
Cr ₂ O ₃	0.01	—	—	0.09	0.06	0.03	0.04	0.09	0.05	0.03	0.04	0.20	0.21	0.10	0.11	0.09	0.10	0.07	0.36			
FeO	17.5	20.7	17.6	9.23	11.9	21.3	18.8	7.16	21.8	19.9	21.1	7.10	7.52	0.90	0.86	3.93	7.11	1.17	20.7			
MnO	1.35	1.34	1.37	0.48	0.40	1.94	2.12	0.20	3.14	4.55	3.09	0.31	0.38	0.07	0.12	0.05	0.27	0.06	0.44			
MgO	0.76	0.62	0.79	12.5	12.8	0.87	0.72	8.79	0.80	0.61	0.81	7.40	6.84	—	—	4.07	12.8	2.63	18.64			
CaO	20.9	18.5	20.6	21.3	19.6	16.6	19.1	14.8	15.5	16.0	15.8	14.1	12.9	17.3	17.5	1.68	23.3	0.04	0.07			
Na ₂ O	—	—	0.01	0.58	0.42	0.01	0.01	5.62	0.03	0.02	0.02	6.57	7.28	0.01	0.02	0.29	1.18	0.34	0.01			
K ₂ O	—	—	0.01	—	—	—	—	—	—	0.01	0.01	0.01	0.01	—	—	9.93	—	10.5	—			
Сумма	99.23	99.76	99.93	99.23	99.71	99.75	100.22	98.48	100.30	100.00	100.16	100.13	100.22	89.20	89.65	95.28	100.74	96.26	87.28			
Коэффициенты кристаллохимической формулы																						
Si	2.97	2.97	3.00	1.87	1.87	2.98	2.98	1.98	3.00	2.99	3.00	2.01	2.00	2.00	2.00	3.37	2.00	3.28	2.84			
Ti	0.01	0.01	0.01	0.05	0.04	0.01	0.01	—	0.01	0.01	0.01	—	—	0.02	0.03	0.01	—	—	—			
Al	1.93	1.92	1.94	0.17	0.15	1.97	1.95	0.33	1.93	1.94	1.96	0.36	0.39	1.98	1.95	1.99	0.06	2.40	2.41			
Cr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.01	0.01	0.00	0.00	—	—	—	0.01			
Fe	1.15	1.37	1.15	0.29	0.38	1.41	1.23	0.22	1.44	1.32	1.39	0.21	0.22	0.04	0.04	0.22	0.22	0.06	1.80			
Mn	0.09	0.09	0.09	0.02	0.01	0.13	0.14	0.01	0.21	0.30	0.21	0.01	0.01	0.00	0.01	—	0.01	0.00	0.04			
Mg	0.09	0.07	0.09	0.70	0.72	0.10	0.08	0.48	0.09	0.07	0.10	0.40	0.37	0.00	0.00	0.41	0.70	0.26	2.89			
Ca	1.76	1.56	1.72	0.86	0.79	1.40	1.60	0.58	1.31	1.36	1.33	0.54	0.50	0.96	0.97	0.12	0.92	0.01	0.01			
Na	—	—	—	0.04	0.03	—	—	0.40	—	—	—	0.46	0.51	—	—	0.04	0.08	0.05	—			
K	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.84	—	0.95	—			
#Mg	7.3	4.9	7.3	70.7	65.5	6.6	6.1	68.6	5.9	5.0	6.7	65.6	62.7	2.0*	1.9*	65.1	76.1	81.3	61.6			
#Ca	57.0	44.92	56.4	—	—	46.7	52.5	—	43.0	44.6	43.9	—	—	—	—	—	—	—	—			

Таблица 1. Окончание
Table 1. Ending

Порода		Гранат-лавсонит-хлоритовая порода										Гранат-хлоритовая породы										Хлоритовая порода			
№ п.п.		15		16	17	18	19	20		21		22		23	24	25	26	27							
Минерал		Grt		Czo	Ms	Chl	Ttn	Grt в псевд. Lws		Grt		Grt		Chl	Ttn	Chl	Chl	Ttn							
Компонент		с	г					г	с	г	с	г	г	с	г										
SiO ₂	36.5	36.6	38.7	37.0	36.4	37.1	37.7	37.7	36.5	37.5	37.5	37.7	37.7	36.9	30.6	31.5	31.6	30.1							
TiO ₂	0.27	0.12	0.17	2.55	0.55	0.70	0.11	0.54	0.10	0.07	0.10	0.07	0.13	—	38.9	—	—	39.2							
Al ₂ O ₃	20.9	21.0	30.8	20.3	20.8	21.0	20.9	20.2	20.8	20.9	20.7	20.6	20.6	18.8	1.16	17.5	16.5	1.07							
Cr ₂ O ₃	0.02	0.02	0.03	0.09	—	—	0.01	0.03	0.03	0.01	—	0.03	0.01	0.03	0.01	0.06	—	—							
FeO	8.53	22.4	3.39	13.8	3.62	18.4	21.5	4.74	26.4	30.0	28.5	30.0	28.5	21.5	0.78	10.9	11.3	0.43							
MnO	19.8	3.77	0.28	12.5	28.0	8.24	4.94	26.2	2.10	0.86	3.06	1.65	3.06	0.65	0.09	0.15	0.17	0.03							
MgO	0.06	0.44	0.02	0.17	0.03	0.25	0.74	—	0.77	0.77	0.38	0.61	0.38	18.1	—	26.8	27.0	0.02							
CaO	13.0	14.9	23.6	14.0	9.83	14.3	13.7	11.0	11.4	9.84	10.3	10.3	10.3	0.03	28.5	0.04	0.04	28.4							
Na ₂ O	—	0.01	0.01	0.03	0.02	—	0.02	—	0.03	0.04	0.02	—	0.02	0.01	0.03	0.01	0.02	0.01							
K ₂ O	—	—	0.01	—	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	—	—	—	0.03	0.02	0.02	0.01	—							
Сумма	99.14	99.15	97.04	100.57	99.24	100.02	99.59	99.16	99.07	100.19	100.53	100.25	100.53	86.70	100.15	87.02	86.65	99.28							
Коэффициенты кристаллохимической формулы																									
Si	2.94	2.93	2.99	3.07	2.76	2.76	1.01	2.95	2.95	2.95	3.01	2.96	3.02	3.02	0.99	3.10	3.12	0.98							
Ti	0.02	0.01	0.01	—	—	—	0.95	0.15	0.03	0.04	0.01	0.03	0.01	—	0.95	—	—	0.96							
Al	1.98	1.98	2.80	2.77	2.50	2.50	0.04	1.91	1.99	1.97	1.96	1.93	1.97	1.97	0.04	2.04	1.93	0.04							
Cr	—	—	—	—	—	—	—	0.01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—							
Fe	0.57	1.50	0.22	0.05	1.54	1.54	0.02	0.92	0.25	1.22	1.43	0.32	1.78	2.01	0.02	0.90	0.94	0.01							
Mn	1.35	0.26	0.02	—	0.03	0.03	0.01	0.85	1.92	0.56	0.33	1.80	0.14	0.06	—	0.01	0.01	—							
Mg	0.01	0.05	—	0.10	3.16	3.16	0.01	0.02	0.03	0.03	0.09	0.09	0.09	0.09	—	3.94	3.99	—							
Ca	1.12	1.27	1.95	—	0.01	0.01	0.97	1.20	0.85	1.22	1.17	0.95	0.98	0.84	0.99	—	—	1.00							
Na	—	—	—	0.06	0.01	0.01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—							
K	—	—	—	0.94	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—							
#Mg	0.70	3.2	7.3*	66.7	67.2	67.2	33.3	2.1	0.6	2.4	2.4	0.00	4.8	4.3	—	81.2	80.8	—							
#Ca	36.7	41.2	—	—	—	—	—	32.4	28.1	40.5	38.7	25.7	32.8	28.0	—	—	—	—							

Коэффициенты кристаллохимической формулы

Si	2.94	2.93	2.99	2.95	2.95	2.95	3.01	2.96	3.02	3.02	3.00	2.96	3.00	3.02	3.02	2.96	2.89	0.99	3.10	3.12	3.10	3.12	3.10	3.12	0.98	0.98
Ti	0.02	0.01	0.01	0.15	0.03	0.04	0.01	0.03	0.01	—	0.01	0.01	0.01	—	—	0.01	—	0.95	—	—	—	—	—	—	0.96	0.96
Al	1.98	1.98	2.80	1.91	1.99	1.97	1.96	1.93	1.97	1.97	1.95	1.95	1.95	1.97	1.97	1.95	2.32	0.04	2.04	1.93	2.04	1.93	2.04	1.93	0.04	0.04
Cr	—	—	—	0.01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe	0.57	1.50	0.22	0.92	0.25	1.22	1.43	0.32	1.78	2.01	1.91	2.01	1.91	2.01	2.01	2.01	1.89	0.02	0.90	0.94	0.90	0.94	0.90	0.94	0.01	0.01
Mn	1.35	0.26	0.02	0.85	1.92	0.56	0.33	1.80	0.14	0.06	0.21	0.11	0.21	0.06	0.21	0.11	0.06	—	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	—	—	—
Mg	0.01	0.05	—	0.02	—	0.03	0.09	—	0.09	0.09	0.05	0.07	0.05	0.09	0.05	0.07	2.83	—	3.94	3.99	3.94	3.99	3.94	3.99	—	—
Ca	1.12	1.27	1.95	1.20	0.85	1.22	1.17	0.95	0.98	0.84	0.88	0.89	0.88	0.84	0.88	0.89	—	0.99	—	—	—	—	—	—	1.00	1.00
Na	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
K	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
#Mg	0.70	3.2	7.3*	2.1	0.6	2.4	2.4	0.00	4.8	4.3	2.6	3.4	2.6	4.3	2.6	3.4	60.0	—	81.2	80.8	81.2	80.8	81.2	80.8	—	—
#Ca	36.7	41.2	—	32.4	28.1	40.5	38.7	25.7	32.8	28.0	28.9	29.0	28.9	28.0	28.9	29.0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Индексы минералов – по (Whitney, Evans, 2010). #Mg = Mg/(Mg + Fe)100%, #Ca = Ca/(Ca + Mg + Fe + Mn)100%, *F = Fe³⁺/(Fe³⁺ + Al)100%; с – центр зерна, г – край зерна; прочерк – не определено. Структурные формулы минералов рассчитаны катионным методом: гранат и клиноцоизит – на 8, диопсид и омфациит – на 4, лавсонит – на 5, мусковит и фенгит – на 6, хлорит – на 10.

Note. Mineral indices according to (Whitney, Evans, 2010). #Mg = Mg/(Mg + Fe)100%, #Ca = Ca/(Ca + Mg + Fe + Mn)100%, *F = Fe³⁺/(Fe³⁺ + Al)100%; c – grain center, g – grain edge; dash – undefined. The mineral formulas of are calculated by the cationic method: garnet and clinocoisite by 8, diopside and omphacite by 4, lawsonite by 5, muscovite and phengite by 6, and chlorite by 10.

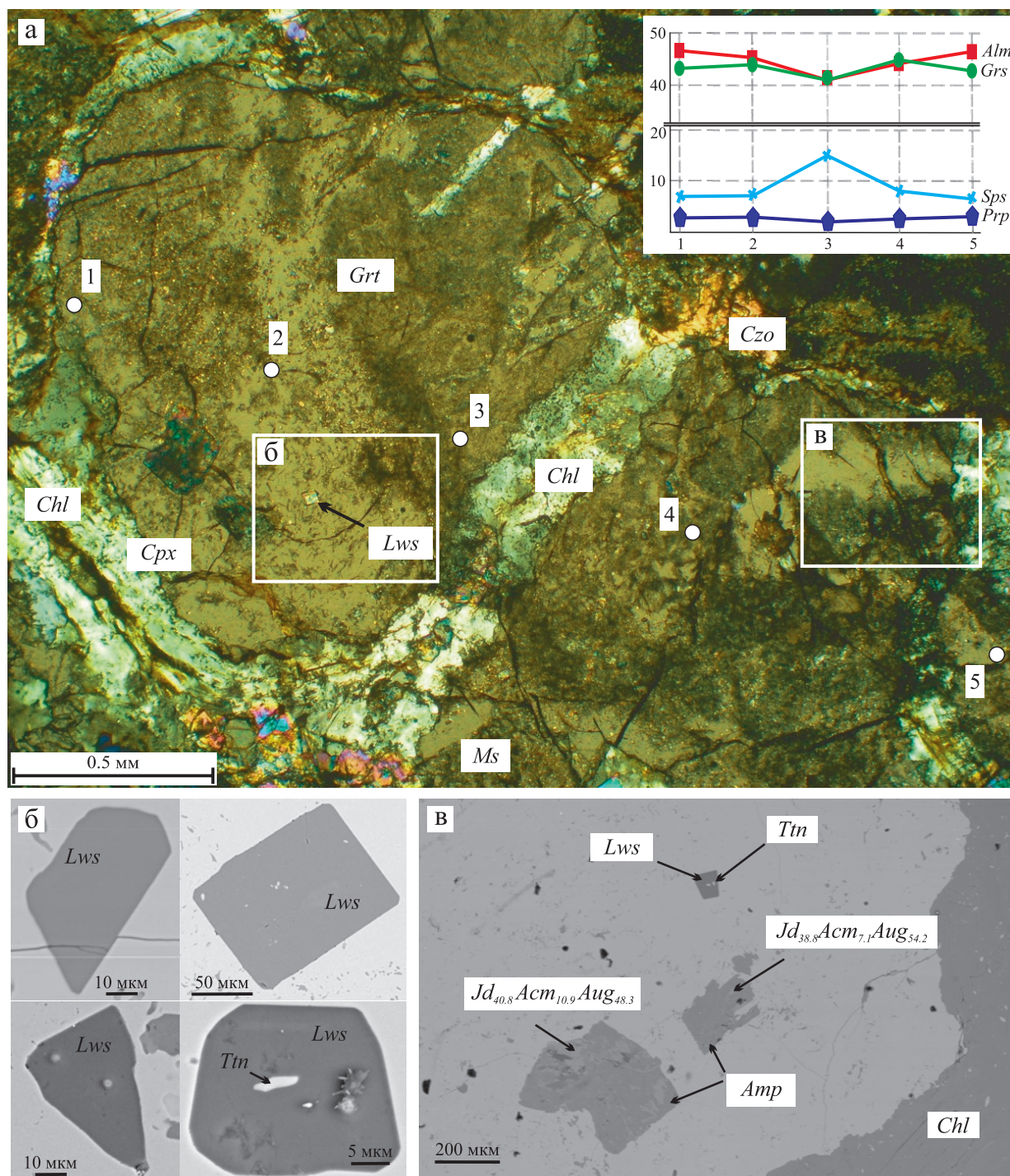


Рис. 2. Микрофотография лавсонитового эклогита и вариации минерального состава зерна граната.

а – микрофото в поляризованном свете, номера точек соответствуют номерам на графике; б, в – BSE-изображения: включения кристаллов лавсонита (б), включения кристаллов омфациита, лавсонита и титанита в гранате (в). Индексы минералов – по (Whitney, Evans, 2010).

Fig. 2. Microphotograph of lawsonite eclogite and variations of mineral composition of garnet grain.

а – microphoto in polarized light, the numbers of the points correspond to the numbers on the graph; б, в – BSE-images: inclusions of crystals of lawsonite (б), inclusions of crystals of omphacite, lawsonite and titanite in garnet (в). Minerals indices are based on (Whitney, Evans, 2010).

Таблица 2. Химический состав (мас. %) и кристаллохимические (к.ф.) формулы лавсонита из лавсонитовых эклогитов Утарбаевской ассоциации**Table 2.** Chemical composition (wt %) and crystallochemical formulas (c.f) lawsonite of the Utarbaev association lawsonite eclogites

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	37.02	37.52	37.13	38.35	36.83	37.01	38.25	38.64	38.60	39.01	38.04	38.16
TiO ₂	0.42	0.04	0.52	0.02	0.02	0.06	0.19	0.12	0.03	0.91	0.11	0.77
Al ₂ O ₃	31.55	31.9	31.73	32.28	31.59	31.74	31.71	32.71	32.22	31.90	31.76	31.12
Cr ₂ O ₃	0.01	0.03	0.06	0.06	—	0.06	0.09	0.07	0.04	0.02	0.04	0.04
FeO	0.91	0.56	0.54	0.67	0.67	0.55	0.67	0.56	0.72	0.60	0.66	0.70
MnO	0.06	0.06	0.05	0.06	0.1	0.03	0.01	—	0.12	0.02	0.11	0.09
MgO	0.01	0.01	—	0.01	0.01	0.01	—	—	—	—	0.01	—
CaO	17.27	16.92	17.27	16.89	17.16	16.86	17.31	17.19	17.20	17.42	17.42	17.56
Na ₂ O	0.01	0.03	0.03	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	—	—	0.01	0.01
K ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	—	—	—	0.01	0.01
Σ	87.27	87.09	87.33	88.36	86.41	86.34	88.27	89.29	88.92	89.89	88.15	88.46
Si	1.97	2.00	1.97	2.01	1.98	1.99	2.01	2.01	2.02	2.02	2.00	2.01
Ti	0.02	—	0.02	—	—	—	0.01	—	—	0.04	—	0.03
Al	1.98	2.00	1.99	2.00	2.00	2.01	1.97	2.00	1.98	1.95	1.97	1.93
Cr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe ²⁺	0.04	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03
Mn	—	—	—	—	—	—	—	—	0.01	—	—	—
Ca	0.99	0.97	0.98	0.95	0.99	0.97	0.98	0.96	0.96	0.97	0.98	0.99
Ti + Cr + Fe	0.06	0.02	0.04	0.03	0.03	0.02	0.04	0.02	0.03	0.07	0.03	0.06
Ca/Al	0.50	0.49	0.49	0.48	0.50	0.48	0.50	0.48	0.48	0.50	0.50	0.51
Fe/Al	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02
H ₂ O и OH	12.7	12.9	12.6	11.6	13.6	13.6	11.7	10.7	11.1	10.1	11.8	11.5

Примечание. Структурная формула лавсонита рассчитана на 5 катионов. Прочерк – не определено.

Note. The formula of of lawsonite is calculated by 5 cations. Dash – not determined.

распределен неравномерно и составляет около 5% объема породы. По составу отвечает альмандин-гроссуляру и относится к очень редкой группе Fe-Ca гранатов, имеющих сходство с гранатами гроспидитов (см. табл. 1, № 1). Условия кристаллизации таких гранатов, по экспериментальным и расчетным данным (Valizer et al., 2013), характеризуются высокими температурами (>700°C) и ультравысоким давлением (>2.5 ГПа). Преобразования гранат-клинопироксеновых пород сопровождаются кристаллизацией эклогитового парагенезиса (см. табл. 1, № 4–6), представленного зональным гроссуляр-альмандиновым гранатом (с – $Grs_{43-45}Alm_{42-46}Sps_{4-10}$, r – $Grs_{41-51}Alm_{39-46}Sps_{5-7}$), содержащим включения омфакита (см. табл. 1, № 7, 8) и первичного лавсонита (см. табл. 1, № 9, 10).

В лавсонитсодержащих породах гранат присутствует в лавсонитовых псевдоморфозах, гранитовых жилах и хлорит-клиноцоизитовом матриксе. Гранат в псевдоморфозах по лавсониту представлен мелкими (до 1 мм) с хорошей огранкой зональными кристаллами альмандин-гроссуляр-спессартинового состава – в центральной зоне – и альмандин-спессартин-гроссулярового – в кайме (с – $Alm_{6-38}Grs_{34-42}Sps_{27-60}$, r – $Alm_{24-36}Sps_{21-34}Grs_{40-42}$).

Принципиальное сходство с гранатами лавсонитовых псевдоморфоз, свидетельствующее о вероятной синхронности кристаллизации, имеют гранаты гранатитовых жил (с – $Sps_{22-26}Alm_{32-34}Grs_{35-36}$, r – $Sps_{3-10}Alm_{34-37}Grs_{45-49}$). В матриксе лавсонитсодержащих пород размер зерен граната возрастает до 2–4 мм и более, а состав становится более разнообразным (с – $Alm_{18}Grs_{34}Sps_{45}$, r – $Sps_9Grs_{38}Alm_{47}$; с – $Sps_{19}Grs_{37}Alm_{39}$, r – $Sps_3Alm_{41}Grs_{48}$).

В гранат-хлоритовых породах, не содержащих псевдоморфоз лавсонита, состав граната в центральных частях зерен изменяется от гроссуляр-альмандина ($Sps_7Grs_{27}Alm_{62}$) до гроссуляр-спессартина ($Alm_8Grs_{28}Sps_{60}$), а в каймах более выдержан и соответствует гроссуляр-альмандинам ($Sps_{5-11}Grs_{28-38}Alm_{47-63}$). Содержание пиропового и андрадитового компонентов в гранатах всех метасоматических зон обычно не превышает 1–3 мол. %.

Клинопироксен в гранат-клинопироксеновой породе отвечает диопсиду (см. табл. 1, № 2, 3). Он присутствует в виде включений как в альмандин-гроссуляре, так и в матриксе. Диопсид в матриксе по составу соответствует краевым зонам диопсида в гранате. Зерна диопсида в матриксе окружены каймами кальцита, хлорита, клиноцоизита и ом-

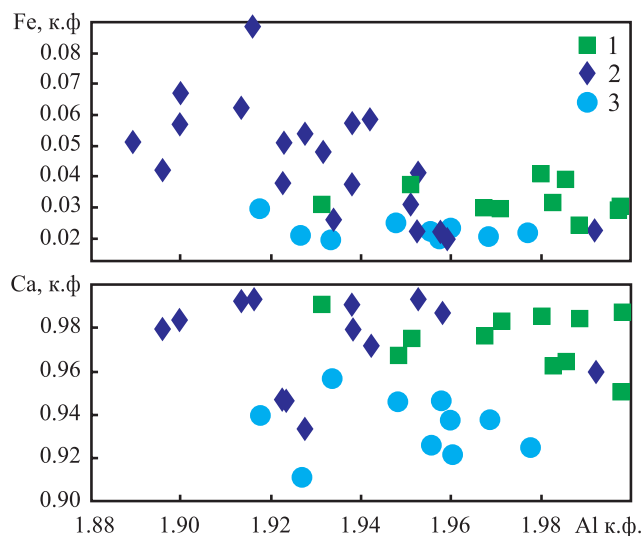


Рис. 3. Диаграмма отношения Fe^{3+}/Al и Ca/Al в лавсоните.

1 – лавсонитовые эклогиты Утарбаевской ассоциации, 2 – лавсонитовые эклогиты (Groppo, Castelli, 2000; Zack et al., 2004; Tsujimori et al., 2006; Usui et al., 2006; Zhang, Meng, 2006; Ravna et al., 2010; Martin et al., 2011; Endo et al., 2012), 3 – лавсонит-глаукофановые сланцы (Song et al., 2009).

Fig. 3. Diagram of the ratio of Fe^{3+}/Al и Ca/Al in lawsonite.

1 – lawsonite eclogites of the Utarbayev association, 2 – lawsonite eclogites (Groppo, Castelli, 2000; Zack et al., 2004; Tsujimori et al., 2006; Usui et al., 2006; Zhang, Meng, 2006; Ravna et al., 2010; Martin et al., 2011; Endo et al., 2012), 3 – lawsonite-glaucophane shale (Song et al., 2009).

фацита. В лавсонитсодержащих породах клинопироксен представлен омфацитом ($\text{Na}_2\text{O} = 6.57\text{--}9.19$ мас. %). Он развит как в виде кайм реликтовых зерен диопсида, так и в виде отдельных мелких зерен в гроссуляр-альмандиновом гранате и матриксе, а также в качестве реликтовых микровключений в псевдоморфозах по лавсониту. В сравнении с диопсидом характеризуется пониженной магнезиальностью ($\# \text{Mg} = 50\text{--}69\%$) и сходными значениями кальциевости ($\# \text{Ca} = 35\text{--}44\%$). Во включениях в гранате кальциевость клинопироксена может возрастать до 71–74%. Содержание жадеитового компонента в омфацитах изменяется от 31 до 50%.

Мусковит-фенгит в виде пластинчатых выделений размером до 1–3 мм отмечается преимущественно в псевдоморфозах по лавсониту и реже – в матриксе гранат-клинопироксеновых и лавсонитсодержащих пород. Он характеризуется небольшими колебаниями состава ($\text{Si}^{4+} = 3.28\text{--}3.45$ к.ф., $\text{Na} = 0.03\text{--}0.05$ к.ф., $F = 19\text{--}21\%$). $^{40}\text{Ar}\text{--}^{39}\text{Ar}$ возраст фенгитов во всех типах пород составляет 341 ± 2 млн лет.

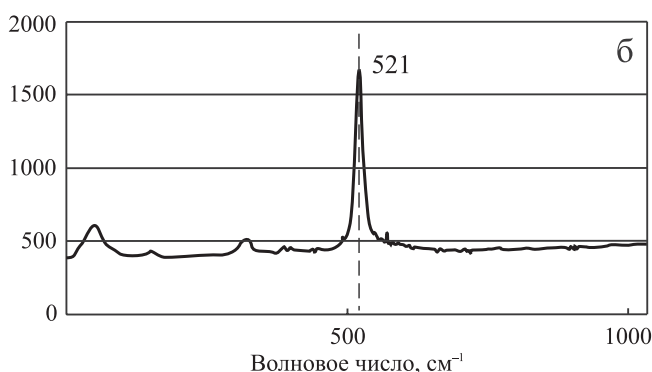
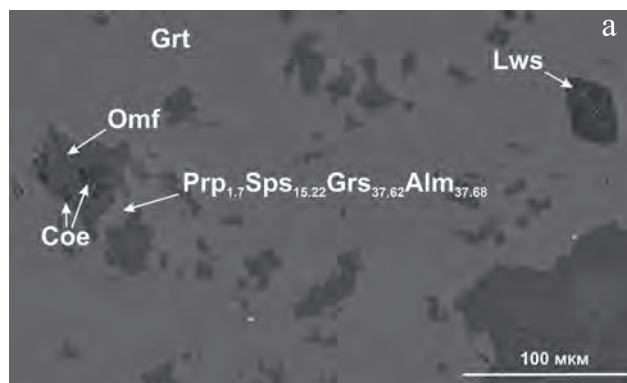


Рис. 4. Микрофотография включений омфацита с микровключениями коэсита и кварца в гранате (а), рамановский спектр коэсита (б).

Индексы минералов – по (Whitney, Evans, 2010).

Fig. 4. Microphotograph of omphacite inclusions with microinclusions of coesite and quartz in garnet (a), Raman spectrum of coesite (b).

Minerals indices are based on (Whitney, Evans, 2010).

Минералы группы клиноцоизит-эпидота встречаются как в основной массе, так и в составе псевдоморфоз по лавсониту. Форма зерен варьирует от коротко- до длиннопризматической и игольчатой, размер зерен – от долей миллиметра до 3–5 мм в длину. Предельные значения железистости составляют 8–16%. В основной массе лавсонитсодержащих пород установлено присутствие таблитчатых порфиробласт цоизита, а в гранатах – микровключений ортита.

Хлорит преобладает в основной массе пород, гораздо реже отмечается в составе псевдоморфоз, оконтуривая последние. Представлен мелкочешуйчатым агрегатом и отдельными пластинками размером до 0.3–0.5 мм, окрашенными в грязно-зеленые и желтовато-зеленые цвета. По составу отвечает железистому клинохлорпеллиту–прохлориту, характеризуется колебаниями содержания кремнезема ($\text{Si}^{4+} = 2.76\text{--}3.13$ к.ф.) и магнезиальности ($\# \text{Mg} = 61\text{--}80\%$).

Титанит при собственной кристаллографической огранке имеет небольшой размер зерен (менее 0.01 мм). В качестве включений присутствует в гранате и “лавсоните”, встречается в виде прожилковатых скоплений в хлоритовой массе.

Термодинамические параметры образования лавсонитового эклогита рассчитаны на основе реальных составов породообразующих минералов по геотермобарометрам *Grt-Cpx* и *Grt-Ph* (Ravna, 2000; Ravna, Paquin, 2003) и *Grt-Cpx-Ph* (Ravna, Terri, 2004). Индикаторная минеральная ассоциация лавсонитового эклогита Утарбаевской *UHP-HP* ассоциации представлена *Grt* ($Alm_{40-43}Sps_{4-15}Grs_{44-49}$) + *Omp* (Jd_{38-49}) + *Lws* ± *Coe-Qz* ± *Di* (Jd_{2-20}) ± *Tnt*. Для пары *Grt-Omp*, которые рассматриваются как равновесные, температура образования составляет 495–645°C. Присутствие микровключений коэсита указывает на $P \approx 2.5\text{--}2.7$ ГПа. Использование дополнительно при расчете фенгита ($Si^{4+} = 3.45$ к.ф.), который развит на границе кристаллов граната в основной массе, дает следующие *PT*-условия: $T = 537\text{--}542^\circ\text{C}$, $P \geq 2.5$ ГПа. По *Grt* и включению *Di* в нем определена $T = 528\text{--}603^\circ\text{C}$. Лавсонитовый эклогит Утарбаевской ассоциации по минеральной ассоциации и рассчитанным *PT*-параметрам соответствует лавсонитовому эклогиту U-типа по (Wei, Clark, 2011).

ПЕТРОГЕОХИМИЯ ПОРОД

Гранат-клинопироксеновые породы Утарбаевской ассоциации имеют низкое содержание кремнезема (29–40 мас. %) и натрия (до 1.0 мас. %), высокое – кальция (12–17 мас. %) и магния (13–16 мас. %). В лавсонитсодержащих породах концентрации кремнезема и натрия не изменяются, но происходит увеличение содержаний глинозема (от 13.5–16 до 19–24 мас. %), достигающее наибольших значений (28–32 мас. %) в лавсонитовых псевдоморфозах, и уменьшение количества CaO и MgO соответственно до 8.5–12.5 и 6–10 мас. % (табл. 3). В сравнении с гранат-клинопироксеновыми блоками в лавсонитсодержащих породах увеличивается концентрация K_2O от 0.1 до 2.2 мас. %, уменьшается магнезиальность (#Mg от 65–70 до 51–56 %) и кальциевость пород (#Ca от 27–33 до 26 %), а отношение CaO/Al_2O_3 изменяется от 0.94–1.15 до 0.4–0.6 (см. табл. 3, № 3–9). В псевдоморфозах по лавсониту содержание кремнезема (38–40 мас. %), алюминия (28–32 мас. %) и кальция (13–17 мас. %) приближается к теоретическому составу лавсонита.

Химический состав пород контролируется количественными соотношениями хлорита, минералов группы клиноцоизит-эпидота, граната и псевдоморфоз лавсонита. В гранат-хлоритовых и хлоритовых породах, контактирующих с антигоритовыми серпентинитами, магнезиальность пород может возрастать до 65–77 %, а кальциевость – по-

нижаться до 18–23 %. Общей особенностью всех лавсонитсодержащих пород являются повышенные содержания K_2O , изменяющиеся от 0.3 до 3.5 мас. %.

Распределение элементов-примесей в лавсонитсодержащих, а также антигоритовых серпентинитах меланжа показаны на рис. 5. Распределение REE для лавсонитсодержащих пород, нормированных по океанической коре (Sun, McDonough, 1989), характеризуется пологими наклонами кривых в сторону уменьшения тяжелых REE. По сравнению с примитивной мантией лавсонитсодержащие породы существенно обогащены всеми REE (рис. 5а). Лавсонитсодержащие породы обогащены редкоземельными элементами значительно больше, чем примитивная мантия: вариации легких REE – от 20 до 65 уровней, тяжелых REE – от 5 до 15. Кривые для лавсонитсодержащих пород, нормированных по постархейскому глинистому сланцу (PAAS), имеют практически плоские нормализованные распределения (рис. 5б). Относительно PAAS лавсонитсодержащие породы немного обеднены легкими REE (0.4–0.8 уровня) и слегка обогащены тяжелыми REE. В общем, кривые по распределению REE в гранат-пироксеновых и лавсонитсодержащих породах, нормированных по примитивной мантии и постархейскому глинистому сланцу (PAAS), сходны и перекрываются в области тяжелых лантаноидов. Среднее значение La/Yb в лавсонитсодержащих породах составляет 7.46, в серпентинитах и гранат-клинопироксеновых породах – 3.12 и 1.22 соответственно. Также лавсонитсодержащие породы содержат существенно большие количества REE (Σ_{REE} варьирует от 96.36 до 232.67 г/т при среднем содержании 190.22 г/т), чем гранат-пироксеновые породы ($\Sigma_{REE} \approx 49.24$ г/т) и антигоритовые серпентиниты ($\Sigma_{REE} \approx 1.62$ г/т).

На мультиэлементных диаграммах для лавсонитсодержащих пород, нормированных по примитивной мантии (рис. 5в), отмечаются положительные аномалии для Ba, Sr, Eu и отрицательные для R, Ti, Nb, для пород, нормированных по PAAS (рис. 5г), – отрицательные по Cs, K, R, Ti и положительные по Ba, Sr, Eu. Средняя величина Zr/Hf в лавсонитсодержащих породах совпадает с нижнекоровым значением (36). Так же близки к нижнекоровым значениям Sm/Nd (0.25), Rb/Sr (0.033), Th/U (5.9), La/Nb (1.6), La/Sm (2.85) отношения в этих породах. Тогда как, например, для срединно-океанических базальтов (MORB), источником которых является верхняя мантия, $La/Nb = 0.97$, $La/Sm = 0.96$, $Rb/Sr = 4.2$.

Все эти геохимические показатели сближают лавсонитсодержащие породы с породами нижней континентальной коры. Таким образом, это отчасти свидетельствует о том, что протолитами, по которым образовался парагенезис с лавсонитом, могли являться гранат-пироксеновые породы, кривые

Таблица 3. Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в породах Утарбаевской ассоциации**Table 3.** The major (wt %) and trace (ppm) elements from of the Utarbayev Association rocks

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	40.0	40.0	39.4	38.6	31.2	35.7	40.1	32.8	32.96	31.6	29.0	34.3
TiO ₂	0.03	0.04	1.28	1.24	2.14	1.87	1.10	1.76	1.71	4.95	1.27	1.65
Al ₂ O ₃	0.83	1.15	14.3	13.5	15.8	21.7	23.7	18.5	19.52	13.8	14.0	23.9
Fe ₂ O ₃	3.78	3.03	6.04	9.02	9.11	8.03	7.41	10.6	12.42	13.7	5.08	7.86
FeO	2.50	2.90	5.20	3.80	6.70	5.50	2.80	7.10	5.00	11.2	10.1	3.30
MnO	0.06	0.03	0.41	0.34	0.59	1.46	0.95	3.14	1.22	1.00	0.26	3.32
MgO	40.1	40.7	13.7	13.1	15.6	9.28	5.68	9.80	9.89	8.05	27.7	10.8
CaO	0.10	0.18	13.5	15.6	12.3	8.59	11.8	10.3	12.57	9.13	0.47	5.47
Na ₂ O	0.13	–	0.85	0.86	0.17	0.31	0.25	0.26	0.18	0.31	0.01	0.18
K ₂ O	–	–	0.03	0.05	0.00	1.47	2.20	0.94	0.70	0.28	–	3.50
P ₂ O ₅	0.01	–	–	0.07	0.17	0.01	0.04	0.01	0.09	1.15	0.20	0.24
V	0.29	–	–	0.03	0.03	0.02	0.03	–	0.02	–	0.02	0.03
Cr	–	–	–	0.03	0.04	0.02	0.01	–	0.02	–	–	0.02
П.п.п.	12.3	11.9	5.2	3.6	5.40	5.5	3.8	4.5	3.8	4.70	11.0	5.10
Σ	100.2	99.9	99.9	99.8	99.4	99.5	99.9	99.7	100.1	99.8	99.0	99.6
#Mg	92.4	92.8	69.7	66.2	65.1	56.4	51.6	51.2	52.0	37.9	77.0	65.0
#Ca	0.2	0.2	32.8	32.7	26.7	26.3	6.8	26.2	31.5	23.1	0.9	17.6
CaO/Al ₂ O ₃	0.12	0.16	0.94	1.15	0.78	0.40	0.50	0.55	0.64	0.66	0.03	0.23
La	0.05	0.26	3.82	3.12	3.65	34.1	24.8	28.2	243	44.5	10.0	38.1
Ce	0.12	0.57	11.02	8.62	11.9	105	61.7	96.0	645	156	23.3	87.2
Pr	0.02	0.06	1.78	1.34	1.99	9.43	6.53	8.02	61.2	18.3	2.66	9.09
Nd	0.08	0.21	9.44	7.14	11.0	36.7	25.4	29.4	220	88.7	11.1	35.2
Sr	2.87	3.53	758	282	541	942	1400	501	29597	137	21.0	137
Sm	0.03	0.09	3.09	2.40	3.71	8.78	5.7	7.05	43.7	27.3	2.69	7.82
Eu	0.01	0.03	1.18	0.89	1.33	2.18	1.36	1.89	10.4	7.99	0.51	3.98
Gd	–	0.08	3.88	3.35	4.51	7.82	5.36	6.03	44.6	31.5	2.63	7.81
Tb	–	0.01	0.66	0.59	0.72	1.23	0.9	1.26	5.99	4.85	0.40	1.38
Dy	0.03	0.09	4.36	4.17	4.57	7.38	6.0	9.55	35.9	30.5	2.53	9.43
Ho		0.02	0.95	0.85	0.90	1.4	1.22	2.13	7.77	6.31	0.46	1.85
Er	0.03	0.07	2.81	2.69	2.64	4.17	3.78	6.47	23.7	19.1	1.35	5.27
Tm		0.01	0.43	0.40	0.38	0.60	0.57	0.91	3.69	2.70	0.19	0.73
Yb	0.02	0.10	2.75	2.66	2.41	3.98	3.74	6.09	26.0	17.0	1.27	5.13
Lu	–	0.02	0.39	0.36	0.33	0.60	0.56	0.93	4.07	2.54	0.19	0.72
Cs	–	–	0.04	0.01	0.01	0.08	0.39	0.06	2.46	0.12	0.01	0.22
Rb	0.01	0.10	2.59	–	–	13.2	30.5	8.22	81.5	2.69	–	29.5
Y	0.18	0.65	23.6	23.4	24.7	33.8	30.9	49.6	262	146	10.6	59.2
Zr	0.40	1.22	36.9	40.5	56.6	176	84.8	194	704.2	394	192	147
Nb	0.02	0.13	2.20	2.56	3.17	23.3	10.9	19.8	124	56.8	5.20	21.9
Ba	3.7	3.92	29.6	30.9	5.49	246	409	170	582	37.7	17.6	1769
Hf	0.01	0.03	0.99	1.03	1.27	5.37	2.62	5.97	13.42	9.16	5.32	3.86
Ta	0.02	–	0.10	1.28	1.17	1.85	1.21	1.50	7.50	3.73	1.87	2.13
Th	–	0.03	0.39	0.34	0.11	17.6	10.1	14.4	58.5	7.98	0.43	10.9
U	0.10	0.15	0.23	0.20	0.19	2.7	1.94	2.42	7.28	2.58	0.79	2.17

Примечание. 1–2 – антигоритовый серпентинит, 3–5 – гранат-клинопироксеновая порода, 6–9 – гранат-лавсонит-хлоритовая порода, 10 – гранат-хлоритовая порода, 11–12 – хлоритовая порода. Прочерк и #Mg, #Ca – см. табл. 1.

Note. 1–2 – antigorite serpentinite, 3–5 – garnet-clinopyroxene rock, 6–9 – garnet-lawsonite-chlorite rock, 10 – garnet-chlorite rock, 11–12 – chlorite rock. Dash and #Mg, #Ca – see Table 1.

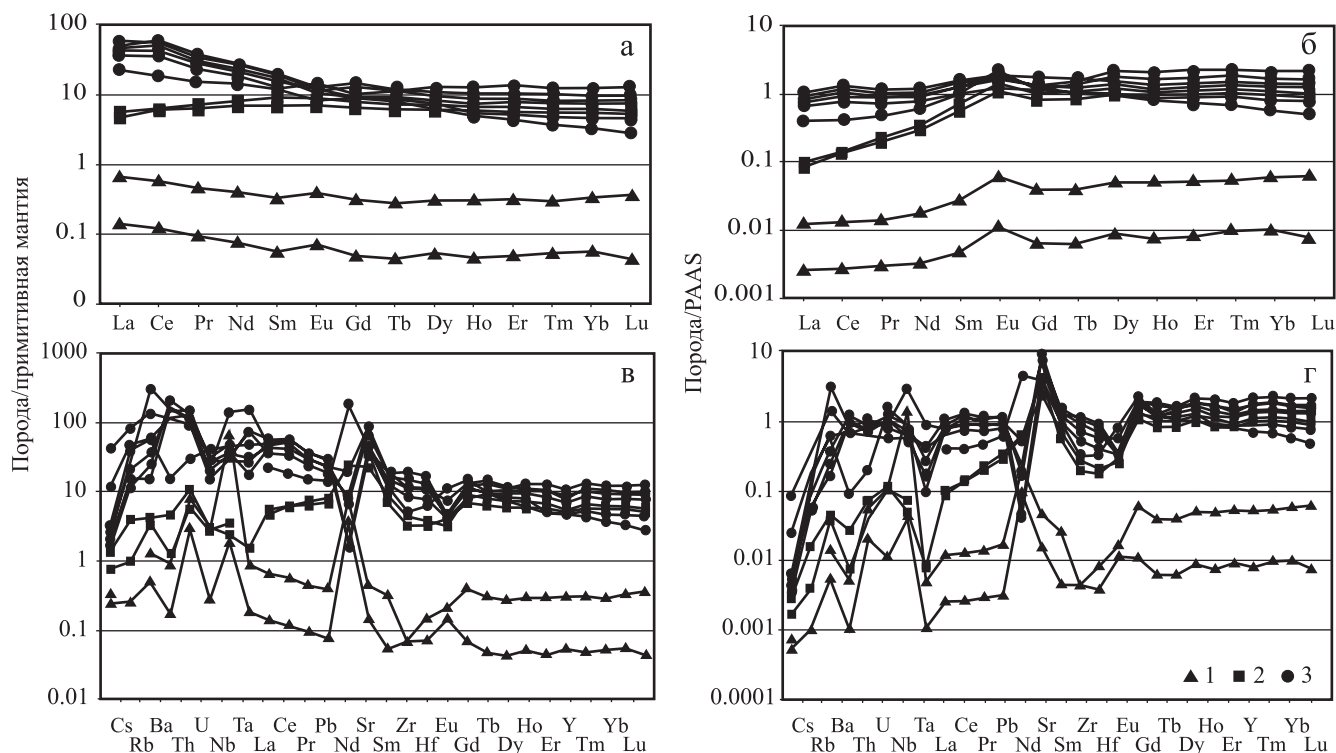


Рис. 5. Спектры распределения редкоземельных элементов и спайдер-диаграммы содержаний микроэлементов, нормированных по составу примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989) (а, в), относительно среднего состава PAAS (2), по (Тейлор, Мак-Леннан, 1988) (б, г).

