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

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

ЛИТОСФЕРА

Том 18 № 2

2018

Март-Апрель

Основан в 2001 году Выходит 6 раз в год

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

LITHOSPHERE (Russia)

Volume 18 No. 2 2018

March-April

Founded in 2001 Issued 6 times a year

Литосфера, 2018. Том 18, № 2

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

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

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

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

Редакционная коллегия: В.П. Алексеев, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; А.И. Антошкина, ИГ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия; В.Н. Анфилогов, ИМин УрО РАН, г. Миасс, Россия; Ф. Беа, Университет г. Гранада, Испания; В.А. Верниковский, ИНГиГ СО РАН, г. Новосибирск, Россия; Э.Ф. Емлин, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; 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; Е.С. Контарь, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; С.В. Корнилков, ИГД Уро РАН, г. Екатеринбург, Россия; А.А. Краснобаев, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; 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. Менг, Институт геологии Китайской Академии геологических наук, Китай; В.В. Мурзин, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.М. Нечеухин, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.Н. Огородников, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; В.Н. Пучков, ИГ УНЦ РАН, г. Уфа, Россия; Е.В. Пушкарев, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Р. Селтманн, Музей естественной истории, Лондон, Великобритания; С.Д. Соколов, ГИН РАН, г. Москва, Россия; А.Г. Талалай, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; В.Н. Удачин, ИМин УрО РАН, Миасс, Россия; Ю.В. Хачай, ИГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.В. Черных, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Б.И. Чувашов, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Р. Эрнст, Департамент наук о Земле, Карлетон Университет, Оттава, Канада; В.Л. Яковлев, ИГД УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

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

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

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

© Институт геологии и геохимии УрО РАН © Авторы статей

Lithosphere (Russia), 2018. Volume 18, No. 2 Scientific journal. Issued 6 times a year

Founded in 2001

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

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

Editors-in-chief Viktor A. Koroteev, Sergei L. Votyakov Deputy Editor-in-chief German B. Fershtater Secretary Gunar A. Mizens IGG UB of RAS, Ekaterinburg, Russia

Editorial board: Valerii P. Alekseev (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); Anna I. Antoshkina (Institute of Geology, Komi Science Centre UB of RAS, Syktyvkar, Russia); Vsevolod N. Anfilogov (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Fernando Bea (Granada University, Spain); Valerii A. Vernikovskii (Institute of Oil Geology and Geophysics, Siberian Branch of RAS, Novosibirsk, Russia); Eduard F. Emlin (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); 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); Efim S. Kontar' (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); Sergei V. Kornilkov (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Artur A. Krasnobaev (IGG UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Mikhail G. Leonov (Geological Institute of RAS, Moscow, Russia); Petr S. Martyshko (Insti-tute 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); Fun Meng Vong (Institute of Geology of Chinese Academy of Geologic Sciences, China); Valerii V. Murzin (IGG UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Viktor M. Necheukhin (IGG UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Vitalii N. Ogorodnikov (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); Viktor N. Puchkov (Institute of Geology, Ufimian Science Centre of RAS, Ufa, Russia); Evgenii V. Pushkarev (IGG UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Reimar Seltmann (Nature History Museum, London, Great Britain); Sergei D. Sokolov (Geological Institute of RAS, Moscow, Russia); Aleksandr G. Talalai (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); Valerii N. Udachin (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Jurii V. Khachai (Institute of Geophysics, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Valerii V. Chernykh (IGG UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Boris I. Chuvashov (IGG UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Richard Ernst (Scientist in Residence, Dept. of Earth Sciences, Carleton University, Ottawa, Canada); Viktor L. Yakovlev (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia)

Editorial address: 15 Akad. Vonsovsky st., A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ekaterinburg, 620016, Russia Tel. (343) 287-90-45, Tel./fax (343) 287-90-12 E-mail: lithosphere@igg.uran.ru Website: http://lithosphere.ru

© Institute of Geology and Geochemistry © Authors of articles

СОДЕРЖАНИЕ

Том 18, № 2, 2018

Об участии природных солей в щелочном магматизме. Статья 1. Природные соляно-щелочные ассоциации	
Г. А. Беленицкая	153
Модель мантийно-корового взаимодействия и сопряженного магматизма в надсубдукционном орогене (палеозой Урала) Г. Б. Ферштатер, Н. С. Бородина, Ф. Беа, П. Монтеро	177
Кларки концентрации ряда элементов-примесей в глинистых породах верхнего рифея Башкирско- го мегантиклинория (Южный Урал)	• • • •
А. В. Маслов	208
Галогенные отложения уфимского яруса в пределах Соликамской впадины Д. Е. Трапезников	223
Конодонты из пограничных артинско-кунгурских отложений разреза Мечетлино (Башкортостан, Южный Урал). Статья І. Характеристика конодонтовых комплексов В. В. Черных	235
Бонинитовые вариолиты бурибайского вулканического комплекса Южного Урала: минералогия, геохимия и условия образования	
А. М. Косарев, С. А. Светов, С. Ю. Чаженгина, Г. Т. Шафигуллина	246
Перспективы золотоносности докембрийских комплексов Приполярного Урала Ю. С. Савчук, А. В. Волков, В. В. Аристов	280
Благороднометалльная геохимическая специализация мезопротерозойских магматических ком- плексов Башкирского мегантиклинория и восточной окраины Восточно-Европейской платформы С. Г. Ковалев, С. С. Ковалев, С. И. Высоцкий	295
Казахстанский и Таримский микроконтиненты на девонских палеотектонических реконструкциях В. С. Буртман, А. В. Дворова	314
К сведению авторов	322

Вниманию читателей

Оформить подписку журнала на 1-е полугодие 2018 года можно во всех отделениях Почты России (подписной индекс издания в Общероссийском каталоге "Почта России" – 10657)

Volume 18, No. 2, 2018

Author's note	322
Kazakhstan and Tarim microcontinents on the Devonian paleotectonic reconstructions V. S. Burtman, A. V. Dvorova	314
Noble metal geochemistry of the Mesoproterozoic igneous complexes Bashkirian meganticlinorium and the eastern edge of the East European Platform <i>S. G. Kovalev, S. S. Kovalev, S. I. Vysotsky</i>	295
The prospects of gold mineralization of the Precambrian complexes of the Subpolar Urals <i>Yu. S. Savchuk, A. V. Volkov, V. V. Aristov</i>	280
Boninitic variolites of the Buribay volcanic complex the Southern Urals: mineralogy, geochemistry and formation conditions A. M. Kosarev, S. A. Svetov, S. Yu. Chazhengina, G. T. Shafigullina	246
Conodonts from the boundary Artinskian-Kungurian deposits of Mechetlino section (Bashkortostan, the Southern Urals). Article I. Characteristic of the conodont associations V. V. Chernykh	235
Salt deposits of the Ufimian Formation in the Solikamsk depression D. E. Trapeznikov	223
Clarks of concentration of some trace elements in Upper Riphean clay rocks of Bashkirian meganticlino- rium (South Urals) <i>A. V. Maslov</i>	208
Model of mantle-crust interaction and magma generation in the suprasubduction orogen (Paleozoic of the Urals) G. B. Fershtater, N. S. Borodina, F. Bea, P. Montero	177
On the participation of natural salts in alkaline magmatism. Article 1. Natural salt-alkaline associations <i>G. A. Belenitskaya</i>	153

Orders

You can order the current and the proceeding numbers of the journal by post or fax from: 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg, A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, 620016, Russia. Tel.: (343) 287-90-45, Tel./fax: (343) 287-90-12. E-mail: lithosphere@igg.uran.ru УДК 552.33:552.53:552.11(100)

DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-2-153-176

ОБ УЧАСТИИ ПРИРОДНЫХ СОЛЕЙ В ЩЕЛОЧНОМ МАГМАТИЗМЕ СТАТЬЯ 1. ПРИРОДНЫЕ СОЛЯНО-ЩЕЛОЧНЫЕ АССОЦИАЦИИ

© 2018 г. Г.А.Беленицкая

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), 199106, г. Санкт-Петербург, Средний просп., 74, e-mail: gab_2212@mail.ru Поступила в редакцию 28.02.2017 г., принята к печати 09.10.2017 г.

Статья посвящена анализу пространственно-временных соотношений природных солей и щелочных магматических комплексов в целях определения геологической вероятности участия солей в щелочном магматизме. Рассмотрены показатели, указывающие на возможность такого участия: сходство наборов специфических для каждого из них галофильных и фойдафильных (от "фойд" – фельдшпатоид) компонентов состава, сближенность ареалов распространения и сопоставимость ряда закономерностей размещения тех и других. На конкретном региональном и глобальном материале показано частое сонахождение щелочных комплексов с более древними солями с образованием соляно-щелочных ассоциаций. Охарактеризованы особенности временных соотношений между входящими в ассоциации соляными и щелочными объектами, рассмотрены их основные тектонические типы и приведен краткий обзор распространенности разновозрастных представителей. Показано, что положение щелочных магматических комплексов часто совпадает с уровнями распространения погребенных более древних соленосных толщ, отвечая участкам пересечения с ними восходящих глубинных магм. Дана положительная оценка геологической вероятности участия солей в щелочном магматизме. Геолого-генетические аспекты соляно-щелочных взаимодействий будут рассмотрены во второй статье.

Ключевые слова: природные соли, щелочной магматизм, ассимиляция, соляная тектоника, аллохтонные соляные покровы, инъекционный коровый соляной рециклинг, Средиземноморский бассейн

ON THE PARTICIPATION OF NATURAL SALTS IN ALKALINE MAGMATISM ARTICLE 1. NATURAL SALT-ALKALINE ASSOCIATIONS

Galina A. Belenitskaya

A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI), 74 Sredny av., St.Petersburg, 199106, Russia, e-mail: gab_2212@mail.ru

Received 28.02.2017, accepted 09.10.2017

The article is devoted to the analysis of spatio-temporal relationships of natural salts and alkaline magmatic complexes in order to determine the geological probability of the participation of salts in alkaline magmatism. Indicators of the possibility of such participation are considered: the similarity for each of them halophilic and foidaphilic (from "foid" i.e. feldspathoid) sets of specific components, the convergence of distribution areas and the comparability of a number of regularities location of both. On a specific regional and global material, it is shown the frequent occurrence of alkaline complexes with older salts with the formation of salt-alkaline associations. Characteristics of the temporal relationships between the salt and alkaline objects are described, their basic tectonic types are examined and a brief overview of different age representatives is given. It is shown that the position of alkaline magmatic complexes offen coincides with the levels of the distribution of the burial more ancient salt-bearing sequences and responds to the areas of intersection of ascending deep magmas with them. A positive estimate of the geological probability of the participation of salts in alkaline magmatism is given. Geological and genetic aspects of the salt-alkaline interactions will be considered in the second article.

Keywords: natural salts, alkaline magmatism, assimilation, salt tectonics, allochthonous salt covers, injection, crustal salt recycling, Mediterranean basin

Acknowledgements

I thank my colleagues from the staff of VSEGEI E.A. Landu, I.A. Natorkhin, N.N. Sobolev, S.P. Shokalsky, L.N. Sharpyonok, who read the manuscript of the article and made a number of valuable comments, as well as O.G. Safonov for consultation on experimental research.

The work was supported by the Ministry of Natural Resources and Ecology of the Russian Federation and the Russian Foundation for Basic Research (projects 10-05-00555-a, 12-05-00513-D-c, 16-15-20048-D-c).

Для цитирования: Беленицкая Г.А. (2018) Об участии природных солей в щелочном магматизме. Статья 1. Природные солянощелочные ассоциации. *Литосфера*, **18**(2), 153-176. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-2-153-176

For citation: Belenitskaya G.A. (2018) On the participation of natural salts in alkaline magmatism. Article 1. Natural salt-alkaline associations. *Litosfera*, **18**(2), 153-176. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-2-153-176

ВВЕДЕНИЕ

Щелочные магматические породы отличаются от других типов изверженных пород высоким содержанием элементов группы щелочных металлов, особенно натрия, реже калия, и летучих компонентов, участвующих в их образовании [Заварицкий, 1961; Главнейшие провинции..., 1974; Петрографичеческий кодекс..., 2009; и др.]. Главным проявлением этих особенностей является специфика минерального состава, прежде всего присутствие нефелина и других фельдшпатоидов. Вопрос об источнике в магме щелочных металлов и летучих - один из ключевых в проблеме генезиса щелочных пород. Чаще всего привлекаются разные типы гипотетических глубинных и сверхглубинных поступлений: сквозьмагматические растворы (Д.С. Коржинский), щелочные расплав-флюиды (Л.И. Когарко), флюидно-солевые системы (Л.С. Бородин), производные мантийного рециклирования материала океанической коры, затягиваемой в мантию в зоне субдукции (А.W. Hofmann), флюидные плюмы, генерируемые на границе с жидким ядром (Н.Л. Добрецов Ф.А., Летников и др.). Решение вопроса пока во многом остается дискуссионным. Между тем в самой земной коре на путях восходящего движения магм имеется и весьма широко распространен масштабный источник одновременно и щелочных металлов, и летучих. Это – соленосные комплексы. Масса солей, по ориентировочным оценкам, более чем на порядок превышает массу щелочных пород, а запасы натрия в солях больше, чем в щелочных породах, на полтора порядка. Частый спутник каменных солей – соли калийные. Вместе каменные и калийные соли и сопутствующие им рассолы образуют в земной коре гигантские максимально концентрированные скопления натрия, калия, хлора и широкого спектра "галофильных" (солелюбивых) макро- и микрокомпонентов, в том числе летучих, набор которых сходен со специфическим для щелочного магматизма.

К проблеме взаимодействия солей с магмами и их участия в некоторых эндогенных процессах исследователи проявляли интерес в разные годы (например, [Павлов, Рябчиков, 1968; Рябчиков, Хамильтон, 1971; Главнейшие провинции..., 1974; и др.]). Однако применительно к собственно щелочному петрогенезу вопрос почти не рассматривался. Высказанное М.К. Пильтенко [1964] предположение о участии солей в образовании щелочных пород в петрологической литературе поддержки не получило. Несколько чаще некоторые аспекты проблемы обсуждаются применительно к кимберлитовым трубкам и карбонатитам, для которых нередко устанавливается засоленность их близповерхностных участков (например, [Гришина и др., 2014]). Более значимая роль солям и особенно рассолам отводится в процессах связанного с магматизмом рудогенеза [Бадалов, Виноградов, 1967; Павлов, Рябчиков, 1968; Сердюченко, 1972; Павлов, 1975; Фон-дер-Флаас., 1997; Гришина и др., 2014; и др.]. Основные причины недостатка внимания к солям как возможному источнику щелочных компонентов в магмах мы видим в их незначительной сохранности, особенно в приконтактовых зонах щелочных массивов, а также в слабой освещенности в литературе по геологии солей характера их взаимосвязей с магматическими комплексами. Со стороны петрологии дополнительное тормозящее влияние оказывает, по нашему мнению, доминирующая ориентированность исследований на анализ мантийных и более глубинных источников. Еще одна важная общая причина – традиционная разобщенность петрологии и литологии - дисциплин, изучающих щелочные магматические и соляные объекты.

За последние десятилетия знания по многим важным в данном случае вопросам существенно пополнились в обеих дисциплинах. В частности, выполнен разносторонний анализ закономерностей кинематической эволюции и итогового размещения солей в недрах, включая ранее наименее охарактеризованные в этом плане покровноскладчатые области и фундамент платформ [Belenitskaya, 2016; Беленицкая, 2017]; раскрыты своеобразные черты проявлений соляной тектоники на больших глубинах вдоль окраин молодых океанов [Hudec, Jackson, 2006; Brun, Fort, 2011; Cramez, 2014; Rowman, 2014; и др.]; систематизированы сведения о галофильных ассоциациях, их составе и строении, разработаны принципиально новые модели образования соляных тел [Кореневский, 1973; Беленицкая, 1998, 2000, 2008; Belenitskaya, 2016]. Значимые результаты получены и в области петрологии: накоплен разносторонний фактический материал по региональной геологии и тектонике многих щелочных провинций [Ритманн, 1964; Пущаровский, 1969; Карбонатиты, 1969; Рябчиков, Хамильтон, 1971; Главнейшие провинции..., 1974; Щелочные породы, 1976; Когарко, 1977; Когарко, Рябчиков, 1978; Alkaline rocks..., 1987; Мазарович и др., 1990; Богатиков и др., 1991; Карта..., 1995; Маракушев и др., 1997; Фролов и др., 2003; Карбонатиты и кимберлиты, 2005; Peccerillo, Martinotti, 2006; Когарко, Асавин, 2009; и мн. др.]; систематизирован комплекс специфических для щелочного петрогенеза макро- и микрокомпонентов [Главнейшие провинции..., 1974; Когарко, 1977; Лазаренков, 1988; Aiuppa et al., 2009; и др.]; получены интересные данные в области изотопной геохимии щелочных пород, а также в экспериментальном изучении высокотемпературных взаимодействий в соляно-алюмосиликатных системах [Щелочные породы, 1976; Когарко, 1977; Когарко, Рябчиков, 1978; Фор, 1989; Маракушев и др., 1997; Покровский, 2000; Пуртов и др., 2002; Карбонатиты и кимберлиОб участии природных солей в щелочном магматизме. Статья 1 On the participation of natural salts in alkaline magmatism. Article 1

ты, 2005; Chelazzi et al., 2006; Peccerillo, Martinotti, 2006; Сафонов и др., 2007; Alagna et al., 2010; и мн. др.]; получен и обобщен обширный материал по содержанию летучих, в том числе хлора, брома и других галоидных компонентов в расплавах магм и в закалочных стеклах [Aiuppa et al., 2009], что позволило оценить их потоки между внешними оболочками Земли [Ярмолюк и др., 2005; Aiuppa et al., 2009]. Однако все эти важные данные пока не повлияли на подходы к вопросу о возможном участии природных солей в процессах щелочного петрогенеза.

Многолетние исследования автора были посвящены разнообразным вопросам геологии солей и галофильного сообщества, закономерностей их пространственно-временного размещения, палеогеодинамической истории, процессов формирования, кинематической эволюции и итогового распространения в разных типах геологических структур, включая складчатые области и фундамент платформ [Беленицкая, 1982, 1998, 2000, 2008, 2013, 2017; Belenitskaya, 2016]. Результаты всех этих работ в сочетании с целенаправленным анализом данных о геолого-тектоническом строении и соленосности недр регионов проявления щелочного магматизма, а также по возможности тщательное знакомство с литературой по проблемам щелочного петрогенеза - все это послужило основой данного исследования. Его краткие итоги были изложены в [Беленицкая, 2015].

Общая цель исследования – обозначить проблему вероятного участия природных солей в щелочном магматизме. Его задачи – оценить геологические и генетические аспекты такого участия, показать, что "встречи" соленосных толщ глубинными магмами на путях их восходящего движения - явления достаточно распространенные и вполне закономерные, определить обстановки, благоприятные для таких "встреч", и на этой основе разработать геолого-генетические модели, характеризующие возможную роль солей в щелочном магматизме. Обсуждению этих вопросов посвящены две статьи. Цель первой – выявление природных щелочносоляных ассоциаций. В данной статье на конкретном материале рассматриваются природные сонахождения солей и щелочных комплексов, оцениваются особенности пространственных и временных соотношений между ними, выделяются тектонические типы, приводится краткий обзор распространения, намечаются ключевые положения геологической модели участия соленосных толщ в щелочном магматизме. Вторая статья будет посвящена рассмотрению геолого-генетических аспектов этой модели с обсуждением роли компонентов соленосных комплексов в формировании щелочной специализации магм, в возникновении различных "необычных" особенностей щелочных пород, являющихся итогом и свидетельством процессов контаминации магм солями.

Ряд положений и выводов выдвигается автором впервые и, безусловно, требует более глубокого обоснования и дополнительных целенаправленных исследований с участием специалистов, занимающихся теоретическими и экспериментальными проблемами щелочного петрогенеза. Данную работу автор рассматривает как начальное звено исследований по обозначенной проблеме, как попытку привлечь к ней внимание.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА И ОБСУЖДЕНИЕ

Природные соли земной коры как потенциальные участники магматизма

Естественным условием участия солей в магматических процессах является их наличие на путях восходящего движения глубинных магм, что определяет важность знания о соленосности коровочехольного субстрата во время их движения. Исходя из этого, автором был предварительно выполнен целенаправленный анализ особенностей размещения солей в недрах в различных структурнотектонических ситуациях, в разной мере благоприятных для щелочного магматизма [Belenitskaya, 2016; Беленицкая, 2017]. Основываясь в большой мере на результатах этого анализа, приведем некоторые положения, характеризующие общую картину распространения и морфологии соляных тел в недрах Земли, учитываемые в обсуждаемых ниже проблемах.

Среди геотектонических обстановок распространения соляных тел, в которых наиболее вероятно взаимодействие солей с восходящими глубинными магмами и их участие в магматических процессах, главный интерес представляют три их типа: 1) покровно-складчатый, объединяющий разные части складчатых областей (включая зоны тектонических перекрытий складчато-надвиговыми пакетами окраин платформ и срединных массивов), в том числе развитых в фундаменте платформ и срединных массивов, 2) рифтогенный и 3) пассивноокраинный.

Относительно докембрийских солей, ранее известных преимущественно лишь в реликтовых формах, а ныне установленных и в масштабных проявлениях, хотя пока лишь в единичных (см. обзор в [Беленицкая, 2017]), имеются веские основания полагать, что их исходные масштабы были сопоставимы с фанерозойскими и их сохранение не исключено в том числе и в разрезах метаморфических и складчато-метаморфических комплексов, включая щиты.

Весьма важным и во многом не решенным является вопрос о распространении солей на больших глубинах. Судя по имеющимся данным, они могут быть весьма значительными и, возможно, дискрет-

но охватывают земную кору на полную мощность. Наряду с солями, погребенными в составе осадочных толщ до глубин более 8-10 км, следует учитывать и тектонические варианты их попадания на значительные глубины. В частности, в условиях континентальной коллизии, когда при максимально интенсивном сжатии происходит далекое поддвигание окраин континентальных плит и микроплит и их глубокое (десятки км) погружение в зонах субдукции (в ходе континентальной субдукции "типа А" [Геологический словарь, 2010]), соли, весьма характерные для осадочных разрезов погружающихся окраин плит, могут быть "затащены" на большие расстояния и на очень большие глубины под формирующиеся над ними покровно-складчатые орогены. Образующиеся при этом гигантские алллохтонные перекрытия, включающие как комплексы осадочного чехла, так и сорванные мощные блоки складчато-метаморфического и кристаллического фундамента, а также пластины океанической коры, островодужные комплексы и т. д., все эти перекрытия могут оказаться пронизанными мигрирующими соляными массами, создающими интенсивную наложенную инъекционно-тектоническую соленосность всей мощной континентальной коры. Подобные ситуации по-видимому характерны для многих глубоко погруженных участков Альпийско-Гималайского пояса, хотя информация об их соленосности пока весьма ограничена.

Неизменными попутчиками соляных масс в разрезах являются высококонцентрированные рассолы. Вместе с тем рассолы установлены и в разрезах континентальной земной коры, где соленосные породы пока не установлены. Особый интерес представляют глубокие зоны древних платформ, в том числе в пределах многих щитов, где нередко присутствуют рассолы преимущественно хлоркальциевого типа и обнаруживаются следы и признаки былого присутствия солей. Не опровергнуты и представления [Гавриленко, Дерпгольц, 1971] о возможном наличии "гидрохлоросферы" – глубинной рассольной дискретной оболочки.

Заслуживает внимания одно из важных следствий солянотектонических и ортотектонических деформаций с массовой эмиграцией солей – их вынос из недр и разгрузка в седиментационные бассейны, сопровождаемые сомасштабной аккумуляцией значительной их части на более молодых стратиграфических уровнях. Эти процессы проявляются в ходе активного развития соляной тектоники, достигая максимальных масштабов в фазы тектонических перестроек и интенсивных ортотектонических деформаций. Формирующиеся при этом соляные покровообразные толщи инъекционной или смешанной инъекционно-осадочной природы, имея пластообразный характер залегания, субсогласный с более молодыми стратифицированными отложениями, состоят в значительной мере из вещества более древних материнскими солей. При их обсуждении возникает ряд неопределенностей [Беленицкая, 2017]. Прежде всего, это вопросы генетической идентификации таких тел, морфологически и пространственно близких седиментационным, но в большой мере обязанных коровому (корово-чехольному) рециклингу или регенерации. Неоднозначны и вопросы их датирования, учитывая значительное (до преобладающего) участие в их составе материала более древних солей. Особую проблему составляют и вопросы терминологии. Для этих и ряда других проблем весьма желательны специальные исследования. В данной работе при обсуждении таких соляных тел мы будем использовать термины "молодые", или "регенерационные".

Предпосылки для рассмотрения солей в качестве участников щелочного магматизма

Главными предпосылками для постановки вопроса об участии солей в щелочном магматизме мы считаем два фактора – сходство наборов специфических для каждого из них компонентов состава и частую сближенность (до совмещения) наблюдаемых ареалов их размещения. Важна также ориентировочная сопоставимость ряда закономерностей пространственно-временного распространения тех и других. Охарактеризуем эти факторы немного более развернуто.

Сходство специфических компонентов состава соленосных и щелочных пород. Галофильные (солелюбивые) сообщества охарактеризованы во многих публикациях и систематизированы [Кореневский, 1973; Беленицкая, 1998; и др.]. Их главный элемент – каменная соль (или галитит) – порода высоко- (ультра)натриевая, на 80-90% и более состоящая из галита, NaCl (39.34% Na, 60.66%) Cl). Ее частый, хотя количественно и пространственно более ограниченный спутник, - соли калийные (точнее, хлоридные калиево-магниевые сильвин KCl, карналлит KMgCl₃6H₂O и др.) – породы высоко- (ультра)калиевые, содержащие до 30-35%, реже до 40-50%, КСІ. Каменная и калийная соли, вместе с парагенетичными им породами, прежде всего ангидритом и доломитом, и сопутствующими крепкими и сверхкрепкими рассолами, содержат по существу суперконцентрации Na, K, Cl, а также Mg, Ca, SO₄, CO₃ и сопутствующий им широкий спектр микрокомпонентов (Rb, Br, B, Cs, Sr, F и др.), для многих из которых характерна склонность переходить в летучее состояние. Все это резко выделяет галофильные сообщества среди других осадочных пород, создавая в литосфере связанные с ними комплексные геохимические и минерагенические аномалии [Беленицкая, 1998].

Наборы макро- и микрокомпонентов, обогащающих щелочные или "фойдовые породы" и

специфических для них, неоднократно обсуждались в работах петрологов [Главнейшие провинции..., 1974; Щелочные породы, 1976; Когарко, 1977; Когарко, Рябчиков, 1978; Лазаренков, 1988; и др.]. Эти наборы, названные В.Г. Лазаренковым [1988] "фойдафильными", включают щелочные металлы, галоиды и летучие (Na, K, Cl, Rb, Br, B, Cs, S, Sr, F, CO₂ и др.). Большинство из этих макро- и микрокомпонентов непосредственно входит в состав специфических петрогенных или акцессорных минералов щелочных пород, определяя их вещественные макро- и микроотличия от магматических пород нормальных рядов. Другие являются активными участниками их образования и в большой мере играют каталитическую роль, влияя на их генезис и на те или иные типоморфные особенности – вещественные, структурноморфологические, пространственные и др. Многие выполняют обе функции.

Сопоставление наборов галофильных и фойдафильных компонентов, специфических для двух столь различных групп пород, обнаруживает их несомненное сходство. Иначе говоря, макро- и микроспециализации пород – соляная, или галофильная (в терминах геологии солей), либо щелочная, или фойдафильная (в терминах петрологии) – во многом близки (порой почти тождественны). Можно сказать, что разница в какой-то мере терминологическая. Такое сходство является, по нашему мнению, весьма веским основанием для совместного анализа соленосных и щелочных сообществ.

Заметим, что не менее пристального внимания заслуживает сходство сообществ более крупного ранга: с одной стороны, хорошо известных устойчивых парагенезов соляных тел с карбонатными, прежде всего с доломитовыми, в осадочных разрезах, с другой – все более отчетливо устанавливаемых парагенезов щелочных магматических комплексов с карбонатитовыми, в том числе с высокомагнезиальными, в эндогенных последовательностях [Главнейшие провинции..., 1974, Фролов и дрю, 2003; и др.], т.е. сходство природных солянокарбонатных и щелочно-карбонатитовых сообществ.

Пространственные сонахождения соляных и щелочных магматических объектов¹. На территории земного шара выделено более ста крупных соленосных бассейнов и свыше 50 щелочных провинций [Главнейшие провинции..., 1974]. На рис. 1 мелкомасштабная схема глобального распространения щелочных магматических объектов (заимствованная из [Главнейшие провинции..., 1974] с некоторыми дополнениями и изменениями по [Карта размещения..., 1995; Alkaline rocks..., 1995; и др.]) совмещена с составленной нами ранее схематической картой размещения соляных тел земного шара [Беленицкая, 2017]. Полученная картина, при всей ее ориентировочности, иллюстрирует довольно частую пространственную сближенность, а иногда и перекрытие ареалов распространения щелочных комплексов с соленосными (более древними, находящимися в субстрате, и молодыми синмагматическими). При этом следует учитывать, что на мелкомасштабной карте соленосности тела ограниченного размера не могли быть отражены. (Исключение составляют лишь показанные внемасштабными знаками проявления и косвенные признаки соленосности в докембрийских комплексах, см. рис. 1, зн. 9.) В частности, не нашли отражения многие соленосные тела, развитые в пределах складчатых областей и в фундаменте платформ, а частично и глубоко погребенные в палеорифтогенных структурах. Между тем соленосность именно этих областей в рассматриваемом контексте имеет большое значение, поскольку с ними связана существенная часть щелочных комплексов. Если учитывать и эти области, то сближенность ареалов распространения щелочных объектов с соленосными становится еще более отчетливой. Это ярко проявляется, например, в регионах Центральной, Западной Европы и Западного Средиземноморья, Приатлантических окраин Африки и Мозамбикско-Мадагаскарского района, для которых в мезозое и кайнозое характерно масштабное развитие и соленосности и щелочного магматизма. Сходная картина обнаруживается и в других регионах. Ниже будет приведен их краткий обзор, а некоторые будут рассмотрены более подробно.

Черты сходства закономерностей распространения соляных и щелочных объектов. Сопоставление закономерностей пространственновременного размещения, установленных для природных солей [Кореневский, 1973; Яншин, Жарков, 1986; Беленицкая, 2000, 2013; и др.] и для щелочных магматических комплексов [Шейнманн, 1960; Главнейшие провинции..., 1974; Щелочные породы, 1976; Лазаренков, 1988; Карта..., 1995; Когарко, 1997; Фролов и др., 2003; Карбонатиты и кимберлиты..., 2005; и др.], хотя и носит ориентировочный характер, выявляет некоторые черты их сходства.

Геотектоническая позиция. Мы уже отмечали наличие определенных типов крупных геоструктур, благоприятных для распространения как соляных тел, так и щелочных комплексов: преобладающие разновозрастные покровно-складчатые пояса с прилежащими обширными областями молодых и древних платформ; рифтовые системы платфор-

¹ Соленосными и щелочными объектами, в соответствии с [Петрографический кодекс, 2009; Геологический словарь, 2010; Беленицкая, 2013], будем называть тела разного ранга: соленосными – преимущественно ранга осадочных бассейнов, формаций, их сохранившихся крупных фрагментов; щелочными – чаще всего ранга магматических комплексов или их пространственных совокупностей.





ЛИТОСФЕРА том 18 № 2 2018

 180°

 160°

 140°

100° 120°

 80°

 60°

 40°

 20°

00

 20°

 40°

 00°

 80°

 100°

 120°

 140°

 160°

 180°

внутриконтинентальные рифты: а – неогеодинамические, б – докайнозойские погребенные; 4 – рифты внутриокеанические; 5 – границы соленосных бассейнов (цвета – покровно-складчатые области с дискретной остаточной и инъекционно-тектонической соленосностью; 2 – выступы фундамента в пределах древних платформ; 3 – закраски полей отвечают общепринятым для стратиграфических подразделений; при наличии двух и более мощных соляных толщ дана полосатая закраска); 6 – возраст солей; 7 – четвертичные и современные соленосные бассейны; 8 – площади проявления соляной тектоники; 9 – проявления солей и сульфатов в докембрийских комплексах; 10 – щелочные магматические комплексы разной формационной принадлежности: а – щелочно-ульграосновные с карбонатитами, б – щелочно-базальтоидные и щелочно-габброидные, в – нефелин-сиенитовые; 11 – возраст щелочных, объектов: а – неоген-антропогеновые, N-Q; б – позднемезозойские-палеогеновые, MZ₃-P; в – позднепалеозойские-раннемезозойские, Р Z_3-MZ_1 ; г – среднепалеозойские, преимущественно девонские, D; д – раннепалеозойские, P Z_1 ; е – докембрийские, р \overline{C} ; 12 – эриентировочные границы ареалов распространения неогеодинамических соляно-щелочных ассоциаций: а – поясов и суперпоясов, б – провинций, выбранных в качестве эталонных (1 – Игальянской, 2 – Верхнерейнской, 3 – Северозападно-Африканской)

Fig. 1. Schematic map of accommodation and relations of salt-bearing (according to [Belenitskaya, 2008, 2017]) and alkaline (generalization of [Glavneishie provintsii..., 1974; Kogarko, Ryabchikov, 1978; Alkaline rocks..., 1987], with supplements) objects of the World 1 – fold-thrust areas with discrete residual and injected-tectonic salts; 2 – basement highs within old platforms; 3 – intracontinental rifts: a – neogeodynamic, 6 – pre-Cenozoic buried; 4 – intraoceanic rifts; 5 – limits of salt-bearing basins (colours of field tints correspond to those common for stratigraphic units; where there are two and more thick salt strata, striped colouring is given); 6 - salt ages; 7 - Quaternary and Recent salt-bearing basins; 8 - areas with salt tectonics shows; 9 - salt and sulphate occurrences in Precambrian complexes; 10 – alkaline magmatic complexes of various formation types: a – alkaline-ultrabasic with carbonatite, 6 – alkaline-basaltoid and alkaline-gabbroid, B – nepheline-syenite; 11 – age of alkaline objects: a – Neogene-Anthropogene, N–Q; 6 – Late Mesozoic-Paleogene, MZ, –P; a – Late Paleozoic-Early Mesozoic, PZ, –MZ, i; r – Middle Paleozoic, mainly Devonian, D; μ – Early Paleozoic, PZ₁; e – Precambrian, pE; 12 – approximate boundaries of areas of neogeodynamic salt-alkaline associations: a – belts and superbelts, 6 – provinselected as reference ones (1 - Italian, 2 - Upper Rhine, 3 - Northwestern African)ces, менных областей; современные эпирифтовые пассивные окраины. При этом и для щелочного магматизма, и для соленакопления характерна отчетливая связь с областями, подвергшимися разным типам тектоно-магматической активизации.

Стратиграфическое распределение. Для солей установлен дискретный характер распределения по шкале фанерозоя с крупными глобальными максимумами – эпохами галогенеза [Яншин, Жарков, 1986; Беленицкая, 2000] (рис. 2). Ряд значительных пиков соленосности предполагается и в докембрии, в том числе в раннем протерозое [Беленицкая, 2017]. Для щелочного магматизма многие исследователи также отмечают наличие эпох повышенной интенсивности, которым дают сравнительно близкие возрастные оценки [Главнейшие провинции..., 1974; Богатиков и др., 1991; Когарко, 1997; Фролов и др., 2003; Карбонатиты и кимберлиты..., 2005; и др.]. Так, Л.С. Бородин выделяет следующие эпохи [Главнейшие провинции..., 1974, с. 327]: 1 – несколько раннедокембрийских; 2 - гренвильская; 3 - PZ₁ (преимущественно V- C_{1} ; 4 – PZ₂ (преимущественно D₂₋₃); 5 – PZ₃–MZ₁ (с максимумом в Т); 6 – MZ₃–P; 7 – N–Q. Сопоставление эпох повышенной интенсивности процессов соленакопления и щелочного магматизма в фанерозое (рис. 3) обнаруживает их близость между собой и корреляцию с эпохами рифтогенеза и крупных тектонических перестроек трансрегионального и глобального масштабов.

Особенности размещения и состава калиевых разновидностей соляных и щелочных комплексов. На фоне пространственных сонахождений щелочных и соляных ареалов проявляется избирательная близость контуров развития высококалиевых щелочных магматических комплексов и калиеносных соляных толщ (более древних глубоко погребенных и молодых синмагматических), а на фоне близости стратиграфических уровней интенсивного соленакопления и щелочного магматизма намечается корреляция эпох преимущественного развития высококалиевых разновидностей тех и других (см. рис. 2). Такой пространственно-временной корреляции калийных разновидностей соленосных и щелочных комплексов отвечает согласованность распределения в них микроэлементов, прежде всего рубидия и, возможно, цезия, которые связаны преимущественно с горизонтами калийных солей [Кореневский, 1973; Яншин, Жарков, 1986; и др.] и с калийными щелочными комплексами, где содержания рубидия коррелируют с содержаниями калия, а его важнейшими концентраторами являются лейцит и псевдолейцит [Главнейшие провинции..., 1974; Щелочные породы, 1976; Лазаренков, 1988].

Унаследованно-цикличный характер размещения. Еще одна общая особенность солей и щелочных пород – унаследованность размещения их разновозрастных объектов. Повторяемость развития



Рис. 2. Соотношение глобальных уровней максимальной интенсивности соленакопления [Яншин, Жарков, 1986; Беленицкая, 2000] и щелочного магматизма (обобщение по [Главнейшие провинции..., 1974; Богатиков и др., 1991; Когарко, 1997; Фролов и др., 2003; Карбонатиты и кимберлиты, 2005; и др.]).

1 – эпохи диастрофизма: а – основные, б – завершающие байкальский, герцинский и альпийский циклы; 2 – геодинамические типы важнейших поясов соленакопления (утолщенный знак – наиболее масштабных): а – растяжения – рифтогенные внутри- и межконтинентальные, б – сжатия – активноокраинные и коллизионные (K₁, K₂, K₃ – коллизионные пояса, связанные с замыканием трех генераций Тетисных бассейнов); 3 – кривые изменения объемов соленакопления (заливкой выделены максимумы): а – всех солей, б – калийных солей; 4 – глобальные эпохи галогенеза; 5 – ориентировочные уровни максимального проявления щелочного по магматизма: а – всех разновидностей, б – существенно калиевых.

Fig. 2. Ratio of global levels of maximum intensity of salt accumulation [Yanshin, Zharkov, 1986; Belenitskaya, 2000] G and alkaline magmatism (generalization of [Glavneishie provintsii...,1974; Bogatikov et al., 1991; Kogarko, 1997; Frolov et al., 2003; Karbonatity i kimberlity, 2005; et al.]).

 $1 - \text{epochs of diastrophism: a - main, } \delta - \text{completing the Baikalian, Hercynian, and Alpine cycles; } 2 - geodynamic types of the most important salt accumulation belts (bold symbols show the largest of them): a - tensions - riftogenic intra- and intercontinental, <math>\delta$ - compressions - of active margins and collisional (K₁, K₂, K₃ - collisional belts related to three generations closing of Tethys basins); 3 - curves of

salt accumulation volume changes (maximums are shown by plain tint): a – all salts, δ – potassium salts; 4 – global epochs of halogenesis; 5 – indicative levels of maximum manifestation of alkaline magmatism: a – all varieties, δ – essentially potassic.

неоднократно отмечалась и для солей (например, [Беленицкая, 1998]), и для щелочных пород [Главнейшие провинции..., 1974; Щелочные породы, 1976; Когарко, 1997; и др.]. По-видимому, унаследованность тех и других в пределах общих ареалов является результатом (и свидетельством) совместного проявления двух важных факторов: наличия крупных аномальных участков коры (а возможно и верхней мантии) со "сквозной" геохимической гало- и фойдафильной специализацией и цикличной повторяемости тектоно-магматической активности.

Соляно-щелочные ассоциации

Сходство или близость рассмотренных показателей соляных и щелочных магматических комплексов: их геохимической специализации, ареалов распространения и ряда закономерностей размещения - все эти факторы свидетельствуют о неслучайном характере таких сонахождений и позволяют рассматривать их в качестве естественноприродных соляно-щелочных, или щелочно-соляных ассоциаций² (ЩСА) [Беленицкая, 2015]. Обобщенные ареалы (территории) распространения ассоциаций удобно подразделять и называть в зависимости от ранга входящих в них объектов. Ареалы объектов, примерно отвечающих рангам соленосных осадочных бассейнов и формаций и щелочных комплексов и их сочетаний, будем называть соляно-щелочными провинциями, более высоким рангам - соляно-щелочными поясами и суперпоясами, а более низким - зонами, узлами. Наблюдается примерная (хотя и не строгая) корреляция разноранговых объединенных соляно-щелочных ареалов с границами сомасштабных тектонических структур, чаще всего рифтогенных и коллизионных: суперпоясов и поясов, их сегментов, ветвей и отдельных звеньев.

В пределах обобщенных ареалов распространения ЩСА присутствуют те или иные наборы щелочных и соляных объектов, определяющие состав ассоциаций. Временные и пространственные соотношения между ними характеризуют их строение и итоговую зональность соляно-щелочных провинций. Наиболее значимыми (доминантными) чле-

² Понятие "*ассоциация*" пород рекомендуется [Петрографический кодекс..., 2009, с. 19] в качестве термина свободного пользования (в случаях, когда таксономические подразделения не выделяются) для обозначения любой совокупности пород, сопряженных пространственно и объединенных по некоторым признакам.



LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 18 No. 2 2018

1 – бассейны субаквальной седиментации: а – соленакопление характерно, б – соленакопление не характерно; 2 – тип земной коры (включая осадочный чехол): а – континентальная и субконтинентальная, б – океаническая, субокеаническая и оси спрединга; 3 – комплексы вулканических дуг и внутриокеанических поднятий; 4 – акния на уровнях распространения погребенных соляных тел; 5 – направление движения литосферных плит; 6 – синседиментационные тектонические смещения в субстрате и обрамлениях бассейнов; 7 – типы тектонических смещений: а – раздвиги с прогибанием, б – прогибания разной интенсивности, в – надвиги, г – сдвиги, сдвигораздвиги; 8 – ландшафтные обстановки: I – абиссальная и батиально-абиссальная, II – батиальная и внешнего шельфа, III – шельфовая (IIIA – депрессионная, IIIБ – мелководная), IV – прибрежная сэбхово-лагунная, V – низменно-озерная, VI – предгорно-озерная, VII – горно-озерная); 9 – области межбассейновых тектонических поднягий: ВД – вулканические дуги, ШЗ – шовные зоны, СНП – складчаго-надвиговые пояса, ПТ – сводово-глыбовые "пояса торошения"; 10 – биогермно-рифовые комплекг - сульфатно-калиевый, д - пестрого состава, часто сульфатно-натриевый, е - то же, содовый; 12 - погребенные соленосные комплексы в субстрате; 13 - солянотектонические осложнения формирующихся соляных тел; 14 – солянотектонические и ортотектонические осложнения погребенных соляных тел: а – интенсивные, б – огративные вулкано-плутонические комплексы: а – вулканизм, б – вулканизм высокой щелочности, в – внутрикоровые промежуточные очаги щелочного магмообразовасы разного масштаба; 11 – геохимические типы галогенеза (в скобках – ограниченное развитие): а – сульфатно-кальциевый, б – галититовый, в – хлоридно-калиевый ниченного масштаба или предполагаемые; 15 – восходящая разгрузка рассольно-соляных масс из погребенных соленосных комплексов.

Fig. 3. Geodynamic models of salt accumulation and alkaline magmatism environments, after [Belenitskaya, 1998, 2008] with supplements.

continental, 6 - oceanic, suboceanic and spreading axis; 3 - complexes of volcanic arcs and intra-oceanic uplifis; 4 - active volcano-plutonic complexes: a - volcanism (a), 6 - highalkaline volcanism, B - intracrustal intermediate foci of alkaline magma generation at the levels of buried salt bodies; 5 - direction of lithospheric plate movements; 6 - synsedimentary tectonic displacements in the substrate and basin frames; 7 - types of tectonic displacements: a - pull-apart with downwarping, 6 - downwarping of various intensity, b hrust-faults, r – wrenched faults, pull-apart faults; 8 – landscape settings: I – abyssal and bathyal-abyssal, II – bathyal and outer shelf, III – shelf (IIIA – depression, IIIE – shallowwater), IV - coastal sabkha-lagoon, V - lowland-lacustrine, VI - piedmont-lacustrine, VII - mountain-lacustrine); 9 - areas of intrabasin tectonic elevations: BJ - volcanic arcs, Ш3 - suture zones, CHII - fold-thrust belts, IIT - dome-block "ridging belts"; 10 - bioherm-reef assemblages of various scales; 11 - geochemical types of halogenesis (in brackets – limited development): a – sulphate-calcium, 6 – halitite, B – chloride-potassium, r – sulphate-potassium, μ – of variegated composition, often sulphate-sodium, e – the same, soda; 12 – buried salt-bearing complexes in substrate; 13 – salt-tectonic complications of forming salt bodies; 14 – salt-tectonic and orthotectonic complications of buried salt bo-dies: a – intensive, 6 – limited scale or supposed; 15 – ascending discharge brine-salt masses from buried salt-bearing complexes. 1 – subaqueous sedimentation basins: a – salt accumulation is typical, 6 – salt accumulation is not typical; 2 – crustal type (including sedimentary cover): a – continental and subБеленицкая Г.А.

нами ассоциаций можно считать пару: щелочные и относительно более древние соляные объекты. В упоминавшихся региональных примерах такими парами являются кайнозойские (чаще неогенчетвертичные) щелочные комплексы и мезозойские соли в субстрате. Еще одним важным объектом являются молодые соли, присутствующие на уровнях, субсинхронных проявлениям щелочного магматизма, часто связанные с процессами эмиграции древних солей и их локализацией на уровнях разгрузки. Нередко присутствуют еще одни щелочные комплексы, по возрасту близкие более древним солям.

В итоге для ЩСА характерны четыре члена: Щм – молодые щелочные объекты; Сд – соли более древние, распространенные в субстрате щелочных объектов; См – соли молодые, в стратиграфическом разрезе верхние, близсинхронные молодым щелочным объектам; Щд – древние щелочные объекты, чаще всего близсинхронные древним солям. Первые два члена определяют само наличие ассоциаций; часто устанавливается третий член, тоже весьма характерный и информативный, - молодые соли (предполагаемой "дочерней", по отношению к древним солям, регенерационной природы); несколько реже наблюдаются одновременно четыре члена, включая древние щелочные комплексы. В зависимости от полноты ШСА их можно записать разными последовательностями (знак плюс стоит между субсинхронными членами, отражая связи близкие парагенетическим, стрелка направлена в сторону более молодых членов, отражает связи генетические): Щд + Сд → Щм + См (четырехчленная ассоциация, наиболее полная); $C_{\mathcal{I}} \rightarrow \coprod_{\mathcal{M}} + C_{\mathcal{M}}$ (трехчленная); $C_{\mathcal{I}} \rightarrow \coprod_{\mathcal{M}}$ (двучленная). Весьма часто известны лишь молодые одноуровенные щелочные и соленосные комплексы (Щм + См), наиболее доступные наблюдению и наименее разрушенные; сведения же о более древних соляных членах отсутствуют, т. е. собственно доминантные пары не установлены. Хотя в таких случаях ассоциации пока можно лишь прогнозировать, однако наличие таких пар дает для этого веские основания.

Типовые сочетания и ориентировочные соотношения в разных геодинамических обстановках трех объектов: щелочных магматических комплексов, погребенных в субстрате относительно более древних солей (предполагаемых участников щелочного магматизма и молодого соленакопления), и молодых "синмагматических" солей (предполагаемой регенерационной природы) – схематично иллюстрирует рис. 3, отражающий также характер итоговой зональности.

В большинстве ЩСА их члены располагаются на двух стратиграфических уровнях, образуя на каждом сочетания солей и щелочных комплексов. Сами же уровни коррелируются с фазами тектонической активности рассматриваемых геоструктур, чаще с двумя фазами одного тектонического цикла, реже – с фазами двух разных циклов. Пространственно-временные взаимосвязи между щелочными и соляными объектами в составе ЩСА, определяющие латеральные и вертикальные соотношения между ними, формируют общую региональную зональность.

Иногда в тех же ареалах обнаруживаются еще более древние щелочные комплексы и/или соли (однако для солей обычно устанавливаются лишь признаки их былого присутствия). Итоговая многоуровенность отражает уже отмечавшуюся общую для солей и щелочных пород особенность их распространения: унаследованность развития в пределах одних и тех же аномальных (соляно-щелочных) коровых (возможно корово-мантийных) зон в сочетании с унаследованно-цикличным развитием контролирующих их геоструктур. Во всех случаях члены ассоциаций и уровни их развития могут служить ориентировочными взаимными индикаторами: установление одних из них дает основание предполагать наличие других.

Тектонические типы соляно-щелочных ассоциаций

Отмеченное выше наличие трех наиболее распространенных типов геоструктур, благоприятных для нахождения в субстрате соляных тел и одновременно для проявлений щелочного магматизма, послужило основанием для использования этого подразделения применительно к ЩСА в целом с выделением и среди них тех же трех типов (рис. 4). 1. Покровно-складчатый. Наиболее широко распространен и разнообразен по структурнотектоническим показателям. Представлен соленосными комплексами преимущественно ортотектонической и частично солянотектонической природы, заключенными в разных частях складчатых областей (включая зоны тектонических перекрытий покровно-надвиговыми пакетами соленосных комплексов окраин платформ и срединных массивов), а также в фундаменте платформ и срединных массивов. 2. Рифтогенный. Представлен соляными телами солянотектонической и частично ортотектонической групп, глубоко погруженными во внутриконтинентальных палеорифтах молодых и древних платформ и в их обрамлениях. З. Пассивноокраинный. Соленосные тела преимущественно солянотектонической природы развиты вдоль протяженных периокеанических зон современных активизированных пассивных окраин молодых океанов, еще не переживших аккреционно-коллизионных деформаций. Большую роль играют покровообразные разновидности солянотектонических тел, внедрившиеся в прилежащие области с субокеанической корой. Характерны частые сочетания и взаимопереходы разных тектонических типов, особенно на окраинах платформ.

Особого внимания заслуживает объединенный покровно-складчатый тип с наименее изученным и своеобразным характером соленосности. В складчатых областях соли в том или ином количестве присутствуют как в составе аллохтонных складчато-надвиговых пакетов (в основании и внутри), так и в перекрытых ими поднадвиговых осадочных сериях палеоокраин континентальных и микроконтинентальных блоков с остаточной соленосностью. В фундаменте молодых и древних платформ, в том числе в пределах щитов, соляные тела заключены в составе погребенных складчатонадвиговых комплексов в областях палеоаккреций и палеоколлизий, в зонах скучивания складчатометаморфических и кристаллических блоков, под блоками, перекрывающими более молодые соленосные отложения и др. Нахождение солей здесь наиболее вероятно в поднадвиговых и/или тектонически "зажатых" условиях, преимущественно в зонах глубоко погребенных масштабных перекрытий блоками докембрийских пород. Относительная ограниченность установленных солей в большинстве тектонически деформированных серий всех этих областей, как правило, не является седиментационной; масштабы исходной (доскладчатой и дометаморфической) соленосности во многих случаях были значительными; весьма масштабной нередко является и их сохранившаяся соленосность.

Палеотектонические (палеогеодинамические) ситуации образования солей и щелочных пород на время проявления щелочного магматизма систематизированы на рис. 3 в виде мелкомасштабных профильных моделей основных типов геодинамических обстановок осадконакопления (и соленакопления) и их обрамлений. Для каждой из обстановок показаны главные черты строения литосферы, ландшафтные особенности и некоторые проявления эндогенной активности недр. На этом фоне обозначены обстановки проявления щелочного магматизма и синмагматического накопления солей, а также показано наличие в субстрате более древних погребенных солей. Рисунок намечает основные типы конкретных геодинамических обстановок, в которых вероятны сочетания щелочных и соляных (пред- и синмагматических) объектов.

Первый, покровно-складчатый тип, ЩСА характерен для широкого спектра палеогеодинамических обстановок аккреционно-коллизионных поясов с прилежащими перисубдукционными и периколлизионными областями (примерно отвечающими областями резонансной, по Ю.М. Пущаровскому [1969], активизации); второй, рифтогенный, – для обстановок внутриконтинентальных рифтогенных систем, третий – для пассивных окраин, не подвергнувшихся аккреционно-коллизионным деформациям.



ЛИТОСФЕРА том 18 № 2 2018

вые (в); 2 – сульфатно-кальциевые; 3 – пестрого состава, часто сульфатно-натриевые, содовые; 4 – преобладающие типы отложений: а – терригенные, 6 – терригенные разных морфокинетических групп: а, 6 - солянотек-- геохимические типы формирующихся соленосных осадочных бассейнов: 1 - хлоридно-калиевые (а), хлоридно-сульфатно-калиевые (б), хлоридно-натриедепрессионно-шельфовая, IIIБ – мелководно-шельфовая, IV – прибрежная сэбхово-лагунная, V – низменно-озерная, VI – предгорно- и горно-озерная); 6 – барьерногонической (а – в диапирах, б – в аллохтонных покровах), в – ортотектонической; 9 – направление истечения и миграции: а – солей, б – рассолов, в – углеводородов: 10 – тектонические нарушения; 11 – кора субокеанического и океанического типов; 12 – преобладающий тип напряжений: а – растяжение, б – сжатие; 13 – комплексы субстрата с "запечатанными" рассольно-соляными массами (или их реликтами); 14 – варианты расположения зарождающихся син- или постскладчатых рифтогенных структур; 15 – последовательность тектонического развития; 16 – условное положение щелочных вулкано-плутонических комплексов: а – вулканические постройки, 6 - промежуточные камеры на уровнях распространения погребенных солей, в - тектонические типы соляно-щелочных ассоциаций: Р – рифтогенный, ПО – активизиг – вулканогенные, д – красноцветные; 5 – ландшафтные обстановки (I – абиссальная, II – батиальная, IIIA рифовые комплексы; 7 – ориентировочное перемещение прибрежной зоны; 8 – деформированные соляные тела и карбонатные в разных соотношениях, в – карбонатные, рованных пассивных окраин, ПС – покровно-складчатый. <u>_</u>

Fig. 4. Typical variants of the succession of salt-alkaline associations of various tectonic types. After [Belenitskaya, 1998, 2008], with supplements. a – evolution of intracontinental-rift systems, substages: rifting proper, subsidence, inversion; 6 – evolution of marginal-continental systems, stages: intracontinental-rifting, passive margins, subduction and collisional.

1-3 - geochemical types of forming salt sedimentary basins: 1 - chloride-potassium (a), chloride-sulphate-potassium (6), chloride-sodium (B); 2 - sulphate-calcium; 3 - variable tain-lacustrine); 6 – barrier-reef complexes; 7 – approximate movement of the coastal zone; 8 – deformed salt bodies of different morpho-kinetic groups: a, 6 – salt tectonic (a – in anic crust; 12 – prevailing type of strain: a – tension, 6 – compression; 13 – substrate complexes with "sealed" brine-salt masses (or their relics); 14 – variants of emplacement of composition, often sodium sulphate, soda; 4 – prevailing types of deposits: a – terrigenous, 6 – terrigenous and carbonate in different proportions, B – carbonate, r – volcanic, μ – - landscape settings: I - abyssal, II - bathyal, IIIA - depression-shelf, IIIE - shallow-shelf, IV - coastal sabkha-lagoon, V - lowland-lacustrine, VI - piedmont- and moundiapires, 6 – in allochthonous covers), B – orthotectonic; 9 – outflow and migration direction: a – salts, 6 – brines, B – hydrocarbons; 10 – tectonic faults; 11 – suboceanic and oceemerging syn- or post-folded riftogenic structures; 15 - succession of tectonic development; 16 - conditional position of alkaline volcano-plutonic complexes: a - volcanic edifices, 5 - intermediate chambers at the levels of buried salt bodies, B - tectonic types of saline-alkaline associations: P - riftogenic, IIO - activated passive margins, IIC - nappe-folded. red;

Характерные литолого-тектонические черты соляно-щелочных ассоциаций разных тектонических типов и типовые варианты последовательности их формирования на разных стадиях геодинамических циклов отражены на рис. 4.

О распространенности разновозрастных соляно-щелочных ассоциаций

Общее время образования каждой ЩСА, включающей щелочные и соляные объекты разного возраста, охватывает значительный стратиграфический интервал. При проведении анализа удобнее возраст конкретных ЩСА соотносить с возрастом молодых щелочных комплексов, образование которых условно можно принять за показатель "становления" ассоциации в целом. ЩСА с проявлениями щелочного магматизма новейшего времени (преимущественно N–Q) будем называть неогеодинамическими (независимо от возраста сопряженных с ними более древних солей), а с проявлениями магматизма более древнего, включая докембрийский, объединим в группу палеогеодинамических.

Основная сложность опознания ЩСА состоит, как уже отмечалось, в ограниченной сохранности солей в субстрате щелочных комплексов, при этом резко убывающей вглубь времени, и их малой доступности для наблюдения. Разрушение, деформации, перемещения и вынос солей осуществлялись уже во время, предшествующее щелочному магматизму, позже синхронно его проявлениям в ходе тектоно-магматической активизации, а затем и в постмагматическое время под влиянием глубинных или близповерхностных факторов. В результате распространение солей в субстрате часто имело редуцированный характер уже во время проявления магматизма, а ныне в большинстве случаев может быть восстановлено лишь по реликтовым фрагментам, инъекционным внедрениям, тектоническим клиньям, по набору разнообразных косвенных признаков, а также по присутствию высококонцентрированных рассолов и молодых солей регенерационной природы. Наиболее уверенно и часто сонахождения с более древними соленосными комплексами восстанавлиаются для неоген-четвертичных щелочных комплексов, реже – для более древних фанерозойских и особенно для докембрийских. Учитывая ограниченную изученность проблемы, приведем лишь некоторые относительно более очевидные примеры ЩСА.

Неогеодинамические ЩСА довольно широко распространены на земном шаре. Их представители разных тектонических типов образуют солянощелочные пояса (и суперпояса), отвечающие сомасштабным геодинамическим системам новейшего времени (см. рис. 1, зн. 12). ЩСА покровноскладчатого типа характерны для аккреционноколлизионных суперсистем и их обрамлений –

Альпийско-Гималайской коллизионной, Евразийской (Центрально-Азиатской) периколлизионной и Западно-Американской (Восточно-Тихоокеанской) активноокраинной, включающей перисубдукционные области эпиплатформенных орогенов. Один из наиболее ярких представителей этого типа со значительными масштабами и соленосности и щелочного магматизма – Западно-Средиземноморский сегмент Альпийско-Гималайского суперпояса (рис. 5–7). ЩСА рифтогенного типа широко распространены в пределах Рейнско-Ливийско-Нигерийского и Афро-Аравийского суперпоясов, в частности в северной ветви первого, где щелочные комплексы сближены с солями в рифтогенных прогибах (Верхне-Рейнский, Ронский и др.). ЩСА пассивноокраинного типа развиты в пределах Циркуматлантического суперкольца, где наиболее характерны для его Северозападно-Африканского отрезка (рис. 8), а также в Привосточно-Африканском (Мозамбикско-Мадагаскарском) поясе. В регионах всех трех типов магматизм обязан новейшей тектоно-магматической активизации.

В контурах всех этих регионов в субстрате на глубинах от 3-5 до 8-10 км известны погребенные мезозойские (а иногда и более древние) соленосные отложения, что позволяет говорить о наличии в каждом из них доминантных соляно-щелочных пар: Сд — Щм. В большинстве провинций покровноскладчатого типа обычно преобладают тела поди внутринадвиговые реликтовой и инъекционнотектонической природы; в рифтогенных - погребенные в глубоких частях рифтовых структур остаточные и солянотектонические; в пасссивноокраинных – глубоко погребенные инъекционные (солянотектонические и частично ортотектонические) соляные массы, латерально смещенные в сторону абиссалей вплоть до прилежащих областей с субокеаническим и океаническим типом коры, т. е. в зоны частого распространения щелочного магматизма. Во многих провинциях, помимо двух доминантных членов, присутствуют также молодые соляные тела, субсинхронные магматизму, образование которых, по нашему мнению, в значительной мере обязано высокоинтенсивным процессам тектонического или солянотектонического выноса мезозойских солей и их участия в накоплении соляных масс новых уровней. Для солей обоих уровней и для щелочных магматических комплексов часто характерна калиевая специализация. Латеральные и вертикальные соотношения между щелочными и соляными объектами в каждой из провинций формируют характерные виды региональной пространственной зональности. Во всех провинциях на путях подъема глубинных магм на уровнях соленосности данные томографии фиксируют наличие промежуточных магматических камер (например, [Пучков, 2005]). Характерные представители неогеодинамических соляно-щелочных провинций каждого из типов – Итальянская, Верхнерейнская и Северозападно-Африканская – приняты нами в качестве эталонных и для каждой из них, в целях уточнения геологических моделей ЩСА, во второй статье будут более подробно рассмотрены тектоноседиментационные особенности их строения.

В некоторых неогеодинамических поясах и их частях ЩСА прослеживаются менее уверенно изза ограниченности сведений об одном из членов доминантной пары, а иногда и об обоих. В одних случаях, при наличии данных о щелочных комплексах, в том числе весьма масштабных, незначительны сведения о соленосности субстрата. Такова ситуация, например, в пределах Восточно-Африканского рифтового пояса. При обширнейших ареалах молодого высокоинтенсивного щелочного магматизма здесь пока установлены лишь отдельные регионы распространения триасовоюрских солей в мезозойских палеорифтогенных структурах (предшественниках кайнозойских систем) и разнообразные признаки соленосности в более древних комплексах в пределах верхнедокембрийских поясов (Мозамбикском и др.) [Беленицкая, 1998, 2008]. Однако, важным вспомогательным материалом может служить информация о проявлениях молодых (в том числе современных) солей, индикаторах вероятной соленосности субстрата (озера Натрон, Магади, Катвэ и др.), и о более древних щелочных комплексах. Сопоставимая, хотя и несколько отличная, ситуация характерна для Кордильерского покровно-складчатого пояса, в частности для провинции Вайоминг, где при широком распространении палеогеновых покровов и некков щелочных лав (Лейцитовые холмы и др.) и проявлений еще более молодого щелочного вулканизма (Йеллоустонский парк и др.) более древние соли имеют относительно ограниченное распространение; но при этом широко развиты молодые синмагматические эоценовые соленосные отложения формации Грин-Ривер, близкие по возрасту щелочному магматизму. Сходная картина с довольно широким распространением молодых (в основном эоцен-миоценовых) щелочных комплексов, с ограниченным развитием более древних ("домагматических", преимущественно позднеюрских) солей и с наличием молодых ("синмагматических", также эоцен-миоценовых) солей, характерна для покровно-складчатых областей Закавказья, Закарпатья и ряда других регионов. В других случаях, наоборот, имеются сведения о погребенных более древних солях, а проявления относительно более молодого щелочного магматизма установлены пока лишь фрагментарно. Подобная ситуация характерна для многих покровно-складчатых областей в пределах Анд, Гималаев и других молодых аккреционноколлизионных поясов, где установлены мезозойские, палеозойские, а иногда и докембрийские соли и, кроме того, нередко распространены



Рис. 5. Схематический геологический профиль через Северные Апеннины (Итальянская соляно-щелочная провинция покровно-складчатого типа). Обобщение с использованием материалов [Хаин, 1977, 1984; Rouchy, 1982; Тектоническая карта..., 1994; Ziegler, Horvath, 1996]. На врезке – положение линии профиля и вулканической постройки (1) 1 – плио-плейстоценовые отложения (N₂-Q); 2 – верхнемиоценовые отложения и уровень распространения мессинских солей и гипсов (N₁³); 3 – палеоген-миоценовые триасовые соли (Т₃); 6 – пермско-нижнетриасовые отложения (P-T₁); 7 – тектонические нарушения; 8 – "соляные швы": а – вторичные, вдоль тектонических нарушений (путей миграции триасовых солей), б – первичные, на местах первоначального залегания триасовых солей (остаточные после оттока и эмиграции солей); 9 – воды преимущественно флишевые отложения (P-N₁); 4 - юрско-меловые (частично палеогеновые) отложения (J-K); 5 - остаточные и инъекционно-тектонические верхне-Адриатического моря; 10 – вероятные пути восходящей миграции верхнетриасовых рассольно-соляных масс; 11 – щелочной калиевый комплекс (ориентировочная проекция на профиль); а – вулканическая постройка, б – промежуточные магматические камеры на уровнях распространения соленосных отложений. Fig. 5. Schematic geological profile through the Northern Apennines (Italian salt-alkaline province of nappe-fold type). Generalization with the use of materials [Hain, 1977, 1984; Rochy, 1982; Tectonic mape, 1994; Ziegler, Horvath, 1996]. The inset shows the position of the profile and volcanic construction (1)

ments (P-T₁); 7 - tectonic faults; 8 - "salt sutures": a - secondary, along tectonic faults (ways of migration of Triassic salts), 6 - primary, in places of initial occurrence of Triassic salts (residual after outflow and emigration of salts); 9 - the Adriatic Sea; 10 - probable ways of upward migration of Upper Triassic brine-salt masses; 11 - alkaline potassium - Pliocene-Pleistocene deposits (N₂-Q); 2 – Upper Miocene deposits and the level of distribution of Messianic salts and gypsum (N₁³); 3 – Paleogene-Miocene predominantly flysch deposits (P–N₁); 4 – Jurassic-Cretaceous (partially Paleogene) deposits (J-K); 5 – residual and injection-tectonic Upper Triassic salts (T₃); 6 – Permian-Lower Triassic sedicomplexs (indicative projection on the profile); a – volcanic structure, 6 – intermediate magma chambers at the levels of buried salt bodies.





ва моделирована по [Хаин, 1977, 1984; Rouchy, 1982; Тектоническая карта..., 1994; Ziegler, Horvath, 1996] с дополнениями по другим опубликованным источникам. На врезке показано положение профилей и вулканических построек (1).

ря Альборан; 11 – предполагаемые направления миграции рассольно-соляных масс; 12 – щелочные калиевые магматические комплексы в пределах Кордильер Бетик и Эр-Риф (ориентировочные проекции на профили): а – вулканические постройки, б – промежуточные магматические камеры на уровнях распространения соленосных 1-5 - осадочные комплексы: 1 - неогеновые с мессинскими соляными покровообразными телами (N₁³), осложненными диапировыми структурами, 2 - палеогеновые (P), 3 – меловые (K), 4 – юрские (J), 5 – верхнетриасовые (Т₃) соли; 6 – герцинский фундамент; 7 – тектонические покровы; 8 – тектонические нарушения и направления смещений; 9 – вторичные "соляные швы" – вероятные пути миграции рассольно-соляных масс вдоль тектонических нарушений и надвигов; 10 – акватория моотложений. Fig. 6. Schematic profiles through the Rif and Betik thrust sheets and separates them Alboran Depression. Geological base modeled after [Hain, 1977, 1984; Rochy, 1982; Tectonic mape..., 1994; Ziegler, Horvath, 1996], supplemented from other published sources. Inset shows the position of profiles and volcanic constructions (1)

Upper Triassic salts (T₃); 6 – Hercynian Dasement; 7 – tectonic covers; 8 – tectonic faults and direction of displacements; 9 – secondary "salt sutures", probable routes of brine-salt mass migration along the tectonic faults and thrusts; 10 – Alboran Sea water area; 11 – estimated directions of brine-salt mass migration; 12 – alkaline potassium magmatic com-plexes within the Cordillera Betik and Rif (approximate projections to the profiles): a – volcanic structures, 6 – intermediate magmatic chambers at the levels of buried salt bodies. -5 - sedimentary complexes: 1 - Neogene with Messinian salt cover bodies, complicated by diapir structures (N₁³), 2 - Paleogene (P), 3 - Cretaceous (K), 4 - Jurassic (J), 5 -

ЛИТОСФЕРА том 18 № 2 2018



Рис. 7. Литолого-тектонические модели неогеодинамических соляно-щелочных провинций покровно-складчатого типа Средиземноморского коллизионного пояса. Составитель Г.А. Беленицкая

ния погребенных солей, б – вулканические постройки; 5 – крупные тектонические нарушения в субстрате и обрамлениях седиментационных бассейнов; 6 (стрелки над 1 – бассейны субаквальной седиментации; 2 – типы литосферы: а – континентальная и субконтинентальная, б – субокеаническая и океаническая, в – ось спрединга; 3 – комплексы вулканических дуг; 4 – щелочные магматические комплексы: а – промежуточные внутрикоровые очаги генерации щелочных магм на уровнях распространепрофилем) – характер синседиментационных смещений: а – раздвиг с прогибанием, б – прогибание разной интенсивности, в – надвиг; 7 – направление движения плит; 8 - напряжения: а - растяжение, деструкция, 6 - сжатие; 9 - области подъема аномальной мантии; 10 - осадочно-породные бассейны коллизионной стадии; 11 - миоценовые соляные покровообразные тела, осложненные диапировыми структурами; 12 – погребенные деформированные остаточные и инъекционно-тектонические соленосные комплексы в субстрате; 13 – геодинамические типы миоценовых солянокупольных бассейнов в глубоководных впадинах Средиземного моря (цифры в кружках): 1 – остаточные бассейны (Ионический, Леванта), 2, 4 – тафрогенные (поздне- и постколлизионных рифтов: 2 – Эгейский, 4 – Тирренский, Альборанский), 3 – краевые прогибы (По-Адриатический); 14 – ориентировочное положение неогеодинамических соляно-щелочных провинций покровно-складчатых областей (буквы в квадратных рамках): а – Бетская, Северо-Пиренейская, 6 – Апеннинская, в – Сицилийская, Эгейская.

Fig. 7. Lithological-tectonic models of the neogeodynamic salt-alkaline provinces of nappe-folded type of the Mediterranean belt. Compiled by G.A. Belenitskaya.

flection, 6 – deflection of different intensity, B – thrust; 7 – direction of plate movement; 8 – stresses: a – stretching, destruction, 6 – compression; 9 – areas of rise of the anomalous 4 – tafrogenic (late- and post-collisional rifts: 2 – Aegean, 4 – Tyrrhenian, Alboran), 3 – marginal troughs (Po-Adriatic); 14 – orientation position of the neogeodynamic tonic disturbances in the substrate and framing of sedimentary basins; 6 (arrows above the profile) – the character of the synsedimentation displacements: a – expansion with demantle; 10 - sedimentary-rock basins of the collision stage; 11 - Miocene salt cover bodies, complicated by diapir structures; 12 - buried residual and injection-tectonic salt-bearing complexes in the substrate; 13 – geodynamic types of Miocene salt-dome basins in deep-sea depressions of the Mediterranean (numbers in circles): 1 – residual basins (Ionic, l - basins of sub-aquatic sedimentation; 2 - types of lithosphere: a - continental and subcontinental, 6 - suboceanic, oceanic, B - axis of spreading; 3 - complexes of volcanic arcs; I – alkaline magmatic complexes: a – intermediate intracrustal foci of generation of alkaline magmas at the levels of buried salts distribution, 6 – volcanic buildings; 5 – large tecsalt-alkaline provinces of the cover-folded regions (letters in square frames): a – Betik, Northern Pyrenees, 6 – Apennine, B – Sicilian, Aegean. , CÍ Levant),



Рис. 8. Схематический профиль через Северозападно-Африканскую соляно-щелочную провинцию пассивноокраинного типа. Обобщение с использованием материалов [Юнов, 1980; Мазарович и др., 1990; Беленицкая, 2008; Когарко, Асавин, 2009].

1 – надсолевые осадочные комплексы: а – кайнозойские (КZ), б – меловые (К), в – юрские (J); 2 – верхнетриасовые соли калиеносные (Т₃), осложненные соляно-тектоническими структурами; 3 – подсолевые отложения (Т); 4 – палеозойское складчатое основание (РZ); 5 – докембрийский фундамент; 6 – кора переходного и субокеанического типов; 7 – базальты, вероятно повышенной щелочности; 8 – тектонические нарушения; 9 – акватория Атлантического океана; 10 – щелочные калиевые комплексы (ориентировочная проекция на профиль): а – вулканические постройки, б – промежуточная магматическая камера на уровне инъецированных солями комплексов субстрата; 11 – зоны, переработанные солянотектоническими и ортотектоническими процессами и интенсивно инъецированные солями.

Fig. 8. Schematic profile across the Northwest African salt-alkaline province of passive margin type. Generalization with the use of materials [Yunov, 1980; Mazarovich, 1990; Belenitskaya, 2008; Kogarko, Asavin, 2009].

1 -oversaline sedimentary complexes: a - Cenozoic (KZ), 6 -Cretaceous (K), B - Jurassic (J); 2 -Upper Triassic potassium-bearing salt (T₃), complicated by salt-tectonic structures; 3 - subsalt sediments (T); 4 - Paleozoic folded base (PZ); 5 - Precambrian crystalline basement; 6 - crust of transitional and suboceanic types; 7 - basalts of apparently increased alkalinity; 8 - tectonic faults; 9 - waters of the Atlantic Ocean; 10 - Canary province alkaline potassium complexes (approximate projection on the profile): a – volcanic structures, 6 - intermediate magma chambers at the Triassic salt bodies levels; 11 - zones, reprocessed by salt tectonics and ortotektonics and intensively injected with salts.

молодые, в том числе современные соленосные тела. Порой здесь известны также древние щелочные комплексы, в то время как сведения о молодом щелочном магматизме ограничены.

Для палеогеодинамической группы картина, как правило, менее отчетлива, поскольку обнаружение в субстрате или обрамлении докайнозойских щелочных комплексов солей более древних, чем эти комплексы, а особенно раскрытие соотношений между ними, в гораздо большей мере затруднено ограниченной сохранностью солей и/или их глубоким погребением в недрах. И все же во многих случаях здесь также сохраняются проявления и довольно многочисленные косвенные показатели соленосности, что в сочетании с данными о разновозрастных щелочных и соляных объектах позволяет расшифровывать пространственно-временные взаимоотношения и выявлять вероятные ЩСА. Относительно более перспективны для обнаружения ЩСА регионы с мезозойским и палеозойским щелочным магматизмом. В приведенных ниже примерах таких регионов для каждого из них указаны: возраст щелочных комплексов (Щм), по [Главнейшие провинции..., 1974; Щелочные породы, 1976; Карта..., 1995; Alkaline rocks..., 1995; и др.]; возраст солей более древних (домагматических, Сд) и молодых (син- и постмагматических, См), по [Беленицкая, 1998, 2008]. Кроме того, в косых скобках даны обобщенные возрастные интервалы, подчеркнуты главные интервалы; курсив – проявления докембрийских солей. ПС, Р (в круглых скобках) – тектонический тип ЩСА: ПС – покровноскладчатый, Р – рифтогенный.

Южнотаймырско-Хатангско-Прианабарский (ПС + Р); Щм – \underline{T}_1 , /PZ₃–MZ₁/; Сд – *PR*₁, *R*–*V*₁, *V*₂, D₁, <u>D</u>₂₋₃; См – Q; Байкало-Непский (ПС): Щм – <u>D₃–C₁</u>, PZ₂₋₃, <u>MZ₁</u>; Сд – *R*?, <u>V₂–C₂</u>; См – Q;

Варангерско-Тимано-Мезенский (ПС): Щм – <u>D</u>₃, P₁; Сд – R_3 , <u>V</u>₂–<u>C?</u>; См – D₃, P₁;

Кордильерский (ПС): Щм – <u>МZ₂–</u>**Р**; Сд – R, C, <u>C</u>₂, **Р**; См – J₃, <u>**Р**</u>₂, **Р**₃–Q;

Тянь-Шанский (ПС): Щм – $\underline{P_2-T}$, /PZ₃–MZ₁/; Сд – $\underline{D_{1-3}}$, D₃–C₁, $\underline{C_{1-2}}$; См – P₁, K₂–P₂, N₁;

Урало-Предуральский (ПС): Щм – \underline{P}_1 , C_2 –Т; $C_{\mathcal{A}}$ – R–V, \underline{O}_3 – \underline{S}_1 , \underline{D}_{2-3} ; $C_{\mathcal{M}}$ – \underline{P}_1 , C_2 – P_1 ;

Северо-Аппалачский (ПС): Щм – <u>Т–Ј</u>, /МZ/; Сд – Є, <u>О</u>, <u>С1</u>; См – <u>Т–Ј</u>;

Енисейско-Чадобецкий (Р): Щм – \underline{T}_1 ; Сд – R?, \underline{V}_2 – \underline{C}_2 , \underline{C}_2 – O_1 ;

Авлакоген Фицрой и щит Кимберли (Р): Щм – <u>К</u>₁, /MZ/; Сд – *PR*₁, *R*, <u>О₃–D</u>₁.

В большинстве приведенных примеров имеются сведения и о более древних щелочных комплексах, часто синхронных древним солям, а нередко и еще более древних.

Для регионов распространения докембрийских щелочных комплексов вопрос о соленосности субстрата обычно вызывает еще больше затруднений. Однако присутствие мелких проявлений и косвенных признаков докембрийской соленосности, часто в сочетании с молодыми солями и рассолами [Беленицкая, 2017], позволяет предполагать участие и здесь в щелочном магматизме еще более древних солей и говорить о наличии докембрийских ЩСА. К их числу можно отнести, например, покровно-складчатые и палеорифтогенные геоструктуры с проявлениями или косвенными признаками верхнедокембрийских солей: Дамарская, Катангская, Западно-Конголезская, Мозамбикская, Тимано-Варангерская, Уджинская (Оленекская) и др. (см. рис. 1, зн. 9). Признаки нижнедокембрийской, преимущественно раннепротерозойской, соленосности отмечаются в палеорифтогенных геоструктурах и их тектонических производных (раннепротерозойских подвижных поясах), развитых чаще на щитах и массивах и в их обрамлениях: на Балтийском – Онежский, Имандра-Варзугский, Печенгский, Кайнуу и др., на Воронежском – Белгородский, Тим-Ястребовский, на Алданском – Удоканский, Муйский и др., а также на разных участках Украинского, Анабарского, Канадского щитов. Сведения о них приведены в исследованиях Д.П. Сердюченко, В.И. Виноградова, М.А. Жаркова, Л.И. Салопа, О.М. Розена и других ученых, обзор см. в работе [Беленицкая, 2017]. Среди щелочных комплексов, сопряженных с докембрийскими солями, отмечаются как докембрийские (несколько более молодые, чем соленосные), так и фанерозойские, вплоть до современных. Временной разрыв между соляными и щелочными комплексами, по-видимому, может быть любым. Возможно, что именно масштабная соленосность нижнепротерозойских отложений определяет избирательную связь с раннепротерозойскими подвижными поясами или секущими их структурами многих ультращелочных магматических комплексов (подчеркнутую, например, А.А. Фроловым [Фролов и др., 2003, с. 108]). Показателен факт широкого распространения на многих докембрийских геоструктурах мощного натриевого (углекисло-натриевого) метасоматоза, охарактеризованного во многих работах М.Н. Воскресенской, В.Г. Кушева, И.Г. Минеевой, Ю.Ир. Половинкиной, А.И. Тугаринова, Л.Я. Шмураевой, и мн. др., проявлению которого, по нашему мнению, также могло способствовать участие в процессах тектоно-магматической активизации древних соляных (или соляно-карбонатных) толщ.

Есть основания полагать, что во многих регионах палеогеодинамической (как и неогеодинамической) группы там, где щелочной магматизм известен пока лишь в отдельных проявлениях, но установлена значимая соленость субстрата, имеется вероятность обнаружения более масштабных щелочных комплексов.

Таким образом, наиболее уверенно ЩСА устанавливаются в неогеодинамических щелочных провинциях, где кайнозойские щелочные комплексы ассоциируют с более древними солями в геоструктурах всех трех тектонических типов. В палеогеодинамических щелочных провинциях - мезозойских, палеозойских и докембрийских - сонахождения щелочных комплексов с более древними, чем они, солями выявляются менее уверенно (особенно докембрийских) из-за ограниченной сохранности солей. Важную вспомогательную индикаторную роль могут выполнять молодые соляные комплексы, а также более древние щелочные. В палеогеодинамической группе распространены ЩСА двух тектонических типов – покровно-складчатого и рифтогенного; нередки их сочетания. ЩСА пассивных окраин в ходе последующих аккреционно-коллизионных процессов вошли в состав покровно-складчатых областей и ныне входят в первую группу.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненный анализ пространственно-временных соотношений природных солей и щелочных магматических комплексов позволяет положительно оценить вероятность участия солей в щелочном магмообразовании. Главные предпосылки для этого: 1) сходство наборов специфических и типоморфных компонентов и микрокомпонентов состава соляных (галофильных) и щелочных (фойдафильных) комплексов (а в более широком плане - сходство соляно-карбонатных и щелочнокарбонатитовых формационных парагенезов); 2) их довольно частая пространственная близость, в том числе калиевых солей и калиевых разновидностей щелочных пород, при устойчивых временных соотношениях; 3) подобие ряда важных закономерностей размещения тех и других (геотектоническая позиция, стратиграфическое распределение, унаследованно-цикличный характер размещения и др.).

Сравнительный анализ регионального и глобального материала, выявивший частое наличие пространственных сонахождений соленосных и щелочных комплексов, позволил рассматривать такие сонахождения как соляно-щелочные ассоциации, а ареалы их общего распространения - как солянощелочные провинции. В состав ассоциаций входят: щелочные магматические комплексы и погребенные в их субстрате более древние соли, образующие основную доминантную пару; субсинхронные магматизму "молодые" соляные толщи, часто связанные с разрушением более древних солей и их решиклингом (тектоническим, соляно-тектоническим или инъекционно-седиментационным [Belenitskaya, 2016; Беленицкая, 2017]); нередко также более древние щелочные и соляные толщи. Проявления глубинного магматизма, ответственные за развитие щелочных комплексов, связаны с процессами тектоно-магматической активизации.

В зависимости от геотектонических обстановок размещения различаются три основных тектонических типа соляно-щелочных провинций: 1) покровно-складчатый, 2) рифтогенный и 3) активизированных пассивных окраин. В составе покровно-складчатого типа, наиболее широко распространенного, условно объединены разновозрастные складчатые области (вместе с прилежащими зонами тектонических перекрытий покровнонадвиговыми пакетами окраин платформ и срединных массивов), в том числе развитые в фундаменте молодых и древних платформ, включая щиты.

Наиболее уверенно и часто сонахождения с более древними соленосными комплексами обнаруживаются для неоген-четвертичных щелочных комплексов, реже – для мезозойских, палеозойских и особенно для докембрийских. Основная причина сокращения количества и полноты установленных сонахождений вглубь времени – резко убывающая во времени сохранность солей и их изученность. Характерные представители неогеодинамических ЩСА трех тектонических типов – Итальянская, Верхнерейнская и Северозападно-Африканская – приняты в качестве эталонных для дальнейших исследований.

Полученные данные показывают, что нахождение соленосных пород на путях восходящего движения глубинных магм, связанных с тектономагматической активизацией, представляет собой достаточно распространенное и геологически закономерное явление. Уровням соленосности часто отвечает размещение промежуточных магматических камер, контролирующих появление щелочных пород. А это дает основание предполагать вероятность активных взаимодействий горячих алюмосиликатных магм с компонентами соленосных (соляно-карбонатных) комплексов и положительно оценить геологические предпосылки участия солей в щелочном магматизме.

Более детальному анализу эталонных объектов, в целях конкретизации геологических показателей модели участия солей в щелочном магматизме, и обсуждению генетических аспектов солянощелочных взаимодействий, с оценкой роли различных галофильных компонентов в формировании щелочной специализации магм, будет посвящена вторая статья.

Благодарю своих коллег сотрудников ВСЕГЕИ Э.А. Ланду, И.А. Наторхина, Н.Н. Соболева, С.П. Шокальского, Л.Н. Шарпенок, прочитавших рукопись статьи и сделавших ряд ценных замечаний, а также О.Г. Сафонова за консультацию по вопросам экспериментальных исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства природных ресурсов и экологии Российской Федерации и Российского Фонда фундаментальных исследований (проекты 10-05-00555-а, 12-05-00513-Д-с, 16-15-20048-Д-с).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бадалов С.Т., Виноградов В.И. (1967) К вопросу об источниках серы в эндогенных месторождениях Северо-Западного Карамазара. Изотопы серы и вопросы рудообразования. М.: Наука, 72-83.
- Беленицкая Г.А. (1982) Некоторые палеотектонические закономерности размещения соленосных толщ. Новые данные по геологии, геохимии, подземным водам и полезным ископаемым соленосных бассейнов. Новосибирск: Наука, 176-187.
- Беленицкая Г.А. (1998) Галогенсодержащие бассейны. Литогеодинамика и минерагения осадочных бассейнов. (Под ред. А.Д. Щеглова). СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 220-320.
- Беленицкая Г.А. (2000) Соленосные осадочные бассейны. Литолого-фациальный, геодинамический и минерагенический анализ. Осадочные бассейны России, (4). СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 72 с.
- Беленицкая Г.А. (2008) Минерагения соленосных бассейнов мира. Соленосные осадочные бассейны континентов. Энциклопедический справочник "Плане-

та Земля". (Гл. ред. Л.И. Красный). Том "Минерагения". Кн. 1. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 165-189. Кн. 2-5.

- Беленицкая Г.А. (2013) Тектонические аспекты пространственного и временного распределения соленосных бассейнов мира. Электронное научное издание Альманах "Пространство и Время", 4(1). Сіте MLA 7: Web. <2227-9490eaprovr_e-ast4-1.2013.22>.
- Беленицкая Г.А. (2015) Об участии природных солей в щелочном магматизме. Тектоно-седиментационные предпосылки. Вероятностные литолого-петрологические модели щелочного магматизма с участием солей. Петрография магматических и метаморфических горных пород. Петрозаводск: КНЦ РАН, 96-101.
- Беленицкая Г.А. (2017) Соли в земной коре: распространение и кинематическая история. *Литосфера*, **17**(3), 5-28.
- Богатиков О.А., Рябчиков И.Д., Кононова В.А. (1991) Лампроиты. М.: Наука, 301 с.
- Гавриленко Е.С., Дерпгольц В.Ф. (1971) Глубинная гидросфера Земли. Киев: Наукова думка, 272 с.
- Геологический словарь (2010) В 3 т. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ.
- Главнейшие провинции и формации щелочных пород. (1974) (Отв. ред. Л.С. Бородин). М.: Наука, 376 с.
- Гришина С.Н., Полозов А.Г., Мазуров М.П., Горяйнов С.В. (2014) Генезис хлоридно-карбонатных образований трубки Удачная-Восточная. Докл. АН, **458**(2), 198-200.
- Заварицкий А.Н. (1961) Изверженные горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 455 с.
- Карбонатиты. (1969) (Под ред. О. Таттла и Дж. Гиттинса). М.: Мир, 487 с.
- Карбонатиты и кимберлиты (взаимоотношения, минерагения, прогноз) (А.А. Фролов, А.В. Лапин, А.В. Толстов, Н.Н. Зинчук, С.В. Белов, А.А. Бурмистров). (2005) М.: НИА-Природа, 540 с.
- Карта размещения и минерагенической специализации щелочных магматических комплексов России. Масштаб 1 : 10 000 000. (1995) (Ред. М.П. Орлова, В.И. Краснов). Спб.: Изд-во Картфабрика ВСЕГЕИ.
- Когарко Л.Н. (1977) Проблемы генезиса агпаитовых магм. М.: Наука, 294 с.
- Когарко Л.Н. (1997) Щелочной магматизм в истории Земли и эволюция флюидного режима мантии. Докл. *АН*, **348**(5), 665-667.
- Когарко Л.Н., Асавин А.М. (2009) Калиевый магматизм Мирового океана (на примере Атлантики). *Геохимия*, (9), 899-909.
- Когарко Л.Н., Рябчиков И.Д. (1978) Летучие компоненты в магматических процессах. *Геохимия*, (9), 1293-1321.
- Кореневский С.М. (1973) Комплекс полезных ископаемых галогенных формаций. М.: Недра, 299 с.
- Лазаренков В.Г. (1988) Формационный анализ щелочных пород континентов и океанов. Л.: Недра, 236 с.
- Мазарович А.О., Фрих-Хар Д.И., Когарко Л.Н., Копорулин В.И., Рихтер Ф.В., Ахметьев М.А., Золотарев Б.П. (1990) Тектоника и магматизм островов Зеленого мыса. М.: Наука, 246 с.
- Маракушев А.А., Сук Н.И., Новиков М.П. (1997) Хлоридная экстакция металлов и проблема их миграции из магматических очагов. Докл. АН, **352**(1), 83-86.
- Павлов Д.И. (1975) Магнетитовое рудообразование при участи экзогенных хлоридных вод. М.: Наука, 246 с.

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 18 No. 2 2018

- Павлов Д.И., Рябчиков И.Д. (1968) Долериты, застывшие в соляной толще. Изв. АН СССР, сер. геол., (2), 52-63.
- Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. (2009) СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 200 с.
- Пильтенко М. К. (1964) О возможности образования щелочных горных пород посредством палингенеза супракрустальных соленосных толщ. *Происхождение щелочных пород*. Труды 3-го Всерос. петрограф. совещ. М.: Наука, 117-128.
- Покровский Б.Г. (2000) Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии. М.: Наука, 225 с.
- Пуртов В.К., Анфилогов В.Н., Егорова Л.Г. (2002) Взаимодействие базальта с хлоридными растворами и механизм образования кислых расплавов. *Геохимия*, (10), 1084-1097.
- Пучков В.Н. (2005) Везувий и другие. Самиздат. http:// samlib.ru/p/puchkow_w_n/vezuviyiokrestnosti.shtml (accsessed 12.12.2015)
- Пущаровский Ю.М. (1969) Резонансно-тектонические структуры. *Геотектоника*, (1), 3-12.
- Ритманн А. (1964) Вулканы и их деятельность. М.: Мир, 438 с.
- Рябчиков И.Д., Хамилтон Д.Л. (1971) О возможности отделения концентрированных хлоридных растворов в ходе кристаллизации кислых магм. Докл. АН СССР, **197**(4), 933-936.
- Сафонов О.Г., Перчук Л.Л., Литвин Ю.А. (2007) Взаимодействие диопсида и жадеита с хлоридом калия при давлении 5 ГПа. Докл. АН, **415**(1), 105-109.
- Сердюченко Д.П. (1972) Соленосные осадочные породы в докембрийских толщах земли и их скаполитсодержащие метаморфические производные. *Геология докембрия*. Л.: Наука, 31-41.
- Тектоническая карта Средиземного моря. Масштаб 1:5 000 000 (Н.А. Богданов, В.Е. Хаин, В.Д. Чехович, Н.В. Короновский, М.Г. Ломизе и др.). (1994) М.: ВИЭМС.
- Фон-дер-Флаасс Г.С. (1997) Структурно-генетическая модель рудного поля ангаро-илимского типа (Сибирская платформа). *Геол. рудных месторожд.*, **38**(6), 530-544.
- Фор Г. (1989) Основы изотопной геологии. М.: Мир, 590 с.
- Фролов А.А., Толстов А.В., Белов С.В. (2003) Карбонатитовые месторождения России. М.: НИА-Природа, 494 с.
- Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Т. 2. (1977) Внеальпийская Европа и Западная Азия. 359 с. Т. 4. (1984) Альпийский Средиземноморский пояс. 344 с. М.: Недра.
- Шейнманн Ю.М. (1960) Закономерности размещения комплексов щелочных пород и связанной с ними минерализации докембрийских щитов и древних подвижных зон. Ч. І. Киев: Изд-во АН УССР, 231 с.
- Щелочные породы. (1976) (Под ред. Х. Серенсена). М.: Мир, 400 с.
- Юнов А.Ю. (1980) Строение, развитие и перспективы нефтегазоносности подводных окраин Западной Африки и Восточной Азии. *Тектоника Сибири*. Т. IX. М.: Наука, 127-139.
- Яншин А.Л., Жарков М.А. (1986) Фосфор и калий в природе. Новосибирск: Наука, 191 с.

Беленицкая Г.А. Belenitskaya G.A.

- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Наумов В.Б. (2005) Геодинамика, потоки и рециклинг летучих компонентов между мантией и верхними оболочками Земли. Геотектоника, (1), 45-63.
- Aiuppa A., Baker D.R., Webster J. (2009) (Guest Editor) Halogenes in volcanic systems and their environmental impacts. Special Issue. *Chemical Geology*, 263(1-4), 163 p.
- Alagna K.E., Peccerillo A., Martin S., Donati C. (2010) Tertiary to Present evolution of orogenic magmatism in Italy. J. Virtual Explorer, 36(18). doi: 10.3809/jvirtex.2010.00233
- Alkaline Rocks and Carbonatites of the World. Part 1: North and South America. (1987) A.R. Woolley. London, Hardcover, 216 p. Part 2: Former USSR. (1995) L.N. Kogarko, V.A. Kononova, M.P. Orlova, A.R. Woolley. London, Chapman & Hall, 226 p. Part 3: Africa. (2001) A.R. Woolley. London, Hardback, 372 p.
- Belenitskaya G.A. (2016) Salt Tectonics at the Margins of Young Oceans. *Geotectonics*, **50**(3), 244-256.
- Brun J.-P., Fort X. (2011) Salt tectonics at passive margins: Geology versus models. *Marine and Petroleum Geology*, 28, 1123–1145. doi: 10.1016/j.marpetgeo. 2011.03.004.
- Chelazzi L., Bindi L., Olmi F., Menchetti S., Peccerillo A., Conticelli S. (2006) A lamproitic component in the high-K calc-alkaline volcanic rocks of the Capraia Island, Tuscan Magmatic Province: evidence from clinopyroxene crystal chemical data. *Per. Mineral*, 75(2-3), 75-94.
- Cramez Carlos. (2014) Salt Tectonics. Short Course. Universidade Fernando Pessoa Porto, Portugal. http://homepage.ufp.pt/biblioteca/SaltTectonicsNovo.htm
- Hofmann A.W. (1997) Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature*, 385, 219-229.
- Hudec M.R., Jackson M.P.A. (2006) Advance of allochthonous salt sheets in passive margins and orogens. *AAPG Bull*, **90**(10), 1535-1572.
- Peccerillo A. & Martinotti G. (2006) TheWestern Mediterranean lamproitic magmatism: origin and geodynamic significance. *Terra Nova*, (18), 109-117.
- Rouchy J.-M. (1982) La Genese des Evaporites Messiniennes de Mediterrannee. Paris: Editions du Museum national d'Histoire naturelle, 267 p.
- Rowan M.G. (2014) Passive-margin salt basins: hyperextension, evaporite deposition, and salt tectonics Basin Research. *Marine and Petroleum geology*, **26**(1), 154-182. DOI: 10.1111/bre.12043.
- Ziegler P.A., Horvath F. (Eds). (1996) Peri-Tethys Memoir 2: Structure and Prospects of Alpine Basins and Forelands. Mem. Mus. Natn. Hist. nat. Paris, **170**, 511 p.

REFERENCES

- Aiuppa A., Baker D.R., Webster J. (Guest Editor) (2009) Halogenes in volcanic systems and their environmental impacts. Special Issue. *Chemical Geology*, 263(1-4), 163 p.
- Alagna K.E., Peccerillo A., Martin Silvana, Donati C. (2010) Tertiary to Present evolution of orogenic magmatism in Italy. J. Virtual Explorer, 36(18). doi: 10.3809/jvirtex.2010.00233.
- Alkaline Rocks and Carbonatites of the World. Part 1: North and South America. (1987) A.R. Woolley. London, Hardcover, 216 p. Part 2: Former USSR. (1995) L.N. Kogarko, V.A. Kononova, M.P. Orlova, A.R. Woolley. Lon-

don, Chapman & Hall, 226 p. Part 3: Africa. (2001) A.R. Woolley. London, Hardback, 372 p.

- Badalov S.T., Vinogradov V.I. (1967) Study of sulphur sources in endogenous fields of Northwest Karamazar. *Izotopy sery i voprosy rudoobrazovaniya*. Moscow, Nauka Publ., 72-83. (In Russian)
- Belenitskaya G.A. (2016) Salt Tectonics at the Margins of Young Oceans. *Geotectonics*, **50**(3), 244-256.
- Belenitskaya G.A. (1982) Some paleotectonic patterns of salt strata distribution. *Novye dannye po geologii, geohimii, podzemnym vodam i poleznym iskopaemym solenosnyh basseinov*. Novosibirsk, Nauka Publ., 176-187. (In Russian)
- Belenitskaya G.A. (1998) Halogen-bearing basins. *Litogeo-dinamika i minerageniya osadochnyh basseinov*. (Ed. A.D. Shcheglov). St.Petersburg, VSEGEI Publ., 220-320. (In Russian)
- Belenitskaya G.A. (2000) Solenosnye osadochnye basseiny. Litologo-facial'nyi, geodinamicheskii i mineragenicheskii analiz [Salt-bearing sedimentary basins. Lithofacies, geodynamic, and mineragenic analysis]. Osadochnye basseiny Rossii, (4). St.Petersburg, VSEGEI Publ., 72 p. (In Russian)
- Belenitskaya G.A. (2008) Minerageny of salt-bearing basins of the world. Salt-bearing sedimentary basins of continents. *Entsiklopedicheskii spravochnik "Planeta Zemlya"* [Encyclopaedic handbook "Earth planet"]. (Ed. L.I. Krasnyi). Volume "Minerageniya". St.Petersburg, VSEGEI Publ. B. 1, 165-189. (In Russian)
- Belenitskaya G.A. (2013) Tektonicheskie aspekty prostranstvennogo i vremennogo raspredeleniya solenosnykh basseinov mira [Tectonic aspects of space and time distribution of salt-bearing basins of the world]. Elektronnoe nauchnoe izdanie Al'manah "Prostranstvo i Vremya", 4(1). Cite MLA 7: Web. <2227-9490eaprovr_east4-1.2013.22>. (In Russian)
- Belenitskaya G.A. (2015) Participation of natural salts in alkaline magmatism. Tectonic-sedimentary preconditions. Probabilistic lithological and petrological models of alkaline magmatism with salt participation. *Petrografiya* magmaticheskikh i metamorficheskikh gornykh porod. Petrozavodsk, KarNTs RAN, 96-101. (In Russian)
- Belenitskaya G.A. (2017) Salt in the Earth's crust: distribution and kinematic history. *Litosfera*, **17**(3), 5-28. (In Russian)
- Bogatikov O.A., Ryabchikov I.D., Kononova V.A. (1991) *Lamproity* [Lamproites]. Moscow, Nauka Publ., 301 p. (In Russian)
- Brun J.-P., Fort X. (2011) Salt tectonics at passive margins: Geology versus models. *Marine and Petroleum Geology*, 28, 1123-1145. doi: 10.1016/j.marpetgeo.2011.03.004.
- Chelazzi L., Bindi L., Olmi F., Menchetti S., Peccerillo A., Conticelli S. (2006) A lamproitic component in the high-K calc-alkaline volcanic rocks of the Capraia Island, Tuscan Magmatic Province: evidence from clinopyroxene crystal chemical data. *Per. Mineral*, 75(2-3), 75-94.
- Cramez Carlos (2014) Salt Tectonics. Short Course. Universidade Fernando Pessoa Porto, Portugal. http:// homepage.ufp.pt/biblioteca/SaltTectonicsNovo.htm
- Fon-der-Flaass G.S. (1997) Structural genetic model of the Angara-Ilim type ore field (Siberian Platform). *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **38**(6), 530-544. (In Russian)
- For G. (1989) Osnovy izotopnoi geologii [Principles of

ЛИТОСФЕРА том 18 № 2 2018

isotope geology]. Moscow, Mir Publ., 590 p. (In Russian)

- Frolov A.A., Tolstov A.V., Belov S.V. (2003) Karbonatitovye mestorozhdeniya Rossii [Carbonatite deposits of Russia]. Moscow, NIA-Priroda Publ., 494 p. (In Russian)
- Gavrilenko E.S., Derpgol'ts V.F. (1971) *Glubinnaya gidrosfera Zemli* [Deep hydrosphere of the Earth]. Kiev, Naukova dumka Publ., 272 p. (In Russian) *Geologicheskii slovar*' [Geological Dictionary]. (2010)
- *Geologicheskii slovar'* [Geological Dictionary]. (2010) St.Petersburg, VSEGEI Publ. (In Russian)
- *Glavneishie provincii i formacii shchelochnykh porod* [Major provinces and formations of alkaline rocks]. (1974) (Chief ed. L.S. Borodin). Moscow, Nauka Publ., 376 p. (In Russian)
- Grishina S.N., Polozov A.G., Mazurov M.P., Goryainov S.V. (2014) Genesis of chloride-carbonate deposits of the Udachnaya-Vostochnaya Pipe. *Dokl. Arad. Nauk*, 458(2), 198-200. (In Russian)
- Hain V.E. Regional'naya geotektonika [Regional geotectonics]. V. 2. (1977) Vneal'piiskaya Evropa i Zapadnaya Aziya [Extra-Alpine Europe and West Asia]. Moscow, Nedra Publ., 359 p. V. 4. (1984) Al'piiskii Sredizemnomorskii poyas [Alpine Mediterranean belt]. Moscow, Nedra Publ., 344 p. (In Russian)
- Hofmann A.W. (1997) Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature*, **385**, 219-229.
- Hudec M.R., Jackson M.P.A. (2006) Advance of allochthonous salt sheets in passive margins and orogens. *AAPG Bull*, **90**(10), 1535-1572.
- Jarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Naumov V.B. (2005) Geodynamics, flows and recycling of volatile components between the mantle and the upper envelopes of the Earth. *Geotektonika*, (1), 45-63.(In Russian)
- Karbonatity [Carbonatites]. (1969) (Ed. O. Tattl, Dzh. Gittins). Moscow, Mir Publ., 487 p. (In Russian)
- Karbonatity i kimberlity (vzaimootnosheniya, minerageniya, prognoz) [Carbonatites and kimberlites (relationships, minerageny, forecast)]. (2005) (A.A. Frolov, A.V. Lapin, A.V. Tolstov, N.N. Zinchuk, S.V. Belov, A.A. Burmistrov). Moscow, NIA-Priroda Publ., 540 p. (In Russian)
- Karta razmeshcheniya i mineragenicheskoi specializatsii shchelochnykh magmaticheskikh kompleksov Rossii [Map of location and mineragenic orientation of alkaline igneous complexes of Russia]. (1995) Masshtab 1 : 10 000 000. (Eds. M.P. Orlova, V.I. Krasnov). St.Petersburg, Kartfabrika VSEGEI. (In Russian)
- Kogarko L.N. (1977) *Problemy genezisa agpaitovykh magm* [Problems of agpaitic magma genesis]. Moscow, Nauka Publ., 294 p. (In Russian)
- Kogarko L.N. (1997) Alkaline magmatism in the Earth's history and evolution of mantle fluid regime. *Dokl. Akad. Nauk*, 348(5), 665-667. (In Russian)
- Kogarko L.N. Asavin A.M. (2009) Potassium magmatism of the World's ocean (case study of the Atlantic). *Geokhimiya*, (9), 899-909. (In Russian)
- Kogarko L.N., Ryabchikov I.D. (1978) Volatiles in magmatic processes. *Geokhimiya*, (9), 1293-1321. (In Russian)
- Korenevskii S.M. (1973) Kompleks poleznykh iskopaemykh galogennykh formatsii [Mineral complex of salt formations]. Moscow, Nedra Publ., 299 p. (In Russian)
- Lazarenkov V.G. (1988) Formatsionnyi analiz shchelochnykh porod kontinentov i okeanov [Formation analysis of alkaline rocks of continents and oceans]. Leningrad, Nedra Publ., 236 p. (In Russian)

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 18 No. 2 2018

- Marakushev A.A., Suk N.I., Novikov M.P. (1997) Chloride extraction of metals and problem of their migration from magmatic chambers. *Dokl. Akad. Nauk*, **352**(1), 83-86. (In Russian)
- Mazarovich A.O., Frih-Har D.I., Kogarko L.N., Koporulin V.I., Rikhter A.V., Akhmet'ev M.A., Zolotarev B.P. (1990) *Tektonika i magmatizm ostrovov Zelenogo mysa* [Tectonics and magmatism of Cape Verde Islands]. Moscow, Nauka Publ., 246 p. (In Russian)
- Pavlov D.I. (1975) Magnetitovoe rudoobrazovanie pri uchastii ekzogennykh khloridnykh vod [Magnetite ore formation with participation of exogenous chloride waters]. Moscow, Nauka Publ., 246 p. (In Russian)
- Pavlov D.I., Ryabchikov I.D. (1968) Dolerite consolidated in salt strata. *Izv. Akad. Nauk SSSR*, Ser. Geol., (2), 52-63. (In Russian)
- Peccerillo A. & Martinotti G. (2006) The Western Mediterranean lamproitic magmatism: origin and geodynamic significance. *Terra Nova*, **18**, 109-117.
- Petrograficheskii kodeks Rossii. Magmaticheskie, metamorficheskie, metasomaticheskie, impaktnye obrazovaniya [Petrographic code of Russia. Magmatic, metamorphic, metasomatic, impact rocks]. (2009) St.Petersburg, VSEGEI Publ., 200 p. (In Russian)
- Pil'tenko M.K. (1964) Possibility of alkaline rock formation through palingenesis of zsupercrustal salt-bearing strata. *Proiskhozhdenie shchelochnykh porod. Trudy 3 Vsesoyuz. Petrograf. Konf.* [Origin of alkaline rocks Proc. 3rd All-Union Petrograf, Conf.]. Moscow, Nauka Publ., 117-128. (In Russian)
- Pokrovskii B.G. (2000) Korovaya kontaminatsiya mantiinykh magm po dannym izotopnoi geokhimii [Crustal contamination of mantle magmas on evidence of isotope geochemistry]. Moscow, Nauka Publ., 225 p. (In Russian)
- Puchkov V.N. (2005) *Vezuvii i drugie* [Vesuvius and others]. Samizdat. http://samlib.ru/p/puchkow_w_n/ vezuviyiokrestnosti.shtml Ot 12.12.15. (In Russian)
- Purtov V.K., Anfilogov V.N., Egorova L.G. (2002) Vzaimodeistvie bazal'ta s khloridnymi rastvorami i mekhanizm obrazovaniya kislykh rasplavov [Interaction of basalt with chloride solutions and mechanism of acid melt formation]. Geokhimiya, (10), 1084-1097. (In Russian)
- Pushcharovsky Yu.M. (1969) Resonance-tectonic structures. *Geotektonika*, (1), 3-12.
- Ritmann A. (1964) *Vulkany i ikh deyatel'nost'* [Volcanoes and their activity]. Moscow, Mir Publ., 438 p. (In Russian)
- Rouchy J.-M. (1982) La genese des evaporites Messiniennes de Mediterrannee. Paris: Editions du Museum national d'Histoire naturelle, 267 p.
- Rowan M.G. (2014) Passive-margin salt basins: hyperextension, evaporite deposition, and salt tectonics Basin Research. *Marine and Petroleum geology*, **26**(1), 154-182. doi: 10.1111/bre.12043.
- Ryabchikov I.D., Hamilton D.L. (1971) Possibility of separation of concentrated chloride solutions in the course of acid magma crystallization. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **197**(4), 933-936. (In Russian)
- Safonov O.G., Perchuk L.L., Litvin Yu.A. (2007) Interaction of jadeite and diopside with potassium chloride at a pressure of 5 GPa. *Dokl. Akad. Nauk*, **415**(1), 105-109. (In Russian)

Serdyuchenko D.P. (1972) Salt-bearing sedimentary rocks in Precambrian Earth's strata and their scapolite metamorphic derivatives. *Geologiya dokembriya*. Leningrad, Nauka Publ., 31-41. (In Russian)

Shchelochnye porody [Alkaline rocks]. (1976) (Ed. H. Serensen). Moscow, Mir Publ., 400 p. (In Russian)

- Sheinmann Yu.M. (1960) Zakonomernosti razmeshcheniya kompleksov shchelochnykh porod i svyazannoi s nimi mineralizatsii dokembriiskikh shchitov i drevnikh podvizhnykh zon [Location patterns of akaline rock complexes and related mineralization of Precambrian shields and old mobile zones]. Pt. I. Kiev, AN USSR. 231 p. (In Russian)
- *Tektonicheskaya karta Sredizemnogo morya* [Tectonic map of the Mediterranean Sea]. Masshtab 1 : 5 000 000 (N.A. Bogdanov, V.E. Hain, V.D. Chekhovich,

N.V. Koronovskii, M.G. Lomize et al.). (1994) Moscow, VIEMS Publ. (In Russian)

- Yanshin A.L., Zharkov M.A. (1986) Fosfor i kalii v prirode [Phosphorus and potassium in nature]. Novosibirsk, Nauka Publ., 191 p. (In Russian)
- Yunov A.Yu. (1980) Stroenie, razvitie i perspektivy neftegazonosnosti podvodnykh okrain Zapadnoi Afriki i Vostochnoi Azii [Structure, evolution, and oil-andgas potential of continental margins of West Africa and East Asia]. Tektonika Sibiri [Tectonics of Siberia]. IX, Moscow, Nauka Publ., 127-139. (In Russian)
- Zavaritskii A.N. (1961) *Izverzhennye gornye porody* [Igneous rocks]. Moscow, Akad. Nauk SSSR. 455 p. (In Russian)
- Ziegler P.A., Horvath F. (Eds). (1996) Peri-Tethys Memoir 2: Structure and Prospects of Alpine Basins and Forelands. Mem. Mus. Natn. Hist. nat. Paris, 170, 511 p.

УДК 552.321.1(470.5)

DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-2-177-207

МОДЕЛЬ МАНТИЙНО-КОРОВОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ И СОПРЯЖЕННОГО МАГМАТИЗМА В НАДСУБДУКЦИОННОМ ОРОГЕНЕ (ПАЛЕОЗОЙ УРАЛА)

© 2018 г. Г. Б. Ферштатер¹, Н. С. Бородина¹, Ф. Беа², П. Монтеро²

¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, e-mail: fershtater@igg.uran.ru ²Department of Mineralogy and Petrology, Fuentenueva Campus, University of Granada, 18002, Granada, Spain Поступила в редакцию 17.04.2017 г., принята к печати 11.12.2017 г.

Разработана модель магмообразования в коре Уральского подвижного пояса – эталонного эпиокеанического надсубдукционного орогена. Магмообразование происходит как в реликтовой океанической, так и в новообразованной коре орогена. В первом случае формируются небольшие тела практически бескалиевых плагиогранитов, во втором – крупные габбро-тоналит-гранодиорит-гранитные (ГТГГ) и существенно гранитные массивы. Основной вывод из приведенного в статье материала заключается в том, что массовое формирование новой земной коры Уральского подвижного пояса и магмообразование в ней были инициированы сменой маловодного мантийного магматизма водным. Последний сопровождает коровое магмообразование на всех его стадиях. В областях интенсивного водного магматизма формируются центры длительной (до 100 млн лет и более) эндогенной активности (ЦДЭА), продуктом деятельности которых являются ГТГГ и гранитные массивы. В эволюции ЦДЭА выделяются два главных этапа: 1) самопроизвольное частичное плавление (автомигматизация) продуктов водного базитового, гранодиоритового и плагиогранитного состава; 2) частичное плавление продуктов кристаллизации названных гранитоидных расплавов, формирующее массивы адамеллитового и гранитного состава.

Ключевые слова: мантийно-коровое взаимодействие, геодинамика, магматизм, мигматизация, изотопия

MODEL OF MANTLE-CRUST INTERACTION AND MAGMA GENERATION IN THE SUPRASUBDUCTION OROGEN (PALEOZOIC OF THE URALS)

German B. Fershtater¹, Nadezhda S. Borodina¹, Fernando Bea², Pilar Montero²

¹A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg, 620016,

Russia, e-mail: fershtater@igg.uran.ru ²Department of Mineralogy and Petrology, Fuentenueva Campus, University of Granada, 18002, Granada, Spain

Received 17.04.2017, accepted 11.12.2017

A model of magma formation in the crust of the Urals mobile belt, which is the best example of epioceanic suprasubduction orogen, has been developed. Magma formation occurs both in the relic oceanic and in the newly formed orogen crust. In the first case small bodies of practically non-potassium plagiogranites are formed, in the second one can see large gabbro-tonalite-granodiorite-granite (GTGG) and essentially granite massifs. The main conclusion is that the formation of a new earth crust of the Urals mobile belt and magma generation in it was initiated by the replacement of low-water mantle magmatism with water-rich one. The latter accompanies crustal magma generation at all its stages. In the areas of intense water magmatism, centers of long-term (up to 100 million years or more) endogenous activity (CLEA) are formed, the products of which are GTGG and granite massifs. Two main stages are distinguished in the evolution of the CLEA: 1) spontaneous partial melting (automigmatization) of products of water-rich basic magmatism – hornblende gabbros and diorites, and formation of tonalite, granodiorite and plagiogranite melts; 2) partial melting of the tonalite and granodiorite which produces the melts of adamellitic and granite composition.

Keywords: mantle-crustal interaction, geodynamics, magmatism, migmatization, isotopy

Acknowledgements

The study was carried out with the financial support of the Russian Foundation for Basic Research (project No. 15-05-00576). This is the publication of IBERSIMS No. 41.

Для цитирования: Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С., Беа Ф., Монтеро П. (2018) Модель мантийно-корового взаимодействия и сопряженного магматизма в надсубдукционном орогене (палеозой Урала). *Литосфера*, **18**(2), 177-207. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-2-177-207

For citation: Fershtater G.B., Borodina N.S., Bea F., Montero P. (2018) Model of mantle-crust interaction and magma generation in the suprasubduction orogen (Paleozoic of the Urals). *Litosfera*, **18**(2), 177-207. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-2-177-207

ВВЕДЕНИЕ

Взаимодействие двух верхних оболочек Земли – ее верхней мантии и коры – определяет состав, строение, эндогенную энергию и геодинамику последней: вулканические процессы и землетрясения, заметно влияющие на современную цивилизацию.

Формирование земной коры и внутрикоровое магмообразование в ней – важнейшие проблемы наук о Земле. Магматические расплавы, генерированные в земной коре, образуют крупные массивы преимущественно гранитоидного состава. В большинстве орогенных складчатых поясов, особенно коллизионного типа, гранитоиды представляют собой наиболее распространенные магматические породы. Источники и механизмы формирования континентальной коры в орогенах разного типа на всех стадиях эволюции Земли подробно описаны в литературе и включают в себя как разнообразное мантийно-коровое взаимодействие, так и разные типы магмогенерации - от водного и сухого анатексиса до фракционирования [Формирование..., 1986; Taylor, McLennan, 1995; Albarede, 1998; Clemens, Droop, 1998; Rudnick, Gao, 2003; Владимиров и др., 2003; Крук, 2015; Gazel et al., 2015].

Источником корового магматизма обычно являются метаморфизованные осадочные (метапелиты, аркозы и метаграувакки), реже ортопороды среднего и кислого состава. На Урале кристаллический фундамент такого состава сохранился лишь фрагментарно и не играл большой роли в качестве источника корового магматизма. Участки новообразованной коры, которые сложены вулканитами преимущественно основного состава, составляют существенную часть новой коры орогена, но практически не участвуют в коровой магмогенерации. Роль главного источника корового магматизма принадлежит тем блокам новой коры, которые образованы в результате андерплейтинга продуктов водного базитового магматизма.

На ранней стадии развития Уральского орогена преобладал мантийный по своему источнику магматизм. В отдельных эпизодах этого магматизма удается наблюдать смену преобладающего маловодного (содержание воды менее 2 мас. %) магмообразования, продукты которого представлены преимущественно пироксеновыми базальтами и габбро, водным (содержание воды в магме около 4 мас. % – по оценке [Plank et al., 2013], продукты – амфиболовые базальты и габбро). Подобный тренд типичен для надсубдукционного магматизма и ярко проявлен в некоторых современных вулканических областях [Kirzler et al., 2000]. На Урале этот тренд наблюдается и в общей эволюции магматизма. В начале позднего девона на смену преимущественно маловодному базитовому магматизму приходит водный, продукты которого, представленные роговообманковым габбро, формируют новую кору по механизму андерплейтинга [Bea et al., 1997]. Этот перелом в характере мантийного магматизма фиксирует и начало масштабного образования новой коры, и магмогенерации в ней, хотя первые признаки названных процессов удается наблюдать в конце силура.

Главным механизмом корового магмообразования является мантийно-коровое взаимодействие: основной материал для формирования новой коры поставляет мантия, а сама магмогенерация осуществляется в коре. Высокое содержание воды в мантийной базитовой магме приводит к самопроизвольной мигматизации продуктов кристаллизации (автомигматизации), которая представляет собой первый этап сложного процесса генерации магм в земной коре. Продукты этого процесса слагают ГТГГ массивы – главные составляющие новообразованной коры орогена.

Для активного мантийно-корового взаимодействия по изложенной схеме необходимы следующие условия: 1) надсубдукционное положение подвижного пояса, обеспечивающее водой верхнюю мантию и область магмогенерации; 2) принадлежность подвижного пояса к типу "холодный ороген", когда верхняя мантия характеризуется повышенным содержанием воды, источником которой является субдуцируемый слэб. Главный продукт мантийного магматизма – водные низкотемпературные расплавы базитового состава, кристаллизующиеся в виде амфиболовых и биотит-амфиболовых габбро, исходного протолита всех остальных магматических пород корового происхождения.

В настоящей статье на примере Уральского эпиокеанического надсубдукционного орогена – эталона подвижных поясов подобного типа – рассмотрены место и роль корового магмообразования в ходе эволюции орогена, значение и механизм мантийно-корового взаимодействия, определяющего участие мантии и новообразованной коры в магматизме. Успех подобного рода исследований определяется выбором объектов. Многолетний опыт изучения магматизма Урала позволил выделить наиболее информативные примеры, позволяющие разработать модель корового магмообразования по базитовому субстрату.

Сведения о геологическом строении Урала и основных закономерностях его эволюции читатель найдет в целом ряде работ [Перфильев, 1979; История..., 1984; Формирование..., 1986; Иванов, 1998; Пучков, 2000, 2010; Ферштатер, 2013].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Анализы пород сделаны в Институте геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого (г. Екатеринбург, Россия) по стандартным методикам. Петрогенные элементы определены на рентгенфлюоресцентных спектрометрах СРМ-18, СРМ-25, VRA-30 (аналитики Н.П. Горбунова, Л.А. Татаринова и Г.С. Неупокоева), а рассеянные – на масс-спектрометре ICP-MS ELAN-9000 фирмы Perkin Elmer (аналитики Д.В. Киселева, Н.В. Чередниченко и Л.К. Дерюгина). Анализ изотопного состава и содержаний Rb, Sr, Sm, Nd методом изотопного разбавления в породах Крутихинского массива выполнен на многоколлекторном масс-спектрометре высокого разрешения TRITON Plus (Thermo) аналитиками Н.Г. Солошенко, М.В. Стрелецкой. Методика измерений подробно рассмотрена в отдельной статье [Ферштатер и др., 2015].

Остальные Rb-Sr и Sm-Nd изотопные исследования выполнены в университете г. Гранада (Испания) в лаборатории IBERSIMS профессорами П. Монтеро и Ф. Беа. Ими же на приборе SHRIMP-IIе/mc определен возраст и изотопные параметры циркона. Процедура измерений приведена на сайте www.ugr.es/~ibersims.

МАГМОГЕНЕРАЦИЯ ВО ФРАГМЕНТАХ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ

Во фрагментах океанической коры, представленных амфиболитами по базальтам MORB-типа, наблюдается генерация плагиогранитных расплавов. Метаморфизм амфиболитовой фации в таких фрагментах сопровождается мигматизацией с обособлением небольших порций плагиогранитного расплава.

Классический пример подобных образований вскрыт на берегу оз. Жарлы Бутак, Северный Казахстан (рис. 1, точка 1). Здесь в кровле крупного Кемпирсайского ультрамафитового массива, с которым связаны гигантские хромитовые месторождения, развиты амфиболиты, имеющие своим протолитом базальты MORB-типа. Амфиболиты представлены мелкозернистыми разностями полосчатой, реже массивной текстуры, состоящими из бурой роговой обманки, плагиоклаза Ап₂₀₋₄₀ и небольшого количества магнетита, акцессорные - апатит и циркон (табл. 1, ан. 1). Плагиограниты обособляются в виде лейкосомы полосчатых мигматитов и неправильной формы тел размером до нескольких метров. Типичный плагиогранит состоит из роговой обманки, плагиоклаза An₂₀₋₄₀ и кварца с небольшим количеством магнетита, апатита и циркона в качестве акцессорных минералов (см. табл. 1, ан. 3). Плагиограниты – продукты частичного плавления амфиболитов - содержат многочисленные реститы самих амфиболитов и их в разной мере недоплавленных фрагментов (см. табл. 1, ан. 2). Химический состав пород и распределение в них редких и редкоземельных элементов (рис. 2) свидетельствуют о принадлежности амфиболитов к океаническим базальтам типа MORB, а производных от них кислых пород - к океаническим плагиогранитам [Coleman, Peterman, 1985].



Рис. 1. Схема тектоно-магматического районирования Среднего и Южного Урала [Ферштатер, 1992, с изменениями].

ГУР – зона ГлавногоУральского разлома; I, II – островодужно-континентальные мегаблоки: северозападный (I) с ордовикско-силурийской островодужной Тагильской мегазоной, включающей Платиноносный пояс Урала (Ia¹) и вулканогенную зону (Ia²), с девонско-раннекаменноугольной активной континентальной окраиной (Ib) и континентальной зоной (Ic), и юго-восточный (II) с девонской островодужной вулканогенной зоной (Магнитогорская мегазона, IIa), девонско-раннекаменноугольной активной континентальной окраиной (IIb) и преимущественно палеозойской континентальной зоной (IIc). К западу от показанной территории располагается палеоконтинентальный мегаблок, пассивная палеоокраина; к востоку – Зауралье, зона перехода к Казахстанскому континенту. Некоторые массивы, упоминаемые в тексте: 1 - Кемпирсайский, 2 – Кытлымский, 3 – Ауэрбаховский, 4 – Сыростанский; 5 – Пластовский; 6 – Курманский; 7 – Каменский; 8 - Крутихинский; 9 - Адуйский, Мурзинский; 10 - Верхисетский; 11 - Степнинский; 12 - Джабыкский. Пунктирный овал – граница гравиметрового минимума [Рапопорт, Рудица, 2000], фиксирующего Верхисетско-Адуйский ареал.

Fig. 1. Scheme of tectonic-magmatic zoning of the Middle and Southern Urals [Fershtater, 1992, with changes].

ГУР is zone of the Main Ural Fault; I, II - island arc-continental megablocks: northwestern (I) with the Tagil island arc megazone, including the Platinum belt of the Urals (Ia1) and the volcanic zone (Ia²), active continental margin (Ib) and continental zone (Ic), and southeastern (II) with the Magnitogorsk island arc megazone (IIa), active continental margin (IIb) and predominantly the Paleozoic continental zone (IIc). To the west of the shown territory there is a paleocontinental megablock, a passive margin; to the east -Zaural'e, the zone of transition to the Kazakhstan continent. Some massifs mentioned in the text: 1 – Kempirsay, 2 – Kytlymsky, 3 – Auerbah, 4 – Syrostan, 5 – Plast, 6 – Kurmanka, 7 – Kamensk, 8 – Krutikha, 9 – Aduy, Murzinka, 10 - Verkhisetsk, 11 - Stepninsk, 12 - Dzhabyk. The dotted oval is the boundary of the gravimetric minimum [Rapoport, Ruditsa, 2000], which fixes the Verkhisetsk-Adui areal.

К месту своего современного залегания базальты были доставлены в результате обдукции совместно с ультрамафитами Кемпирсайского массива, под его влиянием превращены в амфиболиты и подвергнуты частичному плавлению с образованием плагиогранитов. В тех и других породах роговая обманка и плагиоклаз уравновешены при давлении около 6 кбар (рис. 3). Возраст этих процессов определяется по циркону в амфиболитах и составляет 390 млн лет (табл. 2, рис. 4а), соответствуя возрасту завершения обдукции Кемпирсайско-Хабарнинского аллохтона [Ферштатер, 2015].

Такую же картину удается наблюдать в мигматизированных амфиболитах зоны Главного Уральского разлома между горой Белой на севере и Кытлымским платиноносным массивом на юге (см. рис. 1, точка 2). Амфиболиты – это преобразованная базальтоидная часть офиолитового комплекса, первичный возраст которого предполагается как среднеордовикский по аналогии с более южными районами Урала [Иванов, 1998]. Лейкосома амфиболитов представлена гранат-роговообманковыми высокобарическими плагиогранитами и плагиогранито-гнейсами, которые образуют и небольшие интрузивные тела в амфиболитах. Породы претерпели метаморфизм эклогитовой фации, но в амфиболитах высокобарические парагенезисы не сохранились. Плагиогранитогнейсы представлены среднезернистыми породами, с сохранившейся участками порфировидной структурой, в которых идиоморфные выделения плагиоклаза An_{10-20} размером 2–3 мм окружены агрегатом зерен гранулированного кварца и плагиоклаза того же состава, высокоглиноземистой роговой обманки группы ферропаргасит-гастингсит [Leake et al., 1997] и кальциевого граната. Кроме того, встречаются слюдистые минералы: белая слюда, отвечающая по составу парагониту, и почти полностью хлоритизированный биотит, а также рудные - магнетит и ильменит. Плагиоклаз-гранат-роговообманковый параге-

Таблица 1. Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в продуктах метаморфизма океанических базальтов (амфиболиты 1 и 4) и их частичного плавления (плагиограниты 2, 3, 5, 6)

Table 1. Content of major (wt %) and trace (ppm) elements in the products of metamorphism of oceanic type basalts (amphibolites 1 and 4) and their partial melting (plagiogranites 2, 3, 5, 6)

Анализ	1	2	3	4	5	6
Обр.	hb674	hb679	hb676	kt49	kt38	kt42
SiO ₂	51.56	67.87	74.00	50.12	71.48	73.46
TiO ₂	0.89	0.60	0.33	0.98	0.48	0.25
Al_2O_3	15.94	14.76	13.39	16.74	13.69	12.64
Fe_2O_3	1.18	0.52	0.80	3.16	1.45	1.31
FeO	8.57	3.12	1.97	6.43	2.56	3.28
MnO	0.22	0.07	0.04	0.32	0.06	0.08
MgO	7.63	1.83	0.64	8.10	1.13	1.15
CaO	6.98	2.55	2.20	9.21	3.18	2.82
Na_2O	4.28	6.58	5.07	3.36	4.89	3.58
K ₂ O	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.08
P_2O_5	0.05	0.26	0.06	0.06	0.08	0.04
П.п.п.	2.04	1.70	1.11	1.9	0.76	0.92
Сумма	99.44	99.96	99.71	99.73	99.86	99.61
LI	1.97	1.59	0.00	4.22	0.41	0.28
Rb	0.00	3.60	0.00	3.1	0.00	0.00
CS	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Be	0.27	0.20	0.66	0.1	0.78	0.65
Sr	206.1	199.9	148.0	155.2	203.1	160.7
Ba	38.70	23.27	8/.38	48.8	37.22	4/.2/
SC	10.24	0.82	13./1	13.9	13.48	13.28
V Cr	239.01	28.20	19.48	211.3	29.27	9.40
	139.79	654	25.90	42.2	32.92	19.21
	37.03	0.34	5.89	42.2	2.19	2.33
	0.00	20.00	0.00	145.2	04.30	8 27
Zn	9.00 225 A	20.00	0.20	36.00	20.50	0.27
Ga	18 26	12 71	13.02	21.3	13 75	13.68
V	23 49	27.87	26.62	21.3 20.1	23 25	39.83
Nh	29.47	3 10	4 04	20.1 2 54	0.10	0.018
Ta	0.00	0.00	0.01	04	0.00	0.010
Zr	22 21	14 67	34.82	14.8	15.08	52 30
Hf	0.76	0.37	1 04	0.55	0.53	1.58
Mo	1 10	0.74	0.99	0.95	11 13	1 43
Sn	0.00	0.00	0.00	0.00	2.03	1.92
T1	0.32	0.16	1.52	0.00	0.04	0.27
Pb	0.00	0.00	0.00	3.65	2.94	1.86
U	0.13	0.08	0.00	0.2	0.20	0.33
Th	0.32	0.54	0.94	0.21	2.53	2.49
La	5.03	8.25	10.21	2.44	4.97	7.19
Ce	10.59	20.08	20.60	7.73	10.61	18.26
Pr	1.57	2.79	2.75	1.23	1.47	2.66
Nd	7.99	12.88	13.08	6.15	6.41	13.06
Sm	2.30	3.26	3.22	2.54	1.84	4.14
Eu	0.89	0.84	0.89	0.57	0.62	1.02
Gd	2.67	3.28	3.19	1.67	1.79	3.94
Tb	0.53	0.64	0.60	0.43	0.38	0.74
Dy	3.66	4.04	4.29	3.78	3.15	5.96
Ho	0.88	0.89	0.88	0.91	0.80	1.41
Er	2.21	2.43	2.56	2.37	2.44	4.16
Im	0.38	0.43	0.45	0.39	0.40	0.67
Yb	2.49	2.44	2.76	3.14	2.51	4.21
1.1.11	1 11 45	1 11 2 3	<u> </u>	06/	1 1 3 9	1 1 6 5

Примечание. 1–3 – Жарлы Бутак, 4–6 – окрестности горы Белой. Note. 1–3 – Zharly-Butak, 4–6 – Belaya Mountain.



Рис. 2. Распределение редких и редкоземельных элементов в амфиболитах hb674 и kt49, представляющих собой реликты океанической коры, и в продуктах их частичного плавления (плагиограниты hb676, hb679, kt38, kt42).

Сплошные линии – урочище Жарлы-Бутак (Кемпирсайский массив), пунктирные линии – район горы Белой (севернее Кытлымского платиноносного массива). Анализы пород см. в табл. 1.

Fig. 2. Distribution of rare and rare-earth elements in amphibolites hb674 and kt49, which are relics of the oceanic crust, and in the products of their partial melting (plagiogranites hb676, hb679, kt38, kt42).

The solid lines are the rocks from Zharly-Butak area (Kempirsay massif), the dashed lines are the area of Belaya mountain (north of the Kytlym platinum-bearing massif). Analyzes of rocks see in Table 1.

незис плагиогранитов отвечает давлению 11–12 кбар (см. рис. 3), а диафторический парагенезис амфиболитов (роговая обманка + эпидот + плагиоклаз *Ап*₂₀₋₃₀) – давлению 6 кбар [Ферштатер, 2013].

По химическому составу и распределению редких элементов амфиболиты близки одноименным породам участка Жарлы-Бутак (см. табл. 1, ан. 4; рис. 2), а плагиогранито-гнейсы – плагиогранитам того же участка, но отличаются от последних ми-



Рис. 3. Диаграмма Al/Si_{*Hbl*} – Al/Si_{*Pl*} – роговообманково-плагиоклазовый барометр [Ферштатер, 1990] для мигматитов.

Цифры в кружках обозначают давление (кбар), цифры в прямоугольниках – массивы: 1 – Жарлы-Бутак, 2 – гора Белая, 3 – Сыростанский, 4 – Курманский, 5 – Каменский, Крутихинский, 6 – Верхисетский.

Fig. 3. Diagram $Al/Si_{Hbl} - Al/Si_{Pl}$ - hornblende-plagioclase barometer [Fershtater, 1990] for migmatites.

The numbers in the circles are pressure (kbar), the numbers in the rectangles indicate the massifs: 1 – Zharly-Butak, 2 – Belaya, 3 – Syrostan, 4 – Kurmanka, 5 – Kamensk, Krutikha, 6 – Verkhisetsk.

неральным составом вследствие высокобарического метаморфизма.

Результаты изотопного изучения циркона из плагиогранито-гнейса к788, аналогичного по составу образцу кт42 и взятого из того же обнажения, приведены на рис. 4б. Отчетливо выделяются три группы цирконов с возрастами 406 ± 3 , 379 ± 2 и 299 ± 3 млн лет. Цирконы ранней из них представлены обломками кристаллов с содержанием урана 100-250 г/т. Можно полагать, что эти цирконы образованы в процессе фонового регионального метаморфизма. Наиболее распространенная группа с возрастом около 380 млн лет представлена призматическими зональными зернами неоднородного строения. Этот возраст отвечает пику высокобарического эклогитового метаморфизма в зоне ГУР, детально изученного на примере максютовского комплекса [Пучков, 2010; см. также ссылки в этой работе]. Молодые цирконы характеризуются обычным присутствием значительных количеств нерадиогенного свинца. Этим обусловлено отклонение

Таблица 2. Изотопные характеристики и возраст циркона из амфиболита к1036

Table 2. Isotopy characteristics and age of zircon from amphibolite k1036

N⁰	U, г/т	Th, г/т	206Pb,	f206_4,	f206_8,	6Pb/8U	±	7Pb/5U	±	6Pb/8U	±	7Pb/5U	±
			г/т	%	%					age		age	
1.1	244.5	38.7	13.3	0.6	0.0	0.06304	0.00070	0.45723	0.00882	394	4.2	382	6.1
10.1	798.9	218.9	43.2	0.1	0.1	0.06243	0.00073	0.47487	0.00692	390	4.5	395	4.7
11.1	1097.7	200.8	46.7	0.4	0.1	0.04913	0.00087	0.37167	0.00672	309	5.4	321	5.0
12.1	124.1	66.9	6.6	1.1	0.5	0.06157	0.00082	0.46650	0.00792	385	5.0	389	5.5
15.1	288.1	381.1	16.5	1.3	0.5	0.06598	0.00127	0.51646	0.01140	412	7.7	423	7.7
16.1	330.9	67.9	17.9	0.2	0.2	0.06233	0.00073	0.47763	0.00698	390	4.5	396	4.8
17.1	484.9	136.8	25.9	0.1	0.0	0.06179	0.00057	0.47244	0.00591	387	3.4	393	4.1
18.1	237.9	47.4	12.8	0.2	-0.2	0.06194	0.00050	0.46929	0.00560	387	3.0	391	3.9
19.1	89.3	53.2	3.9	1.6	0.7	0.05007	0.00075	0.37390	0.00761	315	4.6	323	5.6
20.1	563.0	43.0	25.0	0.2	-0.1	0.05124	0.00058	0.37985	0.00483	322	3.5	327	3.5
22.1	627.3	181.2	34.6	0.0	-0.1	0.06375	0.00089	0.48195	0.00772	398	5.5	399	5.3
23.1	228.2	218.0	18.0	-0.2	-0.3	0.09124	0.00194	0.76613	0.01698	563	11.5	578	9.8
24.1	856.5	127.2	45.8	0.2	-0.1	0.06179	0.00065	0.46285	0.00537	387	4.0	386	3.7
25.1	382.2	98.1	20.6	0.2	-0.1	0.06219	0.00072	0.46982	0.00574	389	4.4	391	4.0
26.1	221.3	40.7	11.9	0.3	-0.1	0.06207	0.00097	0.47657	0.00778	388	5.9	396	5.3
27.1	411.7	162.1	22.1	0.5	0.1	0.06191	0.00091	0.48210	0.00956	387	5.5	400	6.6
28.1	481.5	117.3	25.6	0.2	0.1	0.06147	0.00090	0.47169	0.00770	385	5.5	392	5.4
29.1	664.2	217.5	36.4	0.5	0.4	0.06336	0.00066	0.50060	0.00544	396	4.0	412	3.7
3.1	987.3	549.3	41.4	0.2	-0.1	0.04844	0.00047	0.35314	0.00438	305	2.9	307	3.3
30.1	495.3	221.1	26.9	0.2	0.2	0.06265	0.00068	0.48424	0.00614	392	4.1	401	4.2
32.2	365.7	88.8	20.1	0.2	0.0	0.06350	0.00040	0.48449	0.00567	397	2.5	401	3.8
35.1	1021.3	109.5	53.7	0.7	1.1	0.06079	0.00067	0.48104	0.00540	380	4.1	399	3.7
37.1	4265.5	2293.9	248.3	0.3	-0.2	0.06488	0.00143	0.52226	0.01122	405	8.7	427	7.6
38.1	578.9	197.6	30.9	0.3	0.0	0.06176	0.00055	0.46957	0.00487	386	3.3	391	3.4
39.1	249.3	47.7	12.7	0.3	0.4	0.05889	0.00051	0.45921	0.00403	369	3.1	384	2.8
40.2	106.7	24.3	6.1	-0.2	0.0	0.06640	0.00151	0.51234	0.01349	414	9.1	420	9.1
41.1	666.2	196.0	36.1	0.1	0.1	0.06266	0.00026	0.48169	0.00244	392	1.6	399	1.6
42.1	310.0	109.5	16.6	0.2	-0.2	0.06201	0.00066	0.47162	0.00531	388	4.0	392	3.7
43.1	1395.9	115.0	72.5	0.4	0.2	0.06005	0.00054	0.46364	0.00428	376	3.3	387	3.0
44.1	376.0	99.5	20.1	0.2	0.0	0.06185	0.00080	0.46507	0.00715	387	4.9	388	5.0
45.1	378.4	121.2	20.2	0.2	0.3	0.06180	0.00053	0.48085	0.00739	387	3.1	399	5.1
47.1	1045.4	514.3	55.6	0.1	-0.2	0.06140	0.00045	0.46060	0.00414	384	2.7	385	2.9
48.1	1225.1	93.6	68.3	0.2	0.0	0.06438	0.00080	0.49090	0.00627	402	4.8	406	4.3
48.2	1745.2	1380.9	82.2	0.4	-0.1	0.05442	0.00129	0.42004	0.01001	342	7.9	356	7.2
49.1	513.4	172.0	27.6	0.1	0.0	0.06221	0.00080	0.47123	0.00727	389	4.9	392	5.0
5.1	831.8	365.1	45.6	0.1	-0.2	0.06332	0.00101	0.46942	0.00942	396	6.1	391	6.5
50.1	616.4	207.3	28.8	0.8	0.7	0.05395	0.00042	0.44374	0.00523	339	2.5	373	3.7
51.1	882.6	303.4	47.5	0.4	0.0	0.06216	0.00069	0.47813	0.00548	389	4.1	397	3.8
52.1	666.9	259.0	35.7	0.0	-0.1	0.06192	0.00061	0.47251	0.00546	387	3.7	393	3.8
53.1	749.0	284.9	39.2	0.2	-0.1	0.06053	0.00063	0.46191	0.00537	379	3.8	386	3.7
7.1	927.3	371.6	48.8	0.1	-0.2	0.06078	0.00084	0.45382	0.00652	380	5.1	380	4.5
8.1	2328.8	343.3	132.9	0.5	0.2	0.06594	0.00171	0.49720	0.01291	412	10.3	410	8.8
9.2	306.1	57.4	16.2	0.3	0.0	0.06106	0.00060	0.46181	0.00468	382	3.7	386	3.2

Примечание. Возрасты приведены без корректировки на общий свинец; f206_4 и f206_8 – доля нерадиогенного ²⁰⁶Pb соответственно в ²⁰⁴Pb и ²⁰⁸Pb.

Note. Ages are given without correction for total lead. F206_4 and f206_8 – the proportion of non-radiogenic ²⁰⁶Pb in ²⁰⁴Pb and ²⁰⁸Pb, respectively.

таких зерен от конкордии, а также большими колебаниями в содержании урана.

Таким образом, рассмотренные примеры магмообразования в коре орогена по субстрату океанической коры свидетельствуют о том, что в этом случае образуются практически бескалиевые магмы, продукты кристаллизации которых представлены "океаническими" плагиогранитами [Pedersen,



Рис. 4. Диаграмма ²⁰⁶Pb/²³⁸U–²⁰⁷Pb/²³⁵U с конкордией для циркона из амфиболита к1036 (hb674 в табл. 1) (а) и для циркона плагиогранито-гнейса к788 (kt42 в табл. 1) (б).

На "а" приведена гистограмма ²⁰⁶Pb/²³⁸U возрастов. Размеры эллипсов отвечают 95%-му доверительному интервалу. Цифровые результаты измерений циркона из плагиогранито-гнейса к788 – см. в [Ферштатер, 2013, табл. 9.1].

Fig. 4. Diagram ${}^{206}Pb/{}^{238}U - {}^{207}Pb/{}^{235}U$ with concordia for zircon from the amphibolite k1036 (hb674 in Table 1) (a) and for the zircon of the plagiogranite-gneiss k788 (kt42 in Table 1) (6).

In "a" is a histogram of ²⁰⁶Pb/²³⁸U ages. The dimensions of the ellipses correspond to a 95% confidence interval. The digital results of measurements of zircon from plagiogranite-gneiss k788 look at [Fershtater, 2013, Table 9.1].

Malpas, 1984; Коерке et al., 2004]. Эти породы не образуют крупных массивов и обычно локализованы либо в виде лейкосомы мигматитов, либо в виде небольших интрузивных тел. Описанные процессы трансформации океанической коры, в ходе которого образуются плагиограниты (трондьемиты), – повидимому, обычные явления для океанической коры, обдуцированной в континентальные структуры [Garcia-Cascol et al., 2008].

ФОРМИРОВАНИЕ НОВОЙ КОРЫ ОРОГЕНА И МАГМООБРАЗОВАНИЕ В НЕЙ

Первые эпизоды формирования новой коры орогена и магмообразования в ней относятся к позднему силуру–раннему девону и описаны нами в Платиноносном поясе Урала (лейкогабброанортозит-плагиогранитная серия (420–410 млн лет) и в палеоконтинентальных зонах (400–410 млн лет), где возникают локальные очаги водного базитового магматизма, дающие небольшие массивы существенно натровых гранитоидов – Пластовский массив на Южном Урале и Курманский – на Среднем [Ферштатер, 2013].

Массовое образование новой коры континентального типа началось в позднем девоне и отвечает пику водного базитового магматизма, продукты которого – роговообманковые и биотитроговообманковые габбро – наращивали кору над мантийным клином по механизму андерплейтинга.

Самопроизвольная мигматизация (автомигматизация) продуктов водного базитового магматизма

Модельным примером, в котором наглядно проявлены основные закономерности процесса, служит *Сыростанский массив* (см. рис. 1, точка 4). Подробное описание массива приведено в [Ферштатер, 2013].

Массив расположен в зоне ГУР юго-западнее города Миасс и залегает среди метабазитов и разнообразных по составу сланцев – фрагментов метаморфизованной океанической коры и коры пассивной окраины Уральского палеоокеана. Он сложен преимущественно биотитовыми гранодиоритами, адамеллитами и гранитами, с которыми в югозападной части ассоциированы разнообразные габброиды, в той или иной мере мигматизированные.

Корневая мигматитовая зона Сыростанского массива обнажена в его южной части в карьере на железнодорожной станции Хребет. Она сложена среднезернистыми (табл. 3, ан. 2) и тонкомелкозернистыми (ан. 1) эпидотовыми биотитроговообманковыми габбро и габбро-диоритами, имеющими своеобразную пятнистую текстуру: биотит, амфибол и в меньшей мере эпидот образуют скопления размером 3-10 мм, погруженные в существенно плагиоклазовую или кварцплагиоклазовую мелкозернистую массу. Эти структурные особенности габброидов отражают процесс частичного плавления, когда вновь образованный расплав преимущественно сохраняется в каркасе протолита. Продукты кристаллизации этого расплава представлены лейкократовыми обособлениями, а реститовые фазы – биотит и роговая обманка - слагают меланократовые, обычно более мелкозернистые участки. При мобилизации, отделе**Таблица 3.** Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в породах Сыростанского массива

Table 3. Content of major (wt %) and trace (ppm) elementsin the rocks of Syrostan massif

№ ан.	1	2	3	4	5	6
№ пр.	s44	s33	s31	s52	s18	s50
SiO ₂	49.37	49.45	66.26	71.84	70.83	75.72
TiO ₂	1.39	2.12	0.61	0.28	0.22	0.09
Al_2O_3	15.98	16.87	17.14	14.98	15.89	14.09
FeO*	10.19	9.15	3.14	1.87	2.32	0.39
MnO	0.25	0.14	0.05	0.04	0.05	0.03
MgO	6.71	5.26	1.80	0.61	0.52	0.15
CaO	7.37	6.83	3.73	1.93	1.31	1.50
Na_2O	3.59	4.47	4.75	4.26	5.00	5.34
K_2O	2.82	2.68	1.99	3.71	3.91	2.10
P_2O_5	0.33	0.53	0.30	0.11	0.09	0.01
LOI	1.20	1.17	0.71	0.31	0.36	0.33
Li	33.00	22.59	12.57	7.78	18.57	0.99
Rb	126.1	57.80	33.61	42.45	90.52	0.00
Cs	5.18	1.86	0.87	0.61	1.43	1.09
Be	3.88	1.40	1.78	1.13	2.30	4.11
Sr	661	1303	1238	798	521	505
Ba	402	867	1649	2284	1929	131
Sc	28.87	16.56	6.14	2.05	2.36	1.45
V	197.8	183.2	52.06	17.55	11.93	3.78
Cr	69.39	2.54	16.77	41.02	2.62	2.81
Со	37.93	32.66	10.13	2.67	1.70	0.58
Ni	71.22	16.54	15.73	5.93	3.50	4.35
Cu	9.47	26.79	23.67	15.20	6.17	8.40
Zn	157.6	89.46	74.67	82.89	52.30	9.75
Ga	23.87	18.41	20.90	16.35	18.66	19.29
Y	26.96	27.05	17.70	3.61	11.57	4.42
Nb	33.01	23.05	17.09	5.07	14.68	16.30
Та	1.71	1.40	1.43	0.14	1.08	1.70
Zr	105.9	219.7	219.0	159.3	106.0	47.60
Hf	3.18	6.02	5.56	4.44	4.00	2.47
Mo	0.99	1.01	0.38	0.08	0.12	0.00
Sn	3.14	1.65	0.00	1.17	0.00	0.82
TI	0.91	0.47	0.26	0.26	0.50	0.38
Pb	12.32	9.29	9.99	18.41	19.08	22.11
U	4.21	1.97	1.72	0.48	1.49	2.51
Th	1.70	4.03	12.50	5.51	11.31	4.20
La	27.62	43.49	72.11	28.18	25.12	2.59
Ce	60.88	91.33	129.3	55.34	54.28	4.91
Pr	7.61	11.23	12.89	5.04	5.13	0.48
Nd	29.73	44.10	42.57	16.50	17.84	1.74
Sm	5.53	8.23	6.64	2.00	3.33	0.34
Eu	1.86	2.29	1.31	0.30	0.54	0.18
Gd	5.22	6.19	4.90	1.29	2.56	0.39
Ib	0.80	0.92	0.67	0.16	0.39	0.08
Dy	4.59	5.49	3.57	0.78	2.18	0.55
Но	0.99	0.99	0.73	0.14	0.43	0.13
Er	2.69	2.67	1.76	0.35	1.25	0.43
Im	0.42	0.41	0.27	0.05	0.19	0.07
Yb	2.66	2.59	1.67	0.35	1.18	0.55
Lu	0.41	0.40	0.24	0.07	0.18	0.09

Примечание. 1 – дайка мелкозернистого габбро; 2 – среднезернистое габбро (протолит); 3 – гнейсовидный гранодиорит, представляющий анатектический расплав; 4 – гранит, дифференциат гранодиорита 3; 5, 6 –интрузивные граниты.

Note. 1 - dike of fine-grained gabbro; 2 - medium-grained gabbro (protolith); 3 - gneiss-like granodiorite, representing an anatectic melt; 4 - granite, the differentiate of granodiorite 3; 5, 6 - intrusive granites.

нии от протолита, анатектический расплав образует гранитоидные жилы размером от первых сантиметров до нескольких метров и сообщает породам мигматитовую текстуру (рис. 5а, б). Часть гранитоидных жил распределяется параллельно гнейсовидности габброидов, другие – пересекают ее. Поперечные жилы часто деформированы и собраны в плойчатые складки. По составу преобладают гранодиориты (см. табл. 3, ан. 3) и граниты (ан. 4).

Чтобы понять природу гранитоидных обособлений в габбро, необходимо обратиться к многочисленным синплутоническим базитовым дайкам среди пестрых по составу габбро и гранитоидов. Такие дайки обычно однородны по составу и только в краевых эндоконтактовых зонах мощностью до 1 м мигматизированы и содержат многочисленные жилоподобные гранитоидные обособления, аналогичные описанным выше (рис. 5в). Гранитоидные мобилизаты концентрируются в жильных габброидах и обычно не выходят за пределы даек. Габбровые дайки внедряются в уже мигматизированные гранитоиды (см. рис. 5в) и сами мигматизируются, что свидетельствует о внедрении даек в течение всей мигматизации и связанного с ней образования гранитоидного расплава. Наиболее молодые дайки представлены гранитами (см. табл. 3, ан. 5, 6), которые рассекают как мигматиты, так и слабо мигматизированные габбро и гранитоиды (рис. 5г).

Обычно кислые породы, ассоциированные с синплутоническими дайками, рассматриваются как продукты плавления горячих и не полностью затвердевших вмещающих гранитоидов под влиянием тепла даек. Вновь образованный расплав или ремобилизованный остаточный расплав гранитоидов рассекает как вмещающие гранитоиды, так и дайки [Литвиновский и др., 1991; см. также ссылки в этой работе]. К Сыростанскому массиву этот механизм не применим. Во-первых, дайки рассекают уже консолидированные породы, имеющие гнейсовидную текстуру. Во-вторых, и это главное, частичное плавление вмещающих дайки пород, которые содержат калишпат, дает расплавы не бедных калием плагиогранитов и трондьемитов, а нормальных гранитов, более богатых калием по сравнению с породами субстрата. Не могут быть такие малокалиевые гранитоиды и дифференциатами сравнительно богатых калием базитов. В описанном случае единственным источником вещества кислых пород, ассоциированных с дайками, может быть преобразование вещества самой дайки, процесс, в котором не участвуют фазы, содержащие калий.

Этот вывод подтверждается тем, что основная петрохимическая особенность рассматриваемых продуктов водного анатексиса базитов – калифобный тренд (рис. 6а, тренд М1), обусловленный частичным плавлением в области устойчивости главного калиевого минерала габброидов – биотита. Вместе с роговой обманкой этот минерал накапли-
Модель магмогенерации в надсубдукционном орогене (палеозой Урала) Model of magma generation in the suprasubduction orogen (Paleozoic of the Urals)



Рис. 5. Фото мигматизированных и частично расплавленных габброидов Сыростанского массива.

Мигматизация габбро происходит в процессе внедрения, следствием чего является птигматитовая складчатость гранитоидных мобилизатов (а, б). Дайки мигматизированных габбро прорывают мигматизированные гранитоиды, продукты более ранних стадий мигматизации и частичного плавления габбро (в) и сами интрудированы поздними гранитами (г). Точками показано положение образцов гранодиорита s31, габбр s33 и гранита s50, в которых определен возраст циркона.

Fig. 5. Photos of migmatized and partially melted gabbros of Syrostan massif.

Migmatization of gabbro occurs during the intrusion, as a result some of granitoid detachments have the ptygmatic folding (a, δ) . Migmatized gabbro dykes cut migmatized granitoids, products of earlier stages of migmatization and partial melting of gabbro (B), and themselves are intruded by late granites (r). The dots show the position of the samples of granodiorite s31, gabbro s33 and granite s50, in which the age of zircon is determined. 6.0

4.8

3.6

2.4

1.2

0

2



0

а



Рис. 6. Диаграммы SiO_2 - K_2O (a) и SiO_2 -CaO (б) для пород Сыростанского (1), Челябинского (2), Курманского (3), Каменского (4) и Верхисетского (5) массивов.

Тренды M1, M2 и M3 представляют составы продуктов мигматизации габбро в Сыростанском, Каменском и Верхисетском (М1 - возраст 335-295 млн лет), Челябинском (М2 - возраст 360 млн лет) и Курманском и Верхисетском (М3 - возраст 410-370 млн лет) массивах; тренд М&F представляет составы продуктов частичного плавления калишпат-содержащих тоналитов и гранодиоритов, а также продуктов фракционирования соответствующих расплавов. Оранжевый пятиугольник - средний состав гранита Адуйского массива. Светло-серая линия с индексом G обозначает область составов гранитных котектик кварц-калишпатплагиоклаз и кварц-плагиоклаз [Ферштатер, 1987].

Fig. 6. Diagrams SiO_2 -K₂O (a) and SiO_2 -CaO (b) for the rocks of Syrostan (1), Chelyabinsk (2), Kurmanka (3), Kamensk (4) and Verkhisetsk (5) massifs.

Trends M1, M2 and M3 represent compositions of the products of gabbro migmatization in the Syrostan, Kamensk and Verkhisetsk massifs (M1 - 335-295 Ma), in the Chelyabinsk massif (M2 - 360 Ma) and in the Kurmanka and Verkhisetsk massifs (M3 - 410-370 Ma); the M&F trend represents compositions of products of partial melting of K-feldspar containing tonalite and granodiorite, as well as products of fractionation of the respective melts. The orange pentagon is the average composition of granite of the Adui massif. A light gray line with the G index denotes the region of the compositions of granite cotectic quartz-K feldspar-plagioclase and quartz-plagioclase [Fershtater, 1987].

вается в рестите, обеспечивая падение содержания калия в анатектическом расплаве. При фракционной кристаллизации и сопровождающей ее дифференциации такого расплава содержание калия в продуктах дифференциации возрастает, обеспечивая стандартный калиофильный эволюционный тренд (тренд М&F, см. рис. 6а). Этому же тренду следуют и продукты частичного плавления гранитоидов повышенной основности, содержащих калиевый полевой шпат.

Минеральный состав габбро и ассоциированных с ними гранитоидов близок: роговая обманка, биотит, плагиоклаз, эпидот, сфен, апатит, кварц, калишпат, но количественное соотношение минералов, естественно, различно так же, как и их состав, который детально рассмотрен в отдельной работе [Ферштатер, 2013]. Основные особенности минерального состава типичны для всех мигматитов, описанных в настоящей статье: 1) биотиты имеют бо́льшую магнезиальность (Mg/(Fe + Mg) по сравнению с сосуществующими роговыми обманками; 2) роговые обманки и биотиты из габбро (протолита) характеризуются большей магнезиальностью по сравнению с одноименными минералами из гранитоидного мобилизата; 3) состав плагиоклаза в габбро и анатектических гранитоидах колеблется в одних и тех же пределах An_{20-40} .

Равновесие роговой обманки и плагиоклаза в габбровых и гранитоидных мигматитах отвечает давлению 7 кбар. Кристаллизация интрузивных пород массива происходит при давлении 4–5 кбар (см. рис. 3). Преобладающая часть пород Сыростанского массива имеет гнейсовидную текстуру, устойчиво ориентированную по направлению 320°. Это направление не совпадает с северо-северо-восточным простиранием ГУР в районе Сыростанского массива и таким же простиранием гнейсовидности вмещающих массив пород, что подтверждает автономность его внутренней деформационной структуры, являющуюся результатом пластических деформаций не полностью затвердевших масс в процессе их внедрения от уровня магмогенерации (корневая зона массива) до магматической камеры (разница в глубине не менее 2-3 кбар).

Таковы основные особенности анатексиса габброидов в корневой зоне Сыростанского массива – главного процесса, генерирующего гранитоидную магму, продуктами кристаллизации и дифференциации которой сложена бо́льшая часть массива на его современном эрозионном срезе.

Датирование циркона выполнено в лаборатории IBERSIMS (Университет г. Гранада, Испания) профессором П. Монтеро на приборе SHRIMP-II (рис. 7, табл. 4). Цирконы выделены из мигматизированного роговообманкового габбро s33, образующего интрузивное тело в гнейсовидном гранодиорите s31; из гнейсовидного гранодиорита s31, продукта частичного плавления габбро; из гранита s50, представляющего собой дифференциат гранодиорита, подобного s31; и из гранита s18, образующего дайку, изображенную на рис. 5г. Этот набор пород отвечает полной анатектической серии - от начала процесса и до его окончания. Их составы приведены в табл. 3. Полученные возрасты циркона в точности отвечают наблюдаемым геологическим соотношениям пород: 206Pb/238U возраст гранодиорита 334 ± 3.6 млн лет, прорывающего его мигматизированного габбро – 327 ± 3.0 млн лет, гранитного дифференциата гранодиоритового расплава – 323 ± 2.6 млн лет и самого молодого гранита из дайки – 319 ± 2.5 млн лет (см. рис. 7). Обращает на себя внимание наличие в гнейсовидном

гранодиорите мезопротерозойских цирконов, которые образуют дискордию со следующими параметрами: верхнее пересечение 2020 ± 120 , нижнее – 333 ± 1.9 млн лет. Можно полагать, что эти цирконы были заимствованы из вмещающих массив пород океанической коры, для которой подобные цирконы типичны [Ферштатер, 2013]. Общая продолжительность магмогенерирующих процессов в корневой зоне Сыростанского массива составляет примерно 10 млн лет.

В заключение отметим исключительно низкое и близкое содержание радиогенного стронция в габбро и гранитоидах – 87 Sr/ 86 Sr ≈ 0.703 [Монтеро и др., 1998], подтверждающее положение о габбровом составе протолита гранитоидов.

Примеры корового магмообразования

Наиболее масштабно и полно коровое магмообразование проявлено в палеоконтинентальных зонах северо-западного и юго-восточного островодужно-континентальных мегаблоков (см. рис. 1).



Рис. 7. Диаграммы ²⁰⁶Pb/²³⁸U–²⁰⁷Pb/²³⁵U с конкордией для циркона из пород Сыростанского массива. Пояснения см. в тексте.

Fig. 7. Diagrams ²⁰⁶Pb/²³⁸U–²⁰⁷Pb/²³⁵U with concordia for zircon from Syrostan massif. See text for other explanation.

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 18 No. 2 2018

Таблица 4. Изотопные парметры и возраст циркона из пород Сыростанского массива

 Table 4. Isotopy characteristics and age of zircon from the rocks of Syrostan massif

№ про-	Сод	ержани	е. г/т	0	6	Отношения			Возраст, млн лет				
бы	U	Th	²⁰⁶ Pb	f206_4	f206_8	6Pb/8U	±	7Pb/5U	±	6Pb/8U	±	7Pb/5U	±
			10	1200_1	1200_0	Гран	ит s18	110/00		010,00		110,00	
1.1	11686	9929	784.1	0.1	3.0	0.06328	0.00433	0.57567	0.03232	396	26.3	462	21.1
10.1	4747	640.5	227.1	0.6	0.3	0.05278	0.00102	0.43365	0.00803	332	6.3	366	5.7
10.2	106.9	77.5	4.7	0.5	-0.2	0.05085	0.00046	0.37571	0.01008	320	2.9	324	7.5
12.1	2168	2916	101.3	1.2	2.4	0.05398	0.00325	0.46395	0.02888	339	19.9	387	20.2
13.1	1285	336.5	57.0	1.6	1.3	0.05124	0.00046	0.45216	0.00821	322	2.8	379	5.8
14.1	784.7	530.0	33.7	0.1	-0.1	0.04961	0.00089	0.37031	0.00699	312	5.4	320	5.2
15.1	279.7	98.4	108.8	0.6	0.4	0.44932	0.00582	12.0279	0.16310	2392	25.9	2607	12.8
16.1	911.7	339.7	39.6	0.5	-0.6	0.05023	0.00057	0.37064	0.00456	316	3.5	320	3.4
18.1	2348	1549	103.0	0.1	0.3	0.05070	0.00095	0.37609	0.00721	319	5.8	324	5.4
18.2	557.9	273.8	136.4	0.1	0.0	0.28254	0.00358	4.41467	0.05778	1604	18.0	1715	10.9
19.1	110.9	123.1	4.9	0.1	-0.1	0.05115	0.00046	0.36416	0.00507	322	2.9	315	3.8
3.1	545.8	672.7	24.0	0.2	-0.2	0.05081	0.00039	0.37817	0.00317	320	2.4	326	2.3
5.1	5527	2924	261.9	0.1	-0.1	0.05142	0.00123	0.40468	0.00947	323	7.6	345	6.8
7.1	2683	2295	130.4	1.2	0.7	0.05596	0.00066	0.47542	0.00650	351	4.0	395	4.5
9.1	1529	446.9	226.4	0.5	0.6	0.17106	0.00302	1.97929	0.03548	1018	16.7	1109	12.2
						Граноди	юрит s31					1	
1.1	1802	256.7	82.5	0.2	-0.1	0.05290	0.00074	0.38524	0.00538	332	4.5	331	4.0
10.1	136.0	130.9	6.1	4.3	2.3	0.05182	0.00047	0.48588	0.01190	326	2.9	402	8.2
11.1	1378	530.0	66.6	1.8	1.5	0.05581	0.00067	0.51359	0.00695	350	4.1	421	4.7
12.1	170.9	162.9	8.0	1.0	-0.6	0.05434	0.00052	0.39953	0.00744	341	3.2	341	5.4
13.1	1057	2285	49.7	0.3	-0.2	0.05431	0.00077	0.40160	0.00597	341	4.7	343	4.3
14.1	259.2	254.6	12.0	0.1	0.1	0.05365	0.00050	0.39242	0.00438	337	3.1	336	3.2
15.1	541.1	366.3	25.1	0.0	-0.4	0.05368	0.00042	0.39955	0.00617	337	2.6	341	4.5
16.1	1276	458.7	61.0	0.1	0.0	0.05523	0.00024	0.40186	0.00221	347	1.4	343	1.6
16.2	315.6	112.2	77.1	0.0	1.3	0.28215	0.00366	4.56596	0.06206	1602	18.4	1743	11.4
17.1	271.7	310.1	12.5	1.2	-0.9	0.05314	0.00077	0.43789	0.00970	334	4.7	369	6.9
18.1	1527	603.2	70.0	0.0	-0.1	0.05298	0.00083	0.38/36	0.00630	333	5.1	332	4.6
19.1	1048	314.6	47.6	0.1	0.1	0.05251	0.00043	0.385/3	0.00361	330	2.6	331	2.6
19.2	157.9	130.4	49.9	0.4	-1.3	0.36499	0.00684	6.48861	0.12410	2006	32.4	2044	17.0
2.1	157.9	195.4	7.1	-0.6	-0.5	0.05159	0.00053	0.36390	0.00513	324	3.2	315	3.8
20.1	3309	654.0	158.9	0.0	0.0	0.05459	0.0008/	0.4015/	0.00635	343	5.3	343	4.6
21.1	316.0	237.3	14.3	0.0	-0.2	0.05220	0.00040	0.3/86/	0.00019	328	2.4	326	4.6
3.1	1242	564.0	5/.9 207	0.2	0.0	0.05388	0.00107	0.39684	0.00804	2846	0.5	2805	5.9
3.Z	80.0	10.0	38.7 56.0	0.1	0.0	0.55505	0.01072	14.8283	0.34/2/	2840	44.5	2805	22.3
4.1 5.1	1230	41/./	20.9 46 7	0.1	0.0	0.05239	0.000//	0.3/32/	0.00020	329	4.8	324	4.5
5.1 6.1	180.5	550.2	40.7	0.2	1.2	0.28912	0.00344	4.91881	0.00438	103/	17.2	1800	25
0.1	1430	550.2	00.0 90.7	0.2	0.5	0.03233	0.00038	0.39000	0.00480	1012	28.0	1052	3.3
0.2	270.0	180.2	00.7 10.5	0.1	0.0	0.54545	0.00383	0.37676	0.09930	326	20.0	225	2.0
7.1 9.1	200.1	109.2	10.5	0.1	0.1	0.05169	0.00040	0.37675	0.00555	320	2.4	325	3.9
0.1	1807	427.0	85.2	0.4	0.8	0.05157	0.00000	0.37073	0.00524	3/2	71	344	5.0
9.1	1007	439.2	05.2	0.5	0.1	[0.05445 Гран	0.00113 ut s50	0.40380	0.00075	542	/.1	544	0.5
11	1044	790.4	46.2	12	0.8	0.05112	0 00048	0.43615	0.00431	321	3.0	368	3.0
10.1	447 1	153.6	20.0	0.0	_0.0	0.05160	0.00059	0 37708	0.00551	324	3.6	325	41
11 1	940.2	397.0	42.8	0.0	0.0	0.05261	0.00050	0.38899	0.00301	331	3.0	334	2.9
12.1	252.5	287.6	11.4	0.0	-0.2	0.052201	0.00055	0.38588	0.00456	328	3.4	331	3.4
13.1	221.0	391.9	9.6	0.1	-0.6	0.05038	0.00072	0.37578	0.00674	317	45	324	5.0
14.1	586.4	336.1	26.9	0.2	0.0	0.05300	0.00059	0.39716	0.00500	333	3.6	340	37
15.1	408 3	79.0	18.4	0.0	0.0	0.05218	0.00074	0.38285	0.00573	328	4.5	329	4.2
2.1	139.0	118.9	6.2	0.4	0.0	0.05132	0.00144	0.40851	0.01305	323	8.8	348	9.5
3.1	250.7	19.8	11.4	1.5	1.2	0.05272	0.00056	0.46572	0.00533	331	3.4	388	3.7
4.1	412.5	247.2	18.5	0.7	0.5	0.05195	0.00032	0.41783	0.00587	327	2.0	355	4.2
5.1	1353	1683	60.3	0.1	-0.2	0.05149	0.00108	0.37666	0.00807	324	6.7	325	6.0
7.1	779.3	753.4	35.0	0.3	0.2	0.05188	0.00071	0.39936	0.00599	326	4.4	341	4.4
8.1	628.7	456.7	27.7	0.5	0.0	0.05085	0.00044	0.38928	0.00491	320	2.7	334	3.6
9.1	470.9	338.7	20.4	0.0	-0.4	0.05008	0.00054	0.36810	0.00420	315	3.3	318	3.1

ЛИТОСФЕРА том 18 № 2 2018

Таблица 4	. Окончание
-----------	-------------

1	a	bl	le	4.	Ending	
---	---	----	----	----	--------	--

№ про-	Сод	ержани	е, г/т	9	6		Отног	цения		Возраст, млн лет			
бы	U	Th	²⁰⁶ Pb	f206_4	f206_8	6Pb/8U	±	7Pb/5U	±	6Pb/8U	±	7Pb/5U	±
						Габб	po s33						
1.1	138.7	247.5	6.2	0.8	-0.2	0.05170	0.00086	0.38083	0.00781	325	5.2	328	5.7
10.1	278.3	20.4	12.8	0.1	0.0	0.05295	0.00038	0.38742	0.00368	333	2.3	333	2.7
10.2	546.5	15.8	24.7	0.1	0.0	0.05224	0.00039	0.38251	0.00468	328	2.5	329	3.5
2.1	308.8	187.0	14.2	-0.1	-0.2	0.05301	0.00055	0.38841	0.00468	333	3.3	333	3.4
3.1	212.2	118.5	9.6	0.7	0.3	0.05206	0.00048	0.41653	0.00846	327	3.0	354	6.1
4.1	506.2	371.9	22.3	0.5	-0.3	0.05100	0.00098	0.38185	0.00759	321	6.0	328	5.6
5.1	130.8	68.0	5.9	0.4	0.2	0.05169	0.00075	0.37034	0.00951	325	4.6	320	7.1
6.1	838.1	1685	37.5	0.3	-0.3	0.05164	0.00062	0.38929	0.00477	325	3.8	334	3.5
7.1	76.3	55.1	3.4	6.1	1.2	0.05156	0.00028	0.48276	0.01634	324	1.7	400	11.3
8.1	101.0	104.6	4.5	0.4	0.1	0.05151	0.00085	0.37224	0.01181	324	5.3	321	8.8
8.2	118.1	139.8	5.1	-0.2	0.6	0.05032	0.00108	0.36508	0.00870	317	6.6	316	6.5
9.1	660.0	696.0	29.8	0.3	-0.1	0.05211	0.00041	0.38956	0.00539	328	2.6	334	4.0

Примечание. Возрасты приведены без корректировки на общий свинец. Анализы пород см. в табл. 3; f206_4 и f206_8 – доля нерадиогенного ²⁰⁶Pb соответственно в ²⁰⁴Pb и ²⁰⁸Pb.

Note. Ages are given without correction for total lead. Analyzes of rocks see in Table 3; f206_4 and f206_8 – the proportion of non-radiogenic ²⁰⁶Pb in ²⁰⁴Pb and ²⁰⁸Pb respectively.

Мы его рассмотрим на примере Верхисетско-Адуйского ареала (рис. 8), который выделяется крупным гравиметровым минимумом [Рапопорт, Рудица, 2000] и совпадающей с ним ясной кольцевой структурой на космических снимках. Коровое магмоообразование в этом ареале охватывает интервал времени около 150 млн лет и формирует Верхисетский центр длительной эндогенной активности (ЦДЭА), отмеченный максимумом мощности земной коры, которая составляет здесь 50– 55 км [Дружинин и др., 1989], а также образует крупный Адуйский гранитный массив.

Магматизм начинается в раннем девоне и сосредоточен в небольшом Курманском габбротрондьемитовом массиве, расположенном в районе одноименного поселка в 30 км восточнее Екатеринбурга (см. рис. 1, точка 6). Массив сложен в разной мере мигматизированными роговообманковыми габбро и диоритами (табл. 5, ан. 1), мигматитами, меланосома которых представлена подплавленными габбро, а лейкосома – лейкодиоритами и преобладающими в массиве биотит-роговообманковыми трондьемитами (табл. 5, ан. 2). Породы прорваны дайками мелкозернистого роговообманкового габбро (ан. 3) и диоритов, также сильно мигматизированными. Мигматитовая текстура в гранитоидах выражена слабо, и это означает, что расплав, образованный при частичном плавлении, в основном сохранился in situ. Типоморфная особенность структуры всех пород массива - наличие межзернового мелкозернистого аллотриоморфного кварцплагиоклазового агрегата. Появление такого агрегата обусловлено анатексисом - процессом частичного плавления породы, в которой он находится [Hollness, Sawyer, 2008]. По составу плагиоклаз крупных таблиц и межзернового агрегата и в габбро, и в трондьемитах сходен и отвечает олигоклазу *Ап*₂₀₋₃₀, что свидетельствует о равновесности всех пород массива с новообразованным анатектическим расплавом - продуктом частичного плавления базитов. Амфибол по составу отвечает серии паргасит-гастингсит. Магнезиальность его уменьшается с ростом кремнекислотности пород, оставаясь все время более низкой, чем у сосуществующего биотита, что представляет собой характерную особенность парагенезиса продуктов водного анатексиса. Состав плагиоклаза при этом обычно не выходит за пределы олигоклаза. Роговая обманка и плагиоклаз мигматитов уравновешены при давлении 9 кбар, уровню кристаллизации отвечает давление около 5 кбар (см. рис. 3)

Из роговообманкового габбро 427 и трондьемита 428 был выделен циркон, проанализированный в лаборатории IBERSIMS Университета г. Гранада на приборе SHRIMP-II [Ферштатер, 2013]. В обеих пробах цирконы представлены призматическими зональными зернами магматического облика одной монохронной группы. ²³⁸U/²⁰⁶Pb возраст габбро, откорректированный на ²⁰⁴Pb, составляет 411 ± 2 млн лет (²³⁵U/²⁰⁷Pb = 407 ± 2 млн лет), а трондьемита – 405 ± 4 млн лет (²³⁵U/²⁰⁷Pb = 411 ± 8 млн лет). Полученные значения возраста отвечают раннему девону (эмсу) и в пределах ошибки измерений очень близки для габбро (протолита) и продукта его частичного плавления – трондьемита.

В **Верхисетском массиве** сконцентрированы все последующие этапы корового магматизма, охватывающие возрастной интервал около 100 млн лет.

Fersh Соболев 1976: Орог



Рис. 8. Гранитоидные массивы Верхисетско-Адуйского ареала:

Vi – Верхисетский, Ad – Адуйский, Mz – Мурзинский, Ku – Курманский, Ka – Каменский, Kr – Крутихинский. 1 – протерозойские амфиболиты и гранито-гнейсы; 2 – палеозойские вулканогенно-осадочные породы; 3 – серпентиниты; 4–6 – серии пород Верхисетского ЦДЭА: 1 – габбро-трондьемитовая, 2 – тоналитгранодиоритовая, 3 – адамеллит-гранитная; 7 – граниты Адуйского и Мурзинского массивов; 8 – контур гравиметрового минимума [Рапопорт, Рудица, 2000], граница Верхисетско-Адуйского ареала.

Тектонические зоны: ОД – Тагильская островодужная, ОК – окраинно-континентальная, К – континентальная, ГУР – Главный Уральский разлом.

Fig. 8. Granitoid massifs of the Verkhisetsk-Adui areal:

Vi – Verkhisetsk, Ad – Adui, Mz – Murzinka, Ku – Kurmanka, Ka – Kamensk, Kr – Krutikha.

1 – Proterozoic amphibolites and granite-gneisses, 2 – Paleozoic volcanic-sedimentary rocks, 3 – serpentinites, 4–6: rock series of the Verkhisetsk Center of Long Endogenous Activity: l – gabbro-trondhjemite, 2 – tonalitegranodiorite, 3 – adamellite-granite; 7 – granites of the Adui and Murzinka massifs; 8 – the outline of the gravimetric minimum [Rapoport, Ruditsa, 2000], the boundary of the Verkhisetsk-Aduy areal.

Tectonic zones: O_{μ} – Tagil island-arc, O_{K} – marginal continental, K – continental; ΓYP – Main Ural fault.

Подробную характеристику этого замечательного массива, в том числе и изотопную хронологию, читатель найдет в многочисленных публикациях [Бушляков, Соболев, 1976; Орогенный..., 1994; Зинькова, 1997; Ферштатер, 2013; Смирнов и др., 2014; Bea et al., 1997]. Как и в Курманском массиве, магматизм здесь начинают роговообманковые габбро, состав которых представлен в табл. 5 (ан. 4). Новые определения возраста циркона из габбро, выполненные на SHRIMP-II в Университете г. Гранада, свидетельствуют о широком возрастном интервале габбрового магматизма от среднего девона до конца карбона (рис. 9а-в, табл. 6). Геологическое подтверждение этого важного вывода - наличие синплутонических базитовых даек [Зинькова, Ферштатер, 2007] в гранодиоритах возрастом 310-315 млн лет (рис. 10). При этом состав габброидов изменяется с омоложением в сторону большего содержания титана, фосфора, натрия, калия и ассоциированных с ним рассеянных элементов, фиксируя тем самым рост фертильности мантийного источника габбро. Возраст циркона из типичного гранодиорита (см. рис. 9г) составляет 310 млн лет и отвечает наиболее частым значениям возраста этих самых распространенных пород, по более ранним данным. Возрастные вариации трех главных породных групп массива – габбро-диоритовой, тоналит-гранодиоритовой и гранитной - с учетом всех имеющихся надежных определений изотопного возраста [Ферштатер, 2013; Смирнов и др., 2014; Bea et al., 1997; Montero et al., 2000] показаны на рис. 9л.

Мигматизация габбро и его частичное плавление, т.е. коровое магмообразование, началось на ранних стадиях водного базитового магматизма в позднем девоне. Продукты кристаллизации этого первого корового расплава - трондьемиты западной части массива – сходны по составу с одноименными породами Курманского массива. Их состав представляет ан. 5 в табл. 5, отобранный из мигматитового прожилка в габбро ви597 (ан. 4). От "океанических" плагиогранитов, рассмотренных в предыдущем разделе, их отличает большее содержание калия и ассоциированных с ним рассеянных элементов (ср. составы соответствующих пород в табл. 1 и 5). Более поздние габброиды (см. табл. 5, ан. 7) являются родоначальными для тоналитов и гранодиоритов, преобладающих в массиве (ан. 8-10), и адамеллитов и гранитов (ан. 11, 12) – продуктов частичного плавления и дифференциации гранитоидов повышенной основности.

Как и в Сыростанском массиве, мигматизация габбро Верхисетского массива происходит в области термальной стабильности биотита и амфибола. Поэтому серии продуктов частичного плавления габброидов, лишенных калиевого полевого шпата, образуют калифобные тренды (см. рис. 6а), подобные Сыростанскому массиву. Составы ранних габброидов Верхисетского массива и продуктов их анатексиса лежат на тренде МЗ, а составы поздних **Таблица 5**. Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в породах Курманского (1–3) и Верхисетского (4–12) массивов

N⁰	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Проба	427	428	401	ви597	ви598	к852	к768	ви592	ви681	ви725	A1(5)	A2(5)
SiO ₂	50.95	72.55	50.40	49.22	71.02	48.14	50.45	57.14	57.08	64.37	69.84	73.15
TiO ₂	0.663	0.287	0.73	1.01	0.34	0.908	1.604	0.76	0.629	0.530	0.43	0.21
Al_2O_3	16.37	13.18	16.37	16.88	14.85	18.02	17.39	18.03	16.91	16.55	15.7	15.47
Fe_2O_3	8.80	3.02	Н.о.	6.78	0.53	6.61	6.31	2.5	7.99	4.93	2.21	1.14
FeO	4.60	0.50	12.33	4.31	2.15	4.3	3.6	4.66	H.o.	H.o.	1.36	0.75
MnO	0.156	0.04	0.17	0.22	0.04	0.196	0.131	0.15	0.160	0.090	0.03	0.03
MgO	4.51	1.44	6.04	4.17	0.99	7.07	4.96	2.53	3.02	2.65	1.12	0.52
CaO	8.62	2.88	7.03	9.81	3.94	9.72	6.58	6.93	6.93	4.65	2.44	1.40
Na ₂ O	3.36	4./8	2.6	5.54	4.45		4./8	4.59	3.70	4.11	4.79	4.38
K_2O	0.42	0./1	1./0	1.19	0.98	0.27	1./8	1.03	1.50	1.80	2.55	3.14
P_2O_5	0.13	0.07	0.17	0.31	0.08	0.230	0.030	0.5	0.20	0.10	0.14	0.04
	00.70	0.50	08.24	00.56	0.43	2.0	1.0	0.07	0.70	100.60	100.50	100.22
	10.04	14 84	6.88	10.42	<u> </u>	6.18	10.96	8 76	22.02	22.85	27.8	22 27
Rh	9.46	9.60	18 23	27.04	31.99	7.69	54.60	43 07	37 33	50.13	61	75
Cs	1 28	0.98	1 65	0.8	1 39	0.16	0.52	1 18	1 03	1 52	1 21	2 00
Be	0.54	0.71	0.60	0.91	1.39	0.10	1 36	1.10	1.05	1.32	1.50	1 75
Sr	504 7	727 1	573.6	889	679	440 2	814.0	961	878 10	552.93	732	438
Ba	202.6	510.3	335.6	363.6	310.8	84.73	466.5	873.5	466.4	498.9	1050	902
Sc	24.52	32.22	16.11	21.5	2.1	31.18	17.37	10.9	9.73	9.47	9	5
V	285.4	364.0	161.7	267	45	193.0	150.9	148	127.50	86.70	40	13
Cr	8.97	60.66	10.16	7	9	46.02	26.29	14	6.19	35.96	14	2
Co	30.50	29.97	9.72	28	5	28.23	20.99	15	16.09	10.72	5	1
Ni	2.38	18.10	4.49	9	4	34.36	28.59	10	6.40	23.69	4	2
Cu	60.30	55.41	39.04	72	42	96.72	23.92	23	33.70	15.15	18	9
Zn	49.79	56.34	33.23	97	28	76.25	74.98	79	57.88	43.52	64	27
Ga	16.30	18.72	14.56	21	14	16.82	17.85	21	20.09	18.13	25	20
Y	15.31	26.96	17.14	19	3	16.50	23.48	16	12.66	12.82	6	4
ND T-	0.99	1.99	1.60	3.2	2.1	2.41	11./4	5.1	4.02	5.30	4.6	4.3
1a 7a	0.07	0.11	0.10	0.12	0,05	0.12	0.44	0.16	0.21	0.35	0.23	0.37
	0.50	21./1	13.00	0.80	30.33	4.24	19.44	0.50	9.80	0.87	104	272
Mo	0.30	0.78	0.30	0.89	0.11	0.17	0.01	0.39	0.45	0.87	1.15	0.30
Sn	1.03	1 1 5	0.33	1 22	0.11	0.07	1.07	1.04	0.10	1 2	1 30	1.66
Ph	2 20	204	3.67	8 73	10.11	1.68	4 30	7.02	7.44	8 11	17	21
IU	0.73	1 17	0.98	0.75	0.7	0.08	0.54	0.25	1 74	1.52	1 03	1 34
Th	1 29	1.82	2.47	1 91	11 55	0.22	1.26	0.98	4 51	4 18	7 73	6 40
La	9.20	14.67	8.34	24.24	34.67	4.41	19.72	28.33	22.14	15.44	22.4	15.21
Ce	23.55	45.95	19.81	49.95	66.11	9.77	47.88	56.75	41.48	29.86	46.8	31.17
Pr	3.51	6.11	2.57	6.49	5.62	1.44	6.34	6.91	6.19	3.83	4.00	3.05
Nd	15.96	30.06	11.46	27.69	17.06	6.80	26.50	26.51	26.04	15.01	13.4	10.37
Sm	4.14	7.45	2.64	5.86	2	1.83	4.88	5.21	4.89	3.36	2.39	1.87
Eu	1.21	2.01	0.80	1.94	0.56	0.68	1.38	1.58	1.49	0.83	0.87	0.55
Gd	3.45	6.47	2.50	5	1.25	2.11	3.83	4.06	3.76	2.37	2.03	1.46
Tb	0.47	0.85	0.42	0.71	0.15	0.34	0.54	0.6	0.46	0.38	0.23	0.17
Dy	2.94	4.94	2.95	3.69	0.83	2.26	3.39	3.12	2.70	2.22	1.10	0.83
Ho	0.58	0.92	0.62	0.7	0.15	0.48	0.67	0.58	0.51	0.46	0.19	0.14
Er	1.67	2.43	1.84	1.85	0.35	1.39	1.92	1.62	1.39	1.19	0.51	0.37
I m Vh	0.22	0.33	0.28	0.27	0.05	0.19	0.25	0.24	0.20	0.18		0.05
	0.22	0.30	1.82 0.27	0.24	0.28	0.18	0.20	1.42 0.22	0.19	0.17	0.48	0.55

Table 5. Content of major (wt %) and trace (ppm) elements in the rocks of Kurmanka (1-3) and Verkhisetsk (4-12) massifs

Примечание. 1 – габбро; 2 – трондьемит, продукт частичного плавления габбро "1"(ан. 1); 3 – дайка, слабо мигматизированная; 4, 5 – габбро и плагиогранит, продукт частичного плавления габбро; 6, 7 – раннее (6) и позднее (7) габбро; 8–10 – тоналиты (8, 9) и гранодиорит (10) – продукты частичного плавления габбро; 11, 12 – средние составы адамеллита и гранита – продуктов частичного плавления тоналита или гранодиорита. Н.о. – не определено.

Note. 1 - gabbro; 2 - trondhjemite, product of gabbro "1" partial melting; <math>3 - dike, slightly migmatized; 4, 5 - gabbro (4) and plagiogranite (5), product of partial gabbro melting; 6, 7 - early (6) and later (7) gabbro; 8 - 10 - tonalite (8, 9) and granodiorite (10) - products of partial melting of gabbro; 11, 12 - average compositions of adamellite and granite - products of partial melting of tonalite or granodiorite. H.o. - not determined.

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 18 No. 2 2018

Ферштатер и др. Fershtater et al.



габброидов и продуктов их частичного плавления – на тренде М1. Продукты частичного плавления тоналитов и гранодиоритов, содержащих калиевый полевой шпат, а также их дифференциаты характеризуются обычным калифобным трендом M&F. Более поздние этапы мигматизации в массиве не вскрыты, и мы можем судить о них только по ксенолитам в тоналитах, гранодиоритах или в синплутонических дайках, подобных показанным на рис. 10. В совокупности с изотопными параметрами пород

Таблица 6. Изотопные параметры и возраст циркона из пород Верхисетского массива

	T (1		• •	C (1	1 1	C 1	F7 1		
Table 6	Icotony	horootorictics one	l naa ot	TIROON	trom t	ha roal	za ot	Variz	hicotol	z moggit
1 2006 0				2.111.1.111			S UI	VEIK		N 111/4/SST
1 4010 0	\cdot isotop, \cdot	india de certo cites ane	uge or	2110011	II OIII C	10 1001	10 01	, eur	1100000	a maoom

N₂	Содержание, г/т %				Отног	пение		Возраст, млн лет					
	U	Th	206Pb	f206 4	f206 8	6Pb/8U	±	7Pb/5U	±	6Pb/8U	±	7Pb/5U	±
						K	852						
1.1	114.2	30.8	6.1	0.3	0.1	0.06165	0.00202	0.47345	0.01571	386	12.3	394	10.9
10.1	66.6	20.5	3.5	0.7	0.5	0.06152	0.00095	0.47324	0.00760	385	5.7	393	5.2
11.1	72.4	17.9	3.9	-0.3	0.1	0.06161	0.00151	0.45500	0.01415	385	9.1	381	9.9
12.1	117.8	23.2	6.3	-0.3	-0.1	0.06207	0.00146	0.46393	0.01142	388	8.8	387	8.0
13.1	179.4	42.4	9.4	0.3	0.2	0.06037	0.00124	0.47819	0.01006	378	7.6	397	6.9
14.1	119.9	25.3	6.5	0.2	0.2	0.06223	0.00137	0.47180	0.01181	389	8.4	392	8.2
15.1	89.1	28.7	4.9	0.6	0.2	0.06405	0.00157	0.49194	0.01509	400	9.5	406	10.3
16.1	628.4	119.1	33.6	0.0	0.0	0.061/1	0.00112	0.46526	0.00928	386	6.8	388	6.4
1/.1	255.5	50.2	13./	0.3	0.0	0.06186	0.00121	0.4/22/	0.00994	38/	/.4	393	6.9
18.1	1027.3	180.0	54.5 7.0	0.0	0.1	0.06129	0.000/1	0.45/96	0.00609	384	4.5	383	4.2
19.1	145.5	28.3	7.9	0.1	0.1	0.062/1	0.00089	0.40948	0.00/31	392	D.4	391	5.0
2.1 20.1	626.7	30.0 118.3	22.9	0.0	-0.1	0.00243	0.00172	0.46122	0.01556	390	10.5	399	10.0
20.1	61.5	110.5	33.0 3.4	0.0	0.0	0.00224	0.00157	0.40043	0.01027	309	0.5	303	10.6
21.1 22.1	8/1	20.4	5.4 4.5	0.4	0.1	0.00343	0.00102	0.47023	0.01522	388	113	396	11.0
22.1 23.1	2217	20.4 67.0	4.5	0.4	0.1	0.00197	0.00180	0.47731	0.01599	384	5 1	380	11.1
31	167.4	55.8	89	_0.1	0.0	0.00142	0.00083	0.45017	0.00040	383	7.5	377	8.0
<u> </u>	60.9	16.2	33	0.1	_0.0	0.06175	0.00123	0.4500	0.01130	386	11.5	374	10.8
51	124.0	48.2	6.6	0.0	-0.1	0.06107	0.00154	0.45687	0.01190	382	94	382	8.4
61	417.3	126.2	21.7	0.0	0.1	0.06010	0.00104	0.4569	0.00798	376	63	374	57
7 1	91.0	33.2	4.8	0.1	0.1	0.06134	0.00218	0.46808	0.00790	384	13.2	390	117
81	153.3	64.5	8.2	0.1	0.1	0.06206	0.00109	0 47414	0.00883	388	6.6	394	61
91	151.2	32.8	8.1	0.0	0.1	0.06187	0.00107	0.46756	0.00935	387	6.5	390	6.5
	101.2	02.0	0.1	0.0	0.1	K'	768	0.10,00	0.00920	007	0.0	0,00	0.0
1.1	529.0	273.6	22.0	0.0	-0.1	0.04807	0.00073	0.33934	0.00535	303	4.5	297	4.1
10.1	368.7	176.0	15.2	0.0	0.2	0.04775	0.00075	0.34864	0.00572	301	4.6	304	4.3
11.1	244.4	185.4	10.1	0.0	0.2	0.04756	0.00047	0.33735	0.00373	300	2.9	295	2.9
12.1	496.2	154.7	20.3	0.0	0.1	0.04720	0.00071	0.33989	0.00577	297	4.4	297	4.4
13.1	98.5	57.6	4.1	-0.6	0.1	0.04761	0.00086	0.34290	0.00641	300	5.3	299	4.9
14.1	106.1	37.6	4.4	0.3	0.2	0.04787	0.00027	0.34465	0.00537	301	1.7	301	4.1
15.1	312.6	95.1	13.1	0.0	0.0	0.04838	0.00056	0.35542	0.00488	305	3.5	309	3.7
15.2	2006.0	1884.6	82.5	0.0	-0.3	0.04750	0.00041	0.34482	0.00329	299	2.5	301	2.5
16.1	2119.5	1417.5	87.4	0.5	0.3	0.04765	0.00054	0.36013	0.00440	300	3.4	312	3.3
2.1	1512.2	1084.9	61.5	0.1	-0.1	0.04702	0.00058	0.33823	0.00462	296	3.6	296	3.5
25.1	2382.3	2231.2	100.5	0.2	-0.1	0.04874	0.00066	0.35807	0.00526	307	4.1	311	4.0
26.1	741.6	549.0	30.0	0.2	-0.1	0.04679	0.00075	0.33229	0.00538	295	4.6	291	4.1
29.1	350.5	190.5	14.6	0.0	-0.1	0.04827	0.00041	0.34872	0.00333	304	2.6	304	2.6
3.1	1507.0	605.0	62.2	0.0	-0.1	0.04766	0.00031	0.33922	0.00231	300	1.9	297	1.8
30.1	172.1	58.7	7.1	0.1	0.0	0.04770	0.00068	0.35186	0.00818	300	4.3	306	6.1
31.1	205.2	131.8	8.6	0.0	0.1	0.04816	0.00040	0.34684	0.00740	303	2.5	302	5.5
32.1	313.5	127.0	13.0	0.1	-0.1	0.04778	0.00076	0.34703	0.00604	301	4.7	303	4.6
33.1	88.6	25.7	3.7	0.0	0.0	0.04870	0.00041	0.34963	0.00981	307	2.6	304	7.4
34.1	167.7	108.8	6.9	0.0	0.2	0.04757	0.00071	0.34271	0.00720	300	4.4	299	5.4
35.1	72.5	23.6	3.1	0.2	0.0	0.04905	0.00073	0.36683	0.00792	309	4.5	317	5.9
4.1	287.3	169.1	11.6	0.6	0.7	0.04650	0.00080	0.35183	0.00679	293	4.9	306	3.1
5.1	168.2	121.3	0.7	0.0	-0.3	0.04623	0.00072	0.33040	0.00622	291	4.4	290	4.8
0.1	293.4	10/.2	12.0	0.0	-0.1	0.04/12	0.00054	0.340/3	0.00419	29/	<i>3.2</i>	298	3.2
0 1	328.1	138.0	15.5	0.1	-0.2	0.04/53	0.00051	0.55/89	0.00525	299	3.5	296	4.0
8.1	277.0	131.8	11.4	0.3	0.1	U.U4/44	0.00051	0.35/80	0.00432	299	5.2	311	5.5
1 1	2115	2120	12.0	0.0	0.0	K		0 12004	0.00010	257	7 2	262	65
1.1	126.0	212.8 55.0	12.0	0.0	0.0	0.03093	0.00118	0.42994	0.00918	216	6.1	303	6.0
10.1	270.7	172.0	126		0.0	0.03309	0.00100	0.39802	0.00883	226	0.1	220	0.4
11.2	207.6	1/2.9	12.0	0.2		0.05558	0.00113	0.39434	0.009/3	358	7.0	368	67
11.1	772 4	901 1	40.6	0.5	_0.2	0.05700	0.00117	0.45600	0.00941	380	65	387	63
11.1	114.4	701.1	TU.U	0.1	-0.1	0.00070	0.00100	0.45009	0.00900	1 300	0.5	562	0.5

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 18 No. 2 2018

Таблица 6. Окончание

Table 6. Ending

N⁰	Содержание, г/т			%		Отношение				Возраст, млн лет			
	U	Th	206Pb	f206 4	f206 8	6Pb/8U	±	7Pb/5U	±	6Pb/8U	±	7Pb/5U	±
12.1	114.0	38.8	6.2	0.3	0.1	0.06300	0.00191	0.46365	0.01500	394	11.6	387	10.5
13.1	249.5	175.5	13.2	0.2	0.2	0.06090	0.00133	0.46044	0.01143	381	8.1	385	8.0
14.2	172.7	108.6	8.5	-0.1	-0.2	0.05653	0.00116	0.43679	0.01048	355	7.1	368	7.4
15.1	198.5	136.1	9.7	0.3	0.1	0.05665	0.00057	0.42541	0.00482	355	3.5	360	3.4
16.2	342.9	270.7	17.3	0.2	0.2	0.05844	0.00041	0.44605	0.00433	366	2.5	375	3.0
18.1	88.9	49.6	4.3	0.3	0.0	0.05594	0.00113	0.41078	0.00950	351	6.9	349	6.8
18.2	206.9	122.3	10.6	0.0	0.0	0.05918	0.00105	0.45085	0.01195	371	6.4	378	8.4
2.1	152.9	49.8	7.7	0.0	0.2	0.05813	0.00125	0.42757	0.01012	364	7.6	361	7.2
2.2	57.7	30.7	2.9	0.4	-0.4	0.05773	0.00116	0.42849	0.01725	362	7.1	362	12.3
20.1	86.5	44.3	4.5	0.3	0.0	0.05961	0.00051	0.44895	0.00825	373	3.1	377	5.7
20.2	172.9	114.0	8.5	0.0	0.5	0.05658	0.00078	0.42581	0.00682	355	4.7	360	4.9
21.1	228.4	129.3	11.4	0.2	0.2	0.05752	0.00106	0.43102	0.00864	361	6.4	364	6.2
22.1	254.9	212.0	13.1	0.3	0.5	0.05941	0.00099	0.43834	0.00771	372	6.0	369	5.5
23.1	87.9	44.6	4.5	-0.3	0.3	0.05889	0.00084	0.44821	0.01213	369	5.2	376	8.5
24.1	1175.6	1960.0	58.3	0.1	-0.3	0.05729	0.00071	0.43200	0.00590	359	4.3	365	4.2
26.1	37.9	11.6	17.6	0.1	0.0	0.53787	0.00542	14.3056	0.19187	2775	22.7	2770	12.8
27.1	230.4	184.4	11.7	0.2	0.1	0.05890	0.00077	0.44728	0.00610	369	4.7	375	4.3
28.1	79.9	35.2	4.1	0.3	0.3	0.05909	0.00096	0.45285	0.01600	370	5.8	379	11.3
3.2	145.3	82.4	7.2	0.1	0.3	0.05757	0.00151	0.42186	0.01165	361	9.2	357	8.4
30.1	83.5	43.7	4.2	0.4	0.0	0.05867	0.00072	0.44147	0.00709	368	4.4	371	5.0
31.1	65.9	27.4	3.6	-0.2	0.5	0.06289	0.00080	0.46586	0.00841	393	4.9	388	5.8
32.1	117.0	59.2	6.0	0.0	0.0	0.05931	0.00049	0.44394	0.00670	371	3.0	3/3	4.7
32.2	170.1	83.4	8.8	0.1	0.1	0.05946	0.00099	0.43424	0.00838	372	6.1	366	6.0
33.1	80.8	36.2	4.1	0.2	-0.1	0.05854	0.00119	0.43636	0.00976	367	7.3	368	6.9
4.1	72.5	42.1	3.6	0.0	-0.2	0.05/62	0.00110	0.43706	0.00926	361	6.7	368	6.6
6.I	248.5	187.4	11.6	0.1	-0.2	0.05405	0.00106	0.40243	0.00838	339	6.6	343	6.1
/.l	248.0	247.8	11.6	-0.2	0.0	0.05425	0.00145	0.39035	0.01098	341	8.9	335	8.0
9.1	80.9	34.5	3.7	0.4	0.0	0.05311 VI	0.00087 725	0.4006/	0.00694	334	5.5	342	5.0
11	149 3	673	63	0.9	0.0	0 04843	0.00113	0 35798	0.00876	305	69	311	66
1.1	326.9	145.9	14.3	0.9	0.0	0.05039	0.000113	0.36101	0.00577	317	37	313	43
10.1	154.5	85.1	6.6	0.0	0.1	0.04933	0.00076	0.36201	0.00859	310	47	314	6.4
11 1	280.6	141 7	12.0	0.1	0.2	0.04936	0.00080	0.35131	0.00670	311	5.0	306	5.0
12.1	136.9	73.4	59	0.0	0.2	0.04994	0.00056	0.35966	0.00626	314	34	312	47
13.1	158.4	95.8	6.6	0.2	0.0	0.04849	0.00083	0 34264	0.00734	305	51	299	5.6
14.1	149.4	79.8	63	0.4	0.0	0.04906	0.00097	0 34960	0.00967	309	59	304	73
15.1	195.1	115.6	8.3	0.5	0.2	0.04908	0.00098	0.35294	0.00800	309	6.1	307	6.0
16.1	138.0	78.0	5.8	0.3	0.5	0.04852	0.00058	0.35521	0.00689	305	3.6	309	5.1
17.1	184.6	109.6	7.8	0.0	0.3	0.04905	0.00104	0.34606	0.00824	309	6.4	302	6.3
18.1	244.7	131.4	10.5	-0.2	0.2	0.04951	0.00063	0.34419	0.00567	312	3.9	300	4.2
19.1	107.2	51.3	4.6	0.3	0.6	0.04987	0.00066	0.35078	0.01109	314	4.0	305	8.4
2.1	162.1	97.9	6.9	0.0	0.2	0.04921	0.00081	0.35239	0.00700	310	5.0	307	5.3
20.1	102.8	39.1	4.4	0.1	0.2	0.04967	0.00065	0.35175	0.00568	313	3.9	306	4.2
21.1	117.1	57.3	5.0	0.0	0.2	0.04981	0.00070	0.35420	0.00704	313	4.3	308	5.3
22.1	126.3	71.6	5.4	-0.4	0.0	0.04902	0.00060	0.35450	0.00577	309	3.7	308	4.3
24.1	165.7	99.8	7.0	0.6	0.1	0.04891	0.00070	0.35821	0.00730	308	4.3	311	5.5
25.1	140.3	76.3	5.7	0.0	0.4	0.04705	0.00103	0.35203	0.00856	296	6.4	306	6.4
26.1	275.9	193.7	11.4	0.2	-0.2	0.04782	0.00102	0.33701	0.00729	301	6.3	295	5.5
27.1	161.6	63.8	6.9	-0.2	0.2	0.04918	0.00063	0.35419	0.00754	310	3.9	308	5.7
3.1	118.1	45.1	5.1	0.7	0.5	0.04987	0.00088	0.36642	0.01080	314	5.4	317	8.1
4.1	108.0	41.3	4.7	-0.3	0.1	0.05038	0.00116	0.37495	0.01289	317	7.1	323	9.6
5.1	134.9	53.6	5.9	0.1	0.2	0.05066	0.00125	0.37696	0.01112	319	7.7	325	8.2
6.1	100.8	45.5	4.4	0.1	0.5	0.05063	0.00085	0.36407	0.01422	318	5.2	315	10.6
7.1	108.3	43.9	4.6	0.2	0.3	0.04952	0.00082	0.35124	0.00743	312	5.0	306	5.6
8.1	328.6	161.2	13.9	0.0	0.0	0.04872	0.00082	0.34942	0.00596	307	5.0	304	4.5

Примечание. Пояснения и условные обозначения см. в табл. 2.

Note. It is the same as to Table 2.



Рис. 10. Деталь строения дайки мигматизированного габбро в гранодиорите Верхисетского массива (заброшенный карьер на станции Исеть).

I – ксенолит гранодиорита, II – ксенолит мигматита. Красные линии в левом верхнем и правом нижнем углах фото – контуры дайки.

Fig. 10. The structure of the migmatized gabbro dyke in the granodiorite of the Verkhisetsk massif (abandoned quarry at Iset railway station).

 $\rm I-xenolith$ of granodiorite, $\rm II-xenolith$ of migmatite. Red lines in the upper left and lower right corners of the photo – contours of the dike.

первичное отношение 87 Sr/ 86 Sr = 0.704231–0.704371, одинаковое для габброидов, гранодиоритов и гранитов, а также значение 143 Nd/ 144 Nd = 0.5126–0.5127 для габбро и гранодиоритов и 0.5125–0.5128 для гранитов [Веа et al., 1997] свидетельствуют о том, что субстратом гранитоидов служили роговообманковые габбро, претерпевшие мигматизацию и частичное плавление по изложенной выше схеме.

Поздние этапы мигматизации и анатексиса тоналитов и гранодиоритов прекрасно проявлены в **Каменском массиве** – латеральном аналоге Верхисетского [Рапопорт и др., 1980], расположенном в юго-восточной части ареала. Западная часть массива, представляющая его корневую зону, сложена полосчатыми мигматитами, восточная – слабо мигматитизированными и гомогенными гранодиоритами, адамеллитами и гранитами.

Мигматиты хорошо вскрыты многочисленными выработками в районе четвертого блока Белоярской АЭС. Преобладают характерные полосчатые мигматиты (рис. 11а, б), валовый состав которых показан в табл. 7 (ан. 1) и отвечает гранодиориту. Породы такого состава, по-видимому, и являются протолитом мигматитов. Типичные составы меланосомы и лейкосомы полосчатых мигматитов приведены в табл. 7 (ан. 2, 3). Полосчатая текстура мигматитов с мощностью отдельных прослоев не более 2-3 см свидетельствует о том, что на ранней стадии мигматизации перемещение анатектического расплава преимущественно ограничивалось небольшим расстоянием, определяющим полосчатый тип текстуры [Brown et al., 1995]. По мере приближения состава лейкосомы к гранитному (табл. 7, ан. 4) формы ее обособления нарушают правильную полосчатость мигматита и приобретают форму жил (рис. 11б). В жилах, а также во всех более или менее крупных (до первых метров) интрузивных телах в мигматитах граниты обогащены калием по сравнению с близкими по содержанию кремнезема породами лейкосомы. Судя по составам сосуществующих роговых обманок и плагиоклазов [Бородина и др., 2009], мигматизация в массиве происходит при давлении 9–8 кбар (см. рис. 3).

Как и во всех рассмотренных выше случаях, мигматиты прорываются в разной степени мигматизированными дайками микрогаббро и микродиоритов (табл. 7, ан. 5–7).

Возраст циркона из гранита (300) и мигматита (429 млн лет) свидетельствует о том, главный этап мигматизации и образования гранитного расплава отвечает возрасту 297–300 млн лет (рис. 12). Более древние возрасты, по-видимому, принадлежат реликтовому циркону гранодиоритового протолита, а более молодые – этапам эволюции вторичного анатектического расплава. Последние соответствуют возрасту гранитов Адуйского массива [Краснобаев и др., 2006]. Рассмотренные мигматизация и связанное с ней частичное плавление в Каменском массиве завершают процесс магмообразования по исходно базитовому (амфиболовое габбро) субстрату в Верхисетском ЦДЭА.

Участие допалеозойской коры в магмообразовании удается проследить в **Крутихинском массиве**. Небольшой по размерам массив вскрыт в гранитном карьере размером 400 × 400 м, расположенном в западном экзоконтакте Адуйского массива на площади распространения допалеозойских пород (см. рис. 1) в районе пос. Крутиха. Обнаженная часть массива сложена кварцевыми диоритами (табл. 7, ан. 8, 9), серыми мелкозернистыми гнейсовидными адамеллитами и гранитами (ан. 10, 11) и прорывающими их розовыми более крупнозернистыми и пегматоидными гранитами. Первые две группы пород отличаются пестрым составом вследствие ясно проявленных процессов мигматитизации и частичного плавления.

В отличие от полосчатых мигматитов Каменского массива, протолит в которых имеет тоналитгранодиоритовый состав, в Крутихинском протолитом мигматитов служили породы адамеллитгранитного состава. Вследствие этого наблюдаются высокая степень плавления, достигающая, судя по текстурным особенностям анатектических гра-

Ферштатер и др. Fershtater et al.





Рис. 11. Фото мигматитов Каменского (а, б), Крутихинского (в, г) массивов и мигматизированной диоритовой дайки, прорывающей гранитные мигматиты (д).

Пояснения см. в тексте.

Fig. 11. Photos of Kamensk (a, δ), Krutikha (B, Γ) migmatites massifs and migmatized diorite dyke that cuts granite migmatites (π).

See text for other explanation.

нитов, 80–90%, и обычно слабое проявление мигматитовой текстуры (см. рис. 11в). Степень плавления кварцевых диоритов существенно ниже и, по визуальной оценке и масс-балансовым подсчетам, не превышает 20–30%. В результате их мигматизации образуются четкие мигматиты с хорошо выраженной меланосомой и лейкосомой (см. рис. 11г). Полосчатые граниты обычно залегают полого. В крутых дайках ориентировка текстурных неоднородностей тоже совпадает с залеганием пород. Жилы анатектических гранитов имеют пологое и крутое залегание. В них обычны многочисленные ксе-

ЛИТОСФЕРА том 18 № 2 2018

Таблица 7. Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в породах Каменского (1–7) и Крутихинского (8–11) массивов

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
№ пробы	429	417б	417a	320	4216	421a	430	34	61	38	36
SiO ₂	68.77	52.67	68.49	72.07	53.42	63.76	63.43	61.94	66,23	69.91	73.86
TiO ₂	0.41	1.35	0.40	0.02	0.26	0.31	0.67	0.69	1.08	0.51	0.23
$Al_2 \tilde{O}_3$	15.19	17.32	15.98	15.56	11.92	13.71	15.73	14.72	14.59	14.95	14.08
Fe_2O_3	3.05	4.57	1.78	0.48	5.57	3.21	2.20	3.47	2.59	1.60	1.18
FeO	0.35	4.9	1.0	0.72	5.0	2.7	2.20	2.50	2.80	1.10	0.50
MnO	0.04	0.13	0.06	0.00	0.21	0.13	0.07	0.10	0.09	0.04	0.02
MgO	1.77	5.24	1.17	0.39	9.63	5.15	2.81	4.88	1.61	0.88	0.40
CaO	3.01	4.41	3.18	1.02	8.77	5.99	3.31	5.93	3.28	2.10	1.35
Na ₂ O	4.91	2.5	4.3	4.97	1.9	2.7	4.76	2.82	4.04	4.15	3.65
K ₂ O	1.95	3.94	2.96	4.91	1.59	1.22	3.21	1.77	2.00	3.34	4.43
P_2O_5	0.15	0.67	0.17	0.00	0.01	0.03	0.55	0.15	0.76	0.19	0.05
П.п.п.	0.50	1.79	0.40	0.11	1.10	0.57	0.80	0.90	0.50	1.00	0.30
Сумма	100.1	99.49	99.90	100.3	99.38	99.49	99.74	99.87	99.57	99.67	99.75
Li	18.68	67.39	11.75	7.25	12.81	20.73	20.22	28.01	47.62	32.90	22.19
Rb	42.01	120.6	35.63	86.40	20.42	26.92	57.98	110.0	203.0	1/8.0	198.0
Cs	1.46	6.43	0.83	1.20	2.29	2.8/	1.55	6.53	4.72	2.81	1.09
Be	0.92	1.29		4.18	0.46	0.38	1.50	2.54	3.09	4.55	1.94
Sr	520.0	/93.0	951.0	157.0	201.7	102.0	1025	348.0	958.1	021.7	107.3
Ba	520.9	485.5	1052	255.5	21.70	103.8	995.5	398./	5 70	1204	021.2
SC V	4.22	10.99	/.12	2.12	01.68	164.8	58.58	10.07	S.70 85.16	2.32	12.07
V Cr	10.64	01 19	20.02	4.07	128 2	104.0	10 75	1/0.9	15.82	8 2 2	5 5 5
	5 28	22 54	5 54	0.40	10 07	37.07	7.88	22 70	10.42	0.32 1 10	1 70
Ni	5.20	57 54	14 31	0.40	25.84	60.76	16.00	56.97	10.42	4 51	1.70
	29.23	109 5	40.17	39.58	10.86	5 36	18 57	7 77	41.69	17.03	5 37
Zn	24.53	100.4	48.44	0.00	33.87	55.91	37 73	69.15	96.16	122	45.03
Ga	15 29	22.16	13 13	19.52	11 68	12.17	15 44	19.43	19.61	21.55	25 70
Y	5.64	12.25	8.85	8.57	10.70	6.10	10.66	23.54	12.03	5.84	4.11
Nb	3.40	9.24	10.31	3.23	0.81	0.78	17.17	11.77	15.90	12.36	9.99
Та	0.30	0.35	0.49	0.62	0.05	0.03	0.93	1.01	0.828	0.52	0.59
Zr	50.05	11.46	19.02	98.66	20.34	13.86	67.83	32.56	189.1	84.95	106.5
Hf	1.42	0.62	0.89	4.43	0.97	0.89	1.80	1.29	4.18	2.14	2.78
Mo	0.10	0.41	0.89	0.14	0.10	0.29	0.28	0.37	0.22	0.11	0.19
Sn	1.21	1.63	0.96	0.50	0.44	0.51	1.43	2.48	2.35	3.31	3.83
T1	0.51	1.34	0.89	0.56	0.33	0.22	0.52	0.76	1.22	0.86	0.86
Pb	10.28	11.42	18.08	58.73	7.97	5.46	12.60	13.71	21.57	28.42	40.52
U	1.47	3.49	2.40	35.12	0.34	0.21	1.80	1.78	5.88	2.91	3.18
Th	4.78	4.39	4.00	7.52	0.32	0.19	5.37	2.39	13.07	20.98	12.48
La	19.31	36.73	29.50	8.24	2.36	1.90	41.98	15.20	63.94	56.87	22.94
Ce	37.17	77.96	60.83	13.78	6.43	4.88	82.71	27.55	122.3	102.7	49.32
Pr	4.07	9.12	6.75	1.37	0.97	0.64	9.19	3.81	14.69	10.44	5.45
Nd	14.93	36.37	24.82	4.29	5.01	2.98	32.60	15.81	52.17	33.44	19.51
Sm	2.75	5.77	3.76	0.92	1.58	0.88	5.19	4.00	/.86	4.52	3.48
Eu	0./1	1.49	0.99	0.28	0.43	0.43	1.2/	1.00	1.90	1.03	
Gu Th	1.33	4.12	2.43	0.88	1.91	1.12		4.14	4.55	2.37	2.00
10 Dv	0.22	0.49	0.52	0.1/	0.52	0.18	0.39	0.0/	0.51	0.25	0.21
Но	0.22	0.51	0.26	0.21	2.50	0.29	0.44	0.92	0.45	0.20	0.90
Er	0.23	1 36	0.30	1 1 1	1 16	0.29	1 22	2 /2	1 10	0.20	0.15
Tm	0.04	0.10	0.90	0.21	0.23	0.03	0.16	0.34	0.14	0.52	0.59
Yh	0.00000000000000000000000000000000000	1 11	0.14	1 54	1 58	0.15	1.01	2 20	0.14	0.00	0.05
In	0.07	0.16	0.12	0.28	0.23	0.13	0.14	0.32	0.11	0.05	0.04

Table 7. Content of major (wt %) and trace (ppm) elements in the rocks of Kamensk (1-7) and Krutikha (8-11) massifs

Примечание. 1 – валовый состав мигматита; 2 – меланосома; 3 – лейкосома; 4 – жильный гранит; 5 – дайка мигматизированного габбро; 6 – лейкократовое обособление в ней; 7 – дайка, практически не мигматизированная; 8, 9 – кварцевые диориты; 10 – адамеллит; 11 – гранит.

Note. 1 - bulk composition of migmatize; 2 - melanosome; 3 - leukosome; 4 - veined granite; 5 - dike of migmatized gabbro; 6 - leuco-cratic isolation in it; 7 - unmigmatized dike; 8, 9 - quartz diorites; 10 - adamellite; 11 - granite.

Ферштатер и др. Fershtater et al.



Рис. 12. Диаграммы ²⁰⁶Pb/²³⁸U-²⁰⁷Pb/²³⁵U с конкордией для циркона из гранита (300) и мигматита (429) Каменского массива и из кварцевого диорита (34), гранита (38) и пегматоидного гранита (62) Крутихинского массива.

Пояснения см. в тексте.

Fig. 12. Diagrams ²⁰⁶Pb/²³⁸U–²⁰⁷Pb/²³⁵U with concordia for zircon of granite (300) and migmatite (429) from Kanensk massif and quartz diorite (34), granite (38) and pegmatitic granite (62) from Krutikha massif.

See text for other explanation.

нолиты диоритов и гранодиоритов, в разной мере переработанных.

Кварцевые диориты залегают в виде дайкообразных крутых тел в прорывающих их серых мигматитизированных гранитах, расчленяясь последними на ряд блоков (см. рис. 11д). Они представляют собой синплутонические дайки, внедрившиеся в гранитоиды во время их мигматитизации. Подобные дайки – обязательные элементы во всех проявлениях коровой магмогенерации, описанных выше.

Судя по составам сосуществующих минералов [Замятина, 2016], мигматизация, частичное плавление и кристаллизация расплавов происходили в интервале давлений 5–6 кбар (см. рис. 3).

Цирконы для определения возраста были выделены из всех трех главных разновидностей пород массива: кварцевого диорита 34, мелкозернистого



Рис. 13. Диаграмма єNd_(t)-єSr_(t) для девонскопермских габбро и гранитоидов Урала.

1 – мигматизированные габбро и гранитоиды Сыростанского массива; 2 – габбро, гранодиориты и граниты Верхисетского массива; 3, 4 – кварцевые диориты (3) и граниты (4) Крутихинского массива; 5 – граниты Адуйского и Мурзинского массивов; 6, 7 – области скопления точек составов гранитов Джабыкского (6) и Челябинского (7) массивов.

Серая линия – мантийный тренд, пунктирная линия – тренд уральских палеозойских магматитов, производных коровой магмогенерации. Эти тренды практически совпадают. Отклонение от них части точек гранитов Крутихинского, Мурзинского и Адуйского массивов объясняется тем, что протолит этих гранитов – докембрийские породы фундамента Уральского орогена. 1, 2, 5–7 – по данным [Веа et al., 2002]; 3, 4 – анализы выполнены в ИГГ УрО РАН, аналитики Н.Г. Солошенко, М.В. Стрелецкая).

Fig. 13. Diagram $\varepsilon Nd(t) - \varepsilon Sr(t)$ for the Devonian-Permian gabbro and granitoids of the Urals.

1 - migmatized gabbro and granitoids of the Syrostan massif; <math>2 - gabbro, granodiorites and granites of the Verkhisetsk massif; 3, 4 - quartz diorites (3) and granites (4) of the Krutikha massif; 5 - granites of the Adui and Murzinka massifs; 6, 7 - area of the granites from Dzhabyk (6) and Chelyabinsk (7) massifs.

The gray line is the mantle trend, the dashed line is the trend of the Ural Pz crust magmatic rocks. Pay attention to the practical coincidence of these trends. The deviation from them of a part of Krutikha, Murzinka and Aduy granites is explained by the fact that the protolith of these granites is the Precambrian rocks of the basement of the Uralian orogen.

1, 2, 5–7 according to data [Bea et al., 2002]; 3, 4 – analyzes were performed at the Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS, analysts N.G. Soloshenko, M.V. Streletskaya).

гранита 38 и пегматоидного гранита 62 (Вишнякова и др., 2017). Облик циркона в названных породах близок. Преобладают удлиненные призматические зерна магматического облика с хорошо выраженной зональностью. Во всех трех пробах цирконы полихронны (см. рис. 12). В кварцевом диорите 34 выявлены три группы циркона с возрастом 335 ± 12.7 , 306.4 ± 7 и 283.2 ± 7.3 млн лет. Сходные группы в мелкозернистом граните $38: 342 \pm 9$, 307.8 ± 5.2 и 286.1 ± 8.1 млн лет и в пегматоидном граните $62: 329.6 \pm 9.3$, 303.9 ± 5.8 , 292.4 ± 2.6 и 270.3 ± 5.6 . Наиболее молодой циркон в пегматоидном граните отвечает времени формирования большей части гранитов Адуйского массива.

Хорошее совпадение цирконового возраста мигматизации в Каменском и Крутихинском массивах однозначно свидетельствует о том, что время анатектического гранитообразования в северозападном мегаблоке отвечает 306–292 млн лет.

Изотопные параметры Sr и Nd (рис. 13) указывают на наличие двух источников гранитов Крутихинского массива. Протолитом гранитов с низкими значениями єSr и положительными єNd_(t) (єSr_(t) < 20, єNd_(t) = 1.5–2) служили те же палеозойские породы, что для гранитов Верхисетского и Каменского массивов, а протолитом гранитов с более высокими значениями єSr и отрицательными значениями єNd (єSr_(t) > 100, єNd_(t) = от –10 до –13) – метаморфические породы допалеозойского возраста.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как свидетельствуют изложенные выше данные, коровое магмообразование в эпиокеаническом надсубдукционном орогене происходит как в реликтовой океанической, так и в новообразованной коре. В первом случае образуются небольшие тела практически бескалиевых плагиогранитов, во втором крупные габбро-тоналит-гранодиорит-гранитные и существенно гранитные массивы. Установлено, что образование новой коры и магмогенерация в ней происходят в результате мантийно-корового взаимодействия, которое осуществляется в областях длительного водного базитового магматизма, от начала и до конца сопровождающего коровое магмообразование. В этих областях формируются центры длительной (до 100 млн лет и более) эндогенной активности, продуктом деятельности которых являются габбро-гранитоидные и гранитоидные массивы.

Роговообманковые габброиды массивов – продукты водного базитового магматизма, которыми начинается формирование ГТГГ массивов, обладают рядом вещественных и структурных особенностей, сближающих их с метаморфическими породами. Среди них: 1) наличие аллотриоморфнозернистого агрегата, состоящего из плагиоклаза, роговой обманки, биотита и эпидота, цементирующего более крупные зерна плагиоклаза и роговой обманки, гнейсовидная и мигматитовая текстура; 2) кислый состав плагиоклаза в габброидах, свойственный, скорее, амфиболитам, чем магматическим породам; 3) обычное присутствие эпидота, типичного минерала амфиболитов; 4) уравновешенность минерального парагенезиса габбрового протолита и гранитоидного мобилизата. Основными критериями определения природы пород в этом случае являются геологические. Роговообманковые габброиды обладают такими ясными признаками магматических пород, как интрузивное залегание, контактовое воздействие, фракционная кристаллизация.

Магмообразование осуществляется по базитовому и более кремнекислому субстрату через мигматиты, прорванные базитовыми дайками, в том числе синплутоническими. Такие дайки – продукты водного мантийного базитового магматизма – синхронны с мигматизацией и частичным плавлением, и поэтому сами в той или иной мере мигматизированы. Они являются индикаторами высокой активности мантии – поставщика энергии и вещества в зону коровой магмогенерации. В рамках рассмотренной модели наличие базитовых синплутонических даек – обязательный признак областей корового магмообразования.

Во всех рассмотренных выше примерах каждый эпизод мигматизации и сопровождающего частичного плавления включает два главных этапа: 1) самопроизвольное частичное плавление (мигматизация) продуктов водного базитового магматизма – роговообманковых габбро и диоритов, в результате частичного плавления которых образуются расплавы тоналитового, гранодиоритового и плагиогранитного состава; 2) частичное плавление продуктов кристаллизации названных гранитоидных расплавов, формирующее массивы адамеллитового и гранитного состава.

Анатексис происходит в области термальной стабильности биотита и частично роговой обманки. При отсутствии в составе протолита калиевого полевого шпата главным носителем калия в протолите является устойчивый в зоне магмообразования биотит, что приводит к когерентному поведению калия и появлению плагиогранитных кремнекислых мобилизатов. Малокалиевые гранитоиды – характерная порода ранних стадий формирования всех ГТГГ массивов. И лишь на последующих этапах мигматизации, когда протолитом становятся калишпатсодержащие тоналиты и гранодиориты, образуются нормальные гранитные расплавы. Результат - наличие положительного и отрицательного трендов в координатах SiO₂-K₂O (см. рис. 6). Ранние этапы мигматизации и корового магмообразования происходят при давлении 9-8 кбар, поздние – при 5–3 килобарах (см. рис. 3).

Все продукты анатексиса характеризуются более низкой магнезиальностью роговой обманки по сравнению с сосуществующим биотитом, тогда как в сериях магматических пород, образованных фракционированием, соотношение составов этих минералов обратное. В ходе фракционирования обычно растет фугитивность кислорода [Ферштатер, 1987]. Роговая обманка при этом частично окисляется и ее магнезиальность увеличивается за счет обособления части железа в магнетите (принцип феррофаций), а биотит, как более устойчивый к окислению [Borodina, Fershtater, Votyakov, 1999], сохраняет свой состав, оказываясь более железистым. Анатексис же, как отмечалось, происходит в области устойчивости и биотита и роговой обманки в безмагнетитовой феррофации, что и обеспечивает наблюдаемое соотношение магнезиальности данных минералов. Водным типом анатексиса обусловлено обычное присутствие в габбро и гранитоидах эпидота, ассоциирующего с плагиоклазом An_{10-40} .

Высокое содержание воды в исходном расплаве роговообманковых габбро приводит к быстрому росту ее концентрации в остаточном расплаве в ходе кристаллизации. При начальном содержании воды в расплаве 3 мас. %, что совпадает с минимальными оценками водонасыщенности современных надсубдукционных базитовых расплавов [Коваленко и др., 2000; Eliot et al., 1997; Grove et al., 2002], на конечных стадиях кристаллизации оно возрастает до 8-10 мас. %, если кристаллизация происходит при давлении не ниже 4-5 кбар (рис. 14а). При этом температура солидуса понижается примерно на 100-150°C, что вызывает повторное плавление уже твердых фаз системы (в первую очередь плагиоклаза) с образованием гранитоидных мобилизатов (автомигматизация). Таким образом, главный источник энергии для частичного плавления габбро заключен в самом исходном расплаве, что и позволяет определить процесс как самопроизвольный. *P-T* параметры процесса показаны на рис. 14б.

Изложенные выше оценки давления по роговообманково-плагиоклазовому барометру и независимые данные по составу котектик гранитных мобилизатов свидетельствуют о том, что перепад давления от области магмогенерации до магматической камеры, занятой сейчас массивом, где происходит окончательное затвердевание магмы, составляет не менее 7-5 кбар (15-20 км). Происходящие на этом пути трансформации выражаются в том, что породы приобретают мигматитовый облик и подвергаются деформации [Rushmer, 1995; Rutter, Neumann, 1995]. Направление таких автономных синкинематических гнейсовидных структур обычно не совпадает с направлением гнейсовидности во вмещающих породах и с региональным планом деформаций, что мы и наблюдаем, например, в Сыростанском массиве. Гранитоидные же мобилизаты обособляются обычно в виде линзовидных, прожилковых или неправильной формы участков в базитовой матрице. Продолжающееся поступление водной базитовой магмы из глубинных магматических очагов приводит к образованию сложных взаимоотношений между породами, когда дайки роговообманковых габброидов рассекают такие же по



Рис. 14. Оценка содержания воды (мас. %) в кристаллизующемся расплаве роговообманкового габбро в зависимости от количества расплава (об. %) (а) и *P*-*T* условия анатексиса роговообманкового габбро (б).

а – рассчитано из предположения, что первоначально кристаллизуется 10% роговой обманки, а затем смесь из 60% роговой обманки + 40% плагиоклаза. Внесены небольшие поправки, исходя из экспериментальных данных по плавлению амфиболитов [Wolf, Wyllie, 1995].

б – положение солидуса и ликвидуса базальтов по данным разных авторов. Водный ликвидус лабрадора An₅₀ и граница устойчивости роговой обманки – по данным [Yoder, Tilley, 1962]. Последняя граница уточнена по данным [Rushmer, 1995].

Fig. 14. The water content (wt %) in the crystallizing melt of the hornblende gabbro, depending on the amount of melt (vol. %) (a) and *P*-*T* conditions for the anatexis of hornblende gabbro (δ).

a - Calculated on the assumption that 10% of hornblende initially crystallizes, followed by a mixture of 60% hornblende + 40% plagioclase. Small corrections are made, starting from experimental data on the melting of amphibolites [Wolf, Wyllie, 1995].

6 – The position of basalt solidus and liquidus – according to different authors. The An_{50} liquidus and the stability limit of the hornblende are according to data [Yoder, Tilley, 1962]. The last boundary is refined according to data [Rushmer, 1995].

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 18 No. 2 2018

составу габбро, в том числе "мигматизированные" и гнейсовидные, а также и гранитоиды разных магматических импульсов.

Продукты мантийно-корового магматизма в пределах восточного склона Урала обладают ярко выраженной латеральной зональностью, которая фиксируется ростом содержаний большинства некогерентных редких элементов в восточном направлении по мере углубления зон субдукций [Ферштатер, 2013]. Эта зональность связана, в первую очередь, с ростом фертильности мантийного источника, которая в результате мантийно-корового взаимодействия по изложенной схеме передается и продуктам корового магматизма. Представление об изотопном составе мантии дают изотопные параметры ее производных (габбро и диоритов), которые демонстрируют ясное повышение отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_(t) с удалением от основного структурного элемента Урала – Главного Уральского разлома (ГУР) (рис. 15).

Серии пород, образованных по предлагаемой модели (рис. 16), обладают примерно одинаковыми изотопными параметрами. В таких ГТГГ массивах, как Верхисетский (тренд 4), Каменский (3),



Рис. 15. Расстояние от ГУР-⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_(t) для габбро и диоритов.

Овалами обозначены интервалы значений для отдельных массивов: 1 – Сыростанский, 2 – Кытлымский массив Платиноносного пояса (тылаиты, габбро-нориты), 3 – Ауэрбаховский, 4 – Верхисетский, 5 – Петропавловский, 6 – Магнитогорский, 7 – Челябинский, 8 – Сахаринский, 9 – Степнинский, 10 – Мочагинский. Цифры в скобках – возраст (млн лет).

Fig. 15. Distance from Main Uralian Folt– 87 Sr/ 86 Sr_(t) for gabbro and diorites.

Ovals mark the position of massifs: 1 – Syrostan, 2 – Kytlym (gabbro-norites from the Ural Platinum Belt), 3 – Auerbakh, 4 – Verkhisetsk, 5 – Petropavlovsk, 6 – Magnitogorsk, 7 – Chelyabinsk, 8 – Sakhara, 9 – Stepninsk, 10 – Mochagi. Numbers in brackets are the ages (Ma).

Ферштатер и др. Fershtater et al.



Рис. 16. Диаграмма SiO₂-⁸⁷Sr/⁸⁶Sr для палеозойских интрузивных пород Среднего и Южного Урала.

Массивы: 1 – Степнинский, 2 – Джабыкский и Мочагинский, 3 – Каменский, 4 – Верхисетский, 5 – Челябинский, 6 – Сыростанский, 7 – Сахаринский, 8 – Магнитогрский, 9 – Ауэрбаховский, 10 – тылаиты Платиноносного пояса. Линиями со стрелками обозначены тренды пород из разных массивов. Цифры около стрелок соответствуют номерам массивов в легенде. Пояснения см. в тексте.

Fig. 16. Diagram of SiO₂–⁸⁷Sr/⁸⁶Sr for Paleozoic intrusive rocks of the Middle and Southern Urals.

Massifs: 1 – Stepninsk, 2 – Dzhabyk and Mochagi, 3 – Kamensk, 4 – Verhisetsk, 5 – Chelyabinsk, 6 – Syrostan, 7 – Sakhara, 8 – Magnitogorsk, 9 – Auerbakh, 10 – tylaites of the Platinum Belt. The lines with arrows indicate the trends of rocks from different massifs. The numbers near the arrows correspond to the numbers of the massifs in the legend. Explanations see in the text.

Челябинский (5), Сыростанский (6), ярко проявлен тренд постоянства в широком интервале значений SiO₂ от габбро до гранита. По-видимому, этот признак может быть использован как доказательство ведущей роли мигматизации и частичного плавления базитов в происхождении гранитоидов. В тех сериях, где бо́льшая часть гранитоидов образована в результате фракционирования базитовой магмы, первые характеризуются заметно бо́льшим содержанием радиогенного стронция (тренды 8, 9). Можно полагать, что бо́льшая часть гранитов Сыростанского и Верхисетского массивов, лежащих на трендах 4' и 6', также имеет дифференциационное происхождение [Ферштатер и др., 2000]. Следует обратить внимание и на то, что в таких массивах, как Степнинский (тренд 1) и Джабыкский (тренд 2), где геологически связь основных и кислых по составу пород не проявлена, тренды фиксируют отрицательную связь ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_(t) и SiO₂ [Bea et al., 2005; Ферштатер, 2013].

Последовательность основных магматических событий, определяющих закономерности и тренд эволюции палеозойского Уральского складчатого пояса, показана на рис. 17. Ее обоснование читатель найдет в ряде уже опубликованных работ [Ферштатер, 2013, 2015; Fershtater, 2013]. В различных зонах Урала была своя специфика магматизма, но на рис. 17 отражен главный тренд, те события, которые определяли эволюцию орогена как единого целого, единой геотектонической структуры. Смена во времени мантийного маловодного магматизма водным, а последнего мантийно-коровым и коровым представляет собой тренд самопроизвольной эволюции, тогда как его нарушения обусловлены обычно вмешательством дополнительных внешних факторов, таких, например, как плюм [Цыганков и др., 2016].

Основной вывод из приведенного материала заключается в том, что массовое формирование новой земной коры Уральского подвижного пояса и магмообразование в ней были инициированы сменой маловодного мантийного магматизма водным. Обращает на себя внимание то, что начало корового магмообразования совпадает со средними этапами развития Тагильской островной дуги, т. е. с интенсивной дегидратацией субдукционного слэба, а масштабный водный магматизм и сопряженная коровая магмогенерация - с аналогичными этапами эволюции Магнитогорской дуги (см. рис. 17). Можно полагать, что гидратация мантийного клина – главного источника магматизма – осуществлялась флюидами, рождающимися в субдуцируемом слэбе [Dorendorf et al., 2000], что подтверждается такими геохимическими особенностями амфиболовых габбро, как обогащенность "флюидными" элементами, в частности стронцием и другими крупноионными литофилами. Геохимические эволюционные тренды габброидов [Ферштатер, 2013] не оставляют сомнений в том, что в ходе геологического развития гидратация мантии Уральского подвижного пояса усиливается и этот процесс во многом определяет основные закономерности магматизма и ассоциированного оруденения.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 15-05-00576). Это публикация IBERSIMS № 41.





Смена в девоне преобладающего маловодного мантийного базитового магматизма водным мантийно-коровым приводит к смене главного фемического минерала базитов – пироксена – амфиболом. Продукты корового магматизма – гранитоиды – содержат биотит. Эта минералогическая эволюция отражена в названиях соответствующих этапов.

Fig. 17. Scheme of the evolution of Paleozoic intrusive magmatism of the Urals and concordant values of ²⁰⁶Pb/²³⁸U zircon age distribution in the intrusive rocks and migmatites.

The change in the Devonian of the predominantly low-water mantle basic magmatism by the water mantle-crust one leads to change the pyroxene as the main femic mineral of the gabbro by amphibole. Products of crustal magmatism – granitoids – contain biotite. This mineralogical evolution is reflected in the names of the corresponding stages.

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 18 No. 2 2018

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бородина Н.С., Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В. (2009) Породообразующие минералы мигматитов Каменского массива. *Ежегодник-2008*. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 156, 179-181.
- Бушляков И.Н., Соболев И.Д. (1976) Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Верхисетского массива. М.: Наука, 339 с.
- Вишнякова М.Д., Бородина Н.С., Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П. (2017) U-Pb возраст циркона из пород Крутихинского массива – возможного протолита части гранитов Адуйского массива (Средний Урал). *Ежегодник-2016*. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 164, 260-263.
- Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н, Хромых С.В. (2003) Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов. *Геология и геофизика*, **44**(12), 1321-1338.
- Дружинин В.С., Кашубин С.Н., Попов Б.А. и др. (1989) Строение верхней части литосферы и особенности минерагении Урала. 28-я сессия МГК. Доклады советских геологов. М.: Наука, 114-124.
- Замятина Д.А. (2016) Породообразующие минералы Крутихинского гранитоидного массива. *Ежегодник-2015*. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 163, 92-94.
- Зинькова Е.А. (1997) Геохимия, история формирования и петрогенезис Верхисетского батолита, Средний Урал. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 23 с.
- Зинькова Е.А., Ферштатер Г.Б.(2007) Синплутонические дайки в гранитоидах Верхисетского массива (Средний Урал). *Литосфера*, (2), 141-151.
- Иванов К.С. (1998) Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд лет) и строения Урала. Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 252 с.
- История развития Уральского палеоокеана (Ред. Л.П. Зоненшайн). (1984) М.: Изд-во Ин-та океанологии, 187 с.
- Коваленко В.И., Наумов В.Б., Ярмолюк В.В., Дорофеева В.А. (2000) Летучие компоненты (H₂O, CO₂, Cl, F, S) в базитовых магмах разных геодинамических обстановок по данным изучения расплавных включений и закалочных стекол. *Петрология*, **8**(2), 131-164.
- Краснобаев А.А., Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П. (2006) Полигенные цирконы Адуйского батолита (Средний Урал). Докл. РАН, **410**(2), 244-249.
- Крук Н.Н. (2015) Эволюция континентальной коры и гранитоидный магматизм Горного Алтая. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 38 с.
- Литвиновский Б.А., Шадаев М.Г., Занвилевич А.Н. (1991) Синплутонические долеритовые дайки в гранитоидах известково-щелочной серии (Забайкалье). *Геология и геофизика*, (9), 29-37.
- Монтеро П., Беа Ф., Ферштатер Г.Б., Шардакова Г.Ю., Чащухина В.А., Гердес А. (1998) Изотопное датирование Сыростанского гранитоидного массива: вклад в изучение истории развития зоны ГУГР. *Тез. докл. науч. конф. "Чтения А.Н. Заварицкого"*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 106-107.
- Орогенный гранитоидный магматизм Урала. (1994) (Под ред. Г.Б. Ферштатера). Миасс, ИГГ УрО РАН, 250 с.
- Перфильев А.С. (1979) Формирование земной коры

Уральской геосинклинали. М.: Наука, 187 с.

- Пучков В.Н. (2000) Палеогединамика 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.
- Рапопорт М.С., Рудица Н.И. (2000) Магматическая геология позднегерцинских орогенных гранитоидов Урала. Магматические и метаморфические образования Урала и их металлогения. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 116-129.
- Рапопорт М.С., Ферштатер Г.Б., Ананьева Е.М. и др. (1980) Гранитоиды Урала как индикаторы его глубинного строения и тектонической эволюции. Общие вопросы магматизма Урала. Свердловск, ИГиГ УНЦ АН СССР, 61-76.
- 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. Геологическая корреляция, **22**(6), 26-44.
- Ферштатер Г.Б. (1987) Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 232 с.
- Ферштатер Г.Б. (1990) Эмпирический плагиоклазроговообманковый барометр. *Геохимия*, (3), 328.
- Ферштатер Г.Б. (1992) Структурно-формационная зональность Урала и магматизм. *Геотектоника*, (6), 3-17.
- Ферштатер Г.Б. (2013) Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 365 с.
- Ферштатер Г.Б. (2015) Раннедевонский интрузивный магматизм Урала индикатор переломного этапа в палеозойской истории подвижного пояса. *Литосфера*, (5), 5-29.
- Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С., Солошенко Н.Г., Стрелецкая М.В. (2015) Новые данные о природе субстрата южноуральских позднепалеозойских гранитов. *Литосфера*, (3), 5-16.
- Ферштатер Г.Б., Шагалов Е.С., Беа Ф., Монтеро П. (2000) Тургоякско-Сыростанская группа гранитоидных массивов зоны Главного Уральского глубинного разлома. Магматические и метаморфические образования Урала и их металлогения. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 129-158.
- Формирование земной коры Урала (С.Н. Иванов, В.Н. Пучков, К.С. Иванов и др.) (1986) М.: Наука, 246 с.
- Цыганков А.А., Хубанов В.Б., Травин А.В., Лепехина Е.Н., Бурмакина Г.Н., Анциферова Т.Н., Удоратина О.В. (2016) Позднепалеозойские габброиды Западного Забайкалья: U-Pb и Ar-Ar изотопный возраст, состав, петрогенезис. *Геология и геофизика*, 57(5), 1005-1027.
- Albarede F. (1998) Growth of continental crust. *Tectono-physics*, **296**, 1-14.
- Bea F., Fershtater G.B., Montero P. (2002) Granitoids of the Urals: implications for the evolution of the orogen. *Mountain Building in the Uralides. Geophysical Mono*graph 132. American Geophysical Union, 211-232.
- Bea F., Fershtater G.B., Montero P., Smirnov V.N., Molina Palma J.M. (2005) Deformation-Driven Differentiation

Модель магмогенерации в надсубдукционном орогене (палеозой Урала) Model of magma generation in the suprasubduction orogen (Paleozoic of the Urals)

of Granite Magma: The Stepninsk Pluton of the Uralides, Russia. *Lithos*, **81**, 209-233.

- Bea F., Fershtater G.B., Montero M.P., Smirnov V.N., Zin'kova E.A. (1997) Generation and evolution of subduction-related batholiths from Central Urals: constraints on the *P*-*T* history of the Uralian orogeny. *Tectonophysics*, 276(1-4), 103-116.
- Borodina N.S., Fershtater G.B., Votyakov S.L. (1999) Iron cations in coexisting biotite and hornblende from granitic and metamorphic rocks: implication for oxygen fugacity conditions and geobarometry. *Can. Min.*, **37**(6), 1423-1429.
- Brown M., Averkin Y.A., McLellan E.L., Sawyer E.W. (1995) Melt segregation in migmatites. J. Geophys. Res., 100, 15655-15679.
- Clemens J.D., Droop G.T.R. (1998) Fluids, *P-T* paths and the fates of anatectic melts in the Earth's crust. *Lithos*, **44**, 21-36.
- Coleman R.G., Peterman Z.E. (1985) Oceanic plagiogranites. J. Geophys. Res., 80, 1099-1108.
- Dorendorf F., Wiechert U., Worner G. (2000) Hydrated subarc mantle: a source for the Kluchevskoy volcano, Kamchatka/Russia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **175**, 69-86.
- Elliot T., Plank T., Zindler A. et al. (1997) Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc. J. Geophys. Res., 102, 14991-15019.
- Fershtater G.B. (2013) The Main Features of the Uralian Paleozoic Magmatism and the Epioceanic Nature of the Orogen. *Miner. Petrol.*, **107**(1), 39-52.
- Garcia-Cascol A., Lazaro C., Rojas-Agramonte Y., Kroner A., Torres-Roldan R., Nunez K., Neubauer F., Millan G., Blanco-Quintero I. (2008) Partial Melting and Counterclockwise *P-T* Path of Subducted Oceanic Crust (Sierra del Convento Melange, Cuba). *J. Petrol.*, **49**(1), 129-161.
- Gazel E., Hayes J., Hoernle., Kelemen P., Everson E., Holbrook W.S., Hauft F., Bogaard P., Vance E.A., Chu S., Calvert A., Carr M., Yogodzinski G.M. (2015) Continental crust generated in oceanic arcs. *Nat. Geosci.*, 8, 321-327.
- Grove T.L., Parman S.W., Bowring S.A. et al. (2002) The role of an H₂O-rich fluid component in the generation of primitive basaltic andesites and andesites from the Mt. Shasta region, N. California. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **142**, 375-96.
- Hollness M.R., Sawyer E.W. (2008) On the pseudomorhping of melt-filled pores during the crystallization of migmatites. J. Petrol., 49(7), 1343-1363.
- Koepke J., Feig S.T., Snow J., Freise M. (2004) Petrogenesis of oceanic plagiogranites by partial melting of gabbros: an experimental study. *Contrib. Miner. Petrol.*, **146**, 414-432.
- Kirzler R.J., Donnelly-Nolan J.M., Grove T.L. (2000) Late Holocene hydrous mafic magmatism at the Paint Pot Crater and Callahan flows, Medicine Lake Volcano, N. California and the influence of H₂O in the generation of silicic magmas. *Contrib. Miner. Petrol.*, **138**, 1-16.
- Leake B.E., Woolley A.R., Apps C.E. (1997) Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee of the Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Can. Min.*, **35**, 219-246.
- Montero P., Bea F., Gerdes A., Fershtater G.B., Osipova T.A., Borodina N.S., Zinkova E.A. (2000) Single-zircon

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 18 No. 2 2018

evaporation ages and Rb-Sr dating of four major Variscan batholiths of the Urals. A perspective on the timing of deformation and granite generation. *Tectonophysics*, **317**, 93-108.

- Pedersen R.B., Malpas J. (1984) The origin of oceanic plagiogranites from the Karmoy ophiolite, western Norway. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **88**, 36-52.
- Plank T., Kelley K.A., Zimmer M.M., Hauri E.H., Wallace. P.J. (2013) Why do mafic arc magmas contain ~ 4 wt % water in average? *Earth Planet Sci. Lett.*, 364, 168-179.
- Rudnick R.L., Gao S. (2003) The composition of the continental crust. *Treatise Geochem.*, **3**, 1-64.
- Rushmer T. (1995) An experimental deformation study of partially molten amphibolites: application to low-melt fraction segregation. J. Geophys. Res., 100(B8), 15681-15695.
- Rutter E.H., Neumann D.H.K. (1995) Experimental deformation of partially molten Westerly granite under fluid-absent conditions, with implications for the extraction of granitic magmas. J. Geophys. Res., 100(B8), 15697-15716.
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1995) The geochemical evolution of the continental crust. *Rev. Geophys.*, **33**, 241-265.
- Wolf M.B., Wyllie P.J. (1995) Liquid segregation parameters from amphibolite dehydration melting experiments. *J. Geophys. Res.*, **100**(B8), 15611-15622.
- Yoder H.S., Tilley C.E. (1962) Origin of basaltic magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. *J. Petrol.*, **3**, 342-532.

REFERENCES

- Albarede F. (1998) Growth of continental crust. *Tectonophysics*, **296**, 1-14.
- Bea F., Fershtater G.B., Montero M.P., Smirnov V.N., Zin'kova E.A. (1997) Generation and evolution of subduction-related batholiths from Central Urals: constraints on the *P*-*T* history of the Uralian orogeny. *Tectonophysics*, 276(1-4), 103-116.
- Bea F., Fershtater G.B., Montero P. (2002) Granitoids of the Urals: implications for the evolution of the orogen. *Mountain Building in the Uralides. Geophysical Monograph 132. American Geophysical Union*, 211-232.
- Bea F., Fershtater G.B., Montero P., Smirnov V.N., Molina Palma J.M. (2005) Deformation-Driven Differentiation of Granite Magma: The Stepninsk Pluton of the Uralides, Russia. *Lithos*, 81, 209-233.
- Borodina N.S., Fershtater G.B., Holodnov V.V. (2009) Rock-forming minerals of migmatites of the Kamensky massif. *Ezhegodnik-2008*. Trudy IGG UrO RAN. Vyp. 156, 179-181. (In Russian)
- Borodina N.S., Fershtater G.B., Votyakov S.L. (1999) Iron cations in coexisting biotite and hornblende from granitic and metamorphic rocks: implication for oxygen fugacity conditions and geobarometry. *Can. Min.*, **37**(6), 1423-1429.
- Brown M., Averkin Y.A., McLellan E.L., Sawyer E.W. (1995) Melt segregation in migmatites. *J. Geophys. Res.*, **100**, 15655-15679.
- Bushlyakov I.N., Sobolev I.D. (1976) Petrologiya, mineralogiya i geokhimiya granitoidov Verhisetskogo massiva [Petrology, mineralogy and geochemistry of

granitoids of Verkhisetsk Massif. Moscow, Nauka Publ., 339 p. (In Russian)

- Clemens J.D., Droop G.T.R. (1998) Fluids, *P-T* paths and the fates of anatectic melts in the Earth's crust. *Lithos*, **44**, 21-36.
- Coleman R.G., Peterman Z.E. (1985) Oceanic plagiogranites. J. Geophys. Res., 80, 1099-1108.
- Dorendorf F., Wiechert U., Worner G. (2000) Hydrated subarc mantle: a source for the Kluchevskoy volcano, Kamchatka/Russia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **175**, 69-86.
- Druzhinin V.S., Kashubin S.N., Popov B.A. et al. (1989) The structure of the upper part of the lithosphere and features of the mineralogy of the Urals. *28 sessiya MGK. Docla-dy sovetskikh geologov.* Moscow, Nauka Publ., 114-124. (In Russian)
- Elliot T., Plank T., Zindler A. et al. (1997) Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc. *J. Geophys. Res.*, **102**, 14991-15019.
- Fershtater G.B. (1987) *Petrologiya glavnykh intruzivnykh assotsiatsii* [Petrology of the main intrusive associations]. Moscow, Nauka Publ., 232 p. (In Russian)
- Fershtater G.B. (1990) Empirical plagioclase-hornblende barometer. *Geohimiya*, (3), 328 p. (In Russian)
- Fershtater G.B. (1992) Structural-formation zonation of the Urals and magmatism. *Geotectonics*, (6), 3-17.
- Fershtater G.B. (2013) Paleozoiskii intruzivnyi magmatizm Srednego i Yuzhnogo Urala [Paleozoic intrusive magmatism of the Middle and Southern Urals]. Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 365 p. (In Russian)
- Fershtater G.B. (2013) The Main Features of the Uralian Paleozoic Magmatism and the Epioceanic Nature of the Orogen. *Miner. Petrol.*, **107**(1), 39-52.
- Fershtater G.B. (2015) Early Devonian intrusive magmatism of the Urals is an indicator of a turning point in the Paleozoic history of the mobile belt. *Litosfera*, (5), 5-29. (In Russian)
- Fershtater G.B., Borodina N.S., Soloshenko N.G., Streletskaya M.V. (2015) New data on the nature of the substrate of the Southern Urals Late Paleozoic granites. *Lithosphere*, (3), 5-16.
- Fershtater G.B., Shagalov E.S., Bea F., Montero P. (2000) Turgoyak-Syroshstan group of granitoid massifs in the zone of the Main Ural deep fault. *Magmaticheskie i metamorficheskie obrazovaniya Urala i ikh metallogeniya* [Magmatic and metamorphic formations of the Urals and their metallogeny]. Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 129-158. (In Russian)
- *Formirovanie zemnoi kory Urala* (S.N. Ivanov, V.N. Puchkov, K.S. Ivanov i dr.) [Formation of the Earth's crust of the Urals]. (1986) Moscow, Nauka Publ., 246 p. (In Russian)
- Garcia-Cascol A., Lazaro C., Rojas-Agramonte Y., Kroner A., Torres-Roldan R., Nunez K., Neubauer F., Millan G., Blanco-Quintero I. (2008) Partial Melting and Counterclockwise *P-T* Path of Subducted Oceanic Crust (Sierra del Convento Melange, Cuba). *J. Petrol.*, **49**(1), 129-161.
- Gazel E., Hayes J., Hoernle., Kelemen P., Everson E., Holbrook W.S., Hauft F., Bogaard P., Vance E.A., Chu S., Calvert A., Carr M., Yogodzinski G.M. (2015) Continental crust generated in oceanic arcs. *Nat. Geosci.*, 8, 321-327.
- Grove T.L., Parman S.W., Bowring S.A. et al. (2002) The role of an H₂O-rich fluid component in the generation

of primitive basaltic andesites and andesites from the Mt. Shasta region, N. California. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **142**, 375-96.

- Hollness M.R., Sawyer E.W. (2008) On the pseudomorhping of melt-filled pores during the crystallization of migmatites. J. Petrol., 49(7), 1343-1363.
- Istoriya razvitiya Ural'skogo paleookeana (Red. L.P. Zonenshain) [History of the Urals paleoocean development (Ed. L.P. Zonenshain)]. (1984) Moscow, Okeanology Inst. Publ., 187 p. (In Russian)
- Ivanov K.S. (1998) Osnovnye cherty geologicheskoi istorii (1.6–0.2 mlrd let) i stroeniya Urala. Dis. dokt. geol.min. nauk [The main features of geological history (1.6– 0.2 Ba) and the structure of the Urals. Doct. geol. and min. sci. diss.]. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 252 p. (In Russian)
- Kirzler R.J., Donnelly-Nolan J.M., Grove T.L. (2000) Late Holocene hydrous mafic magmatism at the Paint Pot Crater and Callahan flows, Medicine Lake Volcano, N. California and the influence of H₂O in the generation of silicic magmas. *Contrib. Miner. Petrol.*, **138**, 1-16.
- Koepke J., Feig S.T., Snow J., Freise M. (2004) Petrogenesis of oceanic plagiogranites by partial melting of gabbros: an experimental study. *Contrib. Miner. Petrol.*, **146**, 414-432.
- Kovalenko V.I., Naumov V.B., Yarmolyuk V.V., Dorofeeva V.A. (2000) Volatile components (H₂O, CO₂, Cl, F, S) in basic magmas of different geodynamic settings from the study of melt inclusions and quenching glasses. *Petrologiya*, **8**(2), 131-164. (In Russian)
- Krasnobaev A.A., Fershtater G.B., Bea F., Montero P. (2006) Polygenic zircons of the Adui batholith (Middle Urals). *Dokl. Akad. Nauk*, **410**(2), 244-249.
- Kruk N.N. (2015) Evolyutsiya kontinental'noi kory i granitoidnyi magmatizm Gornogo Altaya. Dis. dokt. geol.-min. nauk [Evolution of the continental crust and granitoid magmatism of the Gorny Altai. Doct. geol. and min. sci. diss.]. Novosibirsk, IGM, Siberian Branch of RAS, 38 p. (In Russian)
- Leake B.E., Woolley A.R., Apps C.E. (1997) Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee of the Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Can. Min.*, **35**, 219-246.
- Litvinovskii B.A., Shadaev M.G., Zanvilevich A.N. (1991) Synplutonic dolerite dikes in granitoids of Calc-alkaline series (Transbaikalia). *Geol. Geofiz.*, (9), 29-37. (In Russian)
- Montero P., Bea F., Fershtater G.B., Shardakova G.Yu., Chashchuhina V.A., Gerdes A. (1998) Isotope dating of the Syrostan granitoid massif: contribution to the study of the history of the development of the GUGR zone. Trudy. *Nauch. konf. "Chteniya A.N. Zavaritskogo"* [Proc. Sci. Conf. "Reading them. A.N. Zavaritsky"]. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 106-107. (In Russian)
- Montero P., Bea F., Gerdes A., Fershtater G.B., Osipova T.A., Borodina N.S., Zinkova E.A. (2000) Single-zircon evaporation ages and Rb-Sr dating of four major Variscan batholiths of the Urals. A perspective on the timing of deformation and granite generation. *Tectonophysics*, **317**, 93-108.
- *Orogennyi granitoidnyi magmatizm Urala* [Orogenic granitoid magmatism of the Urals]. (1994) (Under the editorship of G.B. Fershtater). Miass, IGG UrB RAS, 250 p.

- Pedersen R.B., Malpas J. (1984) The origin of oceanic plagiogranites from the Karmoy ophiolite, western Norway. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 88, 36-52.
- Perfil'ev A.S. (1979) Formirovanie zemnoi kory Ural'skoi geosinclinali [Formation of the Earth's crust of the Ural geosynclines]. Moscow, Nauka Publ., 187 p. (In Russian)
- Plank T., Kelley K.A., Zimmer M.M., Hauri E.H., Wallace P.J. (2013) Why do mafic arc magmas contain ~ 4 wt % water in average? *Earth Planet Sci. Lett.*, 364, 168-179.
- Puchkov V.N. (2000) Paleogedinamika Yuzhnogo i Srednego Urala [Paleogeodynamics of the Southern and Middle Urals]. Ufa, Dauriya Publ.,146 p.
- Puchkov V.N. (2010) Geologiya Urala i Priural'ya (aktual'nye voprosy stratigrafii, tektoniki, geodinamiki i metallogenii) [Geology of the Urals and the Suburalian areas(actualissues of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny)]. Ufa, DizainPoligrafServis Publ., 280 p. (In Russian)
- Rapoport M.S., Fershtater G.B., Anan'eva E.M et al. (1980) Granitoids of the Urals as indicators of its deep structure and tectonic evolution. *Obshchie voprosy magmatizma Urala* [General problems of magmatism in the Urals]. Sverdlovsk, IGiG UNTs AN SSSR, 61-76. (In Russian)
- Rapoport M.S., Ruditsa N.I. (2000) Magmatic geology of Late Hercynian orogenic granitoids of the Urals. *Magmaticheskie i metamorficheskie obrazovaniya Urala i ikh metallogeniya* [Magmatic and metamorphic formations of the Urals and their metallogeny]. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 116-129. (In Russian)
- Rudnick R.L., Gao S. (2003) The composition of the continental crust. *Treatise Geochem.*, **3**, 1-64.
- Rushmer T. (1995) An experimental deformation study of partially molten amphibolites: application to low-melt fraction segregation. J. Geophys. Res., 100(B8), 15681-15695.
- Rutter E.H., Neumann D.H.K. (1995) Experimental deformation of partially molten Westerly granite under fluid-absent conditions, with implications for the extraction of granitic magmas. J. Geophys. Res., 100(B8), 15697-15716.

- Smirnov V.N., Ivanov K.S., Larionov A.N. (2014) Age and geodynamic conditions for the formation of granitoids of the Verhisetsk Batholith, eastern slope of the Middle Urals (based on the results of U-Pb SIMS dating of zircons). *Stratigr. Geol. Korrel.*, **22**(6), 26-44. (In Russian)
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1995) The geochemical evolution of the continental crust. *Rev. Geophys.*, 33, 241-265.
- Tsygankov A.A., Hubanov V.B., Travin A.V., Lepehina E.N., Burmakina G.N., Antsiferova T.N., Udoratina O.V. (2016) Late Paleozoic gabbroids of the Western Transbaikaliya: U-Pb and Ar-Ar isotope age, composition, petrogenesis. *Geol. Geofiz.*, 57(5), 1005-1027.
- Vishnyakova M.D., Borodina N.S., Fershtater G.B., Bea F., Montero P. (2017) U-Pb age of zircon from rocks of Krutikhinsky massif – a possible protolith of part of granite of Aduisky massif (Middle Urals). *Ezhegodnik-2016*. Trudy IGG UrO RAN. Vyp. 164, 260-263. (In Russian).
- Vladimirov A.G., Kruk N.N., Rudnev S.N, Khromykh S.V. (2003). Geodynamics and granitoid magmatism of collision orogens. *Geol. Geofiz.*, 44(12), 1321-1338. (In Russian)
- Wolf M.B., Wyllie P.J. (1995) Liquid segregation parameters from amphibolite dehydration melting experiments. *J. Geophys. Res.*, **100**(B8), 15611-15622.
- Yoder H.S., Tilley C.E. (1962) Origin of basaltic magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. J. Petrol., 3, 342-532.
- Zamyatina D.A. (2016) Rock-forming minerals of the Krutikha granitoid massif. *Ezhegodnik-2015*. Tr. IGG UrO RAN. Vyp. 163, 92-94. (In Russian)
- Zin'kova E.A. (1997) Geokhimiya, istoriya formirovaniya i petrogenezis Verkhisetskogo batolita, Srednii Ural. Dis. kand. geol.-min. nauk [Geochemistry, formation history and petrogenesis of the Verkhisetsk Batholith, Middle Urals Kand. geol. and min sci. diss.]. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 23 p.
- Zin'kova E.A., Fershtater G.B. (2007) Synplutonic dikes in the granitoids of the Verkhisetsk Massif (Middle Urals). *Litosfera*, (2), 141-151. (In Russian)

УДК 551

DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-2-208-222

КЛАРКИ КОНЦЕНТРАЦИИ РЯДА ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ В ГЛИНИСТЫХ ПОРОДАХ ВЕРХНЕГО РИФЕЯ БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

© 2018 г. А.В.Маслов

Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, e-mail: amas2004@mail.ru Поступила в редакцию 12.08.2016 г., принята к печати 03.06.2017 г.

В статье проанализированы кларки концентрации ряда редких и рассеянных элементов в глинистых породах каратауской серии верхнего рифея Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). Для этого из литостратиграфических единиц каратауской серии, в составе которых присутствуют глинистые породы, в ряде представительных разрезов случайным образом отобрано около 90 образцов глинистых сланцев и аргиллитов, не имевших видимых признаков вторичных изменений (так называемые "фоновые образования"). Определение содержаний редких и рассеянных элементов в них выполнено методом ICP-MS. Для расчета и анализа кларков концентрации использованы два "геохимических стандарта" - средний состав верхней континентальной коры, UCC, и средний постархейский австралийский глинистый сланец, PAAS. В первом случае рассматривается распределение Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Cs, Ba, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Yb, Hf, Pb, Bi, Th и U, во втором – Li, Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Cs, Ba, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Yb, Lu, Hf, Pb, Bi, Th и U. В результате проведенных исследований установлено, что фоновые тонкозернистые обломочные породы данного подразделения типового разреза рифея не обладают какими-либо аномальными содержаниями элементов-примесей и сопоставимы по своим геохимическим особенностям с глинистыми породами различных уровней бурзянской и юрматинской серий нижнего и среднего рифея. Снизу вверх по разрезу серии "пестрота" распределения элементов-примесей в индивидуальных пробах снижается, что в целом коррелируется с трансгрессивной тенденцией развития позднерифейского седиментационного бассейна. Источниками тонкой алюмосиликокластики для верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория выступали области питания, в составе которых присутствовали как кислые. так и основные магматические образования.

Ключевые слова: верхний рифей, Башкирский мегантиклинорий, тонкозернистые терригенные образования, кларки концентрации

CLARKS OF CONCENTRATION OF SOME TRACE ELEMENTS IN UPPER RIPHEAN CLAY ROCKS OF BASHKIRIAN MEGANTICLINORIUM (SOUTH URALS)

Andrey V. Maslov

A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg, 620016, Russia, e-mail: amas2004@mail.ru

Received 12.08.2016, accepted 03.06.2017

The clarke of concentration of a number of rare and trace elements in clay rocks of the Karatau Group of the Upper Riphean of the Bashkirian meganticlinorium (South Urals) was analyzed. For this purpose, from the lithostratigraphic units of the Karatau Group, in which clay rocks are present, about 90 samples of shales and mudstones with no visible signs of secondary changes (the so-called "background rocks or deposits") were randomly selected in a number of representative sections. Determination of the contents of rare and trace elements in them is performed by the ICP-MS method. Two "geochemical standards" were used for the calculation and analysis of clarke of concentration: the average composition of the upper continental crust, UCC, and the average post-Achaean Australian shale, PAAS. In the first case, the distribution of Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Cs, Ba, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Yb, Hf, Pb, Bi, Th and U, in the second - Li, Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Cs, Ba, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Yb, Lu, Hf, Pb, Bi, Th and U is considered. It was established that the background fine-grained clastic rocks of the Upper Riphean Karatau Group do not possess any anomalous contents of trace elements and they are comparable in their geochemical features with clayey rocks of different levels of the Burzyan and Jurmatau groups of Lower and Middle Riphean. From the bottom to up the section of the "diversity" of the distribution of rare and trace elements in individual samples decreases, which, on the whole, correlates with the transgressive tendency of the development of the Late Riphean sedimentary basin. Sources of fine aluminosilicoclastic for the Upper Riphean deposits of the Bashkirian meganticlinorium were catchment areas, in which both acidic and basic magmatic formations were present.

Keywords: Upper Riphean, Bashkirian meganticlinorium, fine-grained terrigenous rocks, clarks of concentration

Для цитирования: Маслов А.В. (2018) Кларки концентрации ряда элементов-примесей в глинистых породах верхнего рифея Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). Литосфера, **18**(2), 208-222. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-2-208-222

For citation: Maslov A.V. (2018) Clarks of concentration of some trace elements in Upper Riphean clay rocks Bashkirian meganticlinorium (South Urals). *Litosfera*, **18**(2), 208-222. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-2-208-222

Acknowledgments

The author is sincerely grateful to N.S. Glushkova for preparing computer versions of the table and drawings.

The studies were carried out in accordance with the plan of work of the IGG UB RAS approved by the Russian Federation's FAO, within the framework of state/budget subsidies.

ВВЕДЕНИЕ

Известно, что отношение содержания химического элемента в той или иной геохимической системе к его содержанию в земной коре названо, по предложению В.И. Вернадского, кларком концентрации (К_к). Использование К_к позволяет представить как частные, так и общие геохимические особенности различных осадочных образований. Поскольку геохимические характеристики тонкозернистых/глинистых пород в значительной мере отражают состав пород источников сноса и существенно не меняются при литогенезе [McLennan, 1989; Condie, 1993, 1997; и др.], то их К_к позволяют судить о степени дифференцированности крупных блоков континентальной коры или складчатых областей. В предшествующих наших работах [Маслов и др., 2010; и др.] было также особо подчеркнуто, что, как об этом писал в начале XX в. В.И. Вернадский, морфологически однородные геологические области могут быть геохимически весьма различными и одной из основных задач геохимии является выделение геохимических областей земной коры по содержанию химических элементов. Кроме академического интереса изучение К_к элементов-примесей имеет и прикладное значение, поскольку связано с определением баланса рудных элементов в земной коре и является составной частью металлогенического анализа.

В настоящей публикации на основе существенно дополненной базы данных о распределении ряда редких и рассеянных элементов для многих литостратиграфических подразделений каратауской серии верхнего рифея выполнен анализ их кларков концентрации в тонкозернистых обломочных породах (глинистых сланцах, аргиллитах и мелкозернистых глинистых алевролитах). Эта же аналитическая выборка использована для рассмотрения состава размывавшихся на палеоводосборах в позднем рифее комплексов пород, выступавших поставщиками тонкозернистой алюмосиликокластики в бассейн седиментации, существовавший в современной терминологии в области сочленения Восточно-Европейской платформы и западного склона Южного Урала.

Ранее в работе [Геохимия..., 2008] на основе нормирования медианных содержаний ряда элементов-примесей в глинистых породах различных свит рифея Башкирского мегантиклинория по их содержанию в верхней континентальной коре (UCC) было показано, что глинистые сланцы содержат существенно меньше Sr ($K_{\kappa} = 0.07-0.24$), чем UCC. Содержание Mo в тонкозернистых обломочных породах бакальской свиты нижнего рифея и бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея составляет (0.53–1.01)UCC, тогда как в других литостратиграфических подразделениях величина K_{κ} для Mo менее 0.50UCC. Кларк концентрации Pb выше 0.50 в глинистых сланцах зигазино-комаровской и авзянской свит среднего рифея, а также инзерской и укской свит верхнего рифея. В тонкозернистых обломочных породах миньярской свиты величина $K_{\kappa} < 0.50$ характерна для Ba, Sr, Co, Mo, Pb, Sm и Eu.

Установлено также, что наибольшим разнообразием в распределении элементов-примесей характеризуются верхнерифейские отложения. Например, глинистые сланцы и мелкозернистые глинистые алевролиты бирьянской подсвиты зильмердакской свиты слабо специализированы на Rb, Cs, Th, U, Ga, Y, Nb, Mo, Gd и Yb. Примерно такие же геохимические особенности присущи глинистым породам бедерышинской подсвиты зильмердакской и катавской свит. Аргиллиты инзерского уровня характеризуются незначительно повышенным против UCC содержанием Rb, Th, Y, Bi, Се, Sm и Yb. Глинистые породы миньярской свиты обладают весьма низкими концентрациями подавляющего большинства из рассматриваемых нами элементов-примесей, только для Nb $K_{\kappa} = 1.56$. Аргиллиты укской свиты имеют слабую геохимическую специализацию на Rb, Sc, Nb и Bi.

В целом для глинистых пород всего стратотипического разреза рифея Южного Урала свойственно присутствие Sr, Mo и Pb в количествах меньших, чем 0.50UCC. В то же время тонкозернистые терригенные образования нижнего и верхнего рифея слабо специализированы на Rb. Такая же геохимическая специализация характерна для пород нижнего рифея на Ce, а для глинистых сланцев и аргиллитов верхнего рифея – на Nb. Глинистые породы среднего рифея имеют слабую специализацию на Cr.

КАРАТАУСКАЯ СЕРИЯ (ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЛИТОСТРАТИГРАФИИ)

Каратауская серия Башкирского мегантиклинория (западный склон Южного Урала) является типом верхнего рифея Северной Евразии [Стратотип..., 1983; Семихатов, 2008; Семихатов и др., 2015; и др.]. На западном крыле и в центральных районах Башкирского мегантиклинория она расчленяется снизу вверх на зильмердакскую, катавскую, инзерскую, миньярскую и укскую свиты (рис. 1), на восточном крыле мегантиклинория выше укской свиты в составе названной серии выделяется еще и криволукская свита.

Зильмердакская свита (мощность от 1200 до 3200 м) состоит преимущественно из аркозовых и субаркозовых песчаников с подчиненными им прослоями гравелитов и конгломератов, алевролитов и глинистых сланцев. Свита объединяет четыре подсвиты (во многом такое ее расчленение является данью традиции, так как каждая из подсвит характеризуется ярко выраженными индивидуальными литологическими особенностями): бирьянскую, нугушскую, лемезинскую и бедерышинскую. Бирьянская подсвита (800-2500 м) представлена полевошпат-кварцевыми, аркозовыми и субаркозовыми, преимущественно крупно- и среднезернистыми песчаниками с прослоями гравелитов и мелкогалечниковых конгломератов, а также красно-бурыми и кирпично-красными мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и алевритистыми глинистыми сланцами. Нугушская подсвита (200-350 м) сложена преимущественно алевролитами, глинистыми сланцами и аргиллитами серого, темно-серого и зеленовато-серого цвета. Лемезинская подсвита (150-300 м) представлена в основном светлоокрашенными средне- и, реже, крупнозернистыми кварцевыми песчаниками. Бедерышинская подсвита (250-400 м) объединяет мелкои среднезернистые песчаники, алевролиты и глинистые сланцы. В виде прослоев и пачек небольшой мощности в ряде ее разрезов присутствуют известняки и доломиты.

Катавская свита (200–300 м) объединяет пестрои красноцветные тонкополосчатые глинистые известняки и мергели, в нижней ее части в ряде разрезов среди карбонатных пород наблюдаются маломощные прослои глинистых сланцев.

Достоверные данные об изотопном возрасте пород зильмердакской и катавской свит отсутствуют.

Инзерская свита (мощность до 1000 м) сложена в центральных и восточных районах Башкирского мегантиклинория мелкозернистыми глауконитокварцевыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами; в западной части мегантиклинория инзерская свита объединяет две карбонатные и две алюмосиликокластические толщи [Маслов, 1997, 2002; Подковыров и др., 1998].

Rb-Sr возраст раннедиагенетического иллита (политипная модификация 1М) из глинистых сланцев инзерской свиты составляет 805–835 млн лет [Gorokhov et al., 1995]. Время проявления раннего диагенеза в известняках датируется изохронным Pb-Pb методом в 836 ± 25 млн лет [Овчинникова и др., 1998].

Миньярская свита (500-800 м) представлена в основном доломитами, подчиненную роль в ее раз-





 преимущественно крупно- и грубозернистые аркозовые, субаркозовые и полевошпат-кварцевые песчаники; 2 – песчаники кварцевые и полевошпат-кварцевые;
 алевролиты; 4 – глинистые сланцы и аргиллиты;
 известняки; 6 – глинистые известняки; 7 – преимущественно строматолитовые известняки; 8 – преимущественно строматолитовые доломиты. Свиты и подсвиты: zl₁ – бирьянская, zl₂ – нугушская, zl₃ – лемезинская, zl₄ – бедерышинская, kt – катавская, in – инзерская, mn – миньярская, uk – укская.

Fig. 1. Schematic stratigraphic column of the Karatau Group (Upper Riphean of the Bashkir meganticlinorium).

1 – predominantly coarse and coarse-grained arkose, subarkose and feldspar-quartz sandstones; 2 – quartz and feldspar-quartz sandstones; 3 – siltstones; 4 – shales and mudstones; 5 – limestones; 6 – clay limestones; 7 – predominantly stromatolite limestones; 8 – predominantly stromatolite dolomites. Formations and subformations: zl_1 – Biryan, zl_2 – Nugush, zl_3 – Lemeza, zl_4 – Bederysh, kt – Katav, in – Inzer, mn – Minyar, uk – Uk. резах играют известняки. В ряде разрезов (преимущественно на востоке мегантиклинория) среди карбонатных пород наблюдаются маломощные прослои аргиллитов и кварцевых песчаников. Рb-Рb возраст доломитов средней части свиты составляет 780 ± 85 млн лет [Овчинникова и др., 2000].

Укская свита (160–300 м) объединяет в нижней части мелкозернистые песчаники и алевролиты с глауконитом, а в верхней – известняки. По данным [Зайцева и др., 2000, 2006], Аl-разности глауконита из нижней подсвиты укской свиты, отобранные в разрезах у деревень Кулмас и Бакеево, имеют Rb-Sr и K-Ar датировки в интервале 650– 680 млн лет.

Криволукская свита представлена кварцитовидными песчаниками, филлитовидными сланцами и алевролитами с маломощными прослоями известняков. Мощность ее 400–500 м.

Верхний возрастной предел каратауской серии определяет Rb-Sr изотопная датировка гомогенных разностей глобулярных Al-глауконитов (638 ± ± 13 млн лет), выделенных из песчаников бакеевской свиты перекрывающей укские известняки [Кузнецов и др., 2014; Семихатов и др., 2015; Zaitseva et al., 2013].

Имеющиеся в настоящее время геологические, геохимические и седиментологические данные показывают, что в качестве главного источника тонкой силикокластики для позднерифейского бассейна осадконакопления выступал Средневолжский мегаблок Восточно-Европейской платформы [Акимова, 1964; Маслов, 1988; Геологическая..., 1996], сложенный архейскими гранитоидными, габбро-норит-анортозитовыми и осадочновулканогенными комплексами, а также раннепротерозойскими осадочно-вулканогенными образованиями, калиевыми гранитоидами и ультраметагенными комплексами [Богданова, 1986; Докембрийская..., 1988]. Песчаники лемезинской подсвиты зильмердакской свиты содержат примерно равное количество палеопротерозойских (41%) и неоархейских (52%) обломочных цирконов [Романюк и др., 2013а, б]. Исследование особенностей распределения в обломочных цирконах элементовпримесей и Lu/Hf изотопной систематики показало, что львиная доля (≈85%) цирконов в песчаниках лемезинской подсвиты является результатом размыва "диоритов", т.е. гранитоидов с ${\rm SiO_2}{<}\,65\%$ [Belousova et al., 2002], а остальные поступали из "сиенитов" архейского возраста. Высказано предположение, что во время формирования лемезинских песчаников площадь палеоводосбора была весьма ограниченной (локальный источник, Бакалинский, Тараташский и/или Средневолжский блоки/мегаблоки). Во второй половине позднего рифея существовал, по всей видимости, и ограниченный снос силикокластики с востока [Маслов, 1988, 1997].

ОБРАЗЦЫ И АНАЛИТИКА

Из тех литостратиграфических единиц каратауской серии, в составе которых присутствуют глинистые породы, в ряде представительных разрезов случайным образом отобрано около 90 образцов глинистых сланцев и аргиллитов, не имевших видимых признаков вторичных изменений (так называемые "фоновые образования"). Определение содержания редких и редкоземельных элементов в них выполнено в разные годы методом ICP-MS в ИГГ УрО РАН под руководством Ю.Л. Ронкина и Д.В. Киселевой. Методика этих работ описана в [Маслов и др., 2004а, б; 2011; Ронкин и др., 2005].

Средние, минимальные и максимальные содержания элементов-примесей в глинистых сланцах и аргиллитах различных литостратиграфических подразделений каратауской серии приведены в табл. 1. Графически эта же информация отражена на рис. 2. Подробная характеристика вещественного состава и общих литогеохимических особенностей глинистых пород верхнего рифея Башкирского мегантиклинория содержится в публикации [Маслов и др., 2007].

КЛАРКИ КОНЦЕНТРАЦИИ

Для анализа кларков концентрации редких и рассеянных элементов в глинистых породах каратауской серии нами использованы два "геохимических стандарта" – средний состав верхней континентальной коры, UCC [Rudnick, Gao, 2003] и средний постархейский австралийский глинистый сланец, PAAS [Тейлор, МакЛеннан, 1988]. В первом случае рассматривается распределение Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Cs, Ba, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Yb, Hf, Pb, Bi, Th и U, во втором – Li, Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Cs, Ba, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Yb, Lu, Hf, Pb, Bi, Th и U.

Содержание элементов-примесей в глинистых породах каратауской серии и в UCC

Бирьянская подсвита зильмердакской свиты. Сопоставимые с UCC (т.е. в пределах (0.85–1.15) UCC) средние концентрации в глинистых породах данного литостратиграфического подразделения имеют Sc, V, Ni, Zr, Mo, La и Hf (рис. 3a). Средними содержаниями в пределах (1.15–1.50)UCC обладают Cr, Ga, Y, Nb, Cs, Ce, Nd, Eu и Th. Средние концентрации более 1.50UCC присущи Rb, Sm, Gd, Yb, Bi и U. Для Co, Cu, Zn, Ba и Pb характерны несколько пониженные относительно UCC средние содержания, отвечающие коридору значений (0.50–0.85)UCC. Средняя концентрация Sr в тонкозернистых обломочных образованиях бирьянской Таблица 1. Среднее, минимальное и максимальное содержание элементов-примесей в глинистых породах различных литостратиграфических подразделений каратауской серии Башкирского мегантиклинория, г/т

Элемент	Бирьянская подсвита	Нугушская подсвита	Бедерышинская подсвита	Инзерская свита	Миньярская свита	Укская свита
Li	$\frac{17.57\pm4.70}{12.55-28.19}$	$\frac{40.25 \pm 11.22}{25.18 - 53.44}$	$\frac{52.35 \pm 11.47}{33.96 - 100.92}$	<u>25.66±6.58</u> 20.99–35.37	$\frac{40.95\pm6.93}{32.57-48.69}$	<u>22.91±6.05</u> 10.15–29.62
Sc	$\frac{12.44\pm6.41}{0.78-24.59}$	$\frac{11.85\pm4.33}{2.22-15.91}$	<u>13.78±2.57</u> 10.67–22.79	<u>16.80±4.40</u> 11.40–25.81	$\frac{10.86\pm6.90}{2.38-22.13}$	<u>9.70±3.39</u> 3.17–14.32
V	$\frac{106.07\pm35.09}{66.59-197.35}$	<u>84.98±12.18</u> 63.80–105.50	<u>98.95±16.85</u> 66.58–135.19	<u>76.17±19.03</u> 49.12–113.41	<u>72.75±25.71</u> 37.33–105.33	<u>75.95±23.44</u> 26.19–106.85
Cr	<u>114.90±68.50</u> 57.71–355.17	$\frac{116.52\pm15.86}{90.30-139.91}$	<u>102.04±25.51</u> 74.35–215.01	<u>96.87±20.53</u> 65.43–121.42	$\frac{100.54\pm28.23}{55.03-139.38}$	<u>84.08±22.15</u> 37.39–112.95
Co	<u>9.65±3.79</u> 1.10–18.77	$\frac{14.25\pm4.93}{3.83-21.23}$	$\frac{13.34\pm4.95}{6.00-33.44}$	$\frac{13.94\pm3.56}{8.83-18.85}$	$\frac{8.64 \pm 4.10}{1.24 - 14.89}$	$\frac{13.05\pm3.97}{8.34-21.12}$
Ni	<u>45.00±29.51</u> 14.62–143.48	$\frac{53.39\pm15.48}{32.08-79.33}$	$\frac{34.61\pm10.61}{24.82-67.29}$	<u>32.81±8.33</u> 19.30–45.32	$\frac{21.10\pm8.63}{4.58-34.74}$	$\frac{25.35\pm3.76}{20.13-31.60}$
Cu	23.07±20.95 6.44-76.21	<u>28.50±28.99</u> 7.84–87.91	$\frac{24.45\pm27.89}{0.40-134.63}$	$\frac{25.63\pm17.04}{8.04-53.81}$	<u>18.45±6.95</u> 8.75–27.11	<u>19.71±6.10</u> 6.16–25.36
Zn	<u>53.94±21.29</u> 12.75–93.30	<u>59.37±19.28</u> 18.88–82.93	<u>60.54±23.64</u> 41.63–182.66	$\frac{69.84\pm18.40}{40.78-93.63}$	<u>293.23±504.50</u> 7.37–1359.93	$\frac{63.88 \pm 20.65}{30.56 - 103.07}$
Ga	<u>25.95±7.61</u> 14.76–42.42	<u>21.37±2.63</u> 17.62–25.27	<u>21.42±3.59</u> 15.09–30.51	<u>23.43±4.94</u> 17.44–32.22	<u>21.87±7.26</u> 9.88–30.91	<u>21.08±6.65</u> 6.60–28.66
Rb	$\frac{163.89\pm67.42}{44.91-320.17}$	$\frac{108.97 \pm 39.68}{27.50 - 154.72}$	<u>158.12±26.21</u> 106.11–234.02	$\frac{151.01\pm34.78}{110.61-205.91}$	$\frac{110.27\pm38.71}{61.22-166.13}$	$\frac{118.73 \pm 50.87}{33.66 - 174.29}$
Sr	<u>46.33±29.59</u> 1.57–113.96	<u>66.35±20.91</u> 17.84–83.83	<u>58.16±10.98</u> 39.97–85.25	<u>68.11±30.82</u> 29.70–115.95	<u>74.58±49.66</u> 18.75–149.44	<u>59.64±42.88</u> 14.63–156.31
Y	<u>31.52±20.65</u> 0.53–88.13	$\frac{26.43 \pm 12.42}{3.41 - 42.00}$	<u>25.62±6.49</u> 18.04–44.98	<u>33.81±7.63</u> 24.82–46.95	$\frac{17.44\pm8.52}{2.60-28.25}$	$\frac{19.68\pm9.75}{2.76-37.96}$
Zr	<u>215.79±67.64</u> 95.66–387.56	<u>225.83±53.07</u> 167.73–299.93	<u>194.85±42.02</u> 129.92–315.00	<u>191.67±45.84</u> 127.28–251.84	<u>218.74±118.72</u> 88.23–474.30	$\frac{219.89\pm80.87}{70.83-363.29}$
Nb	$\frac{18.02 \pm 4.40}{10.82 - 24.05}$	<u>17.89±2.62</u> 15.09–22.94	<u>15.27±3.45</u> 11.27–29.70	<u>17.21±3.68</u> 11.59–22.69	$\frac{15.69 \pm 7.73}{1.14 - 23.40}$	$\frac{17.96\pm6.27}{5.34-26.96}$
Мо	$\frac{1.23\pm2.04}{0.30-7.03}$	$\frac{0.28\pm0.11}{0.15-0.43}$	$\frac{0.61\pm1.10}{0.19-7.09}$	<u>0.29±0.17</u> 0.16–0.71	$\frac{1.04\pm1.61}{0.13-4.92}$	<u>0.27±0.06</u> 0.17–0.34
Cs	<u>6.87±2.67</u> 2.78–11.67	<u>6.75±2.49</u> 3.75–11.74	$\frac{7.61\pm1.50}{4.68-11.62}$	$\frac{6.64 \pm 1.84}{4.73 - 9.93}$	<u>6.08±2.31</u> 2.82–9.71	$\frac{7.68\pm2.74}{1.33-10.00}$
Ва	$\frac{472.53\pm208.20}{19.23-893.35}$	$\frac{453.06 \pm 165.90}{62.68 - 590.63}$	$\frac{542.56\pm129.03}{332.94-951.60}$	$\frac{389.85 \pm 194.50}{263.87 - 886.01}$	$\frac{443.01\pm374.83}{82.04-1263.15}$	<u>331.67±173.35</u> 72.70–520.03
La	<u>35.30±23.49</u> 0.55–87.11	$\frac{33.39\pm12.65}{4.67-44.79}$	$\frac{38.74{\pm}17.12}{20.65{-}132.68}$	$\frac{42.16\pm8.31}{32.25-54.91}$	$\frac{18.39\pm8.58}{4.45-32.78}$	$\frac{24.25\pm10.93}{3.82-39.44}$
Ce	78.49±47.72 2.13-201.09	76.90±31.98 9.78-116.95	$\frac{81.02 \pm 28.03}{43.71 - 228.50}$	<u>98.36±27.38</u> 71.99–158.55	$\frac{42.09\pm20.42}{9.61-78.42}$	<u>48.31±23.41</u> 7.78–84.71
Nd	<u>36.25±21.50</u> 1.23–90.41	$\frac{32.22\pm12.93}{5.31-43.61}$	<u>34.28±8.23</u> 20.13–64.33	<u>37.76±6.62</u> 29.58–47.14	$\frac{14.90\pm7.12}{3.55-27.52}$	<u>20.72±8.65</u> 3.99–31.86
Sm	$\frac{7.28\pm3.80}{0.32-15.14}$	$\frac{6.01\pm2.49}{1.02-8.86}$	$\frac{6.47 \pm 1.09}{3.91 - 9.27}$	$\frac{7.13\pm1.37}{5.32-8.85}$	$\frac{2.56\pm1.24}{0.54-4.52}$	$\frac{3.92 \pm 1.75}{0.81 - 6.63}$
Eu	$\frac{1.36\pm0.74}{0.05-3.03}$	$\frac{1.12\pm0.47}{0.17-1.69}$	<u>1.32±0.26</u> 0.78–2.14	<u>1.16±0.22</u> 0.89–1.53	$\frac{0.50\pm0.23}{0.07-0.79}$	$\frac{0.73\pm0.33}{0.14-1.20}$
Gd	$\frac{6.13\pm3.40}{0.20-14.40}$	$\frac{4.83\pm2.01}{0.78-7.23}$	$\frac{5.73\pm1.24}{3.42-10.63}$	$\frac{5.84 \pm 1.46}{4.08 - 8.05}$	$\frac{2.29\pm1.11}{0.35-3.79}$	$\frac{3.54\pm1.56}{0.67-6.17}$

Table 1. Average, minimum and maximum content of trace elements (ppm) in clay rocks from various lithostratigraphic subdivisions of the Karatau Group (Bashkirian meganticlinorium)

ЛИТОСФЕРА том 18 № 2 2018

Таблица 1. Окончани	e
---------------------	---

Элемент	Бирьянская полсвита	Нугушская полсвита	Бедерышинская полсвита	Инзерская свита	Миньярская свита	Укская свита
Yb	$\frac{3.43 \pm 1.58}{0.19 - 7.07}$	$\frac{2.55\pm0.83}{0.65-3.32}$	$\frac{3.00\pm0.57}{2.22-5.20}$	<u>3.28±0.58</u> 2.50–4.20	$\frac{2.11 \pm 1.00}{0.45 - 3.44}$	$\frac{1.89\pm0.82}{0.41-2.97}$
Lu	$\frac{0.52\pm0.23}{0.03-1.01}$	$\frac{0.38\pm0.12}{0.10-0.49}$	<u>0.45±0.09</u> 0.34–0.81	$\frac{0.47\pm0.10}{0.35-0.62}$	<u>0.31±0.14</u> 0.08–0.51	$\frac{0.28\pm0.12}{0.06-0.43}$
Hf	$\frac{6.30\pm1.62}{4.11-9.64}$	$\frac{6.15\pm1.40}{4.81-8.54}$	$\frac{5.68 \pm 1.05}{3.83 - 8.39}$	$\frac{5.35\pm1.18}{3.65-6.94}$	<u>5.86±2.93</u> 2.47–11.84	<u>5.55±2.11</u> 1.67–9.23
Pb	$\frac{11.73\pm6.81}{0.49-29.89}$	<u>7.80±4.07</u> 1.16–14.14	$\frac{8.09\pm4.45}{3.99-22.29}$	$\frac{12.10\pm11.80}{3.11-41.10}$	<u>9.77±7.31</u> 1.92–22.12	<u>11.27±2.49</u> 7.84–15.77
Bi	$\frac{0.26\pm0.14}{0.07-0.51}$	$\frac{0.22\pm0.22}{0.07-0.75}$	$\frac{0.19\pm0.09}{0.04-0.50}$	$\frac{0.35 \pm 0.27}{0.13 - 0.96}$	$\frac{0.17 \pm 0.06}{0.09 - 0.29}$	$\frac{0.25\pm0.09}{0.08-0.39}$
Th	<u>13.61±5.82</u> 0.66–25.55	<u>10.78±3.97</u> 1.53–13.36	$\frac{11.63\pm2.35}{8.22-19.19}$	<u>14.90±2.78</u> 10.96–19.77	$\frac{12.00\pm5.30}{2.50-17.43}$	<u>9.38±4.59</u> 1.21–15.44
U	$\frac{4.85\pm1.75}{0.71-7.91}$	$\frac{2.37\pm0.75}{0.75-3.23}$	<u>3.12±0.92</u> 1.91–5.62	$\frac{2.54\pm0.56}{1.82-3.70}$	$\frac{3.86\pm2.35}{1.22-8.40}$	$\frac{1.99\pm0.56}{0.94-2.68}$
n	18	8	38	9	8	8

Table 1. Ending

Примечание. В числителе – среднее арифметическое и стандартное отклонение, в знаменателе – минимальное и максимальное содержание; n – количество проанализированных образцов.