1 – антигоритовые серпентиниты, 2 – гранат-пироксеновые породы, 3 – лавсонитовые эклогиты и метасоматиты.

Fig. 5. Distribution spectra of rare earth elements and spider diagrams of trace element normalized to the composition of the primitive mantle (Sun, McDonough, 1989) (a, в), relative to the average composition of PAAS (2) according to (Taylor, McLennan, 1988) (б, г).

1 – antigorite serpentinites, 2 – garnet-pyroxene rocks, 3 – lawsonite eclogites and metasomatites.

REE которых во многом сходны с кривыми для лавсонитсодержащих пород.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Гранат-клинопироксеновые (Са-эклогиты) и разнообразные лавсонитсодержащие породы, включенные в антигоритовые серпентиниты, мы рассматривали как фрагменты высокобарического серпентинитового меланжа, залегающего в основании верхней осадочно-вулканогенной (офиолитоподобной) единицы. Предполагалось, что они возникли на основе офиолитового субстрата, преобразованного процессами родингитизации и испытавшего высокобарический эклогит-голубосланцевый метаморфизм и низкотемпературный калиевый метасоматоз (Добрецов, 1974; Ленных, 1977; и др.).

Лавсонитовый эклогит, представленный индикаторной минеральной ассоциацией *Alm-Grs + Omp + Lws ± Coe-Qz*, отражает низкотемпературные ультравысокобарические условия метаморфизма для утарбаевской породной ассоциации. Эклогит клас-

сифицируется как лавсонитовый эклогит U-типа (*Lws + Coe*) “холодный”.

Гранат-клинопироксеновые и лавсонитсодержащие породы не имеют аналогов среди других подразделений максютовского комплекса. Они обладают ярко выраженной спецификой химического и минералогического состава и обнаруживают несомненное сходство как с глубинными ксенолитами, так и с комплексами известково-силикатных пород корового генезиса, испытавших ультравысокобарический метаморфизм и метасоматические преобразования.

Формирование лавсонитового эклогита требует аномально низких (<7°C/км) гидротермальных градиентов. Такие условия, согласно субдукционно-коллизийным моделям *UHP*-метаморфизма, могут быть достигнуты только путем субдукции старой холодной океанической коры с ее литосферой и, возможно, незначительными пелагическими отложениями или древней континентальной корой (Tsujimori et al., 2006b). Различные типы эклогитов (“холодные”, “теплые”, “го-

рячие”), представленные в максютовском комплексе, отражают широкие вариации PT -условий HP - UHP -метаморфизма и могли сформироваться при геотермических градиентах, изменяющихся в интервале от 3–5 до 10–15°C/км. Объяснить все особенности формирования максютовского комплекса в рамках типовой модели субдукции океанической литосферы вряд ли возможно. В аккреционной структуре мы не находим бесспорных признаков присутствия офиолитов, а изотопно-хронологические данные указывают на время формирования и метаморфического преобразования протолитов некоторых ассоциаций до открытия океанического бассейна. Не вызывает сомнений, что высокобарический эклогит-глаукофансланцевых метаморфизм I единицы был обусловлен коллизией типа дуга-континент. Обнаружение в I эклогитсодержащей единице сверхвысокобарических ультрамафитов с докембрийскими цирконовыми датировками (Valiser et al., 2011) позволяет рассматривать их в качестве фрагментов глубинной зоны континентального рифта, выведенных в кору в связи с литосферным растяжением (Ivanov, Rusin, 1997). Такую же природу, вероятно, имеют и гроссуляридиопсидовые породы и лавсонитовые эклогиты мафит-ультрамафитовой единицы. Свидетельства полигенности и полихронности HP - UHP -ассоциаций характерны не только для максютовского комплекса, но и для других орогенных поясов. Они вполне могут рассматриваться в качестве альтернативы широко распространенных представлений о многоэтапности высокобарического метаморфизма коллизионных орогенов.

ВЫВОДЫ

Основываясь на геологических и петрографических наблюдениях, можно наметить два этапа образования-преобразования лавсонитовых эклогитов:

1-й этап непосредственно связан с перераспределением порообразующих элементов между антигритовыми серпентинитами (существенно магниальными) и гранат-клинопироксеновыми (существенно кальциевыми) породами и образованием лавсонитсодержащего парагенезиса;

2-й этап – последующие метасоматические преобразования пород, характеризующиеся формированием псевдоморфоз по лавсониту, появлением мусковит-фенгита, содержащего до 11 мас. % K_2O , что свидетельствует о существенно калиевом составе метасоматизирующих растворов; со 2-м этапом метасоматических преобразований связано и заметное обогащение лавсонитсодержащих пород редкими литофильными элементами (Li, Rb, Cs, Ba, Sr, LREE, U, Th), имеющими геохимическое поведение, сходное с поведением K.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Вализер П.М., Краснобаев А.А., Русин А.И. (2013) Жадеит-гроссуляровый эклогит максютовского комплекса (Ю. Урал). *Литосфера*, (4), 52-64.
- Вализер П.М., Краснобаев А.А., Русин А.И., Зворыгина А.А. (2015) Гранат-глаукофановые сланцы Ташлинского блока Максютковского комплекса. *Литосфера*, (5), 51-70.
- Вализер П.М., Ленных В.И. (1988) Амфиболы голубых сланцев Урала. М.: Наука, 203 с.
- Добрецов Н.Л. (1974) Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 429 с.
- Ленных В.И. (1977) Эклогит-глаукофановый пояс Южного Урала. М.: Наука, 160 с.
- Русин А.И. (2007) Высокобарический метаморфизм Урала. *Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование*. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 421-460.
- Русин А.И., Вализер П.М., Русин И.А. (2014) HP - UHP ассоциации континентальной рифтовой и коллизионной стадий формирования Урала. *Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит*. Владивосток: Дальнаука, 246-249.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. (1988) Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 379 с.
- Ballevre M., Pitra P., Bohn M. (2003) Lawsonite growth in the epidote blueschists from the Ile de Groix (Armorican Massif, France): a potential geobarometer. *J. Metamorph. Geol.*, **21**, 723-735. DOI: 10.1046/j.1525-1314.2003.00474.x
- Bromiley G.D., Pawley A.R. (2003) The stability of antigorite in the systems $MgO-SiO_2-H_2O$ (MSH) and $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ (MASH): The effects of Al^{3+} substitution on high-pressure stability. *Amer. Mineral.*, **88**, 99-108. DOI: 10.2138/am-2003-0113
- Brovarone V.A., Alard O., Beyssac L., Martin L., Picatto M. (2014) Lawsonite metasomatism and trace element recycling in subduction zones. *J. Metamorph. Geol.*, **32**, 489-514. DOI: 10.1111/jmg.12074
- Brovarone V.A., Groppo C., Hetényi G., Compagnoni R., Malavieille J. (2011) Coexistence of lawsonite-bearing eclogite and blueschist: Phase equilibria modelling of Alpine Corsica metabasalts and petrological evolution of subducting slabs. *J. Metamorph. Geol.*, **29**, 583-600. DOI: 10.1111/j.1525-1314.2011.00931.x
- Castelli D., Rolfo F., Compagnoni R., Xu S. (1998) Metamorphic veins with kyanite, zoisite and quartz in the Zhu-Jia-Chong eclogite, Dabie Shan, China. *Island Arc*, **7**, 159-173. DOI: 10.1046/j.1440-1738.1998.00185.x
- Chen Y., Ye K., Wu T.F., Guo S. (2013) Exhumation of oceanic eclogites: thermodynamic constraints on pressure, temperature, bulk composition and density. *J. Metamorph. Geol.*, **31**, 549-570.
- Clarke G.L., Powell R., Fitzherbert I.A. (2006) The lawsonite paradox: a comparison of field evidence and mineral equilibria modelling. *J. Metamorph. Geol.*, **24**, 715-725. DOI: 10.1111/j.1525-1314.2006.00664.x
- Comodi P., Zanazzi P.F. (1996) Effects of temperature and pressure on the structure of lawsonite. *Amer. Mineral.*, **81**, 833-841.
- Dobretsov N.L. (2000) Collision processes in Paleozoic

- foldbelts of Asia and exhumation mechanisms. *J. Petrol.*, **8**(5), 403-427.
- Enami M., Liou J.G., Mattinson C.G. (2004) Epidote Minerals in High P/T Metamorphic Terranes: Subduction Zone and High- to Ultrahigh-Pressure Metamorphism. *Rev. Mineral. Geochem.*, **56**, 347-398. DOI: 10.2138/gsrmg.56.1.347
- Endo S., Wallis S.R., Tsuboi M., Torres de Leon R., Solarí L.A. (2012) Metamorphic evolution of lawsonite eclogites from the southern Motagua fault zone, Guatemala. *J. Metamorph. Geol.*, **30**, 143-164. DOI: 10.1111/j.1525-1314.2011.00960.x
- Ernst W.G. (1977) Tectonics and prograde versus retrograde P-T trajectories of high-pressure metamorphic belts. *Rendicont Societa Italiana di Mineralogia e Petrologia*, **33**(1), 191-220.
- Groppo C., Castelli D. (2000) Prograde P-T evolution of a lawsonite eclogite from the Monsivo Meta-ophiolite (Western Alps). *J. Petrol.*, **51**(12), 2489-2504. DOI: 10.1093/petrology/egq065
- Helmstaedt H., Doig R. (1975) Eclogite nodules from kimberlite pipes of the Colorado Plateau-samples of subducted Franciscan-type oceanic lithosphere. *Phys. Chem. Earth*, **9**, 95-112. DOI: <https://doi.org/10.29173/ikc876>
- Helmstaedt H.H., Schulze D.J. (1991) Early to Mid-Tertiary Inverted Metamorphic Gradient Under the Colorado Plateau: Evidence From Eclogite Xenoliths in Ultramafic Microbreccias, Navajo Volcanic Field. *J. Geophys. Res.*, **96**(B8), 13225-13235. DOI: 10.1029/91JB00284
- Ivanov S., Ivanov K. (1993) Hydrodynamic zoning of the Earth's crust and its significance. *J. Geodynam.*, **17**, 155-180.
- Ivanov S.N., Krasnobayev A.A., Rusin A.I. (1986) Geodynamic regimes in the precambrian of the Urals. *Precamb. Res.*, **33**, 198-208.
- Ivanov S.N., Rusin A.I. (1997) Continental rift metamorphism. *Geotectonics*, (1), 3-15.
- Lennykh V.I., Valizer P.M. (1999) High-pressure rocks of the Maksyutov complex (Southern Urals) Fourth International Eklogite field symposium. Novosibirsk, OIGGM SB RAS, 64.
- Martin L.A.J., Rubatto D., Brovarone A.V., Hermann J. (2011) Late Eocene lawsonite-eclogite facies metasomatism of a granulite sliver associated to ophiolites in Alpine Corsica. *Lithos*, **125**, 620-640. DOI: [10.1016/j.lithos.2011.03.015](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.03.015)
- Miyashiro A. (1961) Evolution of metamorphic belts. *J. Petrol.*, **2**, 277-311.
- Okamoto K., Maruyama S. (1999) The high-pressure synthesis of lawsonite in the MORB + H₂O system. *Amer. Mineral.*, **84**, 362-373. DOI: 10.2138/am-1999-0320
- Pawley A. (1994) The pressure and temperature stability limits of lawsonite: Implications for H₂O recycling in subduction zones. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **1**(18), 99-108. DOI: [10.1007/BF00310614](https://doi.org/10.1007/BF00310614)
- Poli S., Schmidt M.W. (1998) The high-pressure stability of zoisite and phase relationships of zoisite-bearing assemblages. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **130**, 162-175.
- Ravna E.J. (2000) The garnet-clinopyroxene geothermometer – an updated calibration. *J. Metamorph. Geol.*, **18**, 211-219.
- Ravna E.J., Andersen B., Jolivet L., De Capitani C. (2010) Cold subduction and the formation of lawsonite eclogite – constraints from prograde evolution of eclogitized pillow lava from Corsica. *J. Metamorph. Geol.*, **28**, 381-395. DOI: [10.1111/j.1525-1314.2010.00870.x](https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2010.00870.x)
- Ravna E.J., Paquin J. (2003) Thermobarometric methodologies applicable to eclogites and garnet ultrabasites. *EMU Notes Mineral.*, **5**(8), 229-259.
- Ravna E.J., Terry M.P. (2004) Geothermobarometry of UHP and HP eclogites and schists-an evaluation of equilibria among garnet-clinopyroxene-kyanite-phengite-coesite/quartz. *J. Metamorph. Geol.*, **22**, 579-592. DOI: [10.1111/j.1525-1314.2004.00534.x](https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2004.00534.x)
- Schmidt M.W. (1995) Lawsonite: Upper pressure stability and formation of higher density hydrous phases. *Amer. Mineral.*, **80**, 1286-292.
- Schmidt M.W., Poli S. (1994) The stability of lawsonite and zoisite at high pressures: Experiments in CASH to 92 kbar and implications for the presence of hydrous phases in subducted lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **124**, 105-118.
- Song S., Niu Y., Zhang L., Wei C., Liou J.G., Su L. (2009) Tectonic evolution of early Paleozoic Hp Metamorphic rocks in the north Qilian Mountains. *J. Asian Earth Sci.*, **35**, 334-353. DOI: [10.1016/j.jseae.2008.11.005](https://doi.org/10.1016/j.jseae.2008.11.005)
- Sun S.-S., McDonough R.L. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **42**, 313-345. DOI: [10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19](https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19)
- Tsujimori T., Ernst W.G. (2014) Lawsonite blueschists and lawsonite eclogites as proxies for palaeo-subduction zone processes: a review. *J. Metamorph. Geol.*, **32**, 437-454. DOI: [10.1111/jmg.12057](https://doi.org/10.1111/jmg.12057)
- Tsujimori T., Sisson V.B., Liou J.G., Harlow G.E., Sorensen S.S. (2006a) Petrologic characterization of Guatemalan lawsonite eclogite: Eclogitization of subducted oceanic crust in a cold subduction zone. *Petrol. Soc. Amer., Spec. Pap.*, **403**, 14-168. DOI: [10.1130/2006.2403\(09\)](https://doi.org/10.1130/2006.2403(09))
- Tsujimori T., Sisson V.B., Liou J.G., Harlow G.E., Sorensen S.S. (2006b) Very low-temperature record in subduction process: A review of worldwide lawsonite eclogites. *Lithos*, **92**, 609-624. DOI: [10.1016/j.lithos.2006.03.054](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.03.054)
- Usui T., Nakamura E., Helmstaedt H. (2006) Petrology and Geochemistry of Eclogite Xenoliths from the Colorado Plateau: Implications for the Evolution of Subducted Oceanic Crust. *J. Petrol.*, **47**(5), 929-964. DOI: [10.1093/petrology/egi101](https://doi.org/10.1093/petrology/egi101)
- Valizer P.M., Krasnobaev A.A., Rusin A.I. (2011) Ultrahigh-pressure (UHP) associations in ultramafites of the Maksutov Complex (Southern Urals). *Dokl. Earth Sci.*, **441**(2), 1645-1648. DOI: [10.1134/S1028334X11120087](https://doi.org/10.1134/S1028334X11120087)
- Valizer P.M., Rusin A.I., Krasnobaev A.A., Likhanov I.I. (2013) Garnet-pyroxene and lawsonite-bearing rocks of the Maksyutov Complex (Southern Urals). *Russ. Geol. Geophys.*, **54**(11), 1369-1384.
- Wei C.J., Clarke G.L. (2011) Calculated phase equilibria for MORB compositions: A reappraisal of the metamorphic evolution of lawsonite eclogite. *J. Metamorph. Geol.*, **29**, 939-952.
- Whitney D.U., Evans B.W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Amer. Mineral.*, **95**, 185-187.
- Zack T., Rivers T., Brumm R., Kronz A. (2004) Cold subduction of oceanic crust: Implications from a lawsonite eclogite from the Dominican Republic. *Eur. J. Mineral.*, **16**, 909-916. DOI: [10.1127/0935-1221/2004/0016-0909](https://doi.org/10.1127/0935-1221/2004/0016-0909)
- Zhang J., Meng F. (2006) Lawsonite-bearing eclogites in the

north Qilian and north North Altyn Tagh. *Chin. Sci. Bull.*, **51**(10), 1238-1244. DOI: 10.1007/s11434-006-1238-6

REFERENCES

- Ballevre M., Pitra P., Bohn M. (2003) Lawsonite growth in the epidote blueschists from the Ile de Groix (Armorican Massif, France): a potential geobarometer. *J. Metamorphic Geol.*, **21**, 723-735. DOI: 10.1046/j.1525-1314.2003.00474.x
- Bromiley G.D., Pawley A.R. (2003) The stability of antigorite in the systems MgO-SiO₂-H₂O (MSH) and MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (MASH): The effects of Al³⁺ substitution on high-pressure stability. *Amer. Mineral.*, **88**, 99-108. DOI: 10.2138/am-2003-0113
- Brovarone V.A., Alard O., Beyssac L., Martin L., Picatto M. (2014) Lawsonite metasomatism and trace element recycling in subduction zones. *J. Metamorph. Geol.*, **32**, 489-514. DOI: 10.1111/jmg.12074
- Brovarone V.A., Groppo C., Hetényi G., Compagnoni R., Malavieille J. (2011) Coexistence of lawsonite-bearing eclogite and blueschist: Phase equilibria modelling of Alpine Corsica metabasalts and petrological evolution of subducting slabs. *J. Metamorph. Geol.*, **29**, 583-600. DOI: 10.1111/j.1525-1314.2011.00931.x
- Castelli D., Rolfo F., Compagnoni R., Xu S. (1998) Metamorphic veins with kyanite, zoisite and quartz in the Zhu-Jia-Chong eclogite, Dabie Shan, China. *Island Arc*, **7**, 159-173. DOI: 10.1046/j.1440-1738.1998.00185.x
- Chen Y., Ye K., Wu T.F., Guo S. (2013) Exhumation of oceanic eclogites: thermodynamic constraints on pressure, temperature, bulk composition and density. *J. Metamorph. Geol.*, **31**, 549-570.
- Clarke G.L., Powell R., Fitzherbert I.A. (2006) The lawsonite paradox: a comparison of field evidence and mineral equilibria modelling. *J. Metamorph. Geol.*, **24**, 715-725. DOI: 10.1111/j.1525-1314.2006.00664.x
- Comodi P., Zanazzi P.F. (1996) Effects of temperature and pressure on the structure of lawsonite. *Amer. Mineral.*, **81**, 833-841.
- Dobretsov N.L. (1974) Glaucophanschist and eclogite-glaucophanschist complexes of the USSR. Novosibirsk, Nauka Publ., 429 p. (In Russ.)
- Dobretsov N.L. (2000) Collision processes in Paleozoic foldbelts of Asia and exhumation mechanisms. *J. Petrol.*, **8**(5), 403-427.
- Enami M., Liou J.G., Mattinson C.G. (2004) Epidote Minerals in High P/T Metamorphic Terranes: Subduction Zone and High- to Ultrahigh-Pressure Metamorphism. *Rev. Mineral. Geochem.*, **56**, 347-398. DOI: 10.2138/gsrmg.56.1.347
- Endo S., Wallis S.R., Tsuboi M., Torres de Leon R., Solari L.A. (2012) Metamorphic evolution of lawsonite eclogites from the southern Motagua fault zone, Guatemala. *J. Metamorph. Geol.*, **30**, 143-164. DOI: 10.1111/j.1525-1314.2011.00960.x
- Ernst W.G. (1977) Tectonics and prograde versus retrograde P-T trajectories of high-pressure metamorphic belts. *Rendicont Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*, **33**(1), 191-220.
- Groppo C., Castelli D. (2000) Prograde P-T evolution of a lawsonite eclogite from the Monsivo Meta-ophiolite (Western Alps). *J. Petrol.*, **51**(12), 2489-2504. DOI: 10.1093/petrology/egq065
- Helmstaedt H., Doig R. (1975) Eclogite nodules from kimberlite pipes of the Colorado Plateau-samples of subducted Franciscan-type oceanic lithosphere. *Phys. Chem. Earth*, **9**, 95-112. DOI: https://doi.org/10.29173/ikc876
- Helmstaedt H.H., Schulze D.J. (1991) Early to Mid-Tertiary Inverted Metamorphic Gradient Under the Colorado Plateau: Evidence From Eclogite Xenoliths in Ultramafic Microbreccias, Navajo Volcanic Field. *J. Geophys. Res.*, **96**(B8), 13225-13235. DOI: 10.1029/91JB00284
- Ivanov S., Ivanov K. (1993) Hydrodynamic zoning of the Earth's crust and its significance. *J. Geodynam.*, **17**, 155-180.
- Ivanov S.N., Krasnobayev A.A., Rusin A.I. (1986) Geodynamic regimes in the precambrian of the Urals. *Precamb. Res.*, **33**, 198-208.
- Ivanov S.N., Rusin A.I. (1997) Continental rift metamorphism. *Geotectonics*, (1), 3-15.
- Lennykh V.I. (1977) Eclogite-glaucophane belt of the Southern Urals. Moscow, Nauka Publ., 160 p. (In Russ.)
- Lennykh V.I., Valizer P.M. (1999) High-pressure rocks of the Maksyutov complex (Southern Urals) 4th International Eklogite field symposium. Novosibirsk, OIGGM SB RAS, 64.
- Martin L.A.J., Rubatto D., Brovarone A.V., Hermann J. (2011) Late Eocene lawsonite-eclogite facies metasomatism of a granulite sliver associated to ophiolites in Alpine Corsica. *Lithos*, **125**, 620-640. DOI.org/10.1016/j.lithos.2011.03.015
- Miyashiro A. (1961) Evolution of metamorphic belts. *J. Petrol.*, **2**, 277-311.
- Okamoto K., Maruyama S. (1999) The high-pressure synthesis of lawsonite in the MORB + H₂O system. *Amer. Mineral.*, **84**, 362-373. DOI: 10.2138/am-1999-0320
- Pawley A. (1994) The pressure and temperature stability limits of lawsonite: Implications for H₂O recycling in subduction zones. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **1**(18), 99-108. DOI:10.1007/BF00310614
- Poli S., Schmidt M.W. (1998) The high-pressure stability of zoisite and phase relationships of zoisite-bearing assemblages. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **130**, 162-175.
- Ravna E.J. (2000) The garnet-clinopyroxene geothermometer – an updated calibration. *J. Metamorph. Geol.*, **18**, 211-219.
- Ravna E.J., Andersen B., Jolivet L., De Capitani C. (2010) Cold subduction and the formation of lawsonite eclogite – constraints from prograde evolution of eclogitized pillow lava from Corsica. *J. Metamorph. Geol.*, **28**, 381-395. DOI: 10.1111/j.1525-1314.2010.00870.x
- Ravna E.J., Paquin J. (2003) Thermobarometric methodologies applicable to eclogites and garnet ultrabasites. *EMU Notes Mineral.*, **5**(8), 229-259.
- Ravna E.J., Terry M.P. (2004) Geothermobarometry of UHP and HP eclogites and schists-an evaluation of equilibria among garnet-clinopyroxene-kyanite-phengite-coesite/quartz. *J. Metamorph. Geol.*, **22**, 579-592. DOI: 10.1111/j.1525-1314.2004.00534.x
- Rusin A.I. (2007) High-pressure metamorphism of the Urals. *Geodynamics, magmatism, metamorphism and ore formation*. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 421-460. (In Russ.)
- Rusin A.I., Valizer P.M., Rusin I.A. (2014) HP-UHP associations of the continental rift and collision stages of the Urals formation. Geological processes in environments of subduction, collision and sliding of lithosphere.

- ric plates). Vladivostok, Dal'nauka Publ., 246-249. (In Russ.)
- Schmidt M.W. (1995) Lawsonite: Upper pressure stability and formation of higher density hydrous phases. *Amer. Mineral.*, **80**, 1286-292.
- Schmidt M.W., Poli S. (1994) The stability of lawsonite and zoisite at high pressures: Experiments in CASH to 92 kbar and implications for the presence of hydrous phases in subducted lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **124**, 105-118.
- Song S., Niu Y., Zhang L., Wei C., Liou J.G., Su L. (2009) Tectonic evolution of early Paleozoic Hp Metamorphic rocks in the north Qilian Mountains. *J. Asian Earth Sci.*, **35**, 334-353. DOI: 10.1016/j.jseaes.2008.11.005
- Sun S.-S., McDonough R.L. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **42**, 313-345. DOI: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19
- Teilor S.R., Mak-Lennan S.M. (1988) Continental crust: its composition and evolution. Moscow, Mir Publ., 379 p. (In Russ.)
- Tsujimori T., Ernst W.G. (2014) Lawsonite blueschists and lawsonite eclogites as proxies for palaeo-subduction zone processes: a review. *J. Metamorph. Geol.*, **32**, 437-454. DOI: 10.1111/jmg.12057
- Tsujimori T., Sisson V.B., Liou J.G., Harlow G.E., Sorensen S.S. (2006a) Petrologic characterization of Guatemalan lawsonite eclogite: Eclogitization of subducted oceanic crust in a cold subduction zone. *Petrol. Soc. Amer., Spec. Pap.*, **403**, 14-168. DOI: 10.1130/2006.2403(09)
- Tsujimori T., Sisson V.B., Liou J.G., Harlow G.E., Sorensen S.S. (2006b). Very low-temperature record in subduction process: A review of worldwide lawsonite eclogites. *Lithos*, **92**, 609-624. DOI: 10.1016/j.lithos.2006.03.054
- Usui T., Nakamura E., Helmstaedt H. (2006) Petrology and Geochemistry of Eclogite Xenoliths from the Colorado Plateau: Implications for the Evolution of Subducted Oceanic Crust. *J. Petrol.*, **47**(5), 929-964. DOI: 10.1093/petrology/egi101
- Valizer P.M., Krasnobaev A.A., Rusin A.I. (2013) Jadeite-grossular eclogite of the Maksyutov complex (South Urals). *Lithosphere (Russia)*, (4), 52-64. (In Russ.)
- Valizer P.M., Krasnobaev A.A., Rusin A.I. (2011) Ultra-high-pressure (UHP) associations in ultramafites of the Maksutov Complex (Southern Urals). *Dokl. Earth Sci.*, **441**(2), 1645-1648. DOI: 10.1134/S1028334X11120087
- Valizer P.M., Krasnobaev A.A., Rusin A.I., Zvorygina A.A. (2015) Garnet-glaucophane schists of the Tashlinsky block of the Maksyutov complex. *Lithosphere (Russia)*, (5), 51-70. (In Russ.)
- Valizer P.M., Lennykh V.I. (1988) Amphiboles of blue schists of the Urals. Moscow, Nedra Publ., 203 p. (In Russ.)
- Valizer P.M., Rusin A.I., Krasnobaev A.A., Likhanov I.I. (2013) Garnet-pyroxene and lawsonite-bearing rocks of the Maksyutov Complex (Southern Urals). *Russ. Geol. Geophys.*, **54**(11), 1369-1384.
- Wei C.J., Clarke G.L. (2011) Calculated phase equilibria for MORB compositions: A reappraisal of the metamorphic evolution of lawsonite eclogite. *J. Metamorph. Geol.*, **29**, 939-952.
- Whitney D.U., Evans B.W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Amer. Mineral.*, **95**, 185-187.
- Zack T., Rivers T., Brumm R., Kronz A. (2004) Cold subduction of oceanic crust: Implications from a lawsonite eclogite from the Dominican Republic. *Eur. J. Mineral.*, **16**, 909-916. DOI: 10.1127/0935-1221/2004/0016-0909
- Zhang J., Meng F. (2006) Lawsonite-bearing eclogites in the north Qilian and north North Altyn Tagh. *Chin. Sci. Bull.*, **51**(10), 1238-1244. DOI: 10.1007/s11434-006-1238-6

УДК 549.755.241(470.5)

DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-6-884-893

Новые U-Pb изотопные данные для циркона из риолита Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал)

М. Е. Притчин, Е. И. Сорока, В. Н. Пучков

Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15,
e-mails: pritchin@igg.uran.ru; soroka@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 26.01.2021 г., принята к печати 10.08.2021 г.

Объект исследований. Цирконы из риолита Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал). Впервые получены результаты U-Pb датирования для циркона из риолита рудовмещающего комплекса Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал). В рудовмещающий комплекс входят вулканогенные породы андезит-риодацитового состава, локализованные на южном окончании Режевской структурно-формационной зоны Восточно-Уральской мегазоны. Вулканогенные породы отнесены к базальт-риолитовой формации среднего девона либо к базальт-андезит-дацит-риолитовой формации нижнего-среднего девона. Опубликованные данные по возрасту вулканогенно-осадочных пород на основе находок ископаемой фауны относят их к раннему-среднему девону. **Цель исследований.** Для уточнения возраста вулканогенной составляющей рудовмещающей вулканогенно-осадочной толщи Сафьяновского медноколчеданного месторождения была изучена изотопная систематика циркона по 13 кристаллам, отобраным из риолита, вскрытого в восточном борту Сафьяновского карьера. Риолиты по химическому составу относятся к крайнему ряду кремнекислых разновидностей пород субвулканической фации. **Методы и результаты.** Основой исследований стали радиоизотопные отношения U и Pb, полученные на 5-коллекторном масс-спектрометре высокого разрешения с возбуждением вторичных ионов SHRIMP-II (ASI, Австралия) во ВСЕГЕИ. Были получены U-Pb данные, определившие на графике с конкордией возраст 422.8 ± 3.7 млн лет. **Выводы.** Ранее проведенное U-Pb датирование циркона, отобранного из линзовидных тел андезитов, дало возраст 422.8 ± 2.0 млн лет, что соответствует пржидольскому отделу верхнего силура. Установлено, что среди рудовмещающих пород Сафьяновского месторождения находятся эффузивные образования верхнего силура.

Ключевые слова: Сафьяновское Cu-Zn месторождение, вулканогенно-осадочные породы рудовмещающей толщи, риолит, андезит, цирконы

Источник финансирования

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН, тема № АААА-А18-118052590028-9 с использованием оборудования ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН. Дооснащение и комплексное развитие ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН осуществляется при финансовой поддержке гранта Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, соглашение № 075-15-2021-680

Novel U-Pb isotopic zircon data on the rhyolite of the Saf'yanovskoe Cu-Zn deposit (Middle Urals)

Mikhail E. Prytchin, Elena I. Soroka, Viktor N. Puchkov

A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st.,
Ekaterinburg 620110, Russia, e-mails: pritchin@igg.uran.ru; soroka@igg.uran.ru

Received 26.01.2021, accepted 10.08.2021

Research subject. Zircons from the Saf'yanovskoe Cu-Zn deposit rhyolite (Middle Urals). For the first time, zircon U-Pb dating for the rhyolite of the ore-bearing volcanic-sedimentary rocks of the Saf'yanovskoe deposit was performed. The volcanites are characterized by an andesite-rhyodacite composition and are localized at the southern edge of the Rezhevskaya structural-formation zone (SFZ) of the Eastern Ural megazone. A number of publications assign these rocks either to the basalt-rhyolite formation of the Middle Devonian, or to the basalt-andesite-dacite-rhyolite formation of the Lower-Middle Devonian. **Aim.** To estimate the age of the ore-bearing volcanic rocks under study using the U-Pb SHRIMP-II isotop-

Для цитирования: Притчин М.Е., Сорока Е.И., Пучков В.Н. (2021) Новые U-Pb изотопные данные для циркона из риолита Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал). *Литосфера*, 21(6), 884-893. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-6-884-893>

For citation: Prytchin M.E., Soroka E.I., Puchkov V.N. (2021) Novel U-Pb isotopic zircon data on the rhyolite of the Saf'yanovskoe Cu-Zn deposit (Middle Urals). *Lithosphere (Russia)*, 21(6), 884-893. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-6-884-893>

© М.Е. Притчин, Е.И. Сорока, В.Н. Пучков, 2021

ic system of zircon from the rhyolite of the eastern side of the Saf'yanovskoe deposit. By its chemical composition, the rhyolite belongs to the silicic varieties of subvolcanic rocks. *Methods and results.* The U-Pb isotopic system of zircon was studied by 5-collector mass-spectrometer of high precision and emission of the secondary ions SHRIMP-II (ASI, Australia) in the VSEGEI Institute. U-Pb relations were investigated by a procedure developed by I.S. Williams. The U-Pb data obtained based on 13 zircon grains showed the age of 422.8 ± 3.7 Ma. *Conclusions.* The U-Pb dating of zircon obtained previously from the lens-shaped andesite bodies of the western side of the Saf'yanovskoe deposit gave the age of 422.8 Ma, which corresponds to the Przydoli series epoch of the Upper Silurian. We established that, among the volcanic rocks of the Saf'yanovskoe deposit, the effusive formations of the Upper Silurian are present.

Keywords: Saf'yanovskoe Cu-Zn deposit, volcanic-sedimentary ore-bearing rocks, rhyolite, andesite, zircons

Funding information

The studies were carried out as part of the IGG UB RAS state assignment (state registration No. AAAA-A18-118052590032-6) using the facilities of the "Geoanalitik" analytical centre of the IGG UB RAS. The upgrading and development of the "Geoanalitik" analytical centre is financially supported by the grant of the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (agreement No. 075-15-2021-680)

Acknowledgements

The authors express gratitude to the chief geologist N.V. Leshchev and the staff of "Saf'yanmed'" for their help in conducting field work. We are deeply grateful to Dr. [A.A. Krasnobaev] for his valuable recommendations.

ВВЕДЕНИЕ

Сафьяновское медно-цинковое колчеданное месторождение, крупнейшее по запасам и добыче на Среднем Урале, находится в 90 км к северо-востоку от Екатеринбурга, в 10 км восточнее г. Реж (рис. 1). В настоящее время, по достижению проектной глубины 200 м Сафьяновского карьера, которым отрабатывалось главное рудное тело, ведется подземная отработка месторождения до проектной глубины 500 м. Более половины запасов месторождения представлено прожилково-вкрапленными рудами пирит-халькопирит-сфалеритового состава.

Месторождение приурочено к комплексу измененных вулканогенных-осадочных пород на южном окончании Режевской структурно-формационной зоны (СФЗ) Восточно-Уральской мегазоны Среднего Урала (Коровко, Двоглазов, 1991). Геологическое строение СФЗ характеризуется наличием серии дислокаций надвигового характера, сформировавших пространственную ассоциацию тектонически совмещенных разноформационных, разновозрастных комплексов терригенного и вулканогенного состава (Язева и др., 1992; Кисин, 2009).

Вулканогенные породы рудовмещающего комплекса относят к базальт-риолитовой формации среднего девона (Коровко и др., 1999) либо к базальт-андезит-дацит-риолитовой формации нижнего-среднего девона (Смирнов, 2012). Имеются фаунистические датировки ранне-средне-девонского возраста, которые относятся как к вулканогенно-осадочным породам толщи (Пучков и др., 1990; Коровко и др., 1999; Чувашов и др., 2011), так и к известнякам (Амон, Коровко, 1992; Анфимов и др., 2015).

До сих пор не было датировок собственно вулканогенных пород Сафьяновского месторождения,

что, на наш взгляд, требует дополнительного уточнения генезиса и времени образования вулканогенной части разреза.

МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для уточнения возраста вулканогенных пород рудовмещающей толщи месторождения в ЦИИ ФГУП "ВСЕГЕИ" была изучена U-Pb изотопная систематика циркона на 5-коллекторном масс-спектрометре высокого разрешения с возбуждением вторичных ионов SHRIMP-II (ASI, Австралия). Измерения U-Pb отношений проводятся по принятой в ЦИИ ФГУП "ВСЕГЕИ" схеме, описанной в работе (Williams, 1998). Интенсивность первичного пучка молекулярного кислорода составляет 4 нА, размер кратера пробоотбора 20×25 мкм при глубине до 2 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с помощью программы SQUID (Ludwig, 2001). Для цирконов U-Pb отношения нормализуются по значению 0.0668, приписанному стандартному циркону TEMORA (Black et al., 2003), что соответствует возрасту этого циркона 416.75 ± 0.24 млн лет. Стандарт циркона 91500 с содержанием урана 81.2 г/т и возрастом по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ в 1062 млн лет (Wiedenbeck et al., 1995) используется как концентрационный стандарт. Растровая одномоментная очистка прямоугольного (50×65 мкм) участка минерала перед датированием позволяет минимизировать поверхностное загрязнение.

Цирконы были отобраны из риолита, вскрытого в восточном борту Сафьяновского карьера на горизонте 130 м (счет от забоя карьера). Риолиты, представляющие субвулканическую фацию, по химическому составу относятся к крайнему ряду крем-

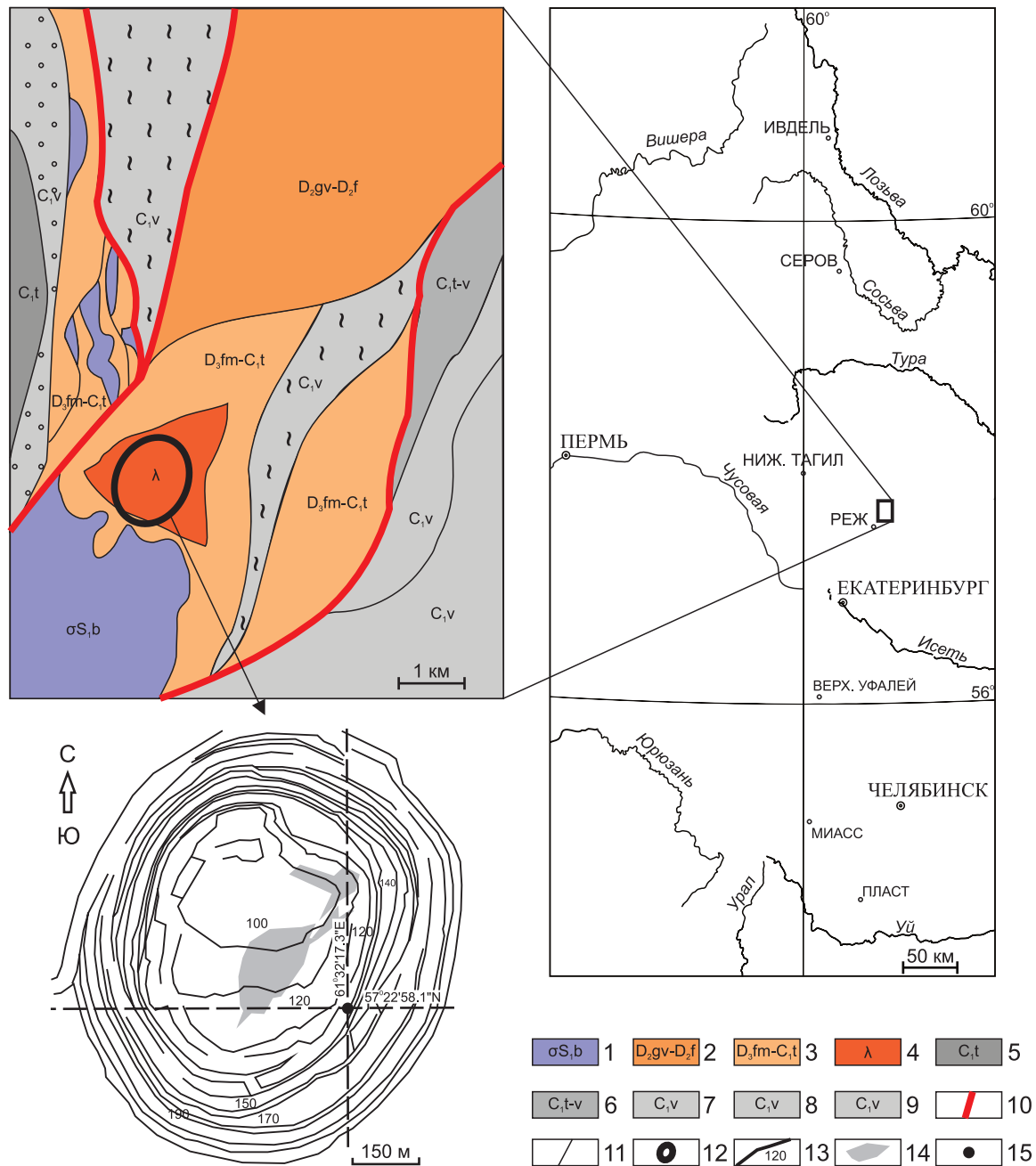


Рис. 1. Географическое положение, геологическая карта Сафьяновского рудного поля, по (Шереметьев, 1990) и план Сафьяновского карьера.

1 – лерцолиты, верлиты баженовского комплекса; 2 – глинистая толща: базальты, андезит-базальты, их туфы, известняки; 3, 4 – Сафьяновская толща: 3 – базальты, андезит-базальты, андезиты, их туфы, 4 – риодациты, риолиты их туфы, андезиты; 5 – известняки органогенно-детритовые; 6 – известняки; 7 – известняки битуминозные органогенно-детритовые; 8 – песчаники, алевролиты, углеродистые алевропелиты; 9 – песчаники, алевролиты с прослоями конгломератов; 10 – основные разрывные нарушения; 11 – второстепенные разрывные нарушения; 12 – контур карьера; 13 – горизонты отработки; 14 – рудное тело; 15 – точка отбора пробы.

Fig. 1. Geographical location, geological map of the Saf'yanovskoe ore field by (Sheremet'ev, 1990) and the Saf'yanovskii mining quarry scheme.

1 – lherzolites, wehrlites of the Bazhenovskii complex; 2 – Glinskaya series: basalts, andesite-basalts, tuffs, limestones; 3, 4 – Saf'yanovskaya series: 3 – basalts, andesite-basalts, tuffs, 4 – rhyodacites, rhyolites, tuffs, andesites; 5 – organic detrital limestones; 6 – limestones; 7 – bituminous organic detrital limestones; 8 – sandstones, siltstones, carbonaceous aleuropelites; 9 – sandstones, siltstones with conglomerate layers; 10 – the main faults; 11 – the secondary faults; 12 – quarry contour; 13 – mining contours; 14 – ore bodies; 15 – samples.