Note. In the numerator – the arithmetic mean and standard deviation, in the denominator – the minimum and maximum content; "n" is the number of samples analyzed.

подсвиты зильмердакской свиты составляет всего 0.15UCC.

Сопоставимыми с UCC средними концентрациями (C_{cp}) в глинистых сланцах *нугушской подсвиты зильмердакской свиты* обладают Sc, V, Ni, Cu, Zn, La, Th и U. Для Cr, Ga, Rb, Y, Zr, Nb, Cs, всех РЗЭ из анализируемого нами списка, а также для Hf и Bi характерны несколько более высокие средние содержания, отвечающие коридору значений (1.15–1.50)UCC. Напротив, Co и Ba имеют средние концентрации несколько более низкие, чем это характерно для UCC (соответственно 0.82UCC и 0.73UCC). Значения С_{ср}для Sr, Mo и Pb составляют менее 0.50UCC (рис. 3б).

Бедерышинская подсвита зильмердакской свиты. Тонкозернистые обломочные образования бедерышинской подсвиты обладают сопоставимыми с UCC средними содержаниями Sc, V, Cr, Zn, Zr, Ba, Hf, Th и U. Средние концентрации Co, Ni, Cu и Мо в них несколько ниже, чем в UCC, a Sr и Pb имеют средние содержания соответственно 0.18UCC и 0.48UCC. Несколько более высокие средние содержания, чем в UCC, характерны для Ga, Y, Nb, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd и Bi, тогда как Rb, Cs и Yb обладают величинами К_к относительно UCC соответственно 1.88, 1.55 и 1.50 (рис. 3в).

Инзерская свита. Минимальными средними концентрациями (менее 0.50UCC) в глинистых породах инзерской свиты характеризуются Sr и Mo (рис. 3г). Такие элементы, как V, Co, Ni, Ba и Pb, имеют среднее содержание (0.50–0.85)UCC. Сопоставимые с UCC средние концентрации характерны для Cr, Cu, Zn, Zr, Hf и U. Средними содержаниями (1.15–1.50)UCC обладают Sc, Ga, Nb, Cs, La, Nd, Eu, Gd и Th. Более высокие средние концентрации имеют Rb, Y, Ce, Sm и Yb. Содержание Bi в одной из 9 проанализированных проб составляет 6.00UCC, в трех других – (2.00–3.79)UCC, еще в трех – от 1.24 до 1.62, что в итоге дает величину $C_{cp} = 2.20UCC$.

С_{ср} = 2.20UCC. Тонкозернистые обломочные породы *миньяр*ской свиты характеризуются несколько меньшим, чем глинистые породы подстилающих их уровней разреза каратауской серии, числом элементов-примесей, средние концентрации которых сопоставимы с их концентрациями в UCC. Это Cr, Zr, Mo, Yb, Hf, Bi и Th (рис. 3д). Средние концентрации в пределах 1.15-1.50UCC присущи только Ga, Rb, Cs и U. Ни один из редких и рассеянных элементов из нашего списка не обладает средней концентрацией 1.50UCC и более, хотя в индивидуальных пробах в той или иной степени более высокие, чем указанное значение, концентрации свойственны 14 элементам, среди которых Sc, Cr, Rb, Nb, Ba, Yb, Bi, U и др. В двух пробах глинистых сланцев концентрация Zn составляет 11.67UCC и 20.30UCC, однако, не будучи твердо уверенными, что это не аналитическая ошибка, мы указанные данные не принимаем здесь во внимание.

Распределение элементов-примесей в аргиллитах нижней подсвиты укской свиты относитель-



Рис. 2. Абсолютные концентрации ряда редких и рассеянных элементов в тонкозернистых обломочных породах верхнерифейской каратауской серии.

Свиты и подсвиты: а – бирьянская, б – нугушская, в – бедерышинская, г – инзерская, д – миньярская, е – укская.

Fig. 2. Absolute concentrations of trace elements in fine-grained clastic rocks of the Upper Riphean Karatau Group. Formations and subformations: a - Biryan, 6 - Nugush, B - Bederysh, r - Inzer, a - Minyar, e - Uk.



Рис. 3. Нормированное по UCC содержание редких и рассеянных элементов в глинистых породах различных литостратиграфических уровней каратауской серии.

Условные обозначения - см. рис. 2.

Fig. 3. Normalized to UCC content of trace elements in clay rocks of various lithostratigraphic levels of the Karatau Group.

Legend - see Fig. 2.

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 18 No. 2 2018

но UCC имеет несколько особенностей. Первая состоит в том, что только для трех элементов (Nb, Cs и Bi) средняя концентрация составляет 1.50UCC и несколько более. Вторая особенность – только два элемента (Ga и Rb) имеют среднюю концентрацию в пределах (1.15–1.50)UCC. Сопоставимые с UCC средние содержания характерны для Cr, Zn, Y, Zr, Gd, Yb, Hf и Th. Заметное количество элементовпримесей в глинистых породах данного уровня каратауской серии имеют несколько меньшие, чем UCC, средние концентрации. К их числу относятся Sc, V, Co, Ni, Cu, Ba, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Pb и U. Наконец, Sr и Mo обладают заметно более низкими, чем UCC, средними концентрациями (соответственно 0.19 и 0.24) (рис. 3е).

Визуально нормированные по UCC спектры распределения редких и рассеянных элементов в глинистых породах каратауской серии снизу вверх по разрезу становятся все менее "пестрыми", но параллельно с этим концентрации многих элементов снижаются. В целом указанные особенности соответствуют постепенному нарастанию трансгрессивной тенденции в эволюции позднерифейского бассейна осадконакопления [Маслов, 1988].

Содержание элементов-примесей в глинистых породах каратауской серии и в PAAS

Тонкозернистые обломочные породы *бирьянской подсвиты зильмердакской свиты* имеют сопоставимые с PAAS (0.85 < PAAS < 1.15) средние концентрации следующих элементов-примесей: Cr, Rb, Zr, Nb, La, Ce, Nd, Bi и Th (рис. 4a). Несколько более высокими средними содержаниями ((1.15– 1.50)PAAS) характеризуются Ga, Y, Mo, ряд средних и тяжелых P3Э, а также Hf. Единственным элементом, среднее содержание которого превышает 1.50PAAS, является U. Средние концентрации Sc, V, Ni, Zn, Ba и Pb составляют порядка (0.50– 0.85)PAAS, а для Li, Co, Cu, Sr и Cs они меньше 0.50PAAS.

Нугушская подсвита зильмердакской свиты. В глинистых породах данного литостратиграфического подразделения в сопоставимом с PAAS количестве присутствуют Cr, Ni, Ga, Y, Zr, Nb, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Yb, Lu и Bi. Несколько более высокое (1.23PAAS) среднее содержание свойственно только Hf. Значительное количество элементовпримесей в тонкозернистых обломочных породах нугушской подсвиты обладает средними концентрациями, составляющими (0.50–0.85)PAAS. К их числу принадлежат Li, Sc, V, Co, Cu, Zn, Rb, Ba, Th и U. Еще меньше средние концентрации таких элементов, как Sr, Mo, Cs и Pb (соответственно 0.33, 0.28, 0.45 и 0.39PAAS) (рис. 4б).

Бедерышинская подсвита зильмердакской свиты. Сопоставимые с PAAS средние концентрации в глинистых породах данного уровня каратауской серии характерны для Sc, Cr, Ga, Rb, Y, Zr, La, Ce, Nd, Yb, Lu, Hf и U. Три элемента, Sm, Eu и Gd, имеют значения C_{cp} соответственно 1.17, 1.23 и 1.23PAAS. Средние концентрации еще трех элементов, Cu, Sr и Pb, составляют менее 0.50PAAS (рис. 4в). Остальные редкие и рассеянные элементы из изучаемого нами списка характеризуются средними содержаниями от 0.50 до 0.85PAAS.

В глинистых сланцах *инзерской свиты* так же, как и в глинистых породах бедерышинской подсвиты зильмердакской свиты, нет элементовпримесей, средние концентрации которых были бы больше 1.50PAAS. Однако детали распределения редких и рассеянных элементов несколько иные. Сопоставимые с PAAS средние содержания присущи здесь Sc, Cr, Rb, Zr, Nb, La, Nd, Eu, Hf и Th. Средние содержания от 1.15 до 1.50PAAS характерны для Ga, Y, Ce, Sm, Gd, Yb, Lu и Bi. В количестве менее 0.50PAAS присутствуют в среднем Li, Sr, Mo и Cs, остальные элементы имеют средние концентрации от 0.50 до 0.85PAAS (рис. 4г).

Глинистые породы *миньярской свиты* имеют достаточно хорошо выраженную специфику. Существенное количество элементов-примесей присутствуют здесь в средних концентрациях менее 0.50PAAS (V, Co, Ni, Cu, Sr, Cs, La, Nd, Sm, Eu, Gd, Pb). Среднее содержание Li, Sc, Rb, Y, Nb, Ba, Ce, Yb, Lu, Bi и Th в них варьирует от 0.50 до 0.85PAAS. Таким образом, из 30 элементов-примесей, распределение которых относительно PAAS мы рассматриваем, 23 (\approx 77%) характеризуются средними концентрациями 0.85PAAS и ниже. Сопоставимыми с PAAS средними концентрациями обладают только Cr, Ga, Zr и Mo, а интервалу C_{сp} = (1.15– 1.50)PAAS отвечают Hf и U (рис. 4д).

Нижняя подсвита укской свиты. Аргиллиты данного уровня каратауской серии обладают достаточно близким к глинистым породам миньярской свиты распределением редких и рассеянных элементов. Так, сопоставимыми с PAAS средними концентрациями характеризуются всего пять элементов (Ga, Zr, Nb, Hf и Bi). Средние содержания Li, Ni, Cu, Sr и Mo не превышают 0.50PAAS. Средние концентрации остальных элементов-примесей из нашего списка отвечают интервалу значений (0.50–0.85)PAAS (рис. 4е).

Нормированные по PAAS спектры элементовпримесей в тонкозернистых обломочных образованиях каратауской серии обладают в целом достаточно пестрым распределением (особенно в области РЗЭ) в разрезах зильмердакской и инзерской свит. Глинистые породы миньярской и укской свит характеризуются существенно более низкими по сравнению с PAAS концентрациями многих редких и рассеянных элементов.



Рис. 4. Нормированное по PAAS содержание редких и рассеянных элементов в глинистых породах различных литостратиграфических уровней каратауской серии.

Условные обозначения - см. рис. 2.

Fig. 4. PAAS-normalized content of trace elements in clay rocks of various lithostratigraphic levels of the Karatau Group.

Legend – see Fig. 2.

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 18 No. 2 2018

Для реконструкции состава пород в источниках сноса нами использованы данные о присущих глинистым породам различных литостратиграфических единиц каратауской серии величинах (La/Yb)_N, Eu/Eu*, Th/Co, La/Sc и Th/Cr. Указанные параметры позволили построить ряд парных диаграмм – (La/Yb)_N–Eu/Eu*, La/Sc–Th/Co и (La/Yb)_N–Th/Cr, на которые вынесены не только точки состава глинистых пород верхнего рифея Башкирского мегантиклинория, но и точки UCC, PAAS, а также средние точки гранитоидов протерозоя и базальтов среднего протерозоя, последние по данным [Condie, 1993] (рис. 5).

Распределение индивидуальных точек глинистых пород различных свит и подсвит верхнего рифея на всех перечисленных диаграммах примерно одинаковое. В основном указанные точки сосредоточены вокруг средних точек UCC и PAAS, будучи удаленными от средних точек гранитоидов и базальтов на более или менее сходное расстояние. Это свидетельствует, во-первых, о достаточно гомогенном составе проанализированной нами совокупности образцов, т.е. о хорошем перемешивании тонкой силикокластики на путях переноса, а во-вторых, предполагает, что в источниках сноса, поставлявших пелитовую взвесь в седиментационный бассейн, существовавший на востоке (в современных координатах) Восточно-Европейской платформы, на протяжении всего позднего рифея присутствовали как основные, так и кислые магматические образования.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

В целом приведенные выше данные о распределении редких и рассеянных элементов в глинистых породах каратауской серии Башкирского мегантиклинория показывают, что фоновые тонкозернистые обломочные породы данного крупного подразделения типового разреза рифея не облада-



Рис. 5. Положение фигуративных точек состава тонкозернистых обломочных пород различных литостратиграфических подразделений каратауской серии на диаграммах (La/Yb)_N–Eu/Eu* (a), La/Sc–Th/Co (б) и (La/Yb)_N–Th/Cr (в).

1-6 - глинистые породы различных свит и подсвит: 1 - бирьянская, 2 - нугушская, 3 - бедерышинская, 4 - инзерская, 5 - миньярская, 6 - укская; 7 - PAAS; 8 - UCC; 9 - гранитоиды протерозоя; 10 - базальты среднего протерозоя.

Fig. 5. The position of the data points of the fine-grained clastic rocks of various lithostratigraphic subdivisions of the Karatau Group on the $(La/Yb)_N$ -Eu/Eu* (a), La/Sc-Th/Co (6) and $(La/Yb)_N$ -Th/Cr (B) diagrams.

1–6 – clay rocks of various formations and subformations: 1 – Biryan, 2 – Nugush, 3 – Bederysh, 4 – Inzer, 5 – Minyar, 6 – Uk; 7 – PAAS; 8 – UCC; 9 – Proterozoic granitoids; 10 – Middle Proterozoic basalts.

ют какими-либо аномальными содержаниями рассматриваемых нами элементов-примесей. Снизу вверх по разрезу серии "пестрота" их содержаний в индивидуальных пробах снижается, уменьшаются в большинстве случаев и их средние содержания.

Если сравнить нормированные по UCC и PAAS содержания элементов-примесей в глинистых породах различных литостратиграфических подразделений каратауской серии с распределением этих элементов, например, в глинистых сланцах саткинской свиты нижнего рифея Башкирского мегантиклинория [Маслов и др., 2013б], то мы увидим, что средние содержания большинства элементов в последних меньше, чем в UCC. Только средние содержания Ga, Bi и Th сопоставимы в породах данного уровня с концентрациями этих элементов в UCC. Среднее содержание Rb в глинистых породах саткинской свиты составляет 1.25UCC, тогда как концентрация Sr – всего 0.09UCC. Для Со, Ni, Sr, Y, Zr, Ba и Pb минимальные и максимальные содержания меньше, чем содержания перечисленных элементов в UCC. Примерно такие же особенности распределения редких и рассеянных элементов относительно UCC характерны и для тонкозернистых обломочных пород айского уровня бурзянской серии нижнего рифея Башкирского мегантиклинория [Маслов и др., 2013а]. Сопоставление средних содержаний элементов-примесей в глинистых сланцах саткинской свиты и РААЅ показывает, что первые характеризуются "тотальным дефицитом" всех малых элементов. Максимальные содержания V, Co, Ni, Cu, Sr, Y, Zr, Nb, Cs, Ba, Yb, Lu и Pb в исследованных образцах меньше, чем содержания перечисленных элементов в PAAS, соответственно, еще меньше средние.

В глинистых породах зигазино-комаровской свиты среднего рифея Башкирского мегантиклинория средние содержания только Ga, Ba и Hf в определенной мере сопоставимы с их концентрациями в PAAS [Маслов и др., 2014]. Значения С_{ср} для остальных элементов из нашего списка составляют менее 0.75PAAS. Глинистые породы авзянской свиты отличаются от аналогичных по гранулометрическому составу пород зигазино-комаровского уровня тем, что сопоставимые с PAAS средние содержания имеют здесь Li, Sc, Cr, Ga, Nd, Sm и Hf.

Таким образом, при несколько более "пестром", по сравнению с подстилающими образованиями, распределении редких и рассеянных элементов в фоновых глинистых породах верхнего рифея общие геохимические особенности их принципиально не различаются. Источниками сноса тонкой алюмосиликокластики для верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория выступали палеоводосборы, в составе которых присутствовали как кислые, так и основные магматические образования.

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 18 No. 2 2018

Автор искренне признателен Н.С. Глушковой за подготовку компьютерных версий таблицы и рисунков.

Исследования выполнены в соответствии с утвержденным ФАНО РФ планом работ ИГГ УрО РАН в рамках государственных/бюджетных субсидий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акимова Г.Н. (1964) О направлении и источниках сноса обломочного материала в отложениях верхнерифейской зильмердакской свиты Южного Урала. Докл. АН СССР, **158**(5), 1099-1101.
- Богданова С.В. (1986) Земная кора Русской плиты в раннем докембрии (на примере Волго-Уральского сегмента). М.: Наука, 224 с.
- Геологическая карта Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления (в границах бывшего СССР). Довендские образования. (1996) М-б 1 : 2 500 000. СПб.: Роскомнедра, 4 л.
- Геохимия тонкозернистых терригенных пород верхнего докембрия Северной Евразии. (2008) Екатеринбург: УрО РАН, 274 с.
- Докембрийская геология СССР. (1988) Л.: Наука, 440 с.
- Зайцева Т.С., Горохов И.М., Ивановская Т.А., Мельников Н.Н., Крупенин М.Т., Яковлева О.В. (2006) Кристаллохимическая оценка поведения Rb-Sr и K-Ar систем в процессах формирования структуры верхнерифейских глауконитов (укская свита, Южный Урал). Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. Материалы III Российской конф. по изотопной геохронологии. Т. 1. М.: ГЕОС, 251-254.
- Зайцева Т.С., Ивановская Т.А., Горохов И.М., Яковлева О.В., Кутявин Э.П., Мельников Н.Н., Кузнецов А.Б. (2000) Rb-Sr возраст и ЯГР-спектры глауконитов укской свиты, верхний рифей, Южный Урал. Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. М.: ГЕОС, 144-147.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. (2014) Возможности стронциевой изотопной хемостратиграфии в решении проблем стратиграфии верхнего протерозоя (рифея и венда). Стратиграфия. Геол. корреляция, **22**(6), 3-25.
- Маслов А.В. (1988) Литология верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория. М.: Наука, 133 с.
- Маслов А.В. (1997) Осадочные ассоциации рифея стратотипической местности (эволюция взглядов на условия формирования, литофациальная зональность). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 220 с.
- Маслов А.В. (2002) Тангаурская подсерия верхнего рифея Алатауского антиклинория Южного Урала. Стратиграфия. Геол. корреляция, **10**(5), 3-22.
- Маслов А.В., Гареев Э.З., Ковалев С.Г. (2014) Кларки концентрации редких и рассеянных элементов в глинистых сланцах и песчаниках юрматинской серии (средний рифей, Южный Урал). *Ежегодник-2013*. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 161, 72-77.
- Маслов А.В., Гареев Э.З., Ковалев С.Г. (2013а) Литогеохимические особенности терригенных пород айской

свиты нижнего рифея Башкирского мегантиклинория: новые данные. *Ежегодник-2012*. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 160, 118-122.

- Маслов А.В., Гареев Э.З., Крупенин М.Т., Ковалев С.Г. (2013б) Литогеохимические особенности глинистых сланцев саткинской свиты нижнего рифея Башкирского мегантиклинория: новые данные. Вестник ПГУ. Геология, (1), 26-33.
- Маслов А.В., Гареев Э.З., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л. (2007) Литогеохимические особенности глинистых сланцев и аргиллитов верхнего рифея Башкирского мегантиклинория в координатах реального времени. *Литосфера*, (5), 38-67.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т., Киселева Д.В. (2011) Литогеохимия тонкозернистых алюмосиликокластических пород серебрянской серии венда Среднего Урала. *Геохимия*, (10), 1032-1062.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л., Гареев Э.З., Лепихина О.П., Попова О.Ю. (2004а) Тонкозернистые алюмосиликокластические образования стратотипического разреза среднего рифея на Южном Урале: особенности формирования, состав и эволюция источников сноса. *Литология и полез. ископаемые*, (4), 414-441.
- Маслов А.В., Ножкин А.Д., Подковыров В.Н., Летникова Е.Ф., Дмитриева Н.В., Ронкин Ю.Л. (2010) Кларки концентрации элементов-примесей в тонкозернистых терригенных породах рифея Учуро-Майского региона и Енисейского кряжа. *Тихоокеан. геология*, **29**(5), 23-43.
- Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Лепихина О.П. (2004б) Нижнерифейские тонкозернистые алюмосиликокластические осадочные образования Башкирского мегантиклинория на Южном Урале: состав и эволюция источников сноса. *Геохимия*, (6), 648-669.
- Овчинникова Г.В., Васильева И.М., Семихатов М.А., Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Гороховский Б.М., Левский Л.К. (2000) Возможности Рb-Pb датирования карбонатных пород с открытыми U-Pb системами: миньярская свита стратотипа верхнего рифея, Южный Урал. Стратиграфия. Геол. корреляция, 8(6), 3-19.
- Овчинникова Г.В., Васильева Г.В., Семихатов М.А. Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Гороховский Б.М., Левский Л.К. (1998) U-Pb систематика протерозойских карбонатных пород: инзерская свита уральского стратотипа рифея (Южный Урал). Стратиграфия. Геол. корреляция, 6(4), 20-31.
- Подковыров В.Н., Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Виноградов Д.П., Козлов В.И., Кислова И.В. (1998) Изотопный состав карбонатного углерода в стратотипе верхнего рифея (каратавская серия Южного Урала). Стратиграфия. Геол. корреляция, 6(4), 3-19.
- Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Маслов А.В., Белоусова Е.А., Ронкин Ю.Л., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. (2013а) Геохимическая и (LA-ICP-MS) Lu/ Нf систематика детритных цирконов из лемезинских песчаников верхнего рифея южного Урала. Докл. АН, **453**(6), 657-661.
- Романюк Т.В., Маслов А.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Серегина Е.С. (2013б) Первые результаты U/Pb LA-ICP-MS датирования

детритных цирконов из верхнерифейских песчаников Башкирского антиклинория (Южный Урал). Докл. АН, **452**(6), 642-645.

- Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П., Голик С.В., Журавлев Д.З., Попова О.Ю. (2005) Мультиэлементный анализ геологических образцов кислотным разложением и окончанием на HR ICP-MS Element2. *Еже*годник-2004. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 423-433.
- Семихатов М.А. (2008) Хроностратиграфия и хронометрия: конкурирующие концепции общего расчленения докембрия. Бюл. МОИП. Отд. геол., 83(5), 36-58.
- Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Чумаков Н.М. (2015) Изотопный возраст границ общих стратиграфических подразделений верхнего протерозоя (рифея и венда) России: эволюция взглядов и современная оценка. Стратиграфия. Геол. корреляция, 23(6), 16-27.
- Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. (1983) М.: Наука, 184 с.
- Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М. (1988) Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 384 с.
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. (2002) Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 143, 602-622.
- Condie K.C. (1993) Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chem. Geol.*, **104**, 1-37.
- Condie K.C. (1997) Plate tectonics and crustal evolution. Oxford: Butterworth Heinemann, 282 p.
- Gorokhov I.M., Mel'nikov N.N., Turchenko T.L., Kutyavin E.P. (1995) Two illite generations in an Upper Riphean shale: the Rb-Sr isotopic evidence. *Terra Abstracts (Abstracts supplement to Terra Nova)*, 7(1), 330-331.
- McLennan S.M. (1989) Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements*. B.R. Lipin, G.A. McKay (Eds). Rev. Mineral., 21, 169-200.
- Rudnick R.L., Gao S. (2003) Composition of the Continental Crust. *Treatise on Geochemistry*, **3**, 1-64.
- Zaitseva T.S., Kuznetsov A.B., Gorokhov I.M., Konstantinova G.V., Turchenko T.L., Mel'nikov N.N. (2013) Globular phyllosilicates of the Vendian Bakeevo Formation, the South Urals – crystallochemical and Rb-Sr isotope data. Материалы Второй Международной конференции «Глины, глинистые минералы и слоистые материалы – СМLM2013». СПб.: Фалкон Принт, 79.

REFERENCES

- Akimova G.N. (1964) On the direction and sources of detrital material in the sediments of the Upper Riphean Zilmerdak Formation of the Southern Urals. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **158**(5), 1099-1101. (In Russian)
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. (2002) Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 143, 602-622.
- Bogdanova S.V. (1986) Zemnaya kora Russkoi plity v rannem dokembrii (na primere Volgo-Ural'skogo segmenta) [The Earth's crust of the Russian plate in the Early Pre-
cambrian (on the example of the Volga-Ural segment)]. Moscow, Nauka Publ., 224 p. (In Russian)

- Condie K.C. (1993) Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chem. Geol.*, **104**, 1-37.
- Condie K.C. (1997) Plate tectonics and crustal evolution. Oxford: Butterworth Heinemann, 282 p.
- *Dokembriiskaya geologiya SSSR* [Precambrian Geology of the USSR]. (1988) St.Petersburg, Nauka Publ., 440 p. (In Russian)
- Geokhimiya tonkozernistykh terrigennykh porod verkhnego dokembriya Severnoi Evrazii [Geochemistry of finegrained terrigenous rocks of the Upper Precambrian of Northern Eurasia]. (2008) Ekaterinburg, UrB RAS Publ., 274 p. (In Russian)
- Geologicheskaya karta Vostochno-Evropeiskoi platformy i ee skladchatogo obramleniya (v granitsakh byvshego SSSR). Dovendskie obrazovaniya. Masshtab 1 : 2 500 000 [Geological map of the East European platform and its folded frame (within the boundaries of the former USSR). The Pre-Vendian formations. Scale 1 : 2 500 000]. (1996) St.Petersburg, Roscomnedra Publ., 4 sh. (In Russian)
- Gorokhov I.M., Melnikov N.N., Turchenko T.L., Kutyavin E.P. (1995) Two illite generations in an Upper Riphean shale: the Rb-Sr isotopic evidence. *Terra Ab*stracts (Abstracts supplement to Terra Nova), 7(1), 330-331.
- Kuznetsov A.B., Gorokhov I.M., Semikhatov M.A. (2014) The Sr isotope chemostratigraphy as a tool for solving stratigraphic problems of the Upper Proterozoic (Riphean and Vendian). *Stratigr. Geol. Correl.*, **22**(6), 553-575.
- Maslov A.V. (1988) *Litologiya verkhnerifeiskikh otlozhenii Bashkirskogo megantiklinoriya* [Lithology of the Upper Riphean deposits of the Bashkirian meganticlinorium]. Moscow, Nauka Publ., 133 p. (In Russian)
- Maslov A.V. (1997) Osadochnye assotsiatsii rifeya stratotipicheskoi mestnosti (evolutsiya vzglyadov na usloviya formirovaniya, litofatsial'naya zonal'noct') [Sedimentary associations of the Riphean of the stratotype region (evolution of views on formation conditions, lithofacies zoning)]. Ekaterinburg, IGG UrB RAS Publ., 220 p. (In Russian)
- Maslov A.V. (2002) The Tangaur Subgroup of the Upper Riphean of the Alatau anticlinorium, Southern Urals. *Stratigr. Geol. Korrel.*, **10**(5), 3-22. (In Russian)
- Maslov A.V., Gareev E.Z., Kovalev S.G. (2013a) Lithogeochemical features of terrigenous rocks of the Ai Formation of the Lower Riphean of the Bashkirian Meghtiklinorium: new data. *Ezhegodnik-2012*. Tr. IGG UrB RAS. Vyp. 160, 118-122. (In Russian)
- Maslov A.V., Gareev E.Z., Kovalev S.G. (2014) Clarke concentrations of rare and trace elements in shales and sandstones of the Jurmatau Group (Middle Riphean, Southern Urals). *Ezhegodnik-2013*. Tr. IGG UrB RAS. Vyp. 161. 72-77. (In Russian)
- Maslov A.V., Gareev E.Z., Krupenin M.T., Kovalev S.G. (20136) Lithogeochemical features of the shales of the Lower Riphean Satka Formation Bashkirian meganticlinorium: new data. *Vestn. Perm. Univ. Geology*, (1), 26-33. (In Russian)
- Maslov A.V., Gareev E.Z., Krupenin M.T., Ronkin Yu.L. (2007) Lithogeochemical features of the Upper Riphean shales and mudstones of the Bashkirian megantiklino-

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 18 No. 2 2018

rium in real-time coordinates. *Lithosfera*, (5), 38-67. (In Russian)

- Maslov A.V., Krupenin M.T., Kiseleva D.V. (2011) Lithogeochemistry of the fine-grained siliciclastic rocks of the Vendian Serebryanka Group of the Central Urals. *Geochemistry International*, 49(10). 974-1001.
- Maslov A.V., Krupenin M.T., Ronkin Yu.L., Gareev E.Z., Lepikhina O.P., Popova O.Yu. (2004a) Fine-grained aluminosiliciclastic rocks of the middle riphean stratotype section in the Southern Urals: Formation conditions, composition and provenance evolution. *Lithol. Miner. Resour.*, **39**(4). 357-381.
- Maslov A.V., Ronkin Yu.L., Nozhkin A.D., Letnikova E.F., Dmitrieva N.V., Podkovyrov V.N. (2010) Clarkes of concentrations of trace elements in the Riphean finegrained terrigenous rocks of the Uchur-Maya region and the Yenisei Range. *Rus. J. Pac. Geol.*, 4(5), 379-397.
- Maslov A.V., Ronkin Yu.L., Krupenin M.T., Lepikhina O.P., Gareev E.Z. (2004) The lower Riphean fine-grained aluminosilicate clastic rocks of the Bashkirian anticlinorium in the southern Urals: Composition and evolution of their provenance. *Geochem. Int.*, **42**(6), 561-578.
- McLennan S.M. (1989) Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements*. B.R. Lipin, G.A. McKay (Eds). Reviews in Mineralogy. **21**, 169-200.
- Ovchinnikova G.V., Vasil'eva I.M., Semikhatov M.A., Gorokhov I.M., Kuznetsov A.B., Gorokhovsky B.M., Levsky L.K. (2000) Possibilities of Pb-Pb dating of carbonate rocks with open U-Pb systems: Minyar Formation of the Stratotype of the Upper Riphean, Southern Urals. *Stratigr. Geol. Korrel.*, 8(6), 3-19. (In Russian)
- Ovchinnikova G.V., Vasil'eva I.M., Semikhatov M.A., Kuznetsov A.B., Gorokhov I.M., Gorokhovsky B.M., Levsky L.K. (1998) U-Pb systematics of Proterozoic carbonate rocks: Inzer Formation of the Ural Stratotype of Riphean (South Ural). *Stratigr. Geol. Korrel.*, 6(4), 20-31. (In Russian)
- Podkovyrov V.N., Semikhatov M.A., Kuznetsov A.B., Vinogradov D.P., Kozlov V.I., Kislova I.V. (1998) Isotope composition of carbonate carbon in the stratotype of the upper Riphean (the Karatau Group of the Southern Urals). *Stratigr. Geol. Korrel.*, 6(4), 3-19. (In Russian)
- Romanyuk T.V., Kuznetsov N.B., Maslov A.V., Ronkin Yu.L., Belousova E.A., Gorozhanin V.M., Gorozhanina E.N. (2013a). Geochemical and Lu-Hf (LA-ICP-MS) systematic of detrital zircons from lower neoproterozoic Lemeza Sandstones, Southern Urals. *Dokl. Earth Sci.*, **453**(2), 1200-1204.
- Romanyuk T.V., Maslov A.V., Ronkin Yu.L., Krupenin M.T., Kuznetsov N.B., Seregina E.S., Belousova E.A., Gorozhanin V.M., Gorozhanina E.N. (20136) First data on LA-ICP-MS U/Pb zircon geochronology of Upper Riphean sandstones of the Bashkirian Anticlinorium (South Urals). *Dokl. Earth Sci.*, **452**(2), 997-1000.
- Ronkin Yu.L., Lepikhina O.P., Golik S.V., Zhuravlev D.Z., Popova O.Yu. (2005) Multi-element analysis of geological samples by acid decomposition and termination on HR ICP-MS Element2. *Ezhegodnik-2004*. Ekaterinburg, IGG UrB RAS, 423-433. (In Russian)
- Rudnick R.L., Gao S. (2003) Composition of the Continental Crust. *Treatise on Geochemistry*, **3**, 1-64.

- Semikhatov M.A. (2008) Chronostratigraphy and chronometry: competing concepts of the general dismemberment of the Precambrian. *Bull. MOIP. Otd. Geol.*, 83(5), 36-58. (In Russian)
- Semikhatov M.A., Chumakov N.M., Kuznetsov A.B. (2015) Isotope age of boundaries between the general stratigraphic subdivisions of the Upper Proterozoic (Riphean and Vendian) in Russia: The evolution of opinions and the current estimate. *Stratigr. Geol. Correl.*, 23(6), 568-579.
- Stratotip rifeya. Stratigrafiya. Geokhronologiya. (Otv. red. B.M. Keller, N.M. Chumakov) [Stratotype of Riphean. Stratigraphy. Geochronology (Eds B.M. Keller, N.M. Chumakov)]. (1983) Moscow, Nauka Publ., 184 p. (In Russian)
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1988) *Kontinental'naya kora, ee sostav i evolutsiya* [Continental crust, its composition and evolution]. Moscow, Mir Publ., 384 p. (In Russian)
- Zaitseva T.S., Gorokhov I.M., Ivanovskaya T.A., Mel'nikov N.N., Krupenin M.T., Yakovleva O.V. (2006) Crystal-chemical assessment of the behavior of Rb-Sr and K-Ar systems in the formation of the structure of Upper Riphean glauconite (Uk Formation, Southern Urals)

Izotopnoe datirovanie protsessov rudoobrazovaniya, magmatizma, osadkonakopleniya i metamorfizma: Materialy III Russian conf. po izotopnoi geokhronologii [Isotopic dating of the processes of ore formation, magmatism, sedimentation and metamorphism. Proc. III Russian Conf. on Isotope Geochronology]. V. 1. Moscow, GEOS Publ., 251-254. (In Russian)

- Zaitseva T.S., Ivanovskaya T.A., Gorokhov I.M., Yakovleva O.V., Kutyavin E.P., Mel'nikov N.N., Kuznetsov A.B. (2000) Rb-Sr age and JAG-spectra of glauconites of the Uk Formation, Upper Riphean, Southern Urals. *Izotopnoe datirovanie geologicheskikh protsessov: novye metody i rezul'taty* [Isotope dating of geological processes: new methods and results]. Moscow, GEOS Publ., 144-147.
- Zaitseva T.S., Kuznetsov A.B., Gorokhov I.M., Konstantinova G.V., Turchenko T.L., Mel'nikov N.N. (2013) Globular phyllosilicates of the Vendian Bakeevo Formation, the South Urals – crystallochemical and Rb-Sr isotope data. Materials of the Second International Conference "Clays, Clay Minerals and layered materials – CMLM2013". St.Petersburg, Falkon Print, 79.

УДК 551.736.1:551.83

DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-2-223-234

ГАЛОГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ УФИМСКОГО ЯРУСА В ПРЕДЕЛАХ СОЛИКАМСКОЙ ВПАДИНЫ

© 2018 г. Д. Е. Трапезников

Пермский федеральный исследовательский центр УрО РАН, Горный институт УрО РАН, 614007, г. Пермь, ул. Сибирская, 78a, e-mail: DanilTrapeznikov@gmail.com Поступила в редакцию 15.09.2017 г., принята к печати 15.10.2017 г.

По данным 2000 скважин, расположенных в пределах Соликамской впадины, реконструированы палеогеографические и тектонические условия накопления уфимских отложений нижней перми. Изучен полный разрез соляномергельной толщи с 9 крупными слоями каменной соли и гипсовой породы. На его основе составлена модифицированная схема стратификации толщи, позволяющая расчленять ее как при полной, так и частичной сохранности. В предложенной схеме толща делится на 3 крупных циклотемы, каждая из которых, в свою очередь, подразделяется на ряд циклитов. Каждый циклит отражает завершенный цикл эвапоритовой седиментации. Для соляных слоев построены карты изопахит, характеризующие конфигурацию солеродной лагуны и миграцию ее депоцентра в пределах Соликамской впадины в уфимское время. Выявлена вертикальная смена литологии пород с соленосной на преимущественно карбонатную, свидетельствующая об общей трансгрессии в регионе. Для верхних слоев соляномергельной толщи выявлена фациальная смена каменной соли гипсовыми породами по латерали. Анализ изменения конфигурации реконструированной лагуны во времени демонстрирует связь развития бассейна с региональными тектоническими событиями и проявлениями соляной тектоники в кунгурских отложениях.

Ключевые слова: Предуральский прогиб, Соликамская впадина, галогенез, уфимские отложения, соляномергельная толща, стратификация, цикличность, каменная соль, гипс

SALT DEPOSITS OF THE UFIMIAN FORMATION IN THE SOLIKAMSK DEPRESSION

Danil E. Trapeznikov

Mining Institute of the Perm Scientific Centre, Urals Branch of RAS, 78a Sibirskaya st., Perm, 614007, Russia, e-mail: DanilTrapeznikov@gmail.com

Received 15.09.2017, accepted 15.10.2017

The paleogeographic and tectonic conditions of the accumulation of Ufimian deposits (Lower Permian) were reconstructed on the basis of study more than 2000 wells within the Solikamsk depression. The most complete cross-section of the saltmarl formation (9 large layers of rock salt and gypsum rock) was studied. On this basis, the modified scheme of stratification of the salt-marl layer was proposed. The stratum was dismembered, both with complete and partial preservation of the salt layers. The stratum is divided into 3 large cyclothemes in this scheme, the cyclothemes – into series of cyclites. Each cyclite has a complete cycle of the evaporate sedimentation. The maps were constructed for each salt layer. The maps show the configuration of the salt lagoon and the migration of its depocenter within the Solikamsk depression (Ufimian age). The study of the cross-section shows the vertical change of the composition. The salt-bearing rocks are replaced by carbonate rocks – it corresponds to a general transgression in the region. For upper layers of salt-marl strata the facial replacement of the salt by gypsum rocks has been revealed. The analysis of the configuration of the reconstructed lagoon at the geological time demonstrates its connection with the regional tectonic events and salt tectonics in the Kungur sediments.

Keywords: the Uralian foredeep, the Solikamsk basin, halogenesis, Ufimian deposits, salt-marl layer, stratification, cyclicity, rock salt, gypsum

Acknowledgments

We are grateful to our colleagues in the Geology of Mineral Resources Laboratory of the Geological Institute, Urals Branch of RAS for their assistance in writing this work, especially O.I. Galinova, for help with the systematization of data, the construction of maps and the design of graphic materials. The author is grateful I.I. Chaikovsky for valuable comments and editorial manuscript.

The research was carried out within the framework of projects 0425-2014-0002 "Minerageny of the Main Permian Field" and 15-18-5-16 "Extreme (halogen and cryogenic) processes in the geological history of the Urals: mineral and geochemical indicators".

Для цитирования: Трапезников Д.Е. (2018) Галогенные отложения уфимского яруса в пределах Соликамской впадины. Литосфера, 18(2), 223-234. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-2-223-234

For citation: Trapeznikov D.E. (2018) Salt deposits of the Ufimian Formation in the Solikamsk depression. *Litosfera*, **18**(2), 223-234. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-2-223-234

ВВЕДЕНИЕ

Предуральский краевой прогиб – крупная тектоническая структура на стыке Восточно-Европейской платформы и Урала длиной более чем 2600 км, разделенная на ряд поднятий (седловин) и впадин. Соликамская впадина, занимающая центральное положение в структуре прогиба, имеет протяженность с севера на юг более 250 км, а с запада на восток – порядка 60 км (рис. 1). С юга впадина ограничена Косьвинско-Чусовской седловиной, а с севера – Ксенофонтово-Колвенской. Значительную часть ее площади занимает Верхнекамское месторождение солей (ВКМС), крупнейшее по запасам калийных солей в России.

Галогенная формация кунгурского яруса хорошо освещена в литературе, в то время как уфимские отложения, содержащие соль, изучены значительно хуже. Нижнее подразделение уфимского яруса – соляно-мергельная толща (СМТ), с одной стороны, завершает цикл соленакопления в пределах Соликамской впадины, а с другой, перекрывает соляную толщу.

Надсолевые отложения в пределах Соликамской впадины изучаются более 80 лет, начиная с работ первооткрывателя Верхнекамского месторождения – П.И. Преображенского [1925] и одного из первых исследователей месторождения – А.А. Иванова [1927]. В 1960–1980 гг. многочисленные работы проводились съемщиками и специалистами геологоразведочных партий М.И. Денисовым, Б.И. Сапегиным, Ю.А. Третьяковым и др. Обобщающие работы осуществлялись под руководством А.А. Иванова [Иванов, Воронова, 1975], а в недавнее время – А.И. Кудряшовым [2001, 2013].

Стратификация отложений уфимского яруса является ключом к решению вопросов развития как соляной залежи, так и Предуральского прогиба в целом. С практической стороны детальное расчленение СМТ необходимо при определении мощности водозащитной толщи на отрабатываемых площадях калийной залежи.

СТРАТИГРАФИЯ

В общей стратиграфической шкале (ОСШ), принятой в России, пермская система подразделяется на приуральский, биармийский и татарский отделы [Общая стратиграфическая шкала..., 2016]. Изучаемые отложения относятся к нижнепермским – кунгурскому и уфимскому ярусам приуральского отдела. В Международной стратиграфической шкале (МСШ) уфимский ярус не выделяется, а соответствующие ему по абсолютному возрасту отложения включены в кунгурский ярус [Ogg et al., 2016].

Галогенные отложения в пределах Соликамской впадины развиты в березниковской (кунгурский ярус) и соликамской (уфимский ярус) свитах [Иванов, Воронова, 1975].

Кунгурский ярус. Березниковская свита (*P*₁br) мощностью 150–800 м развита в пределах большей части Соликамской впадины, представлена глинисто-ангидритовой и соляной толщами. Последняя включает калийную залежь Верхнекамского месторождения солей (рис. 2). Венчает березниковскую свиту толща покровной каменной соли (ПКС), мощность которой колеблется от 16 до 22 м.

Уфимский ярус представлен соликамским и шешминским горизонтами, которые соответствуют одноименным свитам.

Соликамская свита. Нижнесоликамская подсвита ($P_{1}sl_{1}$) представлена соляно-мергельной толщей, которая распространена практически на всей площади месторождения. Мощность толщи колеблется от 60 до 150 м. Минимум приходится на крупные поднятия поверхности соляной залежи кунгурского яруса. В этих районах она сложена преимущественно мергелями, часто переходящими в глины, иногда с прослоями гипсов. В отрицательных структурах толща имеет максимальные мощности, часто за счет содержащихся в ней мощных слоев каменной соли.

Верхнесоликамская подсвита ($P_1 s l_2$) представлена терригенно-карбонатной толщей (ТКТ), которая развита практически на всей территории ВКМС. Мощность толщи варьируется в зависимости от литологического состава. Разрез, слагаемый мергелем и известняками, имеет мощность до 90 м, а в районе развития песчаников может достигать 170 м [Иванов, Воронова, 1975].

СТРАТИФИКАЦИЯ СОЛЯНО-МЕРГЕЛЬНОЙ ТОЛЩИ

В некоторых районах Соликамской впадины уфимские отложения содержат слои каменной соли и гипсовой породы. Соль развита преимущественно в нижней части соляно-мергельной толщи, но один мощный слой присутствует в терригеннокарбонатной толще, зафиксированный в Камском прогибе в конце 1930-х гг. [Горецкий, 1964].

Соляно-мергельная толща была выделена в 1965 г. Б.И. Сапегиным и А.И. Белоликовым вместо переходной и глинисто-мергельной толщ. Границы выделенной соляно-мергельной толщи приняты снизу по контакту с покровной каменной солью и сверху – по подошве терригенно-карбонатной толщи [Иванов, Воронова, 1975]. В 1981 г. Ю.А. Третьяковым и Б.И. Сапегиным [1981] эта толща была расчленена на 9 ритмопачек (см. рис. 2) на основе данных гамма-каротажа 329 буровых скважин, расположенных в пределах южной части ВКМС. Удалось это только в пределах участков развития соляных и глинисто-карбонатных пород, которые хорошо идентифицируются этим методом. Первые Галогенные отложения уфимского яруса в пределах Соликамской впадины Salt deposits of the Ufimian Formation in the Solikamsk depression





На paзpeзe: P₁uf – уфимский ярус, P₁kg – кунгурский ярус, P₁ar – артинский ярус, P₁a-s – объединенные ассельский и сакмарский ярусы, С – каменноугольная система.

Fig. 1. The situation of the Solikamsk depression (a) and the Verkhnekamskoe salt deposit (6) within the Uralian foredeep and the latitudinal geological cross-section (B) according to [Sofronitskii, 1969; Provorov, 1973; Filatov, Kassin, Popov, 1995; Kudryashov, 2001, 2013].

On the cross-section: P_1uf – the Ufimian stage, P_1kg – the Kungurian stage, P_1ar – Artinskian stage, P_1a -s – Asselian and Sakmarian stages, C – Carboniferous system.

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 18 No. 2 2018

Общая стратиграфическая шкала [2016]			A M.J	А. Иванов, І. Воронова [1975]	Ю.А. Третьяков, Б.И. Сапегин [1981]		В.И. Копнин [1991]					
Уфимский ярус P ₁ uf	Шешми гориз Р ₁ 3	инский зонт šš	Пестроцветная толща		Пестроцветная толща		Пестроцветная толща					
			Терригенно- карбонатная		Терригенно-		Терригенно- карбонатная			Известняково- песчаниковая зона		
	ыт P _i sl		1	толща		толща	толща			Известняково- мергелистая зона		
	ий горизс				лща	$P_1 s l_1^{9}$ 9-я ритмопачка	Глинист			TO-	Гипсово- мергельная пачка	
	Соликамски		Соляно- мергельная толща		ергельная то	$P_1 s l_1^{-7}$ 8-я ритмопачка $P_1 s l_1^{-7}$ 7-я ритмопачка $P_1 s l_1^{-6}$ 6-я ритмопачка $P_1 s l_1^{-5}$ 5-я ритмопачка	мергилистая толща			а а	Мергельная пачка Мергельно- глинистая пачка	
			Переходная пачка		Соляно-м	$P_1 s l_1$ 4-я ритмопачка $P_1 s l_1^3$ 3-я ритмопачка $P_1 s l_1^2$ 2-я ритмопачка $P_1 s l_1^2$ 1-я ритмопачка	свита	вская	Ца	Переходная зона	Мергельно- соляная пачка Соляная	
Кунгурский ярус Р ₁ kg	Иренский горизонт Р ₁ іг	Березниковская свита	Соляная толща	Покровная каменная соль	Соляная толща	Покровная должа солыная должа толща Каменная соль Версзнико Версзнико Солыная толща Версзнико Солыная толща Версзнико Солыная толща Версзнико Солыная толща Версзнико Соляная толща Версзнико Соляная толща Версзнико Соляная толща Версзнико Соляная толща Версзнико Соляная толща Соляная толы Соляная толы Соланая толы Соляная толы Соляна Солян		Пок кам с	ровная енная оль			

Рис. 2. Схема стратификации уфимских отложений Соликамской впадины.

Fig. 2. The stratification scheme of the Ufimian deposits of the Solikamsk depression.

7 ритмопачек состоят из двух пластов: нижний сложен мергелем или глиной, а верхний – каменной солью или глинисто-гипсовой породой. В верхней части 7-й ритмопачки был выделен опорный горизонт мощностью 1–2 м. Для 8-й ритмопачки установлено обилие фауны остракод и пелеципод, а также отмечено высокое споронасыщение и повышенное содержание молибдена. На контакте 8-й и 9-й ритмопачек выявлен репер – максимум гаммаактивности. Девятая пачка сложена глинистыми и карбонатными породами с прослоями гипса или ангидрита.

Несмотря на то что схема расчленения толщи на 9 ритмопачек заменила собой деление на переходную и глинисто-мергелистую толщи, в более поздних работах [Копнин, 1991; Кудряшов, 2001, 2013] вновь используется понятие "переходная толща (пачка)", причем в совершенно разных интерпретациях. В частности, рудничные геологи и в настоящее время включают в переходную пачку (ПП) первые две пары слоев каменной соли и мергеля, залегающие выше кровли кунгурских солей, а вышележащие соляные пласты относят к соляномергельной толще уфимского яруса.

В работе В.И. Копнина [1991] предложена совершенно иная стратиграфическая схема (см. рис. 2). В соляной толще кунгурского яруса над покровной каменной солью им выделяется верхняя переходная подтолща, подразделяющаяся на соляную (по 2 пласта солей и мергеля) и мергельносоляную (по 3 пласта солей и мергеля) пачки. Далее соляно-мергельная толща уфимского яруса делится снизу вверх на мергельно-глинистую, мергельную маркирующую и гипсово-мергельную подтолщи. Эта схема используется в работах, посвященных биостратиграфическому расчленению отложений уфимского яруса Соликамской впадины [Силантьев, 1996; см. также ссылки в этой работе].

В работе А.И. Кудряшова [2013] сказано, что кровля переходной пачки проводится по первому сверху пласту каменной соли, следовательно, она является не стратиграфическим уровнем, а отображает поверхность подземного выщелачивания солей. По сути, переходная пачка – это часть разреза СМТ, содержащего слои каменной соли. Если соляные пласты порой встречаются во всем разрезе СМТ и даже в средней части ТКТ, то следует ли распространять рамки переходной пачки практически на две толщи? Если да, то в таком случае возникает нарушение иерархической последовательности: более мелкое стратиграфическое подразделение включает в себя более крупное.

ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ СОЛЯНО-МЕРГЕЛЬНОЙ ТОЛЩИ

Для изучения отложений уфимского яруса была проведена каталогизация разрезов скважин. Из 2000 скважин, расположенных на территории Соликамской впадины, были отобраны 540, вскрывших хотя бы один слой каменной соли. В ходе корреляции разрезов этих скважин, помимо ранее известных 7 слоев, было установлено еще 3 слоя. Из них 2 в верхней части соляно-мергельной и еще один в средней части терригенно-карбонатной толщи (рис. 3). Нижние 4 слоя полностью сложены каменной солью, а верхние – каменной солью, сменяющейся гипсом по латерали [Трапезников, 2015].

Чередование мергельных и соляных пород отвечает нормальной эвапоритовой цикличности. При поступлении свежей порции морской воды и ее испарении в бассейне сначала формировались глинисто-карбонатные, а после эвапоритовые слои.

В связи с тем, что деление на ритмопачки не отвечает выявленной полноте разреза соляномергельной толщи на всей территории Верхнекамского месторождения, предлагается модифицированная схема ее стратификации (рис. 4). В этой схеме мергельные и глинисто-карбонатные слои обозначены латинской буквой "М", а соляные и гипсовые – "S". В полном разрезе получен набор слоев с М1 по М10, перемежающихся со слоями S1–S9. Таким образом, в СМТ имеют место 9 полных и один неполный циклит (Ц1–Ц10). Под элементарным циклитом понимается простейшая слоевая система, элементы которой образуют единое природное тело, не делимое на более дробные целые части [Weller, 1930]. На фоне общности циклитов по соотношению долей соляных и глинистокарбонатных пород предлагается объединить их в более крупные подразделения – циклотемы, которые представляют собой многократно повторяющиеся в разрезах вертикальные слоевые последовательности [Weller, 1930].

Циклотема I представлена интервалом разреза, включающим в себя первые 3 циклита с 6 слоями (с М1 по S3). Для этой циклотемы характерно преобладание мощности соляных пластов над несолевыми (рис. 5). В частности, в Камском прогибе слои М1, М2 и М3 имеют мощности 2, 3 и 4 м соответственно, в то время как соляные слои достигают мощности 10–15 м. Таким образом, доля соляных пластов составляет 60–80% от объема всей циклотемы.

Циклотема II включает в себя 4 циклита (слои с М4 по S7). Соляные пласты здесь имеют небольшую мощность, максимум 5–6 м в восточной части ВКМС. Соотношение мощности слоев демонстрирует кардинальную смену типа осадков. Лагунные отложения замещаются более глубоководными и менее минерализованными, глинистокарбонатными породами, составляющими 50–80% от общего объема циклотемы.

Циклотема III включает в себя 3 циклита (слои с М8 по М10), последний из которых неполный, вероятно размытый в верхнесоликамское время. Внутреннее строение циклотемы III имеет ряд особенностей. В мергельных и соляных слоях наблюдаются резкие скачки мощности, а доля солей не превышает 25% от общего объема.

Расчленение СМТ в районах развития подземного выщелачивания требует иных способов стратификации. В первую очередь необходима корреляция мощностей мергельных слоев на поднятии с их аналогами в смежной впадине, т.е. там, где прослеживаются контакты с соляными пластами. Вовторых, требуется проводить поиск гипсовых прослоев, являющихся либо остаточным продуктом подземного растворения, либо латеральным аналогом солей. В-третьих, следует обращать внимание на зоны брекчирования пород с деформационными структурами и остаточными продуктами растворения [Калинина, Трапезников, 2016], которые могут указывать не только на разрывные нарушения, но и на уровни "схлопывания" мергельных слоев в зонах выщелачивания солей.

Совокупность полученных литологических данных в комплексе с модифицированной схемой расчленения позволяет проще и детальнее стратифицировать соляно-мергельную толщу. Применение гамма-каротажа в районах развития гипергенеза теряет свою актуальность ввиду относительной однородности физических свойств глинисто-карбонатных пород.





ЛИТОСФЕРА том 18 № 2 2018

Толщи	Циклотемы	Циклиты	Литологическая колонка	Индекс слоя	Мощность, м	Краткая характеристика
Терригенно- карбонатная толща (P ₁ sl ₂)					60–120	Известняки микрокристаллические, песчаники полимиктовые
		Ц10		M10	10–25	Мергели часто доломитистые серые, темно-серые пелитоморфные от однородных до слоистых
				<u>S9</u>	до 1	Каменная соль, фациально сменяющаяся гипс-ангидритовой породой
ельная толща (P ₁ sl ₁)	Циклотема III	Ц9		М9	10–35	Мергель серый крепкий, известняк микрокристаллический и/или глины пелитоморфные плотные слоистые, с прослоями бледно- голубого ангидрита/гипса
		Ц8		S8	1–10	Каменная соль светло-серая крупнокристаллическая, вертикально или латерально замещающаяся тонкокристаллическим ангидритом/гипсом
				M8	20–30	Мергель серый крепкий, послойно доломитизированный, с прослоями бледно-голубого ангидрита/гипса
epr				<u> </u>	1-10	замещающаяся ангидритом/гипсом
W-0		117		M7	10	Мергель местами глинистый или доломитовый плотный слоистый
HK		ц/		<u>\$6</u>	5	Каменная соль крупнокристаллическая, фациально замещается гипсом
ITO	Циклотема II	Ц6		M6	7	Мергель, мергель глинистый, глины плотные слоистые
		Ц5	+ + + = v v v	S5	8-10	Каменная соль, фациально замещающаяся гипсами
				M5	10-15	Мергель серый плотный, изредка глинистый или доломитистый
				<u></u>	1-2	Каменная соль крупнокристаллическая, с прослоями глин
		Ц4		M4	10–20	Мергель серый или темно-серый глинистый и/или доломитистый Каменная соль серая крупнокристаллическая, с тонкими прослоями глин Мергель, местами переходящий в глину, темно-серый тонкослоистый
	Циклотема I	Ц3	+ + + + + + + + + + + + + + + + + + +	S3 M3	5–15 2–3	Каменная соль светло-серая мелко-, среднекристаллическая, с тонкими глинистыми и глинисто-ангидритовыми прослойками
		Ц2	+ + + + + +	S2	1-15	Мергель, мергель глинистый, местами глина, тонкослоистые Каменная соль от белой до темно-серой средне-, крупнокристаллическая, с прослоями гипс-ангилритовых желваков
		111		N12 S1	3-10	Мергель, местами глины, известковистые серые пелитоморфные
		ЦI	$\begin{array}{c} + + + + + + \\ \hline \hline$	M1	1–2	слоистые или однородные
Покровная каменная соль (P ₁ br ₄)			+ + + + + + + + + + + + + + + + + + +		16–20	Каменная соль светло-серая, желтовато-серая мелко-, среднекристаллическая, с прослоями глин и гипс-ангидритовых желваков

Рис. 4. Схема расчленения соляно-мергельной толщи в районе Соликамской впадины. Условные обозначения – см. рис. 3.

Fig. 4. Scheme of stratigraphic breakdown of the salt-marly strata in the Solikamsk depression. For symbols – see Fig. 3.



Рис. 5. Распределение минимальной, средней и максимальной мощностей в карбонатноглинистых (a), эвапоритовых (δ) слоях СМТ (левая шкала) и график процентной доли глинистокарбонатного материала (s) в циклите (правая шкала).

Ц1–Ц10 – номера циклитов. Сводка по Камскому прогибу.

Fig. 5. Graph of distribution of minimum, average and maximum thickness in marl (*a*), salt (δ) layers in the salt-marl strata (left scale), and a graph of the percentage of clay-carbonate material (*b*) in the cyclite (right scale).

Ц1–Ц10 – numbers of cyclits. Summary of the Kama basin.

РАЗВИТИЕ СОЛИКАМСКОГО БАССЕЙНА В УФИМСКОЕ ВРЕМЯ

Границы Соликамской впадины определяются структурной поверхностью артинских отложений (рис. 6а). В этом вытянутом с севера на юг бассейне происходила седиментация кунгурских отложений, в том числе и солей. На кровле кунгурских отложений выделяется множество структур, таких как Камский прогиб, Тверитинская мульда или Клестовский купол (рис. 6б). Соляномергельная толща залегает согласно на отложениях соляной залежи, повторяя ее структурный облик, но формировалась ли она на уже деформированной кровле кунгура или же на ровной поверхности, близкой к поверхности артинских отложений?

В пределах крупных отрицательных структур мощность СМТ максимальна (до 180 м), а сохранность соляных слоев, содержащихся в ней, полная. На поднятиях мощность СМТ значительно меньше (до 40 м), так как здесь соляных пластов практически нет. На карте мощностей хорошо видна локализация соляных пластов СМТ в пределах крупных отрицательных структур кровли кунгурских солей (рис. 6в). Стратиграфическое положение соляных слоев на всей территории ВКМС позволяет утверждать, что они накапливались в едином бассейне, не соответствующем современному структурному плану подошвы уфимских отложений. Для изучения эволюции развития этого бассейна были построены площадные карты мощностей (рис. 7). При их построении использовались участки с наиболее полным разрезом СМТ, для того чтобы исключить влияние вторичных процессов. Наличие эвапоритовых слоев севернее Боровицкого прогиба установить не удалось. Этот район представляет собой наиболее приподнятую часть соляной толщи, что, вероятно, и привело к растворению солей вплоть до калийной залежи.

Первые 3 слоя солей, относящиеся к первой циклотеме, на карте мощностей имеют ряд общих черт, главная из которых – совпадение палеодепоцентра. Все эти слои образуют тела овальной формы, а их границы близки к контурам Соликамской впадины. Распределение мощности на карте слоя S1 позволяет предполагать, что его второй депоцентр располагался в Камском прогибе, где соли достигают мощности 11 м. У слоев S2 и S3 на карте мощностей выделяется несколько участков с повышенными мощностями (до 14 м), что свидетельствует о наличии 2–3 центров седиментации, обусловленных неровностью дна бассейна.

Для слоев S4–S7, относящихся ко второй циклотеме, характерно смещение депоцентра из центральной части Соликамской впадины в восточную, что указывает на некоторые подвижки как в соляном ложе, так и в самой соляной толще кунгурского возраста. В частности, это может быть обусловлено срывом и гравитационным течением солей по подсолевому ложу [Чайковский, 2008]. Мощности этих слоев достигают 7–8 м.

Последние два соляных слоя S8 и S9 относятся к циклотеме III. Карты мощностей этих пластов демонстрируют смещения депоцентра к западной границе Соликамской впадины. Слой S9 локализован узкой полосой вдоль ее западной границы, его мощность достигает 20 м – максимума среди всех соляных пластов СМТ. Такая резкая перестройка бассейна может быть связана с крупными сбросами в подсолевых отложениях, спровоцировавшими образование валов и компенсационных мульд в кровле кунгурских солей [Трапезников, Чайковский, 2015].

Анализ стратиграфического положения и сопоставление мощности эвапоритовых слоев показывают, что они накапливались в единой солеродной лагуне с мигрирующим депоцентром, на поверхности, близкой к структуре кровли артинских отложений. А современный структурный план кровли кунгурских отложений свидетельствует о проявлении внутрисоляной складчатости в период после накопления отложений соляно-мергельной толщи. Галогенные отложения уфимского яруса в пределах Соликамской впадины Salt deposits of the Ufimian Formation in the Solikamsk depression



Рис. 6. Карты кровли артинского яруса (а), соляной толщи кунгурского яруса (б) и суммарной мощности соляных слоев в СМТ (в) в районе Соликамской впадины (составлено по данным более 4000 скважин).

Изолинии проведены через 50 м (а, б) и 10 м (в).

Fig. 6. Maps of the roof of the Artinian Stage (a), the salt layer of the Kungur Stage (δ) and the total thickness of the salt layers in the salt-marl formation (B) in the Solikamsk Depression (compiled from data from more than 4000 wells). The isolines are 50 m (a, δ) and 10 m (B).

выводы

В ходе изучения данных по скважинам на территории Соликамской впадины и Верхнекамского месторождения в соляно-мергельной толще было вы-

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 18 No. 2 2018

явлено наличие 9 мощных прослоев каменной соли или гипсов. Полученные результаты позволили уточнить строение и составить новую схему стратиграфического расчленения СМТ. Полный разрез состоит из 3 крупных циклотем, характеризу-



Рис. 7. Реконструированные карты мощностей слоев S1–S9 в пределах контура Верхнекамского месторождения солей.

Fig. 7. Reconstructed thickness maps of layers S1–S9 (the salt-marl strata) within the contour of the Verkhnekam-skoye salt deposit.

ющих длительные периоды седиментации в структуре бассейна. Каждая циклотема подразделена на 10 циклитов, сложенных мергелем и каменной солью или гипсом, что отвечает эвапоритовому циклу. Десятый циклит лишен соляного слоя, вероятно, из-за размыва. На периферии Соликамской впадины зафиксирована фациальная смена соляных слоев гипсовыми. На куполах и поднятиях на уровне выщелоченных солей развиты либо остаточные сульфаты, либо брекчированные глинистокарбонатные породы.

Предлагаемая схема стратификации позволяет расчленять СМТ на участках как с полным разрезом, так и там, где соляные слои выщелочены, а также рассчитывать мощность водозащитной толщи, необходимую для обеспечения безопасной разработки Верхнекамского месторождения.

Характер распространения соляных и гипсовых слоев, зональное распределение мощностей, а также их корреляция в разрезе Соликамской впадины указывают на существование единого бассейна седиментации в период формирования СМТ. Кроме того, установлены вещественные индикаторы связи между динамикой развития солеродного бассейна и тектоническими процессами различного порядка. Так, постепенная вертикальная смена эвапоритовых отложений морскими обусловлена общей трансгрессией пермского моря в этом регионе, а миграция депоцентра соликамского бассейна связана с формированием разломов у западной границы Соликамской впадины и движением кунгурских солей.

Благодарим коллег по лаборатории геологии полезных ископаемых ГИ УрО РАН за содействие в написании данной работы, в особенности О.И. Галинову, за помощь при систематизации данных, построении карт и оформлении графических материалов. Автор признателен И.И. Чайковскому за ценные замечания и редакцию рукописи.

Исследования выполнены в рамках проектов 0425-2014-0002 "Минерагения Главного Пермского поля" и 15-18-5-16 "Экстремальные (галогенные и криогенные) процессы в геологической истории Урала: минеральные и геохимические индикаторы".

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Горецкий Г.И. (1964) Аллювий Великих антропогеновых прарек Русской равнины. М.: Наука, 416 с.
- Иванов А.А. (1927) Отчет по разведочным работам ручным бурением, производившимся Соликамской партией Геологического комитета. *Мат-лы по общей и прикладной геологии*. Вып. 105, 1-40.
- Иванов А.А., Воронова М.Л. (1975) Верхнекамское месторождение калийных солей. Л.: Недра, 219 с.
- Калинина Т.А., Трапезников Д.Е. (2016) О механизме образования брекчиевых пород в кровле соляной залежи Верхнекамского месторождения солей. *Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: сб. науч. ст.* Вып. 19. Пермь: ПГНИУ, 372-378.
- Копнин В.И. (1991) Соликамский калиеносный бассейн. Междунар. конгресс "Пермская система земного шара". Путевод. геол. экскур. Ч. 3, вып. 1. Свердловск: Полиграфист, 103-135.
- Кудряшов А.И. (2001) Верхнекамское месторождение солей. Пермь: ГИ УрО РАН, 430 с.

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 18 No. 2 2018

- Кудряшов А.И. (2013) Верхнекамское месторождение солей. 2-е изд. М.: EPSILONPLUS, 368 с.
- Общая стратиграфическая шкала и методические проблемы разработки региональных стратиграфических шкал России. (2016) Мат-лы Межведомств. рабочего совещания. СПб.: ВСЕГЕИ, 196 с.
- Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. (2016) Вып. 44. СПб.: ВСЕГЕИ, 68 с.
- Преображенский П.И. (1925) Открытие калийных солей в районе г. Соликамска. Вестник Геологического комитета, (1), 13-55.
- Проворов В.М. (1973) Основные черты тектоники нижнепермских отложений и ее связь с глубинным строением Среднего Приуралья. Нижнепермские отложения Камского Предуралья. Тр. ВНИГНИ. Вып. 118, 28-48.
- Силантьев В.В. (1996) Соликамский горизонт Пермского Приуралья. Стратотины и опорные разрезы Поволжья и Прикамья. Казань: Экоцентр, 13-55.
- Софроницкий П.А. (1969) Восточная часть Русской платформы. Предуральский краевой прогиб. *Геология СССР*. Т. XII. Ч. 1, кн. 2. М.: Недра, 12-37.
- Трапезников Д.Е. (2015) Особенности осадконакопления в соликамское время в пределах Верхнекамского месторождения. Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: сб. науч. ст. Вып. 18. Пермь: Перм. гос. ун-т, 223-229.
- Трапезников Д.Е., Чайковский И.И. (2015) О природе псевдодиапировых структур западного борта Соликамской впадины. Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы: общие и региональные аспекты. Материалы XLVII Тектонического совещания. Т. 2. М.: Геос, 249-252.
- Третьяков Ю.А., Сапегин Б.И. (1981) Стратификация соляно-мергельной толщи района Верхнекамского месторождения калийных солей. Строение и условия образования соленосных формаций. Новосибирск: Наука, 52-59.
- Филатов В.В., Кассин Г.Г., Попов Б.А. (1995) Геофизические исследования на Верхнекамском месторождении калийно-магниевых солей. Изв. вузов. Горный журнал (специальный выпуск). Уральское горное обозрение, (6), 150-161.
- Чайковский И.И. (2008) Основные этапы формирования тектонических нарушений в водозащитной толще Верхнекамского калийного месторождения. Горный журнал, (10), 41-44.
- Ogg J.G., Ogg G., Gradstein F.M. (2016) A Concise Geologic Time Scale. Elsevier, 234 p.
- Weller J.M. (1930) Cyclical sedimentation of the Pennsylvanian Period and its significance. J. Geol., (38), 97-135.

REFERENCES

- Chaikovsky I.I. (2008). The main stages of the formation of tectonic disturbances in the water-protective section of the Verkhnekamsk potassium deposit. *Gornyi zhurnal*, (10), 41-44. (In Russian)
- Filatov V.V., Kassin G.G., Popov B.A. (1995) Geophysical studies at the Verkhnekamskoe potassium-magnesium salts deposit. *Izv. Vyssh. Uchebn. Zaved. Gornyi zhurnal*

(Spetsialnyi vypusk). Uralskoe gornoe obozrenie. Sverdlovsk, UGGU Publ., 150-161. (In Russian)

- Obshchaya stratigraficheskaya shkala i metodicheskie problemy razrabotki regional'nykh stratigraficheskikh shkal Rossii. (2016) Materialy Mezhvedomstvennogo rabochego soveshchaniya [General stratigraphic scale and methodological problems of the development of regional stratigraphic scales of Russia. Materials of the interdepartmental workshop]. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 196 p. (In Russian)
- Goretskii G.I. (1964) *Allyuvii velikikh antropogenovykh prarek Russkoi ravniny* [Alluvium of the great anthropogenous rivers of the Russian platform]. Moscow, Nauka Publ., 416 p. (In Russian)
- Ivanov A.A. (1927) Report on exploratory work by manual drilling, made by the Solikamsk Party of the Geological Committee. *Materialy po obshchei i prikladnoi geologii* [Materials on general and applied geology]. Vyp. 105. 1-40. (In Russian)
- Ivanov A.A., Voronova M.L. (1975) Verkhnekamskoe mestorozhdenie kaliinykh solei [Verkhnekamskoye potassium salts deposit]. Leningrad, Nedra Publ., 219 p. (In Russian)
- Kalinina T.A., Trapeznikov D.E. (2016) About the forming mechanism of brecciated rocks in a roof of salt body of the Verkhnekamskoe salt deposit. *Problemy mineralogii petrografii i metallogenii* [The problems of Mineralogy, Petrography and Metallogeny]. Vyp. 19. Perm, PGNIU Publ., 372-378. (In Russian)
- Kopnin V.I. (1991) Solikamsk potassium basin. Mezhdunar. Congress. Permskaya sistema Zemnogo shara. Putevod. geol. ekskur. [Intern. Congress. Permian of Earth. Excursion geedbook]. P. 3, v. 1. Sverdlovsk, "Poligrafist" Publ., 103-135. (In Russian)
- Kudryashov A.I. (2001) Verkhnekamskoe mestorozhdenie solei [Verkhnekamskoe salt deposit]. Perm, GI UrO RAN Publ., 430 p. (In Russian)
- Kudryashov A.I. (2013) Verkhnekamskoe mestorozhdenie solei [Verkhnekamskoe salt deposit]. Moscow, "EPSI-LONPLUS" Publ., 368 p. (In Russian)
- Ogg J.G., Ogg G., Gradstein F.M. (2016) A Concise Geologic Time Scale. Elsevier, 234 p.

- Postanovleniya Mezhvedomstvennogo stratigraficheskogo komiteta i ego postoyannykh komissii [Decisions of the Interdepartmental Stratigraphic Committee and its standing commissions]. (2016) V. 44. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 68 p. (In Russian)
- Preobrazhenskii P.I. (1925). The discovery of potassium salts in the region of Solikamsk. *Vestnik Geologicheskogo komiteta*, (1), 13-55. (In Russian)
- Provorov V.M. (1973) The main features of the tectonics of the Lower Permian deposits and its relationship to the deep structure of the Middle Urals. *Nizhnepermskie otlozheniya Kamskogo Predural'ya* [Lower Permian deposits of Kama Pre-Urals]. Tr. VNIGNI. Vyp. 118. Perm, 28-48. (In Russian)
- Silant'yev V.V. (1996) Solikamsk horizon of the Permian Ural. Stratotipy i opornye razrezy Povolzh'ya i Prikam'ya [Stratotipes and main sections of Volga and Kama regions]. Kazan', Eco-Center Publ., 13-55. (In Russian)
- Sofronitsky P.A. (1969). The eastern part of the Russian platform. Pre-Ural Foreland basin. *Geologiya SSSR* [Geology of USSR]. V. XII. P. 1, b. 2. Moscow, Nedra Publ., 12-37. (In Russian)
- Trapeznikov D.E. (2015). Features of sedimentation in Solikamsk time within the Verkhnekamsk deposit. *Problemy mineralogii, petrografii i metallogenii* [The problems of Mineralogy, Petrography and Metallogeny]. V. 18. Perm, Perm. St. Univ., 223-229. (In Russian)
- Trapeznikov D.E., Chaikovsky I.I. (2015). Tektonika i geodinamika kontinental`noi i okeanicheskoi litosfery: obshchie i regional`nye aspekty. Materialy XLVII Tektonicheskogo soveshchaniya [On the nature of pseudodiapir structures of the western side of the Solikamsk depression. Proc. XLVII Tectonic Conf.]. Moscow, Geos Publ., 249-252. (In Russian)
- Tret'yakov Yu.A., Sapegin B.I. (1981). Stratification of the salt-marly mass of the Verkhnekamsk potassium salts deposit. Stroenie i usloviya obrazovaniya solenosnykh formatsii [Structure and conditions of formations of saltbearing deposits]. Novosibirsk, Nauka Publ., 52-59. (In Russian)
- Weller J.M. (1930) Cyclical sedimentation of the Pennsylvanian Period and its significance. J. Geol., (38), 97-135.

УДК 551.7+56.016.3

DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-2-235-245

КОНОДОНТЫ ИЗ ПОГРАНИЧНЫХ АРТИНСКО-КУНГУРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗРЕЗА МЕЧЕТЛИНО (БАШКОРТОСТАН, ЮЖНЫЙ УРАЛ) СТАТЬЯ І. ХАРАКТЕРИСТИКА КОНОДОНТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

© 2018 г. В. В. Черных

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

Поступила в редакцию 12.04.2017 г., принята к печати 29.05.2017 г.

Приведено описание разреза пограничных артинско-кунгурских отложений на правом берегу р. Юрюзань близ с. Мечетлино. Отмечены невысокое систематическое разнообразие и низкая встречаемость конодонтов в артинскокунгурском интервале в уральских разрезах, на порядок уступающая представительности конодонтов в ассельском и сакмарском ярусах. Девять информативных уровней с конодонтами в 10-метровом разрезе, вскрытом карьером Мечетлино, дают возможность детально проследить стратиграфическое распространение видов, входящих в состав основных хроноклин свитогнатид и неострептогнатодид и выявить морфологические тренды в развитии этих групп конодонтов. Описаны основные морфотипы конодонтов. Показаны филетические тенденции в эволюционном развитии представителей родов Sweethognathus и Neostreptognathodus, на основе которых построена зональная конодонтовая шкала для данного стратиграфического интервала и установлена нижняя граница кунгурского яруса на уровне появления вида Neostreptognathodus pnevi Kozur et Movschovitsch. Детально показано распределение комплексов конодонтов по разрезу, проанализирована динамика и характер их изменения во времени. Саргинский горизонт артинского яруса хорошо опознается по появлению конодонтов, относящихся к широко распространенному виду Neostreptognathodus pequopensis Behnken. В кунгурское время, теряя зубцы на передних частях парапетов, он переходит в N. pnevi Kozur et Movschovitsch. Вместе с видом N. pequopensis Behnken появляются представители вида N. ruzhencevi Kozur, которые в кунгурском веке претерпевают аналогичную метаморфозу, что приводит к редукции каринальных зубцов-ребер на передних частях парапетов. Такие формы выделены в самостоятельный вид N. lectulus Chern. Уровень появления видов N. pnevi и N. lectulus совпадает с нижней границей кунгурского яруса.

Ключевые слова: *р. Юрюзань, с. Мечетлино, конодонты, пермская система, артинский ярус, кунгурский ярус,* конодонтовые комплексы, историческое развитие морфотипов

CONODONTS FROM THE BOUNDARY ARTINSKIAN-KUNGURIAN DEPOSITS OF MECHETLINO SECTION (BASHKORTOSTAN, THE SOUTHERN URALS) ARTICLE I. CHARACTERISTIC OF THE CONODONT ASSOCIATIONS

Valerii V. Chernykh

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

Received 12.04.2017, accepted 29.05.2017

The description of the section of Artinskian-Kungurian boundary deposits on Yuryuzan River right coast near the village Mechetlino is given. The low systematic diversity and vare low frequency of conodonts in the Artinskian-Kungurian interval in the Uralian sections are noted, which is an order of magnitude inferior to the representativeness of conodonts in the Asselian and Sakmarian Stages. Nine informative levels with conodonts in the ten-meter section, revealed by Mechetlino quarry, give the possibility to trace the stratigraphic distribution of the species from the sweetognatid and neostreptognathodid chronoclines and to find out morphological trends in the development of these groups of conodonts. The basic morphotypes of conodonts are described. The phylogenetic tendencies in the evolutionary development of the zone conodont scale for this stratigraphic interval and the lower boundary of Kungurian stage at the level of the appearance of the species *Neostreptognathodus previ* Kozur et Movschovitsch is established. The distribution of the conodont' complexes

Для цитирования: Черных В.В. (2018) Конодонты из пограничных артинско-кунгурских отложений разреза Мечетлино (Башкортостан, Южный Урал). Статья І. Характеристика конодонтовых комплексов. *Литосфера*, **18**(2), 235-245. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-2-235-245

For citation: Chernykh V.V. (2018) Conodonts from the boundary Artinskian-Kungurian deposits of Mechetlino section (Bashkortostan, the Southern Urals). Article I. Characteristic of the conodont associations. *Litosfera*, **18**(2), 235-245. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-2-235-245

in the section is shown, the dynamics and charakteristics of its change with time are analyzed. The Sarginskian horizon of Artinskian stage is identified well on the appearance of conodonts of the species-cosmopolite *Neostreptognathodus pequopensis* Behnken. This species loses teeth on the anterior part of the parapets and passes in *N. pnevi* Kozur et Movschovitsch. The species *N. ruzhencevi* Kozur appear together with *N. pequopensis* Behnken. *N. ruzhencevi* Kozur undergo in the Kungurian century the analogous metamorphosis, which led to the reduction of carinal tooth-edges on the anterior parts of the parapets. Such forms are isolated in the independent species *N. lectulus* Chern. The level of the appearance of the species *N. pnevi* and *N. lectulus* coincides with lower boundary of Kungurian stage.

Keywords: Yuryuzan River, village of Mechetlino, conodonts, Permian System, Artinskian, Kungurian stages, stratigraphic associations, historical development of the morphotypes

Acknowledgements

The work was carried out within the framework of the theme No. 0393-2016-0023 of the state task of the IGG UB RAS with partial financial support of the RFBR (project 16-05-00306A).

ВВЕДЕНИЕ

На правом берегу р. Юрюзань между селами Мечетлино и Махмутово (Башкортостан) обнажается верхняя часть саргинского горизонта артинского яруса, которая вверх по разрезу сменяется мощной толщей карбонатно-глинистых отложений саранинского и филипповского горизонтов кунгурского яруса. Вскрытые в этом разрезе отложения содержат ископаемые остатки фузулинид, "мелких" фораминифер, прослои с аммоноидеями и конодонтами. Разрез был рекомендован в качестве лимитотипа нижней границы (GSSP) кунгурского яруса Международной стратиграфической шкалы [Чувашов, Черных, 2000; Chernykh et al., 2012].

До сих пор в опубликованных работах по Мечетлинскому разрезу основное внимание было уделено биостратиграфическому обоснованию нижней границы кунгурского яруса по результатам изучения конодонтов, фузулинацей и аммоноидей. В настоящей статье мне хотелось бы сделать акцент на характеристике собственно конодонтов и особенностях их эволюционного развития в пограничном артинско-кунгурском интервале. Для дальнейшего изложения данных будет полезно сделать разграничение собственно Мечетлинского разреза и разреза, вскрытого небольшим карьером в непосредственной близости от с. Мечетлино. В карьере обнажаются пограничные артинско-кунгурские песчано-карбонатные отложения общей мощностью несколько более 10 м. Практически все породы содержат значительную примесь карбонатного материала и хорошо дезинтегрируются в кислотной среде при выделении конодонтов.

До сих пор большинство опубликованных данных о конодонтах были получены при изучении нескольких профилей Мечетлинского разреза в течение пяти полевых сезонов начиная с 1999 г. [Черных, 2005, 2006; Чувашов, Черных, 2007]. В 2010 г. впервые был опробован разрез отложений, вскрытый Мечетлинским карьером, и найдены конодонты непосредственно в 10-метровом пограничном артинско-кунгурском интервале.

В 2011 г. произведена дополнительная расчистка карьера и отобраны информативные пробы, в значительной мере пополнившие имеющуюся коллекцию конодонтов и прояснившие особенности исторического морфогенеза этой группы ископаемых на рубеже артинского и кунгурского веков. Однако последовавшие за этим публикации были сознательно направлены главным образом на описание фактов, использованных для обоснования и корреляции по конодонтам нижней границы кунгурского яруса в данном разрезе [Черных, 20126]. В этой связи остались не вполне освещены и осмыслены полученные сведения о мечетлинских конодонтах, найденных как при опробовании отложений Мечетлинского разреза, так и в Мечетлинском карьере.

Следует оговорить одну важную особенность нахождения конодонтов в пограничных артинскокунгурских отложениях на Урале. Я имею в виду низкую встречаемость конодонтов в этих отложениях, которая не идет ни в какое сравнение с представительностью пермских конодонтов в сакмарских и особенно в ассельских отложениях. Если в последних при отборе проб на конодонты можно ограничиться массой пробы 3-4 кг и быть уверенным, что она окажется информативной, то при опробовании артинско-кунгурских отложений для достоверной находки конодонтов масса пробы должна быть увеличена до 10-15 кг. Я говорю об этом не в первый раз [Chernykh et al., 2012], и для этого повторения есть отдельная причина. В 2015 г. во время международной экскурсии на разрез Мечетлино пробы для поиска конодонтов отобрали китайские исследователи. Ни в одной из отобранных проб, как указал председатель Международной рабочей группы по изучению пермской системы Шузонг Шен, конодонтов не оказалось. В письме, адресованном на имя председателя пермской комиссии Межведомственного стратиграфического комитета Г.В. Котляр, в котором сообщались эти сведения, прямо не говорится о том, что В.В. Черных вводит в заблуждение стратиграфов относительно наличия конодонтов в разрезе Мечетлино. Однако этот вывод напрашивается сам собой. Материал, который был обработан для получения имеющихся в моей коллекции конодонтов из карьера Мечетлино, в настоящей статье представлен на табл. 1.

Именно низкая представительность конодонтов заставляет отнестись с повышенным вниманием к имеющимся сведениям о систематическом составе, морфологических особенностях и характерным эволюционным тенденциям в изменении представителей этой группы организмов в артинскокунгурское время. Как было отмечено выше, опубликованные до сих пор данные о конодонтах из пограничных артинских и кунгурских отложений разреза Мечетлино [Черных, 2005, 2006] значительно пополнились после расчистки и детального опробования карьера Мечетлино в 2011 г. В настоящей публикации приведены данные, полученные главным образом при опробовании разреза пограничных артинско-кунгурских отложений, вскрытых при расчистке карьера. Эти данные позволяют в полной мере проследить распределение характерных комплексов по разрезу и проанализировать динамику и характер их изменения во времени. Дополнительные сведения о конодонтах из более высокого стратиграфического интервала – филипповского горизонта – взяты из ранее опубликованных работ [Черных, 2005, 2006].

Прежде чем перейти к представлению и обсуждению данных по конодонтам, полученных из отобранных проб, необходимо отметить некоторые трудности при сопоставлении отложений собственно разреза Мечетлино с его западной частью, которая вскрыта карьером в непосредственной близости от с. Мечетлино. Во-первых, карьер и опробованная часть разреза Мечетлино разделены значительным (около 250 м) закрытым интервалом. Во-вторых, происходит фациальное замещение и уменьшение мощности слоев при перемещении по разрезу в сторону карьера. И самое главное, – выклинивается характерный слой-маркер обломочных известняков, кровля которого четко отбивает положение нижней границы кунгурского яруса в данном разрезе.

Однако анализ распределения конодонтов в Мечетлинском разрезе и Мечетлинском карьере (рис. 1) позволяет сделать некоторые выводы в отношении возможного сопоставления этих участков разреза. Так, в основании слоя 16 в Мечетлинском разрезе найдены первые *Neostreptognathodus pnevi* Kozur et Movschovitsch, которые позволяют зафиксировать на этом уровне границу между артинскими и кунгурскими отложениями. Этот же уровень устанавливается в верхней части слоя 9 известковистого песчаника в карьере.

В слое 2 разреза Мечетлино встречены единичные экземпляры вида, названного вначале *Sweetognathus* nov. sp. 1, а впоследствии описанного как *Sw. somniculosus* Chern. [Черных, 2012а]. Этот вид встречен в слоях 4 и 6 в карьере и не найден в более высокой части разреза, вскрытого карьером. Таким образом, часть разреза Мечетлино от слоя 2 до слоя 15 включительно мощностью 12.4 м соответствует слоям 4–8 и большей части слоя 9 общей мощностью 1.5 м в карьере.

В кунгурской части разреза Мечетлино в слое 17 найден вид, близкий к *Sw. labialis* Chern., который встречен также в карьере в массовом количестве в слое 12 и проходит до слоя 16 включительно. Отсутствие в карьере представителей вида *Neostreptognathodus clinei* Behnken, которые появляются в разрезе Мечетлино в верхней части слоя 19,

Таблица 1.	Распределение	конодонтов	в карьере	Мечетлино

Table 1. The dist	ribution of conc	odonts in the c	career Mechetlino
-------------------	------------------	-----------------	-------------------

Параметр, вид	Номера проб (слоев)								
	2	4	6	9	10	12	13	14	16
Расстояние от основания разреза, м	0.16	1.10	1.80	2.75	3.00	4.52	4.70	4.85	5.57
Масса проб, кг	15	15	15	18	15	20	15	5	15
Sweetognathus somniculosus	-	8	3	-	-	_	-	_	-
Sweetognathus aff. whitei	_	_	_	_	2	1	-	_	_
Sweetognathus nov. sp. 1	_	_	_	_	1	1	-	_	_
Neostreptognathodus pequopensis	4	3	_	2	1	6	-	4	5
Neostreptognathodus ruzhencevi	4	2	_	_	2	_	-	_	_
Neostreptognathodus pseudoclinei	_	_	_	_	1	4	-	_	_
Neostreptognathodus labialis	_	_	_	_	_	17	3	_	7
Neostreptognathodus pnevi	_	_	_	5	1	22	9	_	_
Neostreptognathodus lectulus	_	_	_	10	8	11	8	_	4
Neostreptognathodus fastigatus	_	_	_	_	_	1	-	_	_
S_c element	-	2	4	5	_	1	-	_	_
P_b element	_	_	_	6	_	2	-	_	5
<i>M</i> element	-	_	2	3	-	2	-	_	-
Общее кол-во (192)	8	15	9	31	16	68	20	4	21



Рис. 1. Корреляция отложений разреза Мечетлино и Мечетлинского карьера.

1 – известковый песчаник, 2 – песчанистый известняк, 3 – туф, 4 – мергель, 5 – песчаник, 6 – известняк, 7 – афанитовый известняк, 8 – аргиллит с глинисто-известковыми конкрециями, 9 – аргиллит, 10 – известняковая брекчия; органические остатки: 11 – конодонты (в скобках указаны номера информативных проб с конодонтами), 12 – аммоноидеи, 13 – фузулинацеи.

Fig. 1. Correlation of deposits of Mechetlino section and Mechetlino quarry.

1 - calcareous sandstone, 2 - arenaceous limestone, 3 - tuff, 4 - marl, 5 - sandstone, 6 - limestone, 7 - aphanitic limestone, 8 - mudstone with argillaceous-calcareous concretions}, 9 - mudstone, 10 - calcareous breccias; fossil remains: 11 - conodonts (numbers of informative samples with conodonts are indicated in brackets), 12 - Ammonoidea, 13 - Fusulinacea.

ЛИТОСФЕРА том 18 № 2 2018

позволяет грубо сопоставить слои 9–16 общей мощностью 3.0 м в карьере со слоями 16–18 общей мощностью около 23 м в Мечетлинском разрезе. При таком сопоставлении сокращение мощностей артинской и кунгурской частей разреза при движении от разреза Мечетлино к карьеру примерно одинаковое, что дополнительно подтверждает правомерность сделанного сопоставления (см. рис. 1).

Итак, речь пойдет о конодонтах из разреза пограничных артинско-кунгурских отложений, обнажающихся на правом берегу р. Юрюзань ниже по течению от с. Мечетлино.

Бо́льшая часть представленного материала по конодонтам происходит из карьера, что связано с длительной работой по обоснованию нижней границы кунгурского яруса, более четко обозначившейся в обнажении, вскрытом карьером.

ХАРАКТЕРИСТИКА КОНОДОНТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

Систематическое разнообразие конодонтов в пограничном верхнеартинско-кунгурском интервале невелико: это в основном два рода – Sweetognathus и Neostreptognathodus. В верхней части саранинского горизонта к ним присоединяются представители рода Uralognathus. Вместе с тем морфологическое разнообразие относящихся к ним видов (морфотипов) довольно значительно.

Саргинский горизонт артинского яруса хорошо опознается по появлению конодонтов, относящихся к виду Neostreptognathodus pequopensis Behnken. Этот вид является непосредственным потомком иргинского вида Sweetognathus clarki (Kozur), в дальнейшем, в кунгурское время, теряя зубцы на передних частях парапетов, он переходит в N. pnevi Kozur et Movschovitsch (рис. 2). Сохраняющиеся в кунгуре Neostreptognathodus pequopensis Behnken заметно отличаются от их артинских представителей бо́льшим количеством парапетальных нодулей. В этом можно убедиться, если сравнить артинские (саргинские) формы, имеющие обычно не более пяти парных каринальных бугорков, с кунгурскими формами этого же вида, у которых те же элементы насчитывают семь и более парных зубцов.

Вместе с видом *N. pequopensis* Behnken появляются представители вида *N. ruzhencevi* Коzur, которые в кунгурском веке претерпевают аналогичную метаморфозу, приведшую к редукции каринальных зубцов-ребер на передних частях парапетов и тем самым к необходимости выделить для таких форм самостоятельный вид *N. lectulus* Chern. (рис. 3).

Однако часть представителей вида *N. ruzhencevi* Когиг продолжают существовать и в кунгуре, почти не изменяя своего строения. Попутно нужно отметить, что использование *N. pnevi* Kozur et Movschovitsch в качестве вида-индикатора

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 18 No. 2 2018





1 – *N. pequopensis* Behnken, слой 4, артинский ярус, саргинский горизонт; *2* – форма, переходная от *N. pe-quopensis* Behnken к *N. pnevi* Kozur et Movschovitsch, слой 9; *3* – *N. pnevi* Kozur et Movschovitsch, слой 9, кунгурский ярус, саранинский горизонт.

Fig. 2. Evolutionary sequence of conodonts *Neostreptognathodus pequopensis* Behnken–*N. pnevi* Kozur et Movschovitsch (Mechetlino quarry).

I - N. pequopensis Behnken, bed 4, Artinskian stage, Sarginskian horizon; 2 – transitional form from N. pequopensis Behnken to N. pnevi Kozur et Movschovitsch, bed 9; 3 - N. pnevi Kozur et Movschovitsch, bed 9, Kungurian stage, Saraninskian horizon.

нижней границы кунгурского яруса имеет определенные неудобства. Дело в том, что переход от *N. pequopensis* Behnken к *N. pnevi* Kozur et



Рис. 3. Эволюционная последовательность конодонтов *Neostreptognathodus ruzhencevi* Kozur–*N. lectulus* Chern. (Мечетлинский карьер).

I – *N. ruzhencevi* Коzur, слой 2, артинский ярус, саргинский горизонт; *2* – *N. lectulus* Chern., слой 9, кунгурский ярус, нижняя часть саранинского горизонта; *3* – *N. lectulus*, слой 13, кунгурский ярус, средняя часть саранинского горизонта.

Fig. 3. Evolutionary sequence of conodonts *Neostreptognathodus ruzhencevi* Kozur–*N. lectulus* Chern. (Mechetlino quarry).

I - N. ruzhencevi Kozur, bed 2, Artinskian stage, Sarginskian horizon; 2 - N. lectulus Chern., bed 9, Kungurian stage, lower part of Saraninskian horizon; 3 - N. lectulus, bed 13, Kungurian stage, middle part of Saraninskian horizon.

Моvschovitsch происходит постепенно, с чем связаны затруднения в определении уровня появления N. pnevi Kozur. Аналогичные трудности возникают при установлении появления N. lectulus Chern. По этой причине единичные экземпляры переходных морфотипов к N. pnevi Kozur et Movschovitsch и N. lectulus Chern. оставляют сомнения в возможности отнесения вмещающих отложений к кунгуру. Но никаких других конодонтов, однозначно свидетельствующих о нижней границе кунгурского яруса, пока не найдено.

Наиболее значительные метаморфозы претерпевают представители рода Sweetognathus. В саргинское время появляются формы, внешне не отличимые по общей морфологии Ра-элемента от представителей рода Diplognathodus, но с ярко выраженной пустулизацией гребнеобразной платформы. Иногда платформа уплощается, иногда слабо дифференцируется на заднем конце с пояилением типичного для свитогнатодид нодулярного строения (рис. 4, фиг. 1-4). Иными словами, все происходит так, как это уже было в раннесакмарское время с той лишь разницей, что полного превращения в морфотип, подобный Sw. merrilli Kozur, не происходит: передняя часть карины остается неподразделенной. Эти формы были отнесены к виду Sweetognathus somniculosus Chern. В дальнейшем, уже в раннекунгурское время, часть таких форм сохраняет и усиливает свитогнатусовый облик, но, как отмечено выше, дифференциация гребнеобразной карины на отдельные бугорки не идет далее ее задней половины. Такие формы найдены пока в небольшом количестве, что заставляет до времени называть их в открытой номенклатуре *Sweetognathus nov. sp. 1* (рис. 4, фиг. 5, 6)

Другая филетическая линия включает формы, у которых в кунгурское время в середине гребнеобразной карины закладывается тонкий желоб и параллельно происходит дальнейшая дифференциация карины на ряд противопоставленных бугорков. Иначе говоря, свитогнатусы превращаются в неострептогнатодусов, выделенных в самостоятельный вид Neostreptognathodus labialis Chern. Нечто подобное уже происходило в иргинское время, но на совершенно другой основе - тогда у свитогнатид в середине вполне сформированной дифференцированной нодулярной карины постепенно развивался срединный желоб, завершающий переход к неострептогнатодусовому строению платформы [Черных, 2007]. Несмотря на то что количество экземпляров таких форм в артинской и кунгурской частях разреза сравнительно невелико, имеющийся материал по Мечетлинскому карьеру позволяет довольно подробно проиллюстрировать



Рис. 4. Позднеартинские и раннекунгурские конодонты рода Sweetognathus (карьер Мечетлино).

1–4 – Sweetognathus somniculosus Chern., слой 4, артинский ярус, саргинский горизонт; *5*, *6 – Sweetognathus* nov. sp. 1: *5 –* слой 10, *6 –* слой 12, кунгурский ярус, саранинский горизонт. Объяснения см. в тексте.

Fig. 4. Late-Artinskian and Early-Kungurian conodonts of genus Sweetognathus (Mechetlino quarry).

I-4 – Sweetognathus somniculosus Chern., bed 4, Artinskian stage, Sarginskian horizon; 5, 6 – Sweetognathus nov. sp. 1: 5 – bed 10, 6 – bed 12, Kungurian, Saraninskian horizon. Explanations see in the text.

превращение свитогнатусов вида *Sw. somniculosus* Chern. в *N. labialis* Chern. (рис. 5).

На этом рисунке детально показана трансформация вида Sw. somniculosus, имеющего узкую, слабо дифференцированную в задней части карину, в неострептогнатодусовый морфотип N. labialis, обладающий относительно узким срединным желобом и каринальными зубцами. На фиг. 1 изображена форма Sw. somniculosus без срединного желоба со слабо намеченным пережимом карины в задней части. Эта артинская (саргинская) форма происходит из слоя 6. Раннекунгурская форма из слоя 10, показанная на фиг. 2, имеет такой же пережим в задней части карины и отчетливый срединный желоб, доходящий до средней части карины и не продолжающийся в ее переднюю часть. На фиг. 3 помещена форма с более развитым срединным желобом и слабо дифференцированной кариной. Эта форма найдена в слое 12, и ее строение заслуживает комментария.

Х. Коцур и Е.В. Мовшович [Мовшович и др., 1979] описали в пограничных отложениях между артинским и кунгурским ярусами в Камайском логу (Пермская область) конодонтов, отнесенных ими к новому виду *Neostreptognathodus pseudoclinei* Когиг et Movschovitsch. В кратком диагнозе, который дали авторы этому виду, сказано: "Представитель неострептогнатодусов среднего размера с очень узкой платформой без зубцов. Платформа в середине особенно узкая, с щелеобразной бороздой" [с. 114]. Это был второй из известных к тому времени "беззубых" неострептогнатодусов. Первым был описан вид *Neostreptognathodus clinei* Behnken, голотип которого найден в Pequop формации (Leonardian) в Неваде (США).

Х. Коцур и Е.В. Мовшович высказали свои суждения относительно происхождения этих двух видов. В частности, они полагали, что вид N. pseudoclinei "развился из N. pequopensis ... через N. pnevi. При этом зубцы платформы сокращались спереди назад, и значительной редукции конодонта не происходило" [там же, с. 114]. Эта точка зрения представляется мне сугубо умозрительной, так как авторы не располагали фактическим материалом, который бы подтверждал указанный переход между названными видами. Точнее, авторы нового вида располагали двумя его экземплярами. Имеющийся материал по мечетлинским конодонтам позволяет более уверенно предполагать, что формы с зачаточной срединной бороздой возникают на основе свитогнатусового морфотипа Sw. somniculosus и, постепенно приобретая срединный желоб и каринальные зубцы, превращаются в N. labialis (рис. 5, фиг. 5).

Если строго следовать диагнозу авторов, вид *N. pseudoclinei* Kozur et Movschovitsch можно отождествлять только с той формой, которая изображена на фиг. *3* рис. 5. И то с некоторой натяжкой, так как на этом экземпляре уже намечается поперечная дифференциация карины, не упоминаемая в диагнозе вида. Все последующие экземпляры с широко раскрытым V-образным желобом и почти оформленными парными зубчиками (фиг. *4*, *5*) к этому виду не относятся. И, если учесть, что все



Рис. 5. Эволюционная последовательность конодонтов *Sweetognathus somniculosus* Chern.–*Neostreptognathodus pseudoclinei* Kozur et Movschovitsch–*N. labialis* Chern.

Объяснения см. в тексте.

Fig. 5. Evolutionary sequence of conodonts *Sweetognathus somniculosus* Chern.–*Neostreptognathodus pseudoclinei* Kozur et Movschovitsch–*N. labialis* Chern.

Explanations see in the text.

эти формы, которые являются переходными к настоящему N. labialis, найдены в одном маломощном слое 12, то станет понятным, что лучше оперировать при их диагностике длинным, но более точным определением: "формы, переходные от Sw. somniculosus к Neostreptognathodus labialis". Таким образом, я хочу подчеркнуть, что возможная хроноклина, включающая последовательность видов Sw. somniculosus – N. pseudoclinei – Neostreptognathodus labialis, не отражает всей полноты постепенного перехода между названными видами и требует дальнейшей доработки с выделением дополнительных ее членов (видов) на более полном материале. Тема о "беззубых" неострептогнатодусах, найденных в Мечетлинском разрезе, этим не заканчивается. Дело в том, что в более высоких горизонтах разреза, начиная с основания мысовской свиты (слой 19 разреза Мечетлино), появляются формы, изображенные на рис. 6. Здесь хорошо видно, как у форм, имеющих плоскую карину, закладывается срединный желоб (фиг. 1). Не исключено (судя по небольшим размерам экземпляра), что это ранняя онтогенетическая стадия той взрослой формы, что изображена рядом (фиг. 2). Эту взрослую форму можно без колебаний отнести к *Neostreptognathodus clinei* Behnken. (Заметим в скобках, что в работе [Черных, 2006, табл. XX, фиг. 12] эта форма бы-



Рис. 6. Конодонты из группы Neostreptognathodus clinei Behnken (разрез Мечетлино).

I – ювенильная форма с неполно развитым срединным желобом; *2* – *N. clinei* Behnken; слой 19, кунгурский ярус, саранинский горизонт; *3* – *N.* aff. *clinei* Behnken, слой 21, филипповский горизонт. Объяснения см. в тексте.

Fig. 6. Conodonts from the group Neostreptognathodus clinei Behnken (Mechetlino section).

I – juvenile form with the incomplete developed median groove; 2 - N. *clinei* Behnken; bed 19, Kungurian stage, Saraninskian horizon; 3 - N. aff. *clinei* Behnken, слой 21, Philippov horizon. Explanations see in the text.

ла явно ошибочно отнесена к N. pseudoclinei Kozur et Movschovitsch). Если биогенетическое правило справедливо для данного случая, следует рассматривать заложение срединного желоба на ранней стадии развития вида N. clinei Behnken как указание на возможное происхождение этого вида от форм, подобных *Sw. somniculosus*.

По мнению Х. Коцура и Е.В. Мовшовича, вид *N. clinei* "развился из *N. pequopensis* через *N. leonovae* путем редукции зубцов на краях платформы с одновременной большой редукцией самого конодонта. При этом зубцы на краях платформы сокращаются сзади вперед" [Мовшович и др., 1979, с. 114].

Как следует из материалов, которые были получены при изучении уральских разрезов близ Мечетлино, процесс возникновения беззубых неострептогнатодусов типа *N. clinei* нет смысла связывать с редукцией зубцов у представителей вида *N. pequopensis*. И тем более привлекать к этому процессу конодонтов вида *N. leonovae* Kozur, известных пока только на Юго-Восточном Памире.

Как было показано, переход от свитогнатусов к беззубым неострептогнатодусам вида *N. clinei* очень четко наблюдается непосредственно в одном обнажении, вскрытом в разрезе Мечетлино. И, наконец, последнее. В этом же разрезе уже в пределах исмагиловской толщи филипповского горизонта (слой 21) найдены пока немногочисленные беззубые неострептогнатодусы, которые можно рассматривать как непосредственных продолжателей этой филолинии (рис. 6, фиг. 3). У этих форм присутствует глубокий V-образный желоб,

разделяющий два приостренных беззубых парапета и не доходящий до конца платформы, именно этим данные морфотипы отличаются от предшествующих форм *Neostreptognathodus clinei* из 19 слоя. Но как у тех, так и у других окаймление верхнего края парапетов имеет тонкое папиллярное строение, характерное для карины предковой формы типа *Sw. somniculosus*. Небольшое количество найденных экземпляров не дает возможности описать новый вид, близкий, но все-таки заметно отличающийся от *N. clinei* Behnken. Пока, до момента получения и изучения дополнительного фактического материала, такие формы получили временное название *Neostreptognathodus* aff. *clinei* Behnken.

Далее следует остановиться на кунгурских представителях рода Sweetognathus, которые в позднеартинское время, по-видимому, прошли в своем развитии стадию морфотипа Sw. somniculosus со слабо намеченной поперечной дифференциацией карины, а затем вновь приобрели в задней части платформы обычные для рода нодулярные образования, которые у некоторых экземпляров имеют гантелеобразное строение. Такие формы встречаются и в Мечетлинском карьере (см. рис. 4), и в разрезе Мечетлино (рис. 7, фиг. 1) в верхней части саргинского горизонта.

Наиболее невероятные превращения испытали свитогнатусы, найденные в филипповском горизонте разреза Мечетлино (рис. 7, фиг. 4, 5). Вся передняя часть платформы у таких форм построена как у обычного неострептогнатодуса: на большей части платформы четко выделяются парные ноду-



Рис. 7. Артинские и кунгурские конодонты рода Sweetognathus из разреза Мечетлино.

1 – Sweetognatus cf. *somniculosus* Chern., слой 2; 2, 3 – Sw. aff. *whitei* (Rhodes), слой 8, артинский ярус, саргинский горизонт; 4, 5 – Sw. nov. sp. 2, слой 21, кунгурский ярус, филипповский горизонт. Объяснения см. в тексте.

Fig. 7. Artinskian and Kungurian conodonts of genus Sweetognathus from Mechetlino section.

1 - Sweetognatus cf. somniculosus Chern., bed 2; 2, 3 - Sw. aff. whitei (Rhodes), bed 8, Artinskian stage, Sarginskian horizon; 4, 5 - Sw. nov. sp. 2, слой 21, Kungurian, Philippovskian horizon. Explanations see in the text.

ли, разделенные срединным желобом. Однако последние 4–5 пар зубцов резко уменьшаются в размерах, становятся гантелеобразными и соединяются между собой продольным ребром, как у *Sw. whitei* (Rhodes). Все это очень напоминает преобразование артинских (иргинских) свитогнатусов в саргинских неострептогнатодусов. И в этом случае развитие срединного желоба чаще шло спереди назад, так что неразделенными оставались задние гантелеобразные нодули как у *Sw. clarki* (Kozur), которого автор вида рассматривал в составе рода Neostreptognathodus.

Однако материала по таким гибридным формам пока очень мало. И его явно недостаточно, чтобы аргументированно возразить против противоположной версии, согласно которой кунгурские неострептогнатодусы превращаются в свитогнатусов, а не наоборот, как это предполагается в моей интерпретации строения этих странных морфотипов. Пока такие формы названы *Sweetognathus* nov. sp. 2.

Возвращаясь к распределению названных видов по разрезу, следует отметить приуроченность к саргинскому горизонту уровня появления первых представителей вида *N. pequopensis* Behnken и вида *Sw. somniculosus* Chern., из которых первые продолжают встречаться и в кунгурской части разреза. Что касается вторых, отметим, что в кунгуре найдены только такие морфотипы, у которых в той или иной степени наблюдается заложение срединного желоба, и, строго говоря, их следует относить к *N. pseudoclinei* Kozur et Movschovitsch или (при явном образовании парных каринальных зубцов) – к *N. labialis* Chern.

В саргинском же горизонте вместе с *N. pequopensis* Behnken и *Sw. somniculosus* Chern. встречаются *N. ruzhencevi* Kozur и свитогнатусы, отнесенные к *Sw.* aff. *whitei* (Rhodes), которые, вероятно, со временем будут описаны как новые виды (рис. 7, фиг. 2, 3). И этим кратким списком исчерпывается комплекс саргинских конодонтов.

В саранинском горизонте – базальном горизонте кунгурского яруса – появляются неострептогнатодусы, у которых редуцируются передние каринальные зубцы. Это такие виды, как *Neostreptognathodus pnevi* Kozur et Movschovitsch и *N. lectulus* Chern. С некоторым запозданием, но в этом же горизонте возникают *N. pseudoclinei* Kozur et Movschovitsch, *N. labialis* Chern. Наряду с ними продолжают встречаться *N. pequopensis* Behnken и *N. ruzhencevi* Kozur, но последний вид исчезает довольно быстро, уступив место своему филогенетическому преемнику *N. lectulus* Chern.

выводы

Завершая характеристику конодонтов из артинско-кунгурского интервала разреза Мечетлино, необходимо обозначить несколько их особенностей, представляющихся важными. Несмотря на низкую встречаемость конодонтов в этом возрастном интервале на Урале, требующую увеличения объема информативной пробы до 15-20 кг, полученные к настоящему времени данные по Мечетлинскому разрезу позволяют составить достаточно полное представление о составе и характере смены конодонтовых комплексов в пограничном артинско-кунгурском интервале. Девять информативных уровней с конодонтами в 10-метровом разрезе, вскрытом карьером Мечетлино, дают возможность детально проследить стратиграфическое распространение видов, входящих в состав основных хроноклин свитогнатид и неострептогнатодид и выявить морфологические тренды в развитии этих групп конодонтов.

Работа выполнена в рамках темы № 0393-2016-0023 государственного задания ИГГ УрО РАН при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект 16-05-00306А).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Мовшович Е.В., Коцур Х., Павлов А.М., Пнев В.П., Полозова А.Н., Чувашов Б.И., Богословская М.Ф. (1979) Комплексы конодонтов нижней перми Приуралья и проблемы корреляции нижнепермских отложений. *Конодонты Урала и их стратиграфическое значение*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 94-131.
- Черных В.В. (2005) Зональный метод в биостратиграфии. Зональная шкала нижней перми по конодонтам. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 217 с.
- Черных В.В. (2006) Нижнепермские конодонты Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 130 с.
- Черных В.В. (2007) Развитие рода Sweetognathus (конодонты) в ранней перми на Урале. *Ежегодник-2006*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 55-61.
- Черных В.В. (2012а) Конодонтовые биохронотипы нижней границы кунгурского яруса на Урале. *Ежегодник-2011*. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 159. Екатеринбург, 27-32.
- Черных В.В. (2012б) Корреляция гжельских и нижнепермских отложений Урала. Литосфера, (4), 30-52.
- Чувашов Б.И., Черных В.В. (2000) Кунгурский ярус общей стратиграфической шкалы Пермской системы. Докл. АН, 375(3), 370-374.

Чувашов Б.И., Черных В.В. (2007) Биостратиграфиче-

ская и литофациальная характеристика пограничных артинско-кунгурских отложений разреза "Мечетлино" – потенциального стратотипа нижней границы кунгурского яруса Международной стратиграфической шкалы. *Геология Урала и сопредельных территорий*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 201-218.

Chernykh V.V., Chuvashov B.I., Davydov V.I., Schmitz M.D. (2012) Mechetlino Section: A candidate for the Global Stratotype and Point (GSSP) of the Kungurian Stage (Cisuralian, Lower Permian). *Permophiles*, 56, 21-34.

REFERENCES

- Chernykh V.V. (2005) Zonal'nyi metod v biostratigrafii. Zonal'naya shkala nizhnei permi po konodontam [Zonal method in biostratigraphy. The zonal scale of the lower Permian by the conodonts]. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 217 p. (In Russian)
- Chernykh V.V. (2006) Nizhnepermskie konodonty Urala [Lower Permian conodonts of the Urals]. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 130 p. (In Russian)
- Chernykh V.V. (2007) The development of the genus Sweetognathus (conodonts) in early Perm in the Urals. *Ezhegodnik-2006*. Ekaterinburg, IGG UrO RAN Publ., 55-61. (In Russian)
- Chernykh V.V. (2012a) Konodont's biochronotypes of the lower boundary of the Kungurian stage in the Urals. *Ezhegodnik-2011.* Tr. IGG UrO RAN. Vyp. 159, 27-32. (In Russian)
- Chernykh V.V. (20126) Correlation of the Gzhelian and Lower Permian deposits of the Urals. *Litosfera*, (4), 30-52. (In Russian)
- Chernykh V.V., Chuvashov B.I., Davydov V.I., Schmitz M.D. (2012) Mechetlino Section: A candidate for the Global Stratotype and Point (GSSP) of the Kungurian Stage (Cisuralian, Lower Permian). *Permophiles*, 56, 21-34.
- Chuvashov B.I., Chernykh V.V. (2000) Kungurian stage of the General Stratigraphic scale of the Permian system. *Dokl. Akad. Nauk*, **375**(3), 370-374. (In Russian)
- Chuvashov B.I., Chernykh V.V. (2007) Biostratigraphic and lithofacial characteristics of the border Artinskian-Kungurian deposits of the section "Mechetlino" – potential stratotype of the Kungurian lower boundary layer of the International Stratigraphic scale. *Geologiya Urala i sopredel'nykh territorii*. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 201-218. (In Russian)
- Movshovich E.V., Kotsur H., Pavlov A.M., Pnev V.P., Polozova A.N., Chuvashov B.I., Bogoslovskaya M.F. (1979)
 Complexes of conodonts of the lower Permian of the Urals and problems of correlation of lower Permian. *Konodonty Urala i ikh stratigraficheskoe znachenie* [Conodonts of the Urals and their stratigraphic significance]. Sverdlovsk, UNTs AN SSSR, 94-131. (In Russian)

УДК 551.21 + 552.11

DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-2-246-279

БОНИНИТОВЫЕ ВАРИОЛИТЫ БУРИБАЙСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ЮЖНОГО УРАЛА: МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

© 2018 г. А. М. Косарев¹, С. А. Светов², С. Ю. Чаженгина², Г. Т. Шафигуллина¹

¹Институт геологии УНЦ РАН, 450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16, e-mail: amkosarev@mail.ru ²Институт геологии Карельского научного центра РАН, 195910, г. Петрозаводск, ул. Пушкинская, 11, e-mail: geoweb@krc.karelia.ru

Поступила в редакцию 12.11.2016 г., принята к печати 14.12.2016 г.

Объектом данного исследования являются бонинитовые вариолиты нижнедевонской баймак-бурибаевской свиты на Южном Урале, которые многими исследователями интерпретируются как продукты ликвации. Роль процессов ликвации при формировании контрастных по составу магматических пород активно обсуждается начиная с первой четверти прошлого века до настоящего времени. В нашей работе использованы петролого-геохимические, геологические и петрографические материалы региональных исследований первого десятилетия нашего века и обширные новые данные, полученные в Институте геологии КарНЦ РАН (г. Петрозаводск) на СЭМ VEGA II LSH (Tescan) с энергодисперсионным микроанализатором INCA Energy 350 (Oxford instruments). Химический состав вариолей и матрикса определялся методом площадного микрозондового сканирования. Изучение содержания примесных компонентов в вариолитовых образованиях проведено методом локального лазерного пробоотбора (LA-ICP-MS) с использованием приставки лазерной абляции UP-266 Масго. Результаты исследования позволяют обсудить вопросы сериальной принадлежности вулканитов бурибайского комплекса, петрогенез бонинитовых вариолитов и значение ликвации в процессе образования кремнекислых пород комплекса. Установлено, что лейкократовая глобула обогащена Si, Na, K, Rb, Ba, Sr, что связано с существенно полевошпатовым составом глобул. По сравнению с матриксом глобула обеднена петрогенными элементами, слагающими темноцветные минералы (Мд, Fe, Ca), высокозарядными (Hf, Zr, Nb), радиоактивными (U, Th), сульфурофильными (Cu, Zn) элементами. Незначительное обеднение глобул обнаруживается в концентрациях РЗЭ (La, Ce, Eu, Yb), Pb, Cr. Можно предполагать, что в глобулах была более окислительная, а в матриксе восстановительная обстановка. Процесс ликвации сопряжен с кристаллизационной дифференциацией и стимулировался падением давления и резким "сбросом" флюидной фазы при постепенном уменьшении температуры расплава при остывании. Химический состав вариолей отличается высокой суммарной щелочностью от большинства эффузивных и субвулканических пород бурибайского комплекса. Скорее всего, ликвация принимала заметное участие в петрогенезе лишь части кислых пород, относящихся к умеренно щелочной петрохимической серии.

Ключевые слова: вариолиты, ликвация, бониниты, Южный Урал

BONINITIC VARIOLITES OF THE BURIBAY VOLCANIC COMPLEX THE SOUTHERN URALS: MINERALOGY, GEOCHEMISTRY AND FORMATION CONDITIONS

Aleksandr M. Kosarev¹, Sergei A. Svetov², Svetlana Yu. Chazhengina², Gul'nara T. Shafigullina¹

¹Institute of Geology, Ufa Science Centre of RAS, 16 Karl Marks st., Ufa, 450077, Russia, e-mail: amkosarev@mail.ru ²Institute of Geology, Karelian Science Centre of RAS, 11 Pushkinskaya st., Petrozavodsk, 195910, Russia, e-mail: geoweb@krc.karelia.ru

Received 12.11.2016, accepted 14.12.2016

The object of this research are the boninites variolites of Lower Devonian Baymak-Buribay Formation in the Southern Urals, which many researchers are interpreted as the products of immiscibility. The role of processes of immiscibility in the formation of the contrasting composition of igneous rocks is discussed, starting from first quarter of former century to the present time. We used the petrological-geochemical, geological and petrographic materials of former regional studies and extensive new data obtained at the Institute of Geology KarSC RAS (Petrozavodsk) on SEM VEGA II LSH (Tescan) with an energy dispersive microprobe INCA Energy 350 (Oxford instruments). The chemical composition of variola and matrix

Для цитирования: 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: 10.24930/1681-9004-2018-18-2-246-279

For citation: 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. *Litosfera*, **18**(2), 246-279. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-2-246-279

was determined by microprobe areal scanning. The study of the content of the impurity components in variolitic formations were held by method local laser sampling (LA-ICP-MS) using the consoles Laser Ablation UP-266 Macro. Results of a research allow discussing serial accessory of volcanites of a Buribay complex, a petrogenesis the boninite variolites and value of immiscibility in formation of silicate rocks. It is established that the leucocratic globule is enriched Si, Na, K, Rb, Ba, Sr that is connected with significantly feldspath compositions of globules. In comparison with matrix the globules are poor by the petrogenic elements composing dark-colored minerals (Mg, Fe, Ca), high-charging (Hf, Zr, Nb), radioactive (U, Th), sulfur-bearing (Cu, Zn). Insignificant impoverishment of globules is found in concentration of REE (La, Ce, Eu, Yb), Pb, Cr. It is possible to assume that in the globules there was more oxidizing situation and in a matrix – reduction one. Process of a immiscibility is integrated with crystallization differentiation and was stimulated with pressure drop and sharp "dumping" of a fluid phase, in case of gradual reduction of temperature of fusion when cooling. The chemical composition of variola has a high total alkalinity then most effusive and subvolcanic rocks related to moderately alkaline petrochemical series.

Keywords: variolites, immiscibility, boninites, Southern Urals

Acknowledgements

The authors are sincerely grateful for the support and discussion of the materials to the Director of the Institute of Geology, Ufa Science Center of RAS Corresponding Member of RAS Viktor N. Puchkov and Dr. geol and min science Igor' B. Seravkin.

The work was prepared with the support of the program Presidium of Russian Academy of Sciences No. 19 "Fundamental Problems of Geological and Geophysical Studies of Lithospheric Processes", and in accordance with the state order $N_{\rm e}$ 0252-2017-0011. The article is published for the first time and in other editions it is not transferred.

ВВЕДЕНИЕ

Роль процессов ликвации (разделения первичного гомогенного расплава на несколько несмешивающихся фаз) при формировании контрастных по составу магматических пород обсуждается на протяжении последнего столетия, при этом до сих пор не существует единой универсальной модели данного природного явления.

Начиная с работ [Greig, 1927; Bowen, 1928] на примере геологических объектов обсуждались механизмы возникновения несмесимости в природных силикатно-сульфидных и силикатносиликатных системах. За последующие годы многочисленные полевые наблюдения позволили задокументировать огромное количество наиболее узнаваемых проявлений ликвационной дифференциации – вариолитовых (сферолитовых) образований в магматических породах базальтового, андезибазальтового и андезитового состава [Fergusson, 1972; De, 1974; McBirney, Nakamura, 1974; Gelinas et al., 1976; Philpotts, 1982; Смолькин, 1992; Hanski, 1993; Светов, 2008; и мн. др.].

В России, согласно данным Ф.Ю. Левинсона-Лессинга [1949], впервые исследование ликвационных процессов на примере вариолитовых лав было инициировано профессором А.А. Иностранцевым в 1874 г. с изучения петрографии базальтовых (пикробазальтовых) вариолитов Ялгубского кряжа Центральной Карелии. На основе данного объекта дискуссия о причинах ликвационной несмесимости в силикатных системах продолжается уже многие годы, что позволило выработать ряд идей, объясняющих причины инициализации ликвационного фракционирования в расплаве [Хитаров, Пугин, 1978; Пугин, Хитаров, 1980, 1982; Гудин и др., 2012; Светов, 2013; Светов, Голубев, 2013; и др.].

В зарубежной геологической литературе классические описания вариолитовых лав приводятся для архейских базальтовых коматиитов зеленокаменного пояса Барбертон (ЮАР) [Fergusson, 1972], толеитовых лав района Роюн-Наранда зеленокаменного пояса Абитиби [Gelinas et al., 1976] и многих других базальтовых и толеитовых комплексов [De, 1974; McBirney, Nakamura, 1974; Philpotts, 1982]. Широко обсуждаются результаты экспериментального изучения ликвационного процесса [Roedder, 1951; Veksler, 2004], предлагаются альтернативные механизмы формирования вариолитовых структур за счет переохлаждения расплавов [Fowler et al., 2002], смешения магм [Appel et al., 2009] и повышенного содержания в расплавах водного компонента [Ballhaus et al., 2015].

В основе всех построений лежит ярко проявленный геохимический контраст между составами вариолей (глобул) и связующего матрикса. Большинство исследователей сходится во мнении, что до ликвационного разделения первичная система отвечала основному-ультраосновному типу магм, а после ликвационного фракционирования (механизм и инициальные причины которого дискутируются) наблюдается формирование "капель" (вариолей, глобул) кислого андези-дацит-риолитового расплава в мафитовой матрице.

В ходе гравитационного фракционирования вариоли всплывают, сталкиваются (вызывая процессы коалесценции), создавая крупные линзовидные скопления в прикровельных частях лавовых потоков или ядрах подушечных лав. В данной работе приведен новый геологический, минералогический и геохимический материал, полученный в ходе изучения вариолитовых лав бонинитов бурибайского комплекса Южного Урала, одного из уникальных геологических объектов России, где широко распространены следы ликвационной эволюции расплавов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ БУРИБАЙСКОГО ПАЛЕОВУЛКАНИЧСКОГО КОМПЛЕКСА

Бурибайский палеовулканический комплекс (D₁e₂br) располагается в Западно-Магнитогорской зоне Магнитогорской островодужной мегазоны на Южном Урале (рис. 1) и слагает нижнюю часть разреза фронтальной островной палеодуги позднеэмсского возраста [Вулканизм..., 1992; Spadea et al., 1998, 2002; Косарев и др., 2005, 2009].

Магнитогорская мегазона включает зону Главного Уральского разлома (ГУР), или Вознесенско-Присакмарскую зону, Западно-Магнитогорскую (ЗМЗ), Центрально-Магнитогорскую (ЦМЗ) и Восточно-Магнитогорскую (ВМЗ) зоны (см. рис. 1а, б). В ее пределах располагаются колчеданные месторождения мирового класса, а также многочисленные месторождения золота и крупные месторождения железа [Серавкин, 2010]. В связи со слабой тектонической нарушенностью геологических разрезов в Магнитогорской мегазоне сохранилась стратиграфическая последовательность вулканических комплексов девонского и каменноугольного возрастов, которые датированы по конодонтовой фауне. Присутствие датированных разрезов на западном и восточном бортах Магнитогорской мегазоны позволяет провести их достоверную корреляцию и геодинамические реконструкции [Медноколчеданные..., 1985, 1988; Вулканизм..., 1992; Маслов и др., 1993; Серавкин, 1997, 2010; Пучков, 2000, 2010; Косарев и др., 2005, 2014].

На западном фланге Магнитогорской мегазорасполагается Вознесенско-Присакмарская ΗЫ зона (ГУР) серпентинитового меланжа шириной 5-17 км и протяженностью около 400 км (см. рис. 1). В серпентинитовом матриксе присутствуют включения размерами от первых сантиметров до нескольких километров, представляющие собой фрагменты океанического кремнисто-базальтового разреза (O-S₁), островодужных вулканических, вулканогенно-осадочных и интрузивных пород от силурийско-раннедевонского до верхнедевонского возраста и интрузивных, вулканогенно-осадочных пород и известняков каменноугольного возраста. В обломках олистостромовых горизонтов, наряду с перечисленными разновидностями пород, отмечаются и сами серпентиниты. В генерализованном виде набор указанных структурно-вещественных комплексов следует рассматривать как аккреционную призму, маркирующую выход зоны палеосубдукции на современном эрозионном срезе Южного Урала [Пучков, 2010].

Вознесенско-Присакмарская зона (ГУР) на западе по тектоническому контакту (с падением ЮВ 30–60°) сочленяется с толщами, слагающими Центрально-Уральскую зону (Уралтау). Последняя имеет антиформное строение и сложена, судя по геохронологическому возрасту и находкам фауны, протерозойскими, вендскими и палеозойскими породами. В Центрально-Уральскую зону входят максютовский эклогит-глаукофановый высокобарический комплекс, типоморфный для зон субдукции, и суванякский зеленосланцевый метаморфический комплекс [Пучков, 2010].

Бурибайский вулканический комплекс позднеэмсского (D_1e_2 br) возраста является нижней подсвитой баймак-бурибаевской свиты (D_1 ems b-br₁), датирован по конодонтовой фауне (зоны serotinus– patulus) [Маслов, Артюшкова, 2010]. Мощность комплекса превышает 1000 м.

Нижняя подсвита баймак-бурибаевской свиты (D₁ems b-br₁) классифицируется как дифференцированная базальт-риолитовая субформация. Она соответствует бурибайскому вулканическому комплексу и делится на три толщи: нижнюю долерито-базальтовую (br₁¹), среднюю – пиллоубазальт-вариолитовую (br_1^2) и верхнюю – базальтриодацитовую (br₁³). Повышенный интерес к вулканитам этой свиты обусловлен ее высокой колчеданоносностью и принадлежностью к ранним островодужным (или предостроводужным) [Вулканизм..., 1992] супрасубдукционным образованиям. Дополнительный интерес к бурибайскому вулканическому комплексу вызван выделением в его составе пород, принадлежащих к толеитовой и бонинитовой сериям [Кабанова, Зайков, 1987; Вулканизм..., 1992; Spadea et al., 1998, 2002; Herrington et al., 2002].

Детальные исследования геологического разреза проводились по р. Таналык (район д. Хворостянки) (рис. 2), где в моноклинальном залегании со слабыми деформациями залегают все три толщи бурибайского комплекса. Дополнительно мы обобщили и интерпретировали петрохимические и геохимические материалы ранних геолого-съемочных работ и тематических исследований.

Прежде чем перейти к описанию геологического разреза по р. Таналык, кратко изложим основные результаты регионального изучения вулканитов бурибаевского комплекса.

1. Установлено, что нижняя долерито-базальтовая и средняя пиллоу-базальт-вариолитовая толщи относятся к подрудной части разреза относительно уровня оруденения Бурибаевского и Юбилейного колчеданных месторождений. Анализ гистограмм распределения петрогенных окислов в базальтах бурибайского комплекса на Юбилейном

ЛИТОСФЕРА том 18 № 2 2018



Рис. 1. Схема структурно-формационного районирования Южного Урала (а) и геологическая схема Кракинско-Сакмарской и западной части Магнитогорской мегазон (б). Составлены на основе [Вулканизм..., 1992; Рязанцев и др., 2005].

а – Структурная схема Южного Урала: І – Предуральский краевой прогиб; ІІ – Западно-Уральская внешняя зона складчатости; ІІІ – Башкирский антиклинорий с отклонениями рифейского авлакогенного комплекса; ІV – Зилаирский синклинорий; V – Сакмарская аллохтонная зона; VI – Уралтауский антиклинорий; VII – Магнитогорская мегазона (мегасинклинорий);

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 18 No. 2 2018

VIII – Восточно-Уральское поднятие; IX – Восточно-Уральский прогиб; X – Зауральская зона.

б – 1–6 – формации: 1 – базальтовая (О–S), 2 – базальтриолитовая (D₁e): контрастный (a) и непрерывный (б) комплексы, 3 – андезито-базальтовая (D2ef1): базальтандезито-базальтовый (а) и гибридный базальтандезит-риолитовый (б) комплексы, 4 – базальтриолитовая (D₂): базальтовый (а) и контрастный (б) комплексы, 5 – андезито-базальтовая (D₂), 6 – калиевых базальтов-трахитов (D₁e₁); 7 – серпентинизированные ультрабазиты; 8 – контур площади рис. 16 на рис. 1а; 9-12 (б): 9 - метаморфические комплексы зоны Урал-Тау, 10 - колчеданные месторождения, 11 - геологические границы, 12 - разрывные нарушения: а - надвигового, б - взбросо-надвигового типов; 13 - номера структурных зон и подзон Южного Урала; 14 - населенные пункты. Подзоны: IV-1 – Кракинская; IV-2 – Зилаирский синклинорий; V - Сакмарская зона; VI -Уралтауский антиклинорий; VII - Магнитогорская мегазона: VII-1 - Вознесенско-Присакмарская зона, VII-2 – Тубинско-Гайская зона, VII-3 – Ирендыкская зона, VII-4 – Карамалыташская спрединговая зона.

Fig. 1. Scheme structure-formational regionalization of the Southern Urals (a) and geological scheme of the Sakmara-Kraka and the western part of the Magnitogorsk megazones (6). Compiled by materials [Vulkanizm..., 1992; Ryazantsev et al., 2005].

a - The structural scheme of the Southern Urals: I -Preuralian foredeep; II - Western Uralian folded zone; III -Bashkirian with deviations of Riphean aulacogen complex; IV – Zilair synclinorium; V – Sakmara allocthon zone; VI – Uraltau anticlinorium; VII – Magnitogorsk megazone (megasynclinorium); VIII - East-Uralian uplift; IX - East Uralian deflection; X – the Trans-Uralian zone. 6 - 1 - 6 - formations: 1 - the basaltic (O-S), 2 - the basaltrhyolitic (D_1e) : bimodal (a) and continued (6) complexes, 3 – the andesite-basaltic (D₂ef₁): basalt-andesite-basaltic (a) and hybrid basalt-andesite-rhyolite (6) complexes, 4 - the basalt-rhyolite (D_2) : basalt (a) and bimodal (6) complexes, 5 – the andesite-basaltic (D₂), 6 – potassic basalt-trachytes (D_1e_1) ; 7 – serpentinitic ultrabasite; 8 – contour area of Fig. 16 in Fig. 1a; 9–12 (6): 9 – metamorphic complexes of Ural-Tau zone, 10 - massive sulfide deposits, 11 geological boundaries, 12 - faults: a - thrusts, 6 - reverse fault thrust types; 13 - numbers of structural zones and subzones of the Southern Urals; 14 – settlements. Subzone: IV-1 - Kraka; IV-2 - Zilair synclinorium; V - Sakmara zone; VI - Uraltau anticlinorium; VII - Magnitogorsk megazone: VII-1 - Prisakmara-Voznesenka zone, VII-2 - Tubinsk-Gai zone, VII-3 - Irendyk zone, VII-4 -Karamalitash spreading zone.

месторождении и его флангах, в разрезе по р. Таналык и Бурибаевской рудоносной зоне показал пониженные значения моды SiO₂ (50–52%) в разрезе (безрудном) по р. Таналык по сравнению с выборками базальтов Юбилейного месторождения (мода SiO₂ – 54–56%) и Бурибайской рудоносной зоны (мода SiO₂ – 52–54%). Эти сведения подтверждают вывод В.А. Прокина [1977] об активном привносе кремнезема в зоны рудообразования. Наиболее активному выносу из пород бурибайского вулканического комплекса подвержены K_2O и CaO. Обнаруживается резкая правая асимметрия в гистограммах K_2O как на рудоносных участках, так и на безруд-



Рис. 2. Геологическая схема южного фланга Юбилейного колчеданного месторождения в Западно-Магнитогорской зоне на Южном Урале (район д. Хворостянки).

1 – баймак-бурибаевская свита (D₁e₂), контрастный и непрерывный комплексы; 2 – ирендыкская свита (D₂ef₁), гибридный непрерывный гетеродромный комплекс; 3 – кремнистые алевролиты и яшмоиды бугулыгырского горизонта и терригенно-тефроидные породы улутауской свиты (D₂₋₃); 4 – флишоиды зилаирской свиты (D₃); 5 – рыхлые отложения юрского возраста (J); 6 – геологические границы; 7 – точки наблюдения и номера проб; 8 – Юбилейное медно-цинково-колчеданное месторождение; 9 – населенные пункты.

Fig. 2. Geological scheme of southern flank of Yubileinoe massive sulphide deposit in the Western-Magnitogorsk megazones the Southern Urals (district Khvorostjanka village).

1 – Baimak-Buribai Formation (D_1e_2), contrast and continuous complexes; 2 – Irendyk Formation (D_2ef_1), hybrid continuous heterodromous complex; 3 – siliceous aleurolites and jasperoid Bugulugur chert and terrigenous-tephroids rocks of Ulutau Formation (D_{2-3}); 4 – flysch of Zilair Formation (D_3); 5 – loose sediments Jurassic age; 6 – geological boundaries; 7 – points and numbers of sampling; 8 – Yubileinoe massive copper-zinc sulphide deposits; 9 – settlements.

ных, а значения моды этого оксида падают на интервал 0.0–0.1%. Правая асимметрия в гистограммах CaO обнаружена только на рудоносных участках, что в сочетании с низкими значениями моды (4–6% на Юбилейном рудном поле и 2–4% в Бурибаевской рудоносной зоне) свидетельствует об активном выносе этого оксида. Наиболее инертными из микроэлементов при вторичных процессах являются Ti, Zr, Sc, Th, Y и P3Э. Не вдаваясь в детали, отметим, что в рудоносных и относительно древних формациях дисперсии большинства изученных элементов, включая перечисленные, заметно возрастают и нередко встречаются пониженные для магматических пород данного типа концентрации. Это, скорее всего, свидетельствует о перераспределении элементов в пределах формации и об их частичном выносе [Вулканогенная металлогения..., 1994].

2. Вулканогенные породы br_1^2 основного состава обладают повышенным содержанием SiO₂ и MgO. Среднее арифметическое значение SiO₂ составляет 52.5% при колебаниях в массивных и пиллоубазальтах от 44.0 до 60.0%; среднее содержание MgO – 7.8% при колебаниях от 3.0 до 24.0%. На Юбилейном рудном поле И.Б. Серавкиным была выделена группа пикрито-базальтов. Позднее [Серавкин, Косарев, 1979] на материалах по разрезу по р. Таналык и у д. Хворостянки было показано, что широкие колебания SiO₂ в пиллоу-базальтах возникают в результате присутствия вариолей, содержание SiO₂ в которых достигает 63.0%. В связи с колебаниями количества вариолей появляются состави пород с концентрацией SiO₂ от 53.0 до 60.0%.

Таким образом, в составе бурибайского комплекса намечаются два генетических типа пород с повышенным содержанием кремнезема (SiO₂ = 53– 63%): 1 – продукты магматической дифференциации; 2 – вулканиты базальтового состава, подверженные метасоматическому окварцеванию, альбитизации и т. п. в связи с процессами колчеданообразования. Решение вопроса о генетическом типе вулканитов с повышенной концентрацией SiO₂ (53–63%) в разрезе бурибайского комплекса является ключевым в проблеме сериальной принадлежности вулканитов баймак-бурибаевской свиты.

В статье акцент сделан на минералого-петрографических особенностях и геохимии вариолитовых лав нижней – диабазовой и средней – пиллоубазальт-вариолитовой толщи (b-br₁¹⁻²).

ФАЦИАЛЬНАЯ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА

Нижняя – долерито-базальтовая – толща бурибайского комплекса мощностью >500 м сложена массивными базальтами (долеритами) с плохо выраженной подушечной отдельностью (рис. 3). Мощность лавовых потоков варьирует от 10 до 20 м. В породах преобладают афировые и микропорфировые структуры с различными сочетаниями интерсертальной, офитовой, пойкилоофитовой и пилотакситовой структур основной массы. Плагиоклаз составляет до 15–30% объема породы. Он при-



Рис. 3. Геологическая колонка Бурибайского рудного района Магнитогорской мегазоны на Южном Урале.

1-8 – эффузивные породы: 1 – базальты нормальной и умеренной щелочности, 2 – андезибазальты: афировые и плагиофировые, 3 – бониниты вариолитовые, 4 – андезиты плагиофировые, 5 – дациты и риодациты плагиофировые, кварц-плагиоклазовые мелко-среднепорфировые, 6 – эффузивные породы с подушечной отдельностью, 7 – агломератовые туфы: а – мелкообломочные, 6 – крупнообломочные, 8 – тефроиды; 9 – терригенные породы; 10 – кремни, яшмоиды; 11 – рудные тела колчеданных месторождений.

Fig. 3. The geologic column Buribai ore district of the Magnitogorsk megazone in the Southern Urals.

1-8 – effusive rocks: 1 – basalts of normal alkalinity and moderate-alkaline, 2 – andezibazalts: aphyric and plagiophyric, 3 – boninites variolitic, 4 – andesites plagiophyric, 5 – dacites and rhyodacites plagiophyric, quartz-plagioclase fine-average and porphytic, 6 – effusive rocks with pillow lavas, 7 – agglomerate tuffs: a – fine clastic, 6 – rudaceous, 8 – tephroids; 9 – terrigenous rocks; 10 – flints, jasperoid; 11 – ore bodies massive sulphide deposits.

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 18 No. 2 2018

сутствует чаще в двух генерациях: ранней, представленной единичными таблитчатыми выделениями, и поздней, сформированной многочисленными лейстовидными выделениями длиной до 0.5– 1.0 мм. Второй главный минерал – клинопироксен. Наблюдается в двух генерациях: микрофенокристах и мелких зернах в интерстициях плагиоклаза. В большинстве случаев пироксен замещен вторичными минералами – эпидотом, актинолитом, хлоритом, но нередки и породы с неизмененным пироксеном. Судя по редким псевдоморфозам, в базальтах можно предполагать и присутствие некоторого количества оливина.

В разрезе присутствуют как разновидности базальтов со значительным количеством апостекловатой основной массы, свидетельствующие о быстром остывании лавовых потоков, так и хорошо раскристаллизованные породы. Последние представляют собой центральные части лавовых потоков либо силлы, внедрившиеся в толщу базальтов на синвулканическом этапе. В большинстве случаев первый вариант более распространен.

Средняя – пиллоу-базальт-вариолитовая – толща (D₁ems b-br₁²) состоит из потоков эффузивных пиллоу-базальтов, чередующихся с потоками и субвулканическими телами массивных базальтов. Мощность потоков варьирует от 2 до 15 м. Последние в заметных количествах присутствуют в верхней части разреза толщи, здесь же появляются прослои гиалокластитов, гиалокластогенных тефроидов и кремнистых пород.

Пиллоу-базальты нередко слагают лишь верхнюю часть потока, нижняя часть которого имеет массивное сложение. Во внешней оболочке подушек часто присутствуют вариоли. В средней части толщи получили развитие потоки пиллоубазальтов – вариолитов, реже подушечных вариолитов (рис. 4).

Для пиллоу-базальтов характерны интерсертальные, метельчатые, стекловатые и вариолитовые микроструктуры в краевой части подушек. В центральной части подушек интерсертальногиалопилитовые структуры сочетаются с небольшим количеством микролитов плагиоклаза, витрофировые и интерсертальные ассоциируют со скоплениями пироксена. Иногда в центре подушек обнаруживается диабаз с радиально-лучистыми агрегатами пироксен-плагиоклазового состава и небольшими участками стекла.

Массивные потоки базальтов имеют интерсертальную или пилотакситовую микроструктуру основной массы, а в центральных частях потоков – переходные к офитовым и пойкилоофитовым микроструктуры. В породе присутствует существенное количество плагиоклаза, представленного чаще всего немногочисленными микрофенокристами и преобладающими (15–30% объема) крупными микролитами плагиоклаза.



Рис. 4. Фото обнажений и образцов бонинитовых вариолитов геологического разреза по р. Таналык на югозападной окраине д. Хворостянка.

a – обнажение на правом западном берегу p. Таналык, общий вид, хорошо видны пиллоу-базальты и вариолиты средней толщи бурибайского вулканического комплекса, подушки, ориентированные длинной осью под углом 50–60°, отражают характер залегания; б – крупновариолитовый бонинит (общий вид); в – подушка бонинитовых вариолитов с высветленной внешней зоной и гематитизированной центральной частью, с радиальными трещинами; г – бонинит мелковариолитовый, д – образец Т-42-11 (общий вид), на выветрелой поверхности видны светлые вариоли размером 0.5–1.0 см; е – то же, полированный срез, видны извилистые ограничения темно-зеленого существенно хлоритового матрикса, светло-серые и красноватые вариоли (гематитизированные), заметно преобладающие по площади по сравнению с матриксом.

ЛИТОСФЕРА том 18 № 2 2018

Fig. 4. Photos outcrops and samples boninite variolites of the geological section on r. Tanalyk in the south-western outskirts of v. Hvorostyanka.

a – outcrop on the right r. Tanalyk the west bank, the overall look, clearly visible pillow basalts and variolite average thickness Buribay volcanic complex, pillows long axis oriented at an angle 50–60°, reflect the nature of the occurrence; δ – megavariolitic boninite (general view); B – pillow boninitic variolites with lightening foreign zone and gematite the central part, with radial cracks; r – boninite finely variolitic; π – sample T-42-11 (general form), on the weathered surface visible light variola of 0.5–1.0 cm size; e – the same, polished slice, visible winding limitations dark green essentially chlorite matrix, light gray and reddish variola (hematitized), markedly prevailing compared with square matrix.

Особого внимания заслуживают так называемые "гигантовариолиты" (см. рис. 46, г), которые слагают поток подушечных вариолитов на окраине д. Хворостянки. Эти породы детально изучали А.В. Говорова [1967], И.Б. Серавкин, А.М. Косарев [1979].

В последние годы в процессе детального комплексного минералого-геохимического исследования основных пород баймак-бурибаевской свиты получены новые данные по петрографии пород (на основе рассмотрения слабо измененных вариолитов в разрезе).

Вариолитовые лавы (см. рис. 4а–е) состоят из меланократового матрикса и лейкократовых вариолей (глобул). В образцах, изученных авторами, меланократовый матрикс сформирован клинопироксеном призматической и лейстовидной формы и бурым изотропным слабо раскристаллизованным вулканическим стеклом (рис. 5). На отдельных участках стекло раскристаллизовано и имеет существенно хлоритовый состав. Отдельные фрагменты стекла на границе с вариолями обладают извилистыми границами, часто стекло выполняет интерстиции, образованные лейстами клинопироксена.

Вариоли имеют размеры 0.3–12.0 мм, сферическую форму, при слипании (коалесценции) нескольких глобул формируются лейкократовые обособления диаметром до 45.0 мм. Лейкократовые участки в породе имеют сфероидальную, иногда слегка сплющенную форму, встречаются в виде единичных выделений, лентовидных обособлений, скоплений комковатой неправильной формы. Нередко вариолиты слагают целые подушки, составляя до 80% объема последних.

По данным А.В. Говоровой [1967], и в образцах, изученных авторами, хорошо прослеживается концентрически зональное строение глобул, в которых чаще всего выделяются две зоны. Всегда присутствуют центральная темная зона диаметром до 3– 4 мм и внешняя светлая.

Центральная темная зона глобул иногда имеет красноватый оттенок, обусловленный присутствием микроштокверка гематита и единичных выделений и скоплений гидрограната. Гематитовый штокверк образует каркас ячеистой структуры, в которой от периферии к центру в каждой ячейке в идеальном виде выделяются микрозонки гематита– гидрограната + кварца–хлорита. В ряде случаев хорошо видна ромбодипирамидальная форма зональных ячеек-псевдоморфоз, принадлежащих, судя по форме, оливину. Таким образом, установлено, что в центре вариолей часто присутствуют скопления зерен оливина.

Внешняя зона глобул состоит из лейкократовой основной массы, а также фенокристов и лейст клинопироксена (см. рис. 5а). Выделения пироксена заключены в радиально-метельчатую апостекловатую лейкократовую основную массу. Последняя имеет преимущественно плагиоклазовый состав, о чем можно судить по присутствию выделений плагиоклаза с двойниками, наличию нечетких фрагментов сферолитового и аксиолитового строения, сложенных пелитизированным плагиоклазом, и, в ряде случаев, по присутствию участков апостекловатых метельчатых структур существенно альбитового состава (см. рис. 5г).

Светло-бурое стекло имеет волнистое строение, близкое к метельчатым микроструктурам. В некоторых случаях фрагменты "кислого" стекла образуют радиально ориентированные агрегаты, подобные вариолям, но имеющие сферолитовые структуры. Иногда в пределах метельчатых существенно альбитовых агрегатов присутствуют мелкие "таблички" плагиоклаза, ориентированные длинной осью параллельно радиальным фрагментам стекла.

Наиболее ранний пироксен (I), вероятно, замещен агрегатом вторичных минералов. Судя по характерной призмо-дипирамидальной форме, в вариолитах присутствовал и оливин, замещенный чаще всего кварц-хлоритовым агрегатом. Иногда в границах псевдоморфоз наблюдается гидрогранат. Клинопироксен (II) отмечается в виде таблитчатых, изометрических призматических выделений, а самый поздний клинопироксен (III) имеет лейстовидную форму с длиной лейст до 1.0-1.5 мм (см. рис. 5а-е). На отдельных участках со стекловатой основной массой лейстовидные выделения пироксена образуют интерсертальную структуру. В проходящем свете видно, что микролиты пироксена (III) пересекают радиально-лучистые агрегаты кислого существенно альбитового стекла светлосерого цвета с буроватым оттенком.

Микролиты пироксена пересекаются друг с другом; один микролит пересекает другой, но утыкается в третий. Видимо, это свидетельство одновременного, но все же растянутого во времени процесса кристаллизации микролитов пироксена. Данные микролиты начинали кристаллизоваться



Рис. 5. Морфология минеральных агрегатов в бонинитовых вариолитах бурибайского вулканического комплекса (микрофото образца T-42-11).

a – фазовая граница вариоль–матрикс; б – округлые микроминдалины в центре глобул; в – структура матрикса; клинопироксены: г – из центра глобул, д – зональный пироксен из краевой части глобул, е – из зоны матрикса; хромиты: ж – из матрикса, з – хромит и альбит из центра глобулы; и – морфология зерен граната в ядрах глобул.

Fig. 5. Morphology mineral aggregates in the boninitic variolites Buribai volcanic complex (microfoto of a sample T-42-11).

a – the phase boundary of the variola–matrix; δ – rounded microtonsils in the center of the globules; B – matrix structure; clinopyroxenes: r – the center of the globules, μ – pyroxene zone from the edge of the globules, e – from the matrix zone; chromite: κ – from the matrix, 3 – chromite and albite the center of the globules, μ – the morphology of garnet grains in the nuclei of the globules. в остывающей капле существенно кислого расплава, переходя частично в более основное стекло матрикса. Преобладающее количество микролитов располагается в меланократовом матриксе. Нередко микролиты пироксена находятся на границе светло-бурого (глобула) и темно-бурого (матрикс) стекла, фиксируя границу двух контрастных стекловатых ликвационных фаз, изредка на границе двух типов стекла встречаются дугообразные микролиты пироксена.

Пироксены и струйчатое лейкократовое пелитизированное стекло образуют радиально-лучистые агрегаты. В пределах крупных вариолей нередко присутствует 2–3 радиально-лучистых центра. Наряду с клинопироксенами во второй зоне вариолей также встречаются псевдоморфозы по оливину диаметром до 1.5 мм и скопления мелких апооливиновых псевдоморфоз. Радиально-метельчатые агрегаты стекла во второй зоне нередко содержат мелкие щелевидные пустоты, выполненные хлоритом (миндалины и псевдоморфозы по темноцветным минералам), что свидетельствует о высокой газонасыщенности ликвационных фаз в расплаве.

В единичных случаях округлые лейкократовые выделения в пределах глобул окаймляются с одной стороны серповидными кварц-хлоритовыми миндалинами, что подчеркивает жидкостный характер дифференциации исходных для вариолитов магм во время их обособления. В пределах вариолей присутствуют также и округлые миндалины кварцхлоритового и карбонатного состава.

Граница фазового перехода между меланократовым матриксом и лейкократовыми существенно плагиоклазовыми вариолями резкая, в шлифе – извилистая. Лейсты пироксена третьей генерации нередко пересекают ее, переходя из одной зоны в другую.

Результаты минералого-петрографического изучения вариолитов, на наш взгляд, свидетельствуют об их формировании в ходе ликвационной дифференциации излившегося расплава, в связи с чем произошло разделение магмы на кислую лейкократовую часть (глобулы) и мафическую меланократовую (матрикс).

В составе *верхней риолит-базальтовой толщи* бурибайского комплекса в разрезе по р. Таналык у д. Хворостянка присутствуют (снизу вверх по разрезу): эффузивные дациты, андезидациты, риодациты, оливин-пироксен- и пироксен-плагиофировые базальты (магнезиальные и умеренномагнезиальные), андезибазальты и афировые базальты умеренно-магнезиальные.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Предварительное изучение морфологии ликвационных образований проводили на поляризационном оптическом микроскопе, а состава минеральных фаз и геохимического состава отдельных зон на сканирующем электронном микроскопе в лаборатории Департамента минералогии в Музее естественной истории, г. Лондон, Университете г. Удина (Италия) и МГУ (г. Москва). Обширный объем новых данных был получен в Институте геологии КарНЦ РАН (г. Петрозаводск) на СЭМ VEGA II LSH (Tescan) с энергодисперсионным микроанализатором INCA Energy 350 (Oxford instruments) при следующих параметрах: W-катод, напряжение 20 кВ, время сканирования в стандартном режиме съемки 90 с. Общее количество определений химического состава минералов превысило 400. Компьютерную обработку микрозондовых анализов минералов осуществляли с помощью программ MINAL (автор Д.В. Доливо-Добровольский). Химический состав вариолей и матрикса определяли методом площадного микрозондового сканирования.

Для дополнения СЭМ-исследований минералов изучались их рамановские спектры, которые были получены на дисперсионном раман-спектрометре Nicolet Almega XR (возбуждение лазером 532 нм). Для фокусировки лазерного луча на поверхности шлифа использовался 50-кратный объектив конфокального микроскопа, что позволило получить сигнал с области образца около 2 мкм². Съемка осуществлялась в спектральном диапазоне 85–4000 см⁻¹, спектральное разрешение около 1 см⁻¹, время экспозиции составляло 30 с. Усреднение параметров спектра для каждой минеральной фазы проводилось по 5-10 точкам анализа. Количественные характеристики рамановских спектров (положение, интенсивность и ширина на половине высоты пиков) получены разложением спектров по функции Гаусса и Лоренца при обработке в программе OMNIC.

Химический состав пород бурибайского комплекса ранее опредляли методами силикатного, ICP-MS и рентгенефлюоресцентного анализов. Результаты приведены в работах [Серавкин, Косарев, 1979; Кузьмин, Кабанова, 1991; Вулканизм..., 1992; Spadea et al., 1998, 2002; Косарев, 2001; Косарев и др., 2005, 2009].

Содержание примесных компонентов в вариолитовых образованиях изучали методом локального лазерного пробоотбора (LA-ICP-MS) с использованием приставки лазерной абляции UP-266 Macro (New Wave Research), дополняющей квадрупольный масс-спектрометр (X-SERIES 2 Thermo Scientific). Система UP-266 Macro включает в себя учетверенный по частоте лазер Nd: YAG с длиной волны 266 нм, в качестве эталона применяли стандартный образец NIST 612 – National Institute of Standards and Technology.

Исследование выполняли по профилям (рис. 6, профили 3–6) вкрест ликвационных проявлений (глобул или их слившихся частей). Размер участка лазерного пробоотбора в экспериментах составлял 250–300 мкм. Испарение проводилось Z-образным





а – схема микрозондовых исследований; б – поверхность кратера при лазерном испарении; в – диаграмма, характеризующая рельеф кратера при лазерном испарении.

Fig. 6. Boninitic variolite. Sample T-42-11.

a – scheme microprobe analysis; δ – crater surface by laser evaporation; B – diagram describes the crater topography by laser evaporation.

микропрофилем пучком в 30 мкм, что в итоге привело к формированию кратеров испарения диаметром около 350 мкм и глубиной прожига 40–70 мкм. Детально методика описана в работе С.А. Светова с соавторами [2015].

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БАЗАЛЬТОВ И ВАРИОЛИТОВ ПИЛЛОУ-ЛАВ

Основные породы нижних двух толщ (b–br₁¹⁻²) бурибайского палеовулканического комплекса охарактеризованы в табл. 1, 2 и на рис. 7а–д, 8. Породы делятся по магнезиальности на высокомагнезиальные (MgO \geq 8%) и низкомагнезиальные (MgO \leq 5%) типы. Геохимическая характеристика вулканитов базируется на опубликованных [Вулканизм..., 1992; Spadea et al., 1998, 2002; Косарев,

2001; Herrington et al., 2002; Косарев и др., 2005] и новых авторских материалах.

Базальты умеренно-щелочные натриевые слагают нижнюю долерито-базальтовую толщу бурибайского комплекса ($D_1e_2br_1^1$). В ее составе преобладают натриевые низкомагнезиальные базальты, реже андезибазальты, мас. % : SiO₂ – 44.75–52.33, TiO₂ – 0.51–1.54, FeO_{общ} – 7.23–12.20, MgO – 2.37–4.20, ед. до 8.25, CaO – 4.30–6.00, Na₂O – 4.00–6.35, K₂O – 0.11–0.21. На диаграмме SiO₂– (Na₂O + K₂O) (рис. 7а) большинство проб располагаются в поле субщелочных базальтов, единичные – попадают в пограничную область щелочных и субщелочных составов. На диаграмме AFM (рис. 7б) три пробы умеренно-щелочных пород приурочены к полю толеитовой серии и две – к полю известково-щелочных составов. Толеитовый тренд для субщелочных пород довольно обычен,
Таблица 1. Содержание петрогенных окислов (мас. %) и редких элементов (г/т) в вулканитах Магнитогорского палеовулканического пояса

Компо-		Комплекс										
нент				Байм	иак-буриба	аевский	$D_1 ems_2$					
	CI	TT	FOIL	CUINT	Ce	рия			17111		TTTT	
		<u>ц</u>	<u> </u>	СЩМІ	5	БО		0	ИЩ	ИЩМІ 10	ИЩ	
	1	2	3	4) No	0	/	8	9	10	11	
	TOV	Т 4Г		ТСА	<u>,10D</u>		T 27F	т 22	т 20	T 40	T 41	
5:0	1-2V	1-4D	AK1-0V	1-0A	1-10B	1-21	1-2/b	1-32	1-38	1-40	1-41	
1002	0.51	52.8	50.9	0.53	0.45	0.33	0.20	00.78	48.54	42.28	04.98	
Al ₂ O ₂	16 59	16.43	13.1	14.4	14 38	11 47	10.29	13.9	13 31	13 54	17.63	
FeO	7 23	12.2	10.2	8.0	9.03	8 23	6 25	90	7 87	8 46	3 98	
MnO	0.11	0.19	0.17	_	0.16	_	0.16	_	0.13	0.19	0.06	
MgO	8.25	2.37	10.3	9.6	9.84	14.0	9.2	4.2	6.71	8.73	1.51	
CaO	3.8	4.88	8.8	8.32	7.33	6.7	7.51	1.82	12.63	13.8	1.19	
Na ₂ O	5.93	6.35	3.2	5.54	3.25	2.6	3.32	5.5	3.16	3.6	8.65	
K ₂ O	0.2	0.21	0.1	0.04	0.15	0.12	0.32	0.25	0.18	0.34	0.1	
P_2O_5	0.07	0.38	0.06	-	0.07	-	0.06	-	0.18	0.17	0.15	
П.п.п.	3.27	-	2.5	2.92	2.58	3.5	3.04	2.84	6.68	8.28	1.48	
Сумма	100.0	99.63	102.1	100.85	99.78	99.45	99.84	101.55	99.85	99.8	99.95	
IMg#	71.1	25.75	08.95	08.19	0/	/5.5	636	_	00.14	04./8	39.78	
Rh	2.28	4.5	2 39	0.16	0.48	4.1	3.9		2.00	37	0.36	
Cs	0.07	0.19	0.08	-	-	0.01	0.025	_	-	0.008	0.50	
Be	0.65	0.47	0.3	0.054	_	0.12	0.014	_	0.5	0.47	0.3	
Sr	157	141	143	125	99	229	128	81	142	229	210.8	
Ba	59.2	24.2	22.5	14.4	29	20.5	21.8	_	15.4	21	14	
Sc	_	_	38.5	_	-	-	_	-	_	_	_	
V	179	310	239	189	211	173	132	-	232	245	17.2	
Cr	71.5	35	422	-	445	791	435	15	254	358	_	
	29.4	14.5	41.6	28	31	30	28	26	22	28	2.5	
N1 Cu	65.2 10.1	12.8	92.8	1//	96	186	324	19	96	115	3.3	
Cu Zn	10.1	155.8	70.0	60	63	72	55	10	66	78	05	
Ga	14 2	17.2	10.4	10.9	79	10.4	66	- 10	13	14	12.2	
Y	13.2	31.5	13.6	12.2	10.6	9.2	6.3	_	8.0	9.34	20.27	
Nb	0.86	5.6	0.57	0.75	0.74	0.72	0.38	_	2.2	2.3	3.3	
Та	0.09	0.51	0.07	0.23	0.22	0.1	0.039	-	0.22	0.27	0.29	
Zr	44	71	26	24.8	22	23.9	19	59	44.1	45	76.8	
Hf	1.39	2.04	0.94	0.67	0.63	0.63	0.49	-	1.2	1.27	2.17	
Mo	0.18	0.6	0.22	0.026	0.065	-	0.08	-	0.28	0.19	0.18	
Sn	1.14	1.9	0.58	1.3	0.62	0.55	0.47	-	0.49	0.6	0.64	
	0.217	0.4	0.130	0.15	0.1	0.05	0.03	_	0.1	0.14	0.42	
111 1 a	2 14	10.5	1 39	1.6	13	1.5	0.04		8.26	74	15.95	
Ce	57	24.5	4 04	4.03	3.4	3 46	19	_	16.5	15.87	30.48	
Pr	0.94	3.7	0.67	0.597	0.49	0.46	0.22	_	2.2	2.2	4.0	
Nd	4.68	16.3	3.57	3.29	2.8	2.4	1.47	_	8.5	8.9	16.2	
Sm	1.52	4.6	1.31	1.1	0.968	0.8	0.51		1.8	2.0	3.9	
Eu	0.65	1.6	0.5	0.4	0.3	0.33	0.09	-	0.5	0.67	1.2	
Gd	2.15	5.26	1.81	1.5	1.36	1.12	0.7	-	1.7	2.05	4.2	
Tb	0.38	0.87	0.33	0.23	0.2	0.15	0.07	-	0.19	0.2	0.65	
Dy	2.42	5.66	2.2	2.06	0.86	1.5	1.0	-	1.5		4.1	
110 Er	0.52	1.1/	0.5	0.39	0.54	0.27	0.18	_	0.24	0.27	0.73	
Tm	0.2	0.43	0.23	0.13	0.1	0.99	0.7		0.01	0.92	$\begin{bmatrix} 2.07\\0.22\end{bmatrix}$	
Yh	1 28	2.96	1 44	1 25	113	0.07	0.03		0.057	0.82	1.8	

Table 1. Contents of major (wt %) and trace elements (ppm) in volcanic rocks of the Magnitogorsk paleovolcanic belt

Таблица 1. Окончание

Table 1. Ending

Компо-	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
нент	№ пробы										
	T-2V	Т-4Б	AKT-6V	T-6A	T-10B	T-21	Т-27Б	T-32	T-38	T-40	T-41
Lu	0.2	0.4	0.23	0.13	0.11	0.07	0.05	_	0.04	0.05	0.21
Er	1.38	3.37	1.49	1.33	1.17	0.99	0.7	_	0.81	0.92	2.07
Tm	0.2	0.43	0.23	0.13	0.1	0.07	0.03	_	0.039	0.05	0.22
Yb	1.28	2.96	1.44	1.25	1.13	0.97	0.74	_	0.76	0.82	1.8
Lu	0.2	0.4	0.23	0.13	0.11	0.07	0.05	_	0.04	0.05	0.21

Примечание. Петрогенетические серии: СЩ – умеренно-щелочная серия, СЩМГ – субщелочная магнезиальная, ИЩ – известковощелочная серия, ИЩМГ – известково-щелочная магнезиальная, БОН – бонинитовая серия. Прочерк – не определялось.

Note. Petrogenetic series: CIII – moderately alkaline series, $CIIIM\Gamma$ – subalkaline magnesia, MIII – calc-alkaline series, $MIIIM\Gamma$ – calc-alkaline magnesia, EOH – boninite series. Dash – not determined.

Таблица 2. Химический состав, СЭМ (мас. %), минералов магматической и метаморфической стадий формирования бонинитовых вариолитов бурибайского комплекса (образец T-42-11)

Table 2. The chemical composition, SEM (wt %), of minerals of the magmatic and metamorphic stages formation of the boninite variolites of Buribay complex (sample T-42-11)

Компонент			K.	линопиро	ксены бон	инитовых	вариолит	ОВ		
				i	Зон	аЦ				
					То	чка				
	4 9	37 2	37 3	37 4	37 5	38 1	2 4 1	2 14 1	20 1	2 20 2
SiO ₂	48.62	50.02	49.90	50.45	49.75	48.26	49.57	50.51	49.13	48.74
TiO ₂	_	_	_	_	_	_	0.64	_	_	0.71
Al ₂ O ₃	8.54	6.11	6.76	6.46	6.76	6.95	6.64	6.90	6.92	7.20
FeO	13.93	8.57	7.77	7.34	8.00	7.77	6.23	6.20	7.92	7.60
MnO	_	_	_	_	_	_	_	_	_	_
MgO	20.02	14.05	14.16	15.13	14.44	14.07	14.52	14.43	13.98	13.98
CaO	8.89	21.25	21.41	20.62	21.05	22.95	22.41	21.96	22.04	21.76
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Si ⁴⁺	1.77	1.85	1.84	1.85	1.84	1.78	1.82	1.86	1.81	1.80
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02
Al ³⁺	0.37	0.27	0.29	0.28	0.29	0.30	0.29	0.30	0.30	0.31
Al ⁴⁺	0.14	0.12	0.14	0.13	0.13	0.08	0.11	0.16	0.12	0.12
Fe ³⁺	0.09	0.03	0.02	0.01	0.04	0.14	0.03	0.00	0.07	0.04
Fe ²⁺	0.34	0.23	0.22	0.21	0.21	0.10	0.16	0.19	0.17	0.19
Mn ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg ²⁺	1.09	0.77	0.78	0.83	0.79	0.77	0.80	0.79	0.77	0.77
Ca ²⁺	0.35	0.84	0.85	0.81	0.83	0.91	0.88	0.86	0.87	0.86
X _{Mg}	0.76	0.77	0.78	0.79	0.79	0.88	0.83	0.81	0.82	0.80
W _{Ol}	6.05	34.70	34.42	33.33	33.33	34.30	36.26	36.23	34.28	34.10
En	54.38	38.74	38.92	41.43	39.66	38.64	39.79	39.39	38.46	38.48
Fs	16.92	11.70	10.85	10.71	10.51	5.03	8.13	9.49	8.67	9.52
					Зона	а КГ				
					To	чка				
	6_1	6_2	6_3	6_4	6_5	6_6	7_1	7_16	7_17	2_5_4
SiO ₂	50.98	50.15	49.48	49.71	49.95	48.68	55.22	52.99	56.79	52.32
TiO ₂	-	_	_	_	_	_	-	-	_	_
Al ₂ O ₃	5.97	6.86	7.00	9.06	7.05	7.07	2.46	5.12	2.22	7.01
FeO	8.93	7.49	7.12	9.80	6.47	8.91	10.35	14.86	10.55	14.14
MnO	-	_	-	-	_	0.50	-	0.66	_	-
MgO	13.97	13.59	14.13	15.08	14.33	13.44	17.24	14.17	18.12	13.69
CaO	20.14	21.91	22.26	16.35	22.21	21.39	14.73	12.20	12.31	12.84
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Si ⁴⁺	1.89	1.85	1.82	1.83	1.84	1.81	2.04	2.00	2.10	1.96
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ³⁺	0.26	0.30	0.30	0.39	0.31	0.31	0.11	0.23	0.10	0.31

Таблица 2. Продолжение

Table 2. Continuation

Компонент			К	линопиро	ксены бон	инитовых	вариолит	ОВ					
					Зон	а КГ							
					То	чка							
	6 1	6 2	63	64	65	6 6	7 1	7 16	7 17	254			
Al ⁴⁺	0.15	0.15	0.13	0.23	0.14	0.12	0.00	0.22	0.00	0.27			
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.05	0.00	0.02	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00			
Fe ²⁺	0.28	0.23	0.17	0.30	0.18	0.20	0.32	0.47	0.33	0.44			
Mn ²⁺	0.00	0.00 0.00		0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00			
Mg ²⁺	0.77	0.75	0.78	0.83	0.78	0.74	0.95	0.80	1.00	0.77			
Ca ²⁺	0.80	0.87	0.88	0.65	0.87	0.85	0.58	0.49	0.49	0.52			
	0.74	0.70	0.82	0.73	0.82	0.78	0.75	0.62	0.75	0.03			
Fn	38.10	30.20	38.78	40.81	30.21	32.02	15 33	20.40	35.00 16.17	26.51			
Fs	13 68	11 53	8 45	14 86	8 85	10.66	15 25	23.15	15.16	20.91			
	15.00	11.00	Зона МЕ	11.00	0.00	10.00	10.20	<u>Зона МА</u>	10.10	20.91			
					То	чка							
	2-6 1	293	2 10 1	2 11 1	2 12 1	2 21 1	2 21 3	2 21 4	96	18 7			
SiO ₂	46.82	48.50	49.40	48.78	48.62	48.57	49.24	49.69	51.11	49.14			
TiO ₂	-	0.76	_	0.63	0.81	0.57	_	0.67	_	_			
Al ₂ O ₃	3.45	8.22	6.41	8.17	7.85	7.87	7.82	6.29	6.99	7.45			
FeO	13.39	8.56	7.91	7.21	7.31	6.99	7.19	7.70	12.79	8.61			
MgO	10.74	13.22	13.07	13.49	13.27	12.93	13.15	13.94	19.93	13.79			
CaO	25.61	20.74	23.22	21.72	22.14	23.07	22.61	21.72	9.18	21.00			
Cymma S;4+	100.00	1.00.00	1.00.00	1.00.00	1.80	1.80	100.00	1.00.00	100.00	1.00.00			
	1.78	0.02	1.65	0.02	0.02	0.02	0.00	0.02	0.00	1.62			
A1 ³⁺	0.00	0.02	0.00	0.02	0.02	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00			
A14+	0.00	0.16	0.11	0.16	0.14	0.14	0.16	0.11	0.17	0.14			
Fe ³⁺	0.29	0.00	0.06	0.00	0.01	0.03	0.02	0.01	0.00	0.04			
Fe ²⁺	0.13	0.27	0.19	0.22	0.21	0.19	0.20	0.23	0.39	0.23			
Mn ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
Mg ²⁺	0.61	0.73	0.72	0.74	0.73	0.71	0.72	0.77	1.08	0.76			
Ca ²⁺	1.04	0.82	0.92	0.86	0.88	0.91	0.89	0.86	0.36	0.83			
X _{Mg}	0.82	0.73	0.79			0.79	0.78		0.74	0.77			
W _{ol} En	40.78	36.54	36.08	33.90	35.00	30.40	35./1	35.95	12.00	32.47			
Fs	6 46	13 25	9 39	10.88	10.65	933	10.06	11 42	1933	11 29			
I S	0.10	15.25	7.57	Vear									
Компонент				хромит	ы оонини	говых вар	иолитов						
						ац							
	24.1	25 1	26.2	26.2	20 1	чка 2022	20.1	21.1	22 1	2 14 5			
SiO	0.00	0.00	0.00	0.00	<u> </u>	1.34	0.67	0.00	0.00	0.00			
Al_2O_2	12.91	12.65	14.00	13 54	11 71	12.99	15 27	13 14	14.82	13.67			
Cr_2O_3	54.54	54.75	52.42	52.39	49.63	52.23	50.68	54.25	51.09	50.75			
Fe ₂ O ₃	5.10	5.30	5.37	6.37	0.75	2.98	4.88	5.59	6.99	7.35			
FeO	15.04	14.66	16.87	15.61	21.08	20.31	15.70	13.73	13.50	17.13			
MgO	12.42	12.63	11.33	12.10	12.27	10.15	12.81	13.29	13.60	11.10			
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00			
S1 ⁴⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.145	0.044	0.021	0.00	0.00	0.00			
AI^{3+}	0.490	0.4/9	0.532	0.515	0.440	0.498	0.3/1	0.495	0.334	0.522			
Fe ³⁺	0.123	0.128	0.130	0 154	0.018	1.342 0.073	0.116	0.135	0.167	0 179			
Fe ²⁺	0.404	0.394	0.455	0.420	0.562	0.552	0.416	0.367	0.358	0.464			
Mg ²⁺	0.596	0.606	0.545	0.580	0.583	0.492	0.605	0.633	0.642	0.536			
Ca ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
#Cr	73.91	74.39	71.52	72.19	73.98	72.95	69.00	73.48	69.81	71.35			
#Mg	59.56	60.57	54.49	58.02	50.93	47.10	59.27	63.32	64.23	53.61			
#Fe	6.17	6.42	6.52	7.72	1.06	3.81	5.95	6.73	8.34	8.95			

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 18 No. 2 2018

Таблица 2. Окончание

Table 2. Ending

Компонент	Хромиты бонинитовых вариолитов											
	Зона	а КГ	Зона	ı MÊ			Зона	MA				
					То	нка						
	2 12-2	2 13 1	291	292	9 1	10 1	10.2	12 1	19 6	19 9		
SiO2	0.00	0.00	0.00	1.65	0.00	0.00	0.92	0.00	0.00	0.00		
Al ₂ O ₂	13.44	12.91	13.43	12.26	12.74	11.22	15.20	13.47	11.06	9.59		
Cr ₂ O ₃	49.43	49.90	51.34	47.96	55.49	57.30	49.88	52.25	57.72	60.04		
Fe ₂ O ₂	7.53	7.51	7.36	6.90	4.45	4.03	1.98	8.80	4.09	1.28		
FeO	21.13	21.51	16.13	21.32	14.68	15.49	25.18	9.29	14.63	20.63		
MgO	8.47	8.17	11.74	8.61	12.64 11.96 6.85			16.19	12.51	8.46		
CaO	0.00	0.00	0.00	1.30	0.00	0.00	0.00					
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00		
Si	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00		
Al	0.52	0.50	0.51	0.47	0.48	0.43	0.59	0.50	0.42	0.38		
Cr	1.29	1.31	1.31	1.25	1.41	1.47	1.30	1.29	1.48	1.59		
Fe'''	0.19	0.19	0.18	0.17	0.11	0.10	0.05	0.21	0.10	0.03		
Fe"	0.58	0.60	0.44	0.59	0.39	0.42	0.69	0.24	0.40	0.58		
Mg	0.42	0.40	0.56	0.42	0.61	0.58	0.34	0.76	0.60	0.42		
Si ⁴⁺	0.00	0.00	0.00	0.054	0.00	0.00	0.030	0.00	0.00	0.00		
Al ³⁺	0.523	0.504	0.511	0.475	0.482	0.430	0.591	0.498	0.422	0.378		
Cr ³⁺	1.290	1.308	1.310	1.246	1.410	1.472	1.300	1.295	1.478	1.589		
Fe ³⁺	0.187	0.187	0.179	0.171	0.108	0.099	0.049	0.208	0.100	0.032		
Fe ²⁺	0.583	0.596	0.435	0.586	0.395	0.421	0.694	0.243	0.396	0.578		
Mg ²⁺	0.417	0.404	0.565	0.422	0.605	0.579	0.336	0.757	0.604	0.422		
Ca ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.046	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
#Cr	71.17	72.17	71.94	72.41	74.51	77.41	68.76	72.23	77.78	80.77		
#Mg	41.69	40.36	56.48	41.86	60.55	57.93	32.65	75.66	60.39	42.25		
#Fe	9.36	9.37	8.94	9.02	5.39	4.94	2.53	10.38	4.99	1.62		
Компонент				Гранаті	ы бонинит	овых вари	олитов					
		Зон	aII	I	Зона	ιКΓ	Зона МЕ		Зона МА			
					То	1K9	00114 1112					
	21.1	22.1	25.3	29.6	6 10	2 5 1	284	9.2	2 9 3 16 1			
SiOa	37 02	34 47	37.83	36.76	36.65	39 78	41 42	35 36	37.25	36 55		
Al ₂ O ₂	10.35	10.83	11 48	9.08	9 38	10 40	11 29	8 65	9.83	7 78		
FeO	_	_	13.26	18 80	16.63	15 20	14 90	18.50	16.95	18 86		
MgO	16 70	19 25	_	_	_	1 87	1 73	_	_	_		
CaO	35.92	35.44	37 43	35 36	37 34	32.76	30.66	37.50	35 97	36 81		
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00		
Si ⁴⁺	2.63	2.42	2.95	2.91	2.89	3.10	3.23	2.80	2.94	2.90		
Al ³⁺	0.87	0.90	1.06	0.85	0.87	0.96	1.04	0.81	0.91	0.73		
Fe ³⁺	1.87	2.26	1.04	1.33	1.36	0.84	0.50	1.60	1.21	1.48		
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.15	0.47	0.00	0.00	0.00		
Mg ²⁺	1.77	2.01	0.00	0.00	0.00	0.22	0.20	0.00	0.00	0.00		
Ca ²⁺	2.73	2.67	3.13	3.00	3.15	2.74	2.56	3.18	3.04	3.13		
X(adr)	0.41	0.41	0.50	0.61	0.61	0.41	0.26	0.67	0.57	0.67		
X(grs)	0.19	0.16	0.50	0.39	0.39	0.47	0.53	0.33	0.43	0.33		
X(uvarovite)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
X(alm)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.10	0.00	0.00	0.00		
X(sps)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
X(prp)	0.39	0.43	0.00	0.00	0.00	0.07	0.06	0.00	0.00	0.00		
Сумма	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.98	0.95	1.00	1.00	1.00		

Примечание. Зоны вариолитов: Ц – центр глобулы (соответствует точкам лазерной абляции 6_10–6_13); КГ – краевая зона глобул (6_8, 6_9, 6_15–6_17); МЕ – мениск (6_7 и 6_18); МА – матрикс (5_1–5_6, 6_1–6_5 и 3_1–3_10). Прочерк – не определялось.

Note. Variolitic zones: II - the globule center (corresponding to laser ablation points 6_10–6_13); $K\Gamma$ – the globule edge zone (6_8, 6_9, 6_15–6_17); ME – meniscus (6_7 and 6_18); MA – matrix (5_1–5_6, 6_1–6_5 and 3_1–3_10). Dash – not determined.

ЛИТОСФЕРА том 18 № 2 2018

Бонинитовые вариолиты бурибайского вулканического комплекса Южного Урала Boninitic variolites of the Buribay volcanic complex the Southern Urals



Рис. 7. Петрохимические особенности вулканитов баймак-бурибаевской свиты.

1 – базальты умеренно-щелочные низкомагнезиальные (br₁); 2 – базальты умеренно-щелочные магнезиальные (br₁₋₂); 3 – базальты магнезиальные нормальной щелочности (br₂); 4 – бонинито-базальты (br₂); 5 – пикробазальты и бонинитобазальты Юбилейного колчеданного месторождения (br₂); 6 – бониниты высококальциевые разреза по р. Таналык у д. Хворостянка (br₂); 7 – бониниты из разрезов по р. Таналык у пос. Самарское и руч. Шанхай [Spadea et al., 1998] (br₂); 8 – андезибониниты (br₂), д. Хворостянка; 9 – магнезиальные андезидациты (br₂); 10 – эффузивные породы кислого и основного состава у д. Хворостянка (br₃); 11 – кислые породы из дайки у д. Хворостянка [Зайков и др., 2001; Chistyakova, Latyроv, 2011]; 12 – кислые эффузивные породы Юбилейного месторождения [Аржавитина, 1971]; 13 – альбитовые вариоли из бонинитовых вариолитов br₂ (обр. Т-21, Т-27, Т-42-11) [Косарев и др., 2009].

Сокращенные обозначения пород: Р – иолит, Д – дацит, ТД – трахидацит, ТР – трахит, А – андезит, ТА – трахиандезит, АБ – андезибазальт, ТАБ – трахиандезибазальт, Б – базальт, ТБ – трахибазальт, ПБ – пикробазальт, ТФ – тефрит. Петрогенетические серии: Т – толеитовая, ИЩ – известково-щелочная, КТ – коматиитовая, БОН – бонинитовая.

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 18 No. 2 2018

Fig. 7. Petrochemical features of volcanics of the Baimak-Buribay Formation.

1 – basalts of the moderate-alkaline low-magnesian (br₁); 2 – basalts of the moderate-alkaline magnesian (br₁₋₂); 3 – basalts magnesian of the normal alkalinity (br₂); 4 – boninit-basalts (br₂); 5 – picrobasalts and boninit-basalts Jubileynoye massive sulphide deposit (br₂); 6 – boninites high-Ca section on r. Tanalyk of v. Hvorostyanka (br₂); 7 – boninites high-Ca section on r. Tanalyk of v. Sakmarskoe and r. Shanchai [Spadea et al., 1998] (br₂); 8 – andesiboninite (br₂), v. Hvorostyanka; 9 – magnesian andesidacite (br₂); 10 – effusive rocks of acid and of basic composition of v. Hvorostyanka (br₃); 11 – acid rocks from dike on of v. Hvorostyanka [Zaykov et al., 2001; Chistyakova, Latypov, 2011]; 12 – acid effusive rocks Jubileynoye [Arzhavitina, 1971]; 13 – albite varioles from boninite variolites br₂ (sample T-21, T-27, T-42-11) [Kosarev et al., 2009].

Abbreviations of rocks: P – rhyolite, Π – dacite, $T\Pi$ – trachydacite, TP – trachyte, A – andesite, TA – trachyandesite, AB – basaltic andesite, TAB – basaltic trachyandesite, B – basalt, TB – trachybasalt, Π B – picrobasalt, T Φ – tephrite. Petrogenetic series: T – tholeiitic, Π III – calc-alkaline, KT – komatiitic, BOH – boninitic.

что связано с их повышенной железистостью и значениями FeO*/MgO, а также невысокими концентрациями MgO. Таким образом, в составе нижней долерито-базальтовой толщи преобладают базальты умеренно-щелочной серии.

Базальты умеренно-щелочные натриевые низкомагнезиальные (br₁) характеризуются низкой концентрацией Cr (10.00–35.00), Co (14.50–43.00), Ni (12.80-47.00) (все элементы в г/т), что увязывается с пониженным MgO (Mg# - 27.50), в повышенных количествах содержится Nb (5.60) и ЛРЗЭ: La (10.25) и Ce (24.50 г/т), умеренные концентрации обнаруживают Zn (72.00-156.00) Pb (8.00-17.00), Rb (1.70–2.97), Sr (105.00–267.00), Ba (24.00– 59.20), V (310.00), Sm (4.60), Eu (1.60), Yb (2.96), La/Yb = 3.55. На спайдер-диаграмме (см. рис. 8а, б) низкомагнезиальный субщелочной базальт имеет обогащение ЛРЗЭ, обеднение ТРЗЭ и повышенные значения отношения La/Yb, что соответствует умеренно-щелочной серии. Относительно высокая концентрация TiO₂ (1.51%), Nb (5.60 г/т), Y (31.50 г/т), наличие слабой негативной аномалии Sr показывают, что некоторые из этих базальтов подобны плато-базальтам океанов.

В составе *второй толщи* бурибайского палеовулканического комплекса присутствуют субщелочные магнезиальные базальты, бонинито-базальты, бониниты, магнезиальные андезиты (см. рис. 7, 8, табл. 1).

Второй тип умеренно-щелочных основных пород – умеренно-щелочные натриевые магнезиальные базальты, которые ассоциируются с первым типом в разрезе нижней толщи бурибайского комплекса и присутствуют в низах разреза второй пиллоу-базальт-вариолитовой толщи бурибайского комплекса. Для пород характерен широкий разброс величин концентрации Cr (53.00-430.00 г/т) и Ni (65.20-210.00), умеренные значения содержания Со (28.00–31.00), Zn (66.00–112.00), Pb (10.00), Sr (125.00–138.00), Zr (24.80–85.00), Y (12.20), низкие – Nb (0.75–0.86), Ва (14.00–59.00 г/т). На спайдер-диаграммах (см. рис. 8в, г, пробы 6V, 10В) базальтов этого типа хорошо проявлены негативные аномалии Nb и Ti, положительные аномалии Sr. Графики нормированных составов РЗЭ имеют ровный, слабо выпуклый в области средних (Sm-Dy) РЗЭ характер, иногда на этих графиках обнаруживается дефицит ЛРЗЭ. Отношения La/Yb в этих пробах (T-6V, T-6A) составляют 0.96–1.15. Приведенные сведения свидетельствуют о принадлежности умеренно-щелочных магнезиальных базальтов к надсубдукционному типу.

Магнезиальные базальты (см. рис. 7д) имеют содержание $SiO_2 - 48.40-52.80$, обладают низкой глиноземистостью ($Al_2O_3 - 11.50-13.25$), нормальной щелочностью ($Na_2O + K_2O - 3.30-3.55$), низкой калиевостью, повышенными магнезиальностью (MgO - 6.00-11.00%) и кальциевостью (CaO - 7.50-12.00) (все оксиды в мас. %). На диаграмме MgO–SiO₂ (см. рис. 7д) они занимают промежуточную позицию между бонинитами и оливиновыми базальтами [Симонов и др., 1998]. Среди магнезиальных базальтов присутствуют разновидности с повышенной щелочностью (субщелочные). В пробе 6А содержания Na_2O достигают 5.54, $K_2O - 0.04$, MgO – 9.60 мас. %.

Базальты магнезиальные нормальной щелочности широко представлены в пробах, отобранных из нижней и средней частей разреза пиллоу-базальтвариолитовой толщи (пробы T-6V и др.) [Косарев, 2001]. В этом типе базальтов сохраняется широкий диапазон колебаний Cr (33–4700), Ni (17–290), Cu (8–93), Sr (10–251), умеренная концентрация Co (22–42), Zn (53–93), Pb (6–17), Zr (54–80) (все в г/т).