некислых разновидностей нормальной щелочности с содержанием SiO_2 70–75% и суммой щелочей (Na + K) до 6.5% (Грабежев, 2004). Это порода светло-серого цвета, имеет массивную порфировую структуру и реликтовую фельзитовую текстуру (рис. 2).

Порфировые вкрапления составляют 15–20% объема породы и представлены короткопризматическими кристаллами пелитизированного альбита и корродированного кварца размером до 3 мм. Основная масса перекристаллизована и представлена кварцем, плагиоклазом, хлоритом. Помимо новообразованных минералов основной массы около 1% площади шлифа занимает карбонат, представленный железистым магнезитом, замещающим некоторые зерна альбита, выполняющим микротрещины и, реже, присутствующим в основной массе.

Цирконы представлены изометричными индивидами размером более 300 мкм, имеющими определенно проявленную осцилляционную зональность (рис. 3).

По 13 кристаллам были получены U-Pb данные (табл. 1), определившие на графике с конкордией возраст 422.8 ± 3.7 млн лет (см. рис. 3). Кристаллы имеют секториальное строение с четкими границами пирамид роста. Сопоставление соотношений U и Th в цирконах (см. табл. 1, рис. 4) отвечает единому тренду образования их генераций при постепенном снижении в них содержания U и Th от центра кристалла к периферии, что свидетельствует об их магматическом происхождении (Краснобаев и др., 2012).

ОБСУЖДЕНИЕ

Опубликованные данные по возрасту вулканогенно-осадочных пород рудовмещающей толщи Сафьяновского месторождения на основе находок ископаемой фауны относят их к раннему-среднему девону. Севернее Сафьяновского карьера в обнажениях вулканогенно-осадочных пород на р. Реж были сделаны находки конодонтов, которые позволили датировать породы как раннедевонские (Пучков и др., 1990). На южном фланге Сафьяновского рудного поля из пачки туфоалевролитов, туфопесчаников, глинисто-кремнистых пород с рудокластами (до 1.0–1.6 см) серного колчедана и обломками риолитов, дацитов, туффитов, туфоалевролитов и базальтов были выделены конодонты (Коровко и др., 1999), руководящие для среднего локхова D₁. В углеродисто-кремнистых породах рудовмещающей толщи, вскрытых Сафьяновским рудером, были описаны кремнисто-апатитовые раковины, по морфологии похожие на среднедевонский вид *Parathuramina tamarae* L. Petrova, 1981 (Чувашов и др., 2011). В известняках, вскрытых на юго-западном фланге месторождения горной выработкой (на глубине 285 м), были описаны карбонатные фораминиферы *Parathuramina magna*, *P. elegans*, *P. paulis*, *P. devonica*, *Eotuberitina reitlingerae*, *Cribrisphaeroides* sp., *Irregularina* sp., *Irregularina morphia*, *tchislavkaensis*, *Calcisphaera* sp., *Auroria ferganensis*. Их возраст соответствует лангурскому и высотинскому горизонтам (верхняя часть эйфельского – нижняя часть живетского ярусов) (Амон, Коровко, 1992; Анфимов и др., 2015).

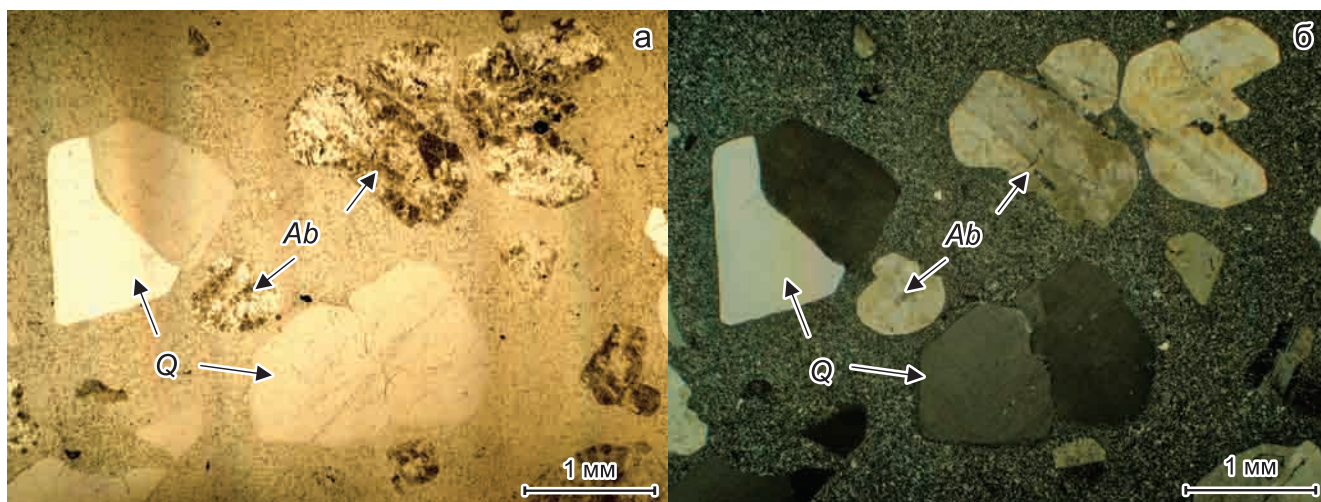


Рис. 2. Микрофотография шлифа риолита (обр. 44).

а – в проходящем свете, б – в поляризованном свете. Q – кварц, Ab – альбит.

Fig. 2. Microphoto of rhyolite thin section (sample 44).

а – in vertical light, б – in polarized light. Q – quartz, Ab – albite.

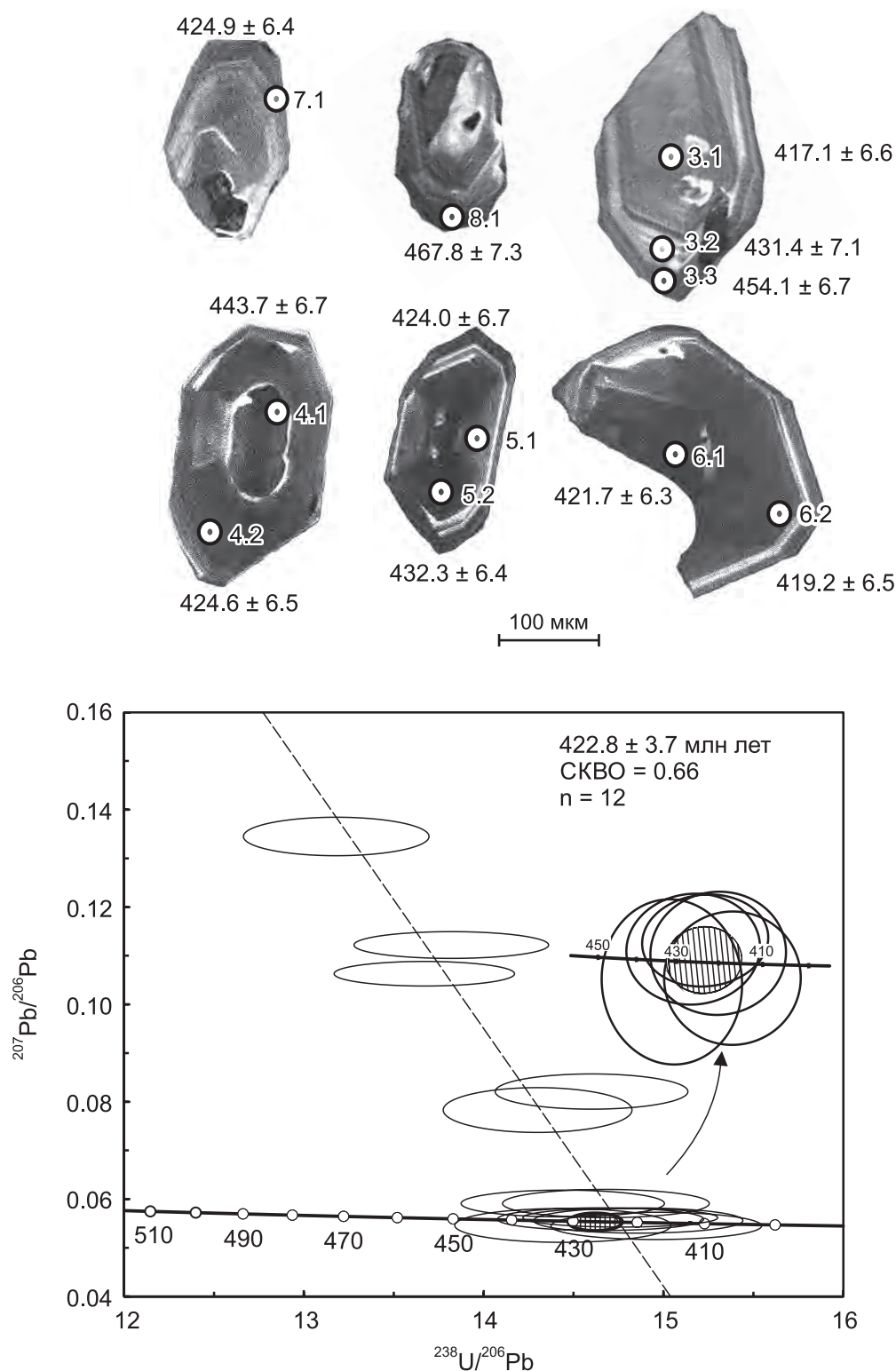


Рис. 3. Изотопные отношения $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ с конкордией в цирконах из риолита Сафьяновского месторождения (обр. 44).

$T = 422.8 \pm 3.7$ млн лет, СКВО = 0.66. Числа у кристаллов – возраст по $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$.

Fig. 3. Isotopic $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ with concordia in zircons of a rhyolite of the Saf'yanovskoe deposit (sample 44). Concordia, $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ age = 422.8 ± 3.7 Ma, MSWD = 0.66. Figures near zircon grains – means of $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ age.

Таблица 1. Результаты изотопного U-Pb, $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ изучения цирконов из риолита Сафьяновского месторождения

Table 1. The results of an isotopic U-Pb and $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ study of zircons from a rhyolite of the Saf'yanovskoe deposit

Крист. кратер	$^{206}\text{Pb}_c$, %	Содержание, г/г			$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст, млн лет	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст, млн лет	D, %	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ± %	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ± %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ± %	Rh ₀
		U	Th	$^{206}\text{Pb}^*$								
2.1	1.14	75	48	3.87	5.64	370.6 ± 6.5	167 ± 210	-55	0.0494 ± 9.1	0.403 ± 9.3	0.0592 ± 1.8	0.196
3.1	0.00	296	27	17	0.65	417.1 ± 6.6	393 ± 48	-6	0.0545 ± 2.1	0.503 ± 2.7	0.0668 ± 1.6	0.607
6.2	0.14	379	57	21.9	0.10	419.2 ± 6.5	393 ± 48	-6	0.0545 ± 2.1	0.505 ± 2.7	0.0672 ± 1.6	0.599
6.1	0.20	718	131	41.8	0.16	421.7 ± 6.3	394 ± 40	-7	0.0545 ± 1.8	0.508 ± 2.3	0.0676 ± 1.5	0.659
5.1	0.19	312	35	18.3	0.19	424.0 ± 6.7	513 ± 54	21	0.0576 ± 2.5	0.540 ± 3.0	0.0680 ± 1.6	0.552
4.2	0.26	425	47	24.9	0.12	424.6 ± 6.5	362 ± 54	-15	0.0538 ± 2.4	0.505 ± 2.9	0.0681 ± 1.6	0.551
7.1	0.54	626	98	36.8	0.11	424.9 ± 6.4	1142 ± 46	169	0.0778 ± 2.3	0.731 ± 2.8	0.0681 ± 1.6	0.561
9.2	0.33	363	43	21.6	0.16	430.4 ± 6.7	469 ± 57	9	0.0564 ± 2.6	0.537 ± 3.0	0.0690 ± 1.6	0.532
3.2	0.09	197	25	11.7	0.12	431.4 ± 7.1	368 ± 61	-15	0.0539 ± 2.7	0.515 ± 3.2	0.0692 ± 1.7	0.531
5.2	0.82	763	205	45.9	0.13	432.3 ± 6.4	982 ± 62	127	0.0718 ± 3.0	0.687 ± 3.4	0.0694 ± 1.5	0.454
4.1	1.56	573	101	35.6	0.28	443.7 ± 6.7	1630 ± 42	267	0.1003 ± 2.2	0.985 ± 2.7	0.0712 ± 1.6	0.576
3.3	0.19	734	151	46.1	0.18	454.1 ± 6.7	1712 ± 20	277	0.1048 ± 1.1	1.055 ± 1.9	0.0730 ± 1.5	0.816
8.1	0.82	362	40	23.6	0.21	467.8 ± 7.3	2077 ± 30	344	0.1285 ± 1.7	1.333 ± 2.4	0.0753 ± 1.6	0.684

Примечание. Погрешность ±1σ, Pb_c и Pb* – общий и радиогенный свинец соответственно. Погрешность калибровки стандарта 0.42%. Коррекция по ^{204}Pb . D – дискордантность. Rh₀ – коэффициент корреляции.

Note. Error ±1σ, Pb_c and Pb* – total and radiogenic lead respectively. Standard calibration error 0.42%. Correction by ^{204}Pb . D – discordance. Rh₀ – correlation coefficient.

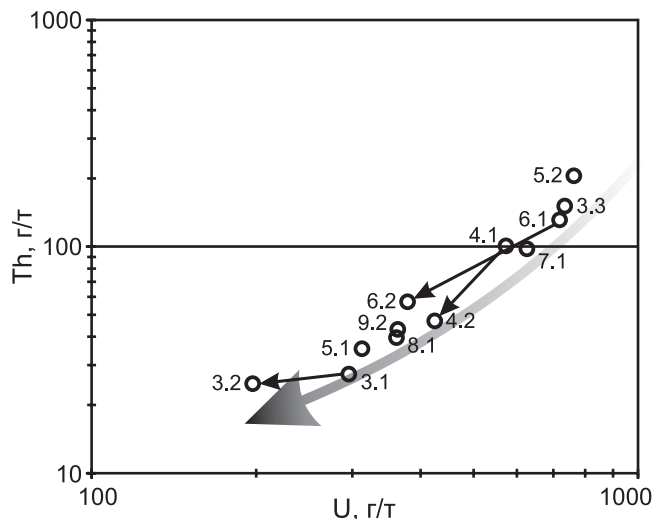


Рис. 4. Отношение U и Th в цирконах из риолита Сафьяновского месторождения (обр. 44).

Числа у точек – номера кристаллов (см. табл. 1), стрелками соединены ранние и поздние генерации циркона.

Fig. 4. U, Th relation in zircons of a rhyolite of the Saf'yanovskoe deposit (sample 44).

Figures near the points – number of zircon grain (see Table 1), the arrows show an earlier and lower generations of zircon.

Однако первое U-Pb датирование циркона, отобранного из линзовидных тел андезитов западного борта Сафьяновского карьера, дало возраст $422.8 \pm \pm 2.0$ млн лет (Ронкин и др., 2016). В данной статье представлена U-Pb датировка возраста, полученная по 13 кристаллам циркона из риолита рудовмещающей толщи месторождения (см. табл. 1), определившая на графике с конкордией возраст $422.8 \pm \pm 3.7$ млн лет (см. рис. 3), что соответствует пржидольскому отделу верхнего силура. Таким образом, установлено, что среди рудовмещающих пород Сафьяновского месторождения находятся эффузивные образования верхнего силура. С одной стороны, может показаться, что радиоизотопные определения возраста вулканитов Сафьяновского месторождения (верхний силур) противоречат приведенным палеонтологическим данным (нижний и средний девон), но, возможно, эти датировки отвечают разным уровням разреза рудовмещающей толщи. С другой стороны, имеет место значительный временной интервал в формировании вулканогенного и вулканогенно-осадочного разреза. Обращает на себя внимание геологическая позиция Сафьяновского месторождения – оно находится в наиболее древних породах крупного горста в пределах Режевской структурно-формационной зоны (Кисин, 2009).

На Севере Урала вулканиты силура относятся к островодужным сериям завершающего субще-

лочного вулканизма (Язева и др., 1992). Ранее силурийские вулканогенные комплексы в составе Восточно-Уральской мегазоны на Среднем Урале были описаны в работе (Коротеев и др., 1979). Кроме того, блоки силурийских вулканогенных комплексов достоверно установлены в Алапаевско-Теченском и Сысертско-Арамилском районах Восточно-Уральской фациальной зоны. Они представлены потоками базальтов, андезито-базальтов и андезитов, риолито-дацитовыми пепловыми туфами и туффитами межеской толщи нижнего силура, обнаженных на реках Багаряк и Исеть в районе г. Каменск-Уральский и относящихся к К-На базальт-андезит-риолитовой формации. На Южном Урале блоки силурийских островодужных вулканогенных комплексов достоверно установлены в Уйско-Увельском и Варненском районах, в окрестностях г. Челябинск (венлок-лудловский мичуринский эффузивный комплекс) и на юге Челябинской области в бассейне р. Карталы-Аят (катенинский комплекс). Известково-щелочные вулканиты силурийского возраста, широко развитые в Тагильской зоне (именновская свита), прослеживаются и на Южном Урале, к востоку от линии Челябинск–Екатеринбург (рис. 5, черные фрагменты).

Их связь с Тагильской островной дугой сомнительна, поскольку между ними лежит Арамилско-Сухтелинская подзона (см. рис. 5, показана шашечками), являющаяся сильно эродированной частью более молодой Магнитогорской дуги. Сходный возраст с андезитами и риолитами Сафьяновского месторождения имеют щелочные вулканиты нижней части туринской свиты Кумбинско-Петропавловской и Красноуральско-Турьинской подзон, сложенные трахибазальтами, трахиандезитами, трахитами и их туфами. Среди радиологически датированных магматических комплексов обращает на себя внимание возраст габбро Рефтинского габбро-тоналитового комплекса 428.0 ± 3.7 млн лет (Смирнов, Иванов, 2010).

Таким образом, U-Pb датировки для циркона из рудовмещающих вулканогенных пород Сафьяновского месторождения (422.8 ± 3.7 и 422.8 ± 2.0 млн лет) относят вулканиты сафьяновской толщи к границе лудловского и пржидольского ярусов верхнего силура и не позволяют рассматривать их как латеральные возрастными аналогами нижнесилурийских вулканитов Северного, Среднего и Южного Урала. Вероятно, их следует отнести к новому верхнесилурийскому андезит-дацит-риолитовому комплексу пород Тагильско-Присакмарской мегазоны (К.С. Иванов, С.Н. Иванов, 1991). По мнению В.Н. Пучкова, упомянутые восточно-уральские вулканиты не связаны с Тагильской зоной и представляют собой самостоятельную полосу островодужных комплексов, образованных силурийской Зауральской палеодугой (Пучков, 2010; Puchkov, 2017).

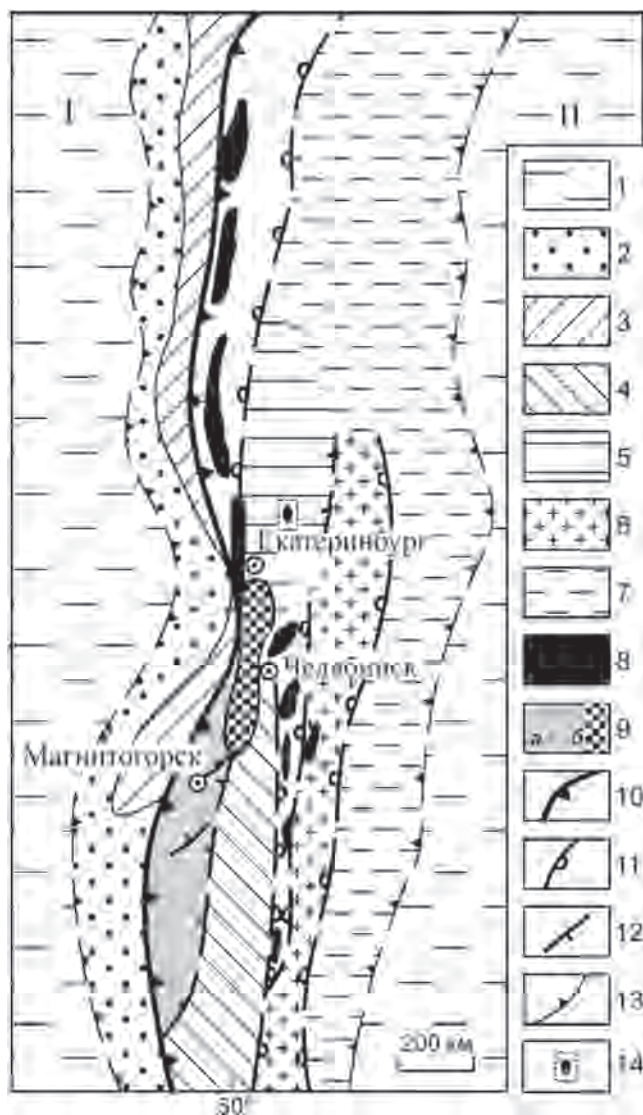


Рис. 5. Распространение силурийских вулканитов на Урале, по (Язева, Боцкарев, 1995).

1 – плиты: I – Русская, II – Западно-Сибирская; 2 – Предуральский прогиб и Западно-Уральская зона; 3 – Центрально-Уральская зона; 4–6 – подзоны Восточно-Уральской зоны; 7 – Трансуральская зона; 8 – силурийские вулканиты Тагильской и Зауральской островных дуг; 9а – Магнитогорская зона, 9б – Арамилско-Сухтелинская подзона Магнитогорской зоны; 10 – Главный Уральский разлом; 11 – сутурные зоны; 12 – надвижки; 13 – границы Урала; 14 – район Сафьяновского месторождения.

Fig. 5. Localization of the Silurian volcanites at the Urals, by (Yazeva, Bochkarev, 1995).

1 – plates: I – Russian, II – Western-Siberian; 2 – Pre-uralian trough and Western Uralian zone; 3 – Central Uralian zone; 4–6 – zonation of the Eastern Uralian zone; 7 – Trasuralian zone; 8 – Silurian volcanites at the Tagil'skaya and Zauralskaya island arcs; 9a – Magnitogorskaya zone, 9b – Aramil'sko-Sukhtelinskaya part of Magnitogorskaya zone; 10 – the Main Uralian fault; 11 – suture zones; 12 – thrusts; 13 – boundaries of the Urals; 14 – region of the Saf'yanovskoe deposit.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Судя по U-Pb датировкам циркона из рудовмещающих вулканогенных пород Сафьяновского месторождения (422.8 ± 3.7 и 422.8 ± 2.0 млн лет), в состав рудовмещающей толщи входят вулканиты, возраст которых соответствует пржидольскому ярусу верхнего силура. Предполагается, что они могут быть фрагментами островодужных образований силурийской Зауральской палеодуги. Полученный радиогенный возраст рудовмещающих вулканогенных пород не отвечает на вопрос о возрасте месторождения, но и не противоречит ранее высказанным гипотезам о его либо колчеданном, либо эпитермальном генезисе на коллизионном этапе развития Урала.

Благодарности

Авторы благодарят главного геолога Н.В. Лещева и сотрудников ОАО «Сафьянмедь» за помощь в проведении полевых работ. Кроме того, мы не можем не отметить важную консультативную помощь д-ра геол.-мин. наук А.А. Краснобаева.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Амон Э.О., Коровко А.В. (1992) Новые данные по стратиграфии и литологии палеозон Урала и Средней Азии. Екатеринбург: УрО РАН, 69-77.
- Анфимов А.Л., Сорока Е.И., Лещев Н.В. (2015) Новые данные о фораминиферах в рудовмещающей толще Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал). *Бюлл. МОИП. Отд. геол.*, **90**(3), 23-26.
- Грабежев А.И. (2004) Подрудные метасоматиты цинк-медно-колчеданного месторождения Урала (на примере Гайского и Сафьяновского месторождений). *Литосфера*, (4), 76-88.
- Иванов К.С., Иванов С.Н. (1991) О соотношении главных вулканогенных мегазон Урала – Тагильской и Магнитогорской. *Докл. АН СССР*, **318**(4), 937-940.
- Кисин А.Ю. (2009) Структурная позиция и время образования прожилково-вкрапленных руд Сафьяновского Zn-Cu месторождения (Средний Урал). *Литосфера*, (5), 72-84.
- Коровко А.В., Двоеглазов Д.А. (1991) О позиции Сафьяновского рудного поля в структурах Режевской структурно-формационной зоны (Средний Урал). *Геодинамика и металлогения Урала*. Свердловск: УрО АН СССР, 151-152.
- Коровко А.В., Постоялко М.В., Степанова Т.И., Петрова Л.Г., Шурыгин М.В., Иванов К.С., Амон Э.О. (1999) Проблемы стратиграфии и палеонтологии Урала. Екатеринбург: Комитет природы по Свердловской обл., 141-144.
- Коротеев В.А., Дианова Т.В., Кабанова Л.Я. (1979) Среднепалеозойский вулканизм восточной зоны Урала. М.: Наука, 130 с.
- Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В. (2012) Новые данные по цирконовой геохронологии Аршинских вулканитов

REFERENCES

- (Южный Урал). *Литосфера*, (4), 127-139.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- Пучков В.Н., Иванов К.С., Коровко А.В. (1990) О возрасте вулканогенных формаций и времени заложения островной дуги на востоке Среднего Урала. *Докл. АН СССР*, **315**(5), 1203-1205.
- Ронкин Ю.Л., Притчин М.Е., Сорока Е.И., Гердес А. (Gerdes A.), Пучков В.Н., Бушарина С.В. (2016) Первые U–Pb-изотопные данные для циркона из андезита Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал). *Докл. РАН*, **469**(3), 328-332.
- Смирнов В.Н. (2012) Основные этапы магматизма восточного склона Среднего Урала. *Литосфера*, (5), 4-15.
- Смирнов В.Н., Иванов К.С. (2010) Первая силурийская U–Pb датировка (SHRIMP-II) офиолитов на Урале. *Докл. РАН*, **430**(2), 218-221.
- Чувашов Б.И., Анфимов А.Л., Сорока Е.И., Ярославцева Н.С. (2011) Новые данные о возрасте рудовмещающей толщи Сафьяновского месторождения (Средний Урал) на основе фораминифер. *Докл. РАН*, **439**(5), 648-650.
- Шереметьев Ю.С. Сафьяновское медноколчеданное месторождение на Среднем Урале. Отчет Артемовской партии по детальной разведке северной части Сафьяновского месторождения с подсчетом запасов по состоянию на 01.07.1990 г. за 1985–1990 гг. Артемовский, 1990.
- Язева Р.Г., Бочкарев В.В. (1995) Силурийская островная дуга Урала: структура, развитие, геодинамика. *Геотектоника*, (6), 32-44.
- Язева Р.Г., Молошаг В.П., Бочкарев В.В. (1992) Геология Сафьяновского колчеданного месторождения (Средний Урал). Препринт. Екатеринбург: УрО РАН, 71 с.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Aleinikoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C. (2003) TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology. *Chem. Geol.*, **200**, 155-170.
- Ludwig K.R. (2001) SQUID 1.02, A User Manual, A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, Berkeley, USA.
- Puchkov V.N. (2017) General features relating to the occurrence of mineral deposits in the Urals: what, where, when and why. *Ore Geol. Rev.*, **85**, 4-29.
- Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W. (1995) Three Natural Zircon Standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, Trace Element and REE Analyses. *Geostand. Newslett.*, **19**, 1-23.
- Williams I.S. (1998) U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. (Ed. M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley). *Rev. Econ. Geol.*, **7**, 1-35.
- Amon E.O., Korovko A.V. (1992) The stratigraphy and lithology new data of the Urals and Middle Asia paleozones. Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 69-77. (In Russ.)
- Anfimov A.L., Soroka E.I., Leshchev N.V. (2015) New data on foraminifera of Saf'yanovka copper pyrite deposit ore-bearing strata. *Bull. MOIP. Otd. Geol.*, **90**(3), 23-26. (In Russ.)
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Aleinikoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C. (2003) TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology. *Chem. Geol.*, **200**, 155-170.
- Chuvashov B.I., Anfimov A.L., Soroka E.I., Yaroslavtseva N.S. (2011) New data about age of Saf'yanovka deposit strata on the base of foraminifera. *Dokl. Akad. Nauk*, **439**(5), 648-650. (In Russ.)
- Grabazhev A.I. (2004) Under-ore metasomatites zink-copper pyrite deposits of the Urals (on the example of Gai and Saf'yanovka deposits). *Lithosphere (Russia)*, (4), 76-88. (In Russ.)
- Ivanov K.S., Ivanov S.N. (1991) About correlation of the main volcanogenic megazones of the Urals – Tagil and Mgnitogorsk. *Dokl. AN SSSR*, **318**(4), 937-940. (In Russ.)
- Kissin A.Yu. (2009) Struktural position and age of vein-impregnated ores formation of Saf'yanovka Zn-Cu deposit (Middle Urals). *Lithosphere (Russia)*, (5), 72-84. (In Russ.)
- Koroteev V.A., Dianova T.V., Kabanova L.Ya. (1979) A Middlepaleozoic volcanism of the eastern zone of the Urals. Moscow, Nauka Publ., 130 p. (In Russ.)
- Korovko A.V., Dvoeglazov D.A. (1991) About Saf'yanovka ore field in the Rezh struktural-formation zone (Middle Urals). *Geodynamics and Metallogeny of the Urals*. Sverdlovsk, UrO AN SSSR Publ., 151-152. (In Russ.)
- Korovko A.V., Postoyalko M.V., Stepanova T.I., Petrova L.G., Shurygin M.V., Ivanov K.S., Amon E.O. (1999) The problems of stratigraphy and paleontology of the Urals. Ekaterinburg, Komprirody po Sverdlovskoi oblasti Publ., 141-144. (In Russ.)
- Krasnobaev A.A., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Sergeeva N.D., Busharina S.V. (2012) New data about Arshinian volcanites zircon geochronology. *Lithosphere (Russia)*, (4), 127-139. (In Russ.)
- Ludwig K.R. (2001) SQUID 1.02, A User Manual, A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, Berkeley, USA.
- Puchkov V.N. (2010) The actual problems of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny. Ufa, Dizain-PoligrafServis Publ., 280 p. (In Russ.)
- Puchkov V.N. (2017) General features relating to the occurrence of mineral deposits in the Urals: what, where, when and why. *Ore Geol. Rev.*, **85**, 4-29.
- Puchkov V.N., Ivanov K.S., Korovko A.V. (1990) About age of volcanogenic formations and time of location of island arc on the east of Middle Urals. *Dokl. AN SSSR*, **315**(5), 1203-1205. (In Russ.)
- Ronkin Yu.L., Pritchin M.E., Soroka E.I., Gerdes A., Puchkov V.N. (2016) The first U-Pb isotopic data for zircon in andesite from Saf'yanovka Zn-Cu-pyrite deposit (Middle Urals). *Dokl. Akad. Nauk*, **469**(3), 328-332. (In Russ.)

- Sheremet'ev Yu.S. (1990). Safyanovskoe copper sulfide deposit at the Middle Urals. Report of the Artemovskaya geological party of a detail research of the Northern part of the Safyanovskoe deposit with reserves estimation on 01.07.1990 years and 1985–1990 years. Artemovskii, 1990. (In Russ.)
- Smirnov V.N. (2012) Base stages of magmatism of eastern slope of the Middle Urals. *Lithosphere (Russia)*, (5), 4-15. (In Russ.)
- Smirnov V.N., Ivanov K.S. (2010) The first Silurian U-Pb dating (SHRIMP-II) of ophiolite in the Urals. *Dokl. Akad. Nauk*, **430**(2), 218-221. (In Russ.)
- Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W. (1995) Three Natural Zircon Standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, Trace Element and REE Analyses. *Geostand. Newslett.*, **19**, 1-23.
- Williams I.S. (1998). U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. (Ed. M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley). *Rev. Econ. Geol.*, **7**, 1-35.
- Yazeva R.G., Bochkarev V.V. (1995) Silurian island arc of the Urals: structure, development, geodynamics. *Geotektonika*, **6**, 32-44. (In Russ.)
- Yazeva R.G., Moloshag V.P., Bochkarev V.V. (1992) Geology of the Safyanovskoe copper pyrite deposit (Middle Ural). Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 71 p. (In Russ.)

Стистайты Южного Урала

В. Г. Кориневский, В. А. Котляров, С. В. Колисниченко, Д. А. Артемьев

*Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН,
Институт минералогии, 456317, г. Миасс, Челябинская обл., e-mail: vgkor@mineralogy.ru*

Поступила в редакцию 10.11.2020 г., принята к печати 04.02.2021 г.

Объект исследования. Редкие минералы олова и сурьмы – стистайты из природных свинцовых пластинок Северо-Светлинской россыпи в Челябинской области и из микросферул интерметаллидов в продуктах размыва гранитов Кисегачского комплекса в Ильменских горах. **Материалы и методы.** Методами электронно-зондового анализа и лазерной абляции с индуктивно-связанной плазмой изучен состав преобладающих минералов интерметаллидов в свинцовых пластинках, извлеченных при промывке золотоносной россыпи, а также из металлических микросферул в песчаной фракции размывных гранитов. **Результаты.** Установлены две разновидности стистайта: свинцовистая и мышьяковисто-свинцовистая. Резко преобладает свинцовистый стистайт. Его средний состав (мас. %): Sb – 47.39, Sn – 38.75, Pb – 13.24, Cu – 0.06. Средний состав мышьяковисто-свинцовистого стистайта (мас. %): Sb – 43.89, Sn – 41.06, Pb – 11.02, As – 3.05, Cu – 0.47. Оловянно-свинцовые микросферулы из продуктов разрушения биотитовых гранитов Кисегачского массива (Ильменские горы) иногда содержат кристаллы и пятнистые выделения свинцовистого стистайта следующего состава (мас. %): Sn – 53.54, Sb – 38.45, Pb – 7.42. **Выводы.** Предполагается, что в обоих случаях образование сплавов интерметаллидов олова, свинца и сурьмы с включениями самородных меди и железа обусловлено гранитным магматизмом.

Ключевые слова: интерметаллиды олова, свинца, сурьмы, стистайт, сурьмянистый соросит, самородные олово, свинец, медь, железо, Южный Урал

Stistaites of the South Urals

**Viktor G. Korinevsky, Vasilii A. Kotlyarov, Sergei V. Kolisnichenko,
Dmitrii A. Artemiev**

*Institute of Mineralogy, South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS,
Miass 456317, Russia, e-mail: vgkor@mineralogy.ru*

Received 10.11.2020, accepted 04.02.2021

Research subject. Rare minerals of tin and antimony – stistaites from natural lead plates from the Severo-Svetlinskaya placer in the Chelyabinsk region and from microspherules of intermetallic compounds in the products of erosion of granites of the Kisekach complex in the Ilmeny Mountains. **Materials and methods.** Electron probe analysis and laser ablation with inductively coupled plasma were used to study the composition of the predominant minerals of intermetallic compounds in lead plates extracted during the washing of a gold-bearing placer, as well as from metal microspherules in the sandy fraction of eroded granites. **Results.** Two types of stistaites were identified: lead and arsenic-lead. Lead stistaites is sharply predominant, with its average composition (wt %) being Sb – 47.39, Sn – 38.75, Pb – 13.24, Cu – 0.06. The average composition of arsenic-lead stistaites (wt %) was found to be Sb – 43.89, Sn – 41.06, Pb – 11.02, As – 3.05, Cu – 0.47. Tin-lead microspherules from the destruction products of biotite granites of the Kisekach massif (Ilmeny Mountains) occasionally contain crystals and spotted precipitates of lead stistaites with the composition (wt %) of Sn 53.54, Sb 38.45, and Pb 7.42. **Conclusions.** It is assumed that, in both cases, the formation of alloys of intermetallic compounds of tin, lead and antimony with inclusions of native copper and iron was associated with granite magmatism.

Keywords: tin, lead, antimony intermetallic alloys, stistaites, antimony sorosite, native tin, lead, copper, iron, South Urals

Acknowledgements

The authors are grateful to A.V. Ryazantsev (GIN RAS, Moscow) and Dr. A.J. Locock (University of Alberta, Canada) for information assistance, E.V. Korinevsky for preparing illustrations, and an anonymous reviewer for valuable advice.

Для цитирования: Кориневский В.Г., Котляров В.А., Колисниченко С.В., Артемьев Д.А. (2021) Стистайты Южного Урала. *Литосфера*, 21(6), 894–911. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-6-894-911>

For citation: Korinevsky V.G., Kotlyarov V.A., Kolisnichenko S.V., Artemiev D.A. (2021) Stistaites of the South Urals. *Lithosphere (Russia)*, 21(6), 894–911. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-6-894-911>

© В.Г. Кориневский, В.А. Котляров, С.В. Колисниченко, Д.А. Артемьев, 2021

ВВЕДЕНИЕ

Стистаит – редкий природный интерметаллид олова и сурьмы (SnSb), нередко с примесью свинца и мышьяка. На территории России этот минерал встречен в траппах Сибири (Округин и др., 1981), в ксенолитах перидотитов в кимберлитовой брекчии трубки “Ленинград” (Ковальский, Олейников, 1985), в золотоносной россыпи на р. Баимка на Чукотке (Barkov et al., 2006), на Кольском полуострове (<http://www.mindat.org>), в гранитоидах (Гамянин и др., 1981) и в жильных золотосеребряных, золото кварцевых месторождениях Северо-Востока России (Кривицкая и др., 1995). О его находке на Южном Урале сообщается лишь только в одной работе (Новгородова, 1983). На остальной территории Урала стистаит до сих пор не был найден. Недавно нами выявлены два новых местонахождения стистаита в иной геологической обстановке, сделаны многочисленные микрозондовые определения его состава. Наиболее многочисленны выделения стистаита в составе свинцовых пластинок из Северо-Светлинской золотоносной россыпи в Пластовском районе Челябинской области. Значительно реже стистаит встречается в оловянно-свинцовых микросферулах из продуктов разрушения гранитов на оз. Бол. Миассово (Ильменский заповедник, Миасский городской округ).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Поскольку размеры зерен стистаита и других минералов в изученных препаратах не превышают 18–36 мкм, их химический состав определялся на сертифицированном растровом электронном микроскопе РЭММА-202М с энергодисперсионной приставкой LZ-5 Link Systems с Si-Li-детектором. На этом же приборе получены BSE-изображения. Работа велась на полированных зернах в эпоксидной матрице с углеродным напылением при ускоряющем напряжении 20 кВ, малом токе электронного пучка ($3 \cdot 10^{-10}$ А) и минимальном диаметре пучка (1–2 мкм).

Количественная обработка энергодисперсионных спектров производилась с помощью программы Magallanes 2.2. В качестве эталонов сравнения использовались чистые элементы из стандартной пашки № 1362 фирмы Micro-Analysis Consultants Ltd по спектральным линиям: Cu (K_α), Sn (L_α), Sb (L_α), Pb (L_α), As (K_α). Для большинства элементов нижние пределы обнаружения составляли 0.2–0.3%. Подсчет относительного содержания минералов производился по фотографиям, полученным на сканирующем микроскопе, с помощью электронной программы JMicroVision (Roiut, 2014).

Элементы-примеси в сферулах стекол определялись методом лазерной абляции на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой Agilent

7700х (ИМин УрО РАН, аналитик Д.А. Артемьев) с параметрами: RF Power – 1550 Вт, рабочий газ – Ar, скорость несущего потока – 1.0 л/мин, плазмообразующий поток Ar – 15 л/мин, охлаждающий поток Ar – 0.9 л/мин. Лазерная приставка New Wave Research UP-213 с параметрами: лазер Nd:YAG, длина волны излучения – 213 нм, энергия пучка – 10–12 Дж/см², частота повторения импульсов – 10 Hz, диаметр пятна абляции – 60–110 мкм, несущий газ – He, скорость потока – 0.65 л/мин. Для расчета и калибровки применялись международные стандарты стекол USGS BCR-2g, NIST SRM-612. В качестве внутреннего стандарта использовался ²⁴Mg и ²⁹Si.

Валовое содержание элементов в свинцовой пластинке из Северо-Светлинской россыпи определено методом атомного абсорбционного анализа (ААА), выполненного М.Н. Малярёнок в ИМин УрО РАН.

СЕВЕРО-СВЕТЛИНСКАЯ РОССЫПЬ

Северо-Светлинская россыпь находится в 21 км к западу от г. Пласт Челябинской области. Она располагается в пределах древней карстовой депрессии среди мраморизованных карбонатных пород. В них сохраняются участки с реликтами раннекаменноугольной фауны кораллов, брахиопод и криноидей. Здесь же выявлены пластовые и секущие тела более крупнозернистых доломит-кальцитовых карбонатитов. Депрессия протянулась вдоль зоны тектонического контакта ниже- и среднепалеозойской гнейсо-сланцевой толщи с прослоями мраморов со среднепалеозойскими метатерригенными породами (рис. 1). Протяженность депрессии оценивается в 12 км при ширине от 400 до 1300 м и глубине до 60 м (Колисниченко, Попов, 2008). Депрессию заполняют глинисто-терригенные отложения позднего мела и кайнозоя. Именно они являются предметом разработки золотодобытчиков. В относительной близости располагаются многочисленные выходы биотитовых гранитов Борисовского, Ереминского, Кумлякского и Варламовского массивов, прорывающих осадочно-метаморфические толщи среднего палеозоя.