Бонинито-базальты (см. рис. 7, 8, табл. 1) содержат 46.00-52.00 мас. % SiO₂, характерные для базальтов, высокую концентрацию MgO (10.26-16.65), пониженную и умеренную – Al₂O₃ (10.11– 15.68) и CaO (2.88–9.87), низкую – Na₂O (0.43– 3.68) и K₂O (0.02–0.39%). Бонинито-базальтам свойственны высокая концентрация Cr (169.00-1011.00 г/т), Ni (56.00–381.00), умеренная – Со (28.00-47.00) и V (137.00-274.00), низкая - Рb (<0.15-9.00), Zr (24.00-79.00), Sc (19.00-36.00), Ва (26.00-85.00), широкий разброс концентраций Cu (16.00-184.00), Zn (38.00-332.00), Sr (36.00-203.00) (все в г/т). К этой группе примыкают высокомагнезиальные базиты месторождения Юбилейное (см. рис. 4д). Две пробы из них имеют низкую концентрацию SiO₂ (43.65–43.73%), высокую – MgO (12.26–17.84) и Al₂O₃ (16.49–22.50), низкую – CaO (0.24–0.69) и Na₂O (0.07–0.17), повышенную – K₂O (0.50–2.84) (все в мас. %). Третья проба имеет

ЛИТОСФЕРА том 18 № 2 2018



Бурибайский комплекс

Рис. 8. Распределение микроэлементов, нормализованных по N-MORB [Sun, McDonough, 1989], и редкоземельных элементов, нормированных по хондриту [Nakamura, 1974], в вулканитах Бурибайского комплекса баймак-бурибаевской свиты.

T-2v, T-4Б – долерито-базальты (b-br₁); T-6a, AKT-6V, T-10В – пиллоу-базальты магнезиальные (b-br₂); T-21, T-27Б – бонинитовые вариолиты (b-br₂); T-38, T-40, T-41 – базальт, андезибазальт пироксен-плагифировый и дацит (b-br₃).

Fig. 8. Distribution of trace elements, normalized by N-MORB [San, McDonough, 1989] and rare-earth elements, normalized by chondrite [Nakamura, 1974] in the rocks of Buribai complex Baimak-Buribai Formation.

 $T-2v, T-4b - dolerite-basalts (b-br_1); T-6a, AKT-6V, T-10B - pillow-basalts magnesian (b-br_2); T-21, T-27b - boninitic variolite (b-br_2); T-38, T-40, T-41 - basalts, and esibasalts piroxen-plagiphyric and dacite (b-br_3).$

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 18 No. 2 2018

повышенное содержание SiO₂ (52.40) и MgO (13.92), низкое – Na₂O и CaO, повышенное – K₂O (1.09). Все три пробы несут признаки околорудного метасоматоза, разложения плагиоклазов, выноса CaO, привноса K₂O. В них обнаруживаются также повышенное количество Rb, низкое Sr, низкое Cu, умеренное Zn. Породы с низким содержанием кремнезема, возможно, следует называть пикробазальтами, а с повышенным – бонинитом.

Бониниты бурибайского вулканического комплекса охарактеризованы в многочисленных работах [Серавкин, Косарев, 1979; Кузьмин, Кабанова, 1991; Вулканизм..., 1992; Spadea et al., 1998, 2002; Косарев, 2001; Косарев и др., 2005, 2009]. Большинство из опубликованных аналитических материалов использовано на петрохимических (см. рис. 7) и геохимических (см. рис. 8) классификационных диаграммах. В поле бонинитов (см. рис. 7д) [Симонов и др., 1998] располагаются составы собственно бонинитов, которые, по Петрографическому кодексу [2008], охватывают интервал (мас. %): SiO₂ – 52.0–58.0, MgO – 8.0–13.0, и магнезиальных андезитов: SiO₂ - 56.0-60.0, MgO - 5.0-10.0, и ан*дезидацитов*: SiO₂ - 60.0-63.8, MgO - 3.0-10.6 разных участков (см. рис. 7).

По геологическим материалам все перечисленные типы пород, за исключением умереннощелочных низкомагнезиальных базальтов (br₁¹), представляют собой единую ассоциацию бонинитовой серии. В нее входят и пикробазальты, обнаруженные И.Б. Серавкиным на рудном поле месторождения Юбилейное. Этот вывод обосновывается положением фигуративных точек на диаграммах (см. рис. 7). На диаграмме SiO₂–FeO*/MgO (см. рис. 7в) видны отсутствие или очень слабое проявление тренда накопления железа, которое четко обозначено лишь для субщелочных низкомагнезиальных базальтов (br₁), и принадлежность практически всех фигуративных точек к полю коматиитбонинитовой серии (см. рис. 7г).

По характеру распределения микроэлементов бониниты ближе всего стоят к бонинито-базальтам. В бонинитах установлен широкий диапазон колебаний содержания Cr (12.0–854.0), Ni (19.0–352.0), Cu (1.0–443.0), Ba (20.5–385.0), невысокой дисперсией характеризуются Co (24.0–50.0), Zr (22.0–80.0), Nb (0.7–3.0) (все в г/т).

На спайдер-диаграммах бонинитов (см. рис. 8) проявлена негативная аномалия Nb, несколько более слабая – Th, хорошо обозначены пониженный фон высокозарядных и РЗЭ элементов, характерных для бонинитовых серий и четкая положительная геохимическая аномалия Sr. Эти сведения подтверждают надсубдукционный характер бонинитовых магм, выплавлявшихся в деплетированном мантийном клине при высоком содержании H₂O в зоне магмообразования и при высоких степенях плавления субстрата [Пирс и др., 1987; Baily et al., 1989; Фролова, Бурикова, 1997]. В бонинитах обнаружены пониженные, по сравнению с таковыми в бонинито-базальтах, концентрации Cr и Ni, что указывает на генетическую связь этих двух разновидностей высокомагнезиальных пород.

Магнезиальные андезиты и андезидациты продолжают поле бонинитов в область пониженной концентрации MgO (<8) и повышенной – SiO₂ (>58 мас. %) (см. рис. 7). Пробы магнезиальных андезитов из разреза по р. Таналык в районе д. Хворостянка располагаются в пограничной области бонинит-магнезиальный андезит и представлены гигантовариолитами, химия минералов которых приведена в статьях [Косарев, 2001; Косарев и др., 2009] и в данной работе.

Перечисленные пробы характеризуются следующим содержанием, мас. %: $SiO_2 - 59.38-60.78$, $K_2O + Na_2O - 3.64-5.75$, MgO - 4.20–9.20, CaO - 1.82–7.51, $Al_2O_3 - 10.25-13.90$, FeO* - 6.25–9.82. Пробы, фигуративные точки которых расположены в поле бонинитов (см. рис. 7), имеют высокую концентрацию MgO (8.00–9.20) и содержание SiO_2 60.00 мас. % и менее, логично называть андезибонинитами.

Среди магнезиальных андезитов присутствуют разновидности с содержанием Na₂O 5.85–6.34 мас. %, K₂O 0.1–0.8, которые обогащены альбитом и при содержании MgO 4.50–9.16 мас. % попадают в поле субщелочных составов. Большая часть магнезиальных андезитов располагается в области нормально-щелочных составов.

Андезибониниты, наиболее близкие к бонинитам (см. рис. 7), характеризуются широким диапазоном вариаций содержания Cr (15–435 г/т), Ni (19– 324 г/т), более низкими, чем в бонинитах, умеренными концентрациями Co, Cu, Sr, Rb, V, малыми количествами K_2O , Ba, высокозарядных, редкоземельных и радиоактивных элементов (см. табл. 1).

Магнезиальные андезиты и андезидациты известны на колчеданном месторождении Юбилейное и в разрезе по р. Таналык. Содержание SiO₂ в этих породах варьирует в диапазоне 59.19–63.81, MgO – 3.02–9.00 мас. %. Для андезитов и андезидацитов Юбилейного месторождения обычны пониженная концентрация CaO – 0.53–3.38 мас. %, иногда в единичных пробах наблюдается низкое содержание Na₂O и повышенное – K₂O, Rb, низкое и повышенное – Ва, умеренное – Cu и Zn. Низкое содержание Cr, Ni и Co в пробах с месторождения Юбилейное, вероятно, связано с процессами выщелачивания во время рудогенеза.

Литофациальное и петрохимическое изучение вулканитов двух нижних толщ бурибайского вулканического комплекса позволило сделать следующие выводы.

Эволюция вулканизма бурибайского вулканического комплекса имела гомодромный характер, на ранней стадии формировались базальты ниж-

ней толщи бурибайского комплекса (br₁), принадлежащие к умеренно-щелочной серии. В двух пробах (4А, 4Б) базальты имеют характеристики Ті, Zr, Th/Yb, Nb/Yb, соответствующие платобазальтам океанов, близкие к поляковскому комплексу (O₂) зоны ГУР [Косарев, 2015]. Во второй, наиболее активный, этап вулканизма появляется вторая пиллоу-базальт-вариолитовая толща пиллоу-лав, принадлежащая к бонинитовой серии. Выделяющийся ряд высокомагнезиальных вулканических пород (пикробазальты-бонинитовые базальты-бониниты-магнезиальные андезиты и андезидациты) образован в процессе магматической дифференциации (ликвации), признаки которой запечатлены в вариолитовых бонинитах. Количество вариолей контролирует кислотность пород, которая варьирует по SiO₂ от 43.0 до 63.8%.

ХИМИЯ МИНЕРАЛОВ ВАРИОЛИТОВЫХ БОНИНИТОВ БУРИБАЙСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

Объектом данного исследования являются минералы бонинитовых вариолитов (пробы T-27, T-21 и T-42-11, br_2^2), изученные СЭМ-методом. Бонинитовые вариолиты слагают лавовый поток подушечного строения, залегающий в средней части разреза толщи пиллоу-базальтов (br_2), в разрезе по р. Таналык, представляющем собой удаленную зону Юбилейного колчеданного рудного поля. По характеру вторичных изменений это периферическая область гидротермальной конвективной ячеи с проявлением окислительного диагенеза.

Бонинитовые вариолиты состоят из стекловатых вариолей (глобул), по составу представляющих собой кварц-альбитый агрегат, и существенно хлоритового матрикса. В основной массе вариолитов содержатся скелетные игольчатые выделения тонких длинных лейст клинопироксена, присутствуют также Сг-шпинель, сфен, замещенные вторичными минералами оливин и ранний пироксен, пироксен микрофенокристов и микролитов, плагиоклаз в метельчатых структурах в слабо девитрифицированном стекле и вариолях. Из вторичных минералов отмечаются гематит, гранат, кварц, актинолит, эпидот, хлорит, пренит, карбонаты (см. рис. 5). В толще также наблюдаются пумпеллиит и селадонит.

Клинопироксены. В бонинитовых вариолитах установлены эндиопсиды, салиты, авгиты и субкальциевые авгиты. Преобладающая направленность эволюции химизма пироксенов – понижение кальциевости, возрастание железистости. Салитовый тренд: салит (Ca_{47.64}Mg_{38.26}Fe_{14.10}) \rightarrow салит (Ca_{48.78}Mg_{34.46}Fe_{16.77}). Эндиопсид – авгитовый тренд: эндиопсид (Ca_{44.2}Mg_{46.3}Fe_{9.5}) \rightarrow авгит (Ca₄₄Mg_{39.4}Fe_{16.6}) \rightarrow (Ca_{40.1}Mg_{48.6}Fe_{11.3}) \rightarrow (Ca_{37.67}Mg_{52.3}Fe_{10.02}) \rightarrow авгит (Ca_{30.05}Mg_{51.47}Fe_{18.48}) \rightarrow субкальциевый авгит (Ca_{24.5}Mg_{36.7}Fe_{38.8}). Приведенные ряды пироксенов являются идеализированными и представлены выборочными составами. На диаграмме Wo-En-Fs (для 43 проб) выделяются поля салитов и эндиопсидов-авгитовсубкальциевых авгитов. В последнем намечаются два тренда: "авгитовый" и "пижонитовый", последний из которых завершается субкальциевыми авгитами, пограничными с авгитами (рис. 9а).

Детальные исследования пироксенов пробы Т-42-11 показали (см. табл. 2, рис. 9б), что на классификационной диаграмме [Morimoto et al., 1989] их составы лежат преимущественно в поле авгитов. В пироксенах глобул наблюдается выраженная зональность, которая проявляется в уменьшении кальциевости и возрастании железистости от ядра к кайме (см. рис. 9в, г). Эти данные соответствуют установленному ранее эволюционному тренду химической эволюции пироксенов. Важно отметить, что рамановские спектры пироксенов из глобул и матрикса (рис. 9д) сходны и соответствуют спектру авгита. Наличие характеристических линий спектра с частотой 1007, 668, 394 и 330 см⁻¹ свидетельствует о том, что минералы относятся к группе клинопироксенов [Huang et al., 2000].

В целом рассматриваемые пироксены "среднего" стратиграфического уровня сходны с ассоциацией клинопироксенов, присутствующих в колчеданоносных вулканитах надсубдукционного офиолитового комплекса Троодос [Crawford et al., 1989; Baily et al., 1991].

Шпинель представлена идиоморфными зернами размером от 10 до 30 мкм, реже до 150 мкм, установленными и в глобулах, и в матриксе. Зерна имеют однородное строение, по составу относятся к хромитам-алюмохромитам (см. рис. 5 в, ж–и, рис. 10а, табл. 2), содержания Cr_2O_3 варьируют от 54.03 до 60.28, $Al_2O_3 - 9.92-13.57$ мас. %, Cr# - 0.73-0.80, Mg# - 0.55-0.56.

Типичный рамановский спектр хромшпинелидов образца Т-42-11 (рис. 10б) соответствует таковому хромитов [Wang et al., 2004; Reddy, Frost, 2005], для которого характерно присутствие двух интенсивных линий с частотами 695 и 566 см⁻¹. Эти линии отвечают модам A_{1g} и F_{2g} , характеризующим колебания трехвалентных ионов в октаэдрических позициях. Линия 695 см⁻¹ имеет плечо с частотой 650 см⁻¹, которое появляется в хромитах с содержанием хрома более 30 мас. % [McCarty, Boehme, 1989]. В работе [Wang et al., 2004] описана корреляционная зависимость между положением этой линии и соотношением ($Cr + Fe^{3+}$)/($Cr + Fe^{3+} + Al$). Исходя из данной корреляционной зависимости, положение линии 695 см⁻¹ в спектре хромшпинелидов из ядер соответствует содержанию алюминия около 10 мас. %, т. е. алюмохромиту. Данные по составу хромитов, полученные при интерпретации их рамановских спектров, хорошо согласуются с результатами СЭМ.



Рис. 9. Соотношения Ca (Wo), Mg (En), Fe (Fs) в пироксенах из вулканитов второй (спилито-вариолитовой) толщи нижней подсвиты бурибаевского вулканического комплекса ($D_1 \text{ ems b}-br_1^2$) (a, б):

а – базальт магнезиальный эффузивный, массивный, участками вариолитовый с микровкрапленниками пироксена, б – бонинит крупновариолитовый; зональный пироксен из краевой части глобул, профиль 1–1 (в); химическая зональность пироксенов по профилю 1–1 (г); рамановские спектры авгитов из глобулы и матрикса (д).

Fig. 9. Ratio Ca (Wo), Mg (En), Fe (Fs) in the pyroxenes of the volcanic rocks of second (spilito-variolitic) strata of the lower subformation of the Buribai volcanic complex $(D_1 \text{ ems } b-br_1^2)$ (a, δ):

a – basalt magnesian effusive, the massive, sites variolitic with micro inclusion of pyroxene, δ – boninite megavariolitic; zone pyroxene from the edge of the globules, 1–1 profile (B); chemical zoning of pyroxene in the profile 1–1 (r); Raman spectra of augites from globule and matrix (α).

Бонинитовые вариолиты бурибайского вулканического комплекса Южного Урала Boninitic variolites of the Buribay volcanic complex the Southern Urals



Рис. 10. Состав хромитов на классификационной диаграмме Н.В. Павлова [1949] (а); рамановские спектры алюмохромитов Т-42-11 (1), Совдозерской структуры (2) и магнетитов Совдозерской структуры (3) (б).

Подсемейства хромшпинелидов (a): 1 – хромит, 2 – субферрихромит, 3 – алюмохромит, 4 – субферриалюмохромит, 5 – ферриалюмохромит, 6 – субалюмоферрихромит, 7 – феррихромит, 8 – хромпикотит, 9 – субферрихромпикотит, 10 – субалюмохроммагнетит, 11 – хроммагнетит, 12 – пикотит, 13 – магнетит; тренды эволюции состава хромшпинели из ультрабазитов [Перевозчиков и др., 2004]: І – первичный тренд дифференциации в верхней мантии, II – вторичные тренды метаморфических преобразований в коровых условиях.

Fig. 10. Composition of chromites plotted ternary diagram of N.V. Pavlov [1949]; Raman spectra of aluminochromites T-42-11 (1), Sovdozero structure (2) and magnetites Sovdozero structure (3) (δ).

Mineral subdivisions chromespinels (a): 1 - chromite, 2 - subferrichromite, 3 - aluminochromite, 4 - subferrialuminochromite, 5 - ferraluminochromite, 6 - subaluminoferrichromite, 7 - ferrichromite, 8 - chrompicotite, 9 - subferrichrompicotite, 10 - subaluminochrommagnetite, 11 - chrommagnetite, 12 - picotite, 13 - magnetite; evolution trends of the composition of chrome-spinele from ultrabasits [Perevozchikov et al., 2004]: I - primary trend of differentiation in the mantle, II - secondary trends of metamorphic transformations in crustal conditions.

По геохимическим характеристикам шпинели ее составы близки шпинелидам из бонинитов и высокомагнезиальных андезитов [Spadea et al., 1998].

Кислое существенно альбитовое стекло, иногда переходящее в кварц-альбитовый агрегат, слагает лейкократовые глобулы диаметром до 1 см. Лейкократовый агрегат присутствует в виде девитрифицированного стекла (см. рис. 5в, 6), иногда с элементами метельчатых структур, или представлен агрегатом микрогранобластовогомикрозернистого строения с зернами плагиоклаза (альбита) и кварца. В некоторых случаях на границе лейкократовых вариолей и меланократового существенно хлоритового матрикса-располагаются микролиты пироксена. Внутри вариолей присутствуют микрофенокристы и микролиты пироксена, чешуйки хлорита, выделения рудного минерала, нередко имеет место интенсивная гематитизация. Результаты микрозондового анализа кислого стекла и кварц-альбитового агрегата приведены в табл. 3 и работе [Косарев и др., 2009], количество оксидов варьирует в следующих пределах, мас. %: SiO₂ - 64.70-74.36, Al₂O₃ - 20.58-23.80, MgO - 0.06-2.10, CaO - 0.20-2.58, Na₂O - 6.07–11.37, K₂O – 0.04–3.40. Обособление лейкократовой (вариоли) и меланократовой фаз расплава произошло, вероятно, при участии ликвации исходного магнезиального базальтового расплава [Серавкин, Косарев, 1979].

Вторичные минералы вариолитов представлены гранатом, хлоритом, сфеном, эпидотом, кварцем и кальцитом.

Гидрогранаты имеют округлую, реже октаэдрическую форму (см. рис. 5г, и), размер зерен 0.10–0.12 мм, по составу они близки к андрадитам (см. табл. 2, рис. 11а). Присутствие в составе гранатов воды подтверждается исследованиями методом рамановской спектроскопии. В рамановском спектре изученных гранатов отчетливо фиксируется асимметричный пик с частотой 3650 см⁻¹ (рис. 11б), соответствующий колебаниям ОН-групп [Thomas et al., 2008].

Скопление гранатов обнаружено в миндалине кварц-гранат-хлоритового состава. Гидрогранаты образуют цепочку сросшихся округлых выделений во внешней зоне миндалины, часто соприкасаясь с ее краем. Гидрогранаты обнаруживают ксеноморфизм по отношению к позднемагматиче-

268			

Таблица 3. Химический состав, СЭМ (мас. %), сфена, хлори	та, эпидота и вариолей из бонинитовых вариолитов
Table 3. The chemical composition, SEM (wt %) of sphene, chlo	orite, epidote and variola in the boninite variolites

Номер анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Cr ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
				C	фен					
111	32.765	31.477	3.361	2.796	0.186	0.063	0.796	27.378	0.058	0.08
				XJ	юрит					
76	43.9	0.195	11.321	13.073	0.322	0.318	20.819	6.233	0.404	0.141
77	35.495	0	16.068	10.736	0.389	0.132	22.298	0.812	0.043	0.83
80	40.514	0.088	12.242	11.966	1.83	0.354	22.765	4.041	0.152	0.102
88	32.346	0.013	15.973	15.606	0.202	0.118	23.163	0.76	0.018	0.09
90	34.226	0.033	16.162	14.255	0.675	0.179	23.591	0.8	0.049	0.217
95	37.658	0.045	13.534	11.608	0.824	0.214	24.803	2.791	0.106	0.246
98	36.038	0	16.413	11.165	0.303	0.145	21.487	0.479	0.042	2.056
99	28.724	0.028	13.122	11.842	0.772	0.129	21.374	0.939	0.011	0.232
102	32.239	0.022	16.105	14.05	0.3	0.15	24.17	0.658	0.066	0.072
109	32.485	0.018	15.627	13.548	0.371	0.148	22.749	0.562	0.026	0.076
122	31.334	0.025	18.237	14.984	0.174	0.201	24.977	0.329	0.032	0.023
123	31.334	0.017	15.263	15.026	0.767	0.208	24.012	0.505	0.018	0.008
125	32.626	0.023	16.145	15.986	0.457	0.146	24.637	0.939	0.007	0.028
131	26.121	0	11.926	11.446	4.404	0.136	20.786	1.023	0.054	0.072
132	31.223	0	15.04	11.407	0.409	0.17	26.33	0.365	0.04	0.027
141	28.427	0.002	12.204	11.088	0.564	0.074	19.792	3.664	0.168	0.648
150	30.121	0.015	16.181	12.574	0.509	0.147	25.455	0.402	0.08	0.084
153	32.327	0.003	15.62	12.15	0.615	0.161	26.307	0.498	0.086	0.14
168	28.619	0.027	13.307	10.469	0.583	0.136	22.57	6.063	0.518	0.24
172	31.824	0	15.954	11.81	0.931	0.116	23.717	0.4	0.046	0.084
		Апостекло	эватые кис	слые варис	оли – квар	ц-альбито	вые агрега	аты		
84	64.709	0.087	23.812	2.322	0.018	0	2.124	2.58	6.073	3.407
87	74.173	0.023	21.744	0.243	0.031	0.005	0.058	0.834	10.545	0.216
89	74.357	0.01	21.783	0.395	0	0.012	0.096	0.533	10.347	0.531
103	73.042	0.003	20.582	0.624	0.034	0	0.841	0.263	11.377	0.043
108	71.737	0.038	22.996	0.66	0.057	0.015	0.612	1.753	9.331	0.955
142	73.649	0.002	22.889	0.252	0.003	0.023	0.26	1.466	9.983	0.301
136	93.476	0.028	0.389	1.717	0	0.08	3.563	3.194	0.139	0.057
139	94.98	0.013	0.983	0.67	0.044	0.026	0.799	0.288	0.096	0.508
T-42-15/2	64.45	-	18.43	1.97	_	_	3.13	1.25	9.94	0.84
T-42-17/2	61.14	-	13.92	4.40	_	_	6.33	7.62	6.59	-
T-42-27/5	67.22	-	5.66	7.53	_	_	7.16	12.42	_	-
T-42-27/7	62.88	-	17.21	3.62	_	_	4.55	2.95	8.79	_
T-42-29/7	63.28	-	19.62	1.97	-	_	2.46	2.33	9.86	0.49
T-42-2/11-3	62.36	-	21.37	2.21	_	-	2.28	0.98	8.29	2.52
				Эг	идот					
154	36.886	0.239	11.792	13.262	0.102	0.245	0.161	35.56	0.059	0.03
155	36.374	0.375	10.664	14.393	0.105	0.183	0.313	34.779	0.04	0.024
160	37.335	0.399	10.668	14.285	0.102	0.208	0.323	34.375	0.057	0.035

Примечание. Прочерк – нет данных.

Note. Dash - no data.

ским микролитам пироксена. К. Мишель-Леви получила андрадит при давлении 500 бар и 500°С, а Р. Ягич (R. Jagitsch) синтезировал андрадит при давлении 150 атм и температуре 480°С [Дир и др., 1965].

Судя по концентрации гидрограната во внешней зоне миндалины вместе с халцедоновидным кварцем и хлоритом, можно предполагать, что гранат возник на ранней стадии гидротермального автометаморфизма при температурах, близких к 500°С. Хлорит является ведущим минералом зеленокаменно-измененных вулканитов и околорудных метасоматитов колчеданных месторождений Южного Урала. В исследуемых породах хлорит присутствует в основной массе матрикса и миндалинах (см. рис. 5б, в), представлен магнезиальножелезистой разновидностью, близкой к прохлоритам [Пшеничный и др., 1974]. Колебания главных оксидов в хлоритах имеют следующие пределы (см. табл. 3), мас. %: FeO' – 10.47–15.60, MgO – Бонинитовые вариолиты бурибайского вулканического комплекса Южного Урала Boninitic variolites of the Buribay volcanic complex the Southern Urals



Рис. 11. Состав гидрогранатов из бонинитовых вариолитов бурибайского вулканического комплекса.

Fig. 11. The composition of hydrogarnet from boninitic variolites of the Buribai volcanic complex.

19.80–26.30, $Al_2O_3 - 11.30-18.20$; отношение FeO'/ MgO = 0.43–0.67.

БОНИНИТОВЫЕ ВАРИОЛИТЫ И ИХ ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Как отмечалось ранее, бонинитовые вариолиты состоят из вариолей (глобул) и матрикса, количественные соотношения между которыми имеют широкий диапазон колебаний [Серавкин, Косарев, 1979]. Методом СЭМ охарактеризованы глобулы, зона мениска (краевая часть) глобул и матрикс. Каждая из визуально выделенных зон может делиться на подзоны, которые обладают разными химическими характеристиками, отражающими особенности кристаллизационного процесса.

Детальное LA-ICP-MS исследование позволило получить характеристики следующих зон, подзон глобул и матрикса бонинитовых вариолитов: 1 – глобулы однородного строения; 2 – ядра глобул; 3 – мениск глобул; 4 – мениск, обогащенный Rb, Ba, Sr; 5 – однородный по химизму матрикс; 6 – матрикс, обогащенный La; 7 – неоднородный матрикс с вариациями по Rb, Ba, Sr.

Глобула представляет собой сферическое обособление средне-кислого состава размером в поперечнике до 1 см, состоящее из альбита, клинопироксена, граната и присутствующих в переменных количествах хлорита, гематита, актинолита, калишпата, кварца, эпидота, сфена, хромита. Средний состав центра одной из глобул, мас. %: SiO₂ – 64.80, Al₂O₃ – 18.70, FeO – 1.79, MgO – 2.75, CaO – 1.18, Na₂O – 9.97, K₂O – 0.71. Он близок таковому высокоглиноземистой субщелочной кислой породы. Спайдер-диаграммы глобул (рис. 12а) имеют топологически идентичные спектры распределения РЭ и РЗЭ, присутствуют отрицательные аномалии по Nb, La, Ce, Pr, Nd, Ti и положительные – по Rb, Pb, Sr, что близко характеристике пород надсубдукционного генезиса [Волынец и др., 1990].

В центральной части, ядре и внешней зоне глобулы обнаружены повышенные концентрации К (12530.00–46990.00 г/т), Sr (183.00–334.00) и Rb (11.00–21.50 г/т). Среднее арифметическое содержание петрогенных и микроэлементов в глобуле с однородным составом приведено в табл. 4. По сравнению с матриксом глобула обогащена следующими элементами, г/т: К – 22570.00, Ва – 46.60, Sr – 223.20, Rb – 11.53, Cs – 0.190; обеднена: Р – 104.00 г/т, Ca – 12.80%, Al – 153468.00 г/т, РЗЭ, Zr – 47.20, Nb – 0.87, Th – 0.506, Pb – 1.25 г/т. Распределение РЗЭ в глобуле (см. рис. 12а) деплетировано по ЛРЗЭ подобно толеитовым базальтам N-MORB типа [Фролова, Бурикова, 1997].

Ядро глобул выделяется аномально высокой концентрацией CaO (14.14–52.76%), Ва (37.60– 59.20 г/т), К (22400.00–42550.00), Sr (183.00– 237.00), Rb (11.00–18.), As (1.00–2.20 г/т); умеренно низкой – Zr (44.00–59.00), Nb (0.60–0.86), Th (0.36– 0.54 г/т). Количество РЗЭ в ядре глобулы повышено (La – 1.90–3.50 г/т) по сравнению с внешней зоной глобулы (0.84–2.53 г/т). Химические особенности состава ядра глобул связаны с обогащением этой зоны плагиоклазом, кварцем и калишпатом.

Мениск глобул (рис. 126) фиксирует зону фазового перехода между глобулой и матриксом. При петрографическом описании этой границы отмечаются ее извилистый характер и присутствие



Рис. 12. Химический состав фрагментов бонинитовых вариолитов (глобул, меникса, матрикса) по данным микрозондового анализа, нормированный по хондриту [Sun, McDonough, 1989].

а – глобулы с однородным составом, б – зона мениска глобул, в – матрикс.

Fig. 12. Chemical compositions of fragments boninitic variolites (globula, menisk, matrix) on the data microprobe analysis, normalized by Chondrite [Sun, McDonough, 1989].

a – globules with uniform composition, δ – zone of meniscus globule, в – matrix.

хлорит-кварц-гранатовых миндалин, а также микролитов пироксена. Состав зоны мениска приведен в табл. 4, характеризуется концентрациями, промежуточными между составом глобул и матрикса, что прослеживается по следующим элементам: Mg, Al, K, Ca, Co, Cu, Zn, Sr, Rb, Yb, Zr, Nb, Th. Мениск имеет пониженную относительно матрикса и глобул концентрацию Cs, Ba, La, Ce, Eu и Pb. ЛРЗЭ и Eu известны тяготением к плагиоклазовому парагенезису [Балашов, 1976]. Повышенная концентрация Cr в зоне мениска имеет случайный характер, так как широкий интервал колебаний этого элемента и присутствие хромшпинели зафиксированы во всех выделяемых в бонинитовых вариолитах зонах (см. табл. 4).

Мениск, обогащенный Rb, Ba, Sr, по большинству геохимических признаков, за исключением Rb, Ba, Sr, близок по составу к приведенной ранее характеристике. Обогащение Rb, Ba, Sr проявлено в средних арифметических величинах концентраций и интервалах колебаний содержания элементов (см. табл. 4), а также выражено на спайдер-

_	
(знаменатель)	,
траций (
і концен	• • • •
лебаний	
валы ко	•
и интер	
слитель)	•
тов (чи	
элемен	
ержание	
кое сод	
иетичес	
е арифи	
. Средни	
4	
ШЗ	•
JIE	
.a6	
	Ľ

Table 4. Arithmetic averages contents of elements (numerator) and intervals of fluctuations of concentration (denominator)

Sr, Γ/T	$\frac{223.20}{145.20-}$ 334.20	<u>34.00</u> 18.60–55.26	<u>118.80</u> 61.60– 213.80	$\frac{63.92}{11.50}$ 213.80	<u>248.00</u> 211.30– 297.20	<u>46.00</u> 23. <u>90–86</u> .86	Th, r/T	<u>0.506</u> 0.33–0.68	<u>1.05</u> 0.66–1.91	$\frac{0.74}{0.63-0.83}$	$\frac{0.899}{0.38-1.57}$	$\frac{0.60}{0.49-0.83}$	0.80 - 1.95
Ba, r/τ	<u>46.60</u> 25.60–87.80	$\frac{23.20}{9.80-40.10}$	$\frac{21.80}{13.59-31.29}$	$\frac{361.50}{7.42-}$ 1511.00	<u>35.60</u> 26.60–50.97	9.78-76.90	Pb, r/r	$\frac{1.25}{0.53-2.53}$	$\frac{1.39}{0.89-1.83}$	0.76-1.71	<u>1.59</u> 0.76–3.27	$\frac{0.78}{0.60-1.12}$	0.90-2.01
Zn, г/т	<u>51.60</u> 37.90–94.00	$\frac{162.00}{105.00-}$	<u>89.90</u> 71.60– 107.00	$\frac{132.30}{71.60-}$ 191.20	<u>47.70</u> 42.57–53.37	$\frac{148.80}{104.70-}$	Nb, r/T	$\frac{0.87}{0.45-1.79}$	$\frac{1.35}{0.61-2.43}$	0.65 - 1.76	0.60-2.52	$\frac{0.97}{0.54-1.38}$	0.89 - 1.94
Cu, r/T	$\frac{63.20}{14.87-}$ 245.00	$\frac{112.00}{34.40-}$	$\frac{65.47}{34.11-89.36}$	$\frac{97.92}{29.70-}$	$\frac{24.03}{19.53-31.40}$	<u>105.40</u> 75.50– 144.50	Zr, r/T	$\frac{47.20}{35.58-58.93}$	<u>80.14</u> 49.00– 113.50	$\frac{55.50}{43.80-64.40}$	$\frac{69.70}{31.20-}$ 103.70	$\frac{51.73}{42.20-59.1}$	<u>83.70</u> 64.90– 109.30
Со, г/т	$\frac{30.47}{16.45-48.57}$	<u>95.78</u> 52.67– 154.40	$\frac{51.28}{40.75-65.50}$	$\frac{83.71}{30.18-}$ 133.20	<u>25.19–32.09</u>	$\frac{95.81}{56.50-}$ 123.40	Yb, r/T	$\frac{2.44}{1.56-3.54}$	$\frac{3.74}{2.71-5.48}$	$\frac{2.65}{2.33-3.67}$	$\frac{3.70}{1.30-7.67}$	<u>2.095</u> 1.56–2.37	<u>3.83</u> 2.64–4.33
Cr, 1/T	<u>393.</u> 10 64.80– 1307.00	$\frac{454.80}{271.30}$ 930.30	$\frac{794.50}{130.10}$ 2108.00	<u>892.78</u> 130.00– 2108.00	<u>209.80</u> 167.90– 273.00	$\frac{415.00}{330.00-}$ 595.00	Eu, r/r	$\frac{0.60}{0.412-0.87}$	$\frac{0.83}{0.57 - 1.05}$	$\frac{0.53}{0.49-0.57}$	$\frac{0.72}{0.33-1.05}$	$\frac{0.52}{0.44-0.65}$	$\frac{1.102}{0.75 - 1.95}$
Ca, %	$\frac{12.86}{3.50-32.80}$	15.85 - 33.50	$\frac{13.80}{8.60-16.90}$	$\frac{16.06}{6.93-27.13}$	7.17 - 13.05	15.36-26.38	Ce, r/T	$\frac{3.90}{2.11-5.45}$	$\frac{4.79}{3.48-6.68}$	$\frac{3.20}{2.20-4.70}$	1.87 - 10.45	2.10 - 3.80	$\frac{53.93}{10.24}$ 201.00
К, г/т	<u>25570.00</u> 11160.00– 46990.00	$\frac{1998.00}{1266.00-}$ 2375.00	$\frac{4880.00}{3740.00}$	<u>5299.00</u> 1175.00– 19460.00	$\frac{14305.00}{11160.00-}$	$\frac{1810.00}{1473.00-}$ 2549.00	La, r/T	0.78-2.54	$\frac{2.11}{1.47-2.93}$	$\frac{1.26}{0.84-1.70}$	$\frac{2.25}{0.79-4.30}$	0.782 - 1.351	$\frac{31.33}{5.25-125.7}$
Al, r/T	$\frac{153468.00}{123200.00-}$ 271200.00	162761.00 86040.00– 258100.00	$\frac{137520.00}{109200.00-}$ 168400.00	$\frac{139273.00}{48430.00-}$ 183400.00	$\frac{141050.00}{123200.00-}$	$\frac{160000.00}{87700.00-}$ 203000.00	Cs, r/T	<u>0.190</u> 0.06–0.311	<u>0.128</u> 0.072–0.192	0.063 - 0.097	$\frac{0.15}{0.052-0.252}$	<u>0.073-0.123</u>	0.074 - 0.171
Mg, r/T	<u>50594.00</u> 22120.00– 61560.00	$\frac{189590.00}{110200.00}$ 289600.00	$\frac{93588.00}{67990.00-}$ 117500.00	$\frac{128404.00}{51640.00-}$	$\frac{49382.00}{44880.00-}$	$\frac{178583.00}{109300.00-}$	Rb, r/T	$\frac{11.53}{4.25-22.50}$	$0.653 \\ 0.435 - 1.072$	$\frac{1.13}{0.83-1.49}$	0.54 - 13.24	$\frac{4.93}{3.89-6.90}$	<u>0.519</u> 0.46–0.59
Элемент	 Глобула с одно- родным составом; n = 28 	 Матрикс, одно- родный по химии; n = 20 	 Зона мениска гло- бул; n = 5 	 4. Матрикс с вари- ацией по Ва и Sr; n = 10 	 Зона мениска, обогащенная Rb, Ba, Sr; n = 4 	 Матрикс обога- щенный La; n = 6 	Элемент	 Глобула с одно- родным составом; n = 28 	 2. Матрикс, одно- родный по химии; n = 20 	 Зона мениска гло- бул; n = 5 	 4. Матрикс с вари- ацией по Ва и Sr; n = 10 	 Зона мениска, обогащенная Rb, Ba, Sr; n = 4 	 Матрикс, обога- щенный La; n = 6

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 18 No. 2 2018

Бонинитовые вариолиты бурибайского вулканического комплекса Южного Урала Boninitic variolites of the Buribay volcanic complex the Southern Urals диаграммах (см. рис. 12б), где Rb, Ba и Sr образуют положительные геохимические аномалии. Концентрация Sr имеет максимум в пробе 4-7. В табл. 4 видно, что для зоны мениска, обогащенного Rb, Ba, Sr, в сравнении с зоной мениска глобул, охарактеризованной ранее, характерно пониженное содержание Mg, Ca, Cr, Co, Cu, Zn, La, Ce, Yb, Pb, Th, слабо пониженное – Zr, Nb, повышенное – K, Ba, Sr, Rb, слегка повышенное – Al, Cs.

Матрикс представляет собой меланократовую темно-зеленую основную массу бонинитовых вариолитов, сформирован клинопироксеном, меланократовым (существенно хлоритовым) стеклом, актинолитом, эпидотом, кварцем, гранатом, хромитом, гематитом, реже селадонитом и барруазитом. Состав матрикса следующий, мас. %: SiO₂ – 43.72, TiO₂ – 0.37, Al₂O₃ – 8.57, Fe₂O₃ – 1.91, FeO – 9.26, Mg – 19.84, CaO – 9.84, Na₂O – 0.74, K₂O – следы, P₂O₅ – 128.40 г/т [Среднепалеозойский..., 1983]. Следует отметить, что состав матрикса вариолитов близок к среднему составу пикробазальтов, что позволяет предполагать их генетическую связь.

Химический состав матрикса (см. табл. 4) контрастен глобулам. На спайдер-диаграммах (см. рис. 12в) матрикса присутствуют минимумы по Rb, Nb, La, Ce, Sr, Ti. Важно отметить, что в отличие от распределения примесных элементов в глобулах, в матриксе присутствуют минимумы по Rb и Sr. Минимумы более высокого уровня обнаруживают по Cs, Ba, La, Ce. Четкие геохимические максимумы проявлены для Th, U и Pb. Приведенные сведения не позволяют по геохимическим характеристикам однозначно относить матрикс к надсубдукционному геохимическому типу вулканических пород.

Матрикс, обогащенный Ва. Составы, попадающие в данную группу, на рис. 12 представлены: 1 – пробами зон, граничащих с мениском глобул (6-6, 6-7, 6-19, 5-5, 4-7); 2 – пробами отдельных областей матрикса на удалении от глобул (6-1, 6-2, 6-3, 3-6, 5-2). Большая часть проб матрикса содержит Ва на уровне от 9.78 до 36.55 г/т (в среднем – 23.2 г/т). Данный тип матрикса имеет значительное обогащение Ва (пробы 6.1–6.4) – от 76.93 до 1511 г/т, превышающее его среднее содержание в матриксе в 3-66 раз. Пробы этой группы также имеют повышенное содержание K, Rb, Cs, Sr, что позволяет предполагать локальную калишпатизацию (+/гидрослюды) с проявлением баритовой минерализации. На спайдер-диаграммах подобного типа матрикса (см. рис. 12в) выделяются минимумы по Cs, Rb, Ba, Nb, La, Ce, Sr, Ti. Устойчивые положительные геохимические аномалии отмечены для Th, U, Рb. Таким образом, матрикс с высокой концентрацией Ва может представлять собой переходный состав системы матрикс-глобула, возможно, несформированные глобулы.

Спайдер-диаграммы (см. рис. 12в) однородного матрикса и матрикса с широкими вариациями Ва

топологически подобны. При этом концентрация РЗЭ в матриксе более высока, нежели в глобуле и мениске (см. табл. 4).

Матрикс, обогащенный ЛРЗЭ. Матрикс данного типа по химическому составу приближен к однородному матриксу, имеет идентичные геохимические минимумы на спайдер-диаграммах по Rb, Nb, Sr, Ti. Максимумы разной интенсивности образуют Cs, Th, U, Pb. Своеобразие спайдер-диаграммы матрикса, обогащенного La, заключается в появлении положительных геохимических аномалий по La. Ce. Pb, Pr, Nd и Sm, слабо выраженных положительных аномалий по Eu и Gd и ровном "толеитовом" распределении нормированных содержаний ТРЗЭ. Отдельные пробы (3 2) показывают аномально высокую концентрацию ЛРЗЭ, СРЗЭ, U и Th. Значения концентрации всех ЛРЗЭ и СРЗЭ в матриксе, обогащенном La, повышены (см. табл. 4), Yb – близки и слегка повышены. Содержание Pb близко к другим пяти пробам этой выборки. Близки и слегка понижены относительно матрикса с однородной химией величины содержания Mg, Al, K, Ca, Cr, Co, Cu, Zn, свидетельствующие о базальтоидной генетической общности двух разновидностей матрикса.

Распределение РЗЭ (см. рис. 12в) в этом типе матрикса имеет обогащенный характер по ЛРЗЭ и СРЗЭ и обеднение по ТРЗЭ. Повышенная концентрация ЛРЗЭ в матриксе может объясняться присутствием калишпата и селадонита – концентраторов ЛРЗЭ и СРЗЭ, которые известны в вариолитах по петрографическим данным.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Стабильная высокотемпературная ликвация, охарактеризованная в ряде экспериментальных работ [Nakamura, 1974; Хитаров, Пугин, 1978; Эволюция..., 1983; и др.], не может влиять на природные силикатные расплавы, так как область несмесимости исчезнет еще до начала процесса кристаллизации минералов из магматического расплава. Наиболее существенное влияние на эволюцию силикатных магм может оказывать метастабильная ликвационная дифференциация, происходящая в силикатных расплавах одновременно с кристаллизационной дифференциацией [Эволюция..., 1983].

На основании детального химического и петрографического изучения геологических разрезов бурибайского палеовулканического комплекса мы пришли к выводу, что наиболее близкие к первичным расплавы имели пикробазальт-бонинитбазальтовый состав. Производными этих расплавов были высококальциевые бониниты [Spadea et al., 2002]. Аналогичная ассоциация исследована на о. Кипр, где колчеданоносный палеовулканический комплекс представляет собой эволюционный ряд [Соболев и др., 1993]: водосодержащие коматииты–островодужные толеиты–высококальциевые бониниты. Первичные расплавы являются магнезиальными островодужными толеитами (MgO = = 12-13 мас. %, H₂O = 1.8-2.0 мас. %) и были образованы при P = 10 кбар и T = 1250-1290°C при плавлении мантийного источника.

Фигуративные точки бонинитовых вариолитов Южного Урала (д. Хворостянка) совпадают с областью метастабильной низкотемпературной ликвации на диаграмме SiO₂-(Na₂O + K₂O + Al₂O₃)- (CaO + MgO + FeO + TiO₂) [Эволюция..., 1983] и областью ликвационных фаз палеопротерозойских вариолитовых лав пикробазальтов Ялгубы (Центральная Карелия) [Светов, 2013].

Температурный интервал метастабильной ликвации (по экспериментальным данным) в силикатной системе лейцит-фаялит-SiO₂, максимально приближенной к природным базальтам, располагается в интервале 1270–1155°С, существенно ниже стабильной высокотемпературной ликвации (>1690°С) [Эволюция..., 1983].

Кристаллизация минералов в бонинитовых вариолитах началась, скорее всего, с хромита. Этот минерал имеет повышенную концентрацию Cr₂O₃, значения варьируют от 54.03 до 60.28 мас. %, Cr# – 0.73–0.80, Mg# – 0.55–0.56, и по составу относится к хромитам–алюмохромитам.

Реальные вкрапленники оливина в бонинитовых вариолитах отсутствуют, но в центральных частях вариолей часто наблюдаются псевдоморфозы по оливину и его скоплениям, выполненные кварцем и хлоритом, имеющие ромбодипирамидальную форму, которая характерна для оливина. Подобные образования ранее отмечали И.Б. Серавкин [Среднепалеозойский..., 1983] и П. Спадеа [Spadea et al., 1998, 2002]. Присутствие оливинов в центрах вариолей свидетельствует, по всей вероятности, о том, что они служили центрами, вокруг которых концентрировался кислый расплав будущих глобул.

Пироксены кристаллизовались после оливина. Установлены два поколения фенокристов пироксенов и третья генерация микролитов и лейст пироксенов, образующих структуру "пироксеновый спинифекс". Поздняя генерация микролитов и лейст пироксена нередко являются составной частью радиально-лучистых альбит-кварц-пироксеновых агрегатов, формирующих вариоли. Однако нередко лейсты пироксена пересекают волокнистость альбитового стекла под крутым углом, вплоть до 90°. Вероятно, это свидетельствует о раннем и близсинхронном формировании лейст пироксена относительно альбит-кварцевого агрегата вариолей.

Как отмечалось в петрографической характеристике бонинитовых вариолитов, клинопироксены по химизму образуют три тренда: диопсид-салит, диопсид-эндиопсид и эндиопсид-авгит. Эти тренды весьма характерны для магнезиальных базальтов и пикритов офиолитовго комплекса Троодос [Bailey et al., 1991] и марианит-бонинитовых ассоциаций Западно-Тихоокеанских островных дуг [Богатиков, Цветков, 1988]. Тренд диопсид-авгит четко проявился в пробе, изученной СЭМ-методом (см. рис. 6, 76). Этот тренд более харктерен для извест-ковощелочных серий [Добрецов и др., 1971]. Вероятно, можно говорить о том, что в процессе кристаллизационной дифференциации с участием оливина и раннего пироксена проявился тренд, свойственный толеит-базальтовым и субщелочным сериям, а поздний тренд диопсид-авгит, отличающийся накоплением железа во внешней зоне клинопироксенов, характеризует известково-щелочную тенденцию, которая реализуется в процессе ликвации, при формировании существенно альбитовых вариолей.

Сопоставление геохимических особенностей глобул, матрикса и зоны мениска показало наличие закономерных трендов в изменении концентраций отдельных групп элементов. Глобулы с однородным составом (вариоли) обогащены кремнеземом и элементами группы КИР. Значительную часть глобул слагает кварц-альбитовый агрегат, включающий кислое, существенно альбитовое стекло. Состав вариолей варьирует по SiO₂ – 64.70–74.36, Na₂O – 6.07–11.37, K₂O – 0.04–3.40 мас. %. По классификации в координатах SiO₂– \sum Na₂O + K₂O большинство составов вариолей располагается в поле субщелочных кислых пород.

По данным микрозондового анализа (см. табл. 4), лейкократовая глобула обогащена Si, Na, К, Rb, Cs, Ba, Sr, что связано с существенно полевошпатовым составом глобул, включая преобладающий альбит и редкий калишпат. Присутствие в вариолях нераскристаллизованного кислого стекла позволяет предполагать первично магматический характер концентрации макро- и микроэлементов. Установлено, что глобула по сравнению с однородным матриксом обеднена петрогенными элементами, слагающими темноцветные минералы (Mg, Fe, Ca, Al), многими РЗЭ (La, Ce, Eu, Yb), высокозарядными (Hf, Zr, Nb), элементами группы железа (Cr, Ni, Co), радиоактивными (U, Th), сульфурофильными элементами (Cu, Zn, Pb). Эти сведения указывают на то, что в глобулах была более окислительная обстановка, а в матриксе – восстановительная.

Зона мениска в соответствии со структурным положением представляет собой область разграничения глобулы и матрикса. По концентрациям макро- и микроэлементов эта зона в большинстве случаев занимает промежуточное положение между глобулой и матриксом.

выводы

1. Химические составы вулканитов и клинопироксенов бонинитовых вариолитов, присутствие среди них салитов, эндиопсидов, авгитов, субкальциевых авгитов позволяют относить эти породы к типу высококальциевых бонинитов. Выплавление исходных для высококальциевых бонинитовых магм происходило в надсубдукционном мантийном клине при высоких концентрации флюидной фазы, степени плавления мантийного субстрата и температуре. Формирование бонинитов и бонинитовых базальтов фиксирует прогрессивную стадию эволюции поднимающегося мантийного диапира.

2. Геохимическая характеристика бонинитовых вариолитов (системы глобула-матрикс) имеет двойственную природу, система ликвата (глобул) эволюционировала подобно магматической микросистеме гранитоидного с субщелочным уклоном типа, а матрикса – как система базальтоидного пикробазальт-бонинит-базальтового типа.

По классификационным параметрам – CaO/ Al₂O₃ = 0.51-1.38 в бонинитах и бонинитовых базальтах (Si₂O 49.90–59.38%) – породы могут быть классифицированы как умеренно- и высококальциевые бониниты и бонинито-базальты [Дубровский, 2009]. К этому названию следовало бы добавить тип пироксенов, т. е. назвать породу бонинитклинопироксеновой.

3. Первичный расплав, подвергнутый ликвационной кристаллизации, имел пикробазальтбонинит-базальтовый состав. Ликвация продуцировала две фазы контрастного состава, первая из которых (вариоли) имела дацит-риолитовый субщелочной состав, вторая (матрикс) была близка пикробазальт-коматиитовому составу. Ликвация происходила в приповерхностных условиях, включая эффузивную подводную фацию пиллоубазальтов. Присутствие в разрезах бурибайского вулканического комплекса даек магнезиальных диоритов [Spadea et al., 1998], являющихся аналогами бонинитов, позволяет предполагать, что процесс ликвации начинался на суб- и гиповулканических глубинах в первых километрах от поверхности земли, где, возможно, происходил первый "сброс" флюидной фазы при условиях резко понизившегося давления.

4. Распределение примесных компонентов в вариолитах определяется наличием (и количеством) альбитовой (плагиоклаз и альбитовое стекло) составляющей в той или иной зоне. Глобулы с однородным составом обогашены альбитом и кремнеземом, что определяет наличие стандартного для надсубдукционных образований геохимического минимума по Nb и максимума по Sr [Волынец, 1993]. Однородный по химии матрикс практически не содержит альбита, в связи с чем проявлены минимумы по Rb и Sr и стандартные минимумы Nb и Ті. Зона мениска – переходная зона между глобулой и матриксом. Переменное количество альбита определяет максимумы и минимумы Rb, Sr, Ba. Обогащение матрикса La, скорее всего, связано с проявлениями калишпата, альбита, возможно, амфибола и селадонита.

5. Химический состав вариолей отличается высокой суммарной щелочностью от эффузивных и субвулканических пород бурибайского комплекса. Скорее всего, ликвация принимала заметное участие в петрогенезе кислых пород, относящихся к умеренно-щелочной петрохимической серии.

6. Постмагматическая стадия эволюции комплекса включала несколько этапов: высокотемпературный автометаморфизм (маркируется образованием гидрограната, высокотемпературного кварца)-умеренно-температурный автометаморфизм (приводит к образованию хлорита, эпидота, гематита)-гальмиролиз и окислительный диагенез (объясняют присутствие селадонита)-метаморфизм погружения пренит-пумпеллиитовой и эпидот-актинолитовой фаций. Судя по составу хлорита, процессы окислительного диагенеза и метаморфизма погружения выносом железа не сопровождались. Пониженная концентрация железа является характерной первично-магматической чертой бонинитовых петрогенетических серий.

Авторы выражают искреннюю благодарность за поддержку и обсуждение материалов директору Института геологии УНЦ РАН чл.-корр. РАН, докт. геол.-мин. наук В.Н. Пучкову, докт. геол.мин. наук И.Б. Серавкину.

Работа подготовлена при поддержке программы президиума РАН № 19 «Фундаментальные проблемы геолого-геофизического изучения литосферных процессов», а также в соответствии с госзаказом № 0252-2017-0011. Статья публикуется впервые и в другие редакции не передана.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аржавитина М.Ю. (1971) Петрографическая и петрохимическая характеристика пород Юбилейного месторождения. Петрология горных пород, вмещающих сульфидные месторождения Южного Урала. Уфа: БашФАН АН СССР, 43-53.
- Балашов Ю.А. (1976) Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 267 с.
- Богатиков О.А., Цветков А.А. (1988) Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 248 с.
- Волынец О.Н. (1993) Петрология и геохимическая типизация вулканических серий современной островодужной системы. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М., 67 с.
- Волынец О.Н., Антипин В.С., Перепелов А.Б., Аношин Г.Н. (1990) Геохимия вулканических серий островодужной системы в приложении к геодинамике (Камчатка). *Геология и геофизика*, (5), 3-13.
- Вулканизм Южного Урала (И.Б. Серавкин, А.М. Косарев, Д.Н. Салихов и др.). (1992) (Под ред. В.А. Маслова, И.Б. Серавкина). М.: Наука, 197 с.
- Вулканогенная металлогения Южного Урала (И.Б. Серавкин, С.Е. Знаменский, А.М. Косарев и др. (1994) М.: Наука, 160 с.

ЛИТОСФЕРА том 18 № 2 2018

- Говорова А.В. (1967) Вариолиты из района среднего течения р. Таналыка на Южном Урале. *Минералы извер*женных горных пород и руд Урала. Л.: Наука, 72-85.
- Гудин А.Н., Дубинина Е.О., Носова А.А. (2012) Петрогенезис вариолитовых лав Онежской структуры, Центральная Карелия. *Петрология*, **20**(3), 255-270.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. (1985) Породообразующие минералы. Т. 1. М.: Мир, 366 с.
- Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Кутолин В.А. (1971) Породообразующие пироксены. М.: Наука, 454 с.
- Дубровский М.И. (2009) Бониниты: петрохимия, систематика и петрогенез. Вестник МГТУ, **12**(3), 436-446.
- Зайков В.В., Масленников В.В., Зайкова Е.В., Херрингтон Р. (2001) Рудно-формационный и руднофациальный анализ колчеданных месторождений Уральского палеоокеана. Миасс: ИМин УрО РАН, 315 с.
- Кабанова Л.Я., Зайков В.В. (1987) Пикриты и марианитбониниты палеоостроводужной системы Южного Урала. *Типы магматизма Урала*. Свердловск: УрО АН СССР, 108-110.
- Косарев А.М. (2001) Магнезиальные базальты и бонинитовые вариолиты баймак-бурибаевской свиты (Южный Урал). Геология и перспективы расширения сырьевой базы Башкортостана и сопредельных территорий. Т. 1. Уфа: ИГ УфНЦ, 227-240.
- Косарев А.М. (2015) Геология и геохимические особенности раннепалеозойских вулканитов Сакмарской и Вознесенско-Присакмарской зон на Южном Урале. *Литосфера*, (2), 40-65.
- Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. (2005) Петролого-геохимические особенности ранне-девонскоэйфельских островодужных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте. *Литосфера*, (4), 22-42.
- Косарев А.М., Серавкин И.Б., Холоднов В.В. (2014) Геодинамические и петролого-геохимические аспекты зональности Магнитогорской колчеданоносной мегазоны на Южном Урале. *Литосфера*, (2), 3-25.
- Косарев А.М., Тесалина С.Г., Минибаева К.Р. (2009) Химический состав магматических и метаморфических минералов бонинитовых вариолитов Бурибайского палеовулканического комплекса. Геологический сборник № 8. Информационные материалы. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 120-125.
- 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, 156-173.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю. (1949) Избр. тр. Т. 1. М.: АН СССР, 346 с.
- Маслов В.А., Артюшкова О.В. (2010) Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграф-Сервис, 288 с.
- Маслов В.А., Черкасов В.Л., Тищенко В.Т. и др. (1993) Стратиграфия и корреляция вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала. Уфа: УфНЦ РАН, 216 с.
- Медноколчеданные месторождения Урала: Геологические условия размещения (В.А. Прокин, В.М. Нече-

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 18 No. 2 2018

ухин, П.Ф. Сопко и др.). (1985) Свердловск: УНЦ АН СССР, 288 с.

- Медноколчеданные месторождения Урала: Геологическое строение (В.А. Прокин, Ф.П. Буслаев, М.И. Исмагилов и др.). (1988) Свердловск: УрО АН СССР, 241 с.
- Павлов Н.В. (1949) Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов. *Тр. Ин-та геол. АН.* Сер. Рудн. месторожд., **103**(3), 88 с.
- Перевозчиков Б.В., Плотников А.В., Макиев Т.Т. (2004) Природа вариаций состава рудной и акцессорной хромшпинели ультрабазитового массива Сыум-Кеу (Полярный Урал). Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского. Вып. 6. Пермь: Перм. ун-т, 170-180.
- Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования (2008) СПб.: ВСЕГЕИ, 200 с.
- Пирс Дж.А., Липпард С.Дж., Робертс С. (1987) Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции. *Геология окраинных бассейнов*. М.: Мир, 134-165.
- Прокин В.А. (1977) Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. М.: Недра, 176 с.
- Пугин В.А., Хитаров Н.И. (1980) Вариолиты как пример ликвации магм. *Геохимия*, (4), 496-512.
- Пугин В.А., Хитаров Н.И. (1982) Геохимия ряда элементов при ликвации в базальтовых магмах. *Геохимия*, (1), 35-46.
- 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.
- Пшеничный Г.Н., Середина М.А., Боброва М.С. (1974) Хлориты Юбилейного месторождения и их взаимоотношения с оруденением. Минералогия, геохимия, метаморфизм и полезные ископаемые Башкирского Зауралья. Уфа: БФАН СССР, 17-26.
- Рязанцев А.В., Борисёнок Д.В., Дубинина С.В. и др. (2005) Общая структура Сакмарской зоны Южного Урала в районе Медногорских колчеданных месторождений. Очерки по региональной тектонике. Т. 1. Южный Урал. М.: Наука, 84-135.
- Светов С.А. (2008) Ликвационная дифференциация в базальтовых системах (на примере суйсарских вариолитов ялгубского кряжа). Геология и полезные ископаемые Карелии, (11), 120-134.
- Светов С.А. (2013) Контаминация как фактор инициализации ликвационного фракционирования базальтовых расплавов. *Литосфера*, (2), 3-19.
- Светов С.А., Голубев А.И. (2013) Ликвация в базальтовых расплавах: Морфологические признаки, геохимическая характеристика и причины возникновения. *Вестн. СПбГУ. Сер. геология*, (3), 65-80.
- Светов С.А., Степанова А.В., Чаженгина С.Ю., Светова Е.Н., Михайлова А.И., Рыбникова З.П., Парамонов А.С., Утицина В.Л., Колодей В.С., Эхова М.В. (2015) Прецизионный (ICP-MS, LA-ICP-MS) анализ состава горных пород и минералов: методика и оценка точности результатов на примере раннедокем-

брийских мафитовых комплексов. Тр. КарНЦ РАН, (7), 54-73.

- Серавкин И.Б. (1997) Тектономагматическая зональность Южного Урала и его положение в складчатых системах Урало-Монгольского пояса. *Геотектоника*, (1), 32-47.
- Серавкин И.Б. (2010) Металлогения Южного Урала и Центрального Казахстана. Уфа: АН РБ; Гилем, 284 с.
- Серавкин И.Б., Косарев А.М. (1979) О происхождении контрастных и непрерывных серий базальтлипаритовой формации Южного Урала. Докл. АН СССР, **245**(5), 1210-1214.
- Симонов В.А., Куренков С.А., Ступаков С.И. (1998) Бонинитовые серии в палеоспрединговых комплексах Полярного Урала. Докл. АН СССР, **361**(2), 232-235.
- Смолькин В.Ф. (1992) Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб.: Наука, 272 с.
- Соболев А.В., Портнягин М.В., Дмитриев Л.В., Цамерян О.П., Данюшевский Л.В., Конокова 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). Уфа: БФАН СССР, 116 с.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А. (1997) Магматические формации современных геотектонических обстановок. Учеб. пособ. М.: МГУ, 320 с.
- Хитаров Н.И., Пугин В.А. (1978) Ликвация в природных силикатных системах. *Геохимия*, (6), 803-819.
- Эволюция изверженных пород. (1983) Под ред. Х. Иодера. М.: Мир, 528 с.
- Appel P.W.U., Polat A., Frei R. (2009) Dacitic ocelli in mafic lavas, 3.8–3.7 Ga Isua greenstone belt, West Greenland: Geochemical evidence for partial melting of oceanic crust and magma mixing. *Chemical Geology*, 258, 105-124.
- Bailey J.C., Frolova T.I., Burikova I.A. (1989) Mineralogy, geochemistry and petrogenesis of Kurile island-are basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **102**, 265-280.
- Bailey D.G., Langdon G.S., Malpas J., Robinson P.T. (1991) Ultramafic and relaned lavas from the Margi area, Troodos ophiolite. *Cyprus crystal study project initial report, holes CY-1 and 1a. Geol. Surv. Canada.* Paper 90-20, 187-202.
- Ballhaus C., Fonseca R.O.C., Munker C., Kirchenbaur M., Zirner A. (2015) Spheroidal textures in igneous rocks – Textural consequences of H₂O saturation in basaltic melts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, (167), 241-252.
- Bowen N.L. (1928) The Evolution of the Igneous Rocks. Princeton: Dover Publications Inc., 332 p.
- Chistyakova S.Yu., Latypov R.M. (2011) Small Dacite Dyke, Southern Urals, Russia: Rapidy Quenched Liquid or Fine-Grained Cumulate? (Ed. R.K. Srivastava). Berlin; Heidelberg: Springer-Verlag, 569-582.
- Crawford A.J., Falloon T.J., Green D.H. (1989) Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. *Bonintes*. L.: Unwin Human, 1-49.
- De A. (1974) Silicate liquid immiscibility in the Deccan Traps and its petrogenetic significance. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, (85), 471-474.
- Fergusson J. (1972) Silicate immiscibility in the ancient ba-

salts of the Barberton Mountain Land, Transvaal. Nat. Phys. Sci., (235), 86-89.

- Fowler A.D., Berger B., Shore M., Jones M.I., Ropchan J. (2002) Supercooled rocks: development and significance of varioles, spherulites, dendrites and spinifex in Archaean volcanic rocks, Abitibi Greenstone belt, Canada. *Precambr. Res.*, **115**, 311-328.
 Gelinas L., Brooks C., Trzcienski W.E. (1976) Archean vari-
- Gelinas L., Brooks C., Trzcienski W.E. (1976) Archean variolites-quenched immiscible liquids. *Can. J. Earth Sci.*, (13), 210-230.
- Greig J.W. (1927) Immiscibility in silicate melts. *Amer. J. Sci.*, (73), 133-154.
- Hanski E. (1993) Globular ferropicritic rocks at Pechenga, Kola Peninsula (Russia): Liquid immiscibility versus alteration. *Lithos*, **29**, 197-216.
- Herrington R.J., Armstrong R.N., Zaykov V.V. et al. (2002) Massive Sulfide Deposits in the South Urals: Geological Setting Within the Framework of the Uralide Orogen. *Mountain Building in the Uralides: Geophysical Monograph*, **132**. Washington, DC, 155-182.
- Huang E., Chen C.H., Huang T., Lin E.H., Xu Ji-an. (2000) Raman spectroscopic characteristics of Mg-Fe-Ca pyroxenes. *Amer. Miner.*, **85**, 473-479.
- McBirney A.R., Nakamura Y. (1974) Immiscibility in latestage magmas of the Skaergaard intrusion. *Carnegie In*stitute of Washington Yearbook, 73, 348-352.
- McCarty K.F., Boehme D.R. (1989) A Raman Study of the Systems Fe_{3-x}Cr_xO₄ and Fe_{2-x}Cr_xO₃. J. Solid State, **79**, 19-27.
- Morimoto N., Fabries J., Ferguson A., Ginzburg I., Ross M., Seifeit F., Zussman J. (1989) Nomenclature of pyroxenes. *Can. Miner.*, 27, 143-156.
- Nakamura N. (1974) Determination of REA, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **38**(5), 757-775.
- Philpotts A.R. (1982) Compositions of immiscible liquids in volcanic rocks. *Contrib. Miner. Petrol.*, **80**, 210-218.
- Reddy B.J., Frost R.L. (2005) Spectroscopic characterization of chromite from the Moa-Baracoa Ophiolitic Massif, Cuba. *Spectrochim. Acta*, **61**A, 1721-1728.
- Roedder E. (1951) Low temperature liquid immiscibility in the system K₂O–FeO–Al₂O₃–SiO₂. *Amer. Miner.*, **36**, 282-286.
- 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**. Washington, DC, 101-134.
- 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). *Ofioliti*, 23(1), 17-36.
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and systematics of oceanic basalts: implication for mantle compositions and processes. *Magmatism in the ocean basins*. Ed. by A.D. Sanders, M.J. Norry. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 42, 313-345.
- Thomas S.-M., Thomas R., Davidson P., Reichart P., Koch-Müller M., Dollinger G. (2008) Application of Raman spectroscopy to quantify trace water concentrations in glasses and garnets. *Amer. Miner.*, **93**, 1550-1557.
- Veksler I.V. (2004) Liquid immiscibility and its role at the magmatic–hydrothermal transition: a summary of experimental studies. *Chem. Geol.*, 210, 7-31.

276

ЛИТОСФЕРА том 18 № 2 2018

Wang A., Kuebler K.E., Jolliff B.L., Haskin L.A. (2004) Raman spectroscopy of Fe-Ti-Cr-oxides, case study: Martian meteorite EETA79001. *Amer. Miner.*, 89, 665-680.

REFERENCES

- Arzhavitina M.Ju. (1971) Petrographical and petrochemical characteristics of the rocks of the Jubilee deposit. *Petrologiya gornykh porod, vmeshchayushchihk sul'fidnye mestorozhdeniya Juzhnogo Urala* [Petrology of rocks that contain sulfide deposits in the South Urals]. Ufa, BF Akad. Nauk SSSR, 43-53 (In Russian)
- Bailey J.C., Frolova T.I., Burikova I.A. (1989) Mineralogy, geochemistry and petrogenesis of Kurile island-are basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **102**, 265-280.
- Bailey D.G., Langdon G.S., Malpas J., Robinson P.T. (1991) Ultramafic and relaned lavas from the Margi area, Troodos ophiolite. *Cyprus crystal study project initial report, holes CY-1 and 1a. Geological survey of Canada.* Paper 90-20, 187-202.
- Balashov Ju.A. (1976) *Geokhimiya redkozemel'nykh elementov* [Geochemistry of rare elements]. Moscow, Nauka Publ., 267 p. (In Russian)
- Ballhaus C., Fonseca R.O.C., Munker C., Kirchenbaur M., Zirner A. (2015) Spheroidal textures in igneous rocks – Textural consequences of H₂O saturation in basaltic melts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, (167), 241-252.
- Bogatikov O.A., Tsvetkov A.A. (1988) *Magmaticheskaya* evolyutsiya ostrovnykh dug [Magmatic evolution of island arcs]. Moscow, Nauka Publ., 248 p. (In Russian)
- Bowen N.L. (1928) The Evolution of the Igneous Rocks. Princeton: Dover Publications Inc., 332 p.
- Chistyakova S.Yu., Latypov R.M. (2011) Small Dacite Dyke, Southern Urals, Russia: Rapidy Quenched Liquid or Fine-Grained Cumulate? Ed. by R.K. Srivastava. Berlin; Heidelberg: Springer-Verlag, 569-582.
- Crawford A.J., Falloon T.J., Green D.H. (1989) Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. *Bonintes*. London, Unwin Human, 1-49.
- De A. (1974) Silicate liquid immiscibility in the Deccan Traps and its petrogenetic significance. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, (85), 471-474.
- Dir U.A., Haui R.A., Zusman J. (1985) Porodoobrazuyushchie mineraly. T. 1 [Rock-forming minerals. V. 1]. Moscow, Mir Publ., 366 p. (In Russian)
- Dobretsov N.L., Kochkin Ju.N., Krivenko A.P., Kutolin V.A. (1971) Porodoobrazuyushchie pirokseny [Rock-forming pyroxenes]. Moscow, Nauka Publ., 454 p. (In Russian)
- Dubrovskii M.I. (2009) Boninites: Petrochemistry, systematics, and petrogenesis. *Vestn. MGTU*, **3**(12), 436-446. (In Russian)
- *Evolyutsiya izverzhennykh porod* (1983) [The evolution of igneous rocks]. (Ed. H. Yoder). Moscow, Mir Publ., 528 p. (In Russian)
- Fergusson J. (1972) Silicate immiscibility in the ancient basalts of the Barberton Mountain Land, Traansvaal. *Nat. Phys. Sci.*, (235), 86-89.
- Fowler A.D., Berger B., Shore M., Jones M.I., Ropchan J. (2002) Supercooled rocks: development and significance of varioles, spherulites, dendrites and spinifex in Archaean volcanic rocks, Abitibi Greenstone belt, Canada. *Precambr. Res.*, **115**, 311-328.
- Frolova T.I., Burikova I.A. (1997) Magmaticheskie formatsii sovremennykh geotektonicheskikh obstanovok [Magma-

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 18 No. 2 2018

tic Formations of Modern Geotectonic Environments]. Moscow, Moscow St. Univ. Publ., 320 p. (In Russian)

- Gelinas L., Brooks C., Trzcienski W.E. (1976) Archean variolites-quenched immiscible liquids. *Can. J. Earth Sci.*, **13**, 210-230.
- Govorova A.V. (1967) Variiolites from the area of Tanalyk River middle streames in the Southern Urals. *Mineraly izverzhennykh gornykh porod i rud Urala* [The minerals of igneous rocks and ores of the Urals]. Leningrad, Nauka Publ., 72-85. (In Russian)
- Greig J.W. (1927) Immiscibility in silicate melts. *Amer. J. Sci.*, (73), 133-154.
- Gudin A.N., Dubinina E.O., Nosova A.A. (2012) Petrogenesis of variolitic lavas of the Onega structure, Central Karelia. *Petrologiya*, **20**(3), 255-270. (In Russian)
- Hanski E. (1993) Globular ferropicritic rocks at Pechenga, Kola Peninsula (Russia): Liquid immiscibility versus alteration. *Lithos*, **29**, 197-216.
- Herrington R.J., Armstrong R.N., Zaykov V.V. et al. (2002) Massive Sulfide Deposits in the South Urals: Geological Setting Within the Framework of the Uralide Orogen. *Mountain Building in the Uralides: Geophysical Monograph*, **132**. Washington, DC, 155-182.
- *graph*, **132**. Washington, DC, 155-182. Huang E., Chen C.H., Huang T., Lin E.H., Xu Ji-an. (2000) Raman spectroscopic characteristics of Mg-Fe-Ca pyroxenes. *Amer. Miner.*, **85**, 473-479.
- Kabanova L.Ja., Zaikov V.V. (1987) Pycrite and marianite-boninites paleoisland-arc systems of Southern Urals. *Tipy magmatizma Urala* [The types of magmatism in the Urals]. Sverdlovsk, UrO AN SSSR, 108-110. (In Russian)
- Khitarov N.I., Pugin V.A. (1978) Segregation in natural silicate systems. *Geokhimiya*, (6), 803-819. (In Russian)
- Kosarev A.M. (2001) Magnesium basalts and boninitic variolites Baimak-Buribai Formation (Southern Urals). Geologiya i perspektivy rasshireniya syr'evoi bazy Bashkortostana i sopredel'nykh territorii. T. 1 [Geology and prospects of expanding the raw material base of Bashkortostan and adjacent territories]. Ufa, IG UfNTs, 227-240. (In Russian)
- Kosarev A.M. (2015) Geology and geochemical features of Early Paleozoic volcanites Sakmara and Voznesenka-Prisakmarian zones in the Southern Urals. *Litosfera*, (2), 40-65. (In Russian)
- Kosarev A.M., Puchkov V.N., Seravkin I.B. (2005) Petrological-geochemical features of the Early Devonian-Eifelian island-arc volcanics of the Magnitogorsk zone in a geodynamic context. *Litosfera*, (4), 22-42. (In Russian)
- Kosarev A.M., Tesalina S.G., Minibaeva K.R. (2009) The chemical composition of igneous and metamorphic minerals boninitic variolites Buribay paleovolcanic complex. *Geologicheskii sbornik no. 8. Information materials.* Ufa, IG UNTs RAN, 120-125. (In Russian)
- Kosarev A.M., Seravkin I.B., Holodnov V.V. (2014) Geodynamic, petrological and geochemical aspects of zoning Magnitogorsk pyrite Megazone in Southern Urals. *Litosfera*, (2), 3-25. (In Russian)
- Kuz'min M.I., Kabanova L.Ja. (1991) Boninite series of the Southern Urals: geological and petrographic description, of the features of the composition and origin of the problem. *Potentsial'naya rudonosnost', geokhimicheskie tipy i formatsii magmaticheskikh porod* [Potential oreforming, geochemical types and formations of magmatic rocks]. Novosibirsk, Nauka Publ., 156-173. (In Russian)

Косарев и др. Kosarev et al.

- Levinson-Lessing F.JU. (1949) *Izbrannye trudy. T. 1.* [Selected works. V. I.]. Moscow, Akad. Nauk SSSR, 346 p. (In Russian)
- Maslov V.A., Artyushkova O.V. (2010) Stratigrafiya i korrelyatsiya devonskikh otlozhenii Magnitogorskoi megazony Juzhnogo Urala [Stratigraphy and correlation of Devonian deposits in the Magnitogorsk megazone of the Southern Urals]. Ufa, DizainPoligrafServis Publ., 288 p. (In Russian)
- Maslov V.A., Cherkasov V.L., Tishchenko V.T. et al. (1993) Stratigrafiya i korrelyatsiya vulkanogennykh kompleksov osnovnykh mednokolchedannykh raionov Juzhnogo Urala [Stratigraphy and correlation of volcanogenic complexes of the main massive sulfide copper areas of the Southern Urals]. Ufa, UfNTs RAN, 216 p. (In Russian)
- McBirney A.R., Nakamura Y. (1974) Immiscibility in latestage magmas of the Skaergaard intrusion. *Carnegie Institute of Washington Yearbook*, **73**, 348-352.
- McCarty K.F., Boehme D.R. (1989) A Raman Study of the Systems Fe_{3-x}Cr_xO₄ and Fe_{2-x}Cr_xO₃. *J. Solid State*, **79**, 19-27.
- Mednokolchedannye mestorozhdeniya Urala: Geologicheskie usloviya razmeshcheniya (V.A. Prokin, V.M. Necheukhin, P.F. Sopko et al.) [Massive sulfide deposits of the Urals: Geological conditions of accommodation]. (1985) Sverdlovsk, UNTs AN SSSR, 288 p. (in Russian)
- Mednokolchedannye mestorozhdeniya Urala: Geologicheskaya structura (V.A. Prokin, F.P. Buslaev, M.I. Ismagilov et al.) [Massive sulfide deposits of the Urals, geologic structure]. (1988) Sverdlovsk, USSR AN, Ural Division, 241 p. (in Russian)
- Nakamura N. (1974) Determination of REA, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **38**(5), 757-775.
- Pavlov N.V. (1949) Khimicheskii sostav khromshpinelidov v svyazi s petrograficheskim sostavom porod ul'traosnovnykh intruzivov [Chemical composition of Cr-spinels in connection with the petrographic composition of the ultramafic intrusives rocks]. Tr. In-ta geol. nauk. Ser. Rudn. mestorozhd., 103(3), 88 p. (In Russian)
- Perevozchikov B.V., Plotnikov A.V., Makiev T.T. (2004) Nature of variations in the composition of the ore and accessory chrome-spinels from Syum-Keu ultrabasic massif (Polar Urals). *Problemy mineralogii, petrografii i metallogenii: nauch. chteniya pamyati P.N. Chirvinskogo*. Vyp. 6 [Problems of Mineralogy, Petrografy and Matallogeny. Sci. Readings Mem. P.N. Chirvinskii. Proc. 6th]. Perm', Perm'. St. Univ., 170-180. (In Russian)
- Petrograficheskii kodeks Rossii. Magmaticheskie, metamorficheskie, metasomaticheskie, impaktnye obrazovaniya [Petrographic Code of Russia. Igneous, metamorphic, metasomatic, impact formations]. (2008) St-Petersburg, VSEGEI Publ., 200 p. (In Russian)
- Philpotts A.R. (1982) Compositions of immiscible liquids in volcanic rocks. *Contrib. Miner. Petrol.*, **80**, 210-218.
- Pirs J.A., Lippard S.J., Roberts S. (1987) Features of the composition and tectonic value of ophiolite over subduction zone. *Geologiya okrainnyh basseinov* [Geology of border basins]. Moscow, Mir Publ., 134-165. (In Russian)
- Prokin V.A. (1977) Zakonomernosti razmeshcheniya kolchedannykh mestorozhdenii na Juzhnom Urale [Laws of placing massive sulfide deposits in the Southern Urals]. Moscow, Nedra Publ., 176 p. (In Russian)

- Puchkov V.N. (2000) Paleogeodinamika Juzhnogo i Srednego Urala [Paleogeodynamics of the Southern and the Middle Urals]. Ufa, Dauriya Publ., 146 p. (In Russian)
- Puchkov V.N. (2010) Geologiya Urala i Priural'ya (aktualnye voprosy stratigrafii, tektoniki, geodinamiki i metallogenii) [Geology of the Urals and Cis-Urals (actual problems of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny)]. Ufa, DizainPoligrafServis Publ., 280 p. (In Russian)
- Pugin V.A., Khitarov N.I. (1980) Variolity as an example of segregation of magmas. *Geokhimiya*, (4), 496-512. (In Russian)
- Pugin V.A., Khitarov N.I. (1982) Geochemistry of some elements in the liquation of basaltic magmas. *Geokhimiya*, (1), 35-46. (In Russian)
- Pshenichnyi G.N., Seredina M.A., Bobrova M.S. (1974) Chlorites Jubileynoe field and their relationship with mineralization. *Mineralogiya, geokhimiya, metamorfizm i poleznye iskopaemye Bashkirskogo Zaural'ya* [Mineralogy, Geochemistry, Metamorfism and Minerageny of Bashkir Cisurals]. Ufa, BFAN SSSR, 17-26. (In Russian)
- Reddy B.J., Frost R.L. (2005) Spectroscopic characterization of chromite from the Moa-Baracoa Ophiolitic Massif, Cuba. Spectrochim. Acta, 61A, 1721-1728.
- Ryazantcev A.V., Borisenok D.V., Dubinina S.V. et al. (2005) Common structure of Sakmara zone in Southern Urals in the area of Mednogorsk pyrite deposits. *Ocherki po regional'noi tectonike. T. 1: Yuzhny Ural* [Regional tectonic esses. V. 1. Southern Urals]. Moscow, Nauka Publ., 84-134. (In Russian)
- Roedder E. (1951) Low temperature liquid immiscibility in the system K₂O–FeO–Al₂O₃–SiO₂. *Amer. Miner.*, **36**, 282-286.
- Svetov S.A. (2008) Liquation differentiation in basalt systems (on the example of Suisar variolites in Yalgubskii Ridge). *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii*, (11), 120-134. (In Russian)
- Svetov S.A. (2013) Contamination as a factor of initialization of liquid immiscibility in basaltic melts. *Litosfera*, (2), 3-19. (In Russian)
- Svetov S.A., Golubev A.I. (2013) Liquation in basaltic melts: Morphological features, geochemical characteristics and causes of origin. *Vestn. St-Petersburg. Univ. Ser. Geol.*, (3), 65-80. (In Russian)
- Svetov S.A., Stepanova A.V., Chazhengina S.Ju., Svetova E.N., Mikhailova A.I., Rybnikova Z.P., Paramonov A.S., Utitsyna V.L., Kolodei V.S., Ekhova M.V. (2015) Precision geochemical (ICP-MS, LA-ICP-MS) analysis of rock and mineral composition: The method and accuracy estimation in the case study of Early Precambrian mafic complexes. *Trudy KarNC RAN*, (7), 54-73. (In Russian)
- Seravkin I.B. (1997) Tectonic-magmatic zoning of the Southern Urals and its position in the folded systems Ural-Mongolian belt. *Geotektonika*, (1), 32-47. (In Russian)
- Seravkin I.B. (2010) Metallogeniya Juzhnogo Urala i Tsentral'nogo Kazakhstana [Metallogeny of the Southern Urals and Central Kazakhstan]. Ufa, AN RB; Gilem Publ., 284 p. (In Russian)
- Seravkin I.B., Kosarev A.M. (1979) On the origin of contrast and continuous series basalt-liparite formation of the Southern Urals. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **245**(5), 1210-1214. (In Russian)

ЛИТОСФЕРА том 18 № 2 2018

- Simonov V.A., Kurenkov S.A., Stupakov S.I. (1998) Boninite series in the paleospreading complexes of the Polar Urals. *Dokl. Akad. Nauk*, **361**(2), 232-235. (In Russian)
- Smol'kin V.F. (1992) Komatiitovyi i pikritovyi magmatizm rannego dokembriya Baltiiskogo shchita [Early Precambrian komatiitic and pictric magmatism Early Precambrian of Baltic Shield]. St-Petersburg, Nauka Publ., 272 p. (In Russian)
- Sobolev A.V., Portnyagin M.V., Dmitriev L.V., Tsameryan O.P., Danyushevskii L.V., Konokova N.N., Shimizu N., Robinson P. (1993) Petrology of ultramafic magma and associated rocks of the Troodos massif, the island of Cyprus. *Petrologiya*, 1(4), 379-412. (In Russian)
- 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**. Washington, DC, 101-134.
- 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). *Ofioliti*, **23**(1), 17-36.
- Srednepaleozoiskii vulkanizm Bashkirskogo Zaural'ya i svyaz' s nim kolchedannogo orudeneniya [Middle Paleozoic volcanism of Bashkir Trans Uralian region and related massive sulfide mineralization]. (1983) Ufa, BFAN SSSR, 116 p. (in Russian)
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and systematics of oceanic basalts: implication for mantle compositions and processes. *Magmatism in the ocean basins*. Ed. by A.D. Sanders, M.J. Norry. Geol. Soc. London, Spec. Publ., **42**, 313-345.

- Thomas S.-M., Thomas R., Davidson P., Reichart P., Koch-Müller M., Dollinger G. (2008) Application of Raman spectroscopy to quantify trace water concentrations in glasses and garnets. *Amer. Miner.*, **93**, 1550-1557.
- Veksler I.V. (2004) Liquid immiscibility and its role at the magmatic-hydrothermal transition: a summary of experimental studies. *Chem. Geol.*, **210**, 7-31.
- Volynets O.N. (1993) Petrologiya i geokhimicheskaya tipizatsiya vulkanicheskikh serii sovremennoi ostrovoduzhnoi sistemy. Dis. ... dokt. geol.-min. nauk [Petrology and geochemical typization of volcanic series of modern island-arc system. Dr. geol. and min. Sci. diss.]. Moscow, 67 p. (in Russian)
- Volynets O.N., Antipin V.S., Perepelov A.B., Anoshin G.N. (1990) Geochemistry of volcanic series of an island arc system applied to geodynamics (Kamchatka). *Geol. Geofiz.*, (5), 3-13. (In Russian)
- Vulkanogennaya metallogeniya Juzhnogo Urala (I.B. Seravkin, S.E. Znamenskii, A.M. Kosarev et al.) [Volcanic Metallogeny of the Southern Urals]. (1994) Moscow, Nauka Publ., 160 p. (In Russian)
- Vulkanizm Juzhnogo Urala (I.B. Seravkin, A.M. Kosarev, D.N. Salikhov et al.) [Volcanism of Southern Urals]. (1992) Moscow, Nauka Publ, 197 p. (in Russian)
- Wang A., Kuebler K.E., Jolliff B.L., Haskin L.A. (2004) Raman spectroscopy of Fe-Ti-Cr-oxides, case study: Martian meteorite EETA79001. *Amer. Miner.*, **89**, 665-680.
- Zaikov V.V., Maslennikov V.V., Zaikova E.V., Herrington R. (2001) Rudno-formacionnyi i rudno-facial'nyi analiz kolchedannykh mestorozhdenii Ural'skogo paleookeana [Ore-formation and ore-facies analysis of massive sulphide deposits of the Urals paleoocean]. Miass, IMin UrO RAN Publ., 315 p. (In Russian)

УДК 553.411.071

DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-2-280-294

ПЕРСПЕКТИВЫ ЗОЛОТОНОСНОСТИ ДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

© 2018 г. Ю. С. Савчук, А. В. Волков, В. В. Аристов

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, 119017, Москва, Старомонетный пер., 35, e-mail: yurasavchuk@yandex.ru Поступила в редакцию 30.01.2017 г., принята к печати 23.05.2017 г.

Докембрийские толщи – важнейший источник многих видов минерального сырья. В их пределах расположены крупнейшие месторождения железа, золота, хрома, алмазов, платиноидов, никеля, меди, полиметаллов, ванадия и урана. Они могут рассматриваться в качестве наиболее перспективных провинций на открытие новых крупных месторождений. Авторы кратко охарактеризовали золотое оруденение Урала, распространенное неравномерно и главным образом среди палеозойских образований. Отмечено, что общим для всех этих объектов является их расположение к востоку от Главного Уральского разлома (ГУР), а на Северном, Приполярном и Полярном Урале, к западу от ГУР, на площади развития докембрия Центрально-Уральского поднятия (ЦУП), проявления коренного золота пока редки. Авторы приводят результаты геологоразведочных работ на рудное золото в пределах Хобеизского "купола", на весьма перспективном Хальмерьинском рудно-россыпном узле, где были выявлены месторождения Сосновое, Тэлаиз и Воргавож. Эти месторождения приурочены к Омрасьшорской системе разломов, по простиранию прослеженной более чем на 25 км через всю площадь, а ширина развития отдельных структур составляет 4 км. На месторождении Сосновое рудные тела размещены внутри блока шириной около 140 м и протяженностью 240-250 м, ограниченного крутопадающими на запад Западным и Восточным разломами северовосточного простирания и пологими зонами меланократовых бластомилонитов. Внутри этого блока рудные тела приурочены к системам синтетических трещин скола северо-восточной ориентировки, выполненных кварцем с пиритовой вкрапленностью. Месторождение Тэлаиз представляет собой пологозалегающую минерализованную зону (в среднем мощностью 30 м) в горизонте меланократовых сланцев, под экраном метавулканитов кислого состава. Золотоносными являются: кварц-карбонатные жилы, линзы, прожилки с крайне неравномерным распределением сульфидов и призальбандовые части кварцевых жил с развитием прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации. Позиция рудоносных зон месторождения Воргавож определяется приуроченностью к бластомилонитам вдоль контакта с перекрывающим горизонтом метавулканитов кислого состава, осложненного серией северо-восточных тектонических нарушений. Рудоносные зоны (мощность 2-18 м) представлены сланцами хлорит-мусковит-альбитовыми, содержащими кварцевые, кварц-карбонатные жилы и прожилки, с разноагрегатными скоплениями пирита и вкрапленностью халькопирита, и редко, галенита. Из приведенных данных сделан вывод о высоких перспективах докембрийских структур Приполярного Урала на открытие новых месторождений золота.

Ключевые слова: Приполярный Урал, докембрий, золото, золото-сульфидно-кварцевые руды

THE PROSPECTS OF GOLD MINERALIZATION OF THE PRECAMBRIAN COMPLEXES OF THE SUBPOLAR URALS

Yurii S. Savchuk, Aleksandr V. Volkov, Vasilii V. Aristov

Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, 35 Staromonetny lane, Moscow, 119017, Russia, e-mail: yurasavchuk@yandex.ru

Received 30.01.2017, accepted 23.05.2017

Precambrian strata – the most important source of many types of mineral raw materials. Within their boundaries are the largest deposits of iron, gold, chromium, diamonds, platinoids, nickel, copper, polymetals, vanadium and uranium. Consequently, they can be considered as the most promising provinces for the discovery of new large deposits. The authors briefly described the gold mineralization of the Urals, which are distributed unevenly and mainly among Paleozoic formations. It is noted that common features to all these objects is their location to the east of the Main Ural Foult (GUR – in Russian), and in the North, Subpolar and PolarUrals Mountains, west of the GUR, on the Precambrian development area of the Central Ural Uplift, manifestations of indigenous gold are still rare. The authors cite the results of geological exploration for ore gold within the Khobeiz "dome", at a very promising Halmerinsky ore-placer site, where the Sosnovoye, Talayiz and Vorgavozh deposits were discovered. These deposits are confined to the Omras'shorian fault system, which is traced more than

Для цитирования: Савчук Ю.С., Волков А.В., Аристов В.В. (2018) Перспективы золотоносности докембрийских комплексов Приполярного Урала. *Литосфера*, **18**(2), 280-294. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-2-280-294

For citation: Savchuk Yu.S., Volkov A.V., Aristov V.V. (2018) The prospects of gold mineralization of the Precambrian complexes of the Subpolar Urals. *Litosfera*, **18**(2), 280-294. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-2-280-294

25 km along a strike across the whole area, and the width of the development of individual structures is 4 km. At the Sosnovoe deposit, ore bodies are located within a block about 140 m wide and 240–250 m long, bounded by the West and East faults of the north-eastern strike, steeply falling to the west, and the shallow zones of melanocratic blastomylonites. Inside this block the ore bodies are confined to systems of synthetic cracks of the cleavage of the northeastern orientation, made with quartz with pyrite impregnation. The Talayz deposit is a gently sloping mineralized zone (on average 30 m thick) in the horizon of melanocratic schists, beneath a screen of metavolcanics of acidic composition. Gold-bearing ones are: quartzcarbonate veins, lenses, veins, with extremely uneven distribution of sulphides and attached to zalband parts of quartz veins with the development of vein-disseminated sulfide mineralization. The position of the ore-bearing zones of the Vorgavozh deposit is determined by the confinement to blastomylonites along the contact with the overlapping horizon of metavolcarics of acidic composition complicated by a series of northeastern tectonic disturbances. Ore-bearing zones (thickness 2–18 m) are represented by chlorite-muscovite-albite schists containing quartz, quartz-carbonate veins and veins, with various aggregates of pyrite and dissemination of chalcopyrite, and rarely, galena. From the given data the conclusion about high prospects of Precambrian structures of the Subpolar Urals on opening of new deposits of gold is made.

Keywords: Subpolar Urals, the Precambrian, gold, gold-sulfide-quartz ores

Acknowledgements

The work was supported by the Program of the Presidium of the Russian Academy of Sciences No. 4 "Deposits of strategic raw materials in Russia: innovative approaches to their forecasting, valuation and extraction".

О МЕТАЛЛОГЕНИИ ДОКЕМБРИЙСКИХ ЩИТОВ

Крупнейшие рудные районы в пределах щитов известны в Канаде, Бразилии, Феноскандии, Западной, Восточной и Южной Африке, Индии, Западной Австралии, России, Северном и Восточном Китае. Периферийные части щитов, как правило, подвержены последующей террейновой аккреции, приводящей к росту кратонов и в ряде случаев к унаследованному развитию минерализации. В этом стиле развивались орогенные и аккреционные пояса восточного обрамления Восточно-Европейского и южного обрамления Сибирского кратонов, Омолонского и Охотского кратонных террейнов на Северо-Востоке России, на это также указывает унаследованная металлогения золота этих регионов. Таким образом, не только сами кратоны, но и их периферия весьма перспективны на обнаружение крупных месторождений, имеющих близкую металлогеническую специализацию.

Докембрийские породы составляют только 14% от континентальной коры [Goodvin, 1991]; тем не менее они содержат: приблизительно 50% крупных (>100 т) а также огромное количество средних (>30 т) и мелких, но промышленно значимых месторождений золота; важнейшие месторождения никеля в коматиитах (Норсмен-Вилуна в Австралии, Абитиби в Канаде); Большую дайку – РGE-гигант в Зимбабве; важнейшие VMS-месторождения (Кид-Крик и Норанда в Абитиби; Вхим-Крик в Норсмен-Вилуне в Австралии); главные кимберлитовые алмазоносные трубки и лампроитовые тела в Южной Африке, Сибири (Якутская группа) и Карелии (Архангельская группа), Китае, Канаде (районы Слав и Суперьеир), Бразилии (Амазонский район) и Индии (Бханда) [Leahy et al., 2005].