В 2004 г. при промывке гравийно-глинистых пород в одном из участков Северо-Светлинской россыпи (54°22'33" с. ш., 60°29'20" в. д.) сбора золотин очень мешали многочисленные обломки пластинок темно-серого цвета, нередко покрытые пленками битума, к которым золото прилипало. Собранные пластинки сбрасывали в большую емкость (бадью). Старатели определили состав пластинок как свинцовый. Детальное изучение состава пластинок произведено не было. Изредка такие пластинки находили в шлихах извлеченных из глубоких шурфов проб, пройденных при разведке россыпи (Попова и др., 2010). Традиционно такие находки оценива-

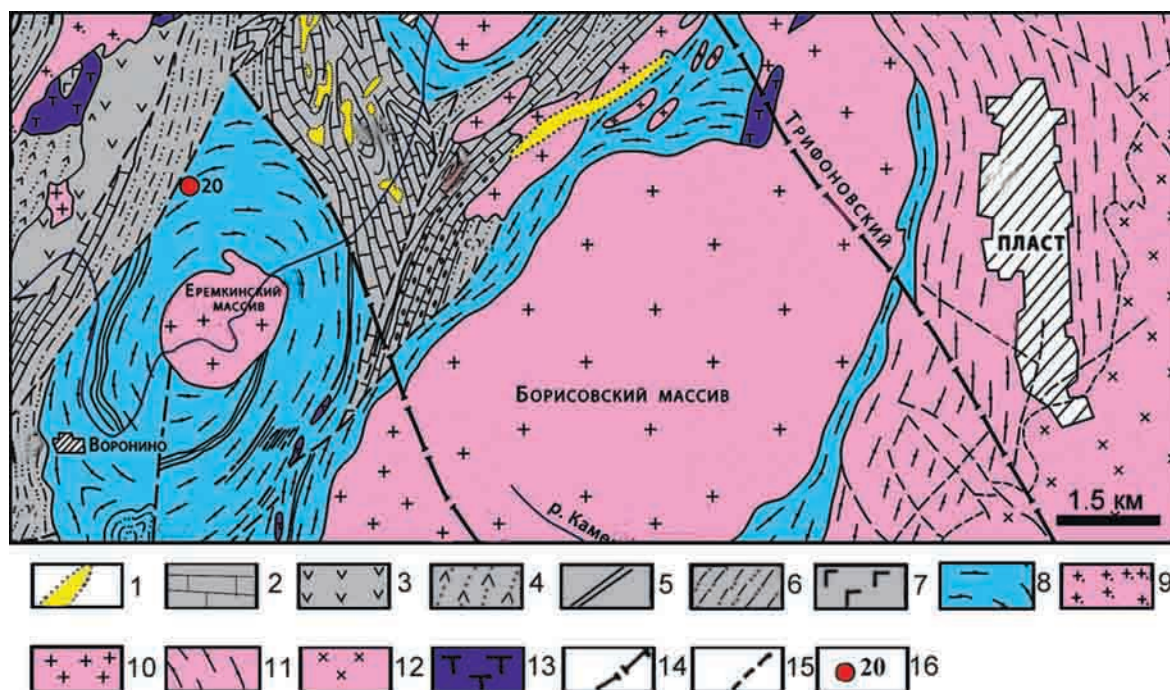


Рис. 1. Фрагмент геологической карты района “Русской Бразилии” в Пластовском районе Челябинской области, по (Колисниченко, Попов, 2008), с упрощениями.

1 – современные золотоносные россыпи; 2–7 – нижнекаменноугольные отложения: 2 – мраморы, 3 – микропорфировиты базальтовые и андезибазальтовые, 4 – риолитовые порфиры, их лавобрекчии, 5 – прослои углистых сланцев, 6 – туфогенные алевролиты и песчаники, 7 – базальтовые порфиры, диабазы; 8 – гнейсо-сланцевая толща PZ_{1-2} ; 9 – катаклазированные биотитовые граниты; 10 – биотитовые граниты; 11 – плагиограниты; 12 – плагиогнейсы; 13 – ультрабазиты, серпентиниты; 14 – глубинные разломы; 15 – тектонические нарушения; 16 – Северо-Светлинская россыпь.

Fig. 1. A fragment of the geological map of the “Russian Braziln”, Plast district of the Chelyabinsk region, by (Kolishnichenko, Popov, 2008), with simplifications.

1 – modern gold-bearing placers; 2–7 – Lower Carboniferous deposits: 2 – marbles, 3 – microporphiritic basalts and andesibasalts, 4 – rhyolite porphyries, their breccia, 5 – layers of carbonaceous schists, 6 – tufogenic siltstones and sandstones, 7 – basalt porphyrites, diabases; 8 – gneissic-shale stratum PZ_{1-2} ; 9 – cataclastic biotite granites; 10 – biotite granites; 11 – plagiogranites; 12 – plagiogneisses; 13 – ultrabasites, serpentinites; 14 – deep faults; 15 – tectonic faults; 16 – Severo-Svetlinsk placier.

лись как техногенные продукты. Толщина пластинок не превышала 5 мм, а их поперечник достигал 3–7 см (рис. 2а). Поверхность пластинок большей частью плоская, но иногда на них наблюдались невысокие (до 1 мм) параллельные валики коробления. Преобладала массивная текстура пластинок, но встречались и пористые участки. Совместно с пластинками находили и небольшие желвачки того же состава. В сезон 2004 г. собранные пластинки свинца общей массой около 6000 кг (!) были отправлены на переплавку. С.В. Колисниченко сохранил несколько пластинок, которые и были исследованы. В последующие годы при разработке других участков такие пластинки в заметных количествах уже не встречались.

Минеральный состав пластинок

Как показало микрозондовое изучение свинцовых пластинок из Северо-Светлинской россыпи,

их состав отвечает сплаву нескольких интерметаллидов. Они выделяются в виде обособленных зерен чаще всего изометричных, реже пластинчатых и призматических очертаний. Поперечник их колеблется от 1 до 62 мкм, преобладают выделения размером 3–20 мкм (см. рис. 2). Содержание элементов в смеси фрагментов разных пластинок, определенное методом ААА, составило (мас. %): Pb – 63.10, Sn + Sb – 35.52, Cu – 1.33, Fe – 0.05. Матрица пластинок представлена сплавом Pb с заметной ролью Sn и Sb (табл. 1, ан. 1), занимающего около 68% объема породы. В нем довольно равномерно рассредоточены изометричные и прямоугольные в сечении выделения стистайта. По результатам подсчета с помощью электронной программы (Roduit, 2014) площадей, занятых стистайтом в нескольких препаратах, он составляет от 13 до 38% объема сплава. С учетом валового химического анализа сплава и анализа его главных компонентов (табл. 2) количество стистайта оценивается в

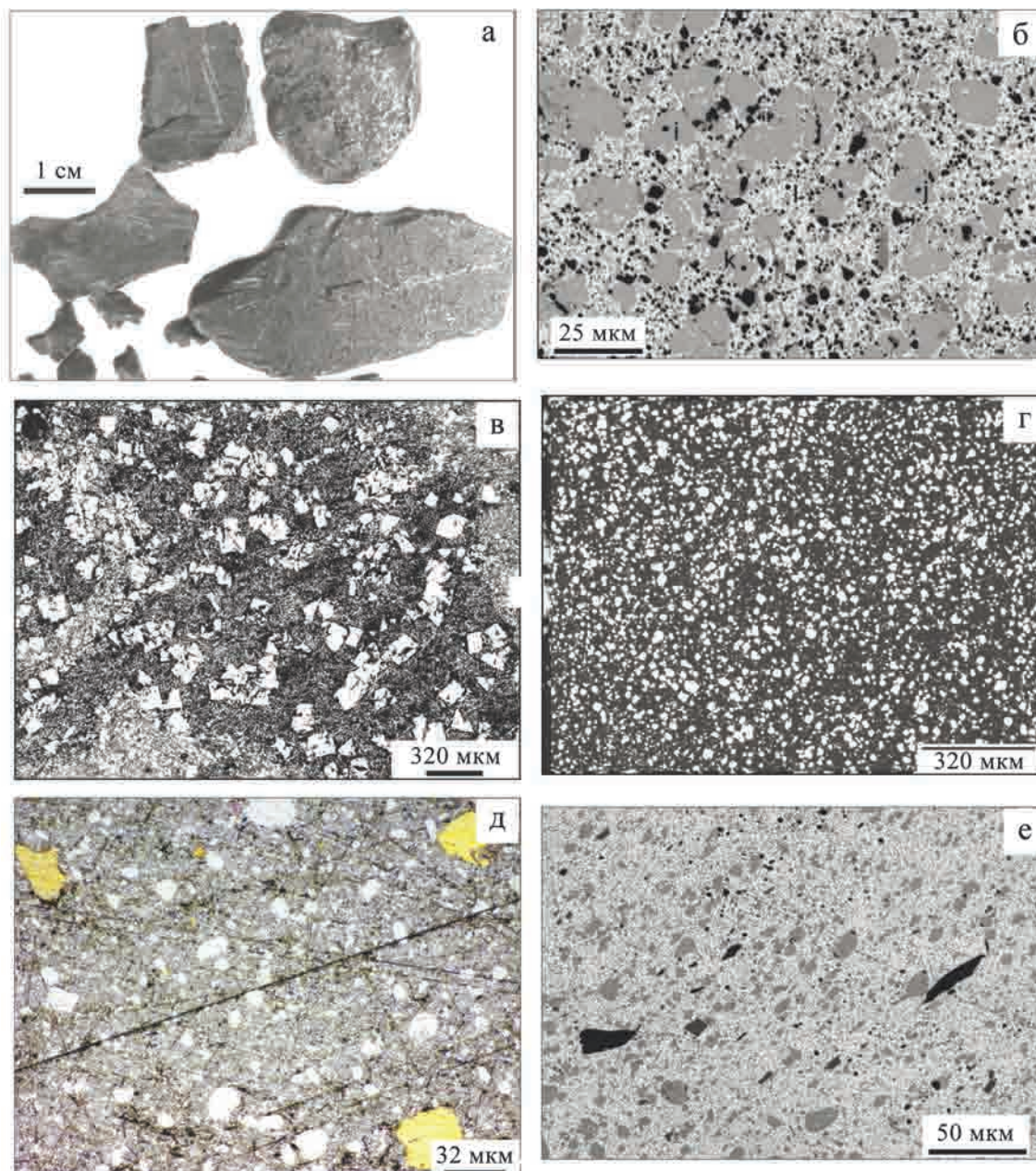


Рис. 2. Стистаит в пластинках природного Sn-Sb-Pb сплава из Северо-Светлинской россыпи.

а – фото пластинок природного сплава; б – изометричные сечения кристаллов стистаита (темно-серое) в свинцовой матрице (светло-серое), площадь зерен стистаита на фото 25.2% (черное – зерна кварца); в – микровкрапленники кристаллов стистаита (белое) в сурьмяно-оловянистой свинцовой матрице, площадь зерен стистаита на фото 38%; г – равномерное распределение кристаллов стистаита (белое) в свинцовой матрице, площадь зерен стистаита на фото 30%; д – вкрапленники самородной меди (ярко-желтое) и стистаита (светло-серое) в сурьмяно-оловянистой свинцовой матрице (серое); е – ориентированное расположение микровкрапленников стистаита (темно-серое), самородной меди и фазы $\text{Cu}_3(\text{Sn}, \text{Sb})$ (черное) в сурьмяно-оловянистой свинцовой матрице (светло-серое). б, е – BSE изображения на микроскопе СЭМ РЭМ-МА-202 М; в, г, д – фото в отраженном свете.

Fig. 2. Stistaites in plates of natural Sn-Sb-Pb alloy from the Severo-Svetlinsk placer.

а – the photo of plates of a natural alloy; б – isometric sections of stistait crystals (dark gray) in a lead matrix (light gray), the area of stistait grains in the photo is 25.2% (black – quartz grains); в – phenocrysts of stistait crystals (white) in an antimony-tin lead matrix, the area of stistait grains in the photo is 38%; г – uniform distribution of stistait crystals (white) in the lead matrix, the area of stistait grains in the photo is 30%; д – phenocrysts of native copper (bright yellow) and stistait (light gray) in the antimony-tin lead matrix (gray); е – oriented allocation of micro-phenocrysts of stistait (dark gray), native copper and the $\text{Cu}_3(\text{Sn}, \text{Sb})$ phase (black) in the antimony-tin lead matrix (light gray). б, е – BSE images on the microscope SEM REMMA-202 M; в, г, д – a photo in reflected light.

Таблица 1. Средний состав минералов из пластинок природного полиметаллического сплава Северо-Светлинской россыпи, мас. %**Table 1.** The average composition of minerals from the plates of natural polymetallic alloy of the Severo-Svetlinsk placer, wt %

Компонент	Анализы							
	1	2	3	4	5	6	7	8
Cu	0.69	0.06	0.47	58.11	86.07	3.14	Н. д.	32.30
Sn	6.62	38.75	41.06	32.90	Н. д.	Н. д.	Н. д.	40.31
Sb	5.69	47.39	43.89	8.14	Н. д.	Н. д.	Н. д.	23.74
Pb	85.50	13.24	11.02	—	Н. д.	Н. д.	Н. д.	1.86
As	—	—	3.05	—	Н. д.	Н. д.	Н. д.	—
Al	Н. д.	Н. д.	Н. д.	Н. д.	6.79	1.42	Н. д.	Н. д.
Fe	Н. д.	Н. д.	Н. д.	Н. д.	5.12	80.38	97.73	Н. д.
Si	Н. д.	Н. д.	Н. д.	Н. д.	0.18	11.46	0.08	Н. д.
Mn	Н. д.	Н. д.	Н. д.	Н. д.	0.27	2.87	0.41	Н. д.
Ni	Н. д.	Н. д.	Н. д.	Н. д.	0.22	0.25	0.09	1.09
Cr	Н. д.	Н. д.	Н. д.	Н. д.	Н. д.	0.42	0.35	Н. д.
Zn	Н. д.	Н. д.	Н. д.	Н. д.	0.24	Н. д.	Н. д.	Н. д.
n	21	44	8	37	30	6	6	5
Сумма	97.90	99.44	99.49	99.15	98.89	99.94	98.66	99.30

Примечание. Н. д. – нет данных, n – число анализов для подсчета средних, прочерк – не обнаружено. 1 – самородный свинец с примесями Cu, Sn, Sb; 2 – свинцовистый стистаит; 3 – мышьяковисто-свинцовистый стистаит; 4 – неназванная фаза $Cu_3(Sb,Sn)$; 5 – самородная медь с примесями Al, Fe, Si, Mn, Ni, Zn; 6 – самородное железо с примесями Cu, Al, Si, Mn, Ni, Cr; 7 – феррит с примесями Si, Mn, Ni, Cr из включений в самородной меди; 8 – сурьмянистый соросит.

Note. Н. д. – no data, n is the number of analyses to calculate the average, dash – not found. 1 – native lead with impurities of Cu, Sn, Sb; 2 – lead stistaite; 3 – arsenic-lead stistaite; 4 – unnamed phase $Cu_3(Sb,Sn)$; 5 – native copper with impurities Al, Fe, Si, Mn, Ni, Zn; 6 – native iron with impurities Cu, Al, Si, Mn, Ni, Cr; 7 – ferrite with impurities Si, Mn, Ni, Cr from inclusions in native copper; 8 – antimony sorosite.

30 об. %. Около 1–3 об. % пластинок приходится на удлинённые овальные или пластинчатые кристаллы редкого природного минерала, еще не получившего своего названия и отвечающего составу с формулой $Cu_3(Sb, Sn)$ (см. табл. 1, ан. 4). Желтым цветом (см. рис. 2е) выделяются более редкие, но заметно более крупные порфировидные зерна с резким преобладанием в их составе меди (см. табл. 1, ан. 5), содержащие примеси Fe и Al (до 5–7 мас. %), местами насыщенные округлыми мелкими включениями самородного железа с примесью Si, Mn, Ni, Cr (до 0.4 мас. %) (см. табл. 1, ан. 7). Отдельные зерна в сечениях прямоугольной или удлиненной овальной формы слагает железо, близкое по составу к ферриту из гранитоидов (Баженов и др., 2001), в отличие от включений в меди, содержащих значительную примесь Si, Cu, Mn, Cr, Al, Ni (см. табл. 1, ан. 6). Из массы изученных препаратов удалось обнаружить всего пять зерен сурь-

мянистого соросита, содержащего незначительную примесь Pb (см. табл. 1, ан. 8). Важно отметить присутствие в свинцовой матрице угловатых мелких (до 5 мкм) выделений кварца, заметных на BSE-изображениях (см. рис. 2б). Они рассредоточены неравномерно, их количество не превышает 1–2 об. %. За исключением стистаита, перечисленные выше металлические фазы в свинцовой матрице пластинок распределены неравномерно, различаются также по величине индивидов. Нередко такие выделения имеют округленные или изъеденные основной массой очертания (см. рис. 2в, г).

Особенности морфологии и состава стистаита из Северо-Светлинской россыпи

Кристаллы стистаита довольно равномерно распределены в свинцовой матрице. В большинстве случаев они не соприкасаются друг с другом, что может свидетельствовать об одновременном появлении зародышей кристаллов стистаита во всей массе расплава. Зерна стистаита формируют порфировидную структуру сплава (см. рис. 2б–е), весьма напоминающую порфировую структуру стекловатых вулканитов, вкрапленники которых разъедаются основной массой породы. Это приводит к появлению зазубренных поверхностей на гранях кристаллов (рис. 3). Порфировидные выделения стистаита в поперечнике достигают 7–36 мкм, а в матрице свинца они не превышают 0.3–3.0 мкм.

Сечения кристаллов стистаита большей частью короткопризматические, ромбоидальные и прямоугольные (см. рис. 2б–г), что противоречит справочным данным (Николаева и др., 1970; Handbook..., 2001) о принадлежности этого минерала к кубической сингонии. Исследования (Rose, 1981; Noren et al., 2006) также показывают, что структура стистаита, вероятнее всего, является ромбической или тригональной (<http://www.webmineral.com>). Наши наблюдения косвенным образом подтверждают такое предположение.

Микронзондовым анализом установлены две разновидности стистаита: свинцовистая (см. табл. 1, ан. 2) и мышьяковисто-свинцовистая (см. табл. 1, ан. 3). В изучаемых нами образцах резко преобладает свинцовистый стистаит (табл. 2, ан. 1–8), как и в образцах из траппов Сибири (Округин и др., 1981) и из ксенолитов перидотитов в кимберлитовой брекчии трубки “Ленинград” в Якутии (Ковальский, Олейников, 1985) (см. табл. 2, ан. 18–21). В пять раз реже встречаются мышьяковисто-свинцовистые стистаиты (см. табл. 2, ан. 9–12). Стистаит из кварцевых жил месторождения Кумак (см. табл. 2, ан. 17) тоже оказался мышьяковисто-свинцовистым (Новгородова, 1983). Во всех случаях стистаит ассоциирует с выделениями самородного олова и свинца, интерметаллидами меди-олова-свинца-сурьмы.

Таблица 2. Представительные анализы стистаитов из разных местонахождений в России, мас. %

Table 2. Representative analyses of stistaites from various locations in Russia, wt %

Компонент	Анализы											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Cu	1.12	—	—	0.25	—	—	—	—	2.89	—	0.90	—
Sn	40.32	37.97	37.40	41.82	38.79	38.81	37.97	34.32	42.71	41.25	42.18	39.29
Sb	44.30	47.05	47.95	42.73	47.27	46.69	47.05	39.94	41.08	45.24	44.38	44.25
Pb	14.15	14.87	14.45	15.35	13.11	13.50	14.87	24.95	8.51	11.07	7.56	14.03
As	—	—	—	—	—	—	—	—	3.91	2.48	4.44	2.09
Сумма	99.89	99.89	99.80	100.15	99.17	99.00	99.89	99.21	99.10	100.04	99.46	99.66
Формульные коэффициенты (a.p.f.u.)												
Cu	0.045	—	—	0.010	—	—	—	—	0.109	—	0.034	—
Sn	0.860	0.822	0.809	0.902	0.840	0.843	0.822	0.784	0.861	0.863	0.856	0.838
Sb	0.922	0.993	1.012	0.898	0.998	0.989	0.993	0.889	0.807	0.922	0.879	0.920
Pb	0.173	0.184	0.179	0.190	0.163	0.168	0.185	0.327	0.098	0.133	0.088	0.171
As	—	—	—	—	—	—	—	—	0.125	0.082	0.143	0.141

Компонент	Анализы											
	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	
Sn	51.75	54.49	52.85	55.08	35.75	43.39	33.60	39.18	40.86	56.38	55.42	
Sb	37.47	40.75	39.05	36.53	46.47	45.42	47.39	48.20	40.82	44.13	44.41	
Pb	10.62	4.31	7.20	7.54	9.63	12.18	16.92	10.21	19.67	—	—	
As	—	—	—	—	3.35	—	—	—	—	—	—	
Сумма	99.84	99.55	99.10	99.15	95.20	100.99	97.91	97.59	100.85	100.51	99.83	
Формульные коэффициенты (a.p.f.u.)												
Cu	—	—	—	—	—	—	—	—	0.004	—	—	
Sn	1.097	1.127	1.112	1.159	0.778	0.917	0.751	0.852	0.891	1.134	1.123	
Sb	0.774	0.822	0.801	0.750	0.986	0.936	1.033	1.021	0.867	0.866	0.877	
Pb	0.129	0.051	0.087	0.091	0.120	0.147	0.217	0.127	0.238	—	—	
As	—	—	—	—	0.115	—	—	—	—	—	—	

Примечание. 1–12 – стистаиты из сурьмяно-оловянных свинцовых пластинок Северо-Светлинской россыпи, Пластовский район Челябинской области: 1–8 – свинцовистый стистаит, 9–12 – мышьяково-свинцовистый стистаит; 13–16 – свинцовистый стистаит из оловянно-свинцовых микросферул дресвы биотитовых гранитов Кисегачского массива в Ильменских горах, берег оз. Бол. Миассово; 17 – мышьяково-свинцовистый стистаит из кварцевых жил в Кумакском районе Оренбургской области (Новгородова, 1983); 18, 19 – свинцовистый стистаит из траппов Сибири (Округин и др., 1981); 20, 21 – свинцовистый стистаит из ксенолитов перидотитов в кимберлитовой брекчии трубки “Ленинград”, р. Омонос, Якутия (Ковальский, Олейников, 1985); 22, 23 – стистаит из россыпи на р. Баимка, Западная Чукотка (Barkov et al., 2006). Анализы 1–16 выполнены В.А. Котляровым, СЭМ РЭММА-202 М. Прочерк – не обнаружено. Формульные коэффициенты рассчитаны на основе суммы катионов, равной 2.

Note. 1–12 – stistaites from antimony-tin lead plates from the Severo-Svetlinskaya placer in the Plast district of Chelyabinsk region: 1–8 – lead stistaites, 9–12 – arsenic-lead stistaites; 13–16 – lead stistaites from tin-lead microspherules from the biotite granite of the Kisegach massif in the Ilmeny Mountains, the shore of lake Bol. Miassovo; 17 – arsenic-lead stistaites from quartz veins in the Kumak district Orenburg region (Novgorodova, 1983); 18, 19 – lead stistaites from traps of Siberia (Okругin et al., 1985); 20, 21 – lead stistaites from xenoliths in the kimberlite breccia of the “Leningrad” pipe on the river Omonos, Yakutiya (Koval’sky, Oleinikov, 1985); 22, 23 – stistaites from the placer on the river Baïmka in Western Chukotka (Barkov et al., 2006). The analyses 1–16 were performed by V.A. Kotlyarov with an electronic scanning microscope REMMA-202 M. Dash – not found. Formula coefficients (a.p.f.u.) are calculated based on the sum of cations equal to 2.

Как правило, большинство микровкрапленников стистаита из сплава интерметаллидов Северо-Светлинской россыпи достаточно однородны по строению, но нередко можно видеть очень мелкие (<2 мкм) включения самородного Pb или фазы состава Cu₃(Sn, Sb), аналогичные тем, что слагают обособленные зерна в окружающей свинцовой матрице (рис. 4).

Методом лазерной абляции (LA-ICP-MS) изучено распределение рассеянных элементов в свинцовой матрице одной из пластинок (табл. 3). Среднее содержание основных элементов (мас. %): Pb –

69.00, Sn – 14.61, Sb – 14.86. Эти данные близки тем, что получены ранее методом ААА для смеси фрагментов разных пластинок (см. выше). Обращают на себя внимание необычно высокие содержания в свинцовой матрице Al, Si, Cu, Zn, As, Ag, In, Cd.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ МИКРОСФЕРУЛЫ ИЗ ГРАНИТОВ КИСЕГАЧСКОГО МАССИВА

В точке с координатами 55°10'29.7" с. ш., 60°17'30.9" в. д. у северного берега оз. Бол. Миассо-

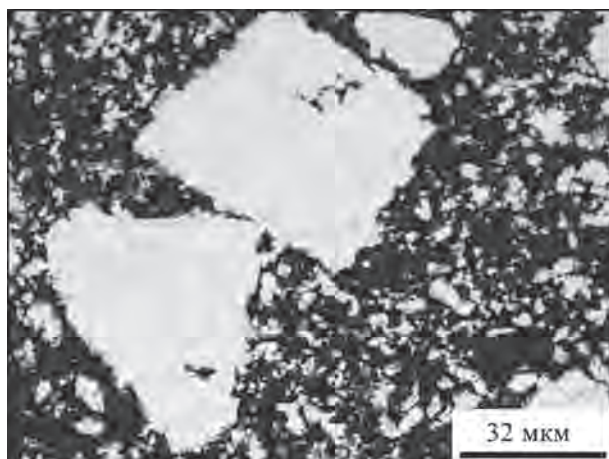


Рис. 3. Микровкрапленники стистайта (белое) в свинцовой матрице пластинки интерметаллидов (черное).

Зазубренные очертания граней кристаллов стистайта. BSE-изображение.

Fig. 3. Microphenocrysts of stistaite (white) in the lead matrix (black) of the intermetallic plate.

Serrated outlines of the faces of stistaite crystals. BSE image.

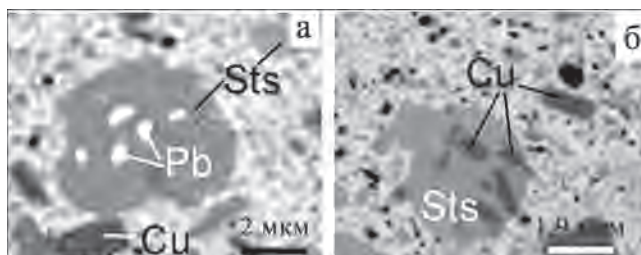


Рис. 4. Включения в кристаллах стистайта из Северо-Светлинской россыпи.

а – включения самородного свинца, б – включения фазы состава $\text{Cu}_3(\text{Sn}, \text{Sb})$.

Sts – стистайт, Pb – самородный свинец, Cu – фаза $\text{Cu}_3(\text{Sn}, \text{Sb})$. Черные угловатые зерна на этом рисунке и на рис. 5, 6, 8б – частицы карбида кремния и алмаза из полировальных порошка и пасты.

Fig. 4. Inclusions in crystals of stistaite from the Severo-Svetlinsk placer.

а – inclusions of native lead, б – inclusions of the phase of composition $\text{Cu}_3(\text{Sn}, \text{Sb})$.

Sts – stistaite, Pb – native lead, Cu – phase $\text{Cu}_3(\text{Sn}, \text{Sb})$. Black angular grains in this figure and in Fig. 5, 6, 8б – particles of silicon carbide and diamond of polishing powder and paste.

Таблица 3. Содержание элементов в свинцовых пластинках Северо-Светлинской россыпи на Южном Урале, г/т

Table 3. Content of elements in lead plates of the Severo-Svetlinskaya placer in the South Urals, ppm

Проба	Al	Si	Ni	Cu	Zn	As	Ag	Au	Ba
1	280	710	36	7800	219	416	73	2.6	27
2	390	260	46	8900	193	396	181	3.5	28
3	230	1130	53	7100	217	428	132	1.6	33
4	700	570	71	12600	131	2910	115	1.3	31
5	143	400	83	14700	99	2452	114	3.2	28
Среднее	348	614	58	10220	172	1320	123	2.4	29
Проба	La	Ce	Cd	In	Sn	Sb	Pb	Bi	Te
1	10	127	528	552	148 700	162300	674 000	406	13
2	6	77	720	503	140 000	151000	697 000	417	15
3	16	139	551	528	138 000	150700	700 000	417	9
4	7	13	34	609	145 000	129000	708 000	417	14
5	3	0.5	27	640	158 900	149800	671 000	421	—
Среднее	8.4	71	372	566	146 120	148560	690 000	415	10.2

Примечание. Анализы выполнены Д.А. Артемьевым методом LA-ICP-MS на масс-спектрометре Agilent 7700х.

Note. Analyses performed by D.A. Artemiev by method LA-ICP-MS on an Agilent 7700x mass spectrometer.

во (Ильменский заповедник, Миасский городской округ, Челябинская область, Россия), в пляжной зоне у п-ова Сайма, сложенного биотитовыми гранитами с кварцевыми жилами и ксенолитами кварцитов, базитов и метагипербазитов, пески содержат угловатые осколки кристаллов как из самих гранитов (кислый плагиоклаз, кварц, циркон, рутил, титанит, спессартин-альмандин), так и из ксено-

литов кристаллосланцев (ставролит, кианит, куммингтонит, кварц, гранаты), габбро-амфиболитов и метагипербазитов (пироп-альмандин, гроссуляр-альмандин, магнезиогорнбленд, тремолит, актинолит, ильменит). Большинство из них имеют резкие ребра, нередко сохраняют первоначальную кристаллографическую огранку и не несут следов окатанности и дальнего переноса.

Единичные сферические металлические зерна (3–5 шт. на 20 л песка) обнаружены при просмотре тяжелого шлиха пляжного песка. Здесь преобладают черные с блестящей поверхностью шарики, редко их сростки преимущественно железистого состава. Более редки зеленовато-серо-желтые овальные с округлыми выступами и шероховатой поверхностью зерна Pb-Sn состава, шарики железо-марганец-титанового силикатного стекла, лишь иногда обнаруживаются шарики самородного свинца. Все эти разновидности округлых зерен встречаются совместно в составе одной пробы песка. Небольшие размеры, округлые и сферические формы этих об-

разований позволяют применить к ним обобщающий термин “микросферулы” (Лукин, 2013). В заметных количествах такие микросферулы встречаются лишь в локальных участках береговой линии вдоль обнажений гранитов. Это может указывать на приуроченность микросферул либо к какой-то особой разновидности гранитов, либо к некоторым пегматитовым или кварцевым жилам среди них.

Внимание привлекают зеленовато-желтые свинцово-оловянные микросферулы. Форма их обычно овальная, удлинённая, с округлыми выступами (рис. 5а). Их поперечник меняется в пределах 0.4–2.4 мм. Строение микросферул Pb-Sn состава одно-

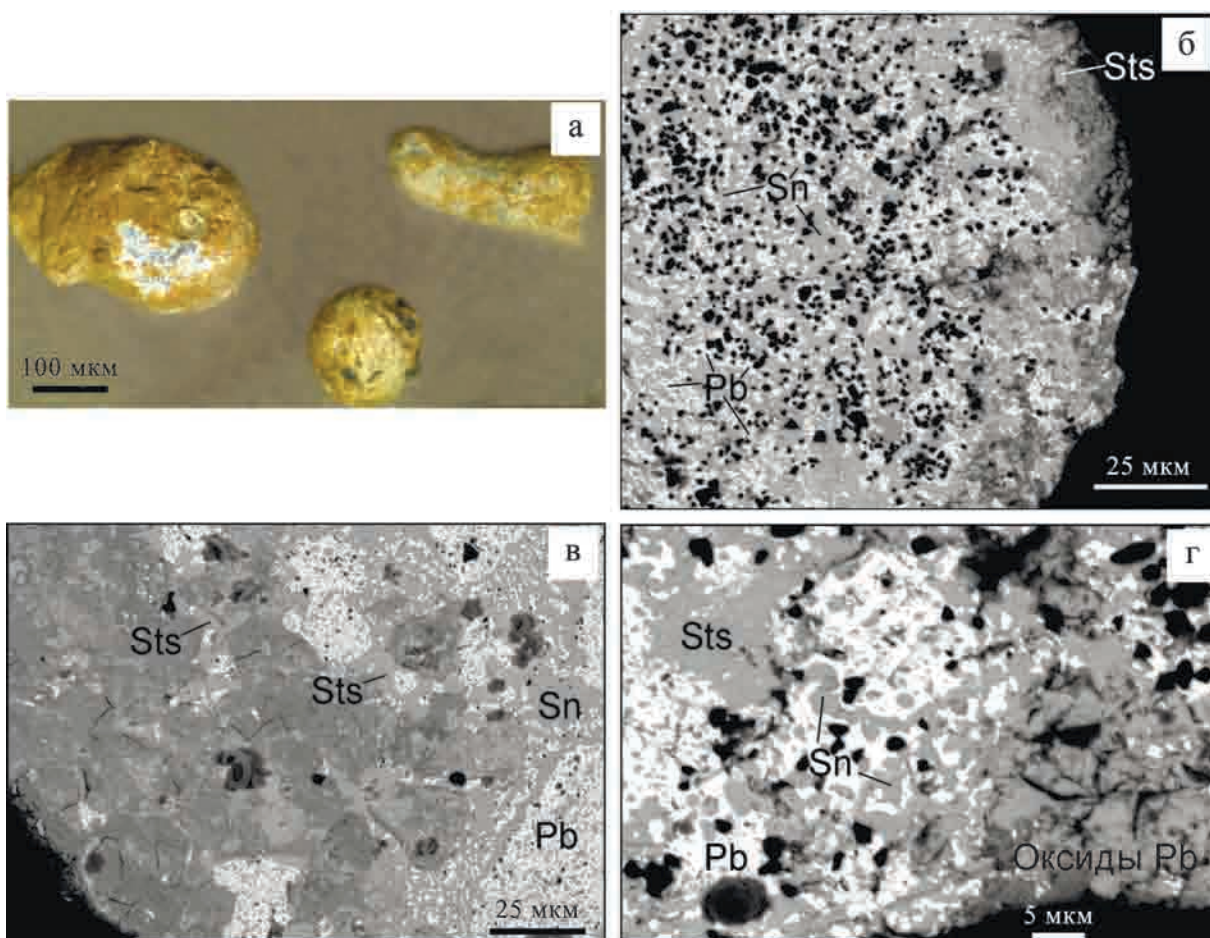


Рис. 5. Стистаит из свинцово-оловянных микросферул из прибрежного песка биотитовых гранитов Кисегачского массива.

а – фото свинцово-оловянных микросферул, содержащих зерна стистаита; б – кристаллы стистаита (Sts) в краевой оксидно-оловянной (Cst) кайме микросферулы Sn-Pb состава; в – пятнистые выделения стистаита, олова и свинца в кайме микросферулы касситеритового состава; изометричные зерна свинца (белое) содержат мелкие вроски олова (серое); г – сложной формы срастания стистаита, олова и свинца в краевой части свинцово-оловянной микросферулы. б–г – BSE изображения.

Fig. 5. Stistaites from lead-tin microspherules from coastal sand of biotite granite of the Kisekach massif.

а – photo of lead-tin microspherules containing grains of stistaites; б – stistaitite crystals (Sts) in the marginal tin oxide rim of the microspherule of Sn-Pb composition; в – spotted allocation of stistaitite, tin and lead in the rim of microspherules of cassiterite composition; isometric lead grains (white) contain small inclusions of tin (gray); г – complicated shape of intergrowth of stistaitite, tin and lead in the edge of the lead-tin microspherule. б–г – BSE images.

типное. На BSE-изображениях поперечных срезов микросферул отчетливо выделяются более светлое ядро и темная кайма вокруг него. Видна (рис. 5б) призматически-зернистая структура ядра, сложенная кристаллами свинцовистого олова (табл. 3, ан. 1), промежутки между ними заполнены мелкими выделениями оловянистого свинца (см. табл. 4, ан. 2) сложной формы. Преимущественно к ним приурочены скопления очень мелких (2–5 мкм) угловатых зерен кварца. В центральной части таких микросферул иногда наблюдаются маломощные прослой очень редко встречающейся в земных условиях бронзы, имеющей состав (мас. %): Cu – 36.25, Sn – 64.02 (среднее из трех определений).

Внешняя кайма микросферул имеет пятнистую текстуру и неоднородный состав (см. рис. 5б, в). Основную массу ее составляет гидроксид свинца, диагностированный по резкому преобладанию в анализе PbO (74.98 мас. %) и низкой сумме определенных компонентов (83.11 мас. %, см. табл. 4, ан. 3) с переменным содержанием примесью и SnO₂ (до 7.49–12.0 мас. %). Пятна сложной формы образуют выделения оксидов олова (см. табл. 4, ан. 5) с примесью Pb и Cl. В самой внешней части каймы обнаружены отдельные призматические кристаллы (см. рис. 4б) свинцовистого стистаита (см. табл. 2, ан. 13–16). Граница между преимущественно Pb-Sn ядром микросферул и их преимущественно Sn-Pb каймой отчетливая, но не резкая. В целом по направлению от середины микросферул к их краям содержание Sn заметно уменьшается. В составе минералов каймы иногда появляется заметная примесь Sb, нередко присутствует Cl (до 2.2–11.0 мас. %). В количестве менее 1.0–2.7 мас. % местами отмечена примесь P, Si, Al, Fe, Zn, Cu в виде оксидов. Оптическую картину срезов микросферул интерметаллидов (см. рис. 2–5) затушевывают многочисленные угловатые черные зерна, оказавшиеся частицами карбида кремния и алмаза из полировальных порошка и пасты.

Как и большинство зерен стистаита из Северо-Светлинской россыпи, стистаиты из микросферул с оз. Бол. Миассово являются свинцовистыми (см. табл. 2, ан. 13–16), но содержания Pb в них (4.31–10.62 мас. %) заметно меньше, чем в стистаитах россыпи (13.11–24.95 мас. %). Соотношения атомных количеств Sb и Sn в сравниваемых минералах также весьма различаются: в стистаитах из россыпи Sb преобладает над Sn, а в стистаитах из микросферул соотношения Sn и Sb обратные. В преимущественно свинцовых по составу пластинках из россыпи стистаитом сложено около трети объема породы, тогда как в преимущественно оловянных по составу микросферулах из гранитов стистаит играет очень незначительную роль, концентрируясь в периферических оболочках микросферул. Следует отметить заметную роль в составе минералов микросферул хлора, особенно в их внешних

оболочках. Присутствие карбоната в краевых частях микросферул подтверждается вскипанием отдельных участков при воздействии на них соляной кислотой.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как показывают существующие обзоры нахождения самородных металлов и их сплавов (Новгородова, 1983; Лукин, 2013), они распространены в самых различных магматических, гидротермально-метасоматических, метаморфизованных осадочных породах, в космических телах, залежах углеводородов и др. На примере самородных Pb, Sn, Sb и их соединений это продемонстрировано Н.Н. Кривицкой с соавторами (1995). Логичным представляется предположение об их кристаллизации в пределах тройной системы Sn–Sb–Pb. Выявленные нами стистаиты обнаружены в специфических образованиях, в которых их ранее не находили. В первую очередь это свинцовистые и мышьяковистосвинцовистые стистаиты, встреченные совместно в составе пластинок самородного свинца из Северо-Светлинской россыпи. После их обнаружения сразу же возник вопрос об их природе.

Природа свинцовых пластинок из Северо-Светлинской россыпи

Наиболее распространенным и ныне является мнение об их техногенном источнике. Никого почему-то не смущало ни огромное количество (6000 кг!) этого “свинца”, ни то, что он вымывался из отложений в стенке карьера на глубине 18 м и происходило это в течение всего сезона добычи, ни находка подобных пластинок в пробах из глубоких разведочных шурфов и скважин на площади россыпи (Попова и др., 2010). Важно отметить, что “свинец” извлекался из пород, заполняющих древнюю карстовую депрессию, возраст нижних частей которых является позднемеловым (Колисниченко, Попов, 2008). На территории Южного Урала, в том числе и в “Русской Бразилии”, присутствуют следы старинных и древних металлургических производств (Зайков и др., 2013). Источниками металла для них были хромитсодержащие и сульфидсодержащие руды. В то время, как и сейчас, на описываемой территории сколько-нибудь значительных рудопроявлений олова и сурьмы не было. По указанным причинам считать, что в пределах Северо-Светлинской россыпи обнаружены следы древнего свинцово-оловянного металлургического производства в виде пластинок интерметаллических сплавов свинца, олова и сурьмы, оснований нет.

Сомнения в техногенном происхождении пластинок свинца исчезли после исследования их состава и структуры (см. выше). Пластины на 69% состоят из Pb, на 29% – из Sn и Sb, на 1–3% – из Cu

и других примесных элементов (см. табл. 3), среди которых отмечены необычно высокие содержания In, Bi, Cd, Zn. Особенно поражает количество индия (в среднем 566 г/т). Серы в сплаве не установлено, поэтому можно говорить об отсутствии в нем выделений сфалерита, с которым обычно ассоциирует индий. В природных условиях индий, как и другие перечисленные элементы, является типоморфным для кислых магматических пород и гидротермальных полиметаллических руд (Гамянин и др., 1981; Новгородова, 1983; Кривицкая и др., 1995). Такого состава сплавов современная металлургия Челябинской области не выпускает, не было этого и в прошлом, поскольку сырьё для выплавки сплавов свинца, олова и сурьмы на этой территории нет. В этом смысле никакого сравнения не может быть с составами антифрикционных сплавов (бabbitов), которые производятся на основе Sn с добавлением не более 8–16% – Sb, до 3–6% – Cu, иногда до 1% Na и Ca (Шпагин, 1956).

Порфировое сложение пластинок аналогично серийно-порфировым структурам вулканических пород (Лапин, Фролова, 1992). Вкрапленники в пластинках слагают 68% объема породы и представлены они очень редкими минералами: стистаитом, сороситом, фазой состава $Cu_3(Sn, Sb)$, самородными медью и железом, ферритом и магнетитом. Их морфология подобна вкрапленникам из лав (оплавленные грани, наличие кристаллических включений более высокотемпературных фаз). Отметим, что подобных структур и составов в известных металлургических сплавах не описано (Мальцев, 1970). Форма пластинок, их микропорфировая структура, ориентированное расположение частиц интерметаллидов (см. рис. 2е), присутствие изогнутых прослоев с разной крупностью зерна, наличие четких границ между ними, плоские поверхности пластинок и их резкие ограничения – все указывает на расплавленное состояние вещества, слагающего пластинки. Следы течения расплава проявляются в виде валиков коробления на поверхностях пластинок. Их плоские ограничения и параллельные стенки могут свидетельствовать о перемещении расплава по тонким (менее 5 мм) трещинам во вмещающей породе и застывании в них в форме прожилков. Поскольку свинцовые пластинки находятся среди отложений, заполняющих карстовую депрессию, логично предположить, что вмещающими для прожилков были карбонатные породы, распространенные в окружающих толщах (см. рис. 1). При их растворении и дезинтеграции фрагменты прожилков попадали в формирующиеся терригенные отложения, заполнявшие аллювиально-карстовые депрессии рельефа. В том же Пластовском районе в 11.5 км юго-восточнее Северо-Светлинской россыпи располагается Покровское месторождение, локализованное в позднемеловых серых и черных песчано-глинистых отложениях, заполняющих

карстовую воронку глубиной до 110 м в мраморах (Колисниченко, Попов, 2008, с. 166). В глинах наблюдаются мелкие ветвящиеся прожилки галенита и сфалерита, желваки и галька этих же минералов, обломки кварца.

Мы полагаем, что рудные минералы здесь являются реликтами жильных тел, ранее рассекавших мраморы. Прожилки при разрушении превращались в скопление рудных пластинок. Неподалеку на левом берегу р. Каменки в мраморах Андреевского рудника сохранились жилы и большие гнезда сфалерита и галенита. Сказанным подтверждается частое присутствие в мраморах Пластовского района рудных полиметаллических прожилков. Видимо, сходная минерализация в виде прожилков была и среди мраморов, на месте которых возникла карстовая депрессия, заполненная осадками Северо-Светлинской россыпи.

Канонической формулой стистаита является $SnSb$ (Handbook..., 2001), в которой предполагается заметное превышение количества атомов Sn над атомами Sb (Николаева и др., 1970; Barkov et al., 2006). Однако стистаиты из россыпи (см. табл. 2, ан. 1–12), как и из траппов Сибири (Округин и др., 1981), из ксенолитов перидотитов в кимберлитовой брекчии трубки “Ленинград” (Ковальский, Олейников, 1985), характеризуются преобладанием Sb над Sn (см. табл. 2, ан. 18–21). Экспериментальное изучение фазовой диаграммы Sn–Sb (Norén et al., 2006) показало существенную изменчивость состава такого твердого раствора от $Sn_{0.60}Sb_{0.40}$ до $Sn_{0.46}Sb_{0.54}$, что и осуществляется в природных сплавах, отвечающих по составу стистаиту. Особенностью рассматриваемых стистаитов Урала является повсеместное присутствие в них существенной примеси Pb и наличие разновидностей с примесью As. Колебания в содержании основных элементов (Sn, Sb) относительно невелики, у примесных элементов (Pb, Cu, As) они значительно больше (табл. 5). Особый интерес вызывают довольно многочисленные выделения минерала, по своему составу отвечающего формуле $Cu_3(Sb, Sn)$. Такой минерал уже был обнаружен в ксенолитах перидотитов кимберлитовой трубки “Ленинград” в Якутии (Ковальский, Олейников, 1985). К сожалению, из-за очень мелких размеров зерен структура минерала не определена, и он относится к категории неназванных.

По морфологии минералов-вкрапленников, их взаимоотношениям со свинцовой матрицей и другими минералами отчетливо устанавливается порядок кристаллизации этого расплава интерметаллидов. Он полностью соответствует снижению температуры плавления элементов и их соединений: самородное Fe → феррит → самородная Cu → фаза $Cu_3(Sn, Sb)$ → соросит → стистаит → эвтектика Pb–Sn–Sb. Это можно наблюдать по соотношению минералов в составе вкрапленников в свинцовой матрице пластинок (рис. 6). Наиболее ранней фазой

Таблица 5. Колебания состава стистаитов из пластинок в Северо-Сетлинской россыпи (микронзондовые определения), мас. %

Table 5. Fluctuations of the compositions of stistaite from plates in the Severo-Svetlinsk placer (microprobe analyses), wt %

Элемент	1	2
Cu	0–1.2	0–2.89
Sn	34.30–41.82	39.29–42.71
Sb	40.55–50.89	41.08–45.35
Pb	10.56–17.09	7.56–14.05
As	–	1.89–4.44
n	44	8

Примечание. 1 – свинцовистый стистаит, 2 – мышьяковисто-свинцовистый стистаит; n – число анализов для подсчета средних; прочерк – не установлено.

Note. 1 – lead stistaite, 2 – arsenic-lead stistaite; n is the number of analyses to calculate the average; dash – not found.

в расплаве явились каплевидные выделения самородного железа, заключенные в зернах самородной меди, позже кристаллизовались соросит и самородный свинец, затем – стистаит (см. рис. 4б). На диаграмме состояния системы Pb–Sb–Sn (рис. 7) температура кристаллизации стистаита из сферул на Миассово находится в пределах 380–400°C, а из пластинок в Северо-Светлинской россыпи – 380–420°C.

Приведенные данные свидетельствуют в пользу природного происхождения описанного нами уникального сплава интерметаллидов.

Природа микросферул из песка гранитов

В песке биотитовых гранитов у берега оз. Миассово мы обнаружили уникальную для Урала ассоциацию микросферул железистого, свинцово-оловянно-сурьмяного состава и высокотитанистых сте-

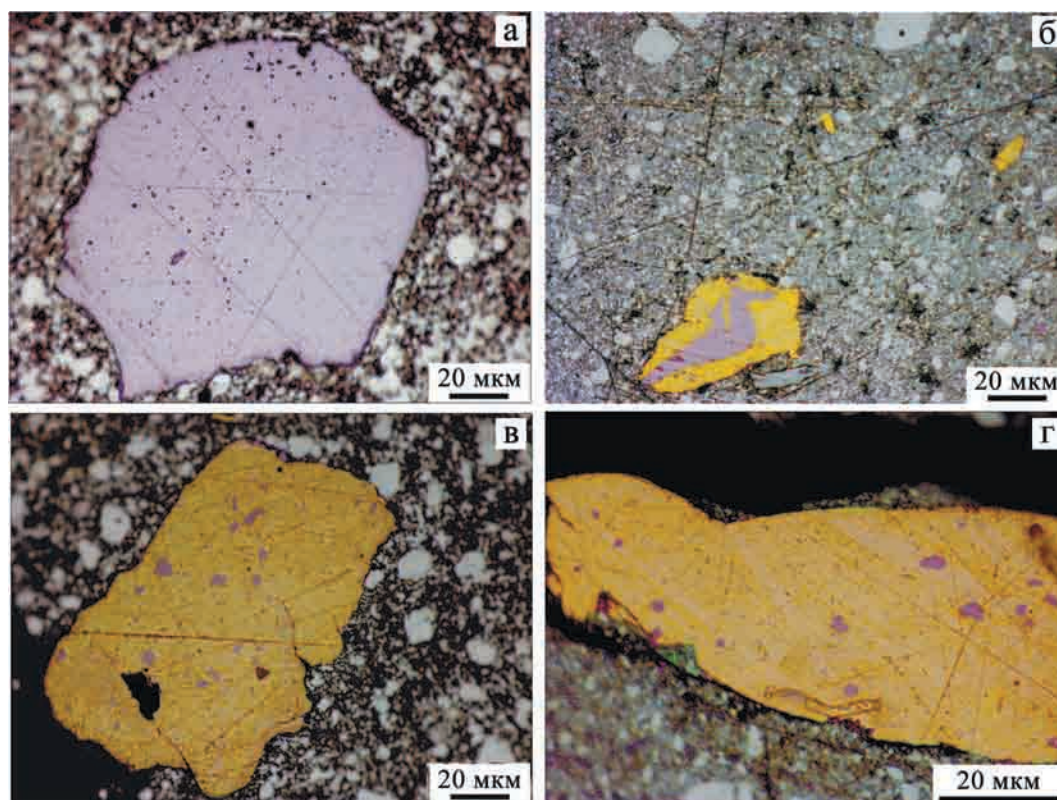


Рис. 6. Порфириовидные выделения минералов в сплаве интерметаллидов из пластинок Северо-Светлинской россыпи.

а – зерно феррита; б – вкрапленник самородной меди с крупным включением самородного железа; в, г – вкрапленники самородной меди с каплевидными включениями самородного железа. Светло-серое – стистаит, оранжевое – самородная медь, фиолетовое – феррит и самородное железо. Микрофото в отраженном свете.

Fig. 6. Porphyry allocations of minerals in the alloy of intermetallic compounds from plates in the Severo-Svetlinsk placer.

а – ferrite grain; б – native copper phenocryst with large inclusions of native iron; в, г – native copper phenocrysts with drop-shaped inclusions of native iron. Light gray – stistaite, orange – native copper, violet – ferrite and native iron. Microphoto in reflected light.

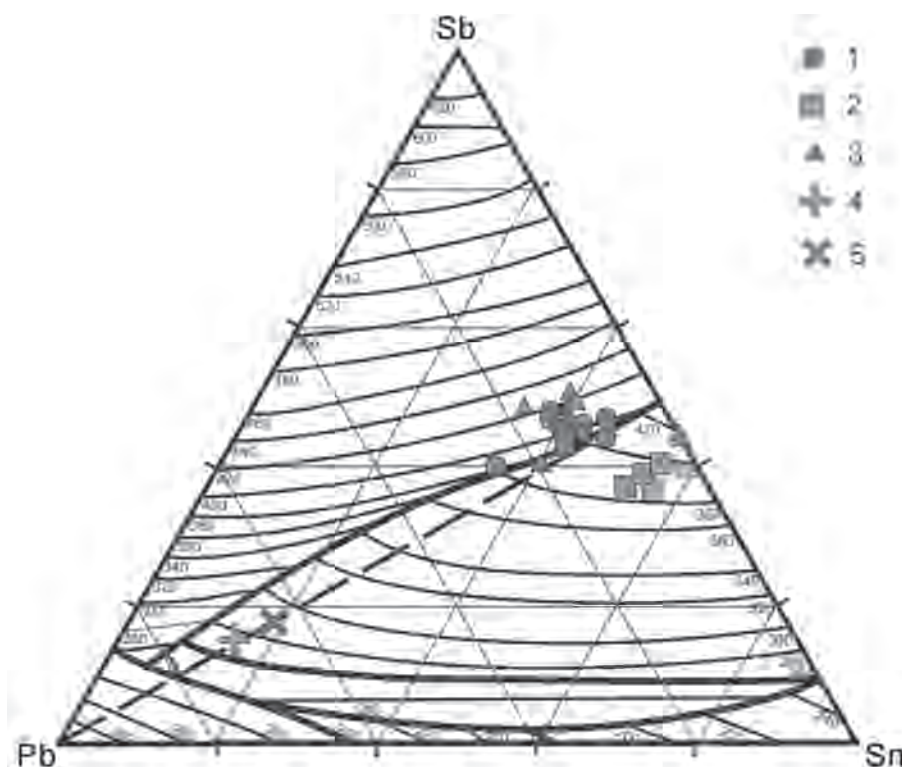


Рис. 7. Диаграмма состояния системы Pb–Sb–Sn (Мальцев, 1970, рис. 127).

Составлена по данным из табл. 2. 1 – стистаиты из пластинок Северо-Светлинской россыпи (ан. 1–12), 2 – стистаиты из микросферул Миассово (ан. 13–16), 3 – стистаиты по литературным данным (ан. 17–23), 4 – состав сплава интерметаллидов из пластинок россыпи по данным LA-ICP-MS (см. текст), 5 – состав сплава интерметаллидов из пластинок той же россыпи по данным ААА (см. текст).

Fig. 7. The state diagram of the Pb–Sb–Sn system (Mal'tsev, 1970, Fig. 127).

Compiled according to data from Table 2. 1 – stistaites from Severo-Svetlinsk plate (an. 1–12), 2 – stistaites from microspherules of Miassovo (an. 13–16), 3 – stistaites according to literature data (an. 17–23), 4 – composition of the alloy of intermetallic compounds from plates according to data LA-ICP-MS (see text), 5 – composition of the alloy of intermetallic compounds from the same plates according to A.A.A. data (see text).

кол. Они встречаются совместно в тяжелой фракции песка в объеме одной пробы. Наибольшее скопление микросферул наблюдалось в составе тонких прослоев песка, обогащенных осколками кристаллов граната, амфиболов, рутила, титаниита, кварца, олигоклаза в пределах узкой (около 5 м) береговой полосы. Многие из них сохранили первичную кристаллографическую огранку, другие имеют угловатые очертания, резкие ребра, не несут следов окатанности. Более того, на поверхности микросферул металлов и стекол сохраняются тонкие детали структур и скульптуры (рис. 8а). Только в этой полосе берега встречались довольно многочисленные идиоморфные с двумя головками крупные (до 1–2 мм) прозрачные незональные кристаллы циркона бесцветной или слабой светло-коричневой окраски, резко отличающиеся от обычных для здешних гранитов мелких (до 0.2 мм) удлиненных призм зональных цирконов. Из этого следует вывод о малой мощности обособленного тела пород, залегающего

среди гранитов, подвергшегося размыву и располагавшегося относительно близко.

В большинстве случаев каждая разновидность микросферул слагает индивидуальные зерна с собственной сферической поверхностью. Удалось все же отыскать сростки микросферул разного химического и минерального состава, разной структуры. В частности, это сростки железистых и стеклянных сфер (см. рис. 8д, е), ядра самородного железа в стеклянной оболочке (см. рис. 8г). На поверхностях железистых и стеклянных микросферул сохраняются участки покрывавших их пленок самородного свинца (см. рис. 8е). В одном случае обнаружено изометричное зерно кварца с включением симплектитового срастания рутила и кварца (рис. 9б, г). В сростках сферул (см. рис. 8д) видно, что железистая сфера внедрилась в еще не отвердевшую к этому моменту стеклянную сферу. Все эти факты однозначно указывают на формирование сферул разного состава практически одновременно

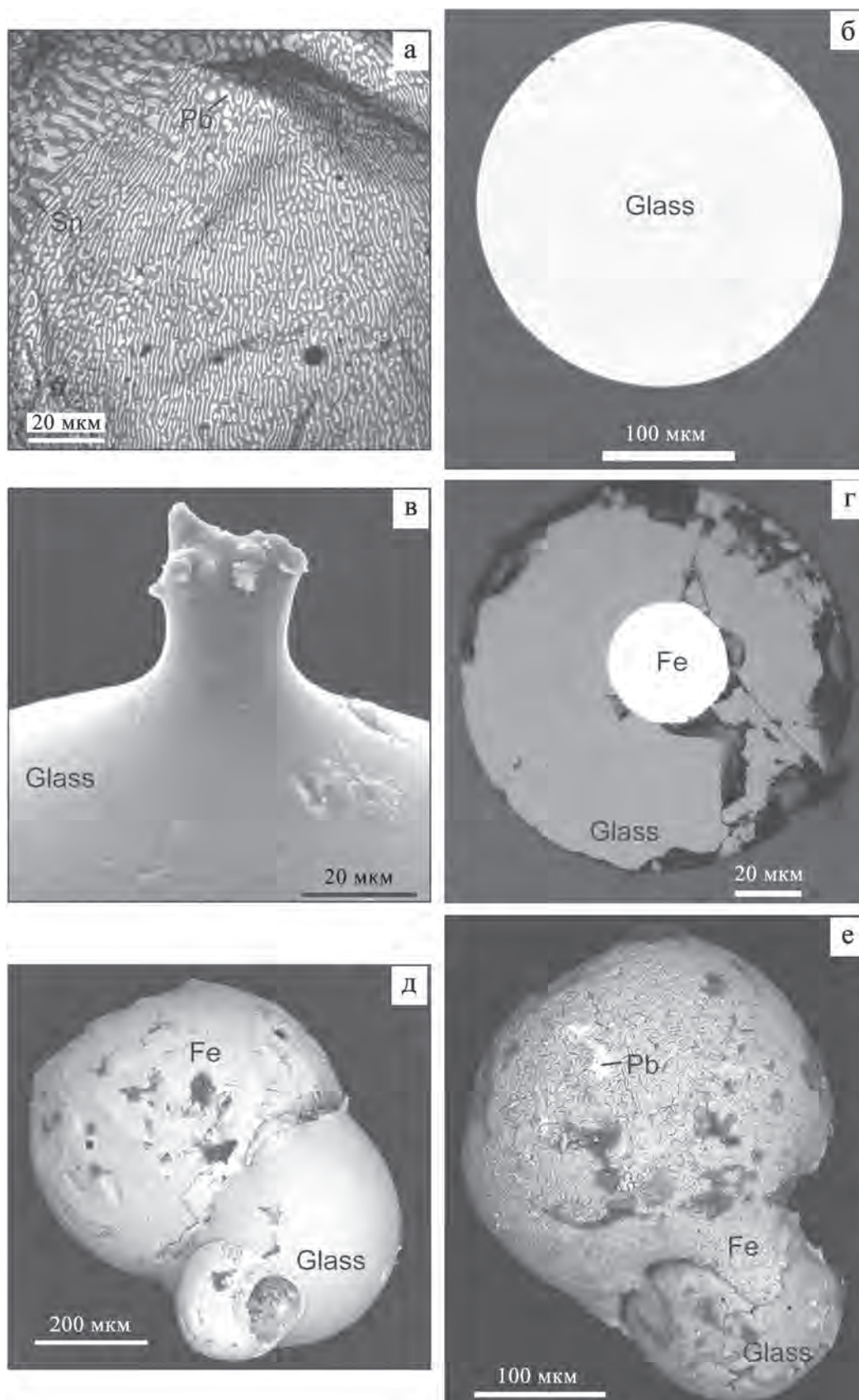


Рис. 8. Сохранение сферул интерметаллического сплава, стекла и железа из песка гранитов Кисегачского массива на берегу оз. Миассово.

а – эвтектическое срастание самородного свинца (Pb) и олова (Sn) в сферуле сплава интерметалла; б – сферула стекла (glass) однородного сложения; в – “ножка” на поверхности сферулы стекла; г – округлое ядро железа (Fe) в центре сферулы стекла; д – сrostок сферул стекла и железа; на поверхности корки сохранились участки пленки самородного свинца; е – ядро слившихся сферул сложено стеклом, а их общая корка – железом. BSE-изображение.

Fig. 8. Cohabitation of intermetallic alloy spherules, glass and iron from granite sand of the Kisegach massif on the shore of Lake Miassovo.

а – eutectic intergrowth of native lead (Pb) and tin (Sn) in the spherule of the intermetallic alloy; б – glass spherule of homogeneous massive shape; в – “leg” on the surface of the glass spherule; г – rounded core of iron (Fe) in the center of the glass spherule; д – intergrowth of spherules of glass and iron; there are a portions of the membrane of native lead on the surface of the crust; е – the core of the merged spherules is composed by glass, and their common crust is made by iron. BSE image.

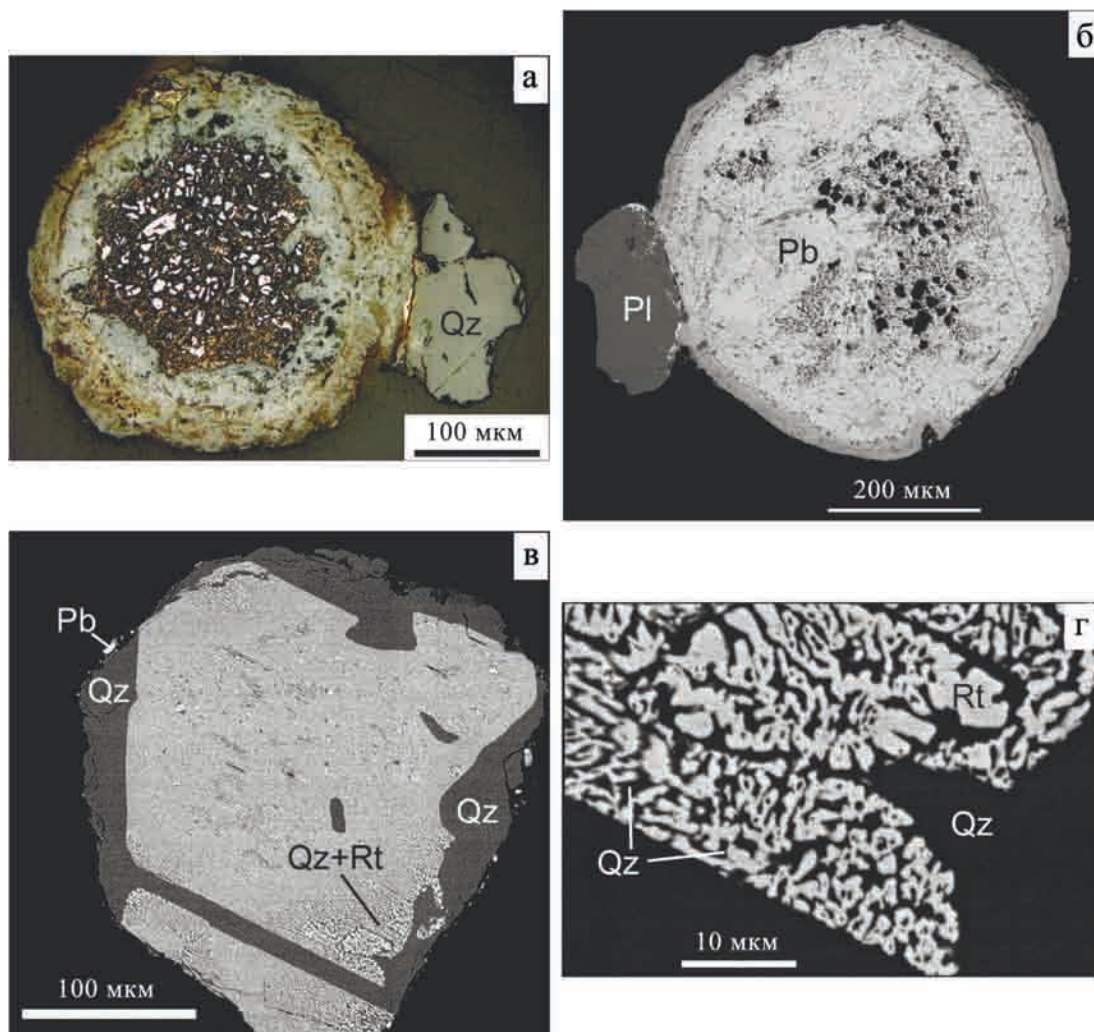


Рис. 9. Детали строения микросфер свинца и кварца из песка гранитов Кисегачского массива на берегу оз. Миассово.

а – концентрически-зональное строение шарика самородного свинца с каймой оксида свинца в срастании с зерном кварца (Qz), фото в отраженном свете; б – шарик самородного свинца с каймой оксида свинца (глёта) в срастании с зерном олигоклаза (Pl); в – зерно кварца с ядром из симплектитового срастания кварца с рутилом (Rt); г – фрагмент участка симплектитового срастания рутила и кварца. BSE-изображение.

Fig. 9. Details of the structure of microspheres of lead and quartz from granite sand of the Kisegach massif on the shore of Lake Miassovo.

а – concentric-zonal structure of a ball of native lead with a rim of lead oxide with a quartz grain (Qz) soldered to its surface, photo in reflected light; б – a ball of native lead with a rim of lead oxide (litharge) and oligoclase grain (Pl) soldered to its surface; в – the quartz grain with a core from symplectite intergrowth of quartz with rutile (Rt); г – a fragment of the symplectite intergrowth of rutile and quartz. BSE image.

в результате общего для них процесса. Тем самым опровергаются предположения об искусственном происхождении таких мелких шарообразных тел (капли припоя, брызги от сварки металлов, охотничья дробь и др.).

О среде, в которой формировались микросферы, могут свидетельствовать сростки шариков свинца с зернами кварца и олигоклаза (см. рис. 9в, г), а также содержание микроэлементов в сферах стекла. Весь набор рассеянных элементов в сферах характерен для гранитоидных пород (Гамянин и др., 1981) и гидротермальных золото кварцевых жил (Новгородова, 1983; Кривицкая и др., 1995). Сферы подобного состава достаточно хорошо изучены в продуктах эксгальций современных вулканов, а также в их корневых зонах (Сандиминова, 2008). Поражает сходство состава высокотитанистых силикатных стекол из песка гранитов на Миассово (рис. 10а) и из кислых вулканических пород Курил и Камчатки (рис. 10б). Стекла с Ми-

ассово содержат необычно большое количество летучих (Cl, S) и редких рассеянных элементов (Li, V, Cr, Zr, Nb, REE) (табл. 6), а железистые сферы очень бедны Ni. Все это, с учетом сонахождения их со сферами легкоплавких Sn и Pb, позволяет отличать их от сферул космического происхождения (Цельмович и др., 2010). В свете сказанного можно заключить, что ни один из известных космических или промышленных источников (космическая пыль, шлейфы метеоритов и комет, думы металлургических заводов, капли припоев, разбрызгивание капель металлов при сварке, охотничья дробь, отходы древних металлургических производств) не может сравниться по составу с описанными нами микросферами самородных металлов (Fe, Pb, Sn, Sb) и титанистых силикатных стекол. Очень большое содержание летучих (Cl, S, As) в сферах стекла из Миассово указывает на их формирование в газонасыщенной среде. Это согласуется с обстановкой образования подобных сферул в кор-

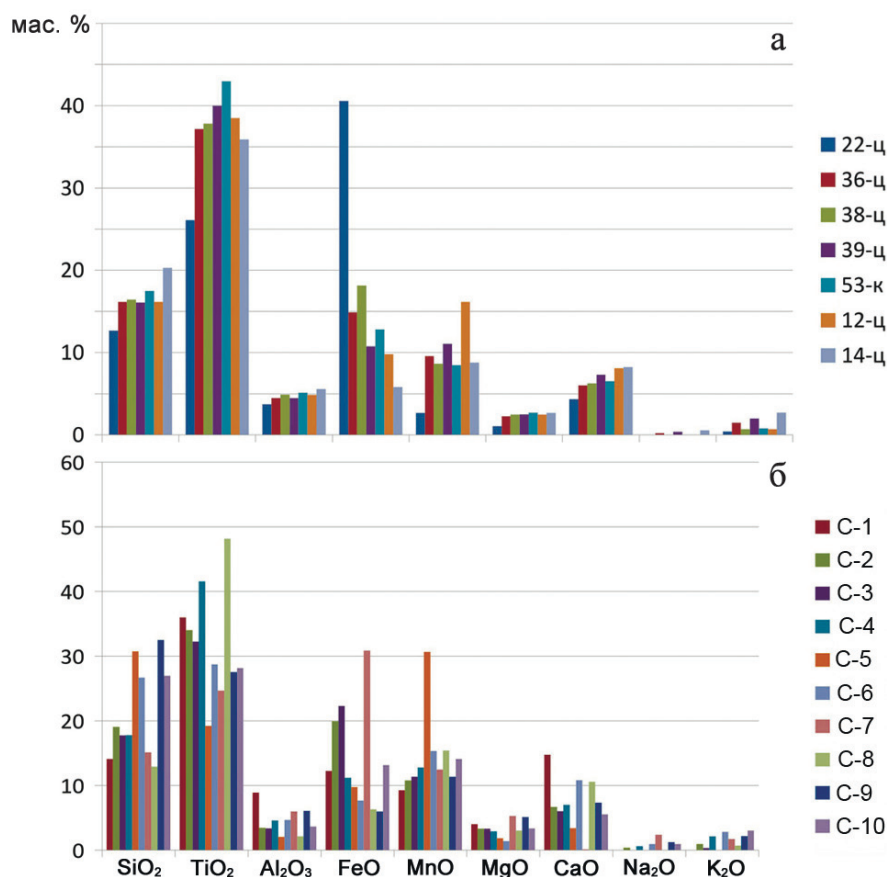


Рис. 10. Сравнение составов высокотитанистых силикатных стекол с оз. Миассово, Южный Урал (а) и Курильских островов и Камчатки (б).

а – наши данные, б – заимствовано из (Сандиминова, 2008).

Fig. 10. Comparison of the compositions of high-titanium silicate glasses from Lake Miassovo, South Urals (а) and Kuril Islands and Kamchatka (б).

а – our data, б – borrowed from (Sandimirova, 2008).

Таблица 6. Содержание рассеянных элементов в сферулах стекла из песка гранитов, г/т

Table 6. Content of trace elements in spherules of glass from granite sand, ppm

Проба	Li	S	Cl	V	Cr	Ni	Cu	Zn	Sr	Y	Zr	Nb	Ba	La	Ce	Pr	Nd
1	93	323	155	516	410	29	19	9.2	35	5.9	931	753	34	32	66	4.4	12
2	127	803	381	580	605	24	62	23	34	14	915	831	232	6.6	17	2.1	8.3
4	83	376	177	557	1174	24	94	10	28	14	2221	917	102	19	41	4.9	19
5	145	425	213	596	650	35	35	31	33	15	1166	978	94	7.7	32	2.5	10
7	147	384	211	672	896	22	15.5	15	38	23	1533	1142	62	17	37	4.5	18
8	83	355	192	661	965	8.1	33	36	75	16	1666	1059	128	28	28	4.0	14
Проба	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Au	Pb	Th	U	ΣREE
1	1.5	0.28	1.2	0.18	1.2	0.23	0.76	0.13	1.0	0.16	30	66	0.29	1.6	5.6	6.8	121.7
2	1.9	0.41	2.1	0.36	2.6	0.55	1.8	0.27	2.0	0.32	27	48	513	181	6.9	8.2	46.4
4	3.3	0.47	2.5	0.39	2.6	0.55	1.9	0.31	2.4	0.39	62	71	0.33	0.43	10	9.9	98.4
5	2.3	0.47	2.4	0.4	2.8	0.58	1.8	0.29	2.2	0.34	36	65	0.33	0.10	9.3	10	66.2
7	4.1	0.76	4.1	0.67	4.5	0.9	2.9	0.43	3.3	0.51	48	78	0.43	0.27	16	11	99
8	2.9	0.59	2.7	0.43	3.1	0.63	2.1	0.33	2.7	0.43	49	74	0.35	1.4	11	11	90

Примечание. Анализы выполнены Д.А. Артемьевым методом LA-ICP-MS на масс-спектрометре Agilent 7700х.

Note. Analyses performed by D.A. Artemiev by method LA-ICP-MS on an Agilent 7700x mass spectrometer.

невых зонах вулканов (Филимонова, 1985; Сандиминова, 2008). А.В. Округин с коллегами (1981, с. 200) полагают, что "...капельвидная и шаровидная формы проявления самородного железа и некоторых цветных металлов прямо свидетельствуют о расплавной природе их вещества и свободно взвешенном нахождении обособлений самородных фаз в магме". Кристаллизация самородных фаз (железо, медь, феррит) начинается в мантийных условиях и продолжается во внутрикамерной обстановке до температуры 183°C (Округин и др., 1981). Можно согласиться с представлениями М.И. Новгородовой (1983), Л.Г. Филимоновой (1985) и Е.И. Сандимировой (2008), что сферулы самородных металлов и стекла образуются в условиях восстановительной среды во флюидно-магматических системах "...в результате быстро протекающих газотранспортных реакций, которые способствуют расщеплению вещества на несмешивающиеся компоненты по типу ликвации и приводят к образованию рудных, рудно-силикатных и силикатных капель расплава" (Сандимирова, 2008). По нашему мнению, такие условия могут возникать при формировании кварцевых жил в остававшихся горячими гранитных массивах.

Суммируя сказанное, можем заявить, что описанные нами пластинки свинца с включениями интерметаллидов Pb-Sn-Sb и микросферулы железа, олова, свинца и сурьмы, а также высокотитанистого силикатного стекла имеют природное происхождение. Нами уже описывались микросферулы титанистого силикатного стекла с включениями капель самородного железа в среднедевонских субвулканических телах трахибазальтов из Сакмарской зоны Казахского Урала (В.Г. Кориневский, Е.В. Кориневский, 2019).

Неоднократно зафиксированное повышенное содержание Cl (до 2.2–11.0 мас. %) на периферии микросферул объясняет преимущественно оловянный их состав, появление здесь выделений касситерита, преобладание Sn в составе стистаита (см. табл. 2, ан. 13–16), поскольку Sn переносится преимущественно в форме хлоридов. Принадлежность Pb-Sn микросферул к гранитоидным породам доказывается наличием "приваренных" к свинцовой оболочке микросфер отдельных кристаллов кварца и олигоклаза (см. рис. 9а, б), присутствием тонких пленок Pb и Sn на поверхности изометричных зерен кварца. Нахождение кристаллов самородного Sn в центральной части микросферул (см. рис. 4б), наличие Cl на их периферии также свидетельствуют в пользу предположения, что сферы Pb-Sn-Sb-состава формировались из эманаций (флюидов) гранитной магмы, для которой эти элементы характерны. Сферические шарики из субграфических сростаний Pb и Sn встречаются как в кернах измененных кварцевых диоритов золоторудного месторождения Березняки на Южном Урале (Сначев, Кузнецов, 2009), так и в перекрывающих их рыхлых отложениях. В одних шариках резко преобладает Pb (92.66 мас. %), в других – Sn (91.53 мас. %).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На Южном Урале сделаны находки редкого интерметаллида стистаита (SnSb) в необычной геологической ситуации. Этот минерал составляет до трети объема пластинок природного сплава свинца. Описаны две разновидности стистаитов: свинцовистая и мышьяковисто-свинцовистая при резком преобладании свинцовистой. Судя по морфологии пластинок, особенностям их микроструктур, они сла-

гали части тонких жилок, а вмещающими породами могли быть карбонатные, после растворения которых образовалась карстовая депрессия, заполненная мезозой-кайнозойскими осадками. Поскольку в 1.5–3 км от россыпи находятся выходы гранитных массивов (см. рис. 1), можно предположить, что они могут быть и среди пород ложа депрессии, а полиметаллические жилы генетически связаны с гранитоидами.

Уникальными являются также находки микросферул Pb-Sn-Sb-состава, обнаруженные в продуктах разрушения гранитоидов Кисегачского массива. Они встречены совместно с преобладающими микросферулами самородного железа и его оксидов, Ti-Mn-силикатных стекол, самородного свинца. В небольших количествах выделения стистаита обнаружены в составе периферических частей свинцово-оловянных микросферул. По преобладанию Sb над Sn в составе стистаита они близки к стистаитам из гранитоидов Северо-Востока России и из золотокварцевых жил Южного Урала и Чукотки. Судя по минералогическим и геохимическим признакам, источником микросферул могли быть кварцевые жилы, залегающие среди гранитоидов.

Стистаиты, встреченные ранее как экзотические образования в нескольких месторождениях России и за рубежом, в свинцовых пластинках из Северо-Светлинской россыпи слагают не менее трети их объема, что в будущем может представлять практический интерес. По сведениям Л. Норена с соавторами (Noren et al., 2006), сплавы на основе Sn-Sb недавно предложено использовать как катоды для литий-ионных батареек. Особую ценность свинцовые пластинки могут приобрести как источник индия. Температура кристаллизации стистаита из сферул на Миассово находится в пределах 380–400°C, а из пластинок в россыпи – 380–420°C. Сплав интерметаллидов застыл при 280–300°C.

Не исключено, что в породах, подстилающих рыхлые отложения Северо-Светлинской россыпи, может находиться коренное месторождение прожилковых руд оловянно-сурьмянисто-свинцовых руд. Для их выявления необходимо проведение поисково-разведочного бурения по довольно густой сети скважин.

Благодарности

Авторы благодарны А.В. Рязанцеву (ГИН РАН, Москва) и Dr. A.J. Locock (University of Alberta, Canada) за информационную помощь, Е.В. Кориневскому – за подготовку иллюстраций, анонимному рецензенту – за ценные советы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Баженов А.И., Полуэктова Т.И., Новоселов К.Л. (2001) Акцессорная самороднометалльная минерализация гранитоидов юга Западной Сибири и ее петрологическое значение. *Записки ТПУ*, **304**(1), 72–84.
- Гамянин Г.Н., Половинкин В.Л., Лескова Н.В. (1981) Самородные металлы и интерметаллы в гранитоидах рудных структур Северо-Востока СССР. *Самородное минералообразование в магматических процессах*. Якутск, 167–172.
- Зайков В.В., Юминов А.М., Анкушев М.Н., Ткачев В.В., Носкевич В.В., Епимахов А.В. (2013) Горно-металлургические центры бронзового века в Зауралье и Мугоджарах. *Изв. Иркутского госуниверситета. Сер. Геоархеология, этнология, антропология*. Иркутск: Изд-во ИГУ, 174–195.
- Ковальский В.В., Олейников О.Б. (1985) Самородные металлы и природные полиминеральные сплавы меди, цинка, свинца, олова и сурьмы в породах кимберлитовой трубки “Ленинград”. *Докл. АН СССР*, **285**(1), 203–208.
- Колисниченко С.В., Попов В.А. (2008) “Русская Бразилия” на Южном Урале. Минералы долин рек Санарки, Каменки и Кабанки. *Энциклопедия уральского камня*. Челябинск: Санарка, 528 с.
- Кориневский В.Г., Кориневский Е.В. (2019) Металлические микросферулы в трахибазальтах Южного Урала. *Отчет. геология*, (5), 5–10.
- Кривицкая Н.Н., Сахарова М.С., Рябов А.Н., Цепин А.И. (1995) Новые данные об интерметаллических соединениях олова. *Вестн. МГУ, Сер. 4: Геология*, **50**(6), 65–70.
- Лапин Б.Н., Фролова Т.И. (1992) Атлас структур базальтов Мирового океана. Новосибирск: Наука, 261 с.
- Лукин А.Е. (2013) Минеральные сферулы – индикаторы специфического флюидного режима рудообразования и нефтидогенеза. *Геофиз. журн.*, **35**(6), 10–53.
- Мальцев М.В. (1970) Металлография промышленных цветных металлов и сплавов. М.: Металлургия, 364 с.
- Николаева Э.П., Григоренко В.А., Гагаркина С.Д., Цыпкина П.Е. (1970) О новых природных интерметаллических соединениях олова, сурьмы и меди. *Записки ВМО*, (1), 68–70.
- Новгородова М.И. (1983) Самородные металлы в гидротермальных рудах. М.: Наука, 287 с.
- Округин А.В., Олейников Б.В., Заякина Н.В., Лескова Н.В. (1981) Самородные металлы в траппах Сибирской платформы. *Записки ВМО*, (2), 186–204.
- Попова В.И., Попов В.А., Чуринов Е.И., Новгородцева Т.Ю., Вербская А.В., Колисниченко С.В. (2010) Дополнения к минералогии шлихов из рыхлых отложений Чуксинско-Кучинского и Санарского участков (Челябинская область, Южный Урал). *Уральский минералог. журнал № 17*. Миасс; Екатеринбург: УРО РАН, 67–76.
- Сандмирова Е.И. (2008) Сферические минеральные образования вулканических пород Курильских островов и Камчатки. *Автореф. дисс. ... канд. г.-м. наук*. Петропавловск-Камчатский, ИВиС ДВО РАН, 24 с.
- Сначёв В.И., Кузнецов Н.С. (2009) Геология золото-порфирового месторождения Березняки (Восточно-Уральская мегазона). *Геол. сборник*, № 8. Уфа: УНЦ РАН, 197–203.
- Филимонова Л.Г. (1985) Закономерности развития вулканизма и рудообразования активизированных тихоокеанских окраин. М.: Недра, 159 с.
- Цельмович В.А., Корчагин О.А., Некрасов А.Н., Старченко С.В. (2010) Диагностика происхождения магнитных микросфер. *Палеомагнетизм и магнетизм*

горных пород. Мат-лы Междунар. семинара по проблемам палеомагнетизма и магнетизма горных пород. СПб.: Петродворец, 165-171.

Шпагин А.И. (1956) Антифрикционные сплавы. М.: Металлургия, 320 с.

Barkov A.Y., Martin R.F., Shi L. (2006) New data on type-locality sorosite: compositional variations, zoning, and a revised formula. *Can. Mineral.*, **44**(6), 1469-1480.

Handbook of Mineralogy. (2001) **2**(1), Mineral Data Publishing, 107 p.

<http://www.mindat.org>

<http://www.webmineral.com>

Norén L., Withers R.L., Schmid S., Brink F.J., Ting V.P. (2006) Old friends in a new light: "SnSb" revisited. *J. Slid St. Chem.*, **179**(2), 404-412.

Roduit N. (2014) J MicroVision: Image analysis toolbox for measuring and quantifying components of high-definition images. *Version 1.2.7*, <http://www.jmicrovision.com>

Rose D. (1981) New data for stistaite and antimony-bearing η -Cu₆Sn₃ from Rio Tananá, Colombia. *Neues Jahrbuch für Mineralogie*, (3), 17-126.

REFERENCES

Barkov A.Y., Martin R.F., Shi L. (2006) New data on type-locality sorosite: compositional variations, zoning, and a revised formula. *Can. Mineral.*, **44**(6), 1469-1480.

Bazhenov A.I., Poluektova T.I., Novoselov K.L. (2001) Accessory native metal mineralization of granitoids in the south of Western Siberia and its petrological significance. *Zapiski TPU*, **304**(1), 72-84. (In Russ.)

Filimonova L.G. (1985) Patterns of development of volcanism and ore formation of activated Pacific margins. Moscow, Nedra Publ., 159 p. (In Russ.)

Gamyanin G.N., Polovinkin V.L., Leskova N.V. (1981) Native metals and intermetals in the granitoids from the North-Eastern USSR ore structures. *Native mineral formation in magmatic processes*. Yakutsk, 167-172. (In Russ.)

Handbook of Mineralogy (2001), **2**(1), Mineral Data Publishing, 107 p.

<http://www.mindat.org>

<http://www.webmineral.com>

Kolisnichenko S.V., Popov V.A. (2008) "Russian Brazil" in the South Urals. Minerals of the valleys of the rivers Sanarka, Kamenka and Kabanka. Encyclopedia of the Urals stone. Chelyabinsk, Sanarka Publ., 528 p. (In Russ.)

Korinevsky V.G., Korinevsky E.V. (2019) Metal microspherules in trachybasalts of the Southern Urals. *Otech. Geologiya*, (5), 5-10. (In Russ.)

Koval'sky V.V., Oleinikov O.B. (1985) Native metals and natural polymetallic alloys of copper, zinc, lead, tin and antimony in the rocks of the Leningrad kimberlite pipe. *Dokl. AN SSSR*, **285**(1), 203-208. (In Russ.)

Krivitskaya N.N., Sakharova M.S., Ryabov A.N., Tsepin A.I. (1995) New data on the intermetallic compounds

of tin. *Vestn. Mosk. Univ. Ser. 4: Geol.*, **50**(6), 65-70. (In Russ.)

Lapin B.N., Frolova T.I. (1992) Atlas of basalts structures of the World ocean. Novosibirsk, Nauka Publ., 261 p. (In Russ.)

Lukin A.E. (2013) Mineral spherules — indicators of specific fluid regime of ore formation and naphthidogenesis. *Geofiz. Zh.*, **35**(6), 10-53. (In Russ.)

Mal'tsev M.V. (1970) Metallography of industrial color metals and alloys. Moscow, Metallurgiya Publ., 364 p. (In Russ.)

Nikolaeva E.P., Grigorenko V.A., Gagarkina S.D., Tsyapkina P.E. (1970) On new natural intermetallic compounds of tin, antimony and copper. *Zapiski VMO*, (1), 68-70. (In Russ.)

Norén L., Withers R.L., Schmid S., Brink F.J., Ting V.P. (2006) Old friends in a new light: "SnSb" revisited. *J. Slid St. Chem.*, **179**(2), 404-412.

Novgorodova M.I. (1983) Native metals in hydrothermal ores. Moscow, Nauka Publ., 287 p. (In Russ.)