Однако независимо от широкого спектра минеральных богатств исторически именно золото оста-

ется главной целью для геологических исследований этих древнейших геологических образований. По-прежнему главные объекты поисковых работ – мезотермальные золото-кварцевые месторождения зеленокаменных поясов и золотоносные конгломераты. Однако к ним добавились золотосодержащие VMS типа Норанды. Кроме того, большое внимание в последнее время уделяется "Iron-Oxide Cu-Au" минерализации (IOCG), установленной в районе Караджас Амазонского кратона. К ЮСС типу некоторые исследователи относят также комплексное оруденение крупнейшего месторождения Олимпик Дэм в Австралии [Groves et al., 2016]. Новым толчком к проведению поисковых работ в Феноскандии послужило открытие крупного месторождения золото-сульфидных вкрапленных руд на Балтийском щите (Суриикусико, Финляндия) [Groves, 2005]. Поиски месторождений золота перечисленных выше типов ведутся в докембрийских кратонах по всему миру. Проводятся поисковые работы и в докембрийских структурах Приполярного Урала. В этих исследованиях активное участие принимало ОАО "Разведочно-эксплуатационное предприятие Березовское", в коллективе которого долгое время трудился один из авторов. В результате в одном из докембрийских блоков разведаны месторождения золота, чем подтверждена высокая перспективность древних пород региона на выявление промышленного золотого оруденения. Эти материалы легли в основу настоящей работы.

ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ УРАЛА

Урал издавна является важной золотоносной провинцией [Золото Урала..., 1993], но в его пределах золотое оруденение распространено неравномерно. Хорошо известны месторождения золота на Среднем и Южном Урале, расположенные в

Тагило-Магнитогорской и Восточно-Уральской зонах [Месторождения..., 1999; Золоторудные месторождения..., 2010], среди палеозойских осадочновулканогенных и интрузивных пород. На Полярном Урале (ЯНАО) месторождения золота Новогоднее Монто и Петропавловское размещаются в вулканогенно-осадочной толще с возрастом S₂-D₁ и имеют признаки "порфирового типа" [Мансуров, 2009]. Общим для всех этих объектов является их расположение к востоку от ГУР. На Северном, Приполярном и Полярном Урале, к западу от ГУР, на площади развития рифей-вендских образований ЦУП, проявления коренного золота пока не многочислены [Волков, 2012], и данные об особенностях их строения представляют определенный интерес.

Особенности металлогении золота области ЦУП рассматривались В.С. Озеровым [1998]. И.Б. Серавкин [2009] в своем обзоре упоминает Верхненияюсское (Нияюсское) месторождение золотосульфидно-кварцевой формации, залегающее в рифейско-вендских вулканогенных породах, в пределах Манитанырдской вулкано-тектонической структуры Полярного Урала. Штокообразные и трубообразные тела штокверковых руд месторождения представлены ассоциацией сфалерит + галенит + самородное золото и сопровождаются березитизацией-лиственитизацией [Месторождения..., 1999].

Южнее, на территории Приполярного Урала располагается Хобеизский "купол", относимый либо к фрагменту древнего фундамента [Водолазская и др., 1997], либо к доуралидам – древним массивам [Зоненшайн и др., 1990], причленившимся к Восточно-Европейскому континенту в конце докембрия в результате коллизионно-аккреционных процессов (рис. 1). Изолированные, сравнительно небольшие массивы докембрийских образований, входящих в состав многократно превышающих их по площади складчатых сооружений различного возраста, известны во многих районах. Довольно часто эти структуры вмещают крупные месторождения различных металлов, в первую очередь золота, и в значительной степени могут определять металлогению обрамляющих территорий. Перспективы рудоносности таких докембрийских массивов на примере Охотского и Омолонского кратонных террейнов рассматривали А.А. Сидоров и А.В. Волков [2006].

Планомерные поисковые и геологоразведочные работы на россыпное и рудное золото в пределах Хобеизского "купола" ведутся более 50 лет. Известны россыпи в бассейне р. Кожим. На западной окраине "купола" выявлен новый тип фукситзолото-палладиевого оруденения – месторождение Чудное. Оригинальность минерализации (отсутствие сульфидов, ассоциация с фукситом) привлекли внимание многих исследователей [Тараба-

Савчук и др. Savchuk et al.



Рис. 1. Схема тектонического районирования Урала по [Пучков, 2000] с упрощениями.

1 – отложения чехла Русской платформы; 2 – Западно-Сибирская плита: а – чехол, б – палеозойские отложения Зауральской мегазоны под чехлом плиты; 3 – пермская моласса Предуральского краевого прогиба; 4 – Западно-Уральская мегазона; 5 – Центрально-Уральская мегазона; 6 – Тагило-Магнитогорская мегазона; 7 – Восточно-Уральская мегазона; 8 – Главный Уральский разлом (ГУР); 9 – границы мегазон; 10 – положение описываемой территории. **Fig. 1**. Scheme of tectonic zoning of the Urals according to [Puchkov, 2000] with simplifications.

1 – deposits of the cover of the Russian platform; 2 – West Siberian plate: a – cover, δ – Paleozoic deposits of the Transural megazone under the slab cover; 3 – Permian molasse of the Urals foredeep; 4 – West-Urals megazone; 5 – Central-Urals megazone; 6 – Tagil-Magnitogorsk megazone; 7 – East-Urals megazone; 8 – The Main Urals Fault (GUR); 9 – megazone boundaries; 10 – position of the described territory.

ев и др., 1996; Озеров, 1989]. Месторождение локализовано в участках повышенной трещиноватости, брекчирования и рассланцевания в порфировых риолитах саблегорской свиты верхнего рифея. В продуктивную стадию происходило формирование фукситовых метасоматитов вдоль сланцеватости риолитов, реже в поперечных, быстро выклинивающихся жилках; часто фуксит цементирует брекчию риолитов. Вдоль прожилков фуксита развиваются тонкие кварц-адуляровые оторочки. Минералы золота и палладия находятся в массе фуксита, а рудоносные зоны представляют собой сеть фукситовых полос и прожилков вдоль плоскостей рассланцевания риолитов.

На восточном склоне Урала (Березовский район ХМАО-Югра), после отработки нескольких россыпных месторождений золота, начаты поисковоразведочные работы на рудное золото на Хальмерьинском рудно-россыпном узле (рис. 2). В географическом плане площадь расположена в долине р. Хальмерью с юга и ее левого притока – р. Малая Тынагота – с севера. Здесь в 1991–1993 гг. выяснен делювиально-пролювиально-элювиальный (склоновый) характер россыпи участка Сосновый, образовавшейся за счет разрушения кварцевых жил и метасоматитов, которые были вскрыты в коренных породах. В 1994-2001 гг. в пределах участка проведены разведочные работы и выявлены золоторудные тела, представленные кварцевыми жилами сложного строения, сопровождающиеся интенсивной метасоматической проработкой пород. Это открытие стимулировало расширение поисковых работ на коренное золото и в районе был выявлен еще целый ряд объектов – Тэлаиз, Качаиз, Воргавож и т.д.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ХАЛЬМЕРЬИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА

Неоднократные тектонические и метаморфические преобразования рудовмещающих пород вносят определенные трудности при их расчленении и датировке. Метаморфиты Хальмерьинского района принято относить к рифей-венду и подразделять на ряд свит, незакономерно собраных в тектонические пакеты (см. рис. 2). Первичная зональность оказалась нарушена, и ее отдельные фраг-

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 18 No. 2 2018



Рис. 2. Геологическая карта Хальмерьинской площади (с использованием данных А.Ф. Филатова).

1 - николайшорский комплекс PR₁n: порфировидные гнейсо-граниты; 2 – маньхобеинская свита Rf₁?mh: порфировидные гранито-гнейсы, метариолиты, кварцитогнейсы; 3 – пуйвинская свита Rf2: хлорит-эпидотальбит-актинолитовые, биотит-мусковит-альбит-кварцевые сланцы, субвулканические метадолериты; 4 – лорцемпейская свита Rf₃lr: сланцы хлорит-мусковитальбит-кварцевые, альбит-эпидот-хлоритовые, мета-андезибазальты; 5 – саблегорская свита – Rf₃-V₁sb: сланцы серицит-хлорит-альбит-кварцевые, мусковитхлорит-кварцевые, актинолит-хлоритовые, хлоритамфиболовые, полевошпат-амфиболовые, слюдистохлоритовые, хлорит-мусковитовые, мусковит-полевошпатовые, вторичные кварциты; 6 - надвиги: главные (а) и второстепенные (б); 7 - разломы крутопадающие; 8 - границы Омрасьшорской системы разломов; 9 – золоторудные объекты: месторождения (а) и проявления (б).

Fig. 2. Geological map of Halmerinskaya area (using the data of A.F. Filatov).

1 – Nicolaishor complex PR₁n: porphyry-shaped gneiss granites; 2 – Manhobey suite Rf₁? mh: porphyry-shaped granite-gneisses, metariolites, quartzite-gneisses; 3 – Puyvina suite Rf₂: chlorite-epidote-albite-actinolite, biotite-muscovite-albite-quartz schists, subvolcanic metadolerites; 4 – Lorcsepeyskaya suite Rf₃Ir: schists chlorite-muscovite-albite-quartz, albite-epidote-chlorite, metaandesibasalts; 5 – Sableborg suite Rf₃–V₁sb: schists sericite-chlorite-albite-quartz, muscovite-chlorite-quartz, actino-lite-chlorite, chlorite-amphibole, feldspat-amphibole, mica-chlorite, chlorite-muscovite, muscovite-feldspat, secondary quartzites; 6 – thrusts: main (a) and secondary (6); 7 – faults steeply falling; 8 – boundaries of the Omrasshorian fault system; 9 – gold ore objects: deposits (a) and manifestations (6).

менты наблюдаются на разных уровнях тектонических пакетов. Восстановление первичного состава пород и их последовательности не всегда возможно, поэтому расчленение удобней вести на формационном уровне, а за основу была принята утвержденная в 1999 г. легенда для Северо-Уральской серии листов Госгеолкарты-200 (Б.Я. Дембовский).

Гнейсо-гранитовая формация PR₁? (николайшорский комплекс γ PR₁n?) слагает линзообразные пластины метаморфизованных гранитоидов, имеющие пологие тектонические контакты с вмещающими породами. Гнейсо-граниты представляют собой средне- крупнозернистые, порфировидные породы, сложенные кварцем, мусковитом, плагиоклазом и калишпатом. Порфировидность обусловлена крупными порфирокластами полевого шпата и кварца.

Метатерригенно-риолитовая формация RF_1 (маньхобеинская свита RF_1 ?*mh*) объединяет порфировидные гранито-гнейсы и кварцито-гнейсы, слагающие пластины и разделенные, как правило, "горизонтами" сланцев. Пластины линзовидной формы и мощностью от первых десятков до 500–600 м и протяженностью до 2–3 км. Центральная часть пластин сложена средне- крупнозернистыми, слабо сланцеватыми разностями, по мере приближения к контактам рассланцованность нарастает до превращения в кристаллические сланцы или слюдистые гнейсы. Предполагается первичная вулканогенная природа гранито-гнейсов и аркозовая для кварцитов. Слюдистые сланцы могли иметь чисто пелитовую основу.

Метабазитовая формация RF₂ (пуйвинская свита RF₂) предположительно образована за счет эффузивов основного состава. Наиболее распространенными являются хлорит-эпидот-альбитактинолитовые сланцы, а в зонах диафтореза – биотит-мусковит-альбит-кварцевые сланцы. Развиты субвулканические дайкообразные тела метадолеритов.

Метатерригенно-риолит-базальтовая формация RF₃ (лорцемпейская свита RF₃lr) слагает ряд тектонических пакетов. В основании "разреза" залегает толща полосчатых сланцев хлоритмусковит-альбит-кварцевого состава. Метаэффузивы основного состава представлены альбит-эпидотхлоритовыми сланцами порфировой структуры.

Метаандезибазальты имеют флюидальную, миндалекаменную (редко) и порфировую структуру. Среди основной массы, преобразованной в тонкозернистый лепидогранобластовый агрегат альбита и хлорита, содержатся вкрапленники полевых шпатов до 1.0–1.4 мм. Миндалины размером до 1.3 мм выполнены эпидотом, хлоритом и, реже, кварцем и альбитом.

Отдельные линзы метаэффузивов кислого состава имеют мощность 100–150 м, протяженность – первые километры. Породы порфировые (плагиоклаз, реже микроклин и кварц), основная масса сложена кварцем, альбитом и микроклином, серицитом и мусковитом.

Метатерригенно-вулканогенная формация RF_3-V_1 (саблегорская свита – RF_3-V_1 sb) слагает тектонические пакеты. В основании выделяется полоса шириной 500–1500 м серицит-хлорит-альбит-кварцевых, мусковит-хлорит-кварцевых сланцев, с линзами и прослоями метаэффузивов основного состава. Выше залегают метаэффузивы кислого состава.

Среди меланократовых сланцев по вариациям в составе минеральных компонентов – кварца, плагиоклаза, мусковита, биотита, хлорита, выделяется множество разновидностей. Часто встречаются актинолит-хлоритовые, хлорит-амфиболовые, полевошпат-амфиболовые и слюдисто-хлоритовые сланцы.

Лейкократовая часть разреза сложена сланцами мусковитовыми, полевошпатовыми, развиты прослои кварцито-сланцев альбит-мусковитовых, хлорит-мусковитовых, мусковит-полевошпатовых.

Таким образом, на Хальмерьинской площади получили распространение формации: гнейсометатерригенно-риолитовая гранитовая $PR_1?$, RF₁?, метабазитовая RF₂, метатерригенно-риолитбазальтовая RF₃ и метатерригенно-вулканогенная RF₃-V. Последовательность этих формаций в разрезе во многом условная, тем не менее она отражает главные этапы развития территории. Гнейсогранитовая формация, вероятно, может отвечать континентальному основанию, которое затем подверглось предрифтовому воздыманию. Последнее сопровождалось кислым вулканизмом и накоплением мощной аркозовой толщи – метатерригеннориолитовая формация. Исключительно кварцевый (кварц-полевошпатовый) состав отложений этого комплекса свидетельствует о зрелости размываемого субстрата. Затем воздымание сменилось расколами. В это время на континентальной окраине формировались вулканогенно-осадочные комплексы: метабазитовая, метатерригенно-риолитбазальтовая и метатерригенно-вулканогенная формации. В.Н. Пучков [2000] рифейско-вендские тол-

284

щи западного склона Урала рассматривает как рифтогенные молассоиды, образование которых сопровождается вулканизмом и проявлением поздневендской фазы складчатости и орогенеза в интервале 620–540 млн лет, отнесенной к байкалидам.

Современный **структурный облик района**, характеризующийся сложным строением, сформирован в течение нескольких тектонических циклов. Тектоника определяется приуроченностью к зоне коллизионного покровно-складчатого сооружения, возникшего в результате западно-вергентного закрытия Уральского палеобассейна с корой океанического типа (окраинное море по [Хаин, 2000]). Площадь располагается в пределах Центрально-Уральской мегазоны, с востока ограниченной позднепалеозойской структурой ГУР, падающей на восток под углами 20–50° и, по-видимому, с глубиной выполаживающейся наподобие листрических разломов.

Интерпретация материалов сейсмопрофиля УР-СЕЙС-95 привела В.Н. Пучкова [2000] к выводу, что основным, хотя и скрытым структурным элементом форланда на Урале, является главная поверхность срыва (детачмент) с отходящими от него вверх листрическими надвигами и складками, порожденными движениями по этим надвигам. Центрально-Уральская мегазона представляет собой эксгумированный докембрийский складчатометаморфический фундамент (серия надвиговых структур), расчлененный на ряд тектонических блоков-пластин.

На рассматриваемой площади по результатам геологосъемочных работ выделяется несколько тектонических блоков, ограниченных пологопадающими в восточных румбах надвигами (см. рис. 2). Блоки различаются внутренним строением, составом и, судя по структурным наблюдениям, перекрывают друг друга: Хальмерьинский на западе, Тынаготский на северо-востоке и Народинский на юго-востоке.

В строении **Хальмерьинского блока** принимают участие образования маньхобеинского метаморфического комплекса, представленные гранитогнейсами, кварцито-гнейсами и кристаллическими сланцами. С востока он перекрывается Тынаготским, а с юга Народинским блоками. Сланцеватость пород и зоны рассланцевания, развитые в контактах тектонических пластин, имеют северовосточное падение под углами от 15 до 50°.

Тынаготский блок сложен рифей-вендскими метаморфизованными осадочно-вулканогенными образованиями. Тэлашорский надвиг, отделяющий Тынаготский блок от Хальмерьинского, представлен зоной катаклаза и милонитизации мощностью до 10–15 м. Элементы залегания отдельных тектонических швов в пределах зоны колеблются в пределах 50–70°∠25–40°. Надвигами север-северозападного простирания блок разделен на три тек-

тонических пакета – Тэлаизский, Воргавожский и Тынаготский.

Тэлаизский пакет сложен породами саблегорской свиты, причем образования кислого состава тектонически разбиты на ряд пластин, будин, которые наблюдаются в матриксе из меланократовых сланцев. Сверху пакет ограничен Воргавожским надвигом.

Воргавожский и Тынаготский пакеты, граница между которыми проводится по Тынаготскому надвигу, сложены в основном породами лорцемпейского комплекса.

Воргавожский пакет сложен сланцевой толщей, в низах которой картируются линзовидные тела субвулканических долеритов и аповулканогенных сланцев, образовавшихся по основным и кислым эффузивам. Пакет с запада ограничен одноименным надвигом, имеющим восток-северовосточное падение под углами 35–40°. Сланцеватость имеет в основном пологое падение в восточных румбах, отмечаются мелкие сильно сжатые складки. Внутреннее строение пакета, характеризующееся широким развитием субсогласных зон рассланцевания, осложнено крутопадающими разрывами северо-восточного простирания.

Тынаготский пакет представлен рассланцованными, будинированными метаэффузивами кислого и основного состава. Пакет с запада ограничен Тынаготским надвигом, выраженным зоной милонитизации мощностью 5–10 м, содержащей будины кварца и кислых метаэффузивов. Элементы залегания надвига колеблются в пределах 55– $75^{\circ} \angle 30$ –40°. Кроме осложняющих пологих тектонических нарушений, конформных надвигу, установлены крутопадающие разрывы, имеющие преимущественно северо-восточное простирание.

В Народинском блоке развиты образования пуйвинской свиты. С северо-запада блок ограничен Хальмерьинским надвигом, по которому он перекрывает Хальмерьинский и Тынаготский блоки. Судя по элементам залегания сланцеватости в породах Народинского блока, надвиг имеет элементы залегания 135–165°∠25–35°. Структурные элементы Народинского блока, как правило, дискордантны элементам перекрываемых блоков. На юговостоке прослеживаются тектонические пластины, ограниченные надвигами и сложенные гнейсогранитами Николайшорского комплекса.

В позднеколлизионный этап чешуйчато-надвиговое сооружение было рассечено разрывными нарушениями Омрасьшорской системы разломов северо-восточного простирания. Наблюдается пространственная приуроченность золоторудных объектов к этой системе разломов (месторождения Воргавож, Тэлаиз, Сосновое и ряд проявлений). Омрасьшорская система разломов по простиранию была прослежена на 25 км через всю площадь и далее, а ширина развития структурного парагенезиса составляет 4 км. Отдельные тектонические швы представлены зонами дробления и милонитизации, между которыми породы на ширину в несколько десятков метров интенсивно смяты. Зоны дробления и милонитизации имеют северовосточное простирание (30–55°) и крутое падение как к юго-востоку, так и к северо-западу и сопровождаются разноориентированными кварцевыми, кварц-сульфидными прожилками и жилами.

Группа разломов северо-западного простирания проявлена в районе менее отчетливо и развита в пределах Хальмерьинского блока. Характерна прямолинейность и, вероятно, крутое положение плоскости сместителя.

Таким образом, на площади наблюдаются два основных типа тектонических нарушений, обеспечивших главные черты строения – чешуйчатонадвиговые, создавшие тектоническую расслоенность, и крутопадающие, по которым происходили сдвигово-блоковые перемещения. Обращает на себя внимание пространственная приуроченность большинства золоторудных объектов Хальмерьинской площади к полосе Омрасьшорской системы разломов с локализацией в узловой позиции, на пересечении сдвигов с чешуйчато-надвиговыми структурами тектонических пакетов.

ЗОЛОТОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХАЛЬМЕРЬИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА

На площади Хальмерьинского рудного узла выявлено 3 месторождения золота: Сосновое, Тэлаиз и Воргавож и ряд рудопроявлений. Геологоразведочными работами обоснованы запасы месторождения Сосновое, составляющие 1.4 т золота, и месторождения Тэлаиз – 2.4 т. На месторождении Воргавож запасы золота составляют 7.7 т со средним содержанием 4.6 г/т. Кроме этих объектов, выявлен еще ряд перспективных рудопроявлений со значительными прогнозными ресурсами, что позволяет выдвинуть Хальмерьинский рудный узел в разряд высокоперспективных [Ким, 2004] и ниже охарактеризовать его подробно.

Месторождение Сосновое

Месторождение Сосновое (рис. 3) расположено в пределах Хальмерьинского тектонического блока, вмещающими являются породы маньхобеинской свиты. Рудовмещающая тектоническая пластина ограничена надвигами, в которых развиты маломощные, линзующиеся тела меланократовых бластомилонитов.

Собственно месторождение Сосновое ограничено Западным и Восточным разломами северовосточного простирания (азимуты падения 310°∠75–55°), вскрытыми на горизонте штольни № 1. Они представляют собой сдвиговые наруше-

ния, выполненные брекчиями, милонитами, глинкой трения, мощностью 0.8.–2.7 м. Существенно сдвиговые перемещения по разломам определяются по слабому наклону (или его отсутствию) борозд скольжения на тектонических зеркалах.

На месторождении наблюдаются тела брекчий с цементом кварц-карбонат-сульфидного состава и системы различно ориентированных кварцсульфидных, кварц-карбонат-сульфидных тел. линз и жил часто причудливой формы (трещины "гидроразрыва"), сопровождающиеся калишпатальбитовыми метасоматитами, с рассеянной пиритовой минерализацией. Все эти образования формируют штокверкоподобные линзующиеся тела мощностью до 10 м при протяженности 110-275 м. Золотоносными являются кварц-карбонатсульфидные тела и жилы, выполняющие прямолинейные сколовые трещины, околожильные метасоматиты. Сульфиды (1–5%) представлены пиритом, галенитом, халькопиритом, сфалеритом при резком преобладании пирита. Наиболее высокие содержания золота приурочены к скоплениям и прожилкам средне- и крупнокристаллического пирита. Близмеридиональная ориентировка крупных жильных тел, выполняющих трещины отрыва, характерна для левосдвиговых перемещений по ограничивающим разломам (см. рис. 3), северо-восточные сколовые нарушения, наоборот, отвечают правым слвигам.

Рудные тела размещены внутри блока шириной около 140 м и протяженностью 240–250 м, ограниченного крутопадающими на запад Западным и Восточным разломами северо-восточного простирания и пологими зонами меланократовых бластомилонитов. Внутри этого блока рудные тела приурочены к системам синтетических трещин скола северо-восточной ориентировки с падением на северо-запад под углами 70–90°, выполненных кварцем с пиритовой вкрапленностью. Протяженность рудных тел по простиранию от 12.0 до 70.0 м, по падению – до 32.0 м. Мощность – до первых метров. Внутреннее строение рудных тел сложное, и обогащенные участки распределены незакономерно.

Месторождение Тэлаиз

Месторождение Тэлаиз (рис. 4) включает несколько минерализованных зон, расположенных в основании Тэлаизского пакета, где в матриксе меланократовых сланцев содержатся линзовидные тектонические пластины кислых метавулканитов. Минерализованные зоны представляют собой горизонты интенсивно дислоцированных меланократовых сланцев, неравномерно серицитизированных, окварцованных и карбонатизированных, содержащих кварцевые, карбонат-кварцевые жилы и прожилки и обогащенные вкрапленностью пирита Перспективы золотоносности докембрийских комплексов Приполярного Урала The prospects of gold mineralization of the Precambrian complexes of the Subpolar Urals



Рис. 3. Структурная схема и разрез месторождения Сосновое.

1 – разломы (Западный и Восточный) и их элементы залегания; 2 – контур развития синтетических левосдвиговых трещин скола; 3 – контур развития левосдвиговых трещин отрыва и тела "гидроразрыва"; 4 – рудные тела; 5 – подземные горные выработки штольни 1; 6 – скважины подземного бурения; 7 – рудные интервалы: в числителе – мощность, м, в знаменателе – содержание золота, г/т.

Fig. 3. Structural diagram and section of the Sosnovoye deposit.

1 -faults (Western and Eastern) and their elements of occurrence; 2 -the outline of the development of synthetic left-shear cracks; 3 -the outline of the development of the left-shear fracture cracks and the body of the "hydraulic fracture"; 4 -ore bodies; 5 -underground mining workings of the tunnel 1; 6 -underground drilling wells; 7 -ore intervals: in the numerator - power, m, in the denominator - the gold content, ppm.

и магнетита. Все они приурочены к подошвам тектонических пластин и вытягиваются вдоль пологих надвиговых структур. Наиболее перспективной является Вторая минерализованная зона, расположенная под экраном метавулканитов кислого состава, в горизон-

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 18 No. 2 2018



Рис. 4. Геологическая карта и разрез месторождения Тэлаиз (с использованием данных А.Ф. Филатова).

1 – гнейсо-граниты и метариолиты; 2 – хлорит-мусковит-альбит-кварцевые сланцы; 3 – метаэффузивы кислого состава; 4 – слюдисто-полевошпат-кварцевые сланцы; 5 – Тэлашорский надвиг; 6 – крутопадающие разломы; 7 – минерализованная зона № 2; 8 – буровые скважины на карте и на разрезе; 9 – канавы; 10 – устье штольни 4 на карте и ее выработки на разрезе; 11 – рудные интервалы: в числителе – мощность, м, в знаменателе – содержание золота, г/т; 12 – разведочная линия, по которой построен разрез.

Fig. 4. Geological map and section of the Talaiz deposit (using the data of A.F. Filatov).

1 - gneiss-granites and metariolites; 2 - chlorite-muscovite-albite-quartz schists; 3 - meta-effusives of acid composition; 4 - mica-feldspar-quartz schists; 5 - Telashor overthrust; 6 - steeply falling faults; 7 - mineralized zone No. 2; 8 - boreholes on the map and on a section; <math>9 - ditches; 10 - the mouth of the gallery 4 on the map and its output on a section; <math>11 - ore intervals: in the numerator – power, m, in the denominator – the gold content, ppm; 12 - exploratory line on which the cross-section is constructed.

те меланократовых сланцев. Практически все рудные интервалы занимают четкое положение в приконтактовой части, на расстоянии 15–25 м от подошвы метавулканитов. В минерализованной зоне к золотоносным образованиям относятся: кварцкарбонатные жилы, линзы, прожилки, с крайне неравномерным распределением сульфидов и призальбандовые части кварцевых жил с развитием прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации. Мощность минерализованной зоны составляет 16–50 м, в среднем 30 м, прослежена она более чем на 1.2 км. Падение на восток под углами 30–40°.

В минерализованной зоне установлены рудоносные штокверки, структурная позиция которых определяется положением зон повышенной трещиноватости двух направлений, с жильным выполнением. Первые – это пологие или сложноветвящейся формы, субсогласные со сланцеватостью пород или косо ее секущие, трещины отрыва (рис. 5), в целом образующие системы эшелонированных лестничных жил, с элементами залегания 70-90°∠25-35°. Вторые - это крутопадающие нарушения с элементами залегания 100-120°∠50-70°. По-видимому, первые относятся к этапу левосдвиговых перемещений, а вторые характерны для правых сдвигов. Сами зоны повышенной трещиноватости, вероятно, представляют собой "неразвившиеся" взбросо-СДВИГИ.

Четких границ штокверки не имеют, так как интенсивность трещиноватости снижается постепенно и вместе с ней затухают жильно-прожилковые и сульфидно-вкрапленные составляющие штокверка. Позиция рудной минерализации в лежачем боку тектонического контакта с метавулканитами, на пересечении с крутопадающими структурами обусловила своеобразную форму рудоносного объема, в виде изометричных, полого наклоненных (20– 30°) по азимуту 10–15° столбов, погружающихся в северном направлении. Для наиболее изученного штокверка сечение на горизонтах от 6 × 28 м до 20 × 40 м. Общая протяженность наклонного рудоносного столба от горизонта горных работ и до дневной поверхности составляет до 240 м вдоль оси. По результатам бурения, вертикальный размах оруденения составляет не менее 350 м.

В пределах штокверков опробованием выявлено несколько рудных тел. Собственно золотосодержащей рудой здесь являются меланократовые и серицитизированные сланцы в зальбандах кварцевых жил с вкрапленностью и гнездами крупнокристаллического пирита. Сами кварцевые жилы золотоносны в случае развития в них пирита. Морфология и внутреннее строение рудных тел сложные и определены сочетанием серий сближенных, часто линзующихся и сложноветвящихся кварцевых жил, прожилков и зон метасоматического изменения пород с неравномерной вкрапленностью пирита. Распределение золота в рудных телах крайне неравномерное, а содержание варьирует от 0.3 до 63.9 г/т. Руды малосульфидные, доля пирита не превышает 2%, содержание золота в нем колеблется в пределах 102-511 г/т, причем с уменьшением крупности кристаллов минерала содержание в нем золота увеличивается.

Таким образом, рудопроявление Тэлаиз представляет собой пологозалегающую минерализованную зону с узловым характером распределения золотого оруденения.

Месторождение Воргавож

Воргавожская минерализованная зона (рис. 6) приурочена к Воргавожскому тектоническому пакету чешуйчато-складчатого строе-



Рис. 5. Линзовидная кососекущая кварцевая жила в подземных горных выработках месторождения Тэлаиз (штр-4-3-2, врезка восстающего 3).

Fig. 5. Lenticular slanting quartz vein in the underground mine workings of the Telaiz deposit.

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 18 No. 2 2018

/ 35

۲₃₅

100 м

2

8



× 30 6

11

ния при почти моноклинальном падении основных элементов к восток-северо-востоку под углами 30–40°. Контакт с нижележащим Тэлаизским тектоническим пакетом проходит по Воргавожскому надвигу, представляющему собой зону интенсивно тектонизированных хлорит-альбит-мусковиткварцевых сланцев, местами милонитизированных до глинки трения, мощностью 2.5–20 м. В рудовмещающем разрезе снизу вверх выделяется две пачки пород – метатерригенно-вулканогенная и метавулканогенная.

C-189

9

Метатерригенно-вулканогенная пачка (200– 300 м) представлена хлорит-альбит-мусковиткварцевыми сланцами (метапелиты) с горизонтами слюдисто-полевошпат-кварцевых сланцев и метавулканитов кислого состава. Вверху резко выделяется своим цветом (от зеленовато-серого до почти черного), горизонт сланцев (8–30 м) от существенно хлоритовых, до альбит-актинолитовых эпидотизированных, развивающихся по вулканитам основного состава. Эта пачка являет собой мощный текСавчук и др. Savchuk et al.



Рис. 6. Геологическая карта и разрез месторождения Воргавож (с использованием данных А.Ф. Филатова).

1 – метавулканиты кислого состава; 2 – сланцы по вулканитам кислого состава; 3 – метапелиты; 4 – метавулканиты основного состава с линзами и прослоями метавулканитов кислого состава; 5 – метариолиты; 6 – элементы залегания сланцеватости; 7 – тектонические границы, разломы и их элементы залегания; 8 – рудные тела; 9 – канавы; 10 – скважины и их номера; 11 – разведочная линия по которой приведен разрез.

Fig. 6. Geological map and section of the Vorgavozh deposit (using the data of A.F. Filatov).

1 - metavolcanics of acidic composition; 2 - shales for volcanics of acidic composition; 3 - metapelites; 4 - metavolcanics of basic composition with lenses and intercalations of metavolcanics of acidic composition; 5 - metario-lites; 6 - elements of occurrence of schistosity; 7 - tectonic boundaries, faults and their elements of occurrence; 8 - ore bodies; 9 - ditches; 10 - boreholes and their numbers; 11 - an exploratory line on which a section is shown.

тонический меланж, в котором четко выделяются матрикс и экзотические блоки. Матрикс составляют метатерригенные хлорит-альбит-мусковиткварцевые сланцы, а метавулканиты как кислого, так и основного состава присутствуют в виде "инородных", тектонически внедренных пластин, будин и т.д.

Выше залегает метавулканогенная пачка (90– 240 м), представленная от мелко-, до крупнозернистых, иногда с реликтами порфировой структуры, мусковит-полевошпат-кварцевых пород, относимых к метавулканитам кислого состава. Породы, как правило, толстоплитчатые, массивные, со слабо развитым грубым кливажом.

Таким образом, позиция Воргавожской минерализованной зоны определяется ее приуроченностью к меланжированной метатерригенновулканогенной пачке, сложенной пластинами пород различного, часто контрастного состава. Мощность пластин от нескольких до десятков метров при протяженности десятки и сотни метров. Внутренняя структура зоны достаточно сложна, в ней широко развиты зоны рассланцевания мощностью от первых до десятков метров. Для них характерна милонитизация, рассланцевание пород, где нечеткие границы опознаются по постепенному уменьшению степени рассланцевания. Залегание этих зон пологое наклонное, а первичное положение предполагается близгоризонтальным, характерным для надвигов.

При сохранении общего моноклинального падения кливажа на восток-северо-восток в породах широко проявлены мелкие складки с различными характеристиками – пространственным положением, степенью сжатия, синметаморфическими минералами. Выделено три системы этих структур и определены их возрастные взаимоотношения.

Наиболее четко эти взаимоотношения устанавливаются среди метавулканитов кислого состава, в замковых частях наложенных складок, где не совпадают полосчатость (ширина 1.0–1.5 см) и кливаж. Тогда на поверхности кливажа видна линейность пересечения с полосчатостью, ориентированная в восток-юго-восточном направлении. Угол встречи кливажа с полосчатостью небольшой, порядка 15°, что может свидетельствовать об интенсивной степени сжатия, вплоть до образования стреловидных складок F₁.

Этот тонкий ранний кливаж, в свою очередь, совместно с полосчатостью изгибается в складки F_2 с пологим, северо-восточным наклоном (нынешнее положение) осевых поверхностей, сопровождаемых грубым кливажом (микролитоны 5–30 см). Линейность этих наложенных складок уже северовосточная. Примечательно, что на поверхностях грубого кливажа можно наблюдать пересекающиеся под прямым углом две линейности, показывающие двухэтапность складкообразовательного процесса. Отметим, что генерализованное моноклинальное залегание толщи, с пологим (30–40°) падением на восток-северо-восток, совпадает с ориентировкой кливажа и осевых поверхностей этих наложенных складок.

Синметаморфическая минерализация в раннем случае представлена метаполосчатым, сегрегативным разделением слюдистого, меланократового и полевошпат-кварцевого материала, что может свидетельствовать о достаточно высокой температуре процесса – высокие ступени фации зеленых сланцев. В наложенных складках F_2 по кливажу обильно развивается мелкочешуйчатый серицит, показатель более низких температур в условиях начала зеленосланцевой фации.

Третий тип складок F₃ мало распространен, характеризуется поперечной к общему падению толщи, близмеридиональной ориентировкой осей. В складки здесь изгибается как ранняя метаполосчатость, так и наложенный кливаж. Эти складки проявлены локально, вблизи северо-восточных разломов и сопровождаются трещинами различных направлений, порой выполненных гидротермальным кварцем.

На участке проявлены северо-восточные крутые разломы как с западным, так и восточным падением под углами 60-80°. Эти разломы в интенсивно дислоцированных породах прослеживаются в виде коротких швов, но вся толща в целом пронизана системами северо-восточных трещин (рис. 7). По смещениям литологических границ, а также по близмеридиональной (350-30° / 15-50°) ориентировке осей мелких складок, входящих в структурный парагенезис, устанавливаются правые сдвиговзбросовые перемещения. Зоны разломов и швы мелких трещин выражены дроблеными, брекчированными, реже милонитизированными породами. В отдельных случаях в разрывных структурах устанавливаются кварцевые жилы и прожилки. В отличие от более раннего "метаморфогенного" кварца, для этих жил характерны пустоты, вмещающие кристаллы горного хрусталя (5–10 см). Часты в жилах гнезда железистого карбоната и кристаллы пирита (0.5 см).

Наблюдения за взаимоотношениями различных элементов структуры (складки, разрывы, кливаж, трещиноватость и т.д.) позволили наметить этапность тектонического развития района и определить место в ней рудного процесса.



Рис. 7. Диаграмма ориентировки мелкой трещиноватости на месторождении Воргавож.

390 замеров. Изолинии проведены через 0.26-2-5-10%.

Fig. 7. Diagram of orientation of shallow fracturing at the Vorgavozh deposit.

390 measurements. The isolines were carried through 0.26–2-5-10%.

На раннем этапе было создано покровное сооружение, сопровождаемое собственным динамометаморфическим структурным парагенезисом, в том числе и складками. Условным автохтоном здесь является монотонная толща кварцитов Тэлаизского тектонического пакета, на который надвинута пачка метатерригенно-вулканогенных пород, слагающая сложно дислоцированные дуплексовые чешуи, разграниченные однообразно полого наклоненными (30–40°) разломами, плавно смыкающимися внизу с базальным (Воргавожским) надвигом. С этим этапом связаны ранние складки F₁ и линейность юго-восточной ориентировки.

Судя по ориентировке мелких складок второго этапа F_2 (северо-восточное с пологим падением на север), развитых в метатерригенно-вулканогенной пачке и в основании кроющей пластины метавулканитов, надвигание последней происходило с юговостока на северо-запад, что типично для всего Уральского палеоокеана [Коротеев и др., 2001].

Образованное покровно-дуплексное сооружение в поздний коллизионный этап было нарушено серией северо-восточных разломов крутого (70– 85°) северо-западного падения. Наблюдения за приразломной складчатостью F_3 и смещением контактов породных разностей позволяют отнести их к правым взбросо-сдвигам с последующим двухразовым подновлением уже в условиях левого и затем правого сдвига.

Позиция рудоносных зон рудопроявления Воргавож определяется приуроченностью к центральной, наиболее дислоцированной, части дуплексного сооружения: золотая минерализация располагается вдоль контакта с перекрывающим горизонтом метавулканитов кислого состава. Этот контакт осложнен серией северо-восточных тектонических нарушений. На месторождении установлено несколько рудоносных зон, представленных интенсивно рассланцованными (бластомилониты) метавулканитами основного состава (сланцы хлоритмусковит-альбитовые), содержащими кварцевые, кварц-карбонатные жилы и прожилки, с разноагрегатными скоплениями пирита и вкрапленностью халькопирита, редко галенита. Как правило, рудоносные зоны вытянуты в северо-западном направлении и располагаются на небольшом удалении от контакта с перекрывающей пластиной кислых метавулканитов. Протяженность рудоносных зон более 240-320 м при ширине 2-18 м. По падению они прослежены на 200 м при пологом (20-25°) погружении в северо-восточном направлении. Мощности рудных сечений составляют 0.8-9.1 м при содержаниях золота от 1.0 до 25.3 г/т.

выводы

На Южном, Среднем и на Полярном Урале золоторудные объекты приурочены к палеозойским вулканогенно-интрузивным образованиям Тагило-Магнитогорской и Восточно-Уральской зон, расположенных восточнее ГУР. На Приполярном Урале в докембрийских породах ЦУП, к западу от ГУР, в последнее время также выявлены золотые месторождения.

Для ЦУП установлено, что в начале коллизионного этапа было создано гетерогенно-контрастное по составу шарьяжно-складчатое сооружение, обусловившее дифференциацию физико-механических и химических свойств по разрезу вмещающей среды рудоотложения. В заключительные этапы заложена и длительно развивалась региональная разломная структура, обеспечившая подток рудоносных гидротерм, их транспортировку до мест разгрузки и имеющая первостепенное значение для определения позиции месторождений.

Месторождения приурочены к протяженной северо-восточной разломно-сдвиговой зоне коллизионно-транспрессионного этапа развития, продольной к общей структуре Приполярного Урала в данном месте. Анализ структурной обстановки позволяет сделать вывод о неоднократной смене знака перемещений по составляющим тектоническим швам. В ранний, левосдвиговый этап перемещений, образованы трещины отрыва и скола, контролирующие крупные кварцевые жилы с пустотами, вмещающими кристаллы горного хрусталя, развита околожильная калишпатизация. Во второй этап правосдвиговой тектоники отлагались мелкие прожилки кварца с карбонатом и пиритом (редко гнезда халькопирита, сфалерита, галенита), пиритовые прожилки, окаймленные вкрапленностью пирита и сопровождающиеся серицитолитами. Эта сульфидная минерализация (основная золотопродуктивная) развита вдоль зон трещиноватости и жил кварца предыдущего этапа, часто наблюдается ее контроль меланократовой частью разреза.

На примере трех золоторудных объектов Хальмерьинской площади, относящихся к кварцзолото-сульфидной и золото-сульфидной жильнопрожилково-вкрапленной формациям, располагающихся на разных уровнях покровного сооружения, рассмотрена вертикальная зональность строения рудных тел: внизу (Сосновое) – это в основном крутопадающие, плитообразные, небольшой протяженности тела; в средней части (Тэлаиз) – протяженные, наклонные, рудные столбы в узлах пересечения крутопадающих разломов с локальными надвигами; вверху (Воргавож) – пологие, протяженные субсланцеватые залежи в поднадвиговой позиции. В этом же направлении увеличивается и масштабность объектов.

Таким образом, поисково-разведочные работы на Приполярном Урале подтвердили высокие перспективы на промышленное золотое оруденение докембрийских блоков ЦУП, вытягивающих-
ся полосой в приводораздельной части Уральского складчатого пояса.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы Президиума РАН № 4 "Месторождения стратегического сырья в России: инновационные подходы к их прогнозированию, оценке и добыче".

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Водолазская В.П., Берлянд Н.Г., Котов К.Н., Лелис В.Ю. (1997) О роли древних купольных структур Уральской складчатой системы в эндогенном рудообразовании (на примере Приполярного Урала). Докл. АН, **356**(3), 362-366.
- Волков А.В. (2012) Золотой пояс Урала. Золото и технологии, **17**(3), 6-16.
- Золото Урала (к 250-летию золотой промышленности Урала) (В.С. Шуб, А.Г. Баранников, И.З. Шуб и др.). (1993) Екатеринбург: УИФ Наука, 134 с.
- Золоторудные месторождения России. (2010) (Ред. М.М. Константинов). М.: Акварель, 349 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. (1990) Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 328 с.
- Ким Г.П. (2004) Особенности геологического строения и характеристика золоторудных объектов Хальмерьинской площади (Приполярный Урал). "Полярный Урал – стратегия освоения". Труды II Полярно-Уральской научно-практической конференции. Тюмень–Салехард, 210-213.
- Коротеев В.А., Язева Р.Г., Иванов К.С., Бочкарев В.В. (2001) Палеозоны субдукции в геологической истории Урала. Отеч. геология, (6), 50-57.
- Мансуров Р.Х. (2009) Геологическое строение Петропавловского золоторудного месторождения, Полярный Урал. *Руды и металлы*, (5), 70-74.
- Месторождения золота Урала (В.Н. Сазонов, В.Н. Огородников, В.А. Коротеев и др). (1999) Екатеринбург: ИГГГА, 570 с.
- Озеров В.С. (1998) Особенности металлогении золота области Центрально-Уральского поднятия на севере Урала. "Золото, платина и алмазы Республики Коми и сопредельных регионов". Мат-лы Всерос. конф. Сыктывкар: Геопринт, 14-16.
- Пучков В.Н. (2000) Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 146 с.
- Серавкин И.Б. (2009) Эндогенная металлогения золота Урала. Обзор. Статья 1 – Полярный, Приполярный, Северный и Средний Урал. Геологический сборник ИГ УНЦ РАН, (8), 164-176.
- Сидоров А.А., Волков А.В. (2006) О металлогении кратонных террейнов Северо-Востока России. *Геология* и геофизика, **47**(12), 1242-1256.
- Тарбаев М.Б., Кузнецов С.К., Моралев Г.В., Соболева А.А., Лапутина И.П. (1996) Новый золотопалладиевый тип минерализации в Кожимском районе Приполярного Урала (Россия). Геология рудн. месторождений, **38**(1), 11-25.
- Хаин В.Е. (2000) Крупномасштабная цикличность в тектонической истории Земли и ее возможные причины. *Геотектоника*, (6), 3-14.

- Goodwin A.M. (1991) Precambrian geology. San Diego, Academic Press Ltd., 666 p.
- Groves D. (2005) *The gold potential of Finland: an initial appraisal*. V Fennoscandian exploration and mining meeting. Rovaniemi, Finland, 27.
- Groves D. I., Goldfarb R.J., M. Santosh M. (2016) The conjunction of factors that lead to formation of giant gold provinces and deposits in non-arc settings. *Geoscience Frontiers*, (7), 303-314.
- Leahy K., Barnicoat A.C., Foster R.P., Lawrence S.R., Napier R.W. (2005) Geodynamic processes that control the global distribution of giant gold deposits. *Geol. Soc. London. Spec. Publ.*, **248**, 119-132.

REFERENCES

- Goodwin A.M. (1991) Precambrian geology. San Diego, Academic Press Ltd., 666 p.
- Groves D. I., Goldfarb R.J., M. Santosh M. (2016) The conjunction of factors that lead to formation of giant gold provinces and deposits in non-arc settings. *Geoscience Frontiers*, (7), 303-314.
- Groves D. (2005) *The gold potential of Finland: an initial appraisal.* V Fennoscandian exploration and mining meeting. Rovaniemi, Finland, 27.
- Khain V.E. (2000) Large-scale cyclicity in the tectonic history of the Earth and its possible causes. *Geotektonika*, (6), 3-14. (In Russian)
- Kim G.P. (2004) Features of the geological structure and characteristics of the gold objects Halmer'ins area (Subpolar Urals). "*Polyarnyi Ural – strategiya osvoeniya*". Trudy II Polyarno-Ural'skoi nauchno-prakticheskoi konferentsii ["Polar Ural – strategy of development". Proc. II Polar-Ural scientific-practical conference]. Tyumen– Salekhard, 210-213. (In Russian)
- Koroteev V.A., Yazeva R.G., Ivanov K.S., Bochkarev V.V. (2001) Paleozones of subduction in geological histotory of the Urals. *Otech. Geologiya*, (6), 50-57.
- Leahy K., Barnicoat A.C., Foster R.P., Lawrence S.R., Napier R.W. (2005) Geodynamic processes that control the global distribution of giant gold deposits *Geol. Soc. London. Spec. Publ.*, **248**, 119-132.
- Mansurov R.Kh. (2009) The geological structure of the Petropavlovsk gold Deposit, Polar Ural. *Rudy i metally*, (5), 70-74. (In Russian)
- *Mestorozhdeniya zolota Urala* [Gold deposits of the Urals] (V.N. Sazonov, V.N. Ogorodnikov, V.A. Koroteev et al.). (1999) Ekaterinburg, IGGGA Publ., 570 p. (In Russian)
- Ozerov V.S. (1998) Features of metallogeny of the gold region of the Central Urals uplift on the North of the Urals. Zoloto, platina i almazy Respubliki Komi i sopredel'nykh regionov. Syktyvkar, Geoprint Publ., 14-16. (In Russian)
- Puchkov V.N. (2000) Paleogeodynamika Juzhnogo i Srednego Urala [Paleogeodynamics of Southern and Middle Urals]. Ufa, Guillem Publ., 146 p. (In Russian)
- Seravkin I.B. (2009) Endogenous metallogeny of gold of the Urals (Review, article 1 – Polar, Subpolar, North and Middle Urals). Geologicheskii sbornik, (8). Geologiya rudnykh mestorozhdenii, metallogeniya. IG UNTS RAN Publ., 164-176. (In Russian)
- Sidorov A.A., Volkov A.V. (2006) On the metallogeny of craton terranes of North-East of Russia. *Geol. Geofiz.*, 47(12), 1242-1256. (In Russian)

Савчук и др. Savchuk et al.

- Tarbaev M.B., Kuznetsov S.K., Moralev G.V., Soboleva A.A., Laputina I.P. (1996) New gold-palladium type of mineralization in Cojim area of the Subpolar Urals (Russia). *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **38**(1), 11-25. (In Russian)
- Vodolazskaya V.P., Berland N.G., Kotov K.N., Lalis V.Yu. (1997) About the role ancient dome structures of the Ural fold system in endogenous ore formation (on the example of the Subpolar Urals). *Dokl. Akad. Nauk*, **356**(3), 362-366. (In Russian)
- Volkov A.V. (2012) The gold belt of the Urals. Zoloto i tekhnologii, **17**(3), 6-16. (In Russian)
- Zoloto Urala (k 250-letiyu zolotoi promyshlennosti Urala) [The Gold Of The Urals (the 250th anniversary of the gold industry of the Urals)] (V.S. Shub, A.G. Barannikov, I.Z. Shub et al.). (1993) Ekaterinburg, UIF Nauka Publ., 134 p. (In Russian)
- Zolotorudnye mestorozhdeniya Rossii (Ed. M.M. Konstantinov) [Gold deposits in Russia]. (2010). Moscow, Akvarel Publ., 349 p. (In Russian)
 Zonenshayn L.P., Kuz'min M.I., Natapov L.M. (1990) Tek-
- Zonenshayn L.P., Kuz'min M.I., Natapov L.M. (1990) Tektonika litosfernykh plit territorii SSSR [The tectonics of lithospheric plates of the USSR]. Moscow, Nedra Publ., 328 p. (In Russian)

УДК 55(47+57)

DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-2-295-313

БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНАЯ ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ И ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

© 2018 г. С. Г. Ковалев, С. С. Ковалев, С. И. Высоцкий

Институт геологии Уфимского научного центра РАН, 450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2, e-mail: kovalev@ufaras.ru Поступила в редакцию 26.05.2015 г., принята к печати 21.12.2017 г.

Впервые охарактеризована благороднометалльная (элементы платиновой группы (ЭПГ) и Au) геохимическая специализация магматических пород Башкирского мегантиклинория и прилегающей части Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Идентичность графиков нормализованных содержаний ЭПГ и Au в магматических породах Башкирского мегантиклинория и востока ВЕП свидетельствует о близости процессов образования и общности механизмов формирования благороднометалльной геохимической специализации при становлении магматических тел. Установлено, что основные черты благороднометалльной геохимической специализации ("родиевая аномалия") магматических комплексов Башкирского мегантиклинория и востока ВЕП обусловлены содержанием благородных металлов в сульфидных минералах (пентландите) и имеют "первичную" природу. Вариации содержаний Pt, Pd и Au, характерные для разных пород, распространенных в пределах региона, являются результатом их перераспределения при становлении магматических тел и/или преобразовании вторичными процессами. Показано, что благороднометалльная геохимическая специализация терригенных пород из тектонических зон Башкирского мегантиклинория (наличие повышенных количеств платиноидов и – главное – "родиевая аномалия") сформировались под воздействием магматизма с дальнейшим перераспределением и концентрацией благородных металлов в результате более позднего по времени метаморфизма и локального метасоматоза.

Ключевые слова: Башкирский мегантиклинорий, Восточно-Европейская платформа, магматические комплексы, пикриты, долериты, терригенные породы, элементы платиновой группы, золото, сульфидные минералы

NOBLE METAL GEOCHEMISTRY OF THE MESOPROTEROZOIC IGNEOUS COMPLEXES BASHKIRIAN MEGANTICLINORIUM AND THE EASTERN EDGE OF THE EAST EUROPEAN PLATFORM

Sergei G. Kovalev, Sergei S. Kovalev, Sergei I. Vysotsky

Institute of Geology, Ufimian Sci. Centre of RAS, 16/2 Karl Marx st., Ufa, 450077, Russia, e-mail: kovalev@ufaras.ru Received 26.05.2015, accepted 21.12.2017

First described the noble metal (platinum group elements (PGE) and Au) geochemical specialization of magmatic rocks of Bashkirian meganticlinorium and the adjacent part of the East European Platform (EEP). Identity graphs of normalized PGE and Au contents in igneous rocks of the western slope of the Southern Urals and east EEP indicates the proximity of their formation and common mechanisms of formation of noble metal geochemical specialization during the formation of these bodies. It was found that the specific precious metal geochemical specialization ("rhodium anomaly") magmatic complexes Bashkirian meganticlinorium and east EEP, due to the content of precious metals in sulphide minerals (pentlandite) has a "primary" nature. Variations contents Pt, Pd and Au, which are characteristic for different varieties of common species within the region, are the result of their redistribution during the formation of clastic rocks of Bashkirian meganticlinorium tectonic zones (presence of increased amounts of platinum and most importantly – "rhodium anomaly") formed under the influence of magmatism with further redistribution and concentration of precious metals as a result of a later time metamorphism and local metasomatism.

Keywords: Bashkirian meganticlinorium, East-European Platform, magmatic complexes, picrites, dolerite, clastic rocks, platinum group elements, gold, sulphide minerals

Acknowledgements

The work was carried out within the framework of the State task (topic N_{\odot} 0252-2017-0012).

Для цитирования: Ковалев С.Г., Ковалев С.С., Высоцкий С.И. (2018) Благороднометалльная геохимическая специализация мезопротерозойских магматических комплексов Башкирского мегантиклинория и восточной окраины Восточно-Европейской платформы. *Литосфера*, **18**(2), 295-313. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-2-295-313

For citation: Kovalev S.G., Kovalev S.S., Vysotsky S.I. (2018) Noble metal geochemistry of the Mesoproterozoic igneous complexes Bashkirian meganticlinorium and the eastern edge of the East European Platform. *Litosfera*, **18**(2), 295-313. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-2-295-313

ВВЕДЕНИЕ

По геологическому строению территория Южного Урала в обобщенном виде подразделяется на восточную (палеоокеаническую) и западную (палеоконтинентальную) мегазоны. Эти различия формировались на протяжении длительной истории развития региона. В строении восточной мегазоны участвуют структурно-вещественные комплексы, входящие в состав океанических и островодужных формаций, в то время как в западной мегазоне породы представлены преимущественно платформенными осадочными и магматическими образованиями. Особенности геологического строения находят свое отражение и в распространенности благороднометалльных объектов, наибольшее количество и разнообразие которых установлено в восточной мегазоне, где присутствуют практически все типы золоторудных формаций. В западной мегазоне благороднометалльные (золото-сульфидные и золото-кварцевые) месторождения и рудопроявления приурочены к терригенным породам, которые в большинстве случаев прорываются интрузивными телами основного состава. Генетические условия образования этих объектов на сегодняшний день изучены явно недостаточно. Одной из важных нерешенных проблем является вопрос об источнике рудного вещества и механизмах рудогенного минералообразования. В связи с этим было проведено изучение рудогенерирующего потенциала магматических комплексов основного и ультраосновногоосновного составов, распространенных в пределах Башкирского мегантиклинория и восточной окраины Восточно-Европейской платформы, как представителей мантийных образований, характеризующих не только геодинамический режим развития территории, но и определяющих металлогеническую специализацию структурно-вещественных комплексов региона.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Определения платиноидов (Pt, Pd, Rh, Ru, Ir) и Аи были выполнены нанотехнологическим способом определения содержания редких и рассеянных химических элементов в горных породах (ВСЕ-ГЕИ). Методика определения заключается в том, что химическому анализу подвергают коллоидносолевой раствор, приготовленный из пробы исследуемых объектов горных пород и деионизированной воды, взятых в соотношении 1:10. Методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP MS) в коллоидно-солевом растворе, содержащем частицы фракции исследуемой пробы с размерами 1–1000 нм, определяется наличие и количественное содержание редких и рассеянных элементов. Величина пределов обнаружения составляет, мкг/л: 0.01 (Au), 0.02 (Pt), 0.03 (Pd), 0.005 (Ag), 0.005 (Rh), 0.02 (Ru), 0.006 (Ir) [Олейникова и др., RU 2370764].

Кроме того, содержания благородных (Pt, Pd, Rh, Ru, Ir и Au) элементов определялись на массспектрометрической системе высокого разрешения HR ICP-MS ELEMENT2 (ThermoFinnigan) для мультиэлементного анализа геологического материала (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург).

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Магматические породы Башкирского мегантиклинория более чем на 90% представлены интрузивными телами дайковой и силловой формы, варьирующими по основности от пикритов до кислых, субщелочных и щелочных разновидностей. Эффузивные образования (базальты различной щелочности и риолиты) распространены локально в обрамлении Тараташского "блока" (Навышский комплекс), а также Машакской и Шатакской палеорифтогенных структурах. Возраст формирования магматических пород определяется интервалом от раннего рифея до венда и палеозоя включительно. Наиболее полная сводка по магматизму всего западного склона Южного Урала приведена в монографии А.А. Алексеева [1984]. Кроме того, отдельные вопросы магматизма Башкирского мегантиклинория освещены в целом ряде публикаций, вышедших в последнее время [Пучков, 2000, 2010; Ферштатер и др., 2004, 2005; Ковалев, Высоцкий, 2004, 2008; Ковалев, 2008, 2011; Сазонова и др., 2011; Холоднов и др., 2012; Носова и др., 2012; Ковалев и др., 2013; и др.]. В данной работе приводятся авторские материалы по благороднометалльной геохимической специализации магматических комплексов мезопротерозойского возраста, которые представлены: раннерифейские – Навышским трахибазальтовым, Юшинским габбро-долеритовым и Шуйдинским пикродолеритовым комплексами; среднерифейские - Кусинско-Копанским расслоенным, Повальненским и Кургасским габбро-долеритовыми, Лапыштинским долерит-пикритовым, Ишлинским пикритовым комплексами, а также Шатакским пикрит-базальт-риолитовым и Ахмеровским гранитным комплексами; позднерифейские – Мисаелгинским феррогаббро-долерит-пикритовым и Инзерским габбро-долеритовым комплексами. Кроме того, приводятся данные по магматическим породам восточной окраины ВЕП, охарактеризованным по разрезам скважин (рис. 1).

Породы Навышского трахибазальтового комплекса (подсвиты) приурочены к основанию айской свиты (RF₁). Вулканогенно-осадочная толща состоит из четырех горизонтов магматитов мощностью (снизу вверх) до 250–400, 100, 100–125 и 75–100 м, разделенных пачками терригенных образований. Формирование лавовых потоков про-

297



Рис. 1. Геологическая схема западного склона Южного Урала и прилегающей части Восточно-Европейской платформы (на врезке) и положение изученных комплексов.

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 18 No. 2 2018

1 – палеозойские отложения; 2 – вендские комплексы; 3 – отложения верхнего рифея; 4 – породы нижнего-среднего рифея; 5–7 – образования среднего рифея; 8–9 – породы нижнего рифея; 10 – образования айской свиты нижнего рифея; 11 – кристаллические сланцы тараташского комплекса; 12 – метаморфические комплексы Уралтау; 13 – магматические породы: а – основного состава, б – кислого состава; 14 – геологические границы; 15 – разломы; 16 – изученные комплексы (1 – Мисаелгинский, 2 – Лысогорский, 3 – Навышский, 4 – Кусинско-Копанский, 5 – скв. № 7, 6 – Шуйдинский, 7 – Юшинский, 8 – Лапыштинский, 9 – Курманай, 10 – Ишлинский, 11 – Ахмеровский, 12 – Шатакский, 13 – Инзерский, 14 – Повальненский). На врезке показаны скважины, материалы по магматическим породам которых приводятся в данной работе.

Fig. 1. Geological scheme of the western slope of the Southern Urals and the adjacent part of the East European Platform (inset) and the position of the studied complexes.

1 – Paleozoic deposits; 2 – Vendian complexes; 3 – Upper Riphean deposits; 4 – Lower–Middle Riphean rocks; 5–7 – Middle Riphean origination; 8–9 – Lower Riphean rocks; 10 – Lower Riphean Ai Formation; 11 – schists Taratashs complex; 12 – metamorphic complexes Uraltau; 13 – igneous rocks: a – basic, δ – acid composition; 14 – geological boundaries; 15 – faults; 16 – Studying of complexes (1 – Misaelga, 2 – Lysogorsk, 3 – Navyshsky, 4 – Kusa-Kopanski, 5 – well № 7, 6 – Shuyda, 7 – Yushino, 8 – Lapyshtinsky, 9 – Kurmanay, 10 – Ishlinsky, 11 – Akhmerovo, 12 – Shatak, 13 – Inzer, 14 – Povalnensk). The inset shows the borehole materials magmatic rocks which are given in this paper.

исходило в наземных условиях, возможно иногда сменявшихся прибрежно-морскими. Возраст щелочных базальтоидов, определенный по цирконам из трахибазальтовых порфиритов с использованием SHRIMP, составил 1752 \pm 18 млн лет (СКВО = = 1.01) [Краснобаев и др., 2013].

Юшинский габбро-долеритовый комплекс включает в себя меланократовые породы основного состава, прослеживающиеся в двух субмеридиональных зонах: Лапыштинской, тяготеющей к зоне Караташского разлома, и Юшинской, пространственно связанной с Зюраткульским и Большеавзянским разломами. Представлены они силлами, дайками и, реже, штоками мощностью от нескольких до 50–70 м, прослежены по простиранию на 1.0–3.5 км. Время формирования пород комплекса определяется их геологическим положением и степенью измененности. Дайки и силлы развиты в нижнерифейских образованиях (большеинзерская и суранская свиты).

Шуйдинский пикродолеритовый комплекс включает дифференцированные тела, располагающиеся среди отложений бурзянской серии (RF₁) в районе Бакальского рудного поля. Среди образований комплекса по степени дифференцированности выделяются маломощные недифференцированные силлы пикритов, пикродолеритов и оливиновых долеритов и, более распространенные, дифференцированные тела различной мощности (от 15 до ≈25 м). Породы относятся к раннерифейскому возрасту, что устанавливается по петрографо-петрохимической близости их к габбро-долеритовой формации этого возраста, отсутствию сходных образований в более молодых отложениях, и в единичных случаях, пересечением дифференцированных тел дайками долеритов средне- или позднерифейского облика [Алексеев, 1984; Ковалев, 1996]

Кусинско-Копанский расслоенный комплекс, состоящий из Кусинско-Чернореченского, Медведевского, Копанского и Маткальского массивов, представляет одну из наиболее известных и относительно хорошо изученных ассоциаций интрузивных пород Башкирского мегантиклинория. В настоящее время Кусинско-Копанский комплекс рассматривается как типичная платформенная стратиформная интрузия, комагматичная ранне-среднерифейской риолит-базальтовой формации, или как представитель перидотит-пироксенит-норитовой формации расслоенных интрузий [Алексеев и др., 2000]. Многочисленными методами (Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb SHRIMP-II) был установлен единый возраст (1385– 1395 млн лет) формирования пород и массивных титаномагнетитовых руд комплекса [Холоднов и др., 2012].

Повальненский габбро-долеритовый комплекс развит в Юрматауском и Ямантауском антиклинориях и представлен разобщенными дайковыми телами базитов мощностью от 5 до 20–30 м, протяженностью от 10–150 м до 1.0–1.5 км. Дайки в большинстве случаев имеют симметричнозональное строение. Среднерифейский возраст пород Повальненского комплекса, определенный калий-аргоновым методом, – 1004–1128 млн лет [Алексеев, 1984].

Кургасский габбро-долеритовый комплекс своеобразен по характеру проявления и пространственной разобщенности с основными районами интенсивного магматизма среднерифейского возраста. Интрузивные породы комплекса развиты в самой южной части Башкирского мегантиклинория в пределах Кургасской антиклинали, характерной чертой строения которой являются многоярусные силлы долеритов. Возраст габбро-долеритов Кургасского комплекса прямыми геологическими методами определяется как доордовикский. Радиогеохронологическое определение возраста мусковитового роговика дало значение 1380 млн лет (повторное определение – 1359 млн лет) [Алексеев, 1984].

Лапыштинский долерит-пикритовый комплекс представлен дайками и силлами мафитового и ультрамафитового состава мощностью от 3–5 до 17– 20 м и протяженностью до 200–600 м. Отдельные силлы имеют асимметрично-дифференцированное строение, где нижний горизонт представлен пикритами, а верхний – габбро-долеритами. Интрузивные тела комплекса претерпели интенсивный метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации и пространственно связаны с зонами крупных разломов: Караташским, Лапыштинским и Зюраткульским. Среднерифейский возраст пород комплекса принят условно по геологическим материалам [Ковалев, 1996, 2011].

Ишлинский пикритовый комплекс, относимый ранее к плагиоклазовым перидотитам палеозойского возраста, представлен тремя разобщенными выходами ("Курманайская дайка", Ишлинские пикриты и пикриты руч. Интурат), протягивающимися в субмеридиональном направлении более чем на 8-10 км. Породы представлены плагиоклазовыми пикритами с типичным минеральным составом: оливин, орто- и клинопироксен, основной плагиоклаз. В качестве второстепенных минералов присутствуют высокомагнезиальный биотит и коричневая роговая обманка. Акцессорные минералы – апатит, ильменит, магнетит, хромшпинелид. Отнесение пород комплекса к среднему рифею основано на определении возраста Sm-Nd методом, которое дало цифру 1291 ± 67 млн лет (СКВО = 0.66) [Сазонова и др., 2011; Носова и др., 2012].

Эффузивные, субвулканические и гипабиссальные тела ультраосновного, основного и кислого состава Шатакского пикрит-риолит-базальтового комплекса развиты в пределах Ишлинско-Шатакской грабеновой зоны. Пикриты представлены пластовой интрузией дифференцированного (от долеритов до пикритов) строения, расположенной в основании машакской свиты [Ковалев, Высоцкий, 2008]. Метабазальты, максимальное количество которых входит в состав кузъелгинской и каранской подсвит, представляют собой среднемелкозернистые породы, для которых характерны микродолеритовая, микроофитовая, апоинтерсертальная и порфировидная структуры. Минеральный состав пород представлен клинопироксеном, плагиоклазом, роговой обманкой, титаномагнетитом и магнетитом. Ассоциация вторичных минералов: амфибол актинолит-тремолитового ряда хлорит (пеннин-клинохлор), эпидот, серицит, титанит и лейкоксен. Возрастные данные полученные методом CA-TIMS (CA-ID-TIMS) по 4 зернам ширкона из тела метабазальтов дали средневзвешенную ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb датировку 1381.5 ± 1.0 млн лет (MSWD = 1.0) и 206 Pb/ 238 U датировку 1380.3 ± ± 0.4 млн лет (MSWD=1.1) [Пучков, 2010].

Ахмеровский комплекс (массив) сложен нормальными биотитовыми гранитами, образующими крутопадающее штокообразное тело. Породы имеют гнейсовидную текстуру, иногда в них наблюдается метаморфогенный гранат, чем определяется до- или синтектонический генезис гранитоидов. По трем зернам цирконов с практически конкордантными параметрами возраст Ахмеровского массива оценивается в 1381 ± 23 млн лет [Краснобаев и др., 2008]. Инзерский комплекс объединяет дайки габбродолеритового состава, прорывающие отложения верхнего рифея. Породы комплекса широко развиты западнее осевой части Ямантауского антиклинория и образуют два субмеридиональных дайковых пояса: сравнительно узкий Алатауский и более широкий и крупный – Инзерско-Туканский. Мощность даек варьирует от первых метров до 30–35 м, протяженность изменяется от 1–15 до 25–30 км (редко). Позднерифейский возраст обосновывается присутствием в конгломератах ашинской серии гальки микропегматоидных долеритов, характерных для пород комплекса, а также определением возраста калий-аргоновом методом, давшим значение от 670 до 920 млн лет [Алексеев, 1984].

Мисаелгинский комплекс имеет ограниченное распространение и представлен двумя дифференцированными феррогаббро-долерит-пикритовыми массивами, выявленными в западной части Тараташского комплекса [Алексеев, 1979; Ковалев, 1996]. Интрузии образуют пологопадающие на запад тела мощностью от 45 до свыше 216 м. В сложении феррогаббро-долерит-пикритовых тел участвуют: оливиновые долериты, порфировидные пикродолериты, среднезернистые пикриты и пикродолериты, габбро-долериты и феррогаббро-долериты. Определения возраста долерита K-Ar методом – 780 млн лет [Ленных, Петров, 1978] и Rb-Sr – 726 ± 13 млн лет [Ковалев, 1996] - позволяют с достаточной степенью надежности говорить о позднерифейском времени формирования пород.

Магматизм восточной части ВЕП изучен гораздо слабее из-за особенностей геолгического строения территории, а именно - мощного осадочного чехла. Тем не менее практически во всех скважинах, вскрывших докембрийские отложения, присутствуют магматические породы различной формационной принадлежности [Алексеев, Алексеева, 1999; Козлов, Сергеева, 2008]. В частности, в скв. Актаныш-183 установлена дифференцированная долерит-пикритовая интрузия, кровля и подошва которой располагается на глубинах 2205 и 2348 м соответственно при общей мощности 143 м. А.А. Алексеевым и Г.В. Алексеевой [1999] породы дифференцированного тела отнесены к раннерифейской долерит-пикритовой формации западного склона Южного Урала (Шуйдинский комплекс).

В скв. Кипчак-1 магматические породы установлены в интервале 5169–5229 м. На глубине 5177–5178 м они представлены среднезернистыми габбро-долеритами, а в интервале 5201–5204 м – среднезернистыми плагиоклазовыми пикритами. Тело расположено среди песчано-глинистых толщ среднего рифея. А.А. Алексеевым и Г.В. Алексеевой [1999] породы сопоставляются с интрузиями среднерифейской долерит-пикритовой формации (Лапыштинский комплекс) западного склона Южного Урала.

В СКВ. Восточно-Аскинская установлены (сверху вниз): субщелочные оливиновые базальты, сопоставляемые с вендской щелочной формацией, аналогом которой на западном склоне Южного Урала являются калиевые оливиновые базальты и пикробазальты руч. Баталалма (Авашлинский комплекс) [Алексеев, Алексеева, 1996; Ковалев, Салихов, 2003]; гиперстенсодержащие микропегматитовые габбро-долериты, аналогичные двупироксеновым микропегматитовым долеритам верхней зоны дифференцированного долерит-пикритового силла раннерифейского возраста (Шуйдинский комплекс) [Ковалев, 1996; Алексеев и др., 2003]; плагиоклазсодержащие пикриты и дифференцированное пикрит-долеритовое тело, близкие к пикритами скв. Актаныш-1 и пикритами раннерифейской (Шуйдинский комплекс) долерит-пикритовой формации западного склона Южного Урала [Алексеев и др., 2003].

БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНАЯ ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Предваряя описание благороднометалльной геохимической специализации мезопротерозойского магматизма Башкирского мегантиклинория и прилегающей части ВЕП, необходимо акцентировать внимание на следующем. Разнообразие формационных типов магматических пород, присутствующих в регионе, усложняет задачу определения ресурсного (ЭПГ и золото) потенциала этих образований. Вместе с тем классификация магматитов по формационно-петрогенетическим признакам позволяет сконцентрировать внимание именно на тех аспектах, которые необходимы для решения этой задачи. В связи с этим нами все магматические породы подразделяются на три группы (рис. 2):

– к первой группе относятся дайки, силлы и пластообразные интрузивные тела, генезис которых обусловлен непосредственным плавлением мантийного субстрата, после чего сформировавшийся расплав внедряется в кору, где и застывает, образуя магматические тела разнообразной формы и состава: пикриты, пикродолериты, габбро, габбро-долериты (Юшинский, Шуйдинский, Повальненский, Кургасский, Лапыштинский, Ишлинский, Мисаелгинский и Инзерский комплексы);

– ко второй группе относятся эффузивные и интрузивные породы, которые являются результатом дифференциации расплава в промежуточном очаге, т. е. расплав, сформировавшийся в результате плавления мантийного субстрата, образует промежуточную камеру, после чего разнообразные по минеральному составу и основности дифференциаты внедряются в верхние этажи коры и либо изливаются на поверхность в виде эффузивных фаций, либо образу-



Рис. 2. Классификационная схема магматических пород по формационно-петрогенетическим признакам.

Пояснения см. в тексте.

Fig. 2. The classification scheme for igneous rock from formation-petrogenetic characteristics.

Explanations see in the text.

ют субвулканические интрузивные массивы (Шатакский комплекс);

– третья группа представлена самими промежуточными очагами, которые закристаллизовались в коровых условиях, сформировав крупные дифференцированные (расслоенные) плутоны и все разнообразие пород этих комплексов (ультрабазиты, пироксениты, габбро, граниты), обусловленное процессами внутрикамерной дифференциации (Кусинско-Копанский комплекс).

Элементы группы платины и золото, кроме того, что представляют собой ценное полезное ископаемое, являются информативными геохимическими "маркерами" разнообразных петрогенетических и рудообразующих процессов. Все они обладают сидерофильными свойствами, однако Pt и особенно Pd, а также Au проявляют и халькофильные тенденции. По температурам плавления ЭПГ образуют две триады: легкоплавкие (Pd – 1555°, Pt – 1755°, Rh – 1985°) и тугоплавкие (Ir – 2440°, Ru – 2450° , Os – 2700°), что согласуется с их минералогогеохимическими и металлогеническими особенностями, а именно: приуроченностью повышенных концентраций самых тугоплавких Os, Ir, Ru к наиболее "высокотемпературным" и, вероятно, глубинным магматическим образованиям, a Rh, Pt, Pd, Au к промежуточным, с некоторым уменьшением глубинности от Рt к Pd и Au.

Обладая самыми высокими значениями окислительно-восстановительного потенциала ($Au^{1-} = 1.55$, $Au^{3-} = 1.38$ эВ), золото проявляет большую способность к самородному минеральному состоянию, в результате чего почти все рудное Au находится или переходит в самородный вид. Эта же

особенность характерна и для всех остальных благородных металлов и несколько снижается в ряду $Au^{3-} > Pt^{3-} > Ir^{3-} > Pd^{2-} > Os^{3-} > Ru^{3-} > Rh^{3-}$. Кроме того, благородные металлы могут входить в виде изоморфных примесей в оливин, орто- и клинопироксен, хромшпинелид, титаномагнетит, сульфиды и сульфоарсениды Fe, Co, Ni и Cu, образуя замещения по схемам: Pt²⁻ и Pd²⁻ \rightarrow Fe²⁻ и Ni²⁻; Rh³⁻ \rightarrow Fe³⁻; Rh³⁻ \rightarrow Fe²⁻, Co²⁻ – e; Ru⁴⁻ \rightarrow Fe³⁻ – e; Os⁴⁻ \rightarrow Fe³⁻ – e; Pt⁴⁻ \rightarrow Cr³⁻ – e; Pd⁴⁻ \rightarrow Cr³⁻ – e [Юшко-Захарова, 1975].

Содержания благородных металлов в магматических породах Башкирского мегантиклинория и прилегающей части ВЕП приведены в табл. 1. Анализ средних нормализованных содержаний платиноидов и золота в различных разновидностях пород Шатакского и Кусинско-Копанского комплексов, изображенных на рис. 3, позволяет сделать следующие выводы:

– нормализованные содержания ЭПГ и Аи во всех разновидностях пород (пикриты, базальты, риолиты) Шатакского комплекса близки между собой, образуя единый тренд, который характеризуется значительным (в 10 раз) превышением по сравнению с мантийными содержаниями Rh, Pd и Au (см. рис. 3a);

 – наибольший разброс значений устанавливается для Au и Ir, при этом максимальные количества как первого, так и второго элементов установлены в пикритах;

– в целом нормализованный тренд пород Шатакского комплекса обладает определенной "неравновесностью", что свидетельствует о неоднократном (?) перераспределении платиноидов и золота как в процессе становления вулканоплутонической ассоциации, так и при более поздних процессах метаморфогенного изменения пород; благороднометалльную геохимическую специализацию пород комплекса в общем виде можно охарактеризовать как Ru–Pd–Au;

– по сравнению с шатакскими породами аналоги по основности (пироксениты, габбро и граниты) Кусинско-Копанского комплекса характеризуются меньшими количествами Rh, Pd и отчасти Au и большим Ir и Ru (см. рис. 3б); максимальный разброс значений наблюдается у Pd, составляющий для пары пироксенит–гранит более одного порядка;

Таблица. 1. Содержание благородных металлов в магматических породах Башкирского мегантиклинория и прилегающей части ВЕП, г/т

№ п/п	№ обр.	Порода	Ru	Rh	Pd	Ir	Pt	Au
1	A-12907	Пикрит	< 0.002	0.0039	0.003	< 0.002	< 0.002	0.0023
2	A-15574		< 0.002	0.0037	0.0046	< 0.002	< 0.002	< 0.002
3	A-11609		< 0.002	0.0081	0.051	0.0062	0.044	0.0096
4	A-19175		< 0.002	0.0063	0.061	< 0.002	0.0023	< 0.002
5	A-19190		< 0.002	0.0098	0.068	0.0042	0.0082	0.0072
6	A-19238		0.0035	0.0091	0.011	0.0034	0.0092	0.0043
7	A-19239	_''_	0.018	0.0064	0.038	0.021	0.017	0.0066
8	A-19240		0.0053	0.0062	0.07	0.0038	0.0065	0.004
9	C-1BA/3481	Габбро-долерит	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002	0.0042	0.0036
10	C-1BA/3482	Пикрит	< 0.002	0.0038	< 0.002	< 0.002	0.012	< 0.002
11	C-1BA/484		< 0.002	0.0061	0.069	< 0.002	0.0034	< 0.002
12	C-1BA/3971		0.0051	0.0024	0.018	0.0033	0.0092	< 0.002
13	C-1BA/3421		0.0026	0.0038	< 0.002	0.0033	< 0.002	< 0.002
14	C-1BA/3423		0.0074	0.0028	0.022	0.0054	0.012	< 0.002
15	C-1BA/3423		0.0065	0.0037	< 0.002	0.0045	0.0038	< 0.002
16	C-1BA/3070	Габбро-долерит	< 0.002	0.0033	0.029	< 0.002	0.0039	< 0.002
17	C-1BA/3276		< 0.002	0.0058	0.034	< 0.002	0.0038	< 0.002
18	С-1Лз/5077	Долерит	< 0.002	0.0036	< 0.002	< 0.002	0.0044	< 0.002
19	С-1Л/4999	Пикрит	< 0.002	0.0045	0.052	< 0.002	< 0.002	< 0.002
20	C-MA/2272	Габбро- долерит	< 0.002	0.0037	0.069	< 0.002	0.033	< 0.002
21	С-1Клг/4709		< 0.002	0.004	< 0.002	< 0.002	0.0054	< 0.002
22	С-1Клг/2470		< 0.002	0.0021	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002
23	С-1Клг/2375		< 0.002	0.0037	0.0076	< 0.002	< 0.002	< 0.002
24	С-1Клг/2310		< 0.002	0.0052	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002
25	A-9896	Трахибазальт	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002
26	A-9905		< 0.002	0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002
27	A-10205	Трахибазальт	< 0.002	0.0023	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002
28	A-10243		< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002	0.0038	< 0.002
29	A-15761	Пикрит	< 0.002	0.0074	0.0087	< 0.002	0.0052	< 0.002

Table 1. Content of precious metals in magmatic rocks of Bashkir meganticlinorium and the adjacent part of the EEP, ppm

Таблица. 1. Продолжение

Table 1. Continuation

№ п/п	№ обр.	Порода	Ru	Rh	Pd	Ir	Pt	Au
30	A-15766	Пикрит	< 0.002	0.0055	0.026	0.0034	0.011	0.0029
31	A-15790	_''_ '	0.0028	0.0072	0.0059	< 0.002	0.0076	0.0032
32	A-15792	_''_	0.0053	0.0068	0.017	0.0021	0.0043	0.0052
33	A-15794	_''_	0.0042	0.0066	0.096	0.0058	0.029	0.012
34	A-11625	_''_	< 0.002	0.0035	0.0029	< 0.002	< 0.002	0.0098
35	A-10882	_''_	0.0022	0.0079	0.069	0.0022	0.0083	0.0025
36	A-9874	Габбро-долерит	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002	0.0083	< 0.002
37	A-9875	_"_	< 0.002	0.003	0.011	< 0.002	0.0088	< 0.002
38	A-9350	_''_	< 0.002	0.0025	0.0099	< 0.002	0.0068	< 0.002
39	A-9355	_''_	< 0.002	0.0025	< 0.002	< 0.002	0.006	< 0.002
40	A-11061	Лолерит	< 0.002	< 0.002	0.0047	< 0.002	0.0095	< 0.002
41	A-15563	Пикрит	0.0039	0.0081	0.065	0.0046	0.019	0.0066
42	A-15596	_''_ 1	0.0053	0.0064	0.072	0.011	0.04	0.015
43	A-15608	_''_	0.0038	0.0048	0.028	0.0062	0.018	0.0057
44	A-15612	_''_	0.0028	0.0054	0.0048	0.0043	0.02	0.011
45	A-15619	_''_	< 0.002	0.0063	0.0094	< 0.002	0.0076	0.014
46	A-15811	_''_	< 0.002	0.0022	0.019	< 0.002	0.0057	0.0026
47	A-15595	Лолерит	< 0.002	< 0.002	0.0023	< 0.002	0.0062	< 0.002
48	A-19015	Пикрит	0.0033	0.012	0.0079	0.0022	0.0085	0.012
49	A-9323	_``_	0.0058	0.0091	0.032	0.0025	0.022	0.023
50	A-11353		0.0044	0.0027	0.0062	< 0.002	0.015	0.0031
51	A-15624		0.003	0.0066	0.0073	< 0.002	0.018	0.0094
52	A-9817	Лолерит	< 0.002	0.0026	0.0085	< 0.002	0.0038	< 0.002
53	A-9820	_"_	< 0.002	0.0054	0.0054	< 0.002	< 0.002	0.0022
54	A-9860	Габбро-долерит	< 0.002	0.0033	0.023	< 0.002	0.0087	0.0023
55	A-9508	Лолерит	< 0.002	0.0067	0.015	0.002	0.0086	0.0038
56	A-10748	Габбро-долерит	< 0.002	0.005	0.0058	< 0.002	0.0025	< 0.002
57	15ш-3	Риолит	< 0.002	0.0068	0.0062	0.002	0.0046	0.0031
58	15ш-4		< 0.002	0.0095	0.0025	< 0.002	< 0.002	0.0034
59	15ш-7	_''_	< 0.002	0.011	0.014	< 0.002	0.0023	0.0037
60	15ш-8		< 0.002	0.0057	< 0.002	< 0.002	< 0.002	0.0022
61	ш71/1-1	Пикрит	< 0.002	0.0074	< 0.002	< 0.002	0.0028	< 0.002
62	Ш71/2-7		< 0.002	0.0048	< 0.002	< 0.002	< 0.002	0.0046
63	Ш71/2-13	_''_	0.0033	0.009	0.063	0.016	0.031	0.03
64	Ш71/2-16	_''_	< 0.002	0.0065	< 0.002	< 0.002	< 0.002	0.0034
65	Ш71/2-21	_''_	< 0.002	0.0069	0.068	0.0026	0.013	< 0.002
66	Ш71/2-25	_''_	< 0.002	0.0085	< 0.002	< 0.002	0.0033	< 0.002
67	C1/16	Риолит	< 0.002	0.0066	0.052	< 0.002	< 0.002	< 0.002
68	C1/37	_''_	< 0.002	0.0075	0.0071	< 0.002	< 0.002	0.0054
69	C1/39	_''_	< 0.002	0.0047	0.031	0.0024	0.011	0.013
70	C1/44	_''_	< 0.002	0.0053	0.0028	< 0.002	< 0.002	0.011
71	C1/46	_''_	< 0.002	0.0053	0.0085	< 0.002	0.0053	0.0074
72	C1/81.5	Метабазальт	< 0.002	0.0056	0.0072	< 0.002	0.0056	0.0043
73	C1/90	_''_	< 0.002	0.0042	0.03	< 0.002	0.013	0.0049
74	C1/130	_''_	< 0.002	0.0021	0.0087	< 0.002	0.01	0.0045
75	C1/137	Конгломерат	< 0.002	0.0044	0.03	< 0.002	0.0032	< 0.002
76	C1/148	Метабазальт	< 0.002	0.0028	0.023	0.0051	0.0091	0.014
77	C40/133	_''_	< 0.002	0.0047	0.044	< 0.002	0.02	0.0095
78	C40/138	_''_	< 0.002	0.0059	0.051	< 0.002	0.019	< 0.002
79	C40/138.5	_''_	< 0.002	0.0064	0.0083	< 0.002	0.016	< 0.002
80	C40/219.5	_``_	< 0.002	0.0053	0.05	< 0.002	0.0036	< 0.002
81	A-9223	_``_	< 0.002	0.0061	0.022	< 0.002	0.012	< 0.002
82	A-9257	_``_	< 0.002	0.0055	0.018	< 0.002	0.0066	< 0.002
83	A-9270	_``_	< 0.002	0.0056	0.0056	< 0.002	0.0056	0.0049
84	A-16302	Гранодиорит	< 0.002	0.0033	< 0.002	0.004	0.01	< 0.002
85	A-16491	Анортозит	< 0.002	0.0055	0.0082	< 0.002	0.0023	< 0.002
86	A-16529	Габбронорит	< 0.002	0.0028	0.0057	< 0.002	0.0022	0.0021

ЛИТОСФЕРА том 18 № 2 2018

Благороднометалльная специализация магматических комплексов Башкирского мегантиклинория Noble metal geochemistry of the igneous complexes Bashkirian meganticlinorium

Таблица. 1. Окончание

Table 1. Ending

№ п/п	№ обр.	Порода	Ru	Rh	Pd	Ir	Pt	Au
87	A-16705	Габбронорит	< 0.002	0.0025	0.014	< 0.002	0.0037	0.0064
88	A-18136	_"_	0.0021	0.0037	0.0083	< 0.002	0.0077	0.0022
89	A-16718	Пироксенит	< 0.002	< 0.002	0.0034	0.0021	0.0029	0.002
90	A-16310	Гранит	< 0.002	< 0.002	0.0036	0.0046	0.01	0.0037
91	A-9741		< 0.002	0.0059	< 0.002	0.0031	0.008	< 0.002
92	A-15918		< 0.002	0.0022	0.0033	< 0.002	< 0.002	< 0.002
93	A-10261	Пироксенит	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002
94	A-16947	Базальт	< 0.002	< 0.002	0.01	< 0.002	0.0088	0.0022
95	A-18321	Пикритобазальт	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002	0.0021	< 0.002
96	A-18619	Габброид	< 0.002	< 0.002	0.066	< 0.002	0.0043	0.0087
97	К-300	Габбро	< 0.002	0.0021	< 0.002	< 0.002	0.0094	< 0.002
98	К-301		< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002
99	К-302	_``_	< 0.002	0.0034	0.012	< 0.002	0.0025	< 0.002
100	К-303	_``_	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002
101	К-305	Пироксенит	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002	0.0035	< 0.002
102	К-306	_``_	< 0.002	0.0026	0.0052	< 0.002	0.015	0.0021
103	К-307	_``_	0.0022	0.0022	0.025	0.0037	0.029	0.0049
104	К-308	Долерит	< 0.002	0.002	0.0047	< 0.002	< 0.002	< 0.002
105	К-313	Пироксенит	< 0.002	0.0021	0.0061	< 0.002	0.0047	< 0.002
106	К-314	Пироксенит	< 0.002	0.0027	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002
107	К-315	Габброид	< 0.002	< 0.002	0.0084	< 0.002	< 0.002	< 0.002
108	К-316	Габбро	< 0.002	< 0.002	0.0057	< 0.002	< 0.002	< 0.002
109	К-317	Пироксенит	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002	0.0024	< 0.002
110	К-318	_``_	0.0023	< 0.002	0.0076	< 0.002	0.0056	< 0.002
111	К-320	_``_	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002	< 0.002
112	К-333	Габбро-долерит	0.0022	< 0.002	0.0036	< 0.002	0.0062	< 0.002
113	К-350	Апоультрабазит	< 0.002	< 0.002	0.025	< 0.002	0.0088	< 0.002
114	К-351	_``_	< 0.002	< 0.002	0.014	< 0.002	< 0.002	< 0.002
115	К-352	_``_	0.0048	0.0036	0.031	0.0051	0.024	< 0.002
116	A-10475	Амфиболит	< 0.002	< 0.002	0.014	< 0.002	< 0.002	< 0.002
117	A-10480	Метадолерит	< 0.002	0.0026	0.039	< 0.002	0.016	0.0059
118	A-10724	Пироксенит	< 0.002	0.0026	0.015	0.0032	0.014	0.0023
119	A-11602	Пикрит	< 0.002	0.0084	0.0022	< 0.002	0.0036	0.0065
120	A-11602/2	_``_	< 0.002	0.0056	< 0.002	< 0.002	< 0.002	0.0032
121	A-11608	_``_	< 0.002	0.012	0.009	< 0.002	0.027	0.015
122	A-11641	_``_	< 0.002	0.0047	0.0044	< 0.002	< 0.002	0.0084
123	A-11643	_``_	0.0024	0.0047	0.0072	0.0024	0.0037	0.0028
124	A-11646	_``_	0.0042	0.0046	0.0055	0.0025	0.0053	0.0027
125	A-11648	_``_	0.0024	0.0047	0.0061	0.0024	0.0085	< 0.002
126	A-11649	_``_	< 0.002	0.016	0.063	< 0.002	0.0078	0.0061
127	A-11418	Габбро-долерит	< 0.002	< 0.002	0.0035	< 0.002	0.012	0.0036
128	A-9318	_``_	< 0.002	0.0032	0.01	< 0.002	0.019	0.0032
129	A-9882	_"_	< 0.002	< 0.002	0.0073	< 0.002	< 0.002	0.005
130	A-10992		< 0.002	0.0023	0.024	0.0024	0.016	0.0045
131	A-11137	Долерит	< 0.002	0.0031	0.011	< 0.002	0.0079	0.0024

Примечание. 1–3 – скв. Кипчак-I; 4–14 – скв. Восточно-Аскинская I; 18–19 – скв. С-1 Леуза; 20 – скв. Мензелино-Актанышская; 21–24 – скв. С-1 Кулгунинская; 25–28 – Навышский комплекс (RF₁); 29–35 – Шуйдинский комплекс (RF₁) (29, 30 – участок Рудничный, скв. 407; 31–34 – хр. Шуйда; 35 – скв. 251, Куватал); 36–40 – Юшинский комплекс (RF₁); 41–47 – Лапыштинский комплекс (RF₂); 48–51 – Ишлинский комплекс (RF₂) (48 – руч. Интурат; 49–50 – с. Ишля; 51 – руч. Курманай); 52–56 – Повальненский комплекс (RF₂); 57–83 – Шатакский комплекс (RF₂); 84–118 – Кусинско-Копанский комплекс (RF₂); 119–126 – участок Магнитный, скв. 589 (RF₃); 127–131 – Инзерский комплекс (RF₃). Здесь и в табл. 2 и 3 определения ЭПГ и Аи выполнены методом ICP-MS в ЦИИ ВСЕГЕИ (аналитики В.А. Шишлов, В.Л. Кудрявцев; пределы обнаружения ЭПГ и Аu – 0.002 г/т).

Note. 1-3 - well Kipchak-I; 4-14 - well East Askin I; 18-19 - well C-1 Leuza; 20 - well Menzelino–Aktanyshsky; 21-24 - well C-1 Kulguninskaya; 25-28 - Navyshsky complex (RF₁); 29-35 - Shuydinsky complex (RF₁) (29, 30 - Rudnichny site, well 407; 31-34 - Ridge Shuyda; 35 - well 251, Kuwatal); 36-40 - Yushinsky complex (RF₁); 41-47 - Lapyshtinsky complex (RF₂); 48-51 - Ishlinsky complex (RF₂); 48 - creek Inturat; 49-50 - set. Ischlya; 51 - creek Kurmanay); 52-56 - Povalnensky complex (RF₂); 57-83 - Shatak complex (RF₂); 84-118 - Kusinsk–Kopanski complex (RF₂); 119-126 - Magnetic site, well 589 (RF₃); 1275-131 - Inzer complex (RF₃). Here and in tables 2, 3 determination of PGE and Au are made by ICP-MS in TsII VSEGEI (analysts V.A. Shishlov, V.L. Kudryavtsev; limits of detection of PGE and Au - 0.002 ppm.



Рис. 3. Нормализованное среднее содержание благородных металлов в различных разновидностях пород Шатакского (а) и Кусинско-Копанского (б) комплексов.

1–3 – Шатакский комплекс (1 – пикриты, 2 – базальты, 3 – риолиты); 4–6 – Кусинско-Копанский комплекс (4 – оливиновые пироксениты, 5 – габброиды и анортозиты, 6 – граниты Рябиновского массива). Примитивная мантия по [McDonough, Sun, 1995].

Fig. 3. Normalized average content of precious metals in different variety rocks Shatak (a) and Kusa-Kopanski (δ) complexes.

1–3 – Shatak complex (1 – picrites, 2 – basalts, 3 – rhyolites); 4–6 – Kusa-Kopansk complex (4 – olivine pyroxenite, 5 – gabbro and anorthosite, 6 – granites Ryabinovskiy massif). Primitive mantle on [McDonough, Sun, 1995].

– в целом для тренда средних содержаний благородных металлов в породах Кусинско-Копанского комплекса характерна меньшая дисперсия ЭПГ и Аu по сравнению с породами Шатакского комплекса, что, вероятнее всего, обусловлено различиями процессов внутрикамерной дифференциации ("закрытая" система для первого комплекса и "полузакрытая" – для второго).

На рис. 4 изображена серия диаграмм, на которые нанесены средние нормализованные содержания благородных металлов в магматических породах Башкирского мегантиклинория и прилегающей части ВЕП. Анализ диаграмм позволяет охарактеКовалев и др. Kovalev et al.

ризовать разновременные магматические комплексы и разновидности пород, генезис которых обусловлен различными причинами. Как видно из приведенных графиков, для разновременных пикритовых комплексов характерны общие особенности в строении трендов, а именно повышенные количества родия и палладия. Причем содержание Rh во всех разновидностях пород превышает количество этого элемента в средних составах пикритов, коматиитов и примитивной мантии приблизительно в 10 раз. Для разновременных пород основного состава (габбро и долеритов) также характерен "родиевый" максимум, но в распределении остальных элементов наблюдаются значительные вариации как по отношению к одновозрастным пикритам, так и между собой.

Изменения количества благородных металлов в разновозрастных габброидах и долеритах, вероятнее всего, обусловлены петрогенетическими условиями образования пород, которые, в свою очередь, зависят от геодинамического режима развития региона. Наличие промежуточных камер, где происходит дифференциация первичного расплава, с одной стороны, и миграция и перераспределение благородных металлов при метаморфизме в коровых условиях, с другой, приводят к "пестроте" в содержаниях ЭПГ и Аи. Для магматических пород, вскрытых скважинами в пределах восточной части ВЕП, присущи те же вариации в распределении благородных металлов, что и для пород Башкирского мегантиклинория. В частности, тренд, характеризующий пикриты, скв. Восточно-Аскинская (см. рис. 4), идентичен трендам разновозрастных пикритов западного склона Южного Урала, а нормализованные количества платины превышающие 1, характерные для долеритов и пикритов скв. Леуза-1 и скв. Кулгунинская, близки к ее содержанию в базитах Повальненского комплекса. "Когерентность" графиков нормализованных содержаний ЭПГ и Аи в породах Башкирского мегантиклинория и востока ВЕП свидетельствует о близости процессов их образования и общности механизмов формирования благороднометалльной геохимической специализации как в момент становления этих тел, так и при их преобразовании вторичными процессами.

Как уже отмечалось выше, Шатакский и Кусинско-Копанский комплексы, наряду с телами пикритов, могут рассматриваться в качестве эталонных объектов для воссоздания условий генезиса пород и выявления механизмов формирования благороднометалльной геохимической специализации. В связи с этим определенный интерес представляет анализ усредненных нормализованных трендов Шатакского и Кусинско-Копанского комплексов со средними содержаниями ЭПГ и Au в пикритах, коматиитах и рассчитанных составах расплавов, сформировавших рудоносные комплексы Бушвельда и Норильска (рис. 5). Как видно из Благороднометалльная специализация магматических комплексов Башкирского мегантиклинория Noble metal geochemistry of the igneous complexes Bashkirian meganticlinorium



Рис. 4. Среднее нормализованное содержание благородных металлов в магматических породах западного склона Южного Урала и прилегающей части ВЕП.

1 - пикриты, 2 - долериты. Средние составы пикритов и коматиитов по [Barnes, Lightfoot, 2005].

Fig. 4. The average normalized content of precious metals in magmatic rocks of the western slope of the Southern Urals and the adjacent part of the EEP.

1 - picrites, 2 - dolerite. The average compositions picrites and komatilites by [Barnes, Lightfoot, 2005].

приведенных диаграмм, по сравнению со средними составами пикритов и коматиитов, шатакский и кусинско-копанский тренды отличаются аномально высокими содержаниями Rh и низкими Ru. Эта особенность проявляется и при сравнении шатакского и кусинско-копанского трендов с расчитанными составами расплавов, сформировавших рудоносные комплексы Бушвельда и Норильска (см. рис. 5). Южноуральские породы в целом несколько "обогащены" тугоплавкими (Ir, Ru) элементами, что свидетельствует о больших величинах плавления мантийного субстрата и близости первичных расплавов, сформировавших породы Шатакского и Кусинско-Копанского комплексов, к пикритампикродолеритам, в то время как рассчитанные первичные составы магм Бушвельда и Норильска менее "основны" и соответствуют базальтам.

Анализ Pt/Pd и Pt/Ir отношений для пород Шатакского (риолиты – 0.16–0.74 и 3.1–12.92; базальты, кузъелгинская подсвита – 0.37–1.15 и 4.51; базальты, каранская подсвита – 0.072–1.92 и 0; пикриты – 0.19–0.49 и 3.9–26.15) и Кусинско-Копанского (граниты, Рябиновский комплекс – 2.78 и 0.78; анортозит – 0.28 и 0; габброиды – 0.26–1.72 и 0; пироксениты – 0.73–2.88 и 1.62–6.76; ультрабазиты – 0.35–0.77 и 6.08–13.72) комплексов показывает, что практически для всех разновидностей характерна палладиевая специализация, иногда сменяющаяся палладий-платиновой, что свидетельствует о подвижности этих элементов в процессах становления



Рис. 5. Графики нормализованного содержания благородных металлов для средних составов пикритов, коматиитов, магматических пород Шатакского, Кусинско-Копанского, Бушвельдского и Норильского комплексов.

U-магма – высокомагнезиальные базальты, А-магма – толеитовые базальты, ТК-базальт – базальты с коровым материалом, Nd-базальт – безсульфидные базальты. Средние составы пикритов и коматиитов по [Barnes, Lightfoot, 2005]. Диаграммы для пород Бушвельда и Норильска по [Barnes, Maier, 1999].

Fig. 5. Plots of the normalized content of precious metals for the average compositions picrites, komatiites, igneous rocks Shatak, Kusa-Kopansk, Bushveld complexes and Norilsk.

U-magma – high-Mg basalts, A-magma – tholeiitic basalts, TK-basalt – basalts with crustal material, Nd-basalt – without sulphides basalts. The average compositions picrites and komatiites on [Barnes, Lightfoot, 2005]. Charts for rock Bushveld and Norilsk on [Barnes, Maier, 1999].

и преобразования пород комплексов. Средние значения Pt/Pd и Pt/Ir отношений для всех разновидностей пород комплексов (Шатакский комплекс – 0.386 и 3.81; Кусинско-Копанский комплекс – 0.7 и 1.172) показывают, что в целом расплав, сформировавший породы Кусинско-Копанского комплекса, содержал несколько больше Pt и Ir, чем расплав, сформировавший шатакские породы.

Анализ диаграммы Pd/Ir–Pt/Pd (рис. 6) показывает, что эти отношения в рядах пород пироксениты–габбро–граниты (Кусинско-Копанский комплекс) и пикриты–базальты–риолиты (Шатакский комплекс) разнонаправленны, т. е. в первом случае от ультраосновных разновидностей к кислым растет количество Ir и Pt, в то время как во втором случае в направлении от пикритов к риолитам увеличивается количество Pd. Примечательным является то, что наиболее близкие к примитивной мантии значения отношений характерны для гранитов Рябиновского и одновозрастных им гранитов Ахмеровского массива, что, по нашему мнению, требует дальнейшего изучения на более представительном материале. "Обогащенность" расплавов Pd по отношению к Pt и Ir, по сравнению с их отношениями в примитивной мантии, довольно значительна и увеличивается от пород Кусинско-Копанского к породам Шатакского комплекса, что иллюстрируется средними значениями, рассчитанными для всех разновидностей (см. рис. 6). При этом южноуральские породы отличаются и от эталонных составов, для которых характерно значительное увеличение количества Pd по отношению к Ir при слабых вариациях платино-палладиевых отношений, близких к постоянным.

Генетическая природа "родиевой аномалии", присущая практически всем магматическим породам мезопротерозойского возраста, распространенным в пределах Башкирского мегантиклинория и прилегающей части ВЕП, и имеющая относительный характер, устанавливается при анализе материалов, полученных С.Дж. Барнсом и В.Д. Майером [Barnes, Maier, 1999] по содержаниям платиноидов в сульфидных минералах Норильска (рис. 7). Как видно из приведенных на рис. 7 диаграмм, тренд содержаний ЭПГ в богатых железом сульфи-



Рис. 6. Диаграмма Pd/Ir–Pt/Pd для средних составов магматических пород Шатакского и Кусинско-Копанского комплексов и эталонных составов магматических пород.

1–3 – Шатакский комплекс (1 – пикриты, 2 – базальты, 3 – риолиты); 4–6 – Кусинско-Копанский комплекс (4 – оливиновые пироксениты, 5 – габброиды и анортозиты, 6 – граниты Рябиновского массива); 7 – граниты Ахмеровского массива; 8 – эталонные составы магматических пород; 9 – средние составы южноуральских пород (Шт – Шатакский комплекс, КК – Кусинско-Копанский комплекс). РМ – примитивная мантия, К – коматииты, Р – пикриты, ОВІ – базальты океанических хребтов. Залитое поле соответствует изученным породам западного склона Южного Урала и прилегающей части Восточно-Европейской платформы. Эталонные составы магматических пород по [Barnes, Lightfoot, 2005].

Fig. 6. Diagram Pd/Ir–Pt/Pd for the average compositions of igneous rocks Shatak and Kusa-Kopansk complexes and reference compositions igneous rocks.

1–3 – Shatak complex (1 – picrites, 2 – basalts, 3 – rhyolites); 4–6 – Kusa-Kopanski complex (4 – olivine pyroxenite, 5 – gabbro and anorthosite, 6 – granites Ryabinovskiy array); 7 – Akhmerovsky granite massif; 8 – reference compositions of igneous rocks; 9 – average composition of rocks of the Southern Urals (IIIT – Shatak complex, KK – Kusa-Kopanski complex). PM – primitive mantle, K – komatiites, P – picrites, OBI – basalts of oceanic islands, MORB – basalts mid-ocean ridges. Drenched field corresponds to the study of rocks on the western slope of the Southern Urals and the adjacent part of the East European Platform. Reference compositions of igneous rocks [Barnes, Lightfoot, 2005].

дах практически полностью идентичен нормализованным трендам содержаний благородных металлов в разновозрастных пикритовых и пикродолеритовых комплексах Башкирского мегантиклинория и прилегающей части ВЕП, включая Шатакский и Кусинско-Копанский комплексы (см. рис. 5).

Ранее [Ковалев и др., 20146, в] нами было показано, что основным сульфидным минералом пикритовых комплексов является кобальтсодержащий пентландит, т. е. сульфид, богатый железом – (Fe, Ni)₉S₈. Установлено, что сульфидная минерализация присутствует во всех пикритовых комплексах. Наибольшее количество минералов и разнообразие форм их выделения встречаются в глубоко дифференцированных телах. Кроме того, выше было показано, что родий проявляет тенденцию к изоморфным замещениям по схемам: $Rh^{3-} \rightarrow Fe^{3-}$; $Rh^{3-} \rightarrow Fe^{2-}$, Co^{2-} – е, т. е. он способен замещать двух- и трехвалентное железо и кобальт в структуре пентландита.

Таким образом, можно с большой долей уверенности утверждать, что специфика благороднометалльной геохимической специализации ("родиевая аномалия") пикритовых и пикродолеритовых комплексов Башкирского мегантиклинория, включая Шатакский и Кусинско-Копанский комплексы, и востока ВЕП обусловлена содержанием благородных металлов в сульфидных минералах и имеет "первичную" природу, что устанавливается при минералогическом изучении сульфидов и анализе фазовых диаграмм состав–парагенезис системы Fe–Ni–S [Ковалев и др., 2014б, в].

Вариации содержаний Pt, Pd и Au, характерные для различных разновидностей пород Шатакского, Кусинско-Копанского комплексов и разновременных базитовых тел, распространенных в пределах региона, вероятнее всего, являются результатом их перераспределения при становлении магматических тел и/или их преобразовании вторичными процессами.

Для оценки влияния магматических комплексов на формирование благороднометалльной геохимической специализации терригенных пород региона нами были изучены содержания благородных металлов в "фоновых", относительно слабо измененных постседиментационными процессами песчаниках, алевролитах и глинистых сланцах нижнего и среднего рифея, не несущих явных признаков ремобилизации материала, воздействия метаморфометасоматических процессов или привноса рудных компонентов (табл. 2), и в одновозрастных им образованиях, приуроченных к тектоническим зонам, подвергшимся локальному динамотермальному метаморфизму зеленосланцевой фации, и прорванных интрузивными породами основного состава (табл. 3).

В целом для "фоновых" терригенных пород бурзянской (RF₁) и юрматинской (RF₂) серий характерна Pd геохимическая специализация (рис. 8). По отношению к содержанию Pd в континентальной коре (Wedepohl, 1995) его количества в глинистых породах различных уровней нижнего и среднего рифея весьма стабильны и составляют в среднем $\approx 40-100$ (для Pt этот параметр равен 2–13, для Ru – 2–25, для Ir – 6–25). Содержания Au, напротив, близки к коровым, варьируя в пределах



Рис. 7. Среднее нормализованное содержание благородных металлов в разновозрастных пикритовых комплексах западного склона Южного Урала и содержание благородных металлов в сульфидных минералах Норильска по [Barnes, Maier, 1999].

Fig. 7. The average normalized content of precious metals in different age picritic complexes of the western slope of the Southern Urals and the content of precious metals in sulphide minerals Norilsk [Barnes, Maier, 1999].

0.63–2.46. Отличительной чертой "фоновых" пород бурзяния и юрматиния является также отсутствие Rh, значимых содержаний которого не установлено ни в одном из 116 проанализированных образцов [Ковалев и др., 2014а].

Данные о содержаниях ЭПГ и Au в "фоновых" образованиях нижнего и среднего рифея сопоставлены нами с концентрациями благородных металлов в породах Интуратовской тектонической зоны, представленной низкоуглеродистыми глинистыми и карбонатно-глинистыми сланцами суранской свиты (RF₁) с многочисленными кварцевыми и кварц-карбонатными прожилками и жилами разнообразной формы и размеров, пронизанными дай**Таблица 2**. Средние содержания благородных металлов в терригенных породах из стратотипических разрезов Башкирского мегантиклинория, мг/т [Ковалев и др., 2014а]

Table 2. The average content of precious metals in the clastic rocks of the stratigraphic section of the Bashkir meganticlinorium, ppb [Kovalev et al., 2014a]

		-						
№ п/п	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Au	Pt/Pd	ЭПГ/Аи
1 (11)	0.23	0.65	<2	0.86	17.89	1.58	0.049	12.42
2 (15)	0.33	0.39	<2	3.54	18.45	5.26	0.192	4.32
3 (4)	<2	2.58	<2	4.93	36.75	4.1	0.134	10.8
4 (11)	<2	0.22	<2	2.85	42.37	5.69	0.067	7.99
5 (14)	0.34	0.73	<2	5.23	39.29	7	0.067	7.99
6 (11)	0.25	1.35	<2	5.47	43.58	5.08	0.697	9.49
7 (13)	<2	0.72	<2	4.1	37.54	4.38	0.109	9.67
8 (6)	<2	0.97	<2	5.82	43.83	4.32	0.133	11.72
9 (8)	<2	0.31	<2	3.44	31.29	2.88	0.11	12.17
10 (11)	0.45	0.22	<2	3.16	35.93	3.09	0.088	12.87
11 (12)	1.28	<2	<2	5.82	33.63	5.07	0.173	8.03

Примечание. 1 – песчаники, сланцы, айская свита (RF₁); 2 – сланцы, саткинская свита (RF₁); 3 – сланцы, бакальская свита (RF₁); 4 – сланцы, суранская свита (RF₁); 5 – сланцы, юшинская свита (RF₁); 6 – песчаники, юшинская свита (RF₁); 7 – песчаники, машакская свита (RF₂); 8 – алевролиты, машакская свита (RF₂); 9 – песчаники, зигазино-комаровская свита (RF₂); 10 – сланцы, зигазинокомаровская свита (RF₂); 11 – песчаники, сланцы, авзянская свита, (RF₂). В скобках – количество анализов.

Note. 1 – sandstones, shales, Ai Formation (RF_1) ; 2 – shales, Satka Formation (RF_1) ; 3 – shales, Bakal Formation (RF_1) ; 4 – shales, Suran Formation (RF_1) ; 5 – shales, Yusha Formation (RF_1) ; 6 – sandstones, Yusha Formation (RF_1) ; 7 – sandstones, Mashak Formation (RF_2) ; 8 – siltstones, Mashak Formation (RF_2) ; 9 – sandstones, Zigazino-Komorowski Formation (RF_2) ; 10 – shales, Zigazino-Komorowski Formation (RF_2) ; 11 – sandstones, shales, Aavzyan Formation, (RF_2) . In brackets – the number of tests.

Таблица 3. Среднее содержание благородных металлов в измененных терригенных породах Башкирского мегантиклинория, мг/т [Ковалев и др., 2014а]

Table 3. The average content of precious metals in altered clastic rocks of Bashkirian meganticlinorium, ppb [Kovalev et al., 2014a]

№ п/п	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Au	Pt/Pd	ЭПГ/Аи
1 (7)	<2	<2	1.34	1.81	8.19	1.83	0.221	6.19
2 (6)	0.4	<2	1.3	1.05	6.03	2.32	0.174	3.78
3 (1)	2.6	<2	<2	6.9	48.0	<2	0.144	_
4 (6)	0.35	<2	4.98	2.82	3.3	2.9	0.855	3.95
5 (6)	1.67	0.48	6.97	16.67	25.4	9.45	0.656	5.42
6(1)	2.0	<2	6.6	4.4	3.2	<2	1.375	_
7 (5)	0.44	<2	0.4	6.82	9.6	4.68	0.71	3.69

Примечание. 1 – низкоуглеродистые сланцы, суранская свита (RF₁); 2 – доломиты, суранская свита (RF₁); 3 – жильный кварц; 4 – конгломераты, машакская свита (RF₂); 5 – ожелезненные песчаники, машакская свита (RF₂); 6 – сланец, машакская свита (RF₂); 7 – углеродсодержащие сланцы, Улуелгинско-Кудашмановская зона (RF₂). В скобках – количество анализов. Определения ЭПГ и Аu выполнены методом ICP-MS в ЦИИ ВСЕГЕИ (аналитики В.А. Шишлов, В.Л. Кудрявцев; пределы обнаружения ЭПГ и Au – 0.002 г/т).

Note. 1 – low-carbonicd shales, Suran Formation (RF_1); 2 – dolomites, Suran Formation (RF_1); 3 – veined quartz; 4 – conglomerates, Mashak Formation (RF_2); 5 – ferruginated sandstones, Mashak Formation (RF_2); 6 – the slate, Mashak Formation (RF_2); 7 – carbonaceous shale, Uluelga-Kudashmanov area (RF_2). In brackets – the number of tests. Determination of PGE and Au are made by ICP-MS in VSEGEI (analysts V.A. Shishlov, V.L. Kudryavtsev; limits of detection of PGE and Au – 0.002 ppm).

ками габбро-долеритов [Ковалев и др., 1999, 2013; Ковалев, 2004]. Кроме того, анализу подверглись конгломераты, песчаники и алевролиты Шатакского комплекса и черносланцевые отложения среднерифейские возраста Улуелгинско-Кудашмановской зоны, детальная характеристика которых дана в [Ковалев, Высоцкий, 2006; Ковалев и др., 2013].

В результате выявлены значительные различия в содержаниях и распределении ЭПГ и Au между "фоновыми" образованиями и их метаморфизованными аналогами. Так, для низкоуглеродистых глинистых и карбонатно-глинистых сланцев Интуратовской зоны характерна Pd-Rh специализация, а параметр Pt/Pd примерно на порядок выше, чем в "фоновых" породах этого же стратиграфического уровня (рис. 9). Нормированные по континентальной коре [Wedepohl, 1995] содержания Ir в различных породах этой зоны различаются почти на 3 порядка. На перераспределение ЭПГ в процессе метаморфизма отчетливо указывают повышенные со-



Рис. 8. Нормализованное содержание благородных металлов в сланцевых толщах нижне- и среднерифейского возраста из стратотипических разрезов западного склона Южного Урала по [Ковалев и др., 2014]. Континентальная кора по [Wedepohl, 1995].

Fig. 8. Normalized content of precious metals in the shale strata Lower and Middle Riphean age of the stratigraphic section of the western slope of the Southern Urals by [Kovalev et al., 2014]. Continental crust by [Wedepohl, 1995].

держания Pt, Pd и Iг в кварцевых жилах, секущих сланцы Интуратовской зоны. Определенное своеобразие в распределении нормированных по континентальной коре [Wedepohl, 1995] содержаний Au и ЭПГ устанавливается и для терригенных пород Шатакского комплекса. Для них характерна Pd–Pt– Rh и Pt–Pd–Rh-специализация при величине Pt/Pd колеблющейся от 0.66 до 1.38. Смена типа благороднометалльной специализации терригенных пород с Pt-Pd на Pd-Pt хорошо коррелирует с материалами, полученными ранее при изучении рудоносности докембрийских конгломератов Шатакского комплекса, для которых была установлена Os– Pd–Pt-специализация пород при Pt/Pd ≈ 4 [Ковалев, Высоцкий, 2006].

Таким образом, можно констатировать, что благороднометалльная геохимическая специализация



Рис. 9. Среднее нормализованное содержание благородных металлов в терригенных отложениях (а – Интуратовская зона, б – Улуелгинско-Кудашмановская и Узянско-Кагармановская зоны, в – Шатакский комплекс).

Цифры на диаграммах: 1–3 – Интуратовская зона (1 – жильный кварц, 2 – карбонатно-глинистые сланцы, 3 – углеродсодержащие сланцы); 4 – углеродсодержащие сланцы, Узянско-Кагармановская зона (по [Сначев и др., 2010]); 5 – углеродсодержащие сланцы Улуелгинско-Кудашмановская зона; 6–8 – Шатакский комплекс (6 – сланцы, 7 – песчаники, 8 – конгломераты).

Fig. 9. The average normalized content of precious metals in the clastic sediments (a – Inturatovskaya zone, δ – Uluelga-Kudashmanovo and Uzyan-Kagarmanovo zones, B – Shatak complex).

The numbers on the charts: 1-3 - Inturatovskaya zone (1 - vein quartz, 2 - carbonate shale, 3 - carbonaceous shale); 4 - carbonaceous shale Uzyan-Kagarmanovo zone (on [Snachev et al., 2010]); 5 - carbonaceous shale Uluelga-Kudashmanovo zone; 6-8 - Shatak complex (6 - shales, 7 - sandstone, 8 - conglomerate).

Благороднометалльная специализация магматических комплексов Башкирского мегантиклинория Noble metal geochemistry of the igneous complexes Bashkirian meganticlinorium

терригенных пород из тектонических зон Башкирского мегантиклинория (наличие повышенных количеств платиноидов и главное – "родиевая аномалия") обусловлена воздействием на осадочный субстрат магматизма с дальнейшим перераспределением и концентрацией благородных металлов в результате метаморфизма и локального метасоматоза.

выводы

1. В результате проведенных исследований впервые охарактеризована благороднометалльная (ЭПГ и Au) геохимическая специализация магматических пород Башкирского мегантиклинория и прилегающей части ВЕП. Идентичность графиков нормализованных содержаний ЭПГ и Au в магматических породах Башкирского мегантиклинория и востока ВЕП свидетельствует о близости процессов образования и общности механизмов формирования благороднометалльной геохимической специализации при становлении магматических тел.

2. Специфика благороднометалльной геохимической специализации ("родиевая аномалия") пикритовых и пикродолеритовых комплексов Башкирского мегантиклинория, включая Шатакский и Кусинско-Копанский комплексы, и востока ВЕП обусловлена содержанием благородных металлов в сульфидных минералах (пентландите) и имеет "первичную" природу. Вариации содержаний Рt, Pd и Au, характерные для различных разновидностей пород Шатакского, Кусинско-Копанского комплексов и разновременных базитовых тел, распространенных в пределах региона, вероятнее всего, являются результатом их перераспределения при становлении магматических тел и/или преобразовании вторичными процессами.

3. Благороднометалльная геохимическая специализация терригенных пород из тектонических зон Башкирского мегантиклинория (наличие повышенного количества платиноидов и – главное – "родиевая аномалия") сформировалась под воздействием магматизма с дальнейшим перераспределением и концентрацией благородных металлов в результате более позднего по времени метаморфизма и локального метасоматоза.

Работа выполнена в рамках Государственного задания (тема № 0252-2017-0012).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев А.А. (1979) Разновозрастные пикритовые комплексы западного склона Южного Урала (Башкирский мегантиклинорий). Докл. АН СССР, **248**(4), 935-940.
- Алексеев А.А. (1984) Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. М.: Наука, 136 с.
- Алексеев А.А., Алексеева Г.В. (1996) Калиевые оливиновые базальты Алатауского антиклинория. *Ежегод*ник-1995 ИГ УНЦ РАН. Уфа: ГП "ПРИНТ", 159-162.

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 18 No. 2 2018

Алексеев А.А., Алексеева Г.В. (1999) Рифейская диабазпикритовая формация расслоенных интрузий Южного Предуралья. Докл. АН, **369**(5), 647-649.

311

- Алексеев А.А., Алексеева Г.В., Ковалев С.Г. (2000) Расслоенные интрузии западного склона Урала. Уфа: Гилем, 188 с.
- Алексеев А.А., Алексеева Г.В., Ковалев С.Г. (2003) Дифференцированные интрузии западного склона Урала. Уфа: Гилем, 171 с.
- Ковалев С.Г. (1996) Дифференцированные диабазпикритовые комплексы западного склона Южного Урала. Уфа: УНЦ РАН, 99 с.
- Ковалев С.Г. (2004) Сложнодислоцированные углеродсодержащие породы западного склона Южного Урала. Докл. АН, **396**(4), 511-514.
- Ковалев С.Г. (2008) Позднедокембрийский рифтогенез в истории развития западного склона Южного Урала. *Геотектоника*, (2), 68-79.
- Ковалев С.Г. (2011) Новые данные по геохимии диабазпикритового магматизма западного склона Южного Урала и условия его формирования. *Литосфера*, (2), 68-83.
- Ковалев С.Г., Высоцкий И.В. (2004) Новый тип оруденения в докембрийских конгломератах западного склона Южного Урала. Докл. АН, **395**(4), 503-506.
- Ковалев С.Г., Высоцкий И.В. (2006) Новый тип благороднометалльной минерализации в терригенных породах Шатакского грабена (западный склон Южного Урала). Литология и полезные ископаемые, (4), 415-421.
- Ковалев С.Г., Высоцкий И.В. (2008) Новые данные по геологии Шатакского комплекса (западный склон Южного Урала). Литология и полезные ископаемые, (3), 280-289.
- Ковалев С.Г., Высоцкий И.В., Пучков В.Н., Маслов А.В., Гареев Э.З. (2013) Геохимическая специализация структурно-вещественных комплексов Башкирского мегантиклинория. Уфа: ДизайнПресс, 268 с.
- Ковалев С.Г., Высоцкий И.В., Фаткуллин И.Р. (1999) Сложнодислоцированные углеродсодержащие толщи западного склона Южного Урала. Уфа: Изд. Башкир. ун-та, 119 с.
- Ковалев С.Г., Гареев Э.З., Маслов А.В. (2014а) Первые данные о благороднометалльной специализации терригенных пород нижнего и среднего рифея Южного Урала. Известия высших учебных заведений. Геология и разведка, (4), 33-37.
- Ковалев С.Г., Ковалев С.С., Пиндюрина Е.О., Котляров В.А. (2014б) Сульфидная минерализация пикритовых и пикродолеритовых комплексов Южного Урала. Записки РМО, (5), 74-84
- Ковалев С.Г., Мичурин С.В., Высоцкий И.В., Ковалев С.С. (2013) Геология, минералогия и металлогеническая специализация углеродсодержащих толщ Улуелгинско-Кудашмановской зоны (западный склон Южного Урала). Литосфера, (3), 67-88.
- Ковалев С.Г., Пучков В. Н., Ковалев С.С. (2014в) Первые находки зигенита (CoNi₂S₄) в пикритовых и пикродолеритовых комплексах Южного Урала. Докл. *АН*, **457**(3), 308-314.
- Ковалев С.Г., Салихов Д.Н. (2003) Новые данные по геохимии щелочных пород Алатауского антиклинория. *Мат-лы V Респуб. геол. конф. "Геология, полезные* ископаемые и проблемы экологии Башкортостана". Уфа: НИИБЖД РБ, 42-45.

- Козлов В.И., Сергеева Н.Д. (2008) Строение стратонов рифея Волго-Уральской области. *Геологический сборник № 7. ИГ УНЦ РАН*. Уфа: ДизайнПолиграф-Сервис, 179-192.
- Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Родионов Н.В., Нехорошева А.Г., Кисеева К.Н. (2008) Ахмеровский гранитный массив – представитель мезопротерозойского интрузивного магматизма на Южном Урале. Докл. АН, **418**(2), 241-246.
- Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Козлов В.И. (2013) Цирконология навышских вулканитов айской свиты и проблема возраста нижней границы рифея на Южном Урале. Докл. АН, 448(4), 437-442.
- Ленных В.И., Петров В.И. (1978) Пикриты тараташского комплекса. *Труды Ильмен. гос. заповед.*, 17, 45-52.
- Носова А.А., Сазонова Л.В., Каргин А.В., Ларионова Ю.О., Горожанин В.М., Ковалев С.Г. (2012) Мезопротерозойская внутриплитная магматическая провинция Западного Урала: основные петрогенетические типы пород и их происхождение. *Петрология*, **20**(4), страницы.
- Олейникова Г.А., Панова Е.Г., Русанова Л.И., Шишлов В.А. Нанотехнологический способ определения наличия и количественного содержания редких и рассеянных химических элементов в горных породах, рудах и продуктах их переработки. (RU 2370764)
- 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.
- Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Козлов В.И., Сергеева Н.Д. (2012) Новые определения изотопного возраста вулканических излияний в типовом разрезе рифея и венда Южного Урала: следствия для стратиграфии и тектоники. Мат-лы 9-й Межрегион. науч.-практ. конф. Уфа: ДизайнПресс, 52-56.
- Сазонова Л.В., Носова А.А., Ларионова Ю.О., Каргин А.В., Ковалев С.Г. (2011) Мезопротерозойские пикриты восточной окраины Восточно-Европейской платформы и Башкирского мегантиклинория: петрогенезис и особенности составов оливина и клинопироксена. *Литосфера*, (3), 64-83.
- Сначёв А.В., Савельев Д.Е., Сначёв В.И. (2010) Палладий-золото-редко металльная геохимическая ассоциация в углеродистых сланцах зигазино-комаровской свиты, Южный Урал. Руды и металлы, (4), 14-19.
- Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Прибавкин С.В. (2005) Рифтогенный магматизм и оруденение Южного Урала. *Геология рудных месторождений*, 47(5), 421-443.
- Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Прибавкин С.В. (2004) Габбро-диабазовые дайки и силлы в раннесреднерифейских породах Башкирского антиклинория. *Ежегодник-2003*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 201-206.
- Холоднов В.В., Бочарникова Т.Д., Шагалов Е.С. (2012) Состав, возраст и генезис магнетит-ильменитовых руд среднерифейского стратифицированного Медведевского массива (Кусинско-Копанский комплекс Южного Урала). Литосфера, (5), 145-165.
- Юшко-Захарова О.Е. (1975) Платиноносность рудных месторождений. М.: Недра, 247 с.

- Barnes S.J., Lightfoot P.C. (2005) Formation of magmatic nickel-sulfide ore deposits and affecting their copper and platinum-group element contents. *Economic Geology* 100th Anniversary Volume, 179-213.
- Barnes S.-J., Maier W.D. (1999) The fractionation of Ni, Cu and the noble metals in silicate and sulfide liquids. C.E.G. *Geological Association of Canada*. Short Course, 13, 69-106.
- McDonough W.F., Sun S.S. (1995) Composition of the Earth. Chem. Geol., 120, 223-253.
- Wedepohl K.H. (1995) The composition of the continental crust. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**, 1217-1239.

REFERENCES

- Alekseev A.A. (1979) Different age-old picritic complexes of the western slope of the Southern Urals (Bashkirian meganticlinorium). *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **248**(4), 935-940. (In Russian)
- Alekseev A.A. (1984) Rifeisko-vendskii magmatizm zapadnogo sclona Yuzhnogo Urala [Riphean-Vendian magmatism of the western slope of the Southern Urals]. Moscow, Nauka Publ., 136 p. (In Russian)
- Alekseev A.A., Alekseeva G.V. (1996) Potassium olivine basalts of the Alatau anticlinorium. *Ezhegodnik-1995. IG* UNTs RAS. Ufa, "PRINT" Publ., 159-162. (In Russian)
- Alekseev A.A., Alekseeva G.V. (1999) Riphean diabasepicrite formation of stratified intrusions of the Southern Urals. Dokl. Akad. Nauk, 369(5), 647-649. (In Russian)
- Alekseev A.A., Alekseeva G.V., Kovalev S.G. (2000) Rassloennye intruzii zapadnogo sclona Urala [Layered intrusions of the western slope of the Urals]. Ufa, Gilem Publ., 188 p. (In Russian)
- Alekseev A.A., Alekseeva G.V., Kovalev S.G. (2003) Differentsirovannye intruzii zapadnogo sclona Urala [Diffenerated intrusions of the western slope of the Urals]. Ufa, Gilem Publ., 171 p. (In Russian)
- Barnes S.J., Lightfoot P.C. (2005) Formation of magmatic nickel-sulfide ore deposits and affecting their copper and platinum-group element contents. *Economic Geology* 100th Anniversary Volume, 179-213.
- Barnes S.-J., Maier W.D. (1999) The fractionation of Ni, Cu and the noble metals in silicate and sulfide liquids. C.E.G. *Geological Association of Canada*. Short Course, 13, 69-106.
- Fershtater G.B., Holodnov V.V., Pribavkin S.V. (2005) Riftogenic magmatism and mineralization of the Southern Urals. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, 47(5), 421-443.
- Fershtater G.B., Holodnov V.V., Pribavkin S.V. (2004) Gabbro-diabase dikes and sills in the Early Middle Riphean rocks of the Bashkir anticline. *Ezhegodnik-2003*. Ekaterinburg, IGG UrB RAS, 201-206. (In Russian)
- Holodnov V.V., Bocharnikova T.D., Shagalov E.S. (2012) Composition, age and genesis of magnetite-ilmenite ores of the Middle Riphean stratified Medvedevski massif (Kusa-Kopansky complex of the Southern Urals). *Litosfera*, (5), 145-165. (In Russian)
- Kovalev S.G. (1996) *Differentsirovannye diabaz-pikritovye kompleksy zapadnogo sclona Yuzhnogo Urala* [Differentiated diabase-picritic complexes of the western slope of the Southern Urals]. Ufa, UNTs RAS, 99 p. (In Russian)
- Kovalev S.G. (2004) Complexly dislocated carbonaceous rocks of the western slope of the Southern Urals. *Dokl. Akad. Nauk*, **396**(4), 511-514. (In Russian)

312

ЛИТОСФЕРА том 18 № 2 2018

Благороднометалльная специализация магматических комплексов Башкирского мегантиклинория Noble metal geochemistry of the igneous complexes Bashkirian meganticlinorium

- Kovalev S.G. (2008) Late Precambrian rifting in the history of development of the western slope of the Southern Urals. *Geotectonika*, (2), 68-79. (In Russian)
- Kovalev S.G. (2011) New data on the geochemistry of diabase-picritic magmatism of the western slope of the Southern Urals and conditions for its formation. *Litosfera*, (2), 68-83. (In Russian)
- Kovalev S.G., Gareev E.Z., Maslov A.V. (2014a) First data on noble metal spesialization of terrigenous rocks Lower and Middle Riphean the Southern Urals. *Izv. Vyssh. Uchebn. Zaved. Geol. Razved.*, (4), 33-37. (In Russian)
- Kovalev S.G., Kovalev S.S., Pindyurina E.O., Kotlyarov V.A. (20146) Sulfide mineralization of picritic and picrodoleritic complexes Southern Urals. *Zapiski RMO*, (5), 74-84. (In Russian)
- Kovalev S.G., Michurin S.V., Vysotskii I.V., Kovalev S.S. (2013) Geology, mineralogy and metallogenic specialization of carbon-bearing strata of Uluelgino-Kudashmanovo zone (the western slope of Southern Urals). *Litosfera*, (3), 67-88. (In Russian)
- Kovalev S.G., Puchkov V.N., Kovalev S.S. (2014B) First finds of zigenit (CoNi₂S₄) in picritic and picrodoleritic complexes Southern Urals. *Dokl. Akad. Nauk*, **457**(3), 308-314. (In Russian)
- Kovalev S.G., Salihov D.N. (2003) New data on geochemistry alkaline rocks of Alatau anticlinorium. *Mat-ly V Respub. geol. konf. "Geologiya, poleznye iskopaemye i problemy ekologii Bashkortostana"* ["Geology, minerals and problems of ecology of Bashkortostan". Proc. of the V Republic geol. Conf]. Ufa, NIIBZhD RB Publ., 42-45. (In Russian)
- Kovalev S.G., Vysotskii I.V. (2004) A new type of mineralization in the Precambrian conglomerates of the western slope of the Southern Urals. *Dokl. Akad. Nauk*, **395**(4), 503-506. (In Russian)
- Kovalev S.G., Vysotskii I.V. (2006) New type of noble metal mineralization in terrigenious rocks Shatak graben (western slope of the Southern Urals). *Litol. Polezn. Iskop.*, (4), 415-421. (In Russian)
- Kovalev S.G., Vysotskii I.V. (2008) New data on the geology Shatak complex (western slope of the Southern Urals). *Litol. Polezn. Iskop.*, (3), 280-289.
- Kovalev S.G., Vysotskii I.V., Fatkullin I.R. (1999) *Slozhnodislotsirovannye uglerodsoderzhashchie tolshchi zapadnogo sclona Yuzhnogo Urala* [Complex-dislocation carbon-bearing strata in western slope of the Southern Urals]. Ufa, Bashkir. State Univ. Publ., 119 p. (In Russian)
- Kovalev S.G., Vysotskii I.V., Puchkov V.N., Maslov A.V., Gareev E.Z. (2013) Geohimicheskaya spetsializatsiya strukturno-veshchestvennykh kompleksov Bashkirskogo meganticlinoriya [Geochemical specialization structuralmaterial complexes Bashkirian meganticlinorium]. Ufa, DizainPress Publ., 268 p. (In Russian)
- Kozlov V.I., Sergeeva N.D. (2008) The structure of the Riphean stratons Volga-Ural region. *Geologicheskii* sbornik 7. Ufa, DizainPoligrafServis Publ., 179-192. (In Russian)

Krasnobaev A.A., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Rodionov N.V., Nekhorosheva A.G., Kiseeva K.N. (2008) Achmerovo granite massif is a representative of Mesoproterozoic intrusive magmatism in the Southern Urals. *Dokl. Akad. Nauk*, **418**(2), 241-246. (In Russian)

313

- Krasnobaev A.A., Puchkov V.N., Kozlov V.I. (2013) Zirconium of the Navysh volcanics of the Aisk Formation and the problem of the age of the lower boundary of the Riphean in the Southern Urals. *Dokl. Akad. Nauk*, **448**(4), 437-442. (In Russian)
- Lennykh V.I., Petrov V.I. (1978) Pikrites of the Taratash Complex. Proc. Ilmen. State. Reserve, 17, 45-52. (In Russian)
- McDonough W.F., Sun S.S. (1995) Composition of the Earth. Chem. Geol., 120, 223-253.
- Nosova A.A., Sazonova L.V., Kargin A.V., Larionova Yu.O., Gorozhanin V.M., Kovalev S.G. (2012) Mesoproterozoic intraplate magmatic province of the Western Urals: The main petrogenetic types of rocks and their origin. *Petrologiya*, **20**(4), 392-428. (In Russian)
- Oleinikova G.A., Panova E.G., Rusanova L.I., Shishlov V.A. Nanotekhnologicheskii sposob opredeleniya nalichiya i kolichestvennogo soderzhaniya redkikh i rasseyannykh himicheskikh elementov v gornykh porodakh, rudakh i produktakh ikh pererabotki [Nanotechnological method for determining the presence and quantitative content of rare and dispersed chemical elements in rocks, ores and products of their processing]. (RU 2370764)
- Puchkov V.N. (2000) Paleogeodinamika Yuzhnogo i Srednego Urala [Paleogeodynamics of the Southern and Middle Urals]. Ufa, Dauriya Publ., 146 p. (In Russian)
- Puchkov V.N. (2010) Geologiya Urala i Priural'ya (aktual'nye voprosy stratigrafii, tektoniki, geodinamiki i metallogenii) [Geology of the Urals and the Uralian region (actual issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny)]. Ufa, DesignPolygraphService Publ., 280 p. (In Russian)
- Puchkov V.N., Krasnobaev A.A., Kozlov V.I., Sergeeva N.D. (2012) New definitions of the isotope age of volcanic effusions in the typical Riphean and Vendian section of the Southern Urals: implications for stratigraphy and tectonics [Proc. 9th Interregional Scientific and Practical. Conf.]. Ufa, DesignPress Publ., 52-56. (In Russian)
- Sazonova L.V., Nosova A.A., Larionova Yu.O., Kargin A.V., Kovalev S.G. (2011) Mesoproterozoic picrites of the eastern margin East European platform and the Bashkir meganticlinorium: Petrogenesis and features of the olivine and clinopyroxene compositions. *Litosfera*, (3), 64-83. (In Russian)
- Snachev A.V., Savel'ev D.E., Snachev V.I. (2010) Palladium-gold-rare metal geochemical association in carbonaceous schists of the Zigazino-Komarovo Formation, Southern Urals. *Rudy i metally*, (4), 14-19. (In Russian)
- Wedepohl K.H. (1995) The composition of the continental crust. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**, 1217-1239.
- Yushko-Zaharova O.E. (1975) *Platinonosnost` rudnykh* mestorozhdenii [Platina-bearing of the ore deposits]. Moscow, Nedra Publ., 247 p. (In Russian)

УДК 551.24

DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-2-314-321

КАЗАХСТАНСКИЙ И ТАРИМСКИЙ МИКРОКОНТИНЕНТЫ НА ДЕВОНСКИХ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЯХ

© 2018 г. В. С. Буртман, А. В. Дворова

Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., д. 7, e-mail: vburtman@gmail.com Поступила в редакцию 25.04.2017 г., принята к печати 13.06.2017 г.

По палеомагнитным данным установлено палеоширотное положение Казахстанского и Таримского микроконтинентов в девонском периоде. Определение палеоширот основано на результатах изучения на 19 участках доскладчатой высокотемпературной компоненты намагниченности пород. Вычислено положение центра Казахстанского микроконтинента в раннем-среднем девоне на широте $24.6 \pm 5.5^{\circ}$, в позднем девоне – на широте $22.7 \pm 4.6^{\circ}$. Центральная часть Таримского микроконтинента в раннем-среднем девоне находилась на широте $6.1 \pm 4.2^{\circ}$. Было предложено значительное количество палеотектонических схем Центральной Азии с различным дизайном и детализацией. Среди палеотектонических реконструкций можно выделить три группы. На многих реконструкциях распределение террейнов и океанических островных дуг подобно наблюдаемому ныне в Индонезии. К второй группе относятся реконструкции, на которых террейны образуют дугу, которая соединяла Балтийский и Сибирский палеоконтиненты. На реконструкциях третьей группы Казахстанский и Таримский микроконтиненты имеют изолированные позиции в палеоокеане. Мы рассмотрели положение Казахстанского и Таримского микроконтинентов в 19 ордовикских палеотектонических реконструкциях, опубликованных после 2000 года. В результате, предложен путь согласования палеотектонических реконструкций с палеомагнитными данными.

Ключевые слова: палеомагнетизм, Казахстан, Тарим, микроконтинент, палеоширота, палеотектоническая реконструкция

KAZAKHSTAN AND TARIM MICROCONTINENTS ON THE DEVONIAN PALEOTECTONIC RECONSTRUCTIONS

Valentin S. Burtman, Ariadna V. Dvorova

Geological Institute of RAS, 7 Pyzhevsky line, Moscow, 119017, Russia, e-mail: vburtman@gmail.com Received 25.04.2017, accepted 13.06.2017

Devonian latitudes of the Kazakhstan and Tarim microcontinents obtained from paleomagnetic data. Definition based on the results of the study pre-folded high-temperature components of magnetization of rocks. The article uses the results of paleomagnetic studies of Devonian sedimentary and magmatic rocks, which formed on the continental crust. In these studies, conducted by various researchers, the high-temperature pre folded primary component of magnetization detected in Devonian rocks on 19 plots. Based on that data the latitude of $24.6 \pm 5.5^{\circ}$ determined for the Center of Kazakhstan microcontinent in the Early-Middle Devonian and $22.7 \pm 4.6^{\circ}$ in the Late Devonian. The Early-Middle Devonian latitude $6.1 \pm 4.2^{\circ}$ determined for the Center of the Tarim microcontinent. A significant number of paleotectonic schemes of Asia with different design and detail were proposed. We reviewed the position of the Kazakhstan and Tarim microcontinents in 19 paleotectonic reconstructions published after 2000. There are three groups of paleoreconstructions among them. On many reconstructions, the location of continental terranes and island arcs of Kazakhstan and Central Asia in the Early and Middle Paleozoic resembles the modern structure of the Indonesian region. On other reconstructions, these terranes form an arc that connected two paleocontinents in the Paleozoic – the Baltic and the Siberian ones. In the alternative design of reconstructions of matching paleotectonic reconstructions with paleomagnetic data is proposed.

Keywords: paleomagnetism, Kazakhstan, Tarim, microcontinent, paleo-latitude, paleotectonic reconstruction

Acknowledgements

The studies were carried out according to the plan of the GIN RAS, themes No. 0135-2016-0009 and 0135-2018-0029.

Для цитирования: Буртман В.С., Дворова А.В. (2018) Казахстанский и Таримский микроконтиненты на девонских палеотектонических реконструкциях. *Литосфера*, **18**(2), 314-321. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-2-314-321

For citation: Burtman V.S., Dvorova A.V. (2018) Kazakhstan and Tarim microcontinents on the Devonian paleotectonic reconstructions. *Litosfera*, **18**(2), 314-321. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-2-314-321

Казахстанский и Таримский микроконтиненты на девонских палеотектонических реконструкциях 315 *Kazakhstan and Tarim microcontinents on the Devonian paleotectonic reconstructions*

ВВЕДЕНИЕ

Казахстанский (Казахско-Киргизский) палеозойский террейн (микроконтинент) был сформирован в ордовике в результате объединения раннепалеозойских сиалических террейнов и островных дуг [Дегтярев, 2012]. Таримский (Алай-Таримский, Тарим-Каракумский) террейн (микроконтинент) существовал с протерозоя. Он включает древний Таримский кратон и его окраину, палеозойские породы которой слагают складчатые зоны в Южном Тянь-Шане, Кызылкуме, Северном Памире и Куньлуне [Буртман, 2006].

Границей между Казахстанским и Таримским террейнами в современной структуре Азии служит сутура Туркестанского палеозойского океанического бассейна [Буртман и др., 1977], которая находится в Тянь-Шане и Кызылкуме (рис. 1). Ее вероятным продолжением является Денисовская сутура в Восточном Урале [Samygin, Burtman, 2009]. На востоке Казахстанский террейн ограничен Обь-Зайсанской и Джунгарской сутурами Палеоазиатского океанического бассейна. В позднем палеозое Туркестанский, Уральский и Палеоазиатский океанические бассейны были закрыты, Казахстанский и Таримский террейны вошли в состав Евразии.

Южной границей Таримского террейна в современной структуре служит сутура Куньлунь-Гиндукушского океанического бассейна, который был закрыт в триасе. В Западном Куньлуне это океаническая сутура Куди-Субаши, в Памирском кайнозойском аллохтоне – океаническая сутура Калайхумб-Ойтаг (см. рис. 1) [Буртман, 2006]. Западная и восточная границы Таримского среднепалеозойского террейна являются предметом дискуссий, на палеотектонических реконструкциях Таримский палеозойский террейн нередко показан в контурах Таримского кратона.

В настоящее время предлагается значительное количество палеотектонических схем Азии, имеющих разную конструкцию и детальность. Среди них можно выделить три группы палеореконструкций. На многих из них расположение континентальных террейнов и островных дуг Казахстана, Средней и Центральной Азии в раннем и среднем палеозое напоминает современное строение Индонезийского региона [Моссаковский и др., 1993; Диденко и др., 1994; Filippova et al., 2001; Куренков и др., 2002; Stampfli, Borel, 2002; Windley et al., 2007; Коробкин, Буслов, 2011; Wan, Zhu, 2011; Самыгин и др., 2015]. На других реконструкциях эти террейны образуют дугу, которая, подобно Центральной Америке в современную эпоху, соединяла в палеозое два палеоконтинента – Балтийский и Сибирский [Sengor, et al., 1993, 2014; Scotese, 2014]. Вариант такой дуги, но без участия Балтийского палеоконтинента, предложен в работе [Wilhem et al., 2012]. В реконструкциях третьей гуппы рассма-



Рис. 1. Участки палеомагнитных исследований девонских пород Казахстанского и Таримского террейнов.

 Таримский террейн; 2 – Казахстанский террейн; 3 – девонский вулканический пояс Казахстана; 4 – участки палеомагнитных исследований; 5 – океанические сутуры: Д – Денисовская, КО – Калайхумб-Ойтаг, КС – Куди-Субаши, ОЗ – Обь-Зайсанская, Т – Туркестанская.

Fig. 1. Plots of paleomagnetic studies of Devonian rocks of the Kazakhstan and Tarim terranes.

1 – Tarim terrane; 2 – Kazakhstan terrane; 3 – Devonian volcanic belt of Kazakhstan; 4 – plots of paleomagnetic research; 5 – oceanic sutures: \square – Denisov, KO – Kalayhumb-Aitag, KC – Kudi-Subashi, O3 – Ob'-Zaisan, T – Turkestan.

триваемые террейны имеют относительно изолированное положение в палеоокеане [Зоненшайн и др., 1990; Kravchinsky et al., 2002; Torsvik, Cocks, 2004; Levashova et al., 2007; Abrajevitch et al., 2008; Metcalfe, 2011; Bazhenov et al., 2012; Golonka, Gaweda, 2012; Верниковский и др., 2013; Domeier, Torsvik, 2014].

В данной статье рассмотрено палеоширотное положение Таримского и Казахстанского террейнов на палеотектонических реконструкциях, которые опубликованы после 2000 г.

ПАЛЕОШИРОТЫ КАЗАХСТАНСКОГО И ТАРИМСКОГО ТЕРРЕЙНОВ В ДЕВОНСКОЕ ВРЕМЯ

Определение палеошироты основано на результатах изучения первичной высокотемпературной доскладчатой компоненты намагниченности пород. Эта компонента намагниченности возникла в вулканогенных породах во время остывания лавы, а в осадках – вероятно, в процессе седиментации. В статье использованы результаты палеомагнитных исследований девонских осадочных и магматических пород, которые формировались на континентальной коре. В этих исследованиях, проведенных разными авторами, первичная высокотемпературная доскладчатая компонента намагниченности была выявлена в девонских породах на 19 участках, что позволяет надежно определить палеоширотное положение террейнов в девонское время. Важным фактором при использовании палеомагнитных данных является также надежное определение возраста большинства изученных пород.

Казахстанский террейн

Наиболее северные обнажения девонских пород Казахстанского террейна находятся в Зауральской зоне. В долине р. Тобол (см. рис. 1, уч. 1; 52.3°N, 61.6°E) около Денисовской океанической сутуры были изучены песчаники и алевролиты из толщи туфоконгломератов, гравелитов и мелкообломочных пород, среди которых залегают известняки с брахиоподами, трилобитами и кораллами эйфельского возраста [Burtman et al., 2000]. На севере Центрального Казахстана в хр. Ерментау (см. рис. 1, уч. 2; 51.5°N, 72.6°E) в горах Керегетас изучены красноцветные алевролиты и мелкозернистые песчаники из толщи, содержащей флору живетского яруса и позднего девона. Выше по разрезу эта толща перекрыта осадками с брахиоподами фаменского яруса [Burtman et al., 19986].

В Центральном и Южном Казахстане находится девонский вулканический пояс (см. рис. 1), в котором проведены палеомагнитные исследования на нескольких участках. В восточной ветви девонского вулканического пояса в Чингизской тектонической зоне на уч. Кайнар (см. рис. 1, уч. 3; 49.1°N, 77.5°Е) изучены андезиты, риолиты и туфопесчаники, содержащие девонскую флору. Выше по разрезу лежат осадки с фауной живетского яруса [Burtman et al., 19986]. В той же тектонической зоне вулканические породы изучены на участках Кенсу-Догодан (уч. 4; 49.5°N, 77.0°E) и Курбаканас (уч. 5; 48.3°N, 78.3°E) [Levashova et al., 2009; Левашова и др., 2011]. В западной ветви девонского вулканического пояса породы среднего девона исследованы на участках Микайнар (уч. 6; 47.5°N, 71.0°E) и Кургашолак (уч. 7; 44.1°Ñ, 74.8°E) [Гришин и др., 1997; Abrajevitch et al., 2007].

В Северном Тянь-Шане в Киргизском хребте на уч. Арал (уч. 8; 42.6°N, 72.7°E) изучены базальты и андезиты, среди которых есть прослои известковистых песчаников с фораминиферами позднего девона [Bazhenov et al., 2013]. В том же хребте на уч. Бешалаарча (рис. 1, уч. 9; 42.4°N, 74.6°E) исследованы красноцветные алевролиты и мелкозернистые песчаники из толщи, содержащей ихтиофауну среднего-позднего девона и флору позднего девона [Burtman et al., 1998а]. В хр. Малый Каратау на уч. Жанатас (уч. 10; 43.7°N, 69.9°E) изучены тонкозернистые красноцветные осадочные породы фаменского яруса [Kirscher et al., 2013]. Опубликованы также обобщенные данные по четырем участкам, расположенным в Киргизском и Джумгольском хребтах (уч. 11), где исследованы красноцветные песчаники и алевролиты [Клишевич, Храмов, 1993], для которых вероятен среднепозднедевонский возраст.

В Срединном Тянь-Шане палеомагнетизм девонских песчаников и алевролитов изучен на территории Чаткальского хребта [Burtman et al., 1998а] – в истоках р. Чаткал на уч. Аксу (уч. 12; 42.1°N, 71.9°E) и на южном склоне этого хребта на уч. Алабука (уч. 13; 41.5°N, 71.5°E). На уч. Аксу песчаники чередуются со слоями известняков, содержащих брахиоподы фаменского яруса, на уч. Алабука исследованная толща содержит брахиоподы живетского и франского ярусов и согласно перекрыта известняками фаменского яруса.

Результаты изучения палеомагнетизма девонских пород Казахстанского террейна приведены в табл. 1.

Таримский террейн

В Таримском террейне палеомагнитному изучению были подвергнуты породы нижнего-среднего девона из Кызылкума, Южного Тянь-Шаня и Куньлуня. В Кызылкуме на участке, охватывающем горы Сангрунтау и Шохтау (уч. 14; 40.7°N, 66.0°E), исследовались песчаники и известняки, содержащие амфипоры и кораллы нижнего девона Попов, Бискэ, Храмов, 2007]. В Тянь-Шане в западной части Туркестанского хребта в истоках р. Заамин (рис. 1, уч. 15; 39.63°N, 68.4°E) исследованы пестроцветные алевролиты и мелкозернистые песчаники из толщи, содержащей тентакулиты эмского яруса нижнего девона [Бискэ, 1996; Попов и др., 2007]. В восточной части Туркестанского хребта (см. рис. 1, уч. 16; 39.8°N, 70.3°E) изучены мелкообломочные породы нижнего девона, в восточной части Алайского хребта (уч. 17; 40.1°N, 71.3°E) красноцветные кремнистые алевролиты нижнего девона, сформированные на континентальном склоне Таримского террейна [Клишевич, Храмов, 1993]. В Северо-Восточной Фергане среди известняков, содержащих амфипоры живетского яруса [Бискэ, 1996], и над этими известняками залегают щелочные базальты, туфы, туфо-алевролиты и мелкозернистые песчаники. Палеомагнитному исследованию [Burtman et al., 1998а] подвергнуты породы этой толщи, обнаженные в долине р. Каинды (уч. 18; 41.6°N, 72.9°E).

Сведения о палеомагнетизме пород нижнегосреднего девона в Северо-Западном Куньлуне (уч. 19), опубликованы в виде обобщенных данТаблица 1. Данные о высокотемпературной доскладчатой компоненте намагниченности девонских пород в Казахстанском террейне

№ уч.	Название участка	А	N(S)	I, °	α95°	$\phi \pm \Delta \phi$, °	К	Т	Лит. источник
1	р. Тобол	D_2	31	37	4.8	20.6 ± 3.8	27.9/12.7	F+	[Burtman et al., 2000]
2	Ерментау	D ₂₋₃	18	31	8.9	16.7 ± 5.6	13.8/5.1	F+	[Burtman et al., 19986]
3	Кайнар	D_2	40	41	6.4	23.5 ± 4.8	12.2/4.1	F+R+	_''_
4	Кенсу-Догодан	D ₁₋₂	(18)	60.2	8.0	$41.1 \pm 9.3*$	_	F+R+	[Levashova et al., 2009]
5	Курбаканас	D_2	(10)	44.3	7.8	26.0 ± 6.2	41/34	F+R+	[Левашова и др., 2011]
6	Микайнар	D_2	7	46	14.2	$27.4 \pm 12*$	14/6	F+	[Гришин и др., 1997]
7	Кургашолак	D_2	(13)	46.4	8.0	27.7 ± 6.7	_	R+B+	[Abrajevitch et al., 2007]
8	Арал	D_3	(36)	42.7	3.4	24.8 ± 2.6	48.9/37.3	F+R+C+	[Bazhenov et al., 2013]
9	Бешалаарча	D ₂₋₃	22	36.0	6.5	20.0 ± 4.4	21.0/12.1	F+	[Burtman et al., 1998a]
10	Жанатас	D_3	8	47.7	6.9	28.8 ± 5.9	66.3/3.6	F+	[Kirscher et al., 2013]
11	К-Джумгол	D ₂₋₃	28	38.2	7.1	21.5 ± 5.0	_	F+R+	[Клишевич, Храмов, 1993]
12	Аксу	D_3	31	37	6.0	20.6 ± 4.2	17.6/4.8	F+	[Burtman et al., 1998a]
13	Алабука	D ₂₋₃	37	42	4.4	24.2 ± 3.3	27.7/3.2	F+R+	
D ₁₋₂ – среднее для участков 1, 3, 5 и 7						24.6 ± 5.5			
D ₃ – среднее для участков 2 и 8–13 22.7 ± 4.6									

Table 1. Primary magnetization in the Ordovician rocks from the Kazakhstan terrain

Примечание. А – возраст палеомагнитной компоненты; N(S) – количество образцов (сайтов), данные по которым вошли в статистику; I – палеомагнитное наклонение; α95° – радиус круга доверия величины палеонаклонения в стратиграфической системе координат; φ° ± Δφ° – палеоширота и радиус ее круга доверия; К – кучность векторов в стратиграфической/географической системах координат; Т – положительные тесты (F+ – складки, R+ – обращения, C+ – конгломератов, B+ – горячего контакта). *Не учтено при вычислении средних величин.

Note. A – age of pre-folding and high-temperature magnetization; N(S) – number of accepted samples and (sites); I – inclination; $\alpha 95^{\circ}$ – radius of confidence circle; $\phi^{\circ} \pm \Delta \phi^{\circ}$ – paleo-latitude and radius of 95% confidence; K – concentration parameters in stratigraphic/geographic systems; T – positive tests (F+ – fold, R+ – reversal, C+ – conglomerate, B+ – baked contact). *Not taken into account when calculating averages.

ных по пяти участкам [Li et al., 1995]. Палеоширота, определенная по этим данным, близка таковой, полученной в Южном Тянь-Шане (табл. 2).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В Казахстанском террейне участки, на которых изучен палеомагнетизм пород девона, рассредоточены по всей территории террейна, где обнажены девонские породы. Расстояние между наиболее удаленными друг от друга участками около 1500 км. Среднюю палеошироту, основанную на данных о палеошироте изученных участков (см. табл. 1), можно рассматривать как палеошироту пункта, находящегося в центре изученной территории. Рассредоточенность участков исследований по Казахстанскому террейну позволяет считать, что этот пункт близок к середине террейна.

Палеомагнитные данные с уч. 1, 3, 5 и 7 (см. табл. 1) позволяют установить положение середины Казахстанского террейна в раннем-среднем девоне – $24.6 \pm 5.5^{\circ}$. При вычислении этой палеошироты не использованы данные уч. 4, на котором определена палеоширота, которая отличается на $15-20^{\circ}$ от палеоширот всех участков. Не использованы также данные, полученные на уч. 6, так как возможная ошибка определения палеошироты превышает здесь 10° . Данные с уч. 2 и 8–13 позволяют определить положение середины террейна в

позднем девоне – 22.7 ± 4.6°. Разница между раннесреднедевонской и позднедевонской палеоширотами несущественная, интервалы доверия для этих определений: 19–30° – для раннего-среднего девона и 18–27° – для позднего девона.

В табл. 3 показаны результаты сравнения палеоширотного положения Казахстанского и Таримского террейнов на опубликованных палеотектонических реконструкциях с определением палеошироты центров этих террейнов палеомагнитным методом. В колонке "b" табл. 3 показано расстояние, на которое необходимо переместить Казахстанский террейн на палеотектонической реконструкции для того, чтобы центр этого террейна находился в пределах круга доверия палеошироты центра террейна, определенной палеомагнитным методом (см. табл. 1).

Положение Казахстанского террейна во многих реконструкциях соответствует палеомагнитным данным или близко к этому (см. табл. 3). В реконструкциях № 4 [Torsvik, Cocks, 2004], № 11 [Golonka, Gaweda, 2012] и № 14 [Верниковский и др., 2013] необходимы перемещения террейна на значительные расстояния. Согласование реконструкции № 10 [Wilhem et al., 2012] с палеомагнитными данными потребует изменения ее структуры.

Территория, на которой изучен палеомагнетизм девонских пород **Таримского террейна**, расположена в его северной части. Расстояние между крайТаблица 2. Данные о высокотемпературной доскладчатой компоненте намагниченности девонских пород в Таримском террейне

№ уч.	Название участка	Α	N(S)	I°	α95°	$\phi \pm \Delta \phi$, °	К	Т	Лит. источник
14	Шохтау	D_1	11	8.4	7.6	4.2 ± 4.0	33.4/3.5	F+R+	[Попов, Бискэ, Храмов, 2007]
15	р. Заамин	D_1	10	15.7	7.6	8.0 ± 4.2	41.4/29.0	F+	_''_
16	Туркестан	D_1	26	0.6	7.6	0.3 ± 3.8	26.9/3.2	F+	[Клишевич, Храмов, 1993]
17	Алай	D_1	34	9.0	8.0	4.5 ± 4.2	13.7/3.1	F+R+	_^
18	р. Каинды	D ₂	21	15	3.1	7.6 ± 1.7	97.0/17.7	F+	[Burtman, 1998a]
19	Куньлунь	D ₁₋₂	(78)	15.8	12.2	8.0 ± 6.0	_	?	[Li et al., 1995]
D ₁₋₂ – среднее						6.1 ± 4.2			

Table 2. Primary magnetization in the Ordovician rocks from the Tarim terrain

Примечание. Обозначения см. в табл. 1.

Note. For notations see Table 1.

Таблица 3. Положение Казахстанского и Таримского террейнов на девонских палеотектонических реконструкция
Table 3. The position of the Kazakhstan and Tarim in Devonian paleotectonic reconstructions

N⁰	Лит. источник	А	Казахст	ган	Тари	ИM
			a°	b°	c°	d°
1	[Filippova et al., 2001]	D ₂	1228	0	2035	≥18
2	[Куренков и др. 2002]	D ₁₋₂	1335	0	-520	0
3	[Kravchinsky, et al., 2002]	D ₁₋₂	1038	0	1032	≥11
4	[Torsvik, Cocks, 2004]	D_1	115	≥10	924	≥7
5	[Windley et al., 2007]	D_2	1028	0	830	≥9
6	[Abrajevitch et al., 2008]	D ₁₋₂	1435	0	723	≥5
7	[Коробкин, Буслов, 2011]	D_2	726	≥3	1030	≥10
8		D_3	1435	0	1836	_
9	[Metcalfe, 2011]	D_3	2242	≥2	410	_
10	[Wilhem, et al., 2012]	D ₃	3565	≥23	2035	_
11	[Golonka, Gaweda, 2012]	D_1	-615	≥9	-121	0
12		D ₃	1637	0	113	_
13	[Bazhenov et al., 2012]	D ₁₋₂	1743	0	Ν	_
14	[Верниковский и др., 2013]	D_3	-812	≥16	N	_
15	[Sengor et al., 2014]	D_1	1041	0	N	_
16		D_3	1325	0	N	_
17	[Domeier, Torsvik, 2014]	D_1	1525	0	1831	≥15
18		D_3	1531	0	1831	_
19	[Самыгин и др., 2015]	D ₂₋₃	1232	0	522	≥4

Примечание. А – возраст реконструкции; а°, с° – интервал палеоширот Казахстанского (а°) и Таримского (с°) террейнов на реконструкции; b°, d° – величина, на которую необходимо сместить Казахстанский (b°) и Таримский (d°) террейны для согласования их палеоширотного положения на реконструкции с палеомагнитными данными; N – террейн на реконструкции отсутствует.

Note. A – age of the reconstruction; a° , c° – latitudes of the Kazakhstan (a°) and Tarim (c°) in the reconstruction; b° , d° – necessary corrections for the reconstructions; N – terrain is lacking in the reconstruction.

ними участками более 1000 км. Центр исследованной территории находится в Западном Тянь-Шане. Таримский палеозойский террейн имеет удлиненную форму, вытянутую ныне в широтном направлении. По данным о палеомагнитных склонениях, в девоне длинная ось террейна имела направление, близкое к меридиональному. Изученная территория находилась в средней части этого субмеридионально простиравшегося террейна, и палеоширота ее середины близка к палеошироте центра террейна. По палеомагнитным данным (см. табл. 2), центр террейна в раннем-среднем девоне располагался в интервале широт 2–10°.

Положение Таримского террейна в реконструкции № 11 [Golonka, Gaweda, 2012] соответствует палеомагнитным данным. На других реконструкциях для согласования с результатами палеомагнитных исследований необходимо поместить *Казахстанский и Таримский микроконтиненты на девонских палеотектонических реконструкциях* 319 *Kazakhstan and Tarim microcontinents on the Devonian paleotectonic reconstructions*

центр террейна в пределы круга доверия величины палеомагнитной широты этого центра, определенной палеомагнитным методом. Величины необходимых перемещений Таримского террейна на реконструкциях показаны в колонке "d" табл. 3. В процессе коррекции наиболее значительные изменения произойдут в реконструкции № 1 [Filippova et al., 2001].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По палеомагнитным данным, полученным на 19 участках, определены палеошироты центров Казахстанского и Таримского террейнов (микроконтинентов) в девонское время. Центр Казахстанского микроконтнента в раннем-среднем девоне находился на широте $24.6 \pm 5.5^{\circ}$, в позднем девоне – на широте 22.7 ± 4.6° (см. табл. 1, 2). Центр Таримского микроконтинента в раннем-среднем девоне находился на широте $6.1 \pm 4.2^{\circ}$. Проведено сравнение палеоширот, определенных палеомагнитным методом, с положением террейнов на девонских палеотектонических реконструкциях. Для реконструкций, на которых положение микроконтинентов не соответствует палеоширотам, полученным при палеомагнитных исследованиях, показан путь коррекции реконструкций (см. табл. 3).

Исследования проведены по плану ГИН РАН, темы № 0135-2016-0009 и 0135-2018-0029.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бискэ Ю.С. (1996) Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. СПб: СПбГУ, 192 с.
- Буртман В.С. (2006) Тянь-Шань и Высокая Азия: тектоника и геодинамика в палеозое. М.: ГЕОС, 216 с.
- Буртман В.С., Клишевич В.Л., Котова Л.Н., Куренков С.А., Назаров Б.Б., Чернышук В.П. (1977) Новые данные о палеозойском океане в Южной Фергане. Докл. АН СССР, 237, 668-671.
- Верниковский В.А., Добрецов Н.Л., Метелкин Д.В., Матушкин Н.Ю., Кулаков И.Ю. (2013) Проблемы тектоники и тектонической эволюции Арктики. *Геология и геофизика*, **54**, 1083-1107.
- Гришин Д.В., Печерский Д.М., Дегтярев К.Е. (1997) Палеомагнетизм и реконструкция среднепалеозойской структуры Центрального Казахстана. *Геотектоника*, (1), 71-81.
- Дегтярев К.Е. (2012) Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. М.: ГЕОС, 289 с.
- Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. (1994) Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии. *Геология и геофизика*, **35**(7-8), 59-75.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. (1990) Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. М.: Недра, 336 с.

- Клишевич В.Л., Храмов А.Н. (1993) Реконструкция Туркестанского океана (Южный Тянь-Шань) для раннего девона. *Геотектоника*, (4), 66-75.
- Коробкин В.В., Буслов М.М. (2011) Тектоника и геодинамика западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (палеозоиды Казахстана). Геология и геофизика, **52**(12), 2032-2055.
- Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. (2002) Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС, 294 с.
- Левашова Н.М., Баженов М.Л., Ван дер Во Р., Абражевич А.В. (2011) Новые палеомагнитные данные по силурийским и девонским вулканитам Чингизской островной дуги Казахстана и их вклад в представления о тектонической эволюции Урало-Монгольского пояса. Геодинамика и тектонофизика, 2(3), 266-288.
- 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.
- Попов В.В., Бискэ Ю.С., Храмов А.Н. (2007) Палеомагнитные данные о движении Кызылкумо-Алайского континентального блока в девоне и карбоне. *Палеомагнетизм осадочных бассейнов Северной Евразии*. СПб: ВНИГРИ, 155-172.
- Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н., Курчавов А.М. (2015) Тектоническое развитие Казахстана и Тянь-Шаня в неопротерозое и в раннем-среднем палеозое. *Геотектоника*, (3), 66-92.
- Abrajevitch A.V., Van der Voo R., Bazhenov M.L., Levashova N.M., McCausland P.J.A. (2008) The role of the Kazakhstan orocline in the late Paleozoic amalgamation of Eurasia. *Tectonophysics*, 455, 61-76.
- Abrajevitch A.V., Van der Voo R., Levashova N.M., Bazhenov M.L. (2007) Paleomagnetic constraints on the paleogeography and oroclinal bending of the Devonian volcanic arc in Kazakhstan. *Tectonophysics*, **441**, 67-84.
- Bazhenov M.L., Levashova N.M., Degtyarev K.E., Van der Voo R., Abrajevitch A.A., McCausland P.J.A. (2012) Unraveling the early-middle Paleozoic paleogeography of Kazakhstan on the basis of Ordovician and Devonian paleomagnetic results. *Gondwana Research*, 22, 974-991.
- Bazhenov M.L., Van der Voo R., Levashova N.M., Dominguez A.R. (2013) Late Devonian palaeomagnetism of the North Tien Shan, Kyrgyzstan: can secular variation vary on a short timescale? *Geophys. J. Intern.*, **193**, 635-649.
- Burtman V.S., Gurarii G.Z., Belen'kii A.V., Ignat'ev A.V., Audibert M. (1998) Turkestan ocean in the Middle Paleozoic: reconstruction using paleomagnetic data for the Tien Shan. *Geotectonics*, **32**(1), 11-21.
- Burtman V.S., Gurarii G.Z., Belen'kii A.V., Kudasheva I.A. (1998) Kazakhstan and the Altai in the Devonian: paleomagnetic evidence. *Geotectonics*, **32**(6), 479-487.
- Burtman V.S., Gurarii G.Z., Dvorova A.V., Kuznetsov N.B., Shipunov S.V. (2000). The Uralian Paleoocean in the Devonian (as inferred from paleomagnetic data). *Geotectonics*, 34(5), 397-406.
- Domeier M., Torsvik T.H. (2014) Plate tectonics in the late Paleozoic. *Geosci. Front.*, **5**(3), 303-350.
- Filippova I.B., Bush V.A., Didenko A.N. (2001) Middle Paleozoic subduction belts: the leading factor in the formation of the Central Asian fold-and-thrust Belt. *Russian J. Earth Sci.*, 3(6), 405-426.

Буртман, Дворова Burtman, Dvorova

- Golonka J., Gaweda A. (2012) Plate Tectonic Evolution of the Southern Margin of Laurussia in the Paleozoic. *Intech Tectonics – recent advances*, **10**, 262-282.
- Kirscher U., Zwing A., Alexeiev D.V., Echtler H.P., Bachtadse V. (2013) Paleomagnetism of Paleozoic sedimentary rocks from the Karatau Range, Southern Kazakhstan: Multiple remagnetization events correlate with phases of deformation . J. Geophys. Res., Solid Earth, 118, 3871-3885.
- Kravchinsky V.A., Sorokin A.A., Courtillot V. (2002) Paleomagnetism of Paleozoic and Mesozoic sediments from the southern margin of Mongol-Okhotsk ocean, far eastern Russia. J. Geophys. Res., 107(B10), 2253-2274.
- Levashova N.M., Mikolaichuk A.V., McCausland P.J.A, Bazhenov M.L., Van der Voo R. (2007) Devonian paleomagnetism of the North Tien Shan: implications for the middle-Late Paleozoic paleogeography of Eurasia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **257**, 104-120.
- Levashova N.M., Van der Voo R., Abrajevich A.V., Bazhenov M.L. (2009) Paleomagnetism of midpaleozoic subduction related volcanics from the Chingiz range in NE Kazakhstan: the evolving paleogeography of an amalgamating Eurasian supercontinent. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **121**, 555-573.
- Li Y., Li Q., Zhang H., Sun D., Cao Y., Wu S. (1995) Paleomagnetic study of Tarim and its adjacent area as well as the formation and evolution of Tarim basin. *Xinjiang Geology*, **3**(4), 293-376. (in Chinese)
- Metcalfe I. (2011) Palaeozoic-Mesozoic history of SE Asia. History and Tectonics of the Australia–Asia Collision. Geol. Soc. London, Spec. Publ., **355**, 7-35.
- Samygin S.G., Burtman V.S. (2009) Tectonics of the Ural Paleozoides in comparison with the Tien Shan. *Geotectonics*, 43(2), 133-151.
- Scotese C.R. (2014) Atlas of Plate Tectonic Reconstructions. PALEOMAP Project, 46 p.: www.scotese.com.
- Sengor A.M.C., Natalin B.A., Burtman V.S. (1993) Evolution of the Altaid Tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia. *Nature*, **364**(6435), 299-307.
- Sengor A.M.C., Natalin B., Van der Voo R., Sunal G. (2014) A new look at the Altaids: a superorogenic complex in northern and central Asia as a factory of continental crust, part II: palaeomagnetic data reconstructions, crustal growth and global sea-level. *Austrian J. Earth Sci.*, 107(2), 131-181.
- Stampfli G.M., Borel G.D. (2002) A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **196**, 17-33.
- Torsvik T.H., Cocks L.R.M. (2004) Earth geography from 400 to 250 Ma: a palaeomagnetic, faunal and facies review. J. Geol. Soc. London, 161, 555-572.
- Wan T., Zhu H. (2011) Chinese continental blocks in Global paleocontinental reconstruction during Paleozoic and Mesozoic. *Acta Geologica Sinica*, **85**(3), 581-597.
- Wilhem C., Windley B.F., Stampfli G.M. (2012) The Altaids of Central Asia: a tectonic and evolutionary innovative review. *Earth-Science Reviews*, **113**, 303-341.
- Windley B., Alexeiev D., Xiao W, Kroner A., Badarch G. (2007) Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt. J. Geol. Soc. London, 164, 31-47.

REFERENCES

- Abrajevitch A.V., Van der Voo R., Bazhenov M.L., Levashova N.M., McCausland P.J.A. (2008) The role of the Kazakhstan orocline in the late Paleozoic amalgamation of Eurasia. *Tectonophysics*, 455, 61-76.
- Abrajevitch A.V., Van der Voo R., Levashova N.M., Bazhenov M.L. (2007) Paleomagnetic constraints on the paleogeography and oroclinal bending of the Devonian volcanic arc in Kazakhstan. *Tectonophysics*, **441**, 67-84.
- Bazhenov M.L., Levashova N.M., Degtyarev K.E., Van der Voo R., Abrajevitch A.A., McCausland P.J.A. (2012) Unraveling the early-middle Paleozoic paleogeography of Kazakhstan on the basis of Ordovician and Devonian paleomagnetic results. *Gondwana Research*, **22**, 974-991.
- Bazhenov M.L., Van der Voo R., Levashova N.M., Dominguez A.R. (2013) Late Devonian palaeomagnetism of the North Tien Shan, Kyrgyzstan: can secular variation vary on a short timescale? *Geophys. J. Intern.*, **193**, 635-649.
- Biske Yu.S. (1996) *Paleozoyskaya struktura i istoriya Juzhnogo Tyan'-Shanya* [Paleozoic structure and a history of the South Tien Shan]. St.Petersburg, St.Petersburg St. Univ. Publ., 192 p. (In Russian)
- Burtman V.S. (2006) Tyan'-Shan' i Vysokaya Asiya. Tektonika i geodinamika paleozoya [Tien Shan and High Asia. Tectonics and geodynamics in the Paleozoic]. Moscow, GEOS Publ., 216 p. (In Russian)
- Burtman V.S., Gurarii G.Z., Belen'kii A.V., Ignat'ev A.V., Audibert M. (1998) Turkestan ocean in the Middle Paleozoic: reconstruction using paleomagnetic data for the Tien Shan. *Geotectonics*, **32**(1), 11-21.
- Burtman V.S., Gurarii G.Z., Belen'kii A.V., Kudasheva I.A. (1998) Kazakhstan and the Altai in the Devonian: paleomagnetic evidence. *Geotectonics*, **32**(6), 479-487.
- Burtman V.S., Gurarii G.Z., Dvorova A.V., Kuznetsov N.B., Shipunov S.V. (2000). The Uralian Paleoocean in the Devonian (as inferred from paleomagnetic data). *Geotectonics*, **34**(5), 397-406.
- Burtman V.S., Klishevich V.L., Kotova L.N., Kurenkov S.A., Nazarov B.B., Chernyshuk V.P. (1977) Paleozoic ocean in the South Fergana: New data. *Doklady AN SSSR*, 237, 668-671. (In Russian)
- Degtyarev K.E. (2012) Tektonicheskaya evolyutsiya rannepaleozoyskikh ostrovoduzhnykh system i formirovanie kontinental'noi kory kaledonid Kazakhstana [Tectonic evolutionof the Early Paleozoic island arcs and continental crast formation in Caledonides of the Kazakhstan]. Moscow, GEOS Publ., 289 p. (In Russian)
- Didenko A.N., Mossakovskii A.A., Pecherskii D.M., Ruzhentsev S.V., Samygin C.G., Kheraskova T.N. (1994) Geodynamics of Paleozoic oceans of the Central Asia. *Geol. Geofiz.*, **35**(7-8), 59-75. (In Russian)
- Domeier M., Torsvik T.H. (2014) Plate tectonics in the late Paleozoic. *Geosci. Front.*, **5**(3), 303-350.
- Filippova I.B., Bush V.A. Didenko A.N. (2001) Middle Paleozoic subduction belts: the leading factor in the formation of the Central Asian fold-and-thrust Belt. *Russ. J. Earth Sci.*, **3**(6), 405-426.
- Golonka J., Gaweda A. (2012) Plate Tectonic Evolution of the Southern Margin of Laurussia in the Paleozoic. *Intech Tectonics – recent advances*, **10**, 262-282.

ЛИТОСФЕРА том 18 № 2 2018

Казахстанский и Таримский микроконтиненты на девонских палеотектонических реконструкциях 321 Kazakhstan and Tarim microcontinents on the Devonian paleotectonic reconstructions

- Grishin D.V., Pecherskii D.M., Degtyarev K.E. (1997) Paleomagnetism and reconstruction of the Middle Paleozoic structure of the Central Kazakhstan. *Geotektonika*, (1), 71-81. (In Russian)
- Kirscher U., Zwing A., Alexeiev D.V., Echtler H.P., Bachtadse V. (2013) Paleomagnetism of Paleozoic sedimentary rocks from the Karatau Range, Southern Kazakhstan: multiple remagnetization events correlate with phases of deformation . J. Geophys. Res., Solid Earth, 118, 3871-3885.
- Klishevich V.L., Hramov A.N. (1993) Reconstuction of the Turkestan ocean for the Early Devonian time. *Geotekton-ika*, (4), 66-75. (In Russian)
- Korobkin V.V., Buslov M.M. (20011) Tectonics and geodynamics of the Western part of Central Asian fold belt (Paleozoic Kazakhstan). *Geol. Geofiz.*, **52**(12), 2032-2055. (In Russian)
- Kravchinsky V.A., Sorokin A. A., Courtillot V. (2002) Paleomagnetism of Paleozoic and Mesozoic sediments from the southern margin of Mongol-Okhotsk ocean, far eastern Russia. J. Geophys. Res., 107(B10), 2253-2274.
- Kurenkov C.A., Didenko A.N., Simonov V.A. (2002) Geodinamika paleospredinga [Geodinamics of paleospreading]. Moscow, GEOS Publ., 294 p. (In Russian)
- Levashova N.M., Bazhenov M.L., Van der Vo R., Abrazhevich A.V. (2011) New paleomagnetic data on the Silurian and Devonian volcanic rocks of the Chingiz island arc, Kazakhstan, and their contribution to the understanding of the tectonic evolution of the Ural-Mongolian belt. *Geol. Geofiz.*, **2**(3), 266-288. (In Russian)
- Levashova N.M., Mikolaichuk A.V., McCausland P.J.A., Bazhenov M.L., Van der Voo R. (2007) Devonian paleomagnetism of the North Tien Shan: implications for the middle-Late Paleozoic paleogeography of Eurasia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **257**, 104-120.
- Levashova N.M., Van der Voo R., Abrajevich A.V., Bazhenov M.L. (2009) Paleomagnetism of midpaleozoic subductionrelated volcanics from the Chingiz range in NE Kazakhstan: the evolving paleogeography of an amalgamating Eurasian supercontinent. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **121**, 555-573.
- Li Y., Li Q., Zhang H., Sun D., Cao Y., Wu S. (1995) Paleomagnetic study of Tarim and its adjacent area as well as the formation and evolution of Tarim basin. *Xinjiang Geology*, **3**(4), 293-376. (in Chinese)
- Metcalfe I. (2011) Palaeozoic–Mesozoic history of SE Asia. History and Tectonics of the Australia–Asia Collision. Geol. Soc. London Spec. Publ., **355**, 7-35.
- Mossakovskii A.A., Ruzhentsev S.V., Samygin S.G., Kheraskova T.N. (1993) The Central Asian fold belt: geo-

dynamic evolution and formation history. *Geotektonika*, (6), 3-32. (In Russian)

- Popov V.V., Biske Ju.S., Khramov A.N. (2007) Paleomagnetic data on the movement of Kyzylkum-Alai continental blocks in the Devonian and Carboniferous. *Paleomagnetizm osadochnykh basseinov Severnoi Evrazii*. St.Petersburg, VNIGRI Publ., 155-172. (In Russian)
- Samygin S.G., Burtman V.S. (2009) Tectonics of the Ural Paleozoides in comparison with the Tien Shan. *Geotectonics*, 43(2), 133-151.
- Samygin S.G., Kheraskova T.N., Kurchavov A.M. (2015) Tectonic development of Kazakhstan and the Tien Shan in the Neoproterozoic and early-middle Paleozoic. *Geotektonika*, (3), 66-92. (In Russian)
- Scotese C.R. (2014) Atlas of Plate Tectonic Reconstructions. PALEOMAP Project, 46 p.: www.scotese.com.
- Sengor A.M.C., Natalin B.A., Burtman V.S. (1993) Evolution of the Altaid Tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia. *Nature*, **364**(6435), 299-307.
- Sengor A.M.C., Natalin B., Van der Voo R., Sunal G. (2014) A new look at the Altaids: a superoroganic complex in northern and central Asia as a factory of continental crust, part II: palaeomagnetic data reconstructions, crustal growth and global sea-level. *Austrian J. Earth Sci.*, 107(2), 131-181.
- Stampfli G.M., Borel G.D. (2002) A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **196**, 17-33.
- Torsvik T.H., Cocks L.R.M. (2004) Earth geography from 400 to 250 Ma: a palaeomagnetic, faunal and facies review. J. Geol. Soc. London, 161, 555-572.
- Vernikovskii V.A., Degtyarev K.E., Metelkin D.V., Matushkin N.Ju., Kulakov I.Ju. (2013) Problems of a tectonic evolution of the Arctic. *Geol. Geofiz.*, 54, 1083-1107. (In Russian)
- Wan T., Zhu H. (2011) Chinese continental blocks in Global paleocontinental reconstruction during Paleozoic and Mesozoic. Acta Geologica Sinica, 85(3), 581-597.
- Wilhem C., Windley B.F., Stampfli G.M. (2012) The Altaids of Central Asia: a tectonic and evolutionary innovative review. *Earth-Science Reviews*, **113**, 303-341.
- Windley B., Alexeiev D., Xiao W, Kroner A., Badarch G. (2007) Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt. J. Geol. Soc. London, 164, 31-47.
- Zonenshain L.P., Kuz'min M.I., Natapov L.M. (1990) *Tektonika litosfernykh plit territorii SSSR. Kn. 2* [Tectonics of lithospheric plates of the USSR. Book 2]. Moscow, Nedra, Publ., 336 p. (In Russian)

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Материалы статьи присылаются по электронной почте: lithosphere@igg.uran.ru. Бумажные материалы в 2-х экземплярах – почтовым отправлением (*простой* бандеролью) по адресу: 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15. Редакция журнала "Литосфера"

Журнал публикует статьи на русском и английском языках.

1. Рукописи принимаемых для публикации научных статей не должны превышать 2 авт. листов (16 стр. формата A4, текст статьи представляется в формате Word for Windows шрифт Times New Roman, кегль 12, интервал одинарный, левое поле – 25 мм); принимаются также хроника и рецензии (не более 0.2 авт. л.). Рисунки, таблицы и фотографии прилагаются отдельно.

Рукопись должна быть скомпонована в следующем порядке: 1) индекс УДК; 2) название статьи; 3) инициалы и фамилии авторов; 4) полное название учреждений, в которых выполнялось исследование, с указанием почтового адреса и e-mail;
 5) аннотация объемом 250–350 слов, содержащая следующие разделы: предмет исследования, материалы и методы, результаты, выводы; 6) ключевые слова.

3. 7) При представлении статьи на русском языке "шапка" работы, т.е. ее название, фамилии и имена авторов, названия и адреса учреждений переводятся на английский язык. Далее следует английская аннотация, текст которой не должен быть калькой русской аннотации, но должен иметь приблизительно тот же объем и ту же рубрикацию. После ключевых слов английской аннотации необходимо помещать перевод благодарностей и ссылок на гранты.

4. Далее следует: 8) русский текст статьи; 9) ссылки на литературные источники приводятся в квадратных скобках в хронологическом порядке; 10) благодарности указываются в конце статьи отдельным абзацем, ссылки на гранты выделяются курсивом; 11) список цитированной литературы дается в алфавитном порядке, вначале русские, затем, с пробелом в одну строку, иностранные источники. При наличии нескольких авторов необходимо указывать все фамилии.

5. В конце статьи помещается 12) References (список литературы, где русскоязычные источники транслитерируются и сопровождаются английскими переводами названий работ и источников публикации). Все цитированные источники даются одним списком в романском алфавите.

6. Все страницы должны быть пронумерованы.

7. Электронная версия, идентичная бумажной, должна состоять из файла текста и файлов иллюстраций, подписей к ним и таблиц.

8. К рукописи прилагаются: 1) направление в журнал от организации; 2) акт экспертизы; 3) сведения об авторах, включающие полные имена и отчества всех авторов, их номера телефонов и адреса с указанием контактного лица для связи при редакционной подготовке статьи.

Рисунки. Схемы и рисунки в журнале должны иметь минимальные размеры, соответствующие их информативности, но без потери наглядности. Размер и оформление однотипных рисунков должны быть единообразны по статье. Обозначения частей рисунка (а, б) и т.д. пишутся прямым русским шрифтом строчными буквами без пробела (рис. 1б). Для карт следует указывать масштаб. Векторные рисунки должны представляться в формате программы, в которой они сделаны (рекомендуется Corel Draw), если программа отличается от Corel Draw, необходимо дополнительно сохранять файлы рисунков в формате JPG и TIF. В этих же форматах (JPG, TIF) представляются фотографические материалы. Заголовки рисунков и подписи к ним приводятся на русском и английском языках.

Таблицы. Каждая таблица в бумажной версии размещается на отдельной странице. Заглавия столбцов пишут с прописной буквы. Повторяющиеся надписи заменяются кавычками: –"-; числа в столбцах повторяются. Примечания и сноски со звездочками под таблицами набирают прямым шрифтом, в конце ставят точку. После звездочки первое слово пишут с прописной буквы без пробела. Таблицы (и рисунки) нумеруются арабскими цифрами в порядке их упоминания в тексте. Место первой ссылки на каждую таблицу (и рисунок) в тексте следует помечать на левом поле.

Таблицы, как и текст, даются в формате Word for Widows. Заголовки таблиц и примечания приводятся на русском и английском языках.

Для более детального ознакомления с правилами для авторов просим обращаться на официальный сайт: htpp:// lithosphere.ru

AUTHOR'S GUIDE

The materials of the article are sent by e-mail: lithosphere@igg. uran.ru. Paper materials in 2 copies – by post (simple parcel post) at 15 Acad. Vonsovsky st., Ekaterinburg, 620016. Editorial board of the "Lithosphere".

"Lithosphere" publishes papers in Russian and English.

1. The journal accepts manuscripts for the publicati on of scientific articles up to 2 author's sheets (16 pages of A4 format, size 12 pt, 1.0 intervals, left margin -25 mm); "Lithosphere" accepts also chronicles and reviews (no more than 0.2 auth. sh.). Figures, tables and photographs are attached separately.

2. The manuscript mast been accompanied by: 1) sending to the journal from the authors departsurnamement; 2) information about the authors, including the full names and surname of all authors, their telephone numbers and addresses, indicating the contact person for communication during the editorial preparation of the article.

3. The manuscript should be arranged in the following order: 1) UDC index; 2) the title of the article; 3) the name and surname of the authors; 4) the full name of the institutions in which the study was carried out, indicating the postal address and e-mail; 5) abstract from 250, but not exceeding 350 words, containing the following sections: background, materials and methods, results, conclusions; 6) keywords; 8) the text of the article; 9) references to literary sources are given in square brackets in chronological order; 10) gratitude is indicated at the end of the article in a separate paragraph; links to grants are in italics; 11) list of the cited literature in alphabetical order. If there are several authors, all the surnames must be indicated.

4. All pages should be numbered.

5. Electronic and paper versions should be identical and consist of a text file, figures, figure captions and table files.

6. The text of the article is presented in the format Word for Windows type Times New Roman, size 12.

Figures. Schemes and drawings in the journal should have minimum dimensions corresponding to their informativeness, but without loss of clarity. The size and design of the same type of drawings should be uniform across the article. Legend of the parts of the drawing (a, δ), etc. must be written in straight letters without a space: (Fig. 16). For maps, you must specify the scale and denote the meridian. Vector drawings should be presented in the format of the program in which they are made (it is recommended Corel Draw), if the program differs from Corel Draw, then it is necessary to additionally save the drawing files in JPG and TIF format. In the same formats (JPG, TIF) photographic materials are presented.

Tables. Each table in the paper version is placed on a separate page. The column headings are written with a capital letter. Repeated inscriptions are replaced with quotation marks: -"-, the numbers in the columns are repeated. Notes and footnotes with the asterisks under the tables are typed in a straight print, at the end put a point. After the asterisk is not dashed, and the first word is written with a capital letter. The place of the first reference to each table (and figure) should be marked in the text in the left field. The tables, like text, are given in the format Word for Widows.

For more detailed information with the rules for authors, please contact the official website: http://lithosphere.ru

ЛИТОСФЕРА Том 18 № 2

Март-Апрель 2018

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

Учредитель Институт геологии и геохимии Уральского отделения Российской академии наук

Свидетельство о регистрации ПИ № 77-7039 от 28 декабря 2000 г. в Министерстве печати и информации Российской Федерации

> Технический редактор Е.И. Богданова Корректор Н.М. Катаева Оригинал-макет Н.С. Глушковой Макет обложки А.Ю. Савельевой

РИО ИГГ УрО РАН № Печать офсетная	2 89 Подп Усл. печ. л. 21.75	исано в печать 23.04.20 Учизд. л. 21.75)18 Тираж 250	Формат 60 × 84 ¹ / ₈ Заказ
Институт геологии и ге	еохимии УрО РАН	Екатеринбург,	620016, ул. Ака	ад. Вонсовского, 15
	Отпечатано с готово ООО Универсалы 620049, г. Екатери Тел.	ого оригинал-макета в тиг ная Типография "Альфа I нбург, переулок Автомати .: 8 (800) 300-16-00	юграфии Іринт'' кки, 2ж.	

www.alfaprint24.ru