Okrugin A.V., Oleinikov B.V., Zayakina N.V., Leskova N.V. (1981) Native metals in the traps of the Siberian platform. *Zapiski VMO*, (2), 186-204. (In Russ.)

Popova V.I., Popov V.A., Churin E.I., Novgorodtseva T.Yu., Verbskaya A.V., Kolisnichenko S.V. (2010) Additions to the mineralogy of concentrates from loose deposits of the Chuksinsko-Kuchinsky and Sanarsky sites (Chelyabinsk region, Southern Urals). *Ural'skii Mineralogicheskii Zhurnal*, No. 17. Miass; Ekaterinburg, UB RAS, 67-76. (In Russ.)

Roduit N. (2014) J MicroVision: Image analysis toolbox for measuring and quantifying components of high-definition images. *Version 1.2.7*, <http://www.jmicrovision.com>

Rose D. (1981) New data for stistaite and antimony-bearing η -Cu₆Sn₃ from Rio Tananá, Colombia. *Neues Jahrbuch für Mineralogie*, (3), 17-126.

Sandimirova E.I. (2008) Spherical mineral formations of volcanic rocks of the Kuril Islands and Kamchatka. *Cand. geol. and min. sci. Petropavlovsk-Kamchatsky, IVS DVO RAN*, 24 p. (In Russ.)

Shpagin A.I. (1956) Antifriction alloys. Moscow, Metallurgiya Publ., 320 p. (In Russ.)

Snachev V.I., Kuznetsov N.S. (2009) Geology of the porphyry gold deposit Berezhnyaki (East Ural megazone). *Geol. Sbornik*, No. 8. Ufa, UNTS RAN, 197-203. (In Russ.)

Tsel'movich V.A., Korchagin O.A., Nekrasov A.N., Starchenko S.V. (2010) Diagnostics of an origin of magnetic microspheres. *Paleomagnetism and magnetism of rocks. Materials of the international seminar on paleomagnetism and magnetism of rocks*. St.Petersburg, Petrodvorets Publ., 165-171. (In Russ.)

Zaikov V.V., Yuminov A.M., Ankushev M.N., Tkachev V.V., Noskevich V.V., Epimakhov A.V. (2013) Mining and metallurgical centers of the Bronze Age in the Trans-Urals and Mugodzhary. *Izv. Irkutsk. Gos. Univ. Ser. Geoarkheologiya, etnologiya, antropologiya*. Irkutsk, ISU Publ., 174-195. (In Russ.)

УДК 549.383+550.3+546.65+549.9+571.55

DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-6-912-930

Геохимическая неоднородность кристаллов полихронных реликтовых цирконов из реститогенных ультрамафитов Шаманского массива (Восточное Забайкалье)

Ф. П. Леснов¹, Н. С. Медведев², В. Н. Королюк¹

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (ИГМ СО РАН), 630090, г. Новосибирск, просп. Акад. В.А. Коптюга, 3, e-mails: felix@igm.nsc.ru; lesnovfp@list.ru

²Институт неорганической химии им. А.В. Николаева СО РАН (ИНХ СО РАН), 630090, г. Новосибирск, просп. Акад. М.А. Лаврентьева, 3, e-mail: medvedev@niic.nsc.ru

Поступила в редакцию 09.03.2021 г., принята к печати 14.06.2021 г.

Объект исследования. Закономерности распределения редкоземельных элементов, а также Y и Th в кристаллах полихронных реликтовых цирконов из реститогенных ультрамафитов Шаманского массива (Восточное Забайкалье). Массив представляет собой крутонаклонную протрузию с видимой протяженностью около 25 км при максимальной ширине около 6 км, входящую в состав восточной ветви Байкало-Муйского офиолитового пояса. **Материалы и методы.** Для целей U-Pb изотопного датирования цирконов из композитной пробы слагающих массив гарцбургитов и дуни-тов массой около 4 кг было выделено 31 зерно размером 100–150 мкм. Содержания элементов-примесей в представительных зернах циркона из этой коллекции были определены методом LA-ICP-MS посредством их сканирования вдоль профилей. **Результаты.** Все исследованные цирконы характеризуются округленной формой, шероховатой поверхностью, микротрещиноватостью, слабым, до полного отсутствия, катодолюминесцентным свечением, нерегулярной осцилляторной зональностью. В некоторых зернах были обнаружены эпигенетические микровключения слюды, плагиоклаза, кальцита и хлорита. При анализе зерен цирконов выявлена их геохимическая неоднородность. Ранее было установлено, что в пределах всей коллекции зерен циркона значения их возраста (3049–502 млн лет), а также содержание U и Th изменяются в очень широких интервалах; причины этого являются предметом дискуссии. **Выводы.** Исследования показали, что РЗЭ, Th и Y в цирконах распределены очень неравномерно, причем иногда с признаками зональности. Как предполагается, цирконы из пород этого массива являются реликтовой фазой и возникли в результате преобразования древних (более 3 млрд лет) ювенильных кристаллов этого минерала, которые изначально находились в верхнемантийном протолите. Преобразование ювенильных цирконов и превращение их в реликтовую фазу произошло в процессе частичного плавления протолита, в ходе которого они подверглись термическому воздействию (отжигу), химическому резорбированию, а также нарушениям U-Pb систем, что обусловило неравномерное “омоложение” изотопного возраста реликтовых цирконов. Изменения в распределении элементов-примесей, по-видимому, были обусловлены инфильтрацией флюидов, поступающих из более поздних кислых расплавов.

Ключевые слова: циркон, геохимия, редкоземельные элементы, U-Pb изотопный возраст, микровключения, реститогенные ультрамафиты, Шаманский массив, Восточное Забайкалье

Источник финансирования

Работа выполнена в Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН в рамках госзадания № 0330-2018-0023. Науки о Земле. Работа также поддержана Министерством науки и высшего образования РФ в рамках проекта Института неорганической химии СО РАН (№ 121031700315-2)

Geochemical heterogeneity of polychronous relict zircons from restitogenic ultramafic rocks of the Shaman massif (Eastern Transbaikalian region)

Felix P. Lesnov¹, Nikolai S. Medvedev², Vladimir N. Korolyuk¹

¹V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS (IGM SB RAS), 3 Akad. V.A. Koptug av., Novosibirsk 630090, Russia, e-mails: felix@igm.nsc.ru; lesnovfp@list.ru

²A.V. Nikolaev Institute of Inorganic Chemistry, SB RAS (IIC SB RAS), 3 Akad. M.A. Lavrentiev av., Novosibirsk 630090, Russia, e-mail: medvedev@niic.nsc.ru

Received 09.03.2021, accepted 14.06.2021

Для цитирования: Леснов Ф.П., Медведев Н.С., Королюк В.Н. (2021) Геохимическая неоднородность кристаллов полихронных реликтовых цирконов из реститогенных ультрамафитов Шаманского массива (Восточное Забайкалье). *Литосфера*, 21(6), 912–930. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-6-912-930>

For citation: Lesnov F.P., Medvedev N.S., Korolyuk V.N. (2021) Geochemical heterogeneity of polychronous relict zircons from restitogenic ultramafic rocks of the Shaman massif (Eastern Transbaikalian region). *Lithosphere (Russia)*, 21(6), 912–930. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-6-912-930>

© Ф.П. Леснов, Н.С. Медведев, В.Н. Королюк, 2021

Research subject. The distribution patterns of rare earth elements (REE), as well as Y and Th, in the grains of polychronous zircons from the restitogenic ultramafic rocks of the Shaman massif (Eastern Transbaikalia). This massif is a steeply inclined protrusion that is part of the eastern branch of the Baikal-Muya ophiolite belt. **Materials and methods.** 31 zircon grains 100–150 µm in size were isolated from a composite sample of harzburgites and dunites with a total weight of 4 kg for their subsequent U-Pb isotope dating. These analyzes were performed by the LA-ICP-MS method by scanning along straight profiles on the plane of sections of representative zircon grains. **Results.** All zircon grains from the general collection are characterized by a rounded shape, a rough surface, microfracturing, a weak cathodoluminescent glow to a complete absence, and an irregular oscillatory zoning. In some grains, microinclusions of epigenetic minerals, such as quartz, mica, etc. were found. It was previously determined that, within the entire collection of zircon grains, the values of their age, as well as U and Th contents, vary across rather wide intervals (3049–502 Ma), the reasons for which are the subject of discussions. The LA-ICP-MS scanning over the profiles of representative zircon grains from the general collection showed that REE, Th, and Y are distributed highly unevenly, occasionally showing signs of zoning. It is assumed that the zircons found in the ultramafic rocks of this massif are a relict phase and appeared as a result of the transformation of very ancient (more than 3 billion years old) juvenile crystals of this mineral, which had been originally located in the upper mantle protolith. **Conclusions.** Transformations of juvenile zircons and their transformation into a relict phase occurred in the process of partial melting of the protolith, during which they underwent thermal action (annealing), chemical resorption, as well as disturbances in their U-Pb systems, which caused uneven “rejuvenation” of their isotopic age. It is also assumed that the revealed geochemical heterogeneity of relict zircons was mainly due to the later redistribution of trace elements with the simultaneous formation of microinclusions of epigenetic minerals in the process of infiltration along microcracks into ultramafic rocks, precipitated by acidic melts.

Keywords: zircon, geochemistry, rare earth elements, U-Pb isotope age, microinclusions, restitogenic ultramafic rocks, Shaman massif, Eastern Transbaikalian region

Funding information

The work was performed at the Institute of Geology and Mineralogy SB RAS under the state task No. 0330-2016-0014. The research too was supported by the Ministry of Science and Higher Education of RF within the project of Institute of Inorganic Chemistry of SB RAS (No. 121031700315-2)

ВВЕДЕНИЕ

Исследования последних десятилетий показали, что акцессорные цирконы могут присутствовать не только в породах кислого и основного состава, но и в породах из мафит-ультрамафитовых массивов, в том числе в реститогенных ультрамафитах (Савельева и др., 2007; Малич и др., 2009; Краснобаев и др., 2009; Ферштатер и др., 2009; Сколотнев, 2010; Сколотнев и др., 2010; Леснов, 2015; Lesnov, 2017; и др.). Изучение микроэлементного состава цирконов из пород мафит-ультрамафитовых массивов с применением современных аналитических методов, а также их U-Pb изотопное датирование существенно расширили возможности для реконструкции условий формирования таких массивов. Показано, что возраст таких цирконов широко варьирует не только в пределах каждого массива, но иногда и в отдельно взятых пробах его пород. Возможные причины широких вариаций возраста и других свойств цирконов из мафит-ультрамафитовых массивов продолжают оставаться предметом дискуссий. При этом важно отметить, что при интерпретации наблюдаемых сложных распределений значений изотопного возраста цирконов из мафит-ультрамафитовых массивов необходимо учитывать возможное влияние различных факторов, в том числе таких, как продолжительность роста кристаллов, частичная потеря ими радиогенных изотопов Pb диффузионным путем при нагреве, привнос U при инфильтрации эпигенетических флюидов, аналитические и некоторые другие погрешности.

СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

По результатам комплексных исследований цирконов из пород различного состава и генезиса в статьях, опубликованных в фундаментальной сводке (Zircon, 2003), обсуждались актуальные проблемы, касающиеся распространенности, морфологии, физических свойств, макро- и микроэлементного состава, изотопного возраста и условий образования циркона как весьма информативного индикатора, используемого при решении многих геологических задач. Некоторые из этих публикаций, а также более поздние работы, о которых пойдет речь ниже, представляют интерес в контексте обсуждения представленных в нашей статье результатов геохимических исследований реликтовых цирконов из ультрамафитов Шаманского массива.

Так, Ф. Корфу с соавторами обобщили материалы по морфологии и оптическим свойствам цирконов, а также о связи этих характеристик с условиями формирования магматических пород и их комплексов (Corfu et al., 2003). В частности, в этой работе представлены микрофотографии цирконов из кимберлитов, которые почти лишены осцилляторной зональности, что, по предположению авторов, было обусловлено длительным пребыванием кристаллов этого минерала в условиях высоких температур, вследствие чего произошло полное или почти полное нивелирование его изначальной осцилляторной зональности.

В. Хоскин и У. Шелтеггер показали, что цирконы являются важнейшим концентратором U, Th и

РЗЭ в различных породах, которые используются в качестве геохимических индикаторов магматических процессов (Hoskin, Schaltegger, 2003). При этом они отметили возросший интерес к составу и другим свойствам цирконов, в том числе к особенностям распределения в них элементов-примесей, обусловленный стремлением минимизировать те ошибки, которые возникают при их изотопном датировании.

Д. Черниак и Е. Уатсон представили результаты физических экспериментов по оценке скорости диффузии Pb и других элементов-примесей в цирконах, информация о которой имеет принципиальное значение для интерпретации результатов их U-Pb изотопного датирования (Cherniak, Watson, 2003). По их данным, цирконы в целом характеризуются сравнительно низкой скоростью диффузии Pb. При этом, согласно выполненным ими расчетам, температура закрытия U-Pb изотопной системы в среднем превышает 900°C для цирконов “типичных” размеров. Кроме того, в этой работе было отмечено, что вопросы сохранности первичного микроэлементного состава цирконов, в том числе содержания в них радиогенных изотопов Pb, а также вопросы устойчивости этого минерала к различным внешним воздействиям имеют определяющее значение в связи с использованием его в качестве геохронометра.

А.А. Краснобаев с соавторами (2009), а также Г.Б. Ферштатер с коллегами (2009) по результатам изучения морфолого-оптических свойств и изотопного датирования цирконов из ультрамафитов Сахаринского, Южно-Хабаринского и других массивов Урала показали, что U-Pb изотопный возраст этих цирконов варьирует в очень широких пределах (2808–320 млн лет). При этом они подчеркнули, что полученные ими наиболее древние оценки возраста цирконов (более 2800 млн лет) могут рассматриваться в качестве минимального возраста для верхнемантийного субстрата.

С.Г. Сколотнев с соавторами выполнили U-Pb изотопное датирование большой коллекции цирконов из ультрамафитов, габброидов и других пород, образцы которых были драгированы в разных структурах Центральной и Южной Атлантики (Сколотнев, 2010; Сколотнев и др., 2010). По результатам своих исследований они пришли, в частности, к выводу о том, что “в процессе деформаций циркон обогащался U, Th, Hf, P, Y, а также РЗЭ”. В этой работе также показано, что наблюдаемая аномальная обогащенность цирконов элементами-примесями связана с присутствием в них внутризерновых трансляционных поверхностей, вдоль которых циркулировали флюиды, выполнявшие роль поставщиков этих компонентов, и что “привнос U, Th и Hf в кристаллы циркона мог сказаться на их изначальных изотопных системах...”. В пользу такой точки зрения свидетельствует и вывод Р. Фин-

ча и Дж. Ханчера о том, что “кристаллическая структура циркона является относительно открытой с малыми пустотами между многогранниками SiO_4 и ZrO_8 и что она содержит открытые каналы, параллельные оси [001]” (Finch, Hanchar, 2003).

С мнением авторов двух предыдущих работ согласуются результаты геохимических исследований Т.Ф. Зингер с коллегами (2010), которые на примере цирконов из образцов габброидов, драгированных в Срединно-Атлантическом хребте, показали, что между микроэлементным составом полихронных цирконов, с одной стороны, и пластическими деформациями их зерен, с другой, существует прямая зависимость. В частности, в этой работе отмечено, что, во-первых, в наиболее интенсивно перекристаллизованных зернах циркона отношение $\text{ZrO}_2/\text{HfO}_2$ имеет более низкие значения по сравнению с этим параметром в менее деформированных его зернах; во-вторых, что “деформации в зернах циркона сопровождалось увеличением содержания в них редкоземельных элементов”; в-третьих, что “измеренные отношения $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ изменяются в пределах одного зерна циркона и могут отличаться на порядок в зависимости от интенсивности наложенных хрупко-пластических деформаций”.

Наконец, отметим, что Ю.А. Костицын с соавторами (2015) на основе результатов геохимических и изотопно-геохронологических исследований коллекции полихронных цирконов из образцов ультрамафитов, габброидов и базальтоидов, драгированных в пределах Срединно-Атлантического хребта, пришли к выводу о том, что “циркон очень устойчив в коровых магматических процессах, особенно при пониженной активности щелочей, однако при попадании в условия температур верхней мантии (1500–1300°C) он быстро теряет радиогенный Pb диффузионным путем”.

Ниже изложены данные, полученные при геохимических исследованиях полихронных реликтовых цирконов из реститогенных ультрамафитов Шаманского массива, которые были выполнены методом LA-ICP-MS посредством сканирования их представительных зерен вдоль профилей. Кроме того, обсуждаются некоторые возможные причины выявленной геохимической неоднородности индивидуальных зерен минерала, а также наблюдаемых широких вариаций их изотопного возраста.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

При проведении в течение последних десятилетий структурно-петрологических исследований ряда эталонных мафит-ультрамафитовых массивов, входящих в состав офиолитовых ассоциаций, было установлено, что они в своем большинстве включают в себя несколько пространственно сближен-

ных, но генетически автономных комплексов плутонических горных пород ультрамафитового и мафитового состава, что позволило определять их как *полигенные мафит-ультрамафитовые массивы* (Леснов, 2015; Lesnov, 2017). В общем случае в таких массивах можно выделить следующие породные комплексы или тела: а) протрузии реститогенных ультрамафитов, представленных лерцолитами, гарцбургитами, дунитами и их серпентинизированными разновидностями; б) габброидный интрузив, прорывающий протрузию ультрамафитов и сложенный ортомагматическими, преимущественно безоливиновыми габброноритами и габбро; в) контактово-реакционная зона, расположенная вдоль границ протрузии ультрамафитов и габброидного интрузива и сложенная гибридными ультрамафитами (верлиты, вебстериты, ортопироксениты, клинопироксениты и их оливин- и плагиоклазодержащие разновидности), а также гибридными оливиновыми габброидами различной меланократовости, часто имеющими такситовые, в том числе параллельно-полосчатые текстуры (троктолиты, оливиновые габбронориты и габбро); г) контактово-реакционная зона, расположенная вдоль границ габброидного интрузива и прорываемых им толщ вмещающих пород и сложенная гибридными габброидами другого типа (амфиболовые, кварц- и биотитсодержащие габбро, диориты, кварцевые диориты).

Рассмотрим далее результаты, полученные при выполнении геохимических исследований представительных зерен реликтовых цирконов из пород Шаманского ультрамафитового массива, одного из крупнейших в Восточной Сибири. Он представляет собой протрузию реститогенных ультрамафитов, в пространственной близости от которой габброидные интрузивы не обнажаются (Леснов и др., 2016). Массив, расположенный на правобережье р. Витим (55°81'38.9" с. ш., 111°09'16.7" в. д.), входит в состав восточной ветви Байкало-Муйского офиолитового пояса. На современном эрозионном срезе он имеет протяженность около 25 км при максимальной ширине около 6 км. Длинная ось массива ориентирована в север-северо-западном направлении согласно простиранию зоны глубинного разлома, к которой он структурно приурочен. Массив залегает среди метаморфических образований протерозойского возраста. Он сложен неравномерно и в большинстве своем слабосерпентинизированными гарцбургитами и подчиненными им дунитами, а также серпентинитами. Последние преимущественно распространены вдоль тектонических контактов массива с породами обрамления, а также вдоль секущих его разломов.

По результатам петроструктурных исследований оливинов из ультрамафитов массива было установлено, что в его внутренних зонах зерна этого минерала подверглись менее интенсивным пла-

стическим и хрупким деформациям по сравнению с его зернами из пород краевых зон массива (Пугачева, 1988; Леснов и др., 2016). Эти данные послужили основанием для вывода о том, что массив, имея концентрически-зональную деформационную макроструктуру, представляет собой круто наклоненную протрузию (Леснов и др., 2016; Леснов, 2019).

Геохимические исследования реститогенных ультрамафитов Шаманского массива, выполненные масс-спектрометрическим методом с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS), показали, что они аномально обогащены легкими РЗЭ. Это, как предполагалось, было обусловлено инфильтрацией флюидов, поступающих из расплавов, которые сформировали гранитоидные интрузивы, обнажающиеся в районе этого массива (Леснов и др., 2016). Данные исследования также показали, что в породах массива существует прямая зависимость между содержаниями Zr и Hf, что послужило основанием для предположения о присутствии в них акцессорных цирконов. Для его проверки была использована отобранная Е.Е. Пугачевой и составленная из нескольких десятков фрагментов образцов ультрамафитов композитная проба общей массой около 4 кг. Из нее было выделено 31 зерно циркона размером 100–150 мкм. U-Pb изотопное датирование этих зерен циркона, выполненное на ионном микрозонде SHRIMP II во ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург), показало, что значения их возраста варьируют в очень широком интервале (3049–502 млн лет) (Леснов, 2018а, б). При этом на полимодальной гистограмме частот встречаемости значений возраста этих цирконов наблюдалось несколько максимумов, наиболее интенсивный из которых приходился на интервал $\approx 900\text{--}400$ млн лет.

При проведении Lu/Hf систематики цирконов из рассматриваемой коллекции было установлено, что, во-первых, значения параметров $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ и $\epsilon\text{Hf}(T)$ в них распределены полимодально; во-вторых, что значения этих изотопных параметров в целом согласуются с результатами U-Pb датирования этих цирконов, разделенных на несколько возрастных кластеров; в-третьих, что значение параметра $\epsilon\text{Hf}(T)$ для наиболее древнего зерна циркона (3049 млн лет) почти совпало с его значением, принятым для универсального хондритового резервуара (CHUR) (Леснов и др., 2019).

При анализе цирконов из этой коллекции электронно-зондовым методом в некоторых их зернах были обнаружены единичные однофазовые, реже двухфазовые микровключения, сложенные слюдой, плагиоклазом, кальцитом и хлоритом. Микровключения преимущественно наблюдались в зернах, возраст которых не превышал 640 млн лет. Морфология и минеральный состав микровключений позволили прийти к заключению о том, что они являются *эпигенетическими образованиями*,

возникшими при инфильтрации флюидов, которые поступали из расплавов кислого состава, сформировавших гранитоидные интрузивы, распространенные в районе Шаманского массива (Леснов, Королук, 2021). Дополнительным свидетельством инфильтрации эпигенетических флюидов может служить свойственная ультрамафитам массива их аномальная обогащенность легкими РЗЭ, не свойственная реститам (Леснов и др., 2016).

Совокупность полученных данных о различных свойствах цирконов из ультрамафитов Шаманского массива позволила прийти к выводу о том, что они представляют собой *реликтовую* фазу, которая образовалась по *ювенильным* цирконам, изначально находившимся в верхнемантийном протолите и затем подвергшимся морфолого-оптическим, геохимическим и изотопным нарушениям при отжиге в процессе частичного плавления протолита и образования ультрамафитовых реститов, которые затем в виде протрузии были тектонически перемещены на верхние уровни земной коры. В целях дополнительного обоснования предложенной модели формирования Шаманского массива нами были исследованы особенности пространственного распределения РЗЭ, Y и Th в пределах представительных кристаллов циркона посредством их сканирования методом LA-ICP-MS вдоль профилей.

МЕТОДИКА ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ КРИСТАЛЛОВ ЦИРКОНА

Геохимические исследования цирконов были выполнены в Институте неорганической химии СО РАН масс-спектрометрическим методом с индуктивно-связанной плазмой и лазерной абляцией (LA-ICP-MS) на спектрометре iCAP Qc (Thermo Scientific). Выделение материала из зерен циркона (абляция) для определения содержания РЗЭ, Th и Y осуществлялось с применением устройства лазерного пробоотбора NWR 213 (ESI). В каждом зерне измерения выполнялись вдоль одной или двух прямых линий (профилей) сканирования с определенным шагом. Положение профилей выбиралось таким образом, чтобы в испаряемый объем не попали оптически видимые микровключения или микротрещины с загрязняющим веществом. Однако полностью избежать попадания в зону испарения подобных дефектов, в том числе расположенных под плоскостью среза зерна, не представлялось возможным.

Длина отрезка профиля сканирования для отбора испаряемого материала на один анализ определялась скоростью горизонтального движения зерна, временем экспозиции и числом последовательно регистрируемых изотопов. После завершения каждого анализа запускалось накопление аналитических сигналов для следующего отрезка сканирования. В целях обеспечения необходимого про-

странственного разрешения и снижения вероятности попадания в абляционный объем постороннего материала из дефектов, а также для достаточной величины аналитического сигнала пробоотбор осуществляли при следующих параметрах: а) длина волны излучения – 213 нм; б) диаметр лазерного пучка – 25 мкм; в) частота и длительность лазерных импульсов – 20 Гц и 4 нс соответственно; г) скорость сканирования – 5 мкм/с; д) плотность отдаваемой энергии за 1 импульс – 2.5 Дж/см². При указанных параметрах анализа время накопления сигнала для одного измерения и расстояние перемещения зерна на каждый анализируемый изотоп составили 0.05 с и 0.25 мкм соответственно. После прохождения профиля в каждом зерне циркона образовывался удлинённый “кратер” шириной 25 мкм и глубиной 2 мкм. Общая длина профилей сканирования лазерным пучком в зернах определялась их поперечным размером ($\approx 100\text{--}150$ мкм), при этом в некоторых случаях пучок лазера незначительно выходил за пределы зерна. Градуировка аппаратуры проводилась по стандартным образцам (NIST 610, 612, 614 и 616) из Смитсоновского института стандартизации. В качестве внутреннего стандарта использовали изотопы ²³⁸U или ²³²Th, содержание которых было определено при предварительном U-Pb изотопном датировании цирконов. В заключение отметим, что при проведении анализов путем сканирования зерен циркона из рассматриваемой коллекции, которые характеризуются неоднородным распределением определяемых элементов-примесей, неизбежно возникала некоторая неопределенность относительно точности анализа, поскольку при интегральном наборе данных найденное их содержание могло несколько отклоняться в обе стороны от среднего значения. Тем не менее в общем случае при анализе гомогенных образцов указанным методом стандартное отклонение параллельных измерений обычно находилось в пределах 10–20 отн. %, но не более 30 отн. %.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Общая характеристика представительных зерен циркона из ультрамафитов Шаманского массива, которые были отобраны для геохимических исследований путем сканирования вдоль профилей, приведена в табл. 1. Эти, как и все остальные зерна циркона из рассматриваемой коллекции, характеризовались округленной формой, шероховатой поверхностью, микротрещиноватостью, низкой до полного ее отсутствия интенсивностью катодолюминесцентного свечения, как это видно на примере зерна 2.12 (рис. 1), нерегулярной осцилляторной зональностью, а также присутствием микровключений эпигенетических минералов (слюда, хлорит, плагиоклаз, кальцит) размером от первых мкм до

Таблица 1. Общая характеристика представительных зерен циркона, в которых сканированием вдоль профилей методом LA-ICP-MS определены содержания элементов-примесей

Table 1. General characteristics of representative zircon grains, in which the content of trace elements was determined by the LA-ICP-MS method when scanning along the profiles

№ зерна	U-Pb изотопный возраст, млн лет	Название профиля	Протяженность профиля, мкм	Кол-во точек измерения	Содержание, г/т		
					U	$^{206}\text{Pb}_{\text{рад}}$	Th
2.19	1741	А-А (1–21)	138	21	189	50.2	93
		Б-Б (1–14)	100	14			
3.9	612	А-Б (1–21)	93	20	397	31	139
		В-Г (1–11)	53	11			
2.5	3049	1-14	108	14	198	85.2	45
5.8	2370	1-12	86	12	150	57.9	43
2.12	2726	1-15	60	15	452	200.6	294
		1-20	80	20			

Примечание. Данные об изотопном возрасте и о содержании U, Th и радиогенного свинца ($^{206}\text{Pb}_{\text{рад}}$) приведены по (Леснов, 2018а).

Note. The data on the isotopic age of zircons and the content of U, radiogenic lead ($^{206}\text{Pb}_{\text{рад}}$) and Th are given according after (Lesnov, 2018a).

десятков мкм. Микровключения обычно располагались по всему срезу зерен и имели субизометричную, прожилковидную, линейно-струйчатую или неправильную форму (Леснов, Королук, 2021).

При U-Pb изотопном датировании общей коллекции зерен циркона в них были выявлены широкие вариации значений возраста, а также содержаний U, Th и Pb. Очень неравномерное распределение элементов-примесей было определено и при анализе представительных зерен циркона методом LA-ICP-MS вдоль профилей (табл. 2–7). На геохимическую неоднородность этих цирконов указывают также положение и конфигурация спектров распределения хондрит-нормированных содержаний РЗЭ (рис. 2). Например, в одних точках измерений в зерне 2.5 наблюдаются положительные аномалии Се, в то время как в других точках они отсутствуют. О геохимической неоднородности зерна 2.19 свидетельствует тот факт, что максимальные хондрит-нормированные содержания РЗЭ в нем примерно на порядок превышают их минимальные содержания (рис. 3). Следует также отметить, что во внешней зоне зерна 2.19 определено более высокое содержание элементов-примесей по сравнению с его внутренней зоной, в то время как в зерне 2.5 наблюдалось противоположное соотношение, что указывает на геохимическую зональность этих зерен (рис. 4–7).

Обобщая полученные данные о разных свойствах цирконов из ультрамафитовых реститов Шаманского массива, укажем на наиболее существенные из них: 1) округленная форма, шероховатая поверхность и микротрещиноватость; 2) в целом низкая до полного отсутствия интенсивность катодoluminesцентного свечения; 3) редко наблюдаемая и, как правило, нарушенная осцилляторная зональность; 4) неравномерное, иногда зональное распре-

деление РЗЭ и других элементов-примесей; 5) присутствие разных по форме, размеру и минеральному составу эпигенетических микровключений; 6) очень широкие вариации значений U-Pb изотопного возраста, часто значительно превышающих 1 млрд лет.

Указанные свойства цирконов из изученной коллекции дают основание предполагать, что в течение своей геологической истории в их кристаллах произошли различные изменения, в том числе нарушения в U-Pb изотопных системах и перераспределение элементов-примесей, вызванные термическим воздействием (отжигом), химическим резорбированием, деформациями, а также инфильтрацией эпигенетических флюидов. В совокупности эти факторы обусловили наблюдаемую полихронность и геохимическую неоднородность этих цирконов, которые рассматриваются нами в качестве реликтовой фазы, возникшей в результате преобразований очень древних ювенильных цирконов, изначально находившихся в верхнемантийном протолите до начала его частичного плавления.

В связи со сказанным выше считаем целесообразным, в порядке сравнения с материалами по геохимии цирконов из пород Шаманского массива, привести данные, полученные нами ранее при изучении цирконов из некоторых других мафит-ультрамафитовых массивов.

Так, при петрологических исследованиях Березовского мафит-ультрамафитового массива (Восточно-Сахалинская офиолитовая ассоциация), залегающего среди мезозойских складчатых структур, было установлено, что он включает в себя протрузию реститогенных ультрамафитов (серпентинизированные лерцолиты и гарцбургиты), прорывающий ее габброидный интрузив (ортомагматические габбро-нориты и габбро), контактово-

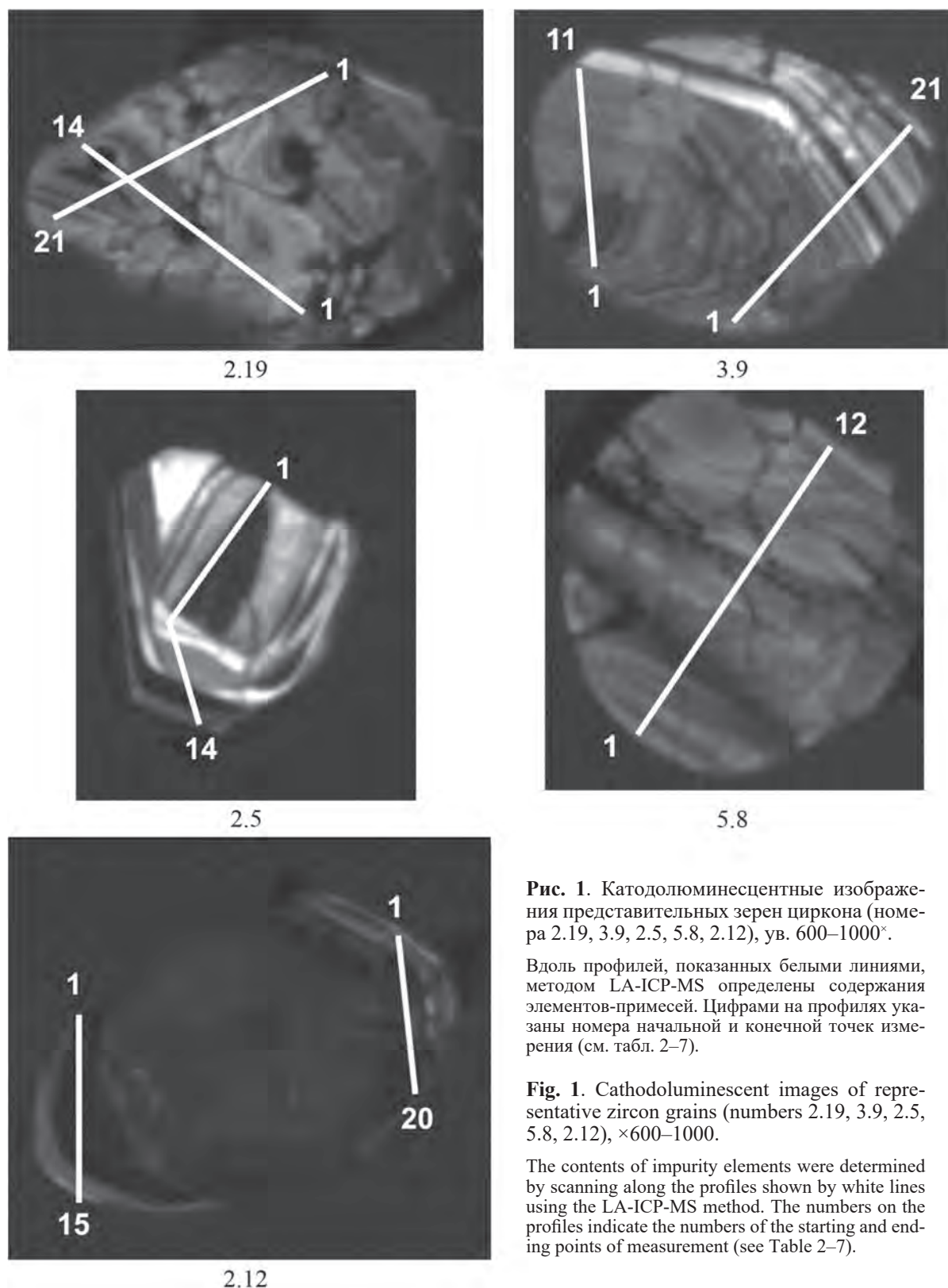


Рис. 1. Католюминесцентные изображения представительных зерен циркона (номера 2.19, 3.9, 2.5, 5.8, 2.12), ув. 600–1000 $\times$.

Вдоль профилей, показанных белыми линиями, методом LA-ICP-MS определены содержания элементов-примесей. Цифрами на профилях указаны номера начальной и конечной точек измерения (см. табл. 2–7).

Fig. 1. Cathodoluminescent images of representative zircon grains (numbers 2.19, 3.9, 2.5, 5.8, 2.12), $\times 600$ –1000.

The contents of impurity elements were determined by scanning along the profiles shown by white lines using the LA-ICP-MS method. The numbers on the profiles indicate the numbers of the starting and ending points of measurement (see Table 2–7).

реакционную зону, расположенную вдоль их границ (верлиты, пироксениты, габбро-пироксениты, такситовые оливиновые габбронориты и габбро), а

также контактово-реакционную зону, расположенную вдоль границ габброидного интрузива с вмещающими метатерригенно-вулканогенными породами

Таблица 2. Содержание элементов-примесей в зерне циркона 2.19 в точках измерения вдоль профиля А–А (1–21), г/т

Table 2. Content of trace elements in zircon grain 2.19 at measurement points along profile А–А (1–21), ppm

№ точки измерения	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	Th
1	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО
2	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	1.5	9.9	2.3	<ПО	4.4	34	6.8	53	<ПО
3	0.15	1.2	0.072	0.9	0.3	0.32	1.0	0.26	4.3	1.6	8.3	2.4	28	6.5	5.9	13
4	0.5	3.1	0.2	1.2	1.1	0.63	3.4	2.2	22	7.0	44	13	140	36	120	98
5	<ПО	1.5	<ПО	0.48	0.34	0.29	1.3	0.7	9.5	3.6	23	6.4	83	13	72	50
6	<ПО	2.0	0.041	0.32	0.43	0.28	2.6	0.72	9.8	4.0	21	4.9	63	8.9	77	46
7	0.1	5.0	0.12	0.65	1.1	0.34	4.2	1.7	19	7.6	37	10	120	14	180	64
8	0.1	5.3	0.086	1.0	1.1	0.43	5.0	1.7	23	9.1	42	11	130	26	230	82
9	0.27	8.1	0.18	1.6	1.8	0.47	5.7	2.0	22	9.8	45	12	130	19	200	51
10	0.17	6.2	0.22	1.9	0.67	0.67	4.1	1.4	22	8.0	43	12	130	18	210	73
11	0.16	4.6	0.05	0.6	0.45	0.24	3.2	1.3	17	7.3	34	9.4	130	19	130	73
12	0.12	5.7	0.12	0.89	0.8	0.29	4.3	1.3	20	7.7	35	9.4	120	18	210	85
13	0.17	5.5	0.13	0.81	0.94	0.27	3.7	1.2	16	6.1	37	9.6	130	17	190	60
14	<ПО	1.4	<ПО	<ПО	0.21	<ПО	0.61	0.26	3.1	1.3	8.0	2.2	26	5.2	69	30
15	<ПО	2.6	0.072	0.57	0.78	0.31	2.4	0.89	11	4.1	22	5.8	92	13	86	45
16	<ПО	4.0	0.11	0.51	0.73	0.3	2.7	1.2	17	6.9	34	8.4	88	21	150	52
17	0.36	9.7	0.53	4.0	8.0	3.8	37	9.5	86	23	83	15	160	30	430	46
18	0.55	14	0.34	4.0	2.8	1.3	9.8	4.3	33	12	62	15	140	31	820	57
19	<ПО	8.5	<ПО	2.5	1.1	0.56	7.9	3.5	43	16	69	13	180	40	370	79
20	<ПО	14	<ПО	3.8	<ПО	<ПО	18	1.3	26	8.8	47	13	150	27	400	61
21	<ПО	7.7	<ПО	<ПО	5.9	<ПО	6.0	5.9	26	3.1	44	9.8	130	16	290	21
ПО	0.1	0.07	0.03	0.2	0.1	0.07	0.03	0.1	0.2	0.1	0.09	0.06	0.1	0.05	0.05	0.05

Примечание. Здесь и далее – положение профилей сканирования показано на рис. 1, ПО – предел обнаружения элемента.

Note. Hereinafter – the position of the scanning profiles is shown in Fig. 1, ПО is the element detection limit.

Таблица 3. Содержание элементов-примесей в зерне циркона 2.19 в точках измерения вдоль профиля Б–Б (1–14), г/т

Table 3. Content of trace elements in zircon grain 2.19 at measurement points along profile Б–Б (1–14), ppm

№ точки измерения	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	Th
1	0.7	9.8	0.51	4.1	3.7	1.4	22	9.5	140	45	190	34	280	58	2200	150
2	0.9	74	0.55	4.3	3.8	1.3	10	5.3	68	26	130	34	390	87	810	150
3	0.56	26	0.69	3.7	3.6	0.95	16	4.6	60	26	120	27	300	60	580	120
4	0.82	24	0.64	4.0	3.7	0.94	13	3.1	40	16	88	17	180	37	760	81
5	0.13	7.4	0.11	1.3	1.6	0.41	4.0	1.5	29	9.5	55	12	210	22	200	51
6	0.17	9.7	0.11	1.0	1.7	0.50	6.6	2.9	35	11	60	20	220	30	310	74
7	0.33	14	0.29	2.1	2.7	0.96	9.6	3.6	47	15	87	22	190	24	380	96
8	0.59	16	0.66	3.6	4.3	1.7	13	4.0	55	20	92	25	320	40	320	98
9	0.28	13	0.34	4.4	5.2	3.2	17	7.2	63	22	79	24	300	30	480	93
10	0.22	6.4	0.34	2.3	4.0	1.1	14	4.3	42	12	54	12	120	20	340	49
11	<ПО	4.3	0.06	0.61	1.1	0.17	3.8	1.0	16	7.3	42	9.1	110	14	230	45
12	0.4	32	0.41	3.0	3.1	0.37	27	9.4	120	45	200	57	660	86	1100	190
13	0.49	34	0.35	3.0	5.4	0.58	15	7.0	110	36	180	42	460	110	1200	170
14	0.64	54	0.73	5.7	3.8	1.5	36	12	170	52	250	56	550	110	2400	240

Таблица 4. Содержание элементов-примесей в зерне циркона 3.9 в точках измерения вдоль профиля А–Б (1–21), г/т**Table 4.** Content of trace elements in zircon grain 3.9 at measurement points along profile А–Б (1–21), ppm

№ точки измерения	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	Th
1	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО
2	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	1900	<ПО
3	11	8.7	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	11	99	23	140	<ПО	120	26	650	120
4	0.62	1.4	<ПО	1.2	0.3	0.23	3.1	1.1	13	4.9	40	6.9	130	31	14	180
5	<ПО	4.6	0.055	0.56	0.74	0.48	4.0	2.0	28	14	68	14	170	46	200	290
6	0.12	8.4	0.059	0.56	0.49	0.57	6.4	2.8	35	17	89	33	290	78	470	480
7	<ПО	6.1	0.091	0.71	1.3	0.77	7.9	2.8	38	13	57	16	160	44	280	390
8	0.13	14	0.15	0.95	2.5	1.4	13	4.7	61	26	180	39	370	78	870	410
9	<ПО	14	0.071	1.1	1.8	0.91	14	4.2	54	21	93	24	310	65	650	630
10	<ПО	5.9	<ПО	0.52	1.2	0.82	8.6	3.2	43	17	110	24	220	52	550	360
11	0.22	17	0.044	0.72	1.5	0.85	9.9	3.3	51	19	110	34	320	68	590	370
12	<ПО	16	0.13	1.1	1.9	1.1	9.2	3.3	41	17	87	21	290	53	450	440
13	<ПО	24	0.04	1.3	3.3	1.7	17	7.1	99	52	280	57	710	170	1300	320
14	<ПО	46	0.2	2.7	4.3	2.2	37	13	170	65	370	71	670	130	1000	400
15	0.21	51	0.45	5.7	6.3	3.0	28	14	150	58	300	69	710	140	3000	420
16	<ПО	6.0	0.047	<ПО	0.39	0.59	2.8	1.9	27	9.6	58	12	120	38	330	330
17	0.94	110	2.0	4.2	5.5	<ПО	<ПО	21	350	98	500	83	870	170	<ПО	500
18	<ПО	13	<ПО	8.4	<ПО	<ПО	11	9.2	58	33	100	18	360	64	<ПО	440
19	<ПО	26	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	22	150	100	130	22	350	140	<ПО	240
20	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО

Таблица 5. Содержание элементов-примесей в зерне циркона 3.9 в точках измерения вдоль профиля В–Г (1–11), г/т**Table 5.** Content of trace elements in zircon grain 3.9 at measurement points along profile, В–Г (1–11), ppm

№ точки измерения	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	Th
1	<ПО	7.4	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	270	320
2	0.28	1.8	0.049	0.62	1.2	0.62	2.1	0.74	7.8	4.5	31	7.0	120	27	16	330
3	0.17	4.0	<ПО	0.58	1.3	0.76	6.9	2.5	33	13	61	15	150	33	170	380
4	0.16	12	0.21	1.2	2.0	1.3	12	4.0	56	18	95	22	230	53	370	580
5	0.17	14	0.12	0.37	1.8	0.73	9.7	4.0	45	17	100	19	220	49	360	510
6	0.21	15	0.2	0.69	1.5	0.8	12	4.4	54	19	120	32	360	88	510	520
7	0.16	8.5	0.089	0.8	0.74	0.53	5.7	2.1	36	13	71	17	220	53	370	250
8	0.12	12	0.1	0.85	2.0	0.99	9.2	2.9	46	21	130	26	300	76	680	350
9	0.27	23	0.51	3.6	4.7	1.8	24	6.0	91	36	190	42	460	130	1300	330
10	<ПО	55	0.78	9.8	13	1.6	26	6.4	120	48	290	57	640	170	3000	280
11	<ПО	41	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	35	12	78	61	250	52	660	120	1700	450

Таблица 6. Содержание элементов-примесей в зерне циркона 2.12 в точках измерения вдоль профиля 1–20, г/т

Table 6. Content of trace elements in zircon grain 2.12 at measurement points along profile 1–20, ppm

№ точки измерения	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	Th
1	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО
2	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО
3	<ПО	29	3.3	42	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО
4	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	320	<ПО
5	0.16	0.44	0.058	0.37	<ПО	<ПО	0.97	0.32	4.3	1.5	7	1.6	23	6.4	9.6	62
6	1.1	5.4	0.52	2.3	2.0	0.61	4.1	1.8	23	8.3	48	13	150	40	160	67
7	0.71	6.3	0.43	3.1	2.0	0.53	5.1	1.7	23	9.6	57	14	170	43	230	74
8	1.9	7.3	0.66	3.2	2.1	0.41	4.1	1.8	23	11	64	17	180	42	260	97
9	5.1	7.2	1.1	5.6	2.7	0.52	4.8	2.0	31	13	72	18	190	40	290	100
10	0.63	3.8	0.3	1.9	1.3	0.34	4.8	1.6	19	7.2	41	7.6	86	13	390	69
11	0.39	3.7	0.35	1.5	1.6	0.47	4.6	1.5	19	6.6	33	8.2	98	14	150	110
12	1.3	18	1.2	6.7	6.8	1.8	16	5	75	26	130	31	380	63	640	120
13	1.4	15	0.92	5.2	4.9	1.3	13	4.9	54	21	110	22	260	54	480	140
14	2.2	30	2.9	12	6.5	1.6	15	5	70	21	110	23	280	57	1200	100
15	6.8	65	6.8	33	18	4.8	46	13	120	38	160	34	460	91	2000	150
16	0.95	30	1.3	17	5.6	5.6	11	9.2	74	33	140	17	290	61	1200	190
17	2.0	21	2.8	18	23	<ПО	<ПО	9.6	77	20	120	38	380	27	970	96
18	<ПО	3.2	3	56	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	54	17	46	8.1	110	47	490	21
19	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО
20	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	1300	<ПО

Таблица 7. Содержание элементов-примесей в зерне циркона 2.12 в точках измерения вдоль профиля 1–15, г/т

Table 7. Content of trace elements in zircon grain 2.12 at measurement points along profile 1–15, ppm

№ точки измерения	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	Th
1	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	13	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	11	<ПО	21	34
2	0.1	0.93	0.11	0.23	0.6	<ПО	2.4	1.1	14	6.9	45	9.9	120	33	27	74
3	0.13	2.5	0.11	1.7	0.52	0.33	4.4	1.7	27	11	74	18	180	47	250	110
4	0.2	2.8	0.17	0.95	0.79	0.14	5.1	2.4	37	18	110	25	230	54	340	150
5	<ПО	3.3	0.1	0.65	1.4	0.11	7.6	2.8	36	16	92	20	200	50	430	130
6	0.15	4.2	0.19	0.89	1.5	0.29	9.1	2.8	42	21	120	21	280	58	660	140
7	0.35	6.6	0.42	2.2	1.6	0.47	8.6	3.5	48	22	120	28	280	75	710	150
8	0.5	14	0.72	4.7	3.6	0.71	8.5	3.5	47	18	120	24	320	71	800	140
9	4.5	27	2.8	13	7	1.9	13	4.8	57	24	110	28	310	87	710	120
10	23	65	9.9	41	13	5.1	27	8.7	92	36	170	37	420	100	1400	190
11	89	210	23	110	51	10	78	20	260	82	280	60	680	170	3100	220
12	22	110	3.1	49	52	3.3	<ПО	8.6	110	52	200	45	500	97	1800	200
13	26	110	9.1	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	12	560	66	390	37	970	270	2500	200
14	<ПО	350	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	220	110	<ПО	<ПО	260	400	3400	<ПО
15	<ПО	39	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	58	290	<ПО

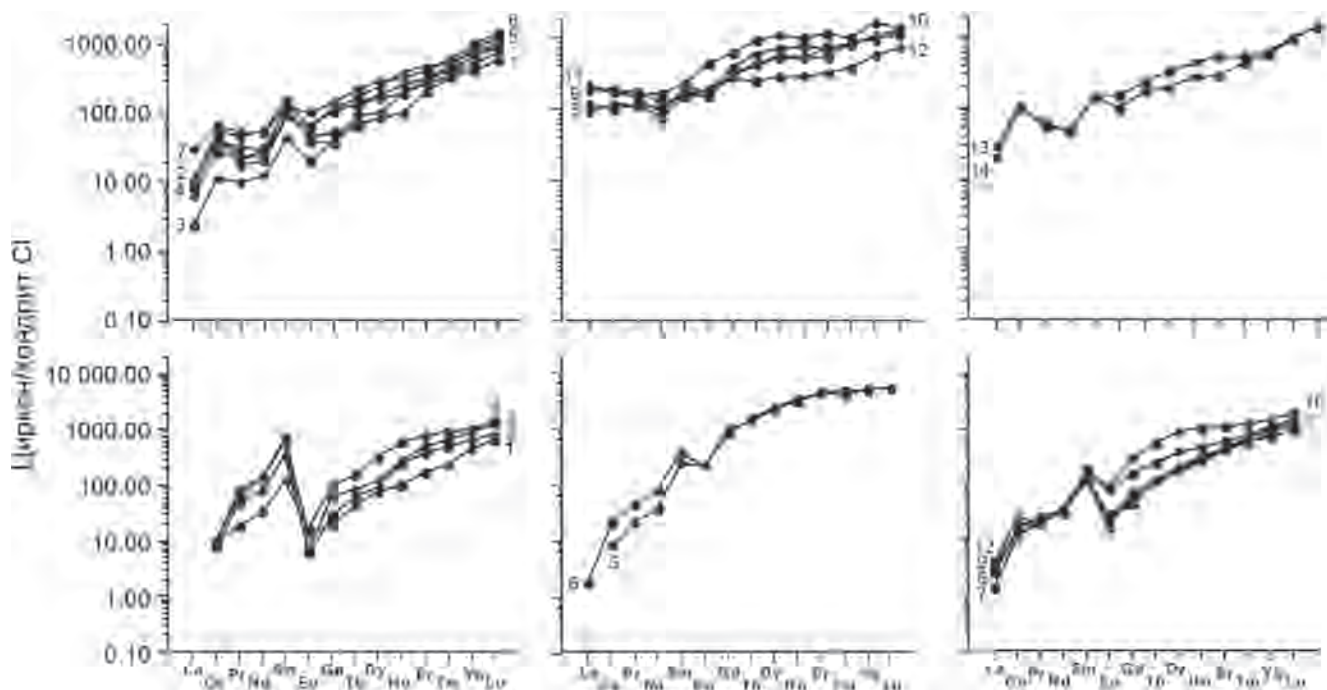


Рис. 2. Спектры распределения хондрит-нормированных содержаний РЗЭ в представительных зернах циркона.

Верхний ряд – зерно 2.5 (профиль с точками анализов 1–14), нижний ряд – зерно 5.8 (профиль с точками анализов 1–12). Рядом со спектрами указаны номера соответствующих точек анализов. Здесь и на рис. 4 и 10 нормирование выполнено по хондриту CI (Evensen et al., 1978).

Fig. 2. The patterns of chondrite-normalized REE contents in representative zircon grains.

Above – grain 2.5 (profile with analysis points 1–14), below – grain 5.8 (profile with analysis points 1–12). The numbers of the corresponding analysis points are indicated near the profiles. Here, in Fig. 4 and Fig. 10 the rationing was carried out according to chondrite CI (Evensen et al., 1978).

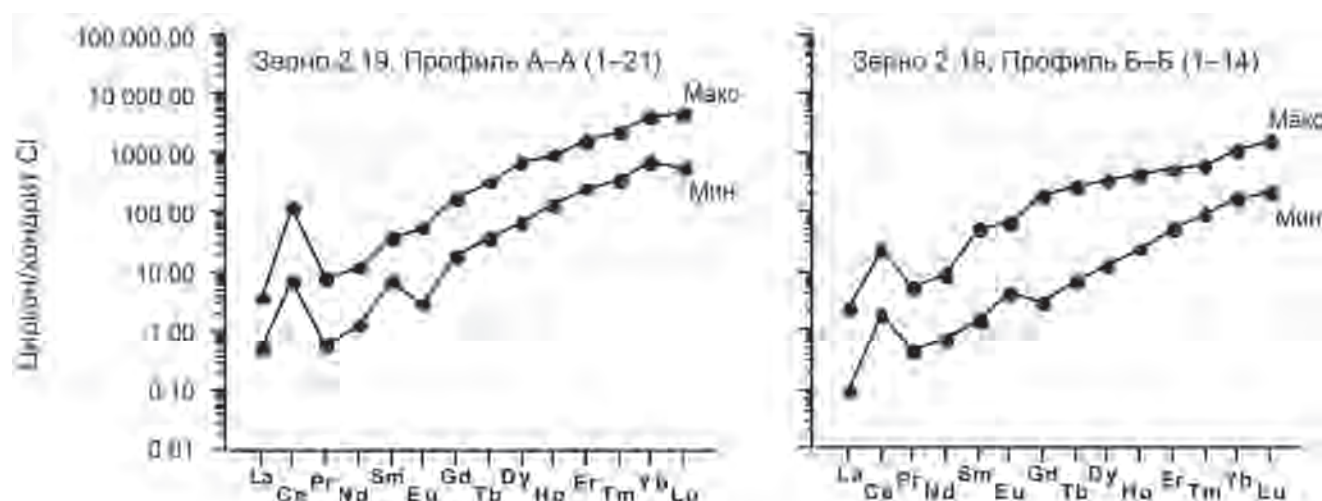


Рис. 3. Спектры распределения хондрит-нормированных максимальных (Макс) и минимальных (Мин) содержаний РЗЭ в зерне 2.19 вдоль профилей А–А и Б–Б (по данным табл. 2 и 3).

Fig. 3. The patterns of chondrite-normalized maximum (Max) and minimum (Min) REE contents in zircon grain 2.19 along profiles A–A and B–B (according to the data of Tables 2 and 3).

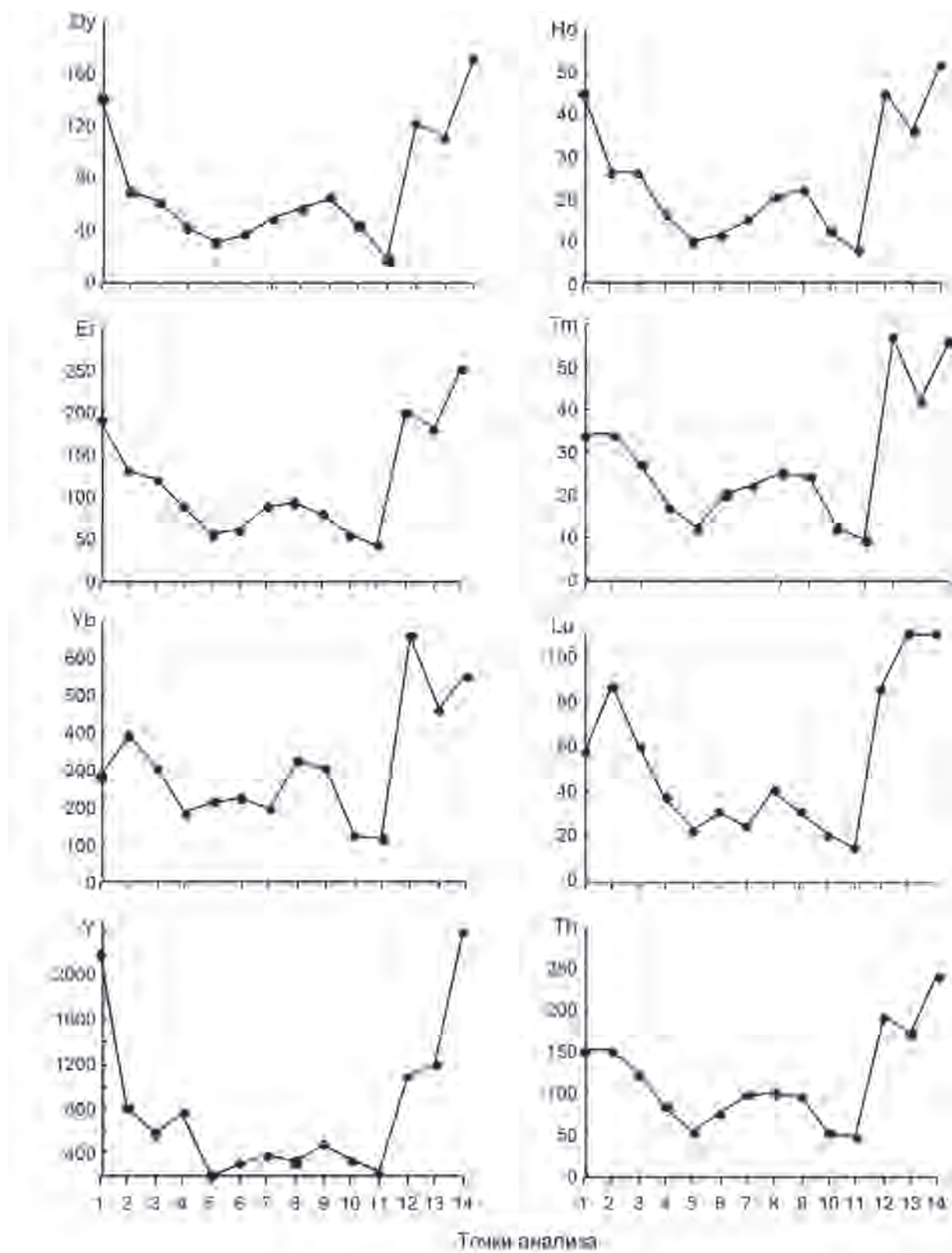


Рис. 4. Содержание элементов-примесей (г/т) в зерне циркона 2.19 в точках измерения вдоль профиля Б–Б (по данным табл. 3).

Fig. 4. Content of trace elements (ppm) in zircon grain 2.19 at measurement points along the profile Б–Б (according to Table 3).

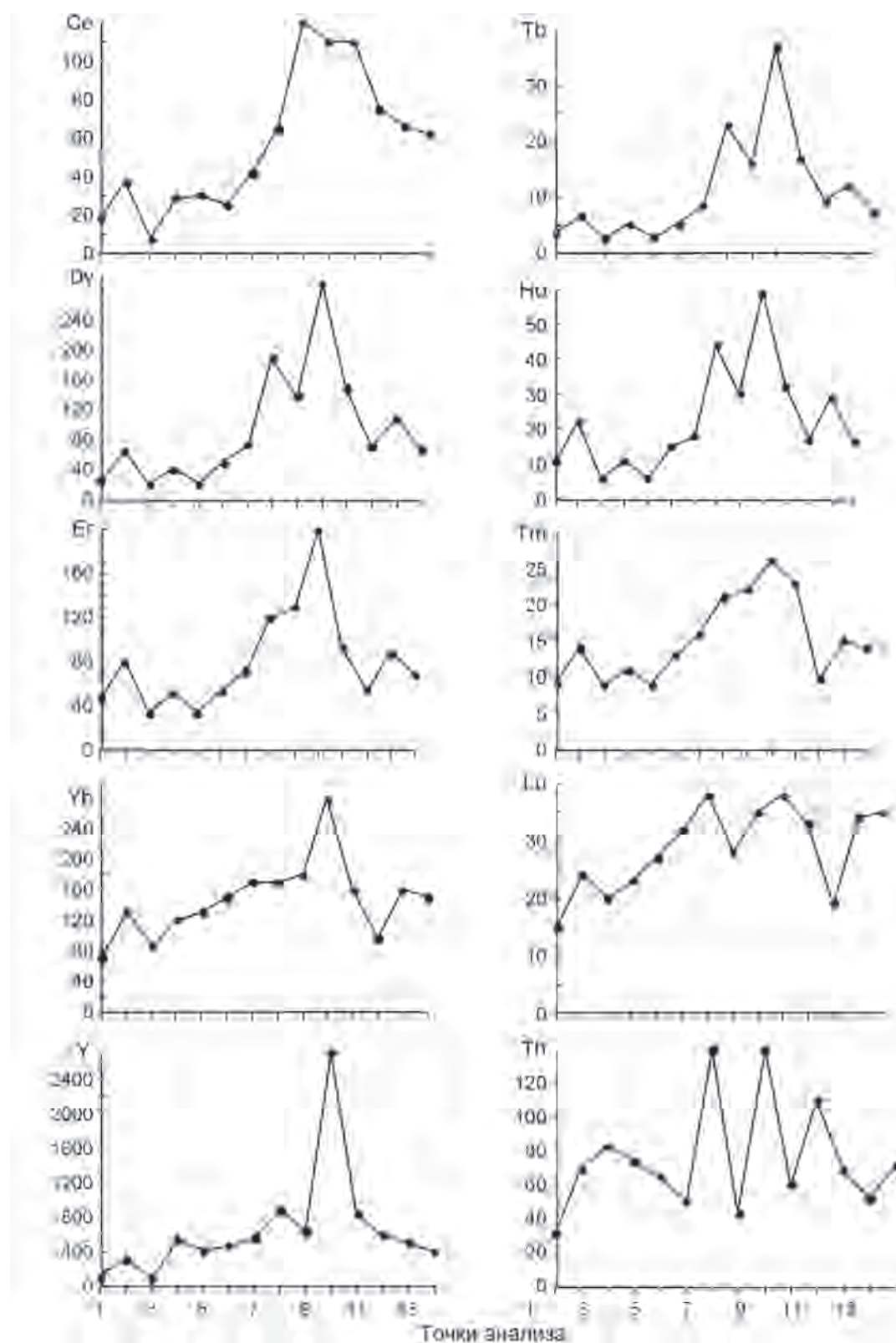


Рис. 5. Содержание элементов-примесей (г/г) в зерне циркона 2.5 в точках измерения вдоль профиля 1–14.

Fig. 5. Content of trace elements (ppm) in zircon grain 2.5 at measurement points along the profile 1–14.

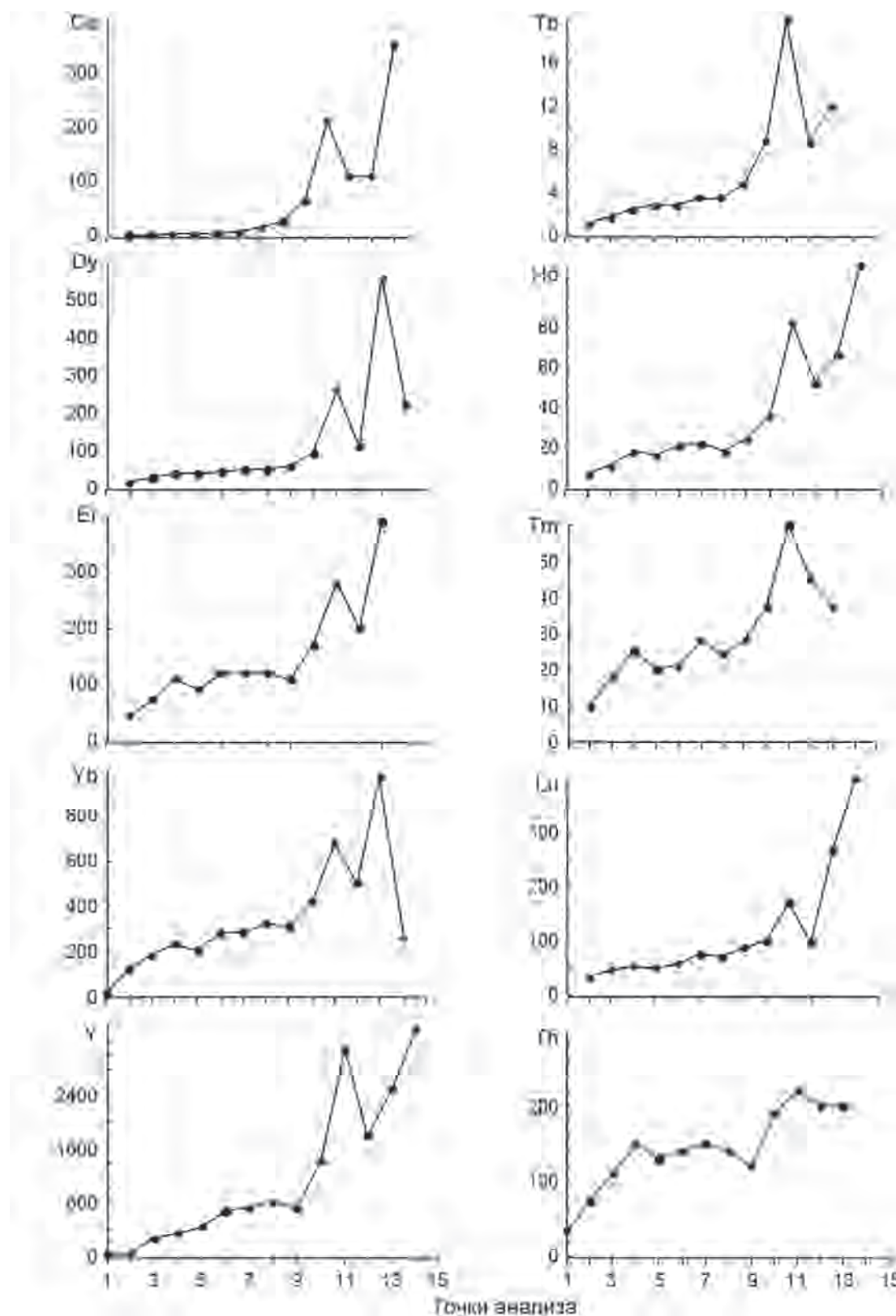


Рис. 6. Содержание элементов-примесей (г/т) в зерне циркона 2.12 в точках измерения вдоль профиля 1–15 (по данным табл. 7).

Fig. 6. Content of trace elements (ppm) in zircon grain 2.12 at measurement points along profile 1–15 (according to Table 7).

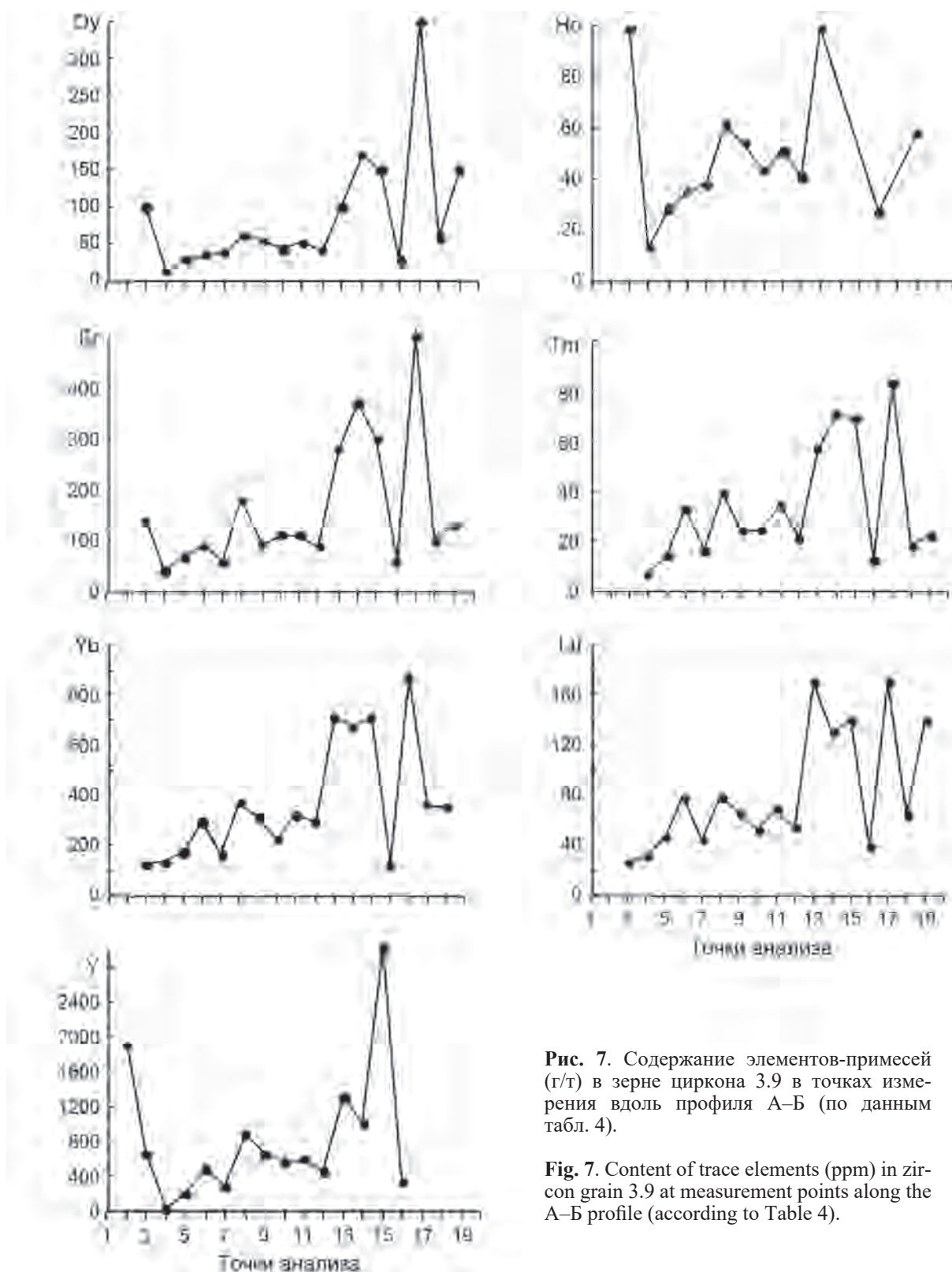


Рис. 7. Содержание элементов-примесей (г/т) в зерне циркона 3.9 в точках измерения вдоль профиля А–Б (по данным табл. 4).

Fig. 7. Content of trace elements (ppm) in zircon grain 3.9 at measurement points along the A–B profile (according to Table 4).

(кварц-биотит-амфиболовые габбро, габбродиориты, диориты) (Леснов и др., 2010; Леснов, 2015; Lesnov, 2017). В нескольких десятках проб ультрамафитов и габброидов из этого массива было обнару-

жено около 200 зерен циркона. При их изотопном датировании U-Pb методом (SHRIMP II, ВСЕГЕИ) установлено, что они характеризуются очень широкими вариациями значений возраста (3100–65 млн

лет), причем не только в массиве в целом, но и в отдельно взятых пробах его пород. В составе изученной коллекции были выделены четыре генетических типа цирконов: реликтовые, ксеногенные, сингенетические и эпигенетические. *Реликтовые* цирконы были обнаружены в гибридных ультрамафитах (пироксениты, габбро-пироксениты). В свою очередь, *ксеногенные* цирконы обычно находились в гибридных оливиновых габброидах, слагающих контактово-реакционную зону. Зерна этих двух разновидностей циркона в большинстве случаев имели округленную форму и шероховатую поверхность, низкую, до полного отсутствия, интенсивность катодolumинесцентного свечения, преимущественно нерегулярную осцилляторную зональность. При этом большинство из этих зерен имело древние (3100–900 млн лет) или умеренно древние (790–410 млн лет) значения изотопного возраста. Преобладающие в этой коллекции *сингенетические* цирконы присутствовали в ортомагматических габброноритах и габбро, а также в гибридных габбродиоритах и диоритах. Цирконам этого типа свойственны хорошо выраженная кристаллографическая огранка, регулярная концентрическая осцилляторная зональность, а также достаточно узкий интервал относительно “молодых” значений изотопного возраста (190–140 млн лет), который рассматривался как вероятное время формирования габброидного интрузива. Немногочисленные зерна *эпигенетических* цирконов встречались в разных породах массива и также, как сингенетические их разновидности, имели хорошую кристаллографическую огранку и регулярную концентрическую осцилляторную зональность, однако отличались намного более “молодыми” значениями изотопного возраста (<100–65 млн лет). Геохимические исследования цирконов из этой коллекции, выполненные методом LA-ICP-MS, показали, что содержание элементов-примесей (U, Th, La, Ce и Yb) в них изменяется в широких пределах и что между содержаниями элементов-примесей в цирконах и их изотопным возрастом была выявлена отчетливая обратная зависимость. Кроме того, в некоторых зернах циркона из этой коллекции методом электронно-зондового микроанализа были обнаружены микровключения эпигенетических минералов, таких как кварц, альбит, калишпат, слюда, карбонат, сидерит, гроссуляр (Леснов, Королук, 2019).

Другим примером для сравнения могут служить результаты изучения свойств цирконов из двух небольших мафит-ультрамафитовых массивов, залегающих среди архей-палеопротерозойских толщ южного складчатого обрамления кратона Сан-Франциско (Южная Бразилия) (Леснов и др., 2019). В слагающих эти массивы серпентинизированных лерцолитах и оливиновых ортопироксенитах были обнаружены зерна циркона, некоторые из которых имели узкие реакционные каймы. В своем боль-

шинстве эти цирконы характеризовались низкой, до умеренной, интенсивностью катодolumинесцентного свечения и частым отсутствием осцилляторной зональности. Значения их изотопного возраста, полученные при датировании U-Pb методом на масс-спектрометре SHRIMP II (ВСЕГЕИ), изменялись в интервале 2558–576 млн лет. По результатам датирования этих цирконов, а также их геохимического изучения методом LA-ICP-MS путем сканирования вдоль профилей было определено, что содержание некоторых элементов-примесей в них варьирует в широких интервалах (г/т): U (8–1675), Th (1–187), Y (170–5100). Установлено также, что реакционные каймы, окружающие некоторые зерна циркона, характеризовались более высокими содержаниями U по сравнению с внутренними зонами этих зерен.

Наконец, приведем еще один пример для сравнения. В пробах гарцбургитов и рудных хромитов массой около 20 кг каждая, отобранных из Агардагского ультрамафитового хромитоносного массива, входящего в состав офиолитовой ассоциации Южной Тувы, было обнаружено около 20 зерен циркона (Леснов и др., 2020). При их U-Pb изотопном датировании на ионном микрозонде SHRIMP II (ВСЕГЕИ) было установлено, что часть зерен циркона характеризуется очень низкой интенсивностью катодolumинесцентного свечения и отсутствием осцилляторной зональности. Значения возраста зерен из гарцбургита находились в интервале 885–276 млн лет, возраста цирконов из хромитита – в интервале 863–403 млн лет. Зерна с возрастом более ≈300 млн лет рассматривались в качестве *реликтовой* фазы, подвергшейся неравномерному “омоложению”. Единичные зерна циркона с возрастом в интервале 293–276 млн лет были определены в качестве *эпигенетической* фазы, которая была образована в процессе инфильтрации в породы массива флюидов, поступающих из кислых расплавов, которые сформировали гранитоидные интрузивы, обнажающиеся вблизи от этого ультрамафитового массива. При U-Pb изотопном датировании цирконов из этого массива было определено, что содержание U (110–2224 г/т) и Th (8–1221 г/т) в них также вариативно.

Обобщение изложенных материалов по исследованию закономерностей распределения элементов-примесей в цирконах из реститогенных ультрамафитов Шаманского массива, а также в цирконах из некоторых подобных ему магматических комплексов показало, что полученные данные о геохимической неоднородности и полихронности цирконов из Шаманского массива во многом согласуются с имеющимися данными по ряду других мафит-ультрамафитовых комплексов и в определенной мере дополнили их. С учетом всего сказанного выше мы сочли возможным предложить следующую модель образования и преобразования

цирконов из пород Шаманского и подобных ему массивов.

При формулировании модели мы исходили из допущения, что при частичном плавлении верхнемантийного протолита, сложенного гранатовыми и шпинелевыми лерцолитами, содержащими в них немногочисленные и неравномерно распределенные кристаллы ювенильных цирконов возрастом около 3 млрд лет могли сохраниться в реститогенных лерцолитах, гарцбургитах и дунитах в качестве *реликтовой* фазы. В основе этого допущения лежат, прежде всего, находки полихронных и часто очень древних цирконов в ультрамафитовых ксенолитах из кимберлитов (Peltonen, Manttari, 2001; Kinny et al., 2003), а также из четвертичных щелочных базальтов (Салтыкова и др., 2008). В процессе частичного плавления верхнемантийного протолита, которое, предположительно, протекало при температурах порядка 1500–1300°C, содержащиеся в нем ювенильные цирконы подверглись нагреву (отжигу) и химическому резорбированию, вследствие чего их кристаллы приобрели округленную форму и шероховатую поверхность, кроме того, в них в разной мере была нарушена осцилляторная зональность и в разной мере понижена интенсивность катодoluminesцентного свечения. Предполагается также, что при этом подавляющая часть мелких кристаллов ювенильных цирконов была полностью растворена, в то время как более крупные кристаллы сохранялись в ультрамафитовых реститах в качестве округленных реликтовых зерен.

Помимо этого, предполагается, что в процессе частичного плавления верхнемантийного протолита и превращения ювенильных цирконов при их отжиге в реликтовую фазу произошли различные по масштабу нарушения в их U-Pb изотопных системах, сопровождавшиеся частичным выносом из их структуры диффузионным путем радиогенных изотопов Pb, что привело к неравномерному “омоложению” реликтовых цирконов и наблюдаемым широким вариациям их изотопного возраста. На значительно более позднем этапе геологической истории ультрамафитовой протрузии Шаманского массива после ее тектонического перемещения на верхние уровни земной коры слагающие массив реститогенные ультрамафиты, в том числе находившиеся в них реликтовые цирконы, подвергались пластическим и хрупким деформациям с образованием в их кристаллах систем трансляционных поверхностей и микротрещин. В дальнейшем, на заключительном этапе эволюции магматизма, в зону глубинного разлома, к которой структурно приурочен Шаманский массив, внедрились расплавы кислого состава. Инфильтрация поступающих из них флюидов в породы массива и их минералы, включая цирконы, сопровождалась перераспределением P3Э, U и других элементов-примесей, а также образованием в этих зернах циркона микровключений эпиге-

нетических минералов. Все названные процессы рассматриваются нами в качестве основных факторов, которые обусловили полихронность и геохимическую неоднородность реликтовых цирконов из ультрамафитов Шаманского, а также других подобных ему мафит-ультрамафитовых комплексов, входящих в состав офиолитовых ассоциаций.

В целом можно полагать, что представленные результаты геохимических исследований реликтовых цирконов из ультрамафитов Шаманского массива, как и предшествующее их U-Pb изотопное датирование, в определенной мере расширили представления о природе этих цирконов, а также о возможных причинах их полихронности и геохимической неоднородности.

ВЫВОДЫ

Полихронные цирконы из реститогенных ультрамафитов Шаманского массива являются реликтовой фазой, которая, как предполагается, была образована в результате трансформации их ювенильных кристаллов, находившихся в верхнемантийном протолите и затем, в процессе его частичного плавления, подвергшихся термическому воздействию (отжигу), химическому резорбированию и неравномерному “омоложению” вследствие нарушений в их U-Pb изотопных системах, прежде всего, из-за неравномерного выноса из их структуры радиогенных изотопов Pb диффузионным путем.

Геохимическая неоднородность реликтовых цирконов из реститогенных ультрамафитов массива была обусловлена главным образом присутствием в их зернах разных количеств находящейся в дефектах их структуры неструктурной примеси микроэлементов, которые приносились в их микротрещины и перераспределялись в процессе инфильтрации флюидов, выделявшихся расплавами кислого состава. Этими же процессами было обусловлено образование в цирконах микровключений эпигенетических минералов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Зингер Т.Ф., Бортников Н.С., Шарков Е.В., Борисовский С.Е., Антонов А.В. (2010) Влияние пластических деформаций в цирконе на его химический состав (на примере габброидов из зоны спрединга Срединно-Атлантического хребта, впадина Маркова. 6° с. ш.). *Докл. АН*, **433**(6), 785–791.
- Костицын Ю.А., Белоусова Е.А., Силантьев С.А., Бортников Н.С., Аносова М.О. (2015) Современные проблемы геохимических и U-Pb геохронологических исследований циркона в океанических породах. *Геохимия*, (9), 771–800.
- Краснобаев А.А., Ферштатер Г.Б., Бушарина С.В. (2009) Цирконология дунитов Южного Урала (Сахаринский, Восточно-Хабаринский массивы). *Докл. АН*, **424**(4), 523–527.

- Леснов Ф.П. (2015) Петрология полигенных мафит-ультрамафитовых массивов Восточно-Сахалинской офиолитовой ассоциации. Новосибирск: ГЕО, 240 с.
- Леснов Ф.П. (2018a) U-Pb изотопное датирование цирконов из ультрамафитовых рестигов Шаманского массива (Восточное Забайкалье). *Геосферн. исследования*, (1), 6-16.
- Леснов Ф.П. (2018b) Изотопный возраст цирконов из ультрамафитов Шаманского массива (Восточное Забайкалье). *Методы и геологические результаты изучения изотопных геохронометрических систем минералов и пород*. М.: ИГЕМ РАН, 191-193.
- Леснов Ф.П. (2019) Петрология Шаманского ультрамафитового массива (Восточное Забайкалье, Россия). Саарбрюккен: Ламберт, 96 с.
- Леснов Ф.П., Гальверсен В.Г., Цимбалист В.Г., Титов А.Т. (2010) Первые данные об U-Pb изотопном датировании и коренной платиноносности Березовского полигенного мафит-ультрамафитового массива (о. Сахалин). *Докл. АН*, **433**(6), 792-795.
- Леснов Ф.П., Капитонов И.Н., Сергеев С.А. (2019) Lu-Hf-изотопная систематика реликтовых цирконов из рестигогенных ультрамафитов Шаманского массива (Восточное Забайкалье). *Геосферн. исследования*, (3), 42-49.
- Леснов Ф.П., Королук В.Н. (2019) Состав микровключений в цирконах из пород Березовского мафит-ультрамафитового массива Восточно-Сахалинской офиолитовой ассоциации. *Геосферн. исследования*, (3), 35-41.
- Леснов Ф.П., Королук В.Н. (2021) Минералогия твердофазных микровключений в цирконах из рестигогенных ультрамафитов Шаманского массива (Восточное Забайкалье) в связи с проблемой их U-Pb изотопного датирования. *Геосферн. исследования*, (3), 56-66.
- Леснов Ф.П., Ойдул Ч.К., Монгуш А.А., Сергеев С.А. (2020) Первые данные об U-Pb изотопном возрасте цирконов из гарцбургитов и хромититов Агардагского ультрамафитового массива (Южная Тува). *Геосферн. исследования*, (3), 60-68.
- Леснов Ф.П., Пинхейро М.А.П., Сергеев С.А., Медведев Н.С. (2019) Геохимия и изотопный возраст цирконов из пород ультрамафитовых массивов южного складчатого обрамления кратона Сан-Франциско (ЮВ Бразилия). *Геология и геофизика*, **60**(5), 619-640.
- Леснов Ф.П., Чернышов А.И., Пугачева Е.Е. (2016) Геохимия редких и редкоземельных элементов в породах Шаманского ультрамафитового массива (Восточное Забайкалье). *Литосфера*, (4), 30-53.
- Малич К.Н., Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л. (2009) Архейский U-Pb-изотопный возраст циркона дунитов Нижне-Тагильского массива (Платиноносный пояс Урала). *Докл. АН*, **427**(1), 101-105.
- Пугачева Е.Е. (1988) Внутренняя деформационная структура Шаманского гипербазитового массива. *Актуальные вопросы геологии Сибири*. Томск: ТГУ, 122-123.
- Савельева Г.Н., Суслов П.В., Ларионов А.Н. (2007) Вендские тектонические события в мантийных комплексах офиолитов Полярного Урала: данные U-Pb датирования цирконов из хромититов. *Геотектоника*, (2), 23-33.
- Салтыкова А.К., Никитина Л.П., Матуков Д.И. (2008) U-Pb возраст цирконов из ксенолитов мантийных перидотитов в кайнозойских щелочных базальтах Витимского плато (Забайкалье). *Зап. Всеросс. минералогического общества, СХХХVII*, (3), 1-22.
- Сколотнев С.Г. (2010) Цирконы магматических пород различных тектонических структур в Центральной и Южной Атлантике: типизация, возраст, происхождение и изменение как средство для реконструкции тектонического строения, происхождения и развития океанической литосферы. *Аннотация отчета по результатам реализации проекта по гранту РФФИ № 10-05-00391*, 10.
- Сколотнев С.Г., Бельтенов В.Е., Лепехина Е.Н., Ипатьева И.С. (2010) Молодые и древние цирконы из пород океанической литосферы в центральной Атлантике: геотектонические следствия. *Геотектоника*, (6), 24-59.
- Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф., Монтеро П., Левин В.Я., Холоднов В.В. (2009) Изотопно-геохимические особенности и возраст цирконов из дунитов уральских массивов платиноносного типа, петрогенетические следствия. *Петрология*, **17**(5), 539-558.
- Cherniak D.J., Watson E.B. Diffusion in Zircon. (2003) *Zircon. Rev. Mineral. Geochem.*, **53**, 113-139.
- Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P. (2003) Atlas of Zircon Textures. *Zircon. Rev. Mineral. Geochem.*, **53**, 469-500.
- Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K. (1978) Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**, 1199-1212.
- Finch R.J., Hanchar J.M. (2003) Structure and Chemistry of Zircon and Zircon-Group Minerals. *Zircon. Rev. Mineral. Geochem.*, **53**, 1-25.
- Hoskin P.W.O., Schaltegger U. (2003) The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Zircon. Rev. Mineral. Geochem.*, **53**, 27-62.
- Kinny P.D., Compston J., Bristow J.W., Williams I.S. (1989) Archaean mantle xenocrysts in a Permian kimberlite: two generations of kimberlitic zircon in Jwaneng DK2, southern Botswana. *Kimberlites and related rocks*. (Eds J. Ross et al.). Geol. Soc. Austr. Blackwell. Melbourne, **2**, 833-842.
- Lesnov F.P. (2017) Petrology of polygenic mafic-ultramafic massifs of the East Sakhalin ophiolite association. London-Leiden: Taylor & Francis Group. Press/Balkema, 300 p. ISBN 9781138029743
- Peltonen P., Manttari I. (2001) An ion microprobe U-Th-Pb study of zircon xenocrysts from the Lahtojoki kimberlite pipe, Eastern Finland. *Bull. Geol. Soc. Finl.*, **73**(1-2), 47-58.
- Zircon. (2003) Reviews in Mineralogy and Geochemistry. (Eds J. Hanchar, P. Hoskin). *Miner. Soc. Amer.*, **53**, 500.

REFERENCES

- Cherniak D.J., Watson E.B. (2003) Diffusion in zircon. *Zircon. Rev. Mineral. Geochem.*, **53**, 113-139.
- Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P. (2003) Atlas of Zircon Textures. *Zircon. Rev. Mineral. Geochem.*, **53**, 469-500.
- Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K. (1978) Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**, 1199-1212.
- Fershtater G.B., Krasnobayev A.A., Bea F., Montero P.,

- Levin V.Ya., Kholodnov V.V. (2009) Isotope-geochemical features and age of zircons from dunites of the Ural massifs of platinum-bearing type, petrogenetic consequences. *Petrologiya*, **17**(5), 539-558. (In Russ.)
- Finch R.J., Hanchar J.M. (2003) Structure and Chemistry of Zircon and Zircon-Group Minerals. *Zircon. Rev. Mineral. Geochem.*, **53**, 1-25.
- Hoskin P.W.O., Schaltegger U. (2003) The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Zircon. Rev. Mineral. Geochem.*, **53**, 27-62.
- Kinny P.D., Compston J., Bristow J.W., Williams I.S. (1989) Archaean mantle xenocrysts in a Permian kimberlite: two generations of kimberlitic zircon in Jwaneng DK2, Southern Botswana. *Kimberlites and related rocks*. (Eds J. Ross et al.). Geol. Soc. Austr. Blackwell. Melbourne, **2**, 833-842.
- Kostitsyn Yu.A., Belousova E.A., Silant'ev S.A., Bortnikov N.S., Anosova M.O. (2015) Modern problems of geochemical and U-Pb geochronological studies of zircon in oceanic rocks. *Geokhimiya*, (9), 771-800. (In Russ.)
- Krasnobaev A.A., Fershtater G.B., Busharina S.V. (2009) Zirconology of dunites of the Southern Urals (Sakharinsky, East Khabarninsky massifs). *Dokl. Akad. Nauk*, **424**(4), 523-527. (In Russ.)
- Lesnov F.P. (2015) Petrology of polygenic mafic-ultramafic massifs of the East Sakhalin ophiolite association. Novosibirsk, GEO Publ., 240 p. (In Russ.)
- Lesnov F.P. (2017) Petrology of polygenic mafic-ultramafic massifs of the East Sakhalin ophiolite association. London-Leiden, Taylor & Francis Group. Press/Balkema, 300 p. ISBN 9781138029743
- Lesnov F.P. (2018a) U-Pb isotopic dating of zircons from ultramafic restites of the Shaman massif (Eastern Transbaikalian Region). *Geosfernye Issledovaniya*, (1), 6-16. (In Russ.)
- Lesnov F.P. (2018b) Isotope age of zircons from ultramafic rocks of the Shaman massif (Eastern Transbaikalian Region). *Methods and geological results of studying isotopic geochronometric systems of minerals and rocks*. Moscow, IGEM RAS, 191-193. (In Russ.)
- Lesnov F.P. (2019) Petrology of the Shaman ultramafic massif (Eastern Transbaikalian Region, Russia). Saarbrücken, Lambert Publ., 96 p. (In Russ.)
- Lesnov F.P., Chernyshov A.I., Pugacheva E.E. (2016) Geochemistry of rare and rare-earth elements in the rocks of the Shaman ultramafic massif (Eastern Transbaikalian Region). *Lithosphere (Russia)*, (4), 30-53. (In Russ.)
- Lesnov F.P., Gal'ersen V.G., Tsimbalist V.G., Titov A.T. (2010) The first data on U-Pb isotopic dating and native platinum content of the Berezovsky polygenic mafic-ultramafite massif (Sakhalin Island). *Dokl. Akad. Nauk*, **433**(6), 792-795. (In Russ.)
- Lesnov F.P., Kapitonov I.N., Sergeev S.A. (2019) Lu-Hf isotope systematics of relict zircons from restitogenic ultramafic rocks of the Shaman massif (Eastern Transbaikalian Region). *Geosfernye Issledovaniya*, (3), 42-49. (In Russ.)
- Lesnov F.P., Korolyuk V.N. (2019) Composition of microinclusions in zircons from rocks of the Berezovsky mafic-ultramafic massif of the East Sakhalin ophiolite association. *Geosfernye Issledovaniya*, (3), 35-41. (In Russ.)
- Lesnov F.P., Korolyuk V.N. (2021) Mineralogy of solid-phase microinclusions in zircons from restitogenic ultramafic rocks of the Shaman massif (Eastern Transbaikalian Region) in connection with the problem of their U-Pb isotope dating. *Geosfernye Issledovaniya*, (3), 56-66. (In Russ.)
- Lesnov F.P., Oidup Ch.K., Mongush A.A., Sergeev S.A. (2020) The first data on the U-Pb isotopic age of zircons from harzburgites and chromitites of the Agardag ultramafic massif (Southern Tuva). *Geosfernye Issledovaniya*, (3), 60-68. (In Russ.)
- Lesnov F.P., Pinkheiro M.A.P., Sergeev S.A., Medvedev N.S. (2019) Geochemistry and isotopic age of zircons from rocks of ultramafic massifs in the southern fold framing of the San Francisco craton (southeast Brazil). *Geol. Geofiz.*, **60**(5), 619-640. (In Russ.)
- Malich K.N., Efimov A.A., Ronkin Yu.L. (2009) Archean U-Pb isotopic age of zircon in dunites of the Nizhne-Tagil massif (Platinum-bearing belt of the Urals). *Dokl. Akad. Nauk*, **427**(1), 101-105. (In Russ.)
- Peltonen P., Manttari I. (2001) An ion microprobe U-Th-Pb study of zircon xenocrysts from the Lahtojoki kimberlite pipe, Eastern Finland. *Bull. Geol. Soc. Finl.*, **73**(1-2), 47-58.
- Pugacheva E.E. (1988) Internal deformation structure of the Shaman hyperbasite massif. *Actual problems of geology of Siberia*. Tomsk, Tomsk State University Publ., 122-123. (In Russ.)
- Saltykova A.K., Nikitina L.P., Matukov D.I. (2008) U-Pb age of zircons from xenoliths of mantle peridotites in Cenozoic alkaline basalts of the Vitim plateau (Transbaikalian Region). *Notes of the All-Russian Mineralogical Society. CXXXVII*, (3), 1-22 (In Russ.)
- Savel'eva G.N., Suslov P.V., Larionov A.N. (2007) Vendian tectonic events in mantle complexes of ophiolites of the Polar Urals: data of U-Pb dating of zircons from chromitites. *Geotektonika*, (2), 23-33. (In Russ.)
- Skolotnev S.G. (2010) Zircons of igneous rocks of various tectonic structures in the Central and South Atlantic: typification, age, origin and change as a means for reconstruction of the tectonic structure, origin and development of the oceanic lithosphere. *Annotation of the report on the results of the project implementation under the RFBR grant No. 10-05-00391*, 10. (In Russ.)
- Skolotnev S.G., Bel'tenev V.E., Lepekhina E.N., Ipat'eva I.S. (2010) Young and ancient zircons from rocks of the oceanic lithosphere in the Central Atlantic: geotectonic consequences. *Geotektonika*, (6), 24-59. (In Russ.)
- Zinger T.F., Bortnikov N.S., Sharkov E.V., Borisovskii S.E., Antonov A.V. (2010) Influence of plastic deformations in zircon on its chemical composition (on the example of gabbroids from the spreading zone of the Mid-Atlantic Ridge. Markov depression. 6° N). *Dokl. Akad. Nauk*, **433**(6), 785-791. (In Russ.)
- Zircon. (2003) Reviews in Mineralogy and Geochemistry (Eds J. Hanchar, P. Hoskin). *Miner. Soc. Amer.*, **53**, 500.

Авторский указатель за 2021 г.

- Аило Ю., Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А.** Оливин как показатель полигенетической ассоциации включений в позднекайнозойских вулканических породах Тункинской долины, Байкальская рифтовая зона. № 4, стр. 517.
- Абрамов Б.Н., Посохов В.Ф.** Петрогеохимическая и изотопная характеристика, связь с магматизмом вольфрамовых месторождений Агинской и Аргунской структурно-формационных зон Восточного Забайкалья. № 2, стр. 262.
- Аникина Е.В.** см. Мурзин В.В.
- Антипин А.Н., Миндубаев М.Г.** Тепловая эволюция ядра Земли в период его формирования с учетом выделения тепла от короткоживущих радиоизотопов ^{26}Al и ^{60}Fe . № 2, стр. 256.
- Аристов В.В.** см. Савчук Ю.С., см. Савчук Ю.С.
- Артемьев Д.А.** см. Кориневский В.Г.
- Балуев А.С.** см. Терехов Е.Н.
- Балуев А.С., Колодяжный С.Ю., Терехов Е.Н.** Сравнительная тектоника палеорифтовой системы Белого моря и других систем континентального рифтинга. № 4, стр. 469.
- Бариева Э.Р.** см. Королев Э.А.
- Бахтин А.И.** см. Королев Э.А.
- Беленицкая Г.А.** Об участии природных солей в щелочном магматизме. Статья 3. Генетические аспекты модели соляно-щелочных взаимодействий. № 2, стр. 172.
- Берзин С.В., Дугушкина К.А., Червяковская М.В., Червяковский В.С., Панкрушина Е.А., Бурлаков Е.В.** Уточнение классификации и характеристика включений в метеорите Северный Колчим (НЗ.4). № 3, стр. 409.
- Берзин С.В., Червяковский В.С.** U-Pb возраст цирконов из комплекса параллельных даек в блоке офиолитов в структуре Ревдинского массива Платиноносного пояса Урала. № 6, стр. 849.
- Бирюлин С.В.** см. Козлова И.А.
- Богинская Н.В.** см. Закупин А.С.
- Бородин Н.С.** см. Юдалевич З.А.
- Бурлаков Е.В.** см. Берзин С.В.
- Бушарина С.В.** см. Краснобаев А.А.
- Вализер П.М.** см. Краснобаев А.А., см. Русин А.И.
- Вапник Е.А.** см. Юдалевич З.А.
- Вевель Я.А.** см. Журавлев А.В.
- Вишнякова М.Д.** см. Юдалевич З.А.
- Власов И.А.** см. Суставов С.Г.
- Волков А.В.** см. Савчук Ю.С., см. Савчук Ю.С.
- Галямов А.Л.** см. Савчук Ю.С.
- Гришкевич В.Ф., Шайхутдинова Г.Х., Лагутина С.В.** Деформации слаболитифицированных пород баженовско-георгиевского комплекса. № 5, стр. 699.
- Груздев Д.А., Соболев Д.Б., Плотицын А.Н., Журавлев А.В.** Проявление позднефаменского события Dasberg в области перехода от шельфа к батии (разрезы Пай-Хоя). № 6, стр. 805.
- Гурин Г.В.** Опыт применения геофизических методов при поисках эпitherмальных месторождений золота (на примере Малетойваямского золоторудного поля, Камчатка). № 1, стр. 116.
- Гурьянов В.А.** см. Жирнов А.М.
- Дуб С.А.** Общая стратиграфическая шкала верхнего докембрия: проблемы и предложения по совершенствованию. № 4, стр. 449.
- Дугушкина К.А.** см. Берзин С.В.
- Душин В.А.** см. Суставов С.Г.
- Ескин А.А.** см. Королев Э.А.
- Жирнов А.М., Гурьянов В.А.** Новый урановый потенциально крупный район России (Дальний Восток). № 1, стр. 103.
- Жуклин Е.А.** см. Суставов С.Г.
- Журавлев А.В.** см. Груздев Д.А.
- Журавлев А.В., Вевель Я.А.** Строение разреза изъязской свиты (верхний девон–нижний карбон) в типовой местности – южной части поднятия Чернышева. № 4, стр. 546.
- Закупин А.С., Богинская Н.В., Костылев Д.В.** Сейсмический процесс на п-ове Крильон (о-в Сахалин) после землетрясения 23 апреля 2017 г. № 5, стр. 734.
- Зворыгина А.А.** см. Русин А.И.
- Знаменский С.Е.** Петролого-геохимические характеристики пород Вознесенского интрузивного массива (Южный Урал): к вопросу о составе и источниках магм, продуцирующих золото- и медно-порфировое оруденение. № 3, стр. 365.
- Иванов К.С.** см. Кучеров В.Г.
- Иванова Р.М.** см. Матвеева Н.А., см. Шадрин А.Н.
- Исаенко С.И.** см. Шайбеков Р.И.
- Казаков И.И.** см. Смирнов В.Н.
- Казаченко В.Т.** см. Перевозникова Е.В.
- Карасева Е.С., Кисин А.Ю., Мурзин В.В.** Полдневское месторождение демантоида (Средний Урал): геология и минералогия. № 5, стр. 683.
- Кетрис М.П.** см. Юдович Я.Э.
- Кисин А.Ю.** см. Карасева Е.С.
- Козлова И.А., Бирюлин С.В., Юрков А.К.** Поведение аномалий объемной активности почвенного радона во время подготовки тектонических землетрясений. № 5, стр. 724.
- Козлова М.В.** см. Тимохин А.В.
- Колисниченко С.В.** см. Кориневский В.Г.
- Колодяжный С.Ю.** см. Балуев А.С., см. Терехов Е.Н.
- Кольчугин А.Н.** см. Королев Э.А.
- Кононкова Н.Н.** см. Шайбеков Р.И.
- Кориневский В.Г.** Энстатитовые нодулы в гарцбургитах Южного Урала. № 3, стр. 386.
- Кориневский В.Г., Котляров В.А., Колисниченко С.В., Артемьев Д.А.** Стистайты Южного Урала. № 6, стр. 894.

- Коровко А.В.** см. Шардакова Г.Ю.
- Королев Э.А., Кольчугин А.Н., Бахтин А.И., Ескин А.А., Музалевская Л.В., Бариева Э.Р.** Особенности преобразования кварцевых песчаников визейского яруса под влиянием водонефтяных флюидов. № 2, стр. 198.
- Королёв В.Н.** см. Леснов Ф.П.
- Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б., Шафигуллина Г.Т.** Геодинамические условия вулканизма и колчеданообразования в Магнитогорской мегазоне в позднеэмско-раннеэфельское время. № 6, стр. 775.
- Костылев Д.В.** см. Закупин А.С.
- Котляров В.А.** см. Кориневский В.Г.
- Краснобаев А.А., Вализер П.М., Фаррахова Н.Н.** Цирконы фенитов ильмено-вишневогорского комплекса (Южный Урал). № 3, стр. 306.
- Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В.** Цирконы пермского возраста (280–290 млн лет) из интрузивных магматических пород в рифейских толщах Южного Урала. № 5, стр. 601.
- Кузнецова И.В., Сафронов П.П.** Самородное золото кор выветривания Нижнеселемджинского золотосного узла (Приамурье). № 2, стр. 239.
- Кучеров В.Г., Иванов К.С., Серовайский А.Ю.** Глубинный цикл углеводородов. № 3, стр. 289.
- Лагутина С.В.** см. Гришкевич В.Ф.
- Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Рыбин А.К., Щелочков Г.Г.** Особенности морфоструктуры новейшего орогена Тянь-Шаня. № 6, стр. 747.
- Леснов Ф.П., Медведев Н.С., Королюк В.Н.** Геохимическая неоднородность кристаллов полихронных реликтовых цирконов из реститогенных ультрамафитов Шаманского массива (Восточное Забайкалье). № 6, стр. 912.
- Макеев Б.А.** см. Шайбеков Р.И.
- Малич К.Н.** Критерии прогноза сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений Норильской провинции. (In English). № 5, стр. 660.
- Маслов А.В.** Известняки укской свиты верхнего рифея Южного Урала: влияние контаминации и диагенетических флюидов на распределение редкоземельных элементов и иттрия. № 1, стр. 23.
- Маслов А.В.** Литохимические особенности глинистых пород венда Шкаповско-Шиханской впадины: в поисках камуфлированной пирокластике. № 2, стр. 158.
- Матвеева Н.А., Иванова Р.М.** Трофическая структура и особенности палеоценозов в средне-верхнекаменноугольных скелетных холмах на р. Щугер (Северный Урал). № 5, стр. 609.
- Медведев Н.С.** см. Леснов Ф.П.
- Мизенс А.Г., Мизенс Л.И.** Верхнефаменские брахиоподы из керна скважины Курган-Успенская-1 (юго-западная окраина Западной Сибири). № 4, стр. 560.
- Мизенс Л.И.** см. Мизенс А.Г.
- Миндубаев М.Г.** см. Антипин А.Н.
- Молошаг В.П.** см. Мурзин В.В.
- Музалевская Л.В.** см. Королев Э.А.
- Мурашов К.Ю.** см. Савчук Ю.С.
- Мурзин В.В.** см. Карасева Е.С.
- Мурзин В.В., Пальянова Г.А., Аникина Е.В., Молошаг В.П.** Минералогия благородных металлов (Au, Ag, Pd, Pt) Волковского Cu-Fe-Ti-V месторождения (Средний Урал). № 5, стр. 643.
- Окина О.И.** см. Терехов Е.Н.
- Пальянова Г.А.** см. Мурзин В.В.
- Панкрушина Е.А.** см. Берзин С.В.
- Перевозникова Е.В., Казаченко В.Т.** Минералогия спескартин-кварцевых пород Сихотэ-Алиня. № 1, стр. 70.
- Петрищевский А.М., Юшманов Ю.П.** Плотностная контрастность, глубинное строение, реология и металлогения земной коры и верхней мантии Верхояно-Колымского региона. № 4, стр. 491.
- Плотицын А.Н.** см. Груздев Д.А.
- Пономарев В.С.** см. Смирнов В.Н.
- Посохов В.Ф.** см. Абрамов Б.Н.
- Пржиялговский Е.С.** см. Леонов М.Г.
- Притчин М.Е., Сорока Е.И., Пучков В.Н.** Новые U-Pb изотопные данные для циркона из риолита Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал). № 6, стр. 884.
- Прокопчук Д.И.** см. Сустанов С.Г.
- Пучков В.Н.** см. Косарев А.М., см. Краснобаев А.А., см. Притчин М.Е.
- Рассказов С.В.** см. Аило Ю.
- Ронкин Ю.Л.** см. Смирнов В.Н.
- Русин А.И., Зворыгина А.А., Вализер П.М.** Лавсонитовые эклогиты и метасоматиты Утарбаевской ассоциации максютовского комплекса. № 6, стр. 867.
- Рыбин А.К.** см. Леонов М.Г.
- Рыбина Н.В.** см. Юдович Я.Э.
- Савчук Ю.С., Волков А.В., Аристов В.В.** Структурно-динамические условия формирования крупных орогенных месторождений золота Центральной и Северо-Восточной Азии. № 3, стр. 349.
- Савчук Ю.С., Волков А.В., Галамов А.Л., Аристов В.В., Чижова И.А., Мурашов К.Ю.** Геологическая позиция и особенности строения золото-сульфидно-кварцевых месторождений Чилийской активной окраины. № 2, стр. 222.
- Сафронов П.П.** см. Кузнецова И.В.
- Серавкин И.Б.** см. Косарев А.М.
- Сергеева Н.Д.** см. Краснобаев А.А.
- Серовайский А.Ю.** см. Кучеров В.Г.
- Смирнов В.Н., Казаков И.И., Пономарев В.С., Ронкин Ю.Л., Стороженко Е.В.** Быстринский габбровый массив: первые данные о составе, возрасте и формационной принадлежности. № 1, стр. 55.
- Соболев Д.Б.** см. Груздев Д.А.
- Сорока Е.И.** см. Притчин М.Е.
- Стороженко Е.В.** см. Смирнов В.Н.
- Сустанов С.Г., Душин В.А., Власов И.А., Трутнев А.К., Жуклин Е.А., Прокопчук Д.И.** Металлические и стеклянные сферулы в рыхлых отложениях истоков реки Пут (Средний Урал). № 2, стр. 273.
- Тельнова О.П., Шумилов И.Х.** Новый стратон в верхнедевонской последовательности в бассейне р. Цильма Среднего Тимана. № 5, стр. 625.
- Терехов Е.Н.** см. Балуев А.С.
- Терехов Е.Н., Колодяжный С.Ю., Балуев А.С., Окينا О.И.** Локальные геохимические особенности ниж-

- непалеозойских пород в районе Дудергофских дислокаций (северо-запад Русской плиты). № 1, стр. 5.
- Тимохин А.В., Титов Р.С., Козлова М.В.** Руды магнетитов и бокситов как петрофизические объекты спектрально-сортовой оценки на основе электрометрии (из архивов оксид-метрической разведки на месторождениях Урала). № 3, стр. 431.
- Титов Р.С.** см. Тимохин А.В.
- Тропников Е.М.** см. Шайбеков Р.И.
- Трутнев А.К.** см. Суставов С.Г.
- Фаррахова Н.Н.** см. Краснобаев А.А.
- Червяковская М.В.** см. Берзин С.В.
- Червяковская М.В., Червяковский В.С.** К методике определения изотопного состава Sm/Nd и Sr на ICP-MS Neptune Plus с LA приставкой NWR 213. № 5, стр. 712.
- Червяковский В.С.** см. Берзин С.В., см. Берзин С.В., см. Червяковская М.В.
- Чижова И.А.** см. Савчук Ю.С.
- Чувашова И.С.** см. Аило Ю.
- Шадрин А.Н., Иванова Р.М.** Урочище Широкое – опорный разрез верхневизейского подъяруса в бассейне Верхней Печоры (р. Унья, Северный Урал). № 2, стр. 207.
- Шайбеков Р.И., Макеев Б.А., Кононкова Н.Н., Исаенко С.И., Тропников Е.М.** Теллуриды и висмутотеллуриды палладия в сульфидных медно-никелевых рудах проявления Савабейское (Ненецкий автономный округ, Россия). № 4, стр. 574.
- Шайхутдинова Г.Х.** см. Гришкевич В.Ф.
- Шардакова Г.Ю., Коровко А.В.** Венд-кембрийские гранитоиды Салатимской сутурной зоны (Северный Урал): геохимия цирконов, состав субстрата, геохронологические и геодинамические следствия. № 1, стр. 32.
- Шафигуллина Г.Т.** см. Косарев А.М.
- Шеболкин Д.Н.** Изотопно-геохимическая характеристика венлокских карбонатных и терригенно-карбонатных отложений Приполярного Урала и южной части гряды Чернышева. № 6, стр. 829.
- Шумилов И.Х.** см. Тельнова О.П.
- Щелочков Г.Г.** см. Леонов М.Г.
- Юдалевич З.А., Вапник Е.А., Вишнякова М.Д., Бородин Н.С.** Мелилит-оливиновые нефелиниты субвулканического тела Табат (Махтеш Рамон, Израиль): геолого-петрографическая и геохимическая характеристика и условия образования. № 3, стр. 323.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Рыбина Н.В.** Основные эмпирические закономерности геохимии фосфора в гипергенезе. № 2, стр. 139.
- Юргенсон Г.А.** Редкие земли в руде Букукинского месторождения вольфрама (Восточное Забайкалье). № 1, стр. 90.
- Юрков А.К.** см. Козлова И.А.
- Юшманов Ю.П.** см. Петрищевский А.М.
- Ясныгина Т.А.** см. Аило Ю.

Autor's Index for 2021

- Ailov Y., Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A.** Olivine as an indicator of polygenic assemblage of inclusions from Late Cenozoic volcanic rocks in the Tunka Valley, Baikal Rift Zone. No. 4, pp. 518.
- Abramov B.N., Posokhov V.F.** Petrogeochemical and isotopic characteristics, connection with magmatism of tungsten deposits of Aginskaya and Argunskaya structural-formation zones of the Eastern Transbaikalia. No. 2, pp. 262.
- Anikina E.V.** see Murzin V.V.
- Antipin A.N., Mindubaev M.G.** Thermal evolution of the Earth's core during its formation taking into account heat release from the shortlived radioisotopes ^{26}Al and ^{60}Fe . No. 2, pp. 256.
- Aristov V.V.** see Savchuk Yu.S., see Savchuk Yu.S.
- Artemiev D.A.** see Korinevsky V.G.
- Baluev A.S.** see Terekhov E.N.
- Baluev A.S., Kolodyazhny S.Yu., Terekhov E.N.** Comparative tectonics of the White Sea paleorift system and other continental rifting systems. No. 4, pp. 469.
- Barieva E.R.** see Korolev E.A.
- Bakhtin A.I.** see Korolev E.A.
- Belenitskaya G.A.** On the participation of natural salts in alkaline magmatism. Article 3. Genetic aspects of the model of salt-alkaline interactions. No. 2, pp. 172.
- Berzin S.V., Dugushkina K.A., Chervyakovskaya M.V., Chervyakovskiy V.S., Pankrushina E.A., Burlakov E.V.** Classification and characteristic of inclusions in the Severny Kolchik meteorite (H3.4). No. 3, pp. 409.
- Berzin S.V., Chervyakovsky V.S.** U-Pb zircon age of a sheeted dike complex in ophiolites in the structure of the Revdinsky massif, Ural Platinum Belt. No. 6, pp. 849.
- Biryulin S.V.** see Kozlova I.A.
- Boginskaya N.V.** see Zakupin A.S.
- Borodina N.S.** see Yudalevich Z.A.
- Burlakov E.V.** see Berzin S.V.
- Busharina S.V.** see Krasnobaev A.A.
- Valizer P.M.** see Krasnobaev A.A., see Rusin A.I.
- Vapnik Ye.A.** see Yudalevich Z.A.
- Vevel Ya.A.** see Zhuravlev A.V.
- Vishnyakova M.D.** see Yudalevich Z.A.
- Vlasov I.A.** see Sustavov S.G.
- Volkov A.V.** see Savchuk Yu.S., see Savchuk Yu.S.
- Galyamov A.L.** see Savchuk Yu.S.
- Grishkevich V.F., Shaikhutdinova G.Kh., Lagutina S.V.** Deformations of weakly lithified rocks of the Bazhenov-Georgievsky complex. No. 5, pp. 699.
- Gruzdev D.A., Sobolev D.B., Plotitsyn A.N., Zhuravlev A.V.** Manifestation of the Late Famennian Dasberg Event in the shelf-batial transition (Pai-Khoi sequences). No. 6, pp. 805.
- Gurin G.V.** Geophysical prospecting for epithermal gold deposits (a case study from the Maletovayam gold ore field, Kamchatka Peninsula). No. 1, pp. 116.
- Guryanov V.A.** see Zhirnov A.M.
- Dub S.A.** Upper Precambrian General Stratigraphic Scale of Russia: Main problems and proposals for improvement. No. 4, pp. 449.
- Dugushkina K.A.** see Berzin S.V.
- Dushin V.A.** see Sustavov S.G.
- Eskin A.A.** see Korolev E.A.
- Zhirnov A.M., Guryanov V.A.** A new potentially large uranium district in Russia (Far East). No. 1, pp. 103.
- Zhuklin E.A.** see Sustavov S.G.
- Zhuravlev A.V.** see Gruzdev D.A.
- Zhuravlev A.V., Vevel Ya.A.** Sequence composition of the Izyayu Formation (Upper Devonian–Lower Carboniferous) in the type area – the south of Tchernyshev Uplift. No. 4, pp. 546.
- Zakupin A.S., Boginskaya N.V., Kostylev D.V.** Seismic process on the Krillon Peninsula (Sakhalin Island) after the earthquake on April 23, 2017. No. 5, pp. 734.
- Zvorygina A.A.** see Rusin A.I.
- Znamensky S.E.** Petrological and geochemical characteristic of the rocks of the Voznesensky intrusive massif (Southern Urals): On the question of the composition and sources of magma producing gold and copper porphyry mineralization. No. 3, pp. 365.
- Ivanov K.S.** see Kutcherov V.G.
- Ivanova R.M.** see Matveeva N.A., see Shadrin A.N.
- Isaenko S.I.** see Shaybekov R.I.
- Kazakov I.I.** see Smirnov V.N.
- Kazachenko V.T.** see Perevoznikova E.V.
- Karaseva E.S., Kissin A.Yu., Murzin V.V.** The Poldnevskoye deposit of demantoid (Middle Urals): Geology and mineralogy. No. 5, pp. 683.
- Ketris M.P.** see Yudovich Ya.E.
- Kissin A.Yu.** see Karaseva E.S.
- Kozlova I.A., Biryulin S.V., Yurkov A.K.** Occurrence of anomalies in soil radon volume activity before tectonic earthquakes. No. 5, pp. 724.
- Kozlova M.V.** see Timohin A.V.
- Kolisnichenko S.V.** see Korinevsky V.G.
- Kolodyazhny S.Yu.** see Baluev A.S., see Terekhov E.N.
- Kolchugin A.N.** see Korolev E.A.
- Kononkova N.N.** see Shaybekov R.I.
- Korinevsky V.G.** Enstatite nodules in the harzburgites of the Southern Urals. No. 3, pp. 386.
- Korinevsky V.G., Kotlyarov V.A., Kolisnichenko S.V., Artemiev D.A.** Stitaites of the South Urals. No. 6, pp. 894.
- Korovko A.V.** see Shadakova G.Yu.
- Korolev E.A., Kolchugin A.N., Bakhtin A.I., Eskin A.A., Muzalevskaya L.V., Barieva E.R.** Features of the transformation of Visean quartz sandstones under the influence of water-oil fluids. No. 2, pp. 198.
- Korolyuk V.N.** see Lesnov F.P.
- Kosarev A.M., Puchkov V.N., Seravkin I.B., Shafigullina G.T.** Geodynamic conditions of massive sulfide for-

- mation in the Magnitogorsk megazone. No. 6, pp. 775.
- Kostylev D.V.** see Zakupin A.S.
- Kotlyarov V.A.** see Korinevsky V.G.
- Krasnobaev A.A., Valizer P.M., Farrakhova N.N.** Zircons of fenites of Ilmeno-Vishnevogorsky Complex (Southern Urals). No. 3, pp. 306.
- Krasnobaev A.A., Puchkov V.N., Sergeeva N.D., Busharina S.V.** Zircons of the Permian age (280–290 Ma) from intrusive magmatic rocks in Riphean structure of the Southern Urals. No. 5, pp. 601.
- Kuznetsova I.V., Safronov P.P.** Native gold in the weathering crust of the Nizhneselemdzhinsky gold-bearing node (Amur region). No. 2, pp. 239.
- Kutcherov V.G., Ivanov K.S., Serovaiskii A.Yu.** Deep hydrocarbon cycle. No. 3, pp. 289.
- Lagutina S.V.** see Grishkevich V.F.
- Leonov M.G., Przhiyalgovskii E.S., Rybin A.K., Shchelochkov G.G.** Features of the Tien Shan newest orogen morphostructure. No. 6, pp. 747.
- Lesnov F.P., Medvedev N.S., Korolyuk V.N.** Geochemical heterogeneity of polychronous relict zircons from restitogenic ultramafic rocks of the Shaman massif (Eastern Transbaikal region). No. 6, pp. 912.
- Makeev B.A.** see Shaybekov R.I.
- Malitch K.N.** Forecasting criteria for sulphide PGE-copper-nickel deposits of the Noril'sk province. (In English). No. 5, pp. 660.
- Maslov A.V.** Limestones of the Uk Formation (Upper Riphean, the Southern Urals): Effect of contamination and diagenetic fluids on the distribution of rare-earth elements and yttrium. No. 1, pp. 23.
- Maslov A.V.** Lithochemical features of Vendian clay rocks of the Shkapovo-Shikhan depression: In search of camouflaged pyroclastics. No. 2, pp. 158.
- Matveeva N.A., Ivanova R.M.** Trophic structures and the specifics of paleocoenosis of the Middle-Upper Carboniferous skeletal mounds on the Shchuger River (Northern Urals). No. 5, pp. 609.
- Medvedev N.S.** see Lesnov F.P.
- Mizens A.G., Mizens L.I.** Upper Devonian brachiopods from the core of the Kurgan-Uspenskaya-1 key borehole (south-western outlying areas of Western Siberia). No. 4, pp. 560.
- Mizens L.I.** see Mizens A.G.
- Mindubaev M.G.** see Antipin A.N.
- Moloshag V.P.** see Murzin V.V.
- Muzalevskaya L.V.** see Korolev E.A.
- Murashov K.Yu.** see Savchuk Yu.S.
- Murzin V.V.** see Karaseva E.S.
- Murzin V.V., Palyanova G.A., Anikina E.V., Moloshag V.P.** Mineralogy of noble metals (Au, Ag, Pd, Pt) in Volkovskoe Cu-Fe-Ti-V deposit (Middle Urals, Russia). No. 5, pp. 643.
- Okina O.I.** see Terekhov E.N.
- Palyanova G.A.** see Murzin V.V.
- Pankrushina E.A.** see Berzin S.V.
- Perevoznikova E.V., Kazachenko V.T.** Mineralogy of spessartine-quartz rocks of the Sikhote-Alin. No. 1, pp. 70.
- Petrishchevsky A.M., Yushmanov Yu.P.** Density contrast, deep structure, rheology and metallogeny of the crust and upper mantle of the Verkhoyano-Kolymsky region. No. 4, pp. 491.
- Plotitsyn A.N.** see Gruzdev D.A.
- Ponomarev V.S.** see Smirnov V.N.
- Posokhov V.F.** see Abramov B.N.
- Przhiyalgovskii E.S.** see Leonov M.G.
- Prytchin M.E., Soroka E.I., Puchkov V.N.** Novel U-Pb isotopic zircon data on the rhyolite of the Saf'yanovskoe Cu-Zn deposit (Middle Urals). No. 6, pp. 884.
- Prokopchuk D.I.** see Sustavov S.G.
- Puchkov V.N.** see Kosarev A.M., see Krasnobaev A.A., see Prytchin M.E.
- Rasskazov S.V.** see Ailow Y.
- Ronkin Yu.L.** see Smirnov V.N.
- Rusin A.I., Zvorygina A.A., Valizer P.M.** Lawsonite eclogites and metasomatites of the Utarbaev Association of the Maksyutov complex. No. 6, pp. 867.
- Rybin A.K.** see Leonov M.G.
- Rybina N.V.** see Yudovich Ya.E.
- Savchuk Yu.S., Volkov A.V., Aristov V.V.** Structural and dynamic conditions for the formation of large orogenic gold deposits in Central and Northeast Asia. No. 3, pp. 349.
- Savchuk Yu.S., Volkov A.V., Galyamov A.L., Aristov V.V., Chizhova I.A., Murashov K.Yu.** Geological position of the gold-sulfide-quartz deposits of the Chilean active margin. No. 2, pp. 222.
- Safronov P.P.** see Kuznetsova I.V.
- Seravkin I.B.** see Kosarev A.M.
- Sergeeva N.D.** see Krasnobaev A.A.
- Serovaiskii A.Yu.** see Kutcherov V.G.
- Smirnov V.N., Kazakov I.I., Ponomarev V.S., Ronkin Yu.L., Storozhenko E.V.** The Bystrinskii gabbro massif: the first data concerning composition, age and formation affiliation. No. 1, pp. 55.
- Sobolev D.B.** see Gruzdev D.A.
- Soroka E.I.** see Prytchin M.E.
- Storozhenko E.V.** see Smirnov V.N.
- Sustavov S.G., Dushin V.A., Vlasov I.A., Trutnev A.K., Zhuklin E.A., Prokopchuk D.I.** Metallic and glass spherules in the loose deposits of the Put river head (Middle Urals). No. 2, pp. 273.
- Tel'nova O.P., Shumilov I.Kh.** A new straton in the Late Devonian sedimentation in the Tsil'ma river basin of the Middle Timan. No. 5, pp. 625.
- Terekhov E.N.** see Baluev A.S.
- Terekhov E.N., Kolodyazhny S.Yu., Baluev A.S., Okina O.I.** Local geochemical features of Lower Paleozoic rocks in the area of Duderhof dislocations (North-West of the Russian plate). No. 1, pp. 5.
- Timohin A.V., Titov R.S., Kozlova M.V.** Magnesite and bauxite ores as petrophysical objects of spectral-grade estimation based on electrometry (from the archives of oxide-metric exploration in the Ural deposits). No. 3, pp. 431.
- Titov R.S.** see Timohin A.V.
- Tropnikov E.M.** see Shaybekov R.I.
- Trutnev A.K.** see Sustavov S.G.
- Farrakhova N.N.** see Krasnobaev A.A.

Chervyakovskaya M.V. see Berzin S.V.

Chervyakovskaya M.V., Chervyakovskiy V.S. Determination of Sm/Nd and Sr isotopic composition using an ICP-MS Neptune Plus equipped with an NWR 213 attachment for laser ablation. No. 5, pp. 712.

Chervyakovskiy V.S. see Berzin S.V., see Berzin S.V., see Chervyakovskaya M.V.

Chizhova I.A. see Savchuk Yu.S.

Chuvashova I.S. see Ailow Y.

Shadrin A.N., Ivanova R.M. The Shirokoe Place as a reference section of the upper Visean substage in the Upper Pechora basin (Unya river, Northern Urals). No. 2, pp. 207.

Shaybekov R.I., Makeev B.A., Kononkova N.N., Isaenko S.I., Tropnikov E.M. Palladium tellurides and bismuthtellurides in sulfide copper-nickel ores of the Savabeisky ore occurrence (Nenets Autonomous District, Russia). No. 4, pp. 574.

Shaikhutdinova G.Kh. see Grishkevich V.F.

Shardakova G.Yu., Korovko A.V. Vendian-Cambrian granites of the Salatim suture zone (the Northern Urals): Geochemistry of zircons, source composition, geochronological and geodynamical consequences. No. 1, pp. 32.

Shafigullina G.T. see Kosarev A.M.

Shebolkin D.N. Isotope-geochemical characteristics of Wenlock carbonate and terrigenous-carbonate deposits of the Subpolar Urals and the southern part of the Chernyshev ridge. No. 6, pp. 829.

Shumilov I.Kh. see Tel'nova O.P.

Shchelochkov G.G. see Leonov M.G.

Yudalevich Z.A., Vapnik Ye.A., Vishnyakova M.D., Borodina N.S. Melilite-olivine nephelinites of Mt. Tabaat (Makhtesh Ramon, Israel): Geological, petrographic and geochemical characteristics and conditions of genesis. No. 3, pp. 323.

Yudovich Ya.E., Ketris M.P., Rybina N.V. Main empirical regularities of the phosphorus geochemistry in the hypergenesis. No. 2, pp. 139.

Yurgenson G.A. Rare-earth elements in the ore of the Bukinskoye tungsten deposit (the Eastern Transbaikalia). No. 1, pp. 90.

Yurkov A.K. see Kozlova I.A.

Yushmanov Yu.P. see Petrishchevsky A.M.

Yasnygina T.A. see Ailow Y.

ЛИТОСФЕРА Том 21 № 6

Ноябрь–Декабрь 2021

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

Учредитель
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого
Уральского отделения Российской академии наук

Свидетельство о регистрации ПИИ № ФС77-77043 от 21 октября 2019 г.
в Министерстве цифрового развития, связи и массовых коммуникаций
Российской Федерации

Технический редактор Е.И. Богданова
Корректоры Н.М. Катаева, М.О. Тюлюкова
Оригинал-макет Н.С. Глушковой
Макет обложки А.Ю. Савельевой

РИО ИГГ УрО РАН № 111	Дата выхода в свет 24.12.2021	Формат 60 × 84 ¹ / ₈	Печать офсетная
Усл. печ. л. 24,5	Уч.-изд. л. 24,5	Тираж 120	Цена 990 руб. 00 коп. Заказ _____

Институт геологии и геохимии УрО РАН	Екатеринбург, 620110, ул. Акад. Вонсовского, 15
--------------------------------------	---

Отпечатано с готового оригинал-макета в типографии
ООО Универсальная Типография “Альфа Принт”
620049, г. Екатеринбург, переулок Автоматики, 2ж.
Тел.: 8 (800) 300-16-00
www.alfaprint24.ru

LITHOSPHERE (Russia) Vol. 21 No. 6

November–December 2021

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

Founder
The Federal State Institution of Science
the Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry
Russian Academy of Sciences Ural Branch

Registration certificate PI No. FS77-77043 from October 21, 2019
Ministry of Digital Development, Communications and Mass Media
of the Russian Federation

Technical editor E.I. Bogdanova
Correctors N.M. Kataeva, M.O. Tulukova
Original-layout N.S. Glushkova
Cover layout A.Yu. Savelieva

IPD IGG UB RAS № 111	Signed in print 24.12.2021	Format 60 × 84½	Offset print
Cond. print. sh. 24,5	Found.-publ. sh. 24,5	Circulation 120	Price 990 rub. 00 kopecks
			Order _____

Institute of Geology and Geochemistry UB RAS	15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg, 620110
--	--

